

國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文

指導教授：陳鎮東 博士

內蒙古鹽海子過去一萬五千年來的
古氣候記錄

The Last 15 kyr Paleoclimate Record of Yanhaizi Lake,
Inner Mongolia

研究生：藍信企 撰

中華民國八十八年二月

本論文

係研究生藍信企君碩士學位資格之一部份，經下列委員於民國八十八年二月一日審查通過，特此證明：

審查委員 劉聰桂

黃奇瑜

魏國彥

林慧玲

指導教授 陳鎮東

致 謝

感謝恩師陳鎮東教授兩年多來的教導，引領我一窺科學研究的領域，對於問題發覺的敏感、追問的執著，解決問題時持的單純基本原理化原則，以及哪些是該做到的事。兩年多來老師提供了相當多機會到各地開拓視野，台東、恆春半島龍巒潭、九棚、宜蘭撤退池、日月潭、台南烏山頭水庫、台北陽明山、台中谷關、海研三號高雄外海採樣，外島大、小金門、甚至海峽對岸的內蒙古。出席的研討會包括，沒進實驗室幾天就舉辦的 1996 年 9 月兩岸南海海洋科學研討會、1997 年 9 月全球變遷在台灣研討會、1998 年 7 月 AGU WPGM 和 1999 年 1 月老師辦的海洋環境之過去、當前與未來研討會，以及幾次地質學會年會、海洋年會。期間甚至安排數次與許靖華院士共餐，請教這位五年前引發筆者對地質學產生興趣的大師，這些都是相當珍貴的經驗，謝謝老師！

謝謝瑞士聯邦理工大學許靖華院士提供論文分析材料 Ya01 岩心，以及相關岩心樣品。更重要的是，讓筆者了解科學研究的為與不可為以及對筆者的鼓勵，那一天 1999 年 2 月 11 日台北圓山飯店。

感謝林慧玲老師、魏國彥老師、黃奇瑜老師以及劉聰桂老師對學生論文的諸多指正。黃老師五年前不辭辛勞飛到台南開課古海洋學，讓學生初視這個學門；林老師兩年多來慷慨提供資料與諸多教誨；與魏老師的人生談以及劉老師對晚輩的誠懇都讓學生受益良多。

論文工作期間，本校材料所國科會貴儀的李秀月小姐礦物 XRD 分析；陳貴香小姐礦物 SEM 分析；海洋資源系蕭炎宏老師提供礦物鑑定書以及寶貴建議；中央研究院地球所汪中和老師和王麗文學姊同位素分析；陳延成老師大陸之行的照顧以及材料和特殊資料的提供；成功大學地球科學系江威德老師礦物定量分析相關方法指導；導師袁彼得老師提供期刊及雷射粒徑分析儀，以及大三以來對於沈積學及沈積環境方面知識的教誨；洪佳章老師對學生生活學業上的關心；許德惇老師對科學視野的啟發；鍾玉嘉老師長者風範的薰陶；劉祖乾老師對英文論文發表的指導，以及電腦的支援；中油翁榮南老師及本校化學系謝建台老師和學生許信豐先生分析 normal alkane；林海勇及葉森益學長指導雷射粒徑分析儀操作以及平時的鼓勵幫忙；陳明助學長教導有機地化分析，以及許許多多人事物有形無形的幫忙，都讓筆者

在這個階段能順利完成。

3009 實驗室建育學長從頭到尾對論文實驗的教導以及成長經驗的傳授，政康學長、樹輪學長對科學問題的指點激勵，總管冰潔姐對生活及實驗的幫忙，修儀姐對各方面的細心安排打點、講義氣的福祥哥在我進實驗室的隔天大早便帶我到八〇二醫院、佑邦兄對法文及英文的指導、Excel 之神行志哥電腦絕技的傳授、徐雲龍和李騰安兩位大哥每次野外的擔待、麗貞姐、淑敏以及新夥伴怡祺、啟善、富雯、淑方、員豪、尤其是青琳各方面的幫忙鼓勵。所上康明銓兄、陳碧欣小姐、莊妙慧小姐及黃湫淑小姐對行政、學生事務的幫忙。同學雅婷、敦睿、徐翊、維欣、千裕、振河、坤章、麗雯在學業、生活上的相互鼓勵支持，很高興認識你們，和你們一起相處這段時間。也感謝南北地科系 85 級同伴的鼎力相助和鼓勵。最感謝的是爸爸、媽媽、姊姊、雅婷和小弟以及身旁的親朋好友對於我的包容與鼓勵，少了時間精神與你們相處，謝謝你們！

孔老先生有言：『志於道、據於德、依於仁、游於藝』，給年輕的自己勉勵。

摘要

本論文工作主要在重建位於東亞夏季季風北界的內蒙古鹽海子鹽湖古氣候，同時配合附近以及其它東亞地區已發表之古氣候記錄，嘗試了解控制此地區氣候的機制。定年結果顯示岩心 Ya01 沈積始於 14.1 kyr B.P.。由同位素、蒸發岩礦物出現深度、蒸發岩礦物組織及芒硝結晶機制，發現鹽海子的同位素與易溶性元素可能受到早期成岩作用的影響。

岩心內之粗顆粒沈積物為湖面縮小、沙漠活動化的產物，同時具有低有機碳、高長石對長石與石英含量的成熟指數，代表乾燥氣候下的沈積；而細顆粒沈積物為湖面擴大期之沈積，此時一方面粗顆粒沈積物所屬的沙坪沈積環境遷往湖緣，一方面水體的存在可能保存風成粉塵。其有機碳含量高、成熟指數低，都代表沈積在潮溼環境。這些潮溼時期分別在 11.7-9.1、6.4-5.8 以及 3.8-2.6 kyr B.P.，其中以第一期最溼，第三期次之。

這些乾溼時期分布大致與同一乾旱半乾旱過渡區的古氣候記錄相符，但是與中國中原地區以及台灣高山湖泊撤退池所看到潮溼大暖期狀態相反。可能是中原與台灣完全在夏季季風影響範圍內，對乾溼變化較不敏感所致。鹽海子與沖繩海槽及南海北坡岩心對比，乾期對應在大暖期的高溫期，而 3.8-2.6 kyr B.P. 的第三溼期對應在 4-2 kyr B.P. 之全新世最冷期。推測在夏季季風北界地區，高溫造成的蒸發超過季風所帶來降雨的臨界狀態，是控制此區有效溼度的主要機制。

Abstract

This thesis is focused on the paleoclimatic reconstruction of Yanhaizi, a saline lake located near the northern limit of the East Asian Summer Monsoon. With paleoclimatic records collected nearby and from East Asia, I have attempted to understand the mechanisms controlling the climate in this region.

Chronological data show that the sediments in the core Ya01 has deposited since 14.1 kyr B.P. Information from stable isotopes, the first appearance of evaporite, sedimentary texture and structure of salt minerals, and processes of mirabilite crystallization, suggests that the stable isotopes and soluble elements in the core may have been altered by early diagenesis.

Coarse sediments are deposited during the shrinkage phase of the lake, or during the period when sand dune reactivated. These sediments have low organic carbon contents and high maturity indices (i.e. ratios of feldspar to the sum of feldspar and quartz), indicating that they were deposited in an arid environment. On the contrary, fine sediments were deposited during periods of high lake stand due to the peripheral migration of the sand-flat sedimentary environment and the better preservation of the wind-carried dusts in the water body. Their high organic contents and low maturity indices imply that they were deposited in a humid environment. Three humid phases, 11.7-9.1, 6.4-5.8 and 3.8-2.6 kyr B.P., are recovered from the core Ya01, with the first the wettest, followed by the third phase.

The above dry and wet phases are consistent with those recovered from the same arid-semiarid transition zone, but are contrary to the humid Holocene Optimum revealed in east China and the alpine Retreat Lake in Taiwan. The discrepancy may be due to the relative insensitivity to humidity changes of these two areas, because they were under the total influence of the summer monsoon. Besides, the high temperature Holocene Optimum as revealed in the Okinawa Trough and the northern South China Sea is correlated to the dry phases in Yanhaizi. However, the 4-2 kyr B.P. coldest period in the Holocene corresponds to the third wet phase in Yanhaizi. We argue that enhanced evaporation over higher monsoon precipitation is the key factor in determining the effective humidity in the region near the northern boundary of summer monsoon.

目錄

致謝.....	I
中文摘要.....	III
英文摘要.....	IV
目錄.....	V
圖目錄.....	VII
表目錄.....	X
附錄目錄.....	XI
第一章 序論.....	1
1.1 前言.....	1
1.1.1 古全球變遷研究.....	1
1.1.2 鹽湖的研究.....	3
1.2 研究目的.....	5
1.3 研究區域.....	7
1.3.1 行政位置及交通.....	7
1.3.2 地理特徵.....	7
1.3.3 地質背景.....	10
1.3.4 氣候狀況.....	14
1.3.5 人文景觀.....	15
第二章 研究材料及方法.....	17
2.1 研究材料.....	17
2.1.1 岩心沈積物樣品.....	17
2.1.2 毛烏素沙漠風成沙樣品.....	19
2.2 研究方法.....	20
2.2.1 碳十四定年.....	20
2.2.2 鉛二一〇定年.....	20
2.2.3 磁化率.....	21
2.2.4 粒徑分析.....	22

2.2.5 碳氮硫元素分析.....	22
2.2.6 礦物 X-ray 繞射分析.....	24
第三章 結果與討論.....	26
3.1 岩心地層.....	26
3.2 年代模式.....	29
3.3 鹽湖沈積環境.....	39
3.4 鹽海子岩心資料對比.....	53
3.4.1 沈積物總有機碳.....	53
3.4.2 沈積物碳氮比.....	57
3.4.3 礦物 X-ray 繞射分析.....	68
3.4.4 磁化率.....	79
3.5 鹽海子沈積物的次生作用.....	84
3.6 其它內蒙古氣候過渡帶的古氣候.....	98
3.7 東亞地區同樣時間跨度的氣候變遷.....	104
3.8 內蒙地區氣候變遷的機制.....	106
第四章 結論.....	116
參考文獻.....	118
中文部份.....	118
英文部份.....	121
附錄.....	133

圖目錄

圖 1.2.1	鹽海子與毛烏素沙漠位置圖	6
圖 1.3.1	風成沙丘、片狀沙及鹽湖系統	9
圖 1.3.2	鹽海子地區地質圖	12
圖 2.1.1	鹽海子 Ya01、Ya02 和 Ya03 岩心採樣位置圖及 相關地形與環境	18
圖 2.2.1	碳氮硫元素分析儀標準品真實值與測值關係圖	23
圖 2.2.2	粉晶繞射儀原理	25
圖 3.1.1	鹽海子 Ya01、Ya02 與 Ya03 岩心之岩性層序	27
圖 3.1.2	鹽海子 Ya01 沈積物種類隨深度及年代分布以及 粒徑眾數與平均粒徑對年代分布	28
圖 3.2.1	Ya01 年代模式	33
圖 3.2.2	岩心 YaS03 超量 ^{210}Pb 對深度分布圖	35
圖 3.3.1	陸地蒸發岩系統的沈積架構示意圖	41
圖 3.3.2	Ya01 岩心深度 460、1100、1380 cm 及沙漠沙 lo17 樣品粒徑分布圖	45
圖 3.3.3	Ya01 粒徑較小峰粒徑中值，小於 $32.42\ \mu\text{m}$ 粒徑 含量，大於 $61.7\ \mu\text{m}$ 粒徑含量對深度分布圖	46
圖 3.3.4	格陵蘭冰芯 GISP2 EOF1 所顯示的高風成粉塵期，與 全球冰川擴大期、南半球、北美、歐洲及格陵蘭寒冷 氣候期、Cockburn 冰磧前進期、Younger Dryas 事件 以及 Ya01 粒徑小於 $32.43\ \mu\text{m}$ 沈積物含量和有機 碳含量對比圖	50
圖 3.3.5	Ya01 粒徑較小峰粒徑中值，小於 $32.42\ \mu\text{m}$ 粒徑 含量，大於 $61.7\ \mu\text{m}$ 粒徑含量對年代分布圖	51
圖 3.4.1	Ya01 總有機碳、總氮及碳氮比對深度分布圖	54
圖 3.4.2	Ya01 總有機碳、總氮及碳氮比對年代分布圖	56
圖 3.4.3	Ya01 樣品 TOC 對 TN，以及 TOC 對 C/N 分布圖	59
圖 3.4.4	鹽海子 Ya01 總有機碳與撤退池岩心含水率、 磁化率、總有機碳、碳氮比、穩定有機碳同位 素及 ^{14}C 定年關係圖	62

圖 3.4.5	Ya01 粒徑與碳氮比關係圖	64
圖 3.4.6	中國主要植物帶分布情形	65
圖 3.4.7	Ya01 深度 1180 cm 樣品 XRD 2 θ 角與繞射強度 關係	69
圖 3.4.8	Ya01 深度 780 cm 樣品 XRD 2 θ 角與繞射強度 關係	70
圖 3.4.9	XRD 繞射強度計算示意圖	72
圖 3.4.10	Ya01 岩心石英含量對深度分布情形	73
圖 3.4.11	Ya01 岩心沈積物成熟指數隨深度及年代變化圖	75
圖 3.4.12	Ya01 總有機碳、碳氮比、成熟指數、低頻磁化率 以及沈積物粒徑對年代分布圖	78
圖 3.4.13	Ya01 岩心低頻磁化率、高頻磁化率以及頻率相關 磁化率對深度分布	80
圖 3.4.14	Ya01 岩心低頻磁化率、高頻磁化率以及頻率相關 磁化率對年代分布	81
圖 3.4.15	Ya01 岩心低頻磁化率與平均粒徑、沙含量、粉沙 含量及黏土含量關係圖	82
圖 3.5.1	Ya01 穩定碳同位素及穩定氧同位素隨深度與年代 分佈	85
圖 3.5.2	岩心 Ya01與 Ya02 碳氧穩定同位素相關性比較圖	86
圖 3.5.3	Ya01 岩心穩定氧、碳同位素和沈積物對年代分布圖 ，以及砂含量、平均粒徑和總有機碳與氧同位素關係	87
圖 3.5.4	Ya02 岩心氧同位素、碳同位素、沈積物、磁化率 及總有機碳含量對深度分布	88
圖 3.5.5	Ya01與 Ya02 岩心碳氧穩定氧同位素隨年代分布圖	90
圖 3.6.1	鹽海子 Ya01 岩心與岱海 DZ1 岩心與五間窯及 弓壩河剖面湖進期對比圖	99
圖 3.6.2	鹽海子 Ya01 岩心總有機碳與糜地灣剖面氣候代用 指標記錄對比	100
圖 3.6.3	鹽海子 Ya01 岩心總有機碳與合同察汗淖 He01 與 He02 碳氧穩定同位素與總有機碳分布	103
圖 3.8.1	過去一萬八千年來北半球太陽輻射的變化情形	107

圖 3.8.2	Ya01 岩心總有機碳含量與沖繩海槽 255、170 及 南海 17940-2 岩心 <i>P. obliquiloculata</i> 豐度對比	110
圖 3.8.3	Ya01 岩心總有機碳含量與南沖繩海槽 255、170 及 南海 17940-2 岩心之古溫度曲線的對比	111
圖 3.8.4	杭錦旗 1971-1980 年各月平均蒸發量、降雨量以及 氣溫之間關係	114
圖 3.8.5	鹽海子 Ya01、南美 Altiplano 高原地區晚第四紀 溼度變化與其它資料的對比	115

表目錄

表 1.3.1 鹽海子鹽湖晶間鹵水成份	13
表 1.3.2 鹽海子鹽湖晶間鹵水成份	13
表 1.3.3 伊克昭盟各月平均降雨量統計	16
表 1.3.4 伊克昭盟各月平均蒸發量統計	16
表 1.3.5 伊克昭盟各月平均蒸發降雨比統計	16
表 1.3.6 伊克昭盟各月平均氣溫統計	16
表 2.1.1 鹽海子岩心樣品記錄	19
表 2.2.1 元素分析儀標準品 p5、p6 及 p7 之碳、氮、硫 元素含量	22
表 3.2.1 Ya01 碳十四定年數據	30
表 3.2.2 Ya02 碳十四定年數據	32
表 3.2.3 岩心 YaS03 超量鉛—210 活度分析	34
表 3.2.4 鹽海子與合同察汗淖水樣碳—14 定年表	36
表 3.3.1 蒸發岩沈積相分類	40
表 3.4.1 LECO CHN-2000 分析 Ya01-110 樣品結果	57
表 3.4.2 活體生物組成成份	60
表 3.4.3 不同地區陸地 C ₃ 、C ₄ 植物及湖泊藻類有機質 C/N ratios 與 $\delta^{13}\text{C}$	60
表 3.4.4 撤退池湖區植物體碳氮硫及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 特徵	61
表 3.4.5 lo17 及 YaSand 樣品 TOC、TN 及 C/N ratios	63
表 3.4.6 Atomic C:N ratios and $\delta^{13}\text{C}$ values of plants that are potential sources of organic matter to Pyramid Lake sediments	67
表 3.4.7 石英與長石的結構及特徵	74
表 3.4.8 鹽海子地區白堊紀砂岩化學分析	74
表 3.7.1 撤退池 ^{14}C 定年數據	105
表 3.8.1 Denton 劃分全新世以來北半球的新冰期	108

附錄目錄

附錄 1	Ya01 各深度 (cm) 樣品粒徑分布圖	133
附錄 2	Ya01 及沙丘沙掃描式電子顯微鏡相片	147
附錄 3	偏光顯微鏡下礦物鑑定結果	154
附錄 4	Ya01 與 Ya02 元素 Al、Ca、Mg、K、Na、Cl 、Fe、Ti、Mn、Ba、Co、Cr、Cu、Ni、Pb、Sr 、V、Zn 和 Y 對年代比較圖	155
附錄 5	會議摘要論文“內蒙古鹽海子過去 16 ka 來之 古氣候記錄初探”	160
附錄 6	鹽海子 YaS03 岩心總碳、總氮、總硫、含水率 及低頻磁化率圖	163

第一章 緒論

1.1 前言

1.1.1 古全球變遷研究

1986年，國際科學總會（International Council of Scientific Unions, 簡稱 ICSU）決議推動『國際地圈生物圈研究計畫—全球變遷研究』（International Geosphere Biosphere Program—A study of Global Changes）。

該計畫的目標是：

『描述並了解調節整個地球系統其中相牽涉的物理、化學與生物的過程，及系統中正在發生的變化，乃至人類活動如何影響這些變化（ICSU, 1986）』

經過多次會議，IGBP於 1990 訂定出六大核心計劃（core projects）。「古全球變遷」（Past Global Changes, PAGES）便是其中的一項（ICSU, 1990）。它的設立是為了解這些變遷曾經經歷的幅度、頻度與對區域環境影響。這些透過對自然界沈積層、化石、或現仍存活之生物體如樹木、珊瑚等的詳細分析而得到的對古氣候、古環境變遷的認識，一方面可對未來規劃政策有所助益，一方面這個古氣候變遷的實測資料可對氣候模式提供修正，如能使模式正確預測過去時段，才可能據以預測未來。因此「古全球變遷」研究有其獨立且必不可缺的角色。

PAGES 計畫的焦點放在下面幾項問題的解答上（PAGES, 1995）：

1. 全球氣候和地球的自然環境在過去有什麼樣的變化？控制這些變化的是什麼因子？同時，了解這些變化和原因對我們了解未來氣候和環境的變化有什麼幫助？
2. 人類活動對氣候及全球環境改變的程度有多少？要如何區分人類活動對地球所造成的變化以及地球對外地源驅動力和其內在系統自然反應的變化？在人類活動之前，地球環境系統的初始狀態為何？
3. 自然界溫室氣體含量變化的範圍有多大？其變化對全球氣候系統所造成的

反餽效應為何？溫室氣體、地表氣候以及生態系統之間變化因果順序為何？

4. 造成人類存在時間尺度氣候變化的重要動力為何？是什麼因素造成十年到百年時間尺度的氣候和環境突變事件，以及半穩定氣候狀態之間的快速轉變？

對這些重點而言，區域性詳細且正確的古氣候資料如樹輪、珊瑚、湖積物花粉分析、海洋沈積物、地形變遷（雪線、河道、海岸線之改變）等已成為相當受重視的資料。各地研究小組同時重新檢討已有的成果，並約定研究的精度。研究的材料包括樹輪、珊瑚、石筍、石鐘乳、湖泊沈積物、海洋沈積物、冰芯、土壤、地形變遷、歷史文獻等，舉凡可用來查測古環境及古氣候變遷的材料均可考慮。俟收集區域材料之後，得到該區於特定時段面的全面性古氣候資料（如全新世大暖期、或末次冰期全盛期及末次間冰期最暖期），再將其與氣候模式比較，以進一步研判影響氣候的控制因子。

東亞地區是執行中“南北半球古氣候計畫”（Paleoclimates of the Northern and Southern Hemispheres, PANASH）中“極地—赤道—極地大斷面亞歐斷面”（The Pole-Equator-Pole Transects, PEP II: The Austral-Asian Transect）研究裡相當重要的部份（PAGES, 1995）。該計畫對古氣候與環境研究特別注意下列的重點：

1. 冬季與夏季季風在古氣候變遷上的角色；
2. 南北半球古氣候變遷是否同步；
3. 青藏高原的抬升與氣流的變化；
4. 邊緣海與沿岸海流在冰期與間冰期的變化及氣候的效應；及
5. 永凍層、沙漠、極地森林、冰帽、黃土隨氣候變遷的演化史。

在東亞夏季季風北界經過的地區，隨著夏季季風強度的變化，這條代表潮溼水氣所能到達東部歐亞大陸最內部的界限也跟著移動。當夏季風強度增強時，季風北界向西北內陸方向移動，為季風影響範圍內的土地帶來豐沛的雨水；反之，夏季風強度減弱的時期，季風北界向東南、也就是太平洋方向退卻，造成原來在雨水滋潤下的土地呈現

乾燥荒瘠的面貌。因此，東亞夏季季風北界經過的地區，過去氣候乾溼的記錄，可能反應了夏季季風北界的位置，同時也指示著東亞夏季季風過去強度變化的歷史。但是另一方面，夏季季風增強的另一特徵“夏季增溫”，卻也可能造成蒸發量增加，造成整體有效溼度反而降低。

季風降雨方面的研究在黃土地區已經累積相當的成果，尤其是黃土古土壤的磁化率（magnetic susceptibility），一般認為是夏季季風的指標。當夏季季風增強時期，黃土地區處於溫暖溼潤氣候下，成壤作用（pedogenic activity）造成沈積物磁化率呈現高值（An *et al.*, 1990; Chen *et al.*, 1997）。孫等人（1996）更用 30 個黃土—古土壤剖面磁化率資料，回推夏季風北界位置在過去 150 ka 的變化情形。至於黃土地區以外的季風資料，一般就明顯缺乏，或是可信度不夠（Yu and Kelts, 1998）。

1.1.2 鹽湖的研究

封閉盆地的湖泊，尤其鹽湖，是氣候變化和波動最敏感的指示計，而控制湖泊的外因性動力中最重要的就是氣候（Kendall, 1992）。氣候的變化，尤其是乾旱與潮溼的更替，具體表現在湖水位的升降、湖面的擴大與縮小、湖水鹽度的變動、生物種屬組合的變動、湖泊沈積物成份和性質的改變、以及碎屑沈積物含量增減等等。比方說一個永久性鹽湖（perennial saline lake）可能隨著氣候轉向乾旱而變為乾鹽湖（salt pan）、甚至乾泥坪（dry mud flat）沈積（Kendall, 1992），而這些沈積都有其獨特的面貌，因此研究這些面貌在時間軸上的變化，就可以知道過去氣候變化情形。湖泊自形成開始，就有沈積物的堆積，忠實的保存了長期以來各種湖泊過程和環境變遷的豐富訊息，也因此世界上有許多古氣候研究乃利用鹽湖作為題材（Chivas *et al.*, 1986; Kelts and Shahrabi, 1986; Magee *et al.*, 1995; Valero-Garcés *et al.*, 1995; Li *et al.*, 1996; Bischoff *et al.*, 1997; Li *et al.*, 1997; Valero-Garcés *et al.*, 1997）。

內蒙地區最顯著的地理特徵之一就是高原湖泊星羅棋布。它連同青康藏高原、新疆、雲貴高原、東北地區和東部平原湖泊區，共同構

成中國著名的六大湖區。其中，內蒙古湖泊區以其湖泊數量多、面積小、類型齊全、分布集中為重要特點（鄭等，1992）。

根據中國科學院多年野外鹽湖考察資料統計，內蒙地區約有湖泊1000多個，湖泊面積6000平方多公里。在這一千多個湖泊當中，有380多個小湖平均湖泊面積不及1平方公里，這些湖泊面積加起來是330平方公里，僅占全區湖泊總面積的5.29%；而面積大於1平方公里的湖泊有623個，面積總和6237.75平方公里，占大陸湖泊總面積的7.8%。在面積大於1平方公里的623個湖泊中，鹽湖又佔了378個（鹽湖定義為：含鹽量 ≥ 50 g/l）（鄭等，1992）。

因此，具有眾多對氣候乾溼變化敏感鹽湖的內蒙古地區，提供了古氣候研究豐富的材料。

1.2 研究目的

根據 Huang and Shao (1993) 的研究發現，中國西北地區第三系裡就出現過兩層湖相蒸發岩地層，其原因主要是由於氣候乾燥而導致鹽湖硫酸鹽礦物形成。同樣的，現在內蒙地區也分布著數量相當多的鹽湖，這些鹽湖也忠實記錄著氣候的變化。同時，內蒙地區正好位於東亞夏季季風的北界（圖 1.2.1），對於季風強度的變化相當敏感（Zhang and Lin, 1992; Zhou *et al.*, 1996）。

但是末次冰期最盛期以來，對於中國內蒙地區過去詳細的乾溼記錄，及造成蒸發降雨變化成因的探討並不多（Yu and Kelts, 1998）。而且這些重建出來的古氣候記錄大部分都是片段、不連續的，並且缺乏良好的定年控制。因此，研究內蒙地區過去氣候變遷，提供季風變化機制的了解是本研究的目的。而最好的材料，就是這些數量眾多鹽湖的沈積物。

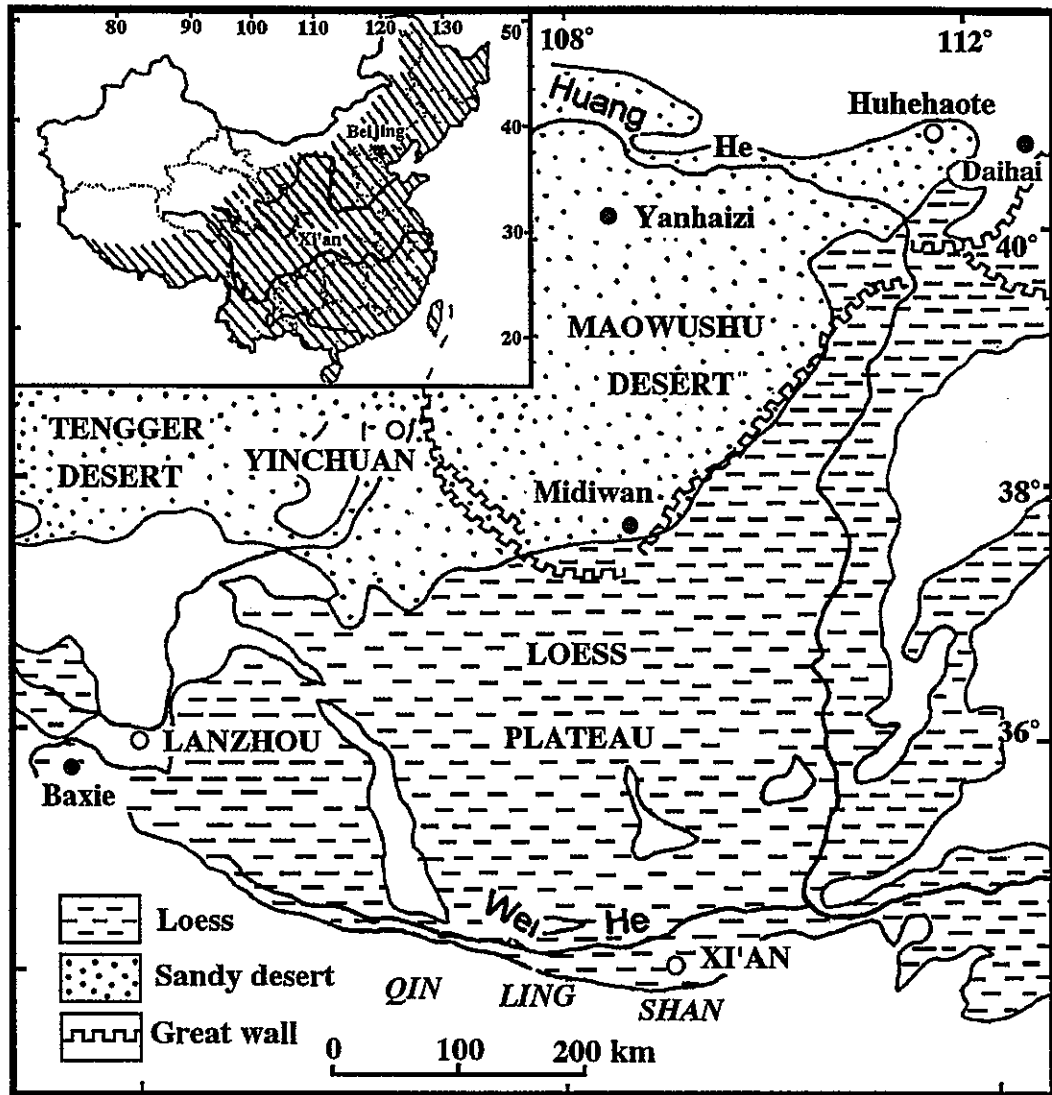


圖 1.2.1 鹽海子與毛烏素沙漠位置圖。黑圓點是文中提到同一區域的古氣候記錄地點，分別是鹽海子、巴謝黃土、糜地灣剖面以及岱海。插圖顯示東亞地區受到夏季季風影響的區域（修改自 Zhou *et al.*, 1996）。

1.3 研究區域

1.3.1 行政位置及交通

鹽海子 (Yanhaizi) 行政上屬於內蒙古自治區 (Inner Mongolia Autonomous Region) 伊克昭盟 (Yikezhao Meng District) 杭錦旗巴彥烏蘇鄉。此鹽湖位於杭錦旗 (錫尼鎮) 西北約 47 km 處，距伊克昭盟的盟會東勝 150 km，距包頭市 210 km，均可通行汽車。但東勝至鹽海子路段路面顛簸，車行偶爾會因道路被沙漠中流動的沙丘覆蓋所攔阻。

1.3.2 地理特徵

鹽海子鹽湖地理座標為 $108^{\circ}25' E \sim 108^{\circ}29' E$ ， $40^{\circ}06' N \sim 40^{\circ}10' N$ ，海拔高度 1180 m。距離鹽海子最近的海是渤海，兩地之間距離約 800 km，距離緊臨東海的青島市則有 1150 km 左右。根據鄭等人 (1992) 的描述，內蒙地區的地貌有下列幾個基本特徵：

(1) 地勢高平，高原地形遼闊、面積大。海拔多在 1000-1500 m 之間，地面結構單調，起伏和緩，切割輕微，地貌類型簡單。

(2) 平原—山地—高原鑲嵌帶狀排列，受大地構造嚴格的控制。大興安嶺—陰山山脈—賀蘭山脈的分布位置與走向，與該區北東向構造帶、東西向和南北向構造帶的展布方向完全一致。並對該區的氣候、水文、土壤、植被等自然地理要素和現代鹽湖的形成演化，有深刻的影響和控制作用。

(3) 東部和中部地區熔岩台地面積較大。新生代沿斷裂帶有大量玄武岩噴溢，在呼倫貝爾高原、錫林郭勒高原和陰山山脈東段，形成大片玄武岩台地。如大興安嶺火山熔岩帶、察哈爾火山熔岩帶等。由於久經剝蝕，有些地方形成台地和方山地貌景觀。這些熔岩可能為該區鹽湖的形成提供重要的物質來源。

(4) 風沙地貌分布比較普遍。該區不同自然地理帶內均分部有沙漠和沙地。如巴丹吉林、騰格里、烏蘭布和、庫布齊、毛烏素、渾善達克等。沙漠地表為沙丘覆蓋，高者達 100-300 m，一般為 10-25 m，低者則在 5 m 以下，致使地面起伏。一般岩性以細沙、粉細

沙為主，顆粒均一。沙丘之間的低窪地帶（interdune area）（圖 1.3.1），普遍分布有沙丘潛水。丘間窪地面積大小不一，一般為數平方米到數十平方米，是該區鹽湖形成的主要地形條件。而沙漠地區強烈的蒸發作用和乾燥氣候，又為鹽湖的形成提供了適合的氣候條件。

鹽海子湖區便是位在具有這些地貌的鄂爾多斯高原（The Ordos Plateau）上。高原的北部為陰山山脈，東西橫互，成一天然屏障，海拔 1000-2300 m，其中包含狼山、烏拉山、大青山等，構成內蒙古自治區的中脊，並成為內、外流水系的分水嶺。陰山山脈最高峰為狼山的呼和巴什格峰，海拔 2364 m。高原西邊由北而南分別為桌子山、賀蘭山（海拔最高 3607 m，Pachur *et al.*, 1995）、牛首山和六盤山，呈南北走向，聳立在黃河西畔。高原東緣則是呂梁山和太行山（鄭等，1992）。高原的南部是一般被當作中國南北氣候分界線的秦嶺山脈，它也是暖溫帶和亞熱帶的分界線（Zhang and Lin, 1992）。

鄂爾多斯高原上的特點是分布著眾多天然鹽湖，蒙古高原在它的北方，而其東、西、北三面為黃河環繞，南部與晉陝黃土高原相連，是近似方形台狀的乾燥剝蝕高原。高原地面起伏和緩，覆蓋著第四系風化殘積、湖積、沖積和風積物。地勢總變化是西北高東南低，海拔在 1200-1600 m 之間，以東勝高地為中心，向南北兩面成波狀起伏逐級下降。高原上河流短小稀少，桌狀地形、孤立殘丘、風沙地貌和鹽鹼湖群分布廣泛。如庫布齊沙漠（面積約 16 000 km²）、毛烏素沙漠（面積 32 000 km²）和鹽海子、昌汗淖、哈馬太淖、察汗淖等等。高原東部為溝蝕、風蝕的黃土和白堊系地層組成的溝谷丘陵區，流水侵蝕強烈，河谷深切、溝谷縱橫密佈；中西部的鄂托克高地是高原的主體，為乾燥剝蝕的中心，最高部份海拔 1700 m，由坡緩的地形高區與寬廣窪地交錯組成波狀地形。鄂爾多斯高原主要由中生界雜色砂岩、砂礫岩及頁岩組成，西部出露有第三系紅色砂岩、砂質黏土。古老岩系多出露於高原四周邊緣地帶（鄭等，1992）。

鹽海子湖盆成斜長形，湖盆長軸走向接近北偏東 2°，長約 6 km，東北端寬 2 km，西南端寬 3.5 km，平均寬 3 km。湖盆面積約 18 km²，沈積物厚度在 24 m 左右。

由於湖區屬於乾旱、半乾旱氣候，蒸發量遠大於降水量，因此地

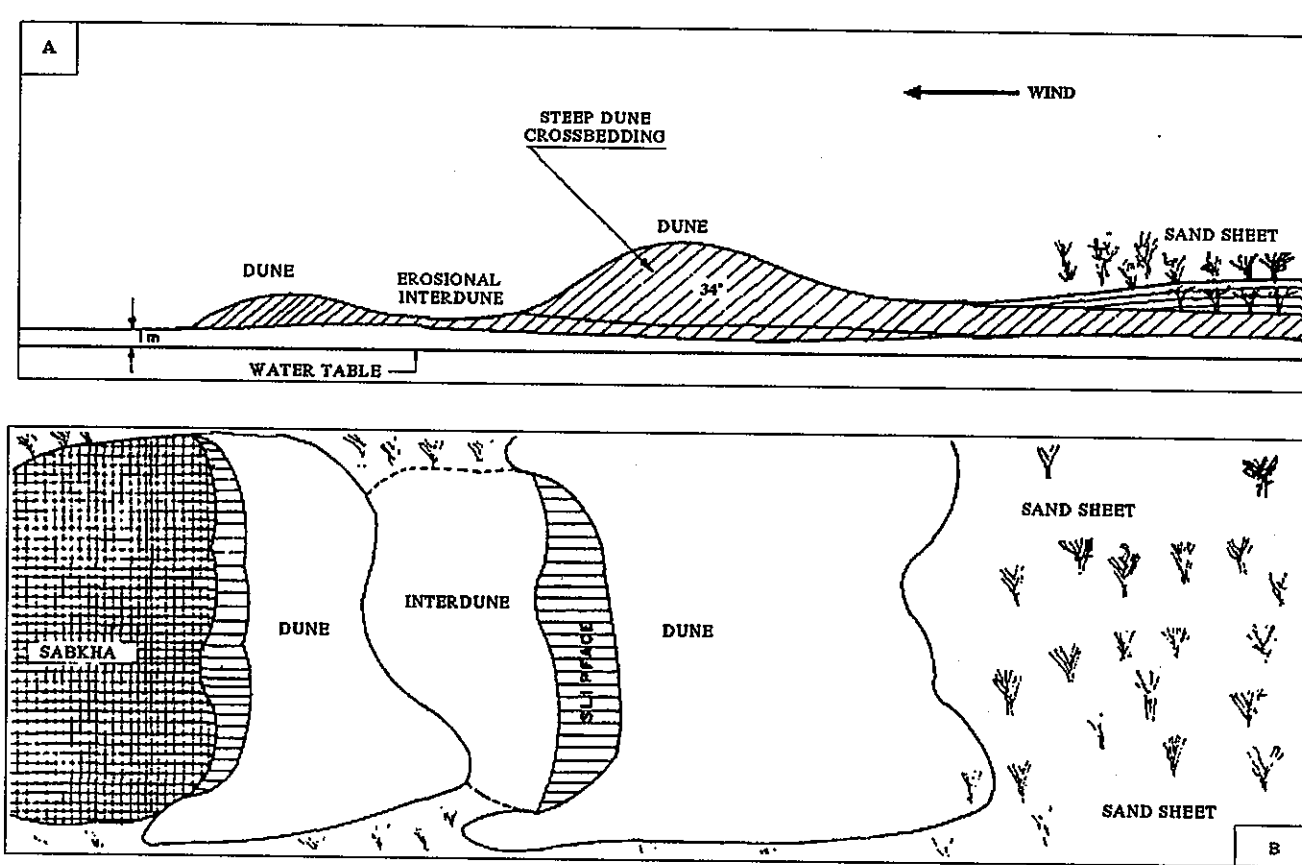


圖 1.3.1 風成沙丘、片狀沙 (sand sheets) 及鹽湖系統。(A) 剖面圖，(B) 平面圖 (取自 Smoot and Lowenstein, 1991)。

表逕流不發育。湖區 13 條溝谷中，除了 3 條大溝切穿含水層上游有長年小股流水外，其餘均為乾溝，僅在雨季才有流水匯入湖盆。

湖泊集水面積約 2000 km²，湖盆四周地形坡度緩，多沙丘分布，降水大部滲入沙丘，補給了地下水，只有少量匯入湖盆內。因此歷年湖表積水深僅 10-50 cm，夏季水深約 50 cm，冬季的時候基本上湖泊是甘涸的狀態，平均水深 30 cm。湖面的高低主要受降水與蒸發作用所控制。

該區內沙漠主要以固定沙丘和半固定沙丘為主，呈新月型沙丘及沙丘鏈。區內植物生長良好，在沙丘上普遍生長有油蒿，在丘間窪地及湖灘地有草和灌木叢，構成沙漠中的綠洲（許等，1994）。

1.3.3 地質背景

中國北部地區主要的板塊構造特徵（tectonic features），就是晚新生代（late Cenozoic）發生在鄂爾多斯地塊的張裂作用（extension）所產生的一系列地塹（graben）盆地。鹽海子是屬於其中位在鄂爾多斯高原北部、西北部邊緣的銀川—河套地塹系統。另一個則是位於鄂爾多斯地塊南部及東部邊緣的渭河—山西地塹系統（Zhang *et al.*, 1998）。

座落在杭錦窪地北部、古陶賴溝內流河河谷低地裡的鹽海子鹽湖，自中生代以來為一穩定的內陸拗陷盆地，盆地內部構造活動相當微弱，僅有次一級的垂直升降運動。大的斷裂不發育，僅見 NE 和 NW 向的小斷裂，故造成地表平緩的波狀撓曲及小型斷裂構造。鹽海子湖形即受 NE 向斷裂控制，其長軸與該 NE 向次一級構造線方向一致，呈 NE 向延伸分布。全區自中生代以來也沒有岩漿活動與變質作用痕跡，構造單元為一典型板塊台緣型單向向斜。早白堊紀末期，燕山晚期的構造活動造成地殼上升，致使白堊紀地層整體抬升，從此全區處於長期的風化剝蝕狀態，未接受任何沈積，僅在湖盆中沈積了少量的晚更新世和整套全新世的晚第四紀湖相沈積物，它們直接不整合（angular unconformity）於白堊系之上（許等，1994），因此鹽海子地區沒有存在因為抬升等作用所造成的沈積環境改變。

湖盆周緣出露岩層為黃綠色、淺黃色白堊系下統伊金霍洛組第三岩段 (K_1y^3) 砂岩 (圖 1.3.2)，構成湖盆基底和湖成階地 (內蒙古地質局區域地質測量隊，1979)。同時白堊系地層層面近乎水平 (王等，1999 accepted)。第四系沈積形式方面可分為下列幾種 (內蒙古地質局區域地質測量隊，1979)：

(1) 第四系全新統風積沙 (Q_4^{eol})，為灰黃色沙土，北部為流動沙丘，呈新月型或沙壟，部份經風搬運至湖內；東部和南部為半固定和固定沙丘，呈墳丘狀。

(2) 第四系全新統沖積洪積砂礫層 (Q_4^{al+pl})。分布在湖邊溝谷中，在入湖處形成沖積扇 (alluvial fan)，為細礫、中細砂層。

(3) 第四系全新統湖積 (Q_4^l)，分布在湖盆中及岸邊，其層序自上而下為：

1. 鹵蓋。厚 1-35 cm
2. 芒硝 (mirabilite; $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) 礦層。厚 30-1198 cm
3. 黑色湖泥層。厚 0-760 cm
4. 黃色細砂夾黏土薄層。含蚌殼化石，厚 100-700 cm

集水區下白堊統伊金霍洛組第三岩段 (K_1y^3) 和東勝組第一岩段 (K_1d^1) 砂岩富含鹽類物質，經風化、溶解，被地表和地下逕流帶入湖盆內，湖水中鹽分含量因而逐漸增加。隨著氣候向乾旱轉變，淡水湖逐漸變為鹹水湖。當鹵水達飽和即開始沈積鹽類礦物，這時已發展為自析期。最後隨著氣候乾旱，變成芒硝礦層，湖泊轉為乾鹽湖 (salt pan)。鹽類沈積中以芒硝沈積為主，其次是岩鹽 (halite; HCl) 沈積，而天然鹼 (Trona; $NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2H_2O$) 則以伴生狀態存在。關於鹽海子晶間鹵水的化學成份如表 1.3.1 與表 1.3.2 所示。

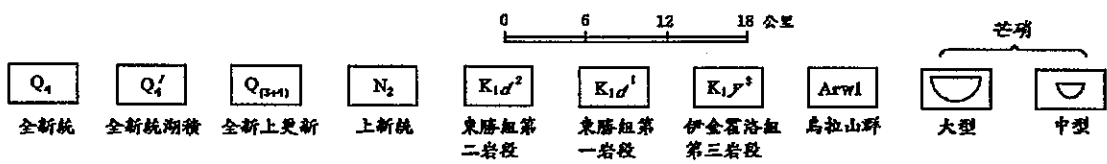
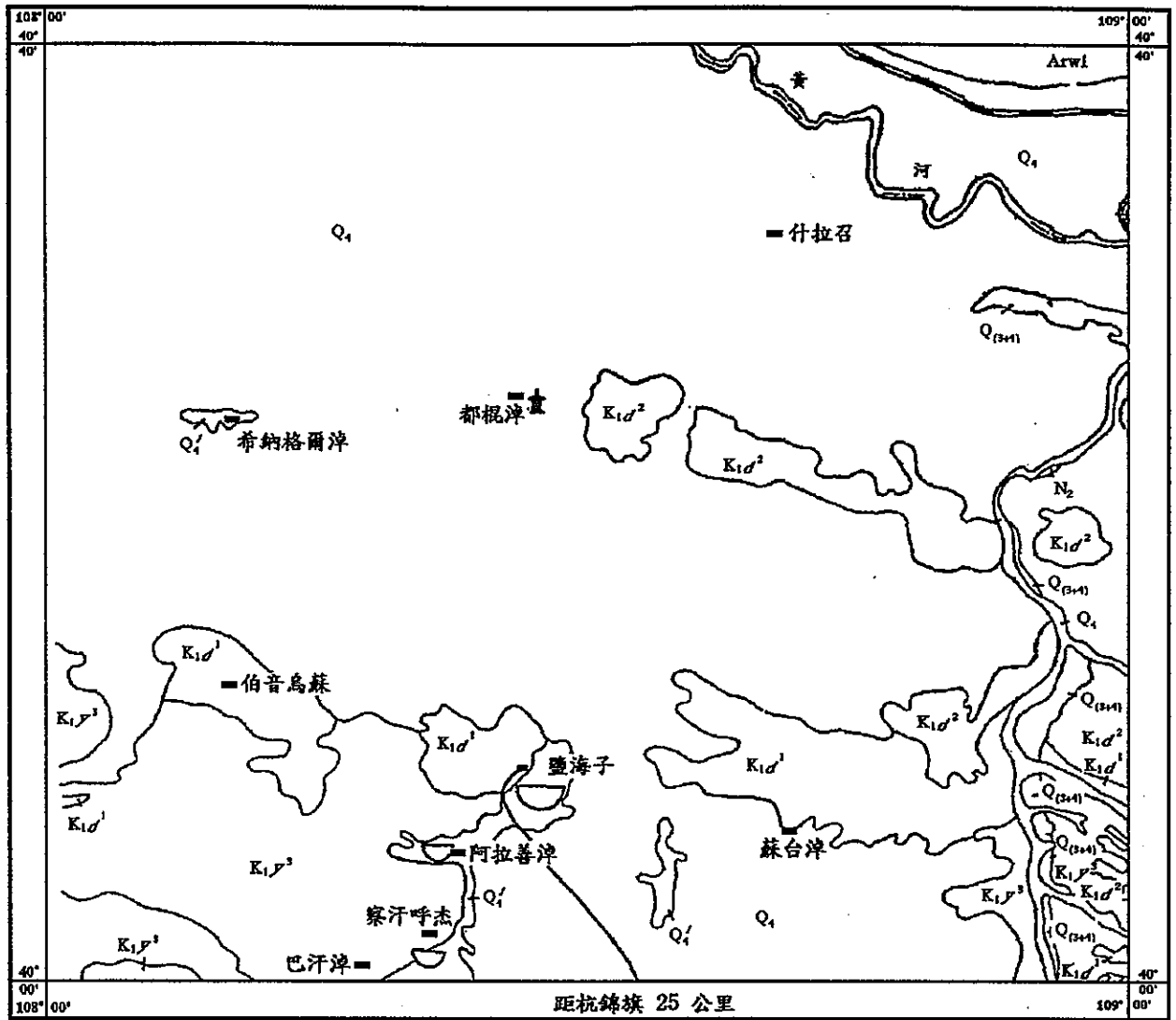


圖 1.3.2 鹽海子地區地質圖。

表 1.3.1 鹽海子鹽湖晶間鹵水成份 (mg/l)

Na	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	B ₂ O ₃	Li
153 904	5 120	-	-	167 584	65 742	17 971.1	13 040	100.9	0.047

取樣日期：1961年6月
(取自 鄭等，1992)

分析單位：中國科學院蘭州地質研究院

表 1.3.2 鹽海子鹽湖晶間鹵水成份 (mg/l)

Na	127 200	Br	244.5	Se	40.0	Ti	0.209
K	2 487	I	4.38	Mn	0.148	Cu	0.080
Mg	6.2	U	0.5	Al	0.448	Ag	0.080
Ca	-	Th	0.04	Fe	0.44	Zn	0.330
Cl	131 100	F	50.44	Pb	0.054	Ga	-
SO ₄	43 300	As	2.2	Sn	0.014	Rb	0.1
HCO ₃	1 390	Hg	<0.25	Cr	-	Cs	0.2
CO ₃	26 340	Sr	-	Ni	0.018	比重	1.23
B ₂ O ₃	1 191	Si	64.6	Mo	0.174	pH	9.5
Li	-	PO ₄	646	V	0.036	礦化度	331 824

取樣日期：1983年7月
(取自 鄭等，1992)

分析單位：中國科學院青海鹽湖研究所

地形窪地中保存的第四紀湖相沉積物產狀平整、沈積連續、地層整合，未受到任何擾動和破壞。湖區附近地下水豐富，白堊紀下統伊金霍洛組第三岩段 (K₁y³) 是主要含水層。上部風化帶為潛水，深埋小於 9 m，水量少、水質不佳，礦化度很高，具鹹苦味，不易利用；下部磚紅色交錯層砂岩含水豐富，泥岩細砂岩夾層構成局部含水層。由於受地質構造和地貌的影響，此地下水承壓大，常造成自流，礦化度較小，為本區主要供水來源。

而沖積扇沈積與鹽類礦層交錯，致使湖南邊溝谷地區淡水和礦層有一定水力關係。湖底湧水發生在底部湖泥不透水層較薄的地方，含水層和鹽層有水力關連。故鹽類礦層及周邊個別地區鹽溶較發育，影響鹽類礦物的存在與否及種類 (內蒙古地質局區域地質測量隊，1979) 。

1.3.4 氣候狀況

內蒙古地區大部分是屬於中溫帶高原乾旱、半乾旱氣候。由於地處中緯度內陸，高原面積大以及受大興安嶺、陰山、賀蘭山山地等的影響，其冬夏季節分別受蒙古高壓和大陸低壓的控制，氣候具有明顯的中溫帶大陸性寒暑劇變的特點。其中，大興安嶺北段為寒溫帶，賀蘭山以西又具有暖溫帶特點（鄭等，1992）。

迎風坡雨量多、背風坡則相反。其主要原因是因為迎風坡上水氣多，凝結高度低，稍一抬升，大雨普降。而到背風坡水氣少，凝結高度比迎風坡高的多。且凝結高度以下氣溫以乾絕熱直減率（dry-adiabatic lapse rate）變化，故背風坡氣溫高、相對溼度低，在高大山脈的背風坡還常有焚風（foehn effect; chinook）現象發生（Zhang and Lin, 1992）。因此，鄂爾多斯高原地區，也是整個內蒙地區，因東西方向有秦嶺山脈、東北—西南走向有太行山脈、呂梁山脈的一系列山脈的阻擋，使得溼潤的太平洋東南季風難以到達，造成該地區乾旱少雨。

受地形及距海遠近的影響，使該區氣候因素從東往西、自南而北呈帶狀變化。這種變化規律使該區水量、熱量的分配具有地帶性，尤其是使對埋藏較淺的地下水、湖泊及鹽湖有重要影響的降水量、蒸發量也有明顯的帶狀分布規律。其年降水量自東而西、從南而北呈帶狀分布，並由 500 mm 遞減為 40 mm。降雨量集中，變率大，年內分布不均勻，冬春雨雪少，乾旱現象嚴重；七到九月份，降水佔全年的 71-75%，冬季僅占 2-3%，其餘季節佔 30% 左右。降水的年際變化更為明顯，豐水年與少水年降水量相差的倍數，大部分地區為 2-4 倍。如呼和浩特地區，最少年降水量為 155.1 mm（1965），最多年達 929.2 mm（1959），相差約 6 倍。月降水的年際變化一般相差數倍、幾十倍甚至百倍以上。降水日數較少，年降水大多在 40-100 天，而且東部地區與西部地區相差懸殊（鄭等，1992）。

內蒙古地區年蒸發量由東向西、從南往北增大，東部呼倫貝爾大部和錫林郭勒南部為 1000-2000 mm，伊克昭盟東部為 2000-2400 mm，伊克昭盟西部為 2400-3400 mm，賀蘭山以西為 3400-4000

mm (鄭等, 1992)。鹽海子地區並沒有長久詳細的氣候記錄, 所能得到的是最靠近鹽海子的杭錦旗氣候測站資料 (表 1.3.3; 表 1.3.4; 表 1.3.5; 表 1.3.6)。

由表 1.3.3 可看出杭錦旗地區降雨月季變化相當大, 降雨集中在七到九月的夏季, 以七月 81.3 mm 最大, 十二月 1.2 mm 為最小, 年降雨量 277 mm。在蒸發量方面 (表 1.3.4), 不同季節的變化也相當大, 較多的蒸發集中在四到八月, 以五月 443.3 mm 最大, 一月 41.5 mm 為最小, 年蒸發量達 2604.4 mm。

把各月蒸發與降雨量以及全年總蒸發與總降雨量相除, 就得到表 1.3.5 的各月平均蒸發降雨比。比值愈高, 代表空氣愈乾燥。從表上可看出七到九月是相對較濕的時期; 四月是比值最高的月份, 另一個峰值是在十二月。

氣溫方面 (表 1.3.6), 冬夏差異相當大。十一月到翌年三月, 氣溫都在 0°C 以下, 最低平均氣溫 -12.2°C 出現在一月; 最高月平均氣溫則是七月的 21.6°C 。溫差達到 33.8°C , 年平均則是 5.9°C 。

據內蒙古氣象局 1971-1980 年數據統計, 整個內蒙地區多年平均風速在 1.6-4.7 m/s 之間。東勝是 3.5 m/s、杭錦旗 4.7 m/s、烏審旗 3.5 m/s、鄂托克旗也是 3.5 m/s。

1.3.5 人文景觀

湖區內人口稀少, 居民以蒙、漢族為主, 另有少數回族、滿族, 為牧業區。牧區以羊為主要牲畜, 在杭錦旗北部沙漠區盛產甘草, 鹽海子這一現代湖泊中產鹽、鹼和芒硝, 現已建成鹽化工廠及鹼廠。

表 1.3.3 伊克昭盟各月平均降雨量統計* (mm)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total
鄂托克旗	2.2	3.4	5.7	5.9	10.6	22.0	81.3	88.6	41.3	13.8	4.4	1.0	280.4
杭錦旗	3.0	3.7	4.9	7.2	14.8	23.1	81.3	69.9	46.8	17.7	4.4	1.2	277.0
烏審旗	2.8	4.7	6.9	10.5	13.3	24.8	81.7	89.3	65.8	21.5	5.3	1.6	328.0
東勝市	3.2	5.9	7.2	10.3	20.5	31.1	113.7	116.3	60.2	22.1	7.2	1.1	399.0

*據內蒙古氣象局 1971-1980 年數據統計

表 1.3.4 伊克昭盟各月平均蒸發量統計* (mm)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total
鄂托克旗	45.0	65.2	150.7	278.8	413.6	429.3	379.6	312.4	221.8	155.7	79.5	47.5	2578.9
杭錦旗	41.5	66.1	149.8	306.0	443.3	427.3	365.5	298.0	209.8	166.3	84.1	46.7	2604.4
烏審旗	44.0	64.2	142.8	268.3	371.1	372.7	313.3	253.5	172.4	137.1	74.4	44.4	2256.0
東勝市	36.4	53.4	120.1	247.3	376.9	389.0	331.9	265.5	188.2	143.3	70.7	38.7	2261.5

*據內蒙古氣象局 1971-1980 年數據統計

表 1.3.5 伊克昭盟各月平均蒸發降雨比統計*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total
鄂托克旗	20.5	19.2	26.4	47.3	39.0	19.5	4.7	3.5	5.4	11.3	18.1	47.5	9.2
杭錦旗	13.8	17.9	30.6	42.5	30.0	18.5	4.5	4.3	4.5	9.4	19.1	38.9	9.4
烏審旗	15.7	13.7	20.7	25.6	27.9	15.0	3.8	2.8	2.6	6.4	14.0	27.8	6.9
東勝市	11.4	9.1	16.7	24.0	18.4	12.5	2.9	2.3	3.1	6.5	9.8	35.2	5.7

*據內蒙古氣象局 1971-1980 年數據統計

表 1.3.6 伊克昭盟各月平均氣溫統計* (°C)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
鄂托克旗	-10.8	-7.3	0.2	8.6	15.2	20.2	22.0	20.4	14.2	7.0	-1.4	-8.8
杭錦旗	-12.2	-8.4	-0.8	7.9	14.9	19.8	21.6	19.9	13.7	6.3	-2.3	-10.0
烏審旗	-11.2	-7.6	0.1	8.5	15.1	19.9	21.8	20.2	13.9	6.8	-1.6	-9.4
東勝市	-11.0	-8.0	-1.0	7.2	14.0	18.8	20.6	18.9	13.1	6.4	-1.8	-9.2

*據內蒙古氣象局 1971-1980 年數據統計

第二章 研究材料及方法

2.1 研究材料

2.1.1 岩心沈積物樣品

主要分析的樣品，來自編號 Ya01 的岩心，由中國化學工業部化學礦產地質研究院與瑞士聯邦理工大學 (ETH)，於一九九二年春末夏初合作所鑽取，瑞士聯邦理工大學許靖華院士所提供。鑽探的工作由內蒙古地礦局 108 地質隊執行，操作百米汽車鑽。岩心採集位置位於鹽海子湖盆中央偏東南方 (圖 2.1.1)，採樣時湖水是乾的。Ya01 岩心鑽取至基盤白堊紀砂岩，全長 16.22 公尺。同時採集的 Ya02 岩心，位於湖盆中央 (圖 2.1.1)，全長有 25.80 公尺，主要用以參考、作為岩性對比。同時使用它的定年資料來輔佐 Ya01 年代控制，其相關分析結果已發表在“從鹽湖沈積資料看晚第四紀全球變化”報告中 (許等，1994)。

一九九七年四月，作者與本所同仁羅建育博士、徐翊先生、黃修儀女士及中國化學工業部化學礦產地質研究院和瑞士聯邦理工大學合作，在鹽海子鑽取了 Ya03 及 YaS03 兩隻岩心，岩心採集的位置在湖盆中央偏南方 (圖 2.1.1)。Ya03 長 18.37 公尺，同樣由內蒙古地礦局 108 地質隊負責鑽探工作；YaS03 長 18 公分，直接用聚乙烯塑膠管壓入沈積物中取得。由於受到當地採礦作業的影響，鹽海子湖體已被分隔成許多小池，兩隻岩心皆取自於湖盆中央偏南、尚未開採的一個小池畔。

Ya01 岩心分析樣品的固定取樣間距為 10 公分，每個樣品深度跨距是 1 公分，由岩心表層深度為 0 公分的位置開始到深 1620 公分為止，總共有 162 個樣品。此外，預備用作定年的樣品來自於 10 公分固定取樣樣品之外的深度，分別是深度 27、40、148、218、340、450、545、650、731、749.5、820、900、1089、1170、1270、1400、1415 和 1533 公分，共 18 個樣品。筆者實驗室所保存的 Ya02 岩心樣品，100 cm 採樣間距樣品共 26 個，深度 700-900 cm 則有 10 cm 採樣間距樣品共 21 個，此外還有深度 2030 cm 樣品一個作為定年用 (表 2.1.1)。

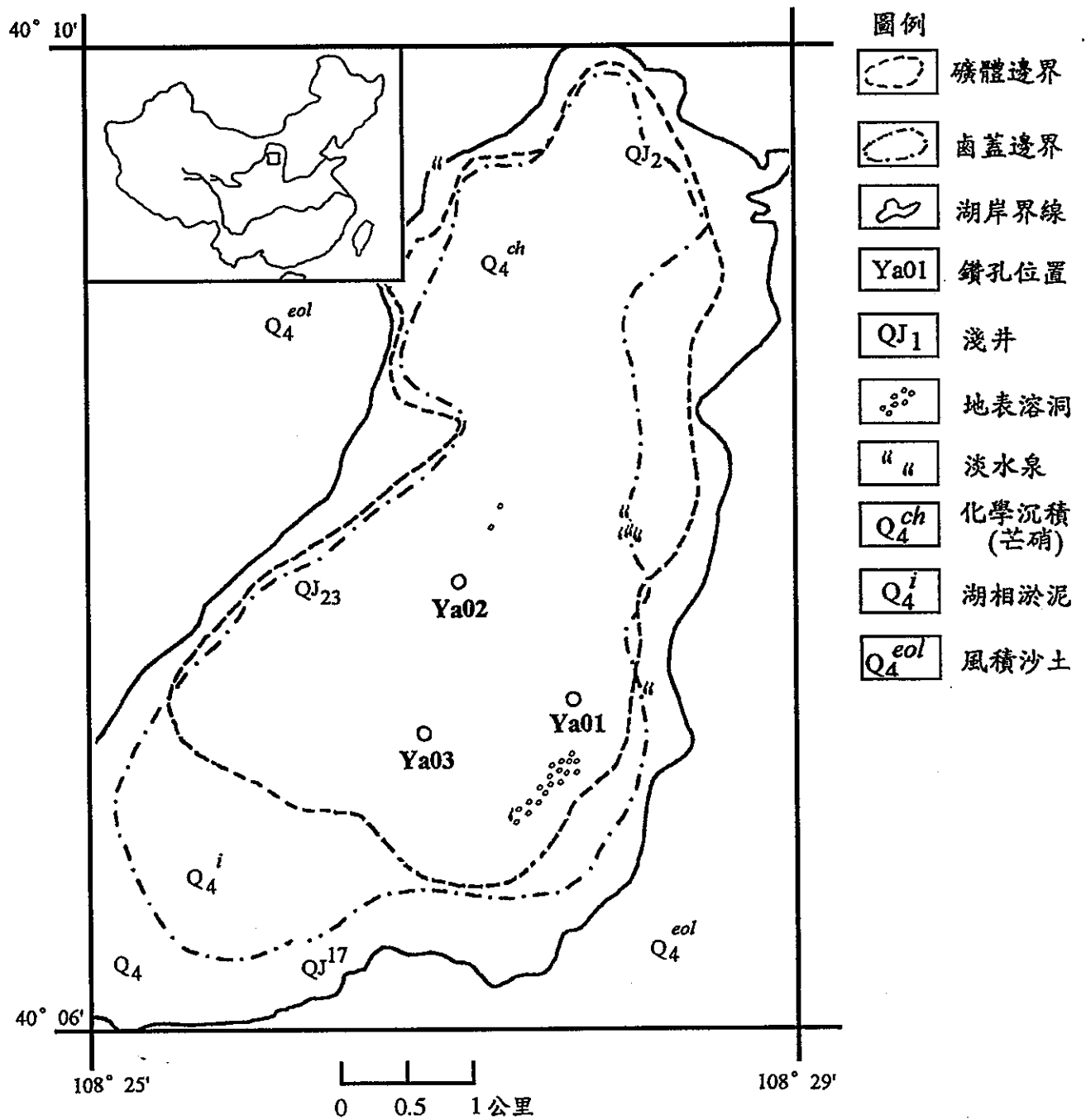


圖 2.1.1 鹽海子 Ya01、Ya02 和 Ya03 岩心採樣位置圖及相關地形與環境。

這些樣品在中國化學工業部化學礦產地質研究院切割取樣，其中一半的樣品保留在大陸，另一半樣品以雙層聚乙烯包裝運送到台灣，也因此分析的樣品都沒有保留沈積構造，而是以鬆散的形式存在。樣品分析前處理之前以冷凍方式保存，以避免微生物作用。

Ya03 岩心目前尚未剖開取樣。YaS03 岩心則以 1 cm 間距取樣，共 18 個樣品（表 2.1.1）。

表 2.1.1 鹽海子岩心樣品紀錄

Core	Water depth (m)	Core length (m)	Sampling		
			fixed interval	random	total
Ya01	0	16.22	162	18	180
Ya02	0	25.80	44	1	45
Ya03	0	18.37	-	3	3
YaS03	0	0.18	18	0	18

2.1.2 毛烏素沙漠風成沙樣品

毛烏素沙漠風成沙丘沙樣品分別取自杭錦旗西方的阿拉善溝，編號 1017（由徐翊先生提供），以及鹽海子湖盆周圍堆積的沙，編號 YaSand（由黃修儀小姐提供）。採樣時間為一九九七年四月。

2.2 研究方法

2.2.1 碳十四定年

鹽海子沈積物的定年除了深度 390 cm、600 cm、950 cm 和 1550 cm 的樣品以總有機碳定年之外，其餘樣品都以 humin 為材料，總共有 14 個樣品。

這些樣品分別委託國科會貴儀中心碳十四實驗室（台灣大學地質系劉聰桂教授主持），以傳統液體閃爍計數器測量，以及紐西蘭 Rafter Radiocarbon Laboratory, Institute of Geological & Nuclear Sciences 以加速質譜儀（accelerator mass spectrometer; AMS）測量。前者大約需要 5 g 的碳；而後者只需要 3 mg 的碳就可以測量。

傳統法的定年誤差較大，最大到達 ± 340 年。而加速質譜儀的誤差多在 ± 100 年內，僅有一個年齡誤差 ± 120 年。碳十四年齡（ ^{14}C age）並以校正公式（Stuiver and Reimer, 1993）換算成校正年代（calibrated age）。

2.2.2 鉛二一〇定年

沈積物 ^{210}Pb 定年法應用在決定近百年內之沈積速率。 ^{210}Pb 活度（activity）分析方法主要依據 Chung 和 Craig（1983），首先將樣品純化為硫酸鉛形式，然後以氣流式低背景值 β 偵測器（TENNELEC α/β counting system LB5100-2800-II model）測定（本所鍾玉嘉教授實驗室）。

2.2.3 磁化率

磁化率以 Bartington MS2B sensor 測量。MS2 磁化率測定儀提供磁場強度為 0.1 mT (10^{-3} tesla)，儀器施加固定磁場於樣品，並測定樣品受感應後的帶磁強度，隨後自動計算兩者比值輸出顯示在儀器上 (Gale and Hoare, 1991)。此處所謂高頻磁化率 (high-frequency magnetic susceptibility) 是指測量樣品在 4.7 kHz 的外加磁場強度下之值；而低頻磁化率 (low-frequency magnetic susceptibility) 是指樣品在 0.47 kHz 之外加磁場強度下的值。Bartington 公司並提供一材料為 1% Fe_3O_4 ，強度為 330×10^{-6} cgs (20°C 下) 的樣品 (serial no. 295)，作為儀器校正標準。

量測的時候必須盡量選擇遠離電器及金屬的環境，避免周遭人及物品的移動，同時室溫也需要固定。每次測量前一小時開機，讓機器與環境達平衡，隨即量測校正樣品，檢視儀器精確度。測量樣品前後須量測空氣背景值，在得到樣品讀值後扣去前後背景值平均值即為測值 (Gale and Hoare, 1991)。同時，每個樣品在高頻及低頻磁場下各自重複量測三個測值，取其平均。

高低頻磁化率隨岩心的變化，主要在探討沈積物樣品中磁性礦物之含量變化與古氣候的關係。而頻率相關磁化率的變化 (frequency dependency susceptibility; F.D.S, 即高低頻磁化率兩者之差對低頻磁化率之比值)，則可顯示沈積物中是否含有超順磁性 (superparamagnetic) 顆粒物質，及它的存在與環境的關係。

2.2.4 粒徑分析

沈積物粒徑以 Coulter LS-100 雷射粒徑分析儀（本所袁彼得老師實驗室）測定。該儀器適用於 0.4-1000 μm 範圍顆粒，首先以二分器（riffle-box）分取出 0.5 g 的沈積物，由於儀器所能量測的最大粒徑是 1000 μm ，因此樣品必須先過篩、並秤取 1 mm 以上粒徑重量記錄下來。剩下 1 mm 以下粒徑的部份加入 30 % 的雙氧水約 2 ml 及 1 N 鹽酸 1 ml，其目的在去除有機質及碳酸鈣之黏附作用，以免測得高估的粒徑。隨後加入 0.25 % 的六偏磷酸鈉溶液約 100 ml，以中和黏土表面之負電性，防止凝絮作用發生，上機測量之前還必須以震盪器震盪三十分鐘。其中 Ya01 岩心粒徑部份為中國化學工業部化學礦產地質研究院 陳延成研究員所測。

2.2.5 碳氮硫元素分析

秤取均勻磨細之樣品約 2 mg，置於錫杯，以 LECO CHN-932 元素分析儀測定，燃燒室的溫度為 950 $^{\circ}\text{C}$ ，如此可得總碳及總氮含量。若樣品事先加入多次 1 N 鹽酸（張等，1991），以去除無機碳酸鈣，再將測得的數值乘上重量校正值便是有機碳含量。鹽海子地區有機碳含量相當低，因此實驗時安插入碳含量 1 % 以下低值標準品 p7、p5 及 p6 測量（筆者實驗室所配製），以標準品測值做出檢量線，進行測值校正。三個標準品的碳、氮、硫元素真實值含量如表 2.2.1 所示，實測值與真實值對應圖如圖 2.2.1 所示。

表 2.2.1 元素分析儀標準品 p5、p6 及 p7 之碳、氮、硫元素含量

	C %	N %	S %
p5	0.612	0.199	0.114
p6	1.008	0.356	0.204
p7	0.227	0.046	0.026

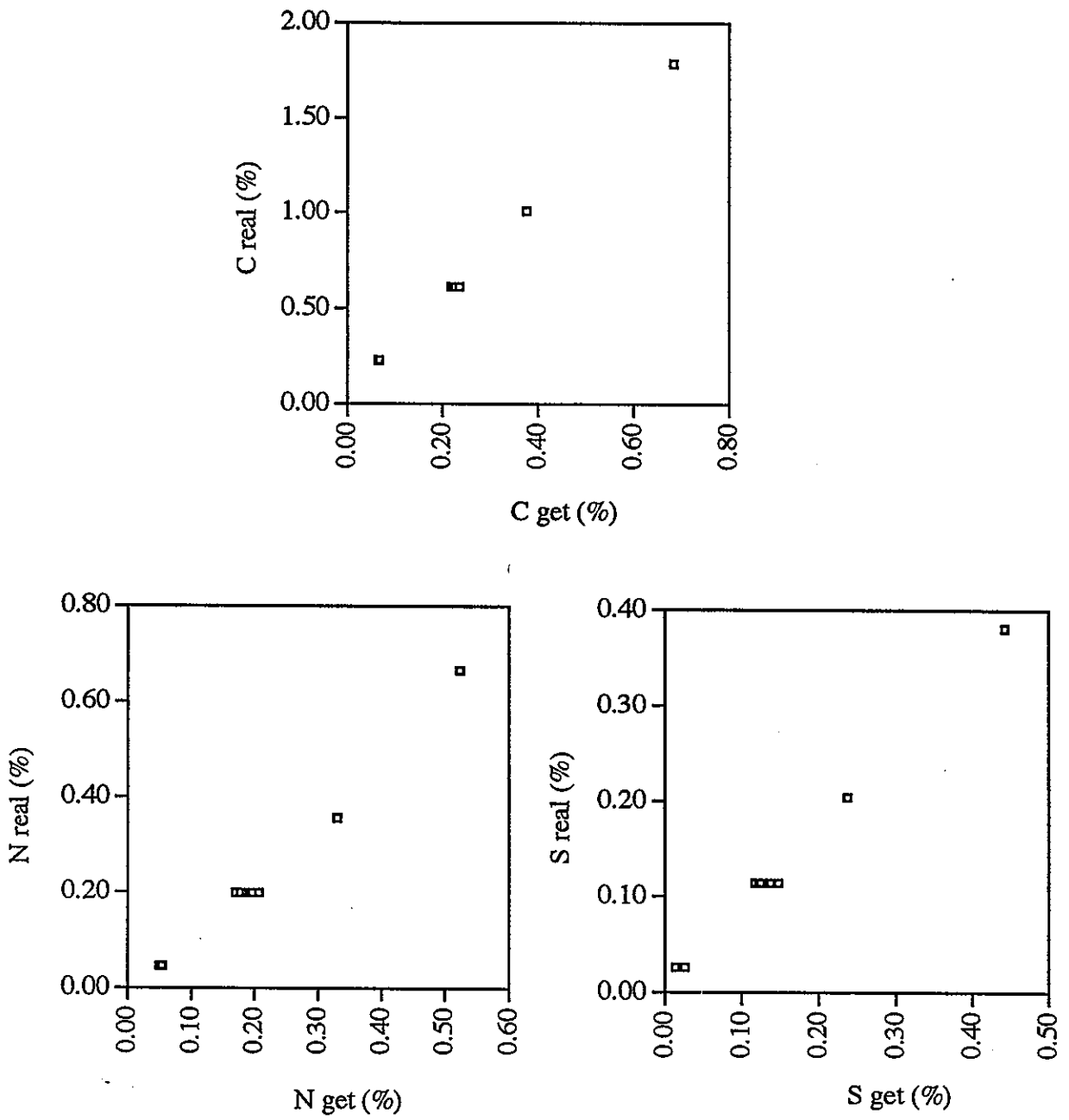


圖 2.2.1 碳氮硫元素分析儀標準品真實值與測值關係圖。

2.2.6 礦物 X-ray繞射分析

取 1 g 重的樣品，加入 100 mg Boehmite 礦物當作內標準 (internal standard)，委託國科會高雄貴儀中心 XRD (X-ray diffraction) 實驗室以粉晶繞射儀 (powder diffractometer) 測定。儀器為 SIMENS D5000，操作條件：40 kV 與 30 mA，銅靶 (CuK_α)，掃描角度增進 (step increase) 為 0.02° ，作為主要礦物定量分析用。

粉末狀的沈積物樣品填裝在一大約 35 mm x 50 mm 的薄片狀盛載器中挖空 (15 mm x 20 mm) 的四槽內。試樣 S 連同盛載器置放在測角器中心位置 (圖 2.2.2)，它和裝置在測角器上的計數器 C 一樣，由馬達帶動旋轉，計數器可以由 $0^\circ 2\theta$ 轉動到大約 $180^\circ 2\theta$ 的位置，由於試樣旋轉的角速度正好為計數器的 1/2 倍，也就是試樣旋轉 θ 角時，計數器已經旋轉 2 倍 θ 角即 2θ 角。所以平行於承載器表面的各個晶體顆粒的不同結晶面都會在適當的 θ 角產生繞射，繞射光進入計數器 C 後，轉變為電壓的訊號，電壓的大小與繞射強度成正比，電壓的訊號再傳入記錄器，最終傳到終端機輸出。繞射強度越大，繞射峰的高度 (面積) 也就越大，反之亦然 (余，1993)。

鹽海子沈積物 X-ray 繞射分析強度誤差在 $\pm 0.8\%$ ，角度誤差 $\pm 0.06^\circ$ 。

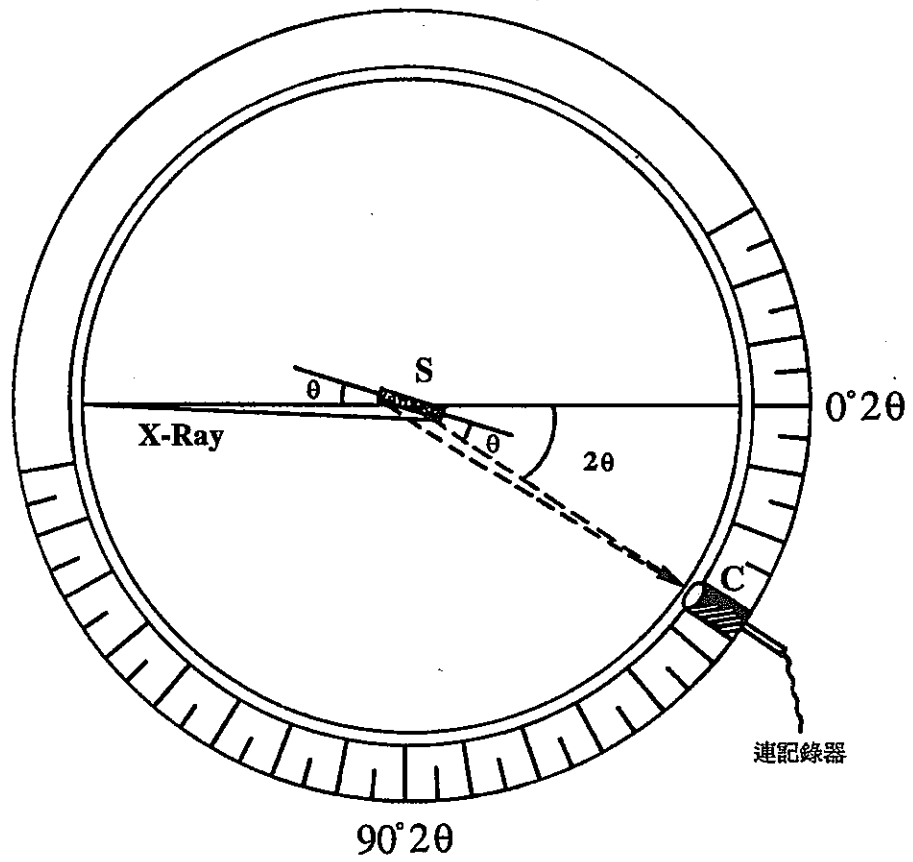


圖 2.2.2 粉晶繞射儀原理。S 代表試樣，C 代表計數器（修改自余，1993）。

第三章 結果與討論

3.1 岩心地層

Ya01、Ya02 及 Ya03 三支岩心地層柱狀圖如圖 3.1.1 所示。所有岩心上段都出現鹽類礦物，Ya01 出現在深度（扣除覆土深度）304 cm、Ya02 出現在 1186 cm（亦扣覆土深度），Ya03 則出現在 1088 cm（無覆土）。除了成鹽段之外，岩性主要以砂和含泥粉砂為主。

Ya01 粒徑分析結果經數值處理後，分成砂（ $62.5\mu\text{m} - 2\text{mm}$ ）、粉砂（ $3.9\mu\text{m} - 62.5\mu\text{m}$ ）和黏土（ $< 3.9\mu\text{m}$ ）三種沈積物（依照 Udden-Wentworth scale, Boggs, 1995），如圖 3.1.2a 與 3.1.2b 所示。其中岩心深度 570 到 730 cm、970 到 1220 cm 兩段砂含量特別多，前段含量在 75 % 到 90 % 之間，而後段甚至高達 98 %。而深度 200 cm 以上，砂含量是呈現逐漸增多的趨勢，此段也正是鹽類礦物存在的位置。自湖泊開始沈積到深度 1220 cm，砂的含量則是逐漸減少，到了深度 1220-1400 cm，沈積物幾乎以粉砂為主，黏土含量也到達岩心中最高的 25 % 左右。圖 3.1.2c d 則分別為粒徑眾數與平均粒徑對年代分布的情形。

Ya01

時代	孔深 (m)	柱狀圖	岩性描述
第 四 紀	1.00	▼	墊路砂土，非原狀地層
	1.37	+++	淺黃色含芒硝之中細砂
	2.36	+++	黑色含芒硝之砂泥
	2.48	+++	黑色含砂泥之芒硝礦層
	3.16	+++	品質芒硝礦層
	4.04	+++	黑色含砂泥之芒硝礦層
	6.59	+++	黑色泥質粉砂，局部為粉砂質泥
	8.42	+++	黑色含泥粉砂，局部可見細粉砂
	8.62	+++	黑色粉砂，含泥質塊體。
	9.29	+++	黑色含泥粉砂
白 堊 紀	9.54	+++	灰綠-黑色粉砂，含水
	9.90	+++	灰綠色細砂，含水，時可見含粗砂
	11.49	+++	灰綠色含泥粉細砂
	12.70	+++	黑色黏土
	13.10	+++	黑色黏土
	16.15	+++	灰綠色細砂
	17.22	+++	灰綠色中細砂岩
	17.52	+++	紫紅色粉砂質泥岩
	18.02	+++	灰綠色中砂岩，水平層理發育
	18.62	+++	灰綠色中砂岩，含綠色泥礫

Ya02

孔深 (m)	柱狀圖	岩性描述
0.70	▼	墊路砂土，非原狀地層
1.40	+++	黃色-白色含砂之芒硝礦層。芒硝呈沙粒狀
4.96	+++	黑色含砂泥之芒硝礦層。底部夾含芒硝之泥質層
7.86	+++	品質芒硝礦層。局部夾 4-5cm 厚之泥質芒硝層
8.30	+++	黑色含泥芒硝礦層
8.43	+++	品質芒硝礦層
9.23	+++	黑色含泥芒硝礦層
10.00	+++	品質芒硝礦層，可見板狀自形芒硝晶體，長為 5cm
10.60	+++	含泥芒硝礦層
11.00	+++	品質芒硝
11.40	+++	含芒硝之黏土
11.70	+++	含泥芒硝礦層，含晶間鹼水
12.56	+++	黑色含芒硝含砂之黏土
13.00	+++	黑色泥質粉砂
14.24	+++	黑色黏土
15.50	+++	黑色含泥粉砂
17.80	+++	黑色黏土，質細膩，切面光滑平直，可搓成細條
18.51	+++	黑色泥質粉砂
21.57	+++	綠灰色粉砂，其內夾 0.5cm 厚之泥質層
21.62	+++	灰綠色中砂
22.22	+++	灰綠色含礫石中粗砂
23.13	+++	綠黃色中粗砂。顏色甚為醒目
23.34	+++	灰綠色粗砂
24.50	+++	灰綠色含礫粗砂層
25.80	+++	灰綠色中砂岩。含綠色泥礫

Ya03

孔深 (m)	柱狀圖	岩性描述
0.42	+++	淺黃色含芒硝之砂層 (虛蓋)
1.50	+++	黑色含泥芒硝與品質芒硝互層
1.97	+++	
2.20	+++	
3.73	+++	
4.91	+++	
6.76	+++	
7.21	+++	
9.96	+++	
10.11	+++	
10.88	+++	
11.63	+++	黑色泥質粉砂，偶含礫石
11.90	+++	
12.84	+++	
14.67	+++	
15.52	+++	
15.75	+++	灰綠色細砂
17.30	+++	
18.25	+++	
18.57	+++	

圖 3.1.1 鹽海子 Ya01、Ya02 與 Ya03 岩心之岩性層序，前兩者取自許等 (1994)。

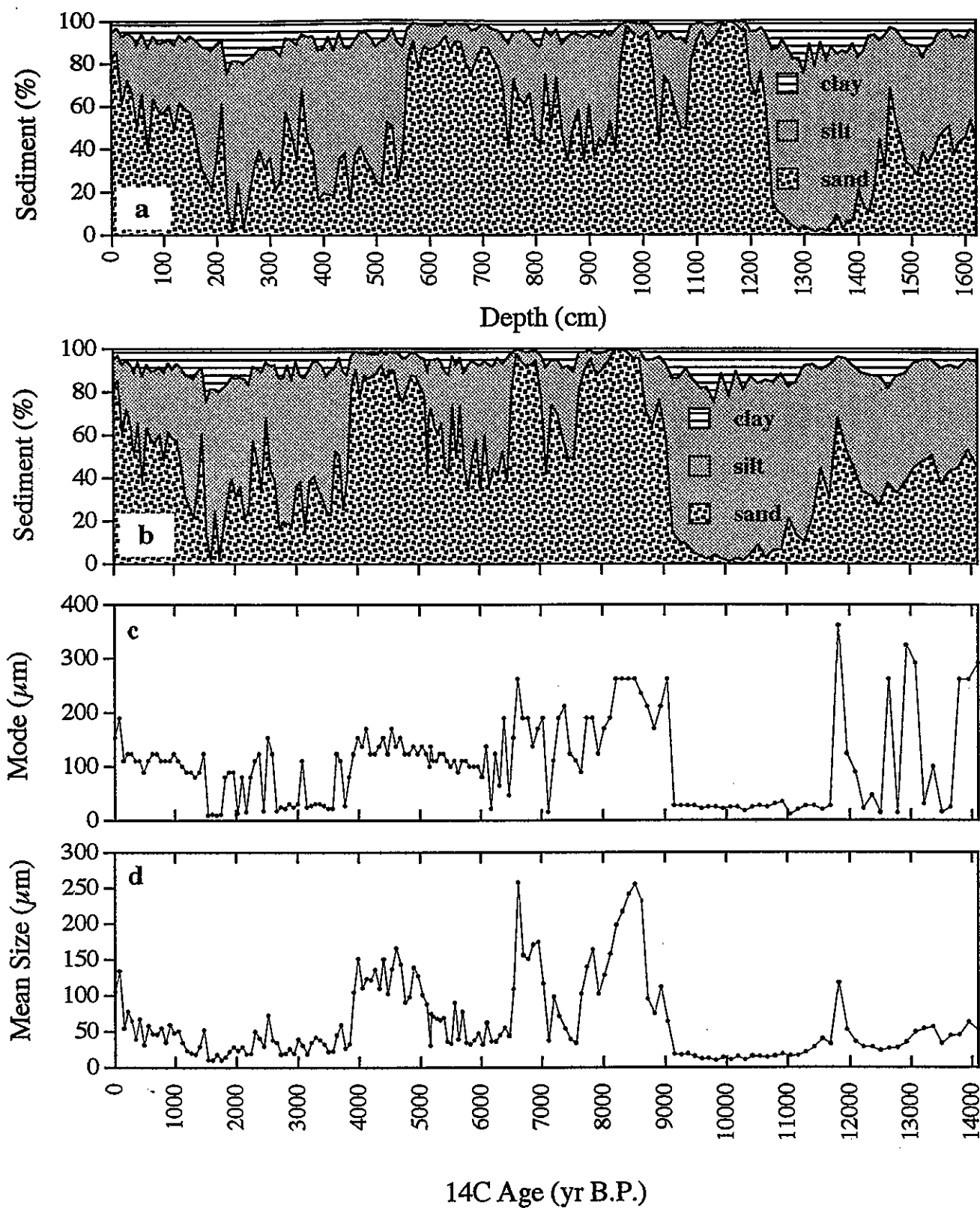


圖 3.1.2 鹽海子 Ya01 沈積物種類隨 (a) 深度及 (b) 年代分布。(c) 沈積物粒徑眾數、(d) 平均粒徑對年代分布。

3.2 年代模式

早期，由於 ^{14}C (碳-14) 校正年代一萬年前左右存在著 plateau 問題 (Stuiver *et al.*, 1991; Goslar *et al.*, 1995)，也就是這段年代範圍的 ^{14}C 年齡經校正後，會得到數個不同的校正年代，因此在氣候事件的年代對比上並不可靠；同時，由於中國大部分古氣候研究裡所發表的定年還是多採用 ^{14}C 年代，為了方便與研究區域周遭其它的古氣候資料對比，筆者在本論文中，還是採用 ^{14}C 年代來討論過去的氣候變遷，文中以 yr B.P. (year Before Present, 0 B.P. = AD 1950) 或 kyr B.P. 來代表未校正的 ^{14}C 年代。表 3.2.1 中並列出校正年齡 cal. yr B.P. (calibrated year before present) 作為比較，使用的是麥金塔版本 CALIB 3.0 程式 (Stuiver and Reimer, 1993)。

事實上，只有校正年代才是正確的年代，尤其在沈積速率和通量的計算上，校正年代才能提供真正的速率，同時校正年代才能與冰芯、樹輪、紋泥 (varve) 年代對比 (Bartlein *et al.*, 1995)。有關大氣原始 $\Delta^{14}\text{C}$ 受宇宙射線 (cosmic rays)、地球磁場 (geomagnetic field) 和地球上不同碳庫 (carbon reservoir) 間碳的循環所造成的波動 (Laj *et al.*, 1996)，最近幾年其實已經有過去幾萬年來大氣 $\Delta^{14}\text{C}$ 相當詳細的記錄 (Kitagawa and van der Plicht, 1998)。至於末次冰消期 (Late Deglaciation)，Hughen 等人 (1998) 也從委內瑞拉北邊加勒比海 Cariaco Basin 海洋沈積物紋泥中得到了大氣 $\Delta^{14}\text{C}$ 詳細變化情形，在 *Radiocarbon*, 第 40 期，第 3 號的 “INTCAL98, the new Calibration Issue” 中也包含了許多新的探討末次冰消期 ^{14}C 年代校正的文章，並提供更詳盡的校正數據。雖然新的年代校正程式可以提供更精確的年代，但是還是需要密集的定年才能克服 plateau 問題。這點在目前定年費用仍然很高的情況下，很難做到，也許在清大的加速質譜儀設立後，可以解決。

Ya01 岩心的定年結果如表 3.2.1 所示，總共有十四個年齡。其中深度 175、1059 及 1089 cm，年齡分別是 12,921 yr B.P.、12,280 yr B.P. 和 13,150 yr B.P.，與上下定年結果相比顯然太老，並不合理。由地層資料來看，這幾個樣品位置正好是湖區兩段鹵水經過的深

表 3.2.1 Ya01 碳十四定年數據

深度 (cm)	定年材料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)	^{14}C Age (^{14}C yr BP)	Calibrated Age (cal. yr BP)	Lab. Ref.#
27*	Humins	-24.8	-134.3	1110 ± 180	983	NTU2326
175*	Humins	-38.4	-801.0	12921 ± 79	15310	NZA8332
390	TOC	-26.4	-413.2	4213 ± 70	4825	NZA7298
545	Humins	-4.8	-288.3	2590 ± 40	2744	NTU2361
600	TOC	-30.8	-619.1	7612 ± 98	8371	NZA7556
749	Humins	-25.3	-540.2	6200 ± 340	7155	NTU2228
900	Humins	-24.0	-588.5	7080 ± 200	7899	NTU2337
950	TOC	-25.7	-604.7	7398 ± 70	8136	NZA7432
1059*	Humins	-26.5	-784.5	12280 ± 120	14344	NZA8333
1089*	Humins	-13.2	-806.4	13150 ± 270	15669	NTU2342
1270	Humins	-24.3	-676.4	9020 ± 190	9984	NTU2208
1339	Humins	-27.8	-784.0	12263 ± 75	14321	NZA8334
1449	Humins	-30.3	-835.7	14459 ± 87	17323	NZA8335
1550	TOC	-35.0	-802.0	12799 ± 90	15112	NZA7433

* 有鹵水經過

NTU 代表台灣大學地質系碳十四實驗室 (傳統液體閃爍計數器) ; NZA 代表紐西蘭 Rafter Radiocarbon Lab.,
Institute of Geological & Nuclear Sciences (加速質譜儀)

度，可能是側向流動的鹵水帶來較老的碳或帶走 humic 而造成過老的結果，humic 一般定出年代都比較年輕 (Abbott and Stafford Jr., 1996)，因此這三個年代並不列入年代模式的計算。

配合 Ya02 的定年結果 (表 3.2.2)，Ya01 深度 545 cm 與 600 cm 的數據顯得不合理 (圖 3.2.1)，Ya01 深度 600 cm 的樣品要比其下深度 749、900、950 cm 的樣品來的老；而深度 545 cm 的樣品則偏離綜合 Ya01 與 Ya02 上下 10 個定年點所成的直線迴歸線，過於年輕，所以在這裡也不採用。整體 Ya01 岩心深度 749 cm 以上採線性回歸 (圖 3.2.1)，沈積速率 0.143 cm/yr；深度 749 cm 以下，考慮壓縮效應造成沈積速率隨深度變慢的效應，加上深度 1449 與 1550 cm 兩定年無法判斷何者正確，故採二次方程式回歸，年代誤差也較大。相應年代乃以深度分別帶入各段回歸方程式求得。

岩心 YaS03 超量鉛-210 (excess ^{210}Pb) 的活度分析結果如表 3.2.3 所示，對深度作圖 (圖 3.2.2) 後，利用衰變方程式 (decay equation) (式 3.2.1) 來計算表層岩心沈積速率。

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (\text{式 3.2.1})$$

N is the number of parent atoms at time t

N_0 equals the number of atoms present when $t=0$

λ is decay constant

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad t_{1/2} = 22.3 \text{ yr} \quad t = \frac{D}{S}$$

$$\implies \lambda = 0.031 \text{ yr}^{-1}$$

$t_{1/2}$ half-life

D depth

S sedimentation rate

表 3.2.2 Ya02 碳十四定年數據

深度* (cm)	定年材料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)	^{14}C Age (^{14}C yr BP)	Calibrated Age (cal. yr BP)	Lab. Ref.#
236	有機碳	-	-	1973 ± 264	1893	ASA
405	有機碳	-	-	3658 ± 123	3973	ASA
675	有機碳	-	-	7929 ± 490	8704	ASA
1044.5	有機碳	-	-	7859 ± 207	8566	ASA
1105	有機碳	-	-	8189 ± 200	9189	ASA
1608	有機碳	-	-	14571 ± 344	17449	ASA
2030	humins	-18.7	-871.6	16450 ± 460	19362	NTU2357

* 除了深度 2030 cm 樣品為筆者實驗室所處理，其餘數據來自於許等 (1994)，已扣除土厚度 70 cm
 # ASA 代表中國社會科學院考古研究所；NTU 代表台灣大學地質系碳十四實驗室 (傳統液體閃爍計數器)

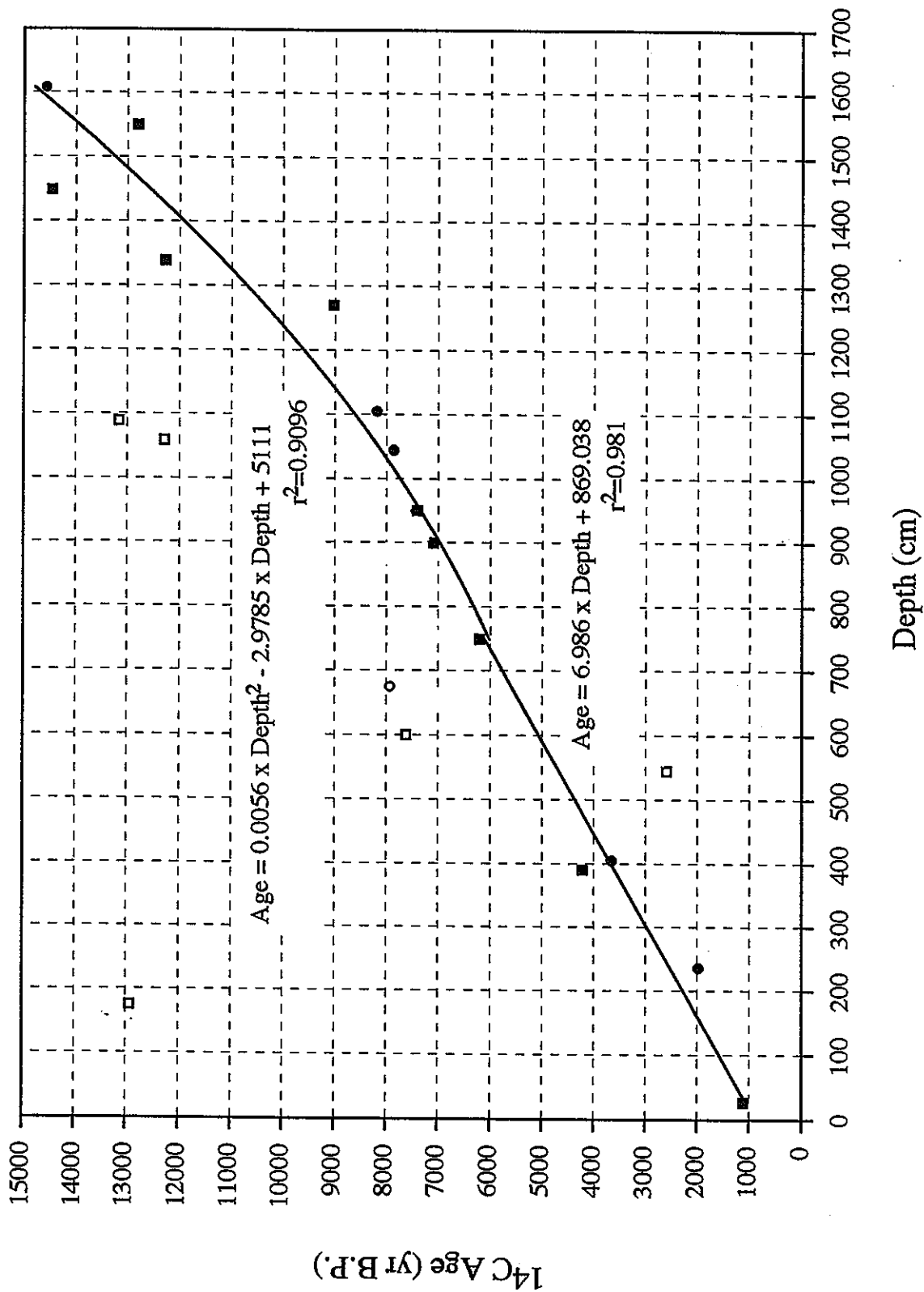


圖 3.2.1 Ya01 年代模式。(■)代表 Ya01 定年點；(●)代表 Ya02 定年點；(□)代表 去除之 Ya01 定年點；(○)代表未使用之 Ya02 定年點。

表 3.2.3 岩心 YaS03 超量鉛—210 活度分析

Sample	Obs.	Total			PbSO ₄ weight (g)	Chemical Yield (%)	210Pbobs.* (dpm/g)	+/-	+/- %	210Pb ex.Δ (dpm/g)
		cpm	+/-	+/- %						
YaS-1	1.63	0.07	4.11	1.79	0.2139	69.59	2.71	0.11	4.12	1.60
YaS-3	1.63	0.07	4.11	1.78	0.2019	65.68	2.01	0.08	4.12	0.90
YaS-5	1.52	0.07	4.31	1.68	0.2284	74.30	1.54	0.07	4.32	0.43
YaS-7	1.49	0.07	4.38	1.65	0.2331	75.83	1.36	0.06	4.38	0.25
YaS-9	1.49	0.07	4.38	1.62	0.1976	64.28	1.29	0.06	4.38	0.18
YaS-12	1.47	0.06	4.42	1.61	0.2093	68.09	1.11	0.05	4.43	0.00
YaS-17‡	2.36	0.08	3.20	2.64	0.2572	83.67	3.18	0.10	3.21	2.07
YaS-18‡	1.98	0.07	3.59	2.07	0.0996	32.40	2.68	0.10	3.61	1.57

* 扣掉 1.1 cpm 儀器背景值

Δ 扣掉 1.11 supported portion, 剩下 unsupported excess Pb-210

‡ 沈積物由鹽類礦物組成, 值出現不合理高值, 因此不使用

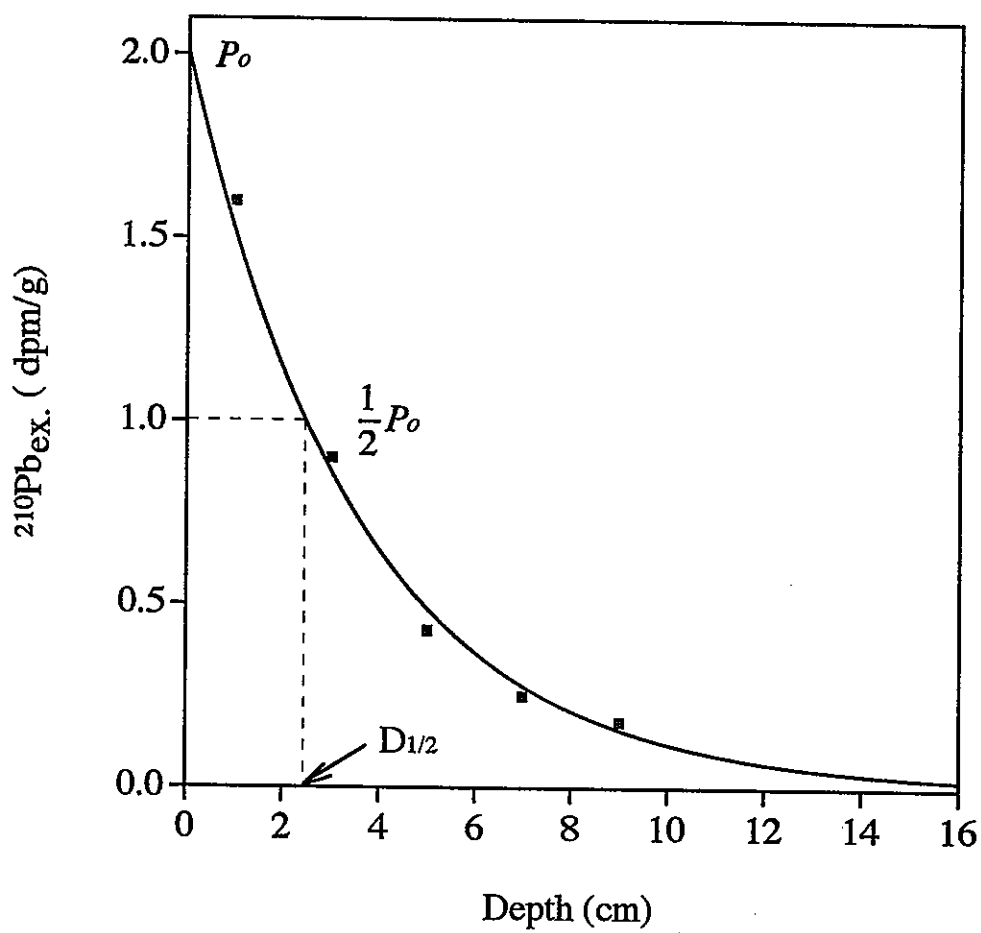


圖 3.2.2 岩心 YaS03 超量 ^{210}Pb 對深度分布圖。圖中 P_0 為超量 ^{210}Pb 表層起始值，點線為求得衰變至起始值一半時的深度。

由圖 3.2.2 外推，得到

$$N_0 = 2 \text{ dpm/g}$$

$$\frac{1}{2} N_0 = 1 \text{ dpm/g}$$

$$D_{1/2} = 2.5 \text{ cm}$$

代入 decay equation，得到 $S = 0.112 \text{ cm/yr}$

由於鹽海子湖區進行鹼礦開採的關係，乾鹽湖上已填鋪沙土當作路基，如同放大的田埂般。這些土堤，一方面方便岩心鑽探車工作，但是也造成確定岩心何深度沈積年代為現代的困擾。

Ya01 岩心最靠近地表的 ^{14}C 定年為深度 27 cm 的樣品，年齡是 983 yr B.P.。假定岩心表層無缺失，即表層 ^{210}Pb 年齡為 0，那麼以超量 ^{210}Pb 得到的沈積速率 0.112 cm/yr 來算，深度 27 cm 樣品沈積當時的年齡應該是距離今天 241.1 yr，大約是 195 yr B.P.。這個年齡與同一深度 ^{14}C 定年所得的 1110 yr B.P.，有 915 yr 的差距，而由深度 749 cm 以上的年代模式外差到深度為 0 的表層年齡是 869 yr B.P.，同時根據許等 (1994) 對鹽海子水樣 ^{14}C 定年所得的結果，鹽海子湖表鹵水的年齡是 887 yr B.P. (表 3.2.4)，這三種方式得到的表層年齡都相當接近。

表 3.2.4 鹽海子與合同查汗淖水樣碳-14 定年表

樣品編號	採樣地點	採樣深度 距地表 (m)	試樣 (水樣類型)	^{14}C (yr B.P.)
Ya-s1	鹽海子湖	鹵坑水	鹵水天水混合	現代
Ya-s2	鹽海子湖	乾鹽湖水	湖表鹵水	887±121
Ya-s3	鹽海子湖	鹵水井	深部鹵水	現代
Ya-s4	鹽海子Ya01	0-2.26	鹵水	現代
Ya-s5	鹽海子Ya01	9.42-10.90	鹵水	2040±280
He-s6	合同查汗淖He03	0.6-2.16	鹵水	現代

(修改自許等，1994)

這個年代差可能是來自於由集水區帶來年代較老有機碳的死碳 (dead carbon)，或湖水碳酸氫根 (bicarbonate) 來自較老碳酸鹽溶解的硬水效應 (hardwater effect) (Langone *et al.*, 1996) 所造成，或是根本岩心表層地層已經部份缺失，由湖表鹵水定年就是 887 yr B.P. 來看，由硬水效應所造成的機會比較大。岩心各時期有機質來源可能有水生藻類與陸生植物，水生藻類提供有機碳的時期，因為有機質是來自湖體本身 (autochthonous)，死碳效應不重要；而由陸生植物提供有機碳的時期，就有可能受到死碳影響。但是代表年代老的死碳對沈積物定年的影響一般不大 (Rosholt *et al.*, 1991)，例如 10 mg 的老碳 (缺少 ^{14}C) 加到含 1 g 碳的樣品裡，會降低任何年齡樣品的 ^{14}C 活度 (activity) 1%，但是因為 ^{14}C 的衰變速率約 80 年 1%，因此 1% ^{14}C 活度的稀釋只會使年代老 80 年，這個年齡還在定年誤差範圍內。

在硬水效應對 ^{14}C 定年的影響方面，很早以前就已經有學者研究 (Deevey *et al.*, 1954)。鹽海子岩心不同段存在性質相異的沈積物，暗示湖區在過去有不同的水文及化學條件，這並不符合 Grosjean 等人 (1997) 認為在長時期相同水文化學條件下，硬水效應差不多，才可以將所有年齡等量減去硬水效應造成的年齡差異，以得到真正的年齡，Grosjean 等人 (1998) 並在德國南部的湖泊沈積物裡，發現硬水效應在數千年的時間尺度下可以從 1550 變成 590 yr，而且一直在變化。同時，Grosjean 等人 (1997) 認為淺的鹽湖硬水效應造成的年代差並不大，因為淺的湖水和當時大氣的二氧化碳交換的作用比較強烈，湖水的 ^{14}C 能很容易與大氣 ^{14}C 達平衡。任 (1998) 根據內蒙古科爾沁沙地巴克窯泡子湖相沈積物的定年，發現 ^{14}C 比 ^{210}Pb 定年老了約 2000 yr，同時也認為內蒙古其它湖泊 ^{14}C 定年偏老的原因就是硬水效應所引起，大約比實際年齡偏老 1000-2000 yr。

雖然在不同水化學環境下，鹽湖硬水效應造成的年代變老程度還缺乏足夠條件來評估，但是筆者在本論文中還是將所有年代扣除硬水效應造成的年齡差異，暫時以 ^{14}C 定年外差到表層年齡 869 yr 為依據。目前已經著手安排採集湖水現代浮游植物及由沈積物中分選出花粉樣品進行 AMS ^{14}C 定年，藉由現代浮游植物所定出的年齡，來確定是否有硬水效應存在 (但現代生物受工業革命和近代核暴排放 ^{14}C

影響，所以實際情況可能更複雜)。而直接利用 不受硬水效應影響的陸源植物孢粉 (Regnell, 1992; Roberts, 1998) 或是陸地植物碎屑 (Grosjean *et al.*, 1998) 定年，也有機會進一步建立更準確的年代。

3.3 鹽湖沈積環境

研究古氣候最基礎的工作就是了解直接控制這些古氣候記錄器 (climatic proxies) 的是那些作用 (process-oriented)，對於鹽湖而言，便是沈積作用。每個沈積環境有其獨特的沈積作用，會留下特殊的沈積組織、沈積構造或是其組合，這些沈積作用基本上也限制了其它化學、物理和生物作用發生的形式，讓我們對於氣候指標的使用有個方向，不至於產生張冠李戴的情形。然而，相對於深洋、黃土簡單的沈積模式，鹽湖有較多種的物理及化學沈積作用、連沈積物都有不同的來源，因此需要比較多的時間來了解沈積作用，對於分析所得到的指標才能有比較合理的解釋。也因此這在目前的古氣候研究上比較少，但是也代表著有比較大的發展空間，因為這些鹽湖所處地區經常是對於氣候變化敏感的地區，可以提供詳細的古氣候記錄。

按照現生鹽湖的分類，目前鹽海子是屬於間歇性鹽湖 (ephemeral saline lake or salt pan) (章節 1.3.2) (表 3.3.1, 2b)。間歇性鹽湖的湖水來自於雨季的降雨，一旦雨季結束，湖水很快便因蒸發作用而乾涸。因而，除了暴風雨時期可以形成地面片狀逕流 (sheet-wash flow) 外，鹽湖地區的水通常侷限在地底下流動，只有一些間歇性或永久性 (perennial) 鹽湖會有間歇或永久性河流流入以提供水源 (Smoot and Lowenstein, 1991)。

當地下水位面截切過盆地最低處時，便形成了鹽湖或間歇性鹽湖。環繞湖體四周子沈積環境向外依序是鹽泥坪 (saline mudflats) 和乾泥坪 (dry mudflats) 沈積 (圖 3.3.1)，而乾泥坪沈積還可能往外漸變為砂坪 (sandflats) 沈積，有些甚至會與更外緣的河谷沖積扇 (Alluvial Fan) 系統接在一起。而絕大部份粗粒沈積物都沈積在外圍的子沈積環境，只有最細的沈積物可以到達湖盆的中心 (Kendall, 1992)。

表 3.3.1 蒸發岩沈積相分類 (*Evaporite facies*)

1. **MUD FLAT EVAPORITES** formed by displacive evaporite growth within pre-existing sediments in episodically flooded, subaerial environments.
 - A) *DRY MUD FLAT FACIES*: evaporites non-accumulative, former presence revealed by modifications to primary depositional and desiccation structures.
 - B) *SALINE MUD FLAT FACIES*: evaporites persistent* as crystals/nodules; few sedimentary structures survive in host sediments.
2. **SHALLOW WATER EVAPORITES** formed by precipitation and/or sedimentation from shallow surface brines (usually <5 m deep) which are permanent or ephemeral features of the environment.
 - A) *EVAPORITE FLAT FACIES*: laminated clastic evaporites precipitated and deposited from unconfined ephemeral brine- and flood-sheets⁺. Dissolution features usually absent or subdued because of cyanobacterial coatings and frequency of flooding. Transitional into —
 - B) *BRINE PAN (EPHEMERAL SALINE LAKE) FACIES*: evaporites precipitated/deposited from ephemeral but confined bodies of brine. Laminated detrital evaporites and/or alternations of evaporite crusts and saline mud flat detrital layers (with displacive evaporite crystals). Well-developed dissolution surfaces and patterned ground phenomena. Cyanobacterial mats in less saline settings. Transitional into —
 - C) *SHALLOW PERENNIAL LAKE FACIES*: evaporites deposited/precipitated from permanent shallow brines. Evaporite crusts with flood-introduced detrital layers; dissolution surfaces in shallower parts; buried crystal terminations in deeper. Cyanobacterial mats in less saline shallower settings. Transitional into 3A
3. **DEEP WATER EVAPORITES** precipitated or emplaced in brines generally deeper than 20-40 m (but deep-water-appearing evaporites may occur in brines only a few metres deep). Characteristically they lack dissolution surfaces and bottom crusts.
 - A) *BASIN FLOOR FACIES*: sediments with fine, even, and widely distributed laminations.
 - B) *BASIN MARGIN FACIES*: basin floor laminated/shallow water crusts, with resedimented evaporites —turbidites, slumps and mass flow deposits.

* Evaporites may later be removed by undersaturated groundwaters, making distinction from dry mud flat facies difficult.

+ Growth of displacive evaporites within evaporite flat sediments superimposes saline mud flat characteristics.

(Kendall, 1992)

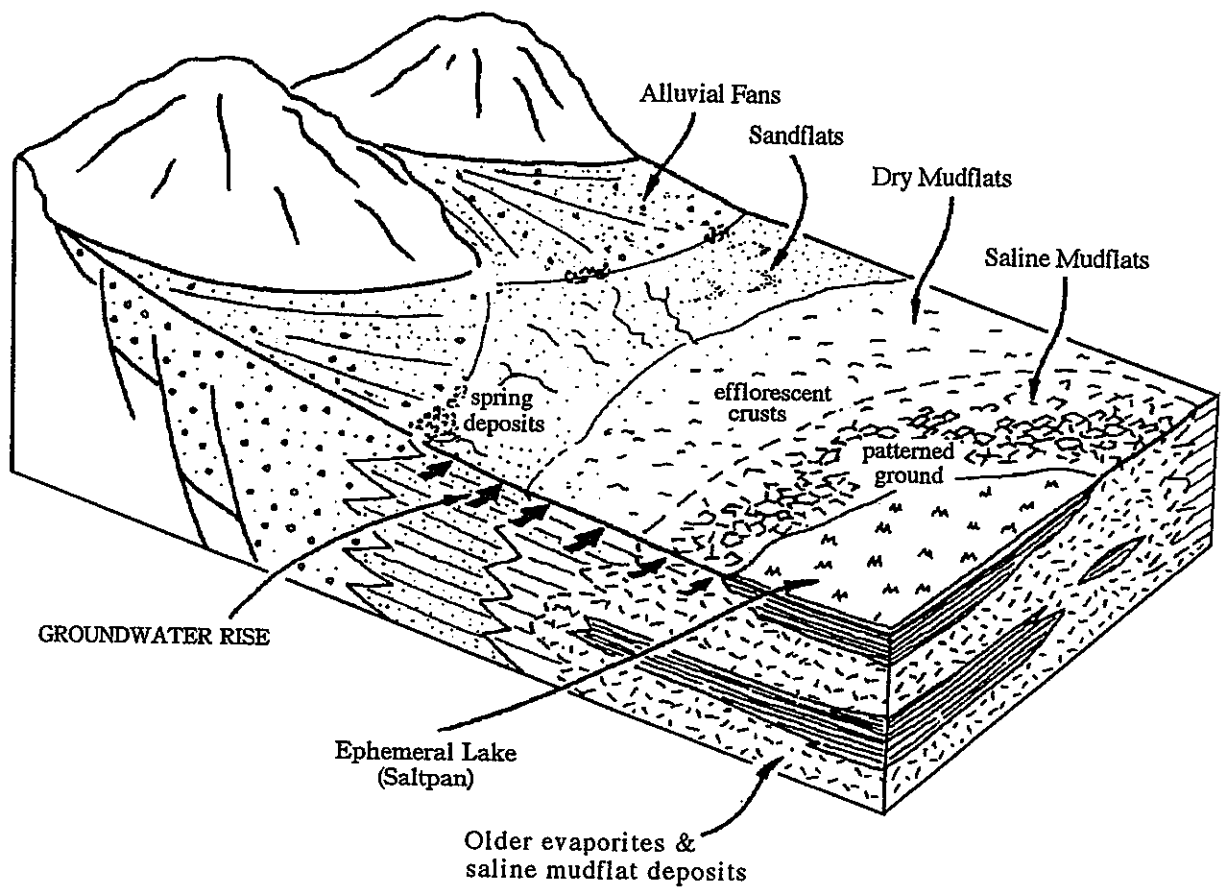


圖 3.3.1 陸地蒸發岩系統的沈積架構示意圖 (修改自 Kendall, 1992)。由湖體遠離湖心方向分別為鹽泥坪、乾泥坪、砂坪以及沖積扇子沈積環境，沈積物粒徑也依此方向減小。從剖面來看，則可以發現這些子沈積環境側向遷移所造成垂直方向沈積相改變。

根據沈積學的研究，碎屑沈積物的粒徑是由供應這些沈積物的母岩原始粒徑大小、搬運營力種類和沈積環境所控制 (Folk, 1974)。間歇性鹽湖碎屑沈積物主要在雨季的時候以片狀逕流形態由集水區帶來 (Li *et al.*, 1996; Reid *et al.*, 1998)，在集水區坡度和緩的鹽湖，粗粒沈積物在距離湖畔不遠，便因流水搬運動力不足而開始沈積，由離岸陸地往湖岸到湖心，依序沈積粗粒到細粒的沈積物 (圖 3.3.1)，湖灘及湖心見到的是細顆粒的粉砂及泥 (Valero-Garcés *et al.*, 1995; Li *et al.*, 1996)。隨著湖面的漲縮，這種沈積物由湖心向湖緣由細變粗的分佈帶，也隨之相對於一固定參考位置側向移動。所以運用地層學 (stratigraphy) 中心原理之一的 Walther's Law (law of the correlation of facies) (Middleton, 1973) “...only those facies and facies-areas can be superimposed primarily which can be observed beside each other at the present time.”，在鹽湖地區一固定位置，湖面的升高，會留下同樣大小或更細粒徑的沈積物；而湖面的下降，將使得沈積的粒徑變粗。

這種利用地層學原理，將現代鹽湖沈積環境與沈積相結合，進而重建古環境的方法，在這幾年來越顯重要。例如根據柴達木盆地察爾汗鹽湖現代沈積物的研究，Schubel 和 Lowenstein 發現 (1997) 該地區垂直的地層序列 (stratigraphic succession) 是淺永久性鹽湖系統 (shallow-perennial-saline-lake system)，由淡水湖 (dilute lake) 到永久性鹽湖、再到間歇性鹽湖、最終到達乾鹽湖 (desiccated pan) 的階段性演化記錄。每一個次沈積環境都留下一套獨特的沈積組織 (sedimentary textures) 及沈積構造 (sedimentary structures) 的沈積相 (depositional facies)，因此沈積相在它們出現的位置和年代上的變化，便是沈積環境變遷的記錄。Li 等人 (1996) 則研究美國加州死谷 (Death Valley) 鹽湖地區各個子沈積環境的表層岩心沈積相，建立起不同沈積相與其相對應沈積環境間關係，並運用在一根 185 m 長的岩心上，重建出這個地區 100 kyr B.P. 來的湖水位及古氣候變化。Magee 等人 (1995) 也運用地層學岩相的觀念，重建 130 kyr B.P. 以來澳洲南部 Lake Eyre 的古水文變化，進而了解過去北澳洲地區季風降雨變化情形。

細粒的沈積物沈積在鹽湖相對高湖面，也就是潮溼的時期 (許等, 1994; Li *et al.*, 1996; Lin *et al.*, 1998)。乾燥的時期，湖面內

縮，隨著沈積環境的遷移，原來在湖灘外沈積的粗粒砂移到原來湖的細粒沈積地層之上。例如內蒙古扎賚諾爾湖泊（117°35'E, 49°20'N）沈積物記錄，顯示當氣候由潮溼轉變為乾燥時，地層剖面沈積物由開闊湖細粒徑沈積轉變為粗粒徑湖岸帶沈積（王等，1994）。

Ya01 岩心砂、粉砂和黏土三種沈積物含量隨深度和年代分布狀況如圖 3.1.2a 與圖 3.1.2b 所示，其中岩心在 3.9 到 5.0 kyr B.P.、6.4 到 7.0 kyr B.P. 以及 7.5 到 9.0 kyr B.P. 三段砂含量特別多。而 1.8 kyr B.P. 至今，砂含量相對於粉砂與黏土是呈現逐漸增多的趨勢，此段也正是鹽類礦物存在的年代。自湖泊開始沈積到 11.5 kyr B.P.，砂的含量則是逐漸減少，而到了 11.5 至 9 kyr B.P.，沈積物幾乎以粉砂為主，黏土含量也到達岩心中最高的 18 % 左右。

Kendall (1992) 認為控制鹽湖沈積最重要的外因性因素就是氣候的乾濕。在長期的乾燥氣候條件下，地下水會下降，而使得間歇性鹽湖乾竭，沈積環境變為乾泥坪沈積，甚至原來的湖區會被風成沙丘所覆蓋。根據內蒙地區六〇年代繪製的地形圖與七〇及近代的衛星影像圖，顯示此地區湖泊處於不斷退縮的過程中，湖泊面積的退縮比（縮小面積比上原來面積）有東小西大的趨勢，與氣候乾溼的東西變化規律一致，而且湖泊退縮不是湖岸堆積所造成的湖面縮小，而是氣候變乾造成的普遍湖面縮小（李等，1990）；王等（1999, accepted）在研究中國現代鹼湖分布最密集的內蒙古伊克昭盟地區時，也發現該區由東向西湖泊由鹹水湖變為鹽鹼湖，湖盆面積逐漸縮小，同時天然鹼礦物集中分布在鹼湖區的西南部，芒硝主要存在於西部鹼湖的礦層中，由東往西、南往北芒硝含量有增加的趨勢，可能跟氣候在空間上變化有關。因此筆者認為鹽海子岩心沈積物粒徑的變化，可能原因之一是氣候乾溼造成子沈積環境側向遷移，而在垂直沈積相的粒徑變化上反映出來的結果。可惜的是 Ya01 岩心在送到筆者實驗室時已經是鬆散的沈積物，只有粒徑的沈積組織記錄，沒有保留任何的沈積構造。但是，這部份古氣候的蛛絲馬跡（signature）可以由尚未切割分析的 Ya03 岩心提供，也是將來其它鹽湖岩心分析所應當作到的分析工作。

沖積扇的形成是因為河水攜帶粗粒沈積物的能力，僅維持在狹窄

的山溝裡，河水一旦離開山溝、地形開闊，便因為失去搬運粗粒沈積物能力，而沈積下淘選度不良的沈積物，在地形上呈扇狀分布 (Miall, 1992)。鹽海子地區，細礫、中細砂組成的全新統沖積洪積砂礫層 (Q_4^{al+pl}) 僅分布在湖邊溝谷中，或在入湖處形成沖積扇 (內蒙古地質局區域地質測量隊，1979)，但是 Ya01 岩心採樣點並不在沖積扇分布地區 (沖積扇分布在湖區南端)。同時，由於湖盆四周地形坡度緩 (目前 Ya01 採樣位置往湖岸方向延伸 5 km，地形起伏在 10 m 之內)，加上湖盆四周多沙丘分布，降水大多滲入沙丘，補給了地下水 (內蒙古地質局區域地質測量隊，1979)，實在沒有太大能力搬運粗粒沈積物入湖。而在潮溼時期，即使雨水豐富，地表逕流具有搬運粗粒沈積物能力的機會可能增大，但是這個時期湖面也擴張，原本粗粒沈積物因逕流流入廣大水體失去搬運能力，進而發生沈積作用的位置也向外遷移，在原來沈積的位置並不會沈積粗粒沈積物，洪水應該不是沈積粗粒沈積物的主要機制，更不會沈積厚層的砂。

此外，處於乾旱氣候時期，沙漠中的植生因為缺水無法生長而枯萎死亡，沙丘沒有植物固定，因此變成移動沙丘 (Nemoto *et al.*, 1997; Olson *et al.*, 1997; Lancaster and Baas, 1998)，延伸到原本湖岸的位置，也會使鹽湖的沈積物顆粒變粗 (許靖華院士個人通訊，1997)。也所以種草防沙，避免流動的風成沙掩埋鹽湖，正是目前內蒙地區保護鹽湖資源的重要措施之一 (鄭，1992)。

Ya01 岩心固定取樣樣品與現在毛烏素沙漠風成砂的粒徑分布如圖 3.3.2 及附錄 1 所示，可以看到不同深度粒徑分布曲線呈現著雙眾數分布模式 (bimodal distribution) 以及不同粒徑單眾數模式 (modal grain size) 交互出現的情形 (附錄 1)，兩個峰值粒徑分別集中在 10-30 μm 和 120-300 μm 附近。這種雙眾數形式的粒徑分布指示沈積物有兩種不同的來源或動力 (Xiao *et al.*, 1997)。而毛烏素沙漠砂則呈現標準鐘型分布，峰值眾數出現在 300 μm 。圖 3.3.3a 所顯示的是岩心中各個深度樣品粒徑分布曲線中較小峰值的粒徑中值，圖 3.3.3b 與圖 3.3.3c 是全樣品粒徑小於 32.43 μm 及大於 61.7 μm 含量。

風成沙丘沈積物通常具有較成熟 (mature) 的沈積物組織，也就

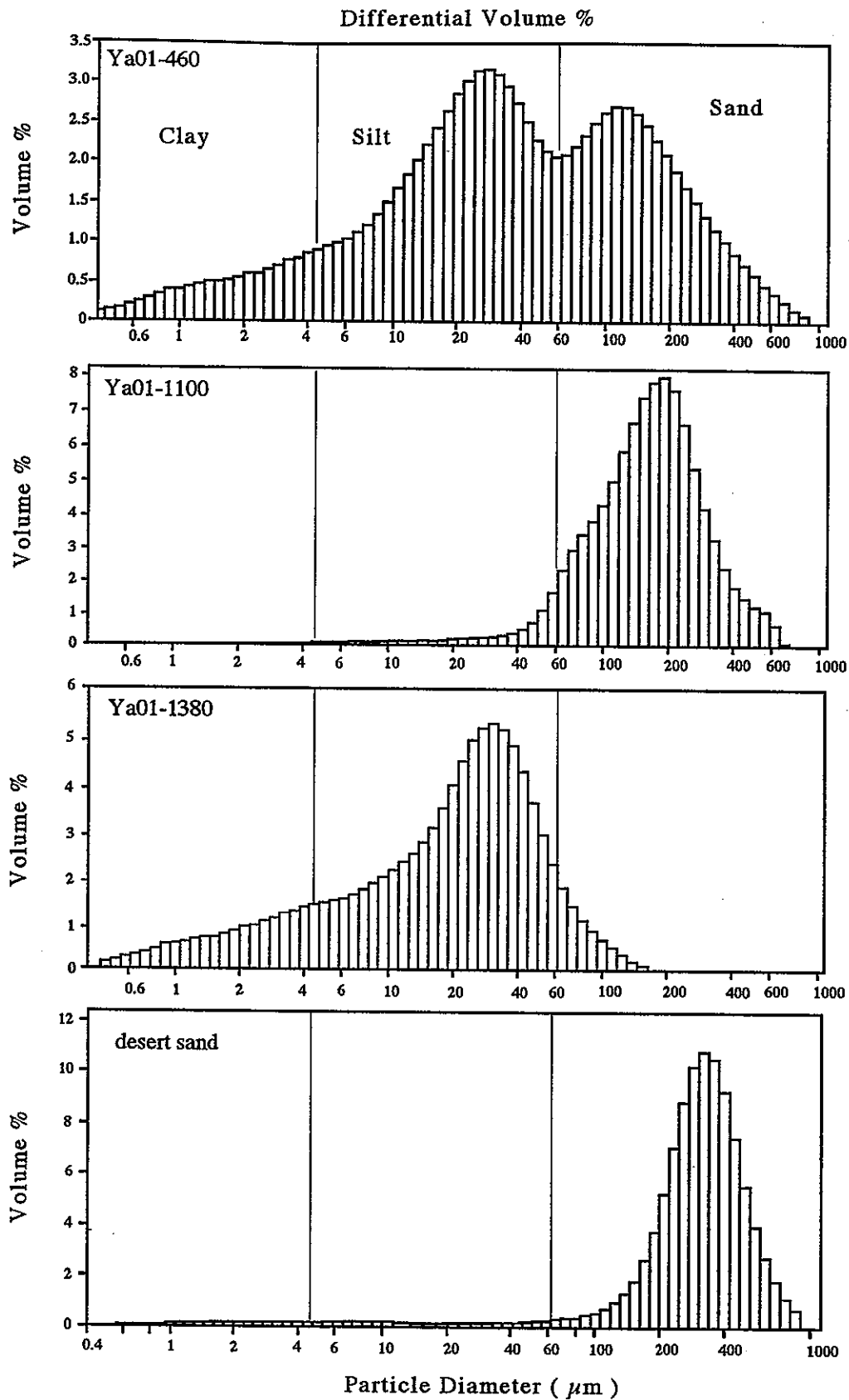


圖 3.3.2 Ya01 岩心深度 460、1100、1380 cm 及沙漠沙 lo17 樣品粒徑分布圖。深度 460 cm 樣品為雙眾數分布，其餘為單眾數分布模式。沙漠砂分布曲線與深度 1100cm 樣品分布曲線相似，說明此樣品可能為沙丘堆積。

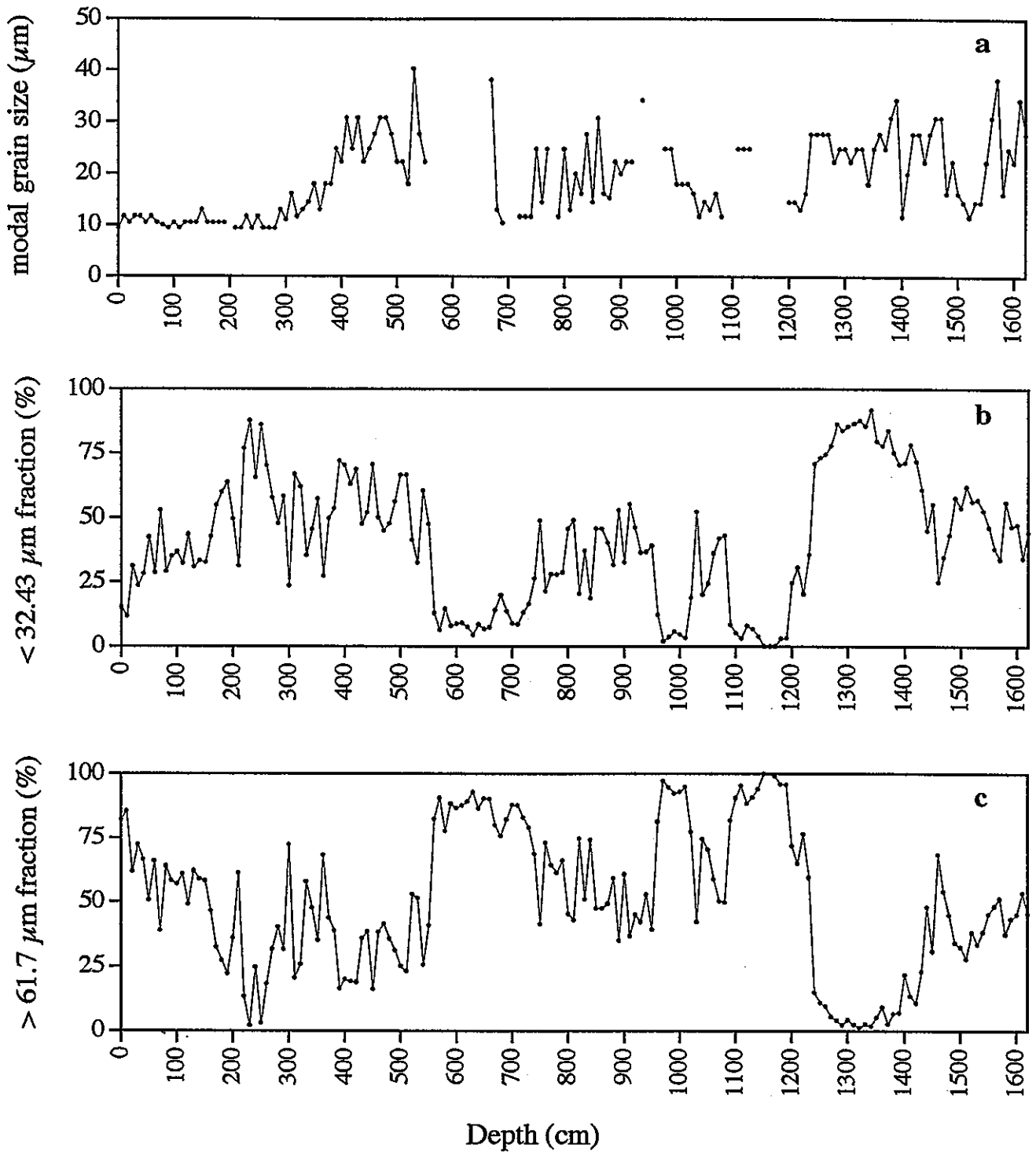


圖 3.3.3 (a) Ya01 粒徑較小峰粒徑中值，(b) 小於 32.43 μm 粒徑含量，(c) 大於 61.7 μm 粒徑含量對深度分布圖。

是他們的淘選度 (sorting) 與圓度 (roundness) 都較其它沈積環境的沈積物來的好 (Boggs, 1995)。例如位於非洲西南的喀拉哈里 (Kalahari) 沙漠，當地風成沙丘的沈積物組織就是表現著細砂到中砂、淘選度良好的情形 (Thomas *et al.*, 1997)。而毛烏素沙漠沙的粒徑眾數分布在 $300\ \mu\text{m}$ 附近，粒徑呈現對稱的鐘型分布，淘選度相當好 (圖 3.3.2)，這種粒徑特徵與 Ya01 岩心大粒徑岩段的眾數接近，在沙含量高的地方，甚至分布的形態也差不多，暗示沙漠沙可能是提供鹽海子沈積物的一個端成份組態。Ya01 岩心沈積物粒徑在 11.5 到 9.0 kyr B.P. 的時期，沈積物完全沒有沙漠沙粒徑的端成份特徵，僅呈現分布在 $10\ \mu\text{m}$ 左右的較小粒徑眾數特徵 (附錄 1)。而 9.0 到 7.5 kyr B.P.，5.0-3.9 kyr B.P. 及 1.8 kyr B.P. 以後，沙漠沙端成份佔沈積物的多數，粒徑眾數分布在 200-300 μm ，可能暗示這幾段時期，湖面退縮，而沙漠處於擴張狀態，鹽海子地區正歷經乾旱氣候。根據掃描式電子顯微鏡觀察 (附錄 2)，發現這些砂含量多岩段的沈積物具有良好的圓度 (well-rounded)，可能代表受到風動力作用的磨圓，與目前毛烏素沙漠及鹽海子所採集的風成砂的圓度組織特徵相同；但是砂少樣品與砂多樣品圓度 (附錄 2，照片 13, 14) 並沒有太大差別，可能是細顆粒沈積物直接來自於風成粉塵，或是沈積在湖盆四周的粉塵在暴雨時被帶到湖中沈積，因此圓度接近。

因此 Ya01 岩心顯示的 3.9 到 5.0 kyr B.P.、6.4 到 7.0 kyr B.P. 以及 7.5 到 9.0 kyr B.P. 三段高砂含量時期，可能是乾燥環境下的沈積。而蒸發岩礦物出現的 2.2 kyr B.P. 以來，自然是代表較乾燥環境時期。至於其間的 2.2-3.9、5.0-6.4、7.0-7.5 以及 9.0-11.5 kyr B.P. 則可能代表潮溼的氣候時期。

根據中國黃土的研究，黃土是寒冷乾燥時期風成粉塵 (eolian dust) 堆積的產物 (Liu, 1985)，而黃土地區的古土壤則是溫暖潮溼時期原先堆積的黃土經過成壤作用而形成 (Liu, 1991)。這些粉塵的源區是屬於半乾燥、乾燥以及極度乾燥地區，周圍被較高的地形所包圍，南面正好是鹽海子所處毛烏素沙漠南界的長城 (Liu, 1985)。如果考慮到長城存在只有在距今二千年來左右時間 (秦始皇 211 B.C. 建)，在沒有長城存在的歷史時期，黃土粉塵源區的南界顯然要比目前更南。而根據現代大氣粉塵及沙漠風成沙丘樣品中微量元素主成份分析 (principal component analysis) 的研究也證實

(Zhang *et al.*, 1993; 張等, 1996), 沙漠粉塵是黃土高原風成黃土的源物質, 它們來自於中國西北部沙漠高粉塵區、北部沙漠高粉塵區和北部沙漠低粉塵區。粉塵在目前間冰期氣候條件下的傳輸受控于正常的大氣搬運過程, 而冰期黃土的堆積過程中塵暴的影響明顯增強。Zhang 等人 (1997) 並估計中國沙漠每年供應 800 Tg 的礦物粉塵到大氣中, 其中 30 % (240 Tg/yr) 在沙漠中再沈積下來, 20 % (140 Tg/yr) 在鄰近中國陸地上堆積, 其餘的 50 % 則透過長程搬運到北太平洋和更遠的地方。

Xiao 等人 (1995) 發現末次冰期極盛期堆積的黃土 L1LL1 層石英粒徑眾數在 13 μm 左右, 而全新世古土壤 S0 層的石英粒徑眾數在 8 μm 左右, 隨後的全新世黃土石英又回升到 9 μm 左右。鹽海子的細粒沈積物, 粒徑眾數在 10-30 μm 之間, 稍大於黃土粉塵粒徑 (地理上而言, 也較黃土接近粉塵源區, 因而粒徑較粗), 但仍屬於 Moldvay (1962) 經由動力實驗分析認為風可以帶動的 10-50 μm 顆粒組態, 即其有可能是風成粉塵。這些粉塵可能是由風帶來湖區沈積, 也可能是風沒帶走進而在暴雨來臨時被片狀逕流由湖盆四周帶到湖中沈積。研究鹽海子湖泊的沈積物, 可能可以重建過去湖周圍地區作為風成粉塵來源區 (source) 的變化歷史。

若鹽海子周圍地區是世界風成粉塵的來源區之一 (Rea (1994) 認為現代風成粉塵的源區有三個, 東亞及中亞、北非以及阿拉伯地區), 那麼當湖盆及四周集水區處於潮溼氣候時期, 由於地表植生和水體的保護, 粉塵不易被風帶走, 因而在岩心紀錄中可以看到較多的粉塵; 反之, 處於乾旱氣候時期, 地面沈積物缺乏植生保護, 因此風成粉塵很容易被風侵蝕帶走, 因而在岩心紀錄中看到較少的粉塵。

中國黃土 (An and Porter, 1997)、冰芯 (Biscaye *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1997; Zielinski and Mershon, 1997) 及西北太平洋 (Hovan *et al.*, 1991; Nakai *et al.*, 1993; Dersch and Stein, 1994) 單純都是風成粉塵的沈積區。同時不管怎麼樣的氣候條件, 只要有風成粉塵來源, 都會持續的進行沈積作用, 因而風成粉塵通量及粒徑可以作為冬季風強度指標。對於像黃土 (Ding *et al.*, 1995; Xiao *et al.*, 1995; Zhang *et al.*, 1995)、冰芯 (GISP2 (Greenland Ice Sheet Project-Two), O'Brien *et al.*, 1995; Biscaye *et al.*, 1997; Zielinski

and Mershon, 1997. Vostok, Petit *et al.*, 1990)、邊緣海及深洋 (Sea of Japan, Dersch and Stein, 1994. Pacific Ocean, Hovan *et al.*, 1991. Indian Ocean, Reichert *et al.*, 1997. Atlantic Ocean, Moulin *et al.*, 1997)、湖泊 (Xiao *et al.*, 1997) 這樣的風成粉塵堆積場所，風成粉塵通量的主要控制因素是來源的多寡。Rea (1994) 認為風成粉塵來源的多寡主要由源區的乾燥程度所決定，乾燥時期，作為風成粉塵源區的沙漠面積擴大，可以提供的風成粉塵數量多；反之，潮溼時期，沙漠面積縮小，可以提供的風成粉塵數量自然就減少。這些沈積記錄所顯示的長時間尺度氣候變化，大致是在代表乾燥的冰期時期，出現高粉塵通量及粗粒徑粉塵。

與人類活動相關的全新世，高解析度的粉塵記錄以冰芯為代表，尤其其年代控制是以年為單位（主要是數出來的）。全新世黃土，目前尚未出現有關於粒徑的文章。海洋沈積物方面，則因為沈積速率太低，普遍解析度不佳，目前所知是南海 17940 岩心有相當詳盡 AMS 定年的全新世記錄即將發表（林慧玲老師個人通訊，1997）。同樣有長時間尺度風成粉塵記錄日本琵琶湖雖有 12 m 的全新世岩心（Horie *et al.*, 1996），但是也還未見粉塵記錄文章。

Biscaye 等人（1997）透過 Sr、Nd、Pb 等同位素發現格陵蘭（Greenland）GISP2 冰芯氧同位素地層第二階（Marine Isotope Stage 2）的粉塵源區是東亞。既然來源為鹽海子所在的東亞沙漠區，是不是能在冰芯中找到與鹽海子粉塵記錄相對比的粉塵記錄？

O'Brien 等人（1995）根據 GISP2 冰岩心冰化學分析，發現海鹽（sea salt）及陸源粉塵（terrestrial dusts）在 0-600、2400-2900、4400-5400、7000-7900 和 10000 ^{14}C yr B.P. 有增加的情形（圖 3.3.4）。其中 0-600 對應在小冰期（The Little Ice Age），同時這幾個時期也對應於南半球、北美、歐洲及格陵蘭其它寒冷氣候期。圖 3.3.3b 顯示 Ya01 粒徑小於 $32.43\ \mu\text{m}$ 的碎屑沈積物百分比，含量特別少的是深度 1200-1080、1020-970、730-560 cm，推測可能是氣候乾燥時期，對應於年代 9100-7600、7000-6500 以及 5200-3900 yr B.P.（圖 3.3.5b）。鹽海子 5200-3900 yr B.P. 粉塵少時期，可以對應於格陵蘭 4400-5400 yr B.P. 高粉塵期（圖 3.3.4），而 9100-7600 和 7000-6500 yr B.P. 兩段時期似乎分別對應冰芯 7000-7900 以及圖 3.3.4 上 8000-8200 yr B.P. 高粉塵期，雖然 Ya01

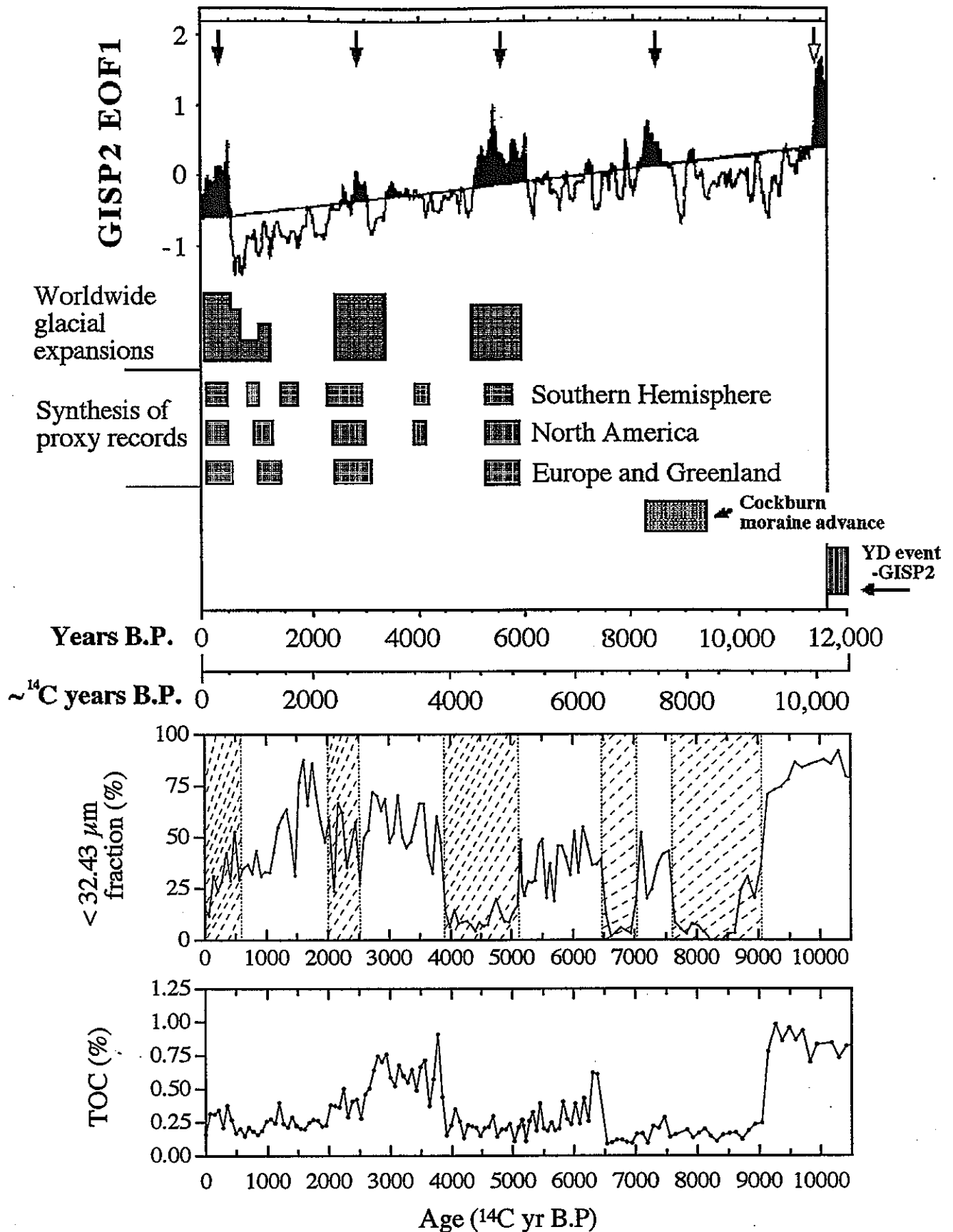


圖 3.3.4 格陵蘭冰芯 GISP2 EOF1所顯示的高風成粉塵期，與全球冰川擴大期、南半球、北美、歐洲及格陵蘭寒冷氣候期、Cockburn 冰碛前進期、Younger Dryas 事件 (修改自 O'Brien et al., 1995) 以及 Ya01 岩心粒徑小於 32.43 μm 沈積物含量和總有機碳含量對比圖。

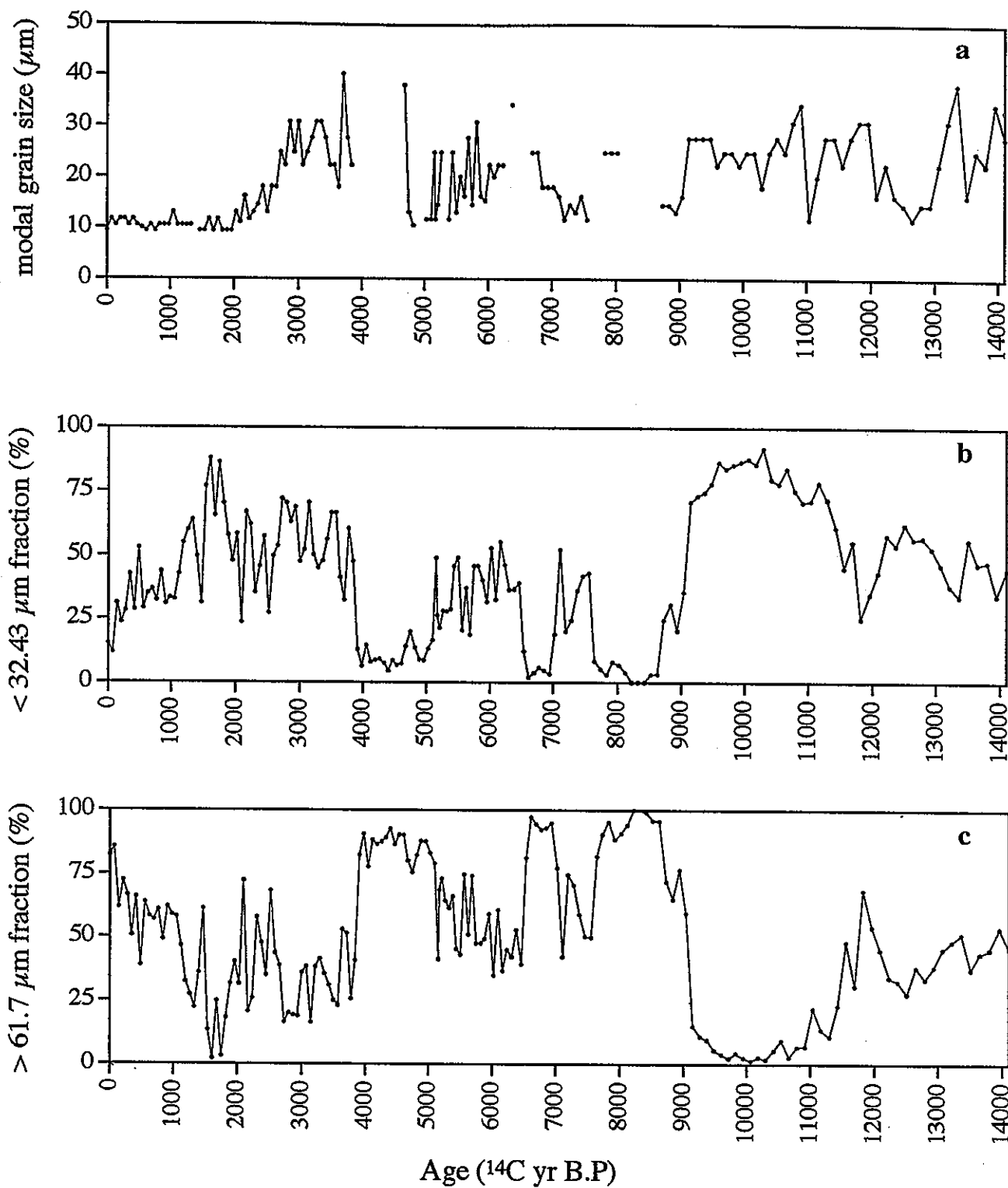


圖 3.3.5 (a) Ya01 粒徑較小峰粒徑中值，(b) 小於 32.43 μm 粒徑含量，(c) 大於 61.7 μm 粒徑含量對年代分布圖。

7000-7600 yr B.P.為粉塵較多時期，但是其有機碳含量卻不高，顯示當時可能是處於乾期。冰芯 0-600 和 2400-2900 yr B.P. 的高粉塵期則可能對應在 Ya01 岩心沈積物粒徑小於 $32.43\mu\text{m}$ 含量稍低的 0-600 和 2000-2500 yr B.P.。比較特別的，是鹽海子在新仙女木時期 (Younger Dryas) 看到高粉塵。這些說明了鹽海子粉塵消長某個程度上可以反映在格陵蘭冰芯裡，將來在與東亞地區粉塵資料比較後，可以進一步了解更大尺度粉塵的實際搬運及沈積機制。

此外，Rea 和 Leinen (1988) 在西北太平洋的岩心裡發現亞洲大陸在 6000 yr B.P. 是處於乾旱的氣候，因而提供海洋相當大的風成粉塵通量。而 Pye 和 Zhou (1989) 在後來也對大氣搬運粉塵的機制做了描述。只是此岩心的定年僅依賴 CLIMAP (Climate: Long-Range Investigation, Mapping and Prediction) 定出來的 18000 年時間面作線性內差而得到這個 6000 yr B.P. 年代，無法提供更確切的年代與鹽海子對比。

3.4 鹽海子岩心資料對比

3.4.1 沈積物總有機碳

總有機碳 (total organic carbon; TOC)、總氮 (total nitrogen; TN) 以及碳氮比 (C/N ratio) 分析的結果如圖 3.4.1 所示。總有機碳含量分布在 0.09 到 1.08 %，其中有三段高值區，分別為深度 1450 到 1240 cm、940 到 860 cm 和 540 到 370 cm。其中以第一段的值最高，平均在 0.85 % 左右，其次是深度 540 到 370 cm，平均為 0.6 %，而深度 940 到 860 cm 值較低，所有樣品的平均值大致為 0.36 %。Ya02 的有機碳含量 (資料來自許等, 1992) 則分布在 0.04 與 1.2 % 之間，平均 0.32 %，與 Ya01 分布的範圍接近。

岩心沈積物有機碳含量的多少，反應沈積當時沈積盆地生物量的多寡 (Pedersen and Calvert, 1990; Zhou *et al.*, 1992; Bertrand and Lallier-Vergès, 1993)、碎屑沈積物含量所造成的稀釋作用，以及沈積之後有機質的保存程度。

在鹽湖地區，由於鹽度高，加上湖底經常缺氧，因此分解性生物生存不易，有機質的保存性好。普遍學者認為鹽湖地區有機質的含量可以直接反應古生產力的變化 (Hite and Anders, 1991)。同時，在 Ya01 岩心的有機質分布上，並沒有出現代表分解的由上往下遞減趨勢 (圖 3.4.1)，因此我們直接利用有機質含量的變化，來代表沈積當時生物量的多寡。

另外，根據 Kuehl 等人 (1993) 的研究，沈積速率對海洋沈積物中有機質的保存相當重要，沈積速率越快，有機質的保存越好。吳等人 (1995) 也指出，陸坡下部沈積物中的有機質，因為來不及分解就被掩埋到深部，因此得以保存下來；而深海盆地沈積速率緩慢，大部分有機質來不及被掩藏到深部就被分解，導致沈積物中有機質含量降低。根據位在美國西部 Great Basin Desert 中 Pyramid Lake 的研究，快速沈積速率的確增加了有機物的保存程度 (Meyers *et al.*, 1998)。

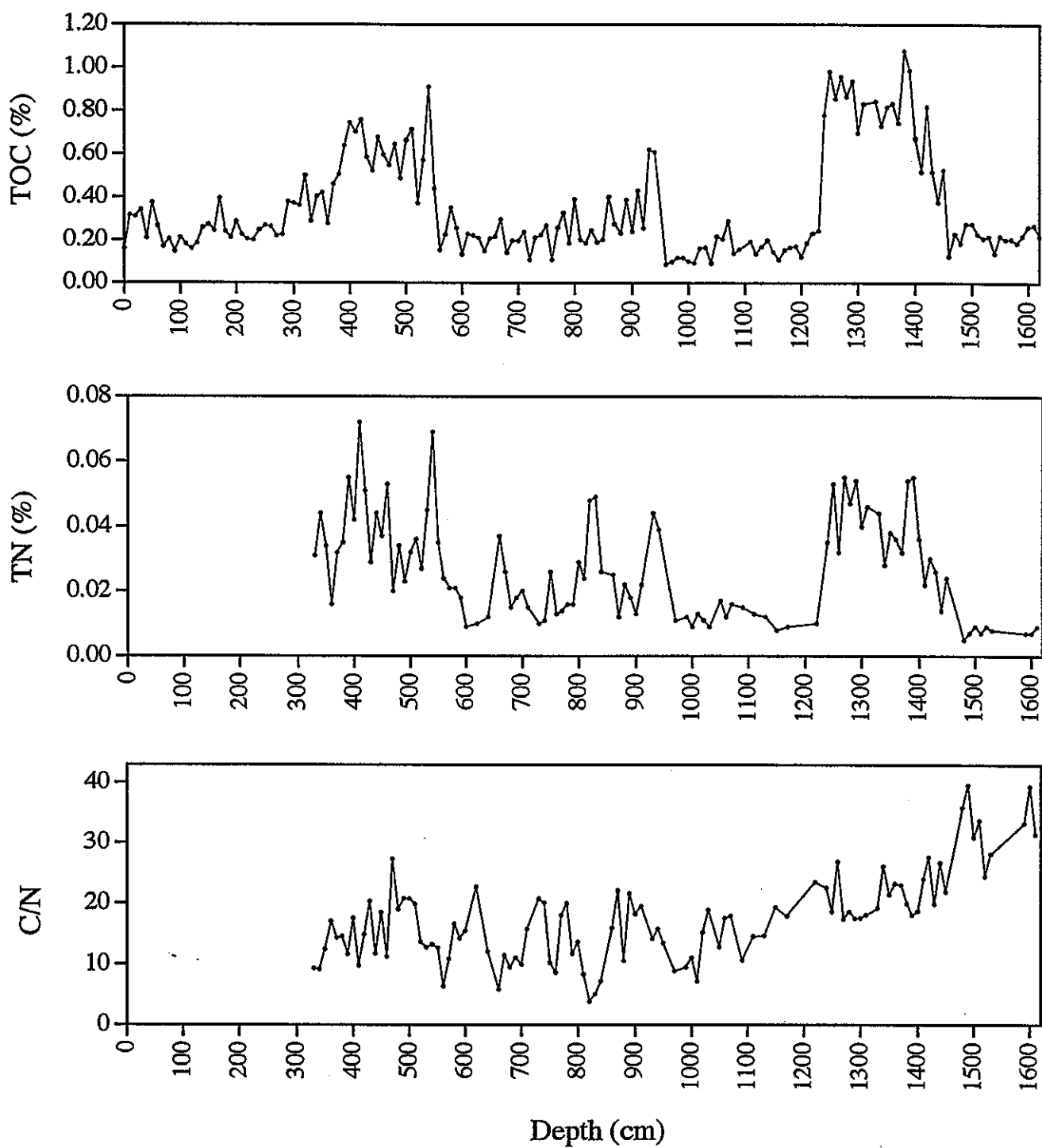


圖 3.4.1 Ya01 總有機碳、總氮及碳氮比對深度分布圖。

深海地區的沈積速率低，例如位在西北太平洋的岩心（37°41'N，163°02'E，3968m），過去 530 kyr 沈積速率變化在 0.65 到 7.50 cm/kyr 之間（Hovan *et al.*, 1991），有機物隨著深埋而不再受分解（非成油分解）；在沈積速率高的邊緣海地區，例如日本海岩心（37°04'N，134°80'E，903m）過去五百萬年的沈積速率在 0.14 到 17.61 cm/kyr 之間（Dersch and Stein, 1994），而南海岩心（18°45.3'N，115°52.39'E，3360m）過去 24.6 kyr 的沈積速率在 4.49 到 19.42 cm/kyr 之間，而其有機質可代表表層生產力的高低（Huang *et al.*, 1997a）。鹽海子快的沈積速率可達 143 cm/kyr，最慢也有 68 cm/kyr，高於邊緣海的沈積速率甚多，因此可以代表生產力的高低。而且其最多數公尺的水體深度遠小於海洋的百公尺到數千公尺深度，更減少了下降過程中被分解的有機質比例改變的影響。

Ayliffe 等人（1998）指出在乾旱、半乾旱地區，植物的生產率主要由有效降雨（effective precipitation）所控制。Campbell 等人（1994）也認為沙漠地區植物的生長和繁殖與雨量的多寡習習相關，最乾燥的沙漠並沒有終年生的植物生長，而次乾燥的沙漠主要的植物是呈散佈生長的灌木。沙漠植物通常製造相當多數量的種子，而這些通常是一年生種子一慣以休眠狀態渡過乾旱期，直到降雨期的到來才發芽成長。

而在中國的乾旱地區，年降雨量在 50-200 mm 之間，蒸發量一般大於 2000 mm（Zhang and Lin, 1985）。在這種缺乏溼氣的環境下，植生密度和生產率的限制因子就是有效溼度（effective moisture）（An *et al.*, 1993; 吳等, 1994; Liu *et al.*, 1998; Ren, 1998a）。因此，岩心有機碳含量高的時期，代表的應該是潮溼時期，甚至 Zhou 等人（1994）還將中國黃土剖面中高有機碳含量時期歸因於夏季季風降雨較多所造成。將岩心所看到的三段高有機碳深度換成年代（圖 3.4.2），分別為 11.7-9.1 kyr B.P.、6.4-5.8 kyr B.P. 以及 3.8-2.6 kyr B.P.，代表這些時期是生物量多的時候。

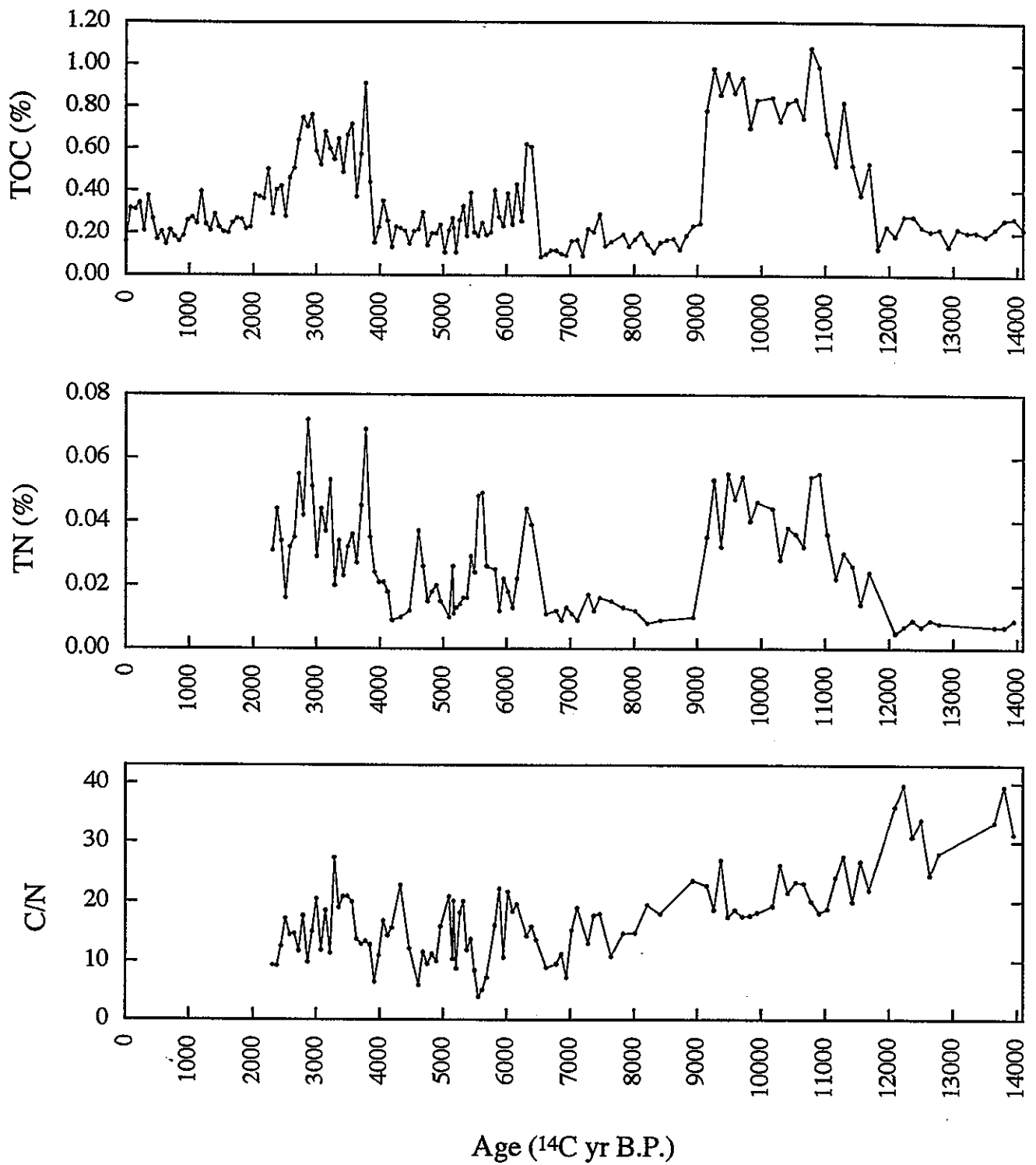


圖 3.4.2 Ya01 總有機碳、總氮及碳氮比對年代分布圖。

3.4.2 沈積物碳氮比

總氮和總有機碳含量的分布趨勢大致一致（圖 3.4.1），高值出現在深度 1450 到 1240 cm、940 到 860 cm 以及 540 到 370 cm 的樣品，另外深度 660、820 和 830 cm 也有突出的值，而深度 470 到 520 cm 的樣品的測值明顯與總有機碳的分布相異，值比較低。在使用 LECO CHN-932 碳氮氮硫元素分析儀時，測量的原理是樣品碳氮氮硫元素先燃燒成 CO_2 、 H_2O 、 N_2 以及 SO_2 ，經由 He 帶到不同管路及測室（IR cell 或 TC cell）測量或去除各種不需要的氣體。 N_2 是最後一項測定的氣體，利用與固定條件的標準氮氣熱傳導（thermal conductivity）差異在惠斯頓電橋（Wheatstone bridge）上的電流變化測得。Ya01 樣品整體氮含量相當低，尤其測值在重量百分比 0.01 以下時，誤差變化要比測值來的大。深度 320 cm 以上的部份更因為出現的大量蒸發岩礦物具有高含量的硫，這些硫進入儀器後會燃燒形成大量 SO_2 。由於所使用 LECO CHN-932 機器的設計無法有效吸收大量 SO_2 ，因此低含量的氮會受到 SO_2 存在的影響而產生高估情形，這可由美國 LECO 公司利用新型 CHN-2000 型儀器幫筆者所測 Ya01-110 樣品所得結果（表 3.4.1）發現（LECO customer analysis report, Work Order No.: 12480, Customer No.: 2704, Nov. 12, 1998）

表 3.4.1 LECO CHN-2000 分析 Ya01-110 樣品結果

Weight (g)	Carbon (%)	Hydrogen (%)	Nitrogen (%)
0.1521	0.40	0.20	<0.01
0.1506	0.40	0.20	<0.01
0.1587	0.41	0.20	<0.01
0.1499	0.41	0.19	<0.01

LECO CHN-2000 分析出來的氮含量小於 0.01 %，但是筆者所測卻有 0.04 %（硫含量大於 10 %），同時這麼高量的硫還會在接下兩次空白樣品的測量中出現高測值，並不合理，因此筆者將深度 320 cm 以上的高硫含量樣品所測得氮捨去。將來儀器還須要加入去硫吸收劑的管線才能解決這個問題，至於含量低於 0.01 % 氮的量測，目前並沒有儀器測的準，所以絕大多數氮含量小於 0.01 % 的數據並沒有採用。將前後兩段明顯的高氮值樣品出現深度換算成年代

(圖 3.4.2)，分別為 11.7-9.1、6.4-5.8 以及 3.8-2.6 kyr B.P.。所有樣品平均值為 0.03%，值分布在 0.01-0.07% 之間。

Martinova (1993) 認為湖泊沈積物中有大於 90% 的氮為有機質來源，而 Lou 和 Chen (1997) 對台灣大鬼湖的研究，也顯示該湖泊沈積物中的氮主要為有機氮，並進一步用總氮的測值來代替有機氮含量，另外 Talbot 和 Johannessen (1992) 在研究非洲湖泊沈積物有機地化與古氣候變化時，發現總有機碳含量和總氮含量之間的高相關性 ($r^2=0.77$) 代表這兩種元素是有機鍵結在一起的，並因此將總氮當作總有機氮，直接計算沈積物碳氮比。鹽海子沈積物總氮和總有機碳含量成正相關 (圖 3.4.3)，直線回歸斜率 0.047，相關係數 (r^2) 達 0.631，似乎暗示沈積物中的氮是有機質來源，因此筆者拿總氮當作總有機氮來計算沈積物碳氮比。

所得到的碳氮比如圖 3.4.1 與圖 3.4.2 所示，分布在 3.9-39.6 之間，平均 17.4。深度 1100 cm 以上的樣品，比值在 3.9 與 27.3 之間波動，平均則為 14.1；深度 1100 cm 以下樣品的碳氮比趨勢則是隨深度漸漸增加。如圖 3.4.3 所示，總有機碳與碳氮比之間並沒有什麼相關性。

碳氮比已經廣泛地被用來區分沈積物中有機質的來源是陸生或是水生 (Mackenzie *et al.*, 1993; Meyers and Ishiwatari, 1993; Lou *et al.*, 1997)，這是因為有機氮主要富集在蛋白質和核酸裡，而這兩類物質是組成水生浮游植物、細菌這些低等植物個體的重要成份 (表 3.4.2)，因此水體自身產生的有機質具有相對較低的碳氮比，一般小於 10 (莫耳比值) (Talbot and Johannessen, 1992; Chen *et al.*, 1996a; Chen *et al.*, 1996b) (表 3.4.3)。而陸生高等植物體主要由木質素和纖維素組成，具有較多的碳和較少的氮，因而從湖泊集水區來的有機質一般具有高於 20 的碳氮比，甚至可高於 200 (Talbot and Johannessen, 1992)。生長在湖泊與湖泊周圍集水區生物的種類及數量，隨著氣候變遷而改變，因此在地球過去歷史時期裡所記錄的這些生物遺骸地化訊息，也就是沈積物中的有機物碳氮比，是記錄氣候變化的良好代用指標 (Meyers, 1997)。

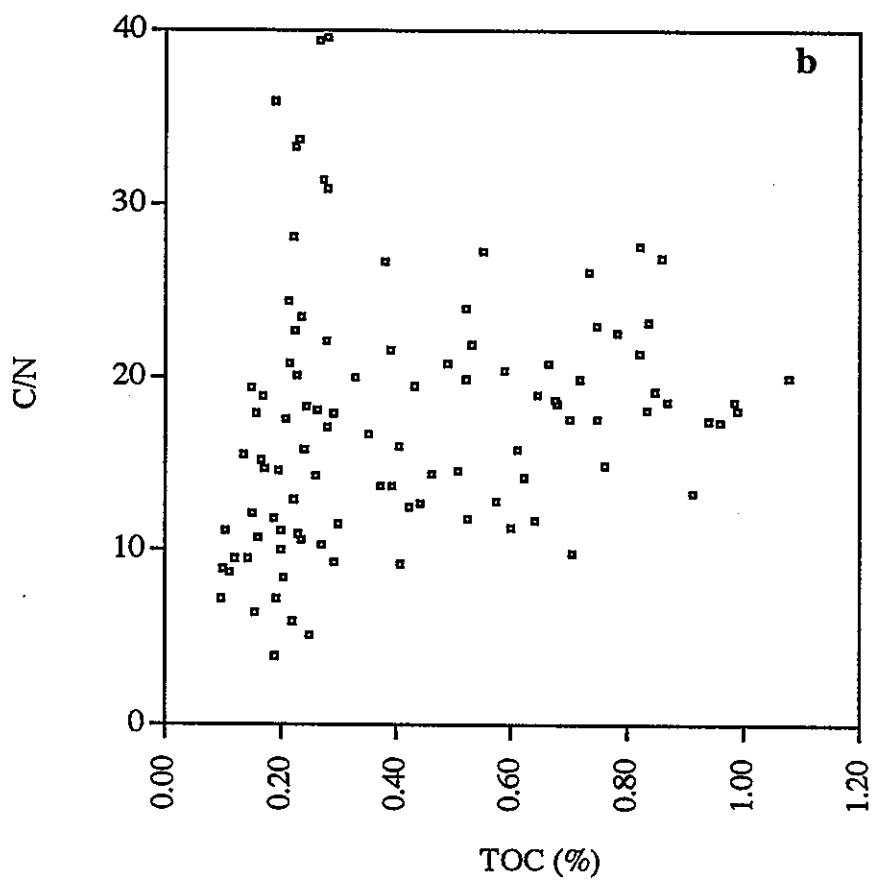
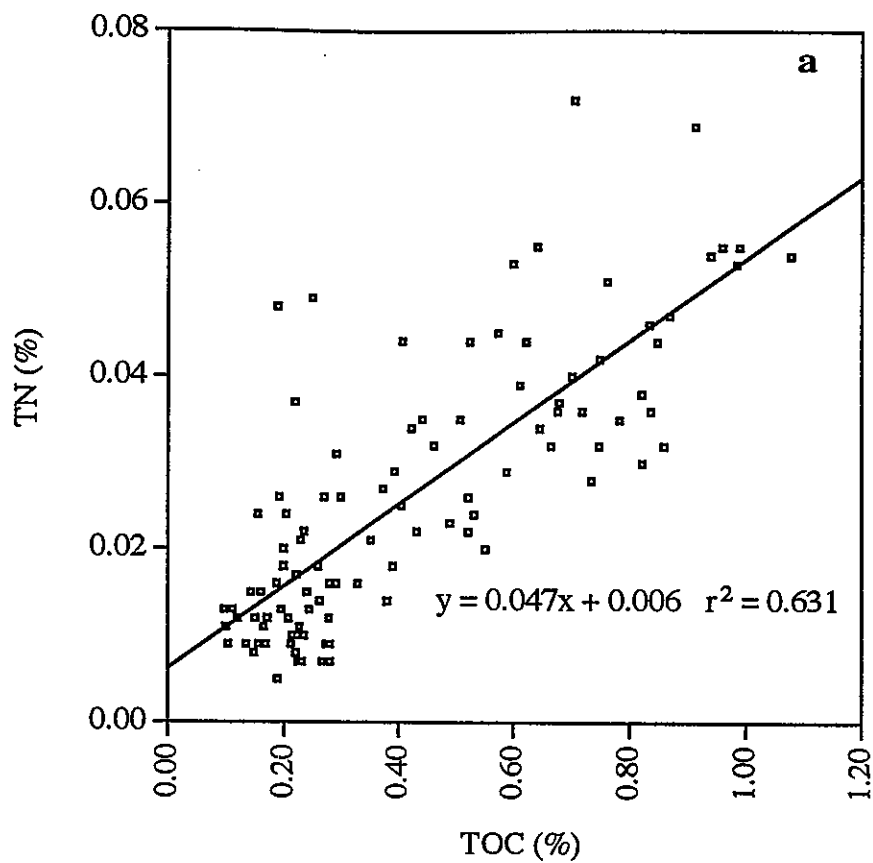


圖 3.43 Ya01 樣品 (a) TOC 對 TN，以及 (b) TOC 對 C/N 分布圖。

表 3.4.2 活體生物組成成份

Substance	Weight percent of major constituents (dry, ash-free basis)			
	Proteins	Carbohydrates	Lipids	Lignin
Plants:				
Spruce wood	1	66	4	29
Oak leaves	6	52	5	37
Scots-pine needles	8	47	28	17
Phytoplankton	23	66	11	0
Diatoms	29	63	8	0
Lycopodium	8	42	50	0
Animals:				
Zooplankton(mixed)	60	22	18	0
Copepods	65	25	10	0
Oysters	55	33	12	0
Higher invertebrates	70	20	10	0

(Brownlow, 1996)

表 3.4.3 不同地區陸地 C₃、C₄ 植物及湖泊藻類有機質 C/N ratio 與 δ¹³C

Organic matter source	Location	C/N	δ ¹³ C (‰ vs. PDB)
<i>C₃ land plants:</i>			
Willow leaves	Walker Lake, Nevada, U.S.A	38	-26.7
Poplar leaves	Walker Lake, Nevada, U.S.A	62	-27.9
Pinyon pine needles	Walker Lake, Nevada, U.S.A	42	-24.8
White spruce needles	Michigan, U.S.A.	43	-25.1
Mangrove leaves	Penang, Malaysia	-	-27.1
Palm fronds	Lake Bosumtwi, Ghana	91	-25.5
<i>C₄ land plants:</i>			
Salt grass	Walker Lake, Nevada, U.S.A	160	-14.1
Tumbleweed	Walker Lake, Nevada, U.S.A	68	-12.5
Blood grass	Lake Bosumtwi, Ghana	42	-11.1
Wild millet	Lake Bosumtwi, Ghana	156	-10.8
<i>Lake algae:</i>			
Mixed plankton	Walker Lake, Nevada, U.S.A	8	-28.8
Mixed plankton	Pyramid Lake, Nevada, U.S.A.	6	-28.3
Mixed plankton	Lake Michigan, North America	7	-26.8

(Meyers, 1994)

台灣高山湖泊撤退池 (121°26'15"E, 24°29'30'N; 2230 m altitude) 岩心 TOC 與 C/N 及穩定有機碳同位素間呈同向變化關係 (圖 3.4.4), 可能代表高有機碳時期, 有機質主要來自於陸生的植物 (陳等, 1997)。筆者分析了撤退池湖區四周主要植物碳氮硫元素特徵 (表 3.4.4), 撤退池岩心深度 60-130 cm 有機碳最高的地方, 碳氮比都在 30 以上 (圖 3.4.4), 接近針葉木葉片所測得的 C/N 比, 可能代表當時氣候適合針葉木生長。但是乾湖上草類 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 為三種植物中最輕的 -29.44 ‰ (PDB), 卻顯示深度 60-130 cm 時生長植物類型為這些被測量的草類, 待進一步探討成因, 至於當地植物相生長與氣候變化間關係也待進一步研究。Ya01 測得的總有機碳與碳氮比之間並沒有什麼關係存在 (圖 3.4.3b), 無法確定過去提供鹽海子的有機質來源的有機質種類是否如同圖 3.4.2c 碳氮比所顯示般變化頻繁, 甚至在深度 1100 cm 以下碳氮比隨深度增加而持續升高, 可能暗示有其它的因素在控制沈積物碳氮比。

表 3.4.4 撤退池湖區植物體碳氮硫元素及 穩定有機碳同位素 特徵

sample no.	TC (%)	TN (%)	TS (%)	C/N	C/S	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}(\text{‰})$	plant type
Rp1	38.40	1.03	0.10	37.3	383.3	-26.70	針葉木葉片
Rp2	35.70	1.68	0.16	21.3	223.1	-25.30	水中植物
Rp3	38.14	2.00	0.13	19.1	293.4	-29.44	乾湖底草

早期成岩作用時期, 有機物種的選擇性降解作用 (selective degradation) 會改變碳氮元素間的相對比例, 也就是有可能改變沈積物中有機質的碳氮比 (Meyers and Ishiwatari, 1993), 例如水體內藻類有機質在下沈到沈積層過程中, 因為蛋白質成份 (proteinaceous components) 的相對較容易分解而造成碳氮比的提高 (Meyers, 1997)。Meyers and Ishiwatari (1993) 發現現代樹木的碳氮比就比埋在沈積物中樹木的碳氮比來的高, 同樣碳氮比的降低也發生在土壤和海洋沈積物中, 主要是因為有機物分解時產生的氨 (ammonia) 被樣品吸收, 以及同時期碳的再礦化 (remineralization) 及釋放造成樣品裡碳的減少 (Meyers, 1997)。

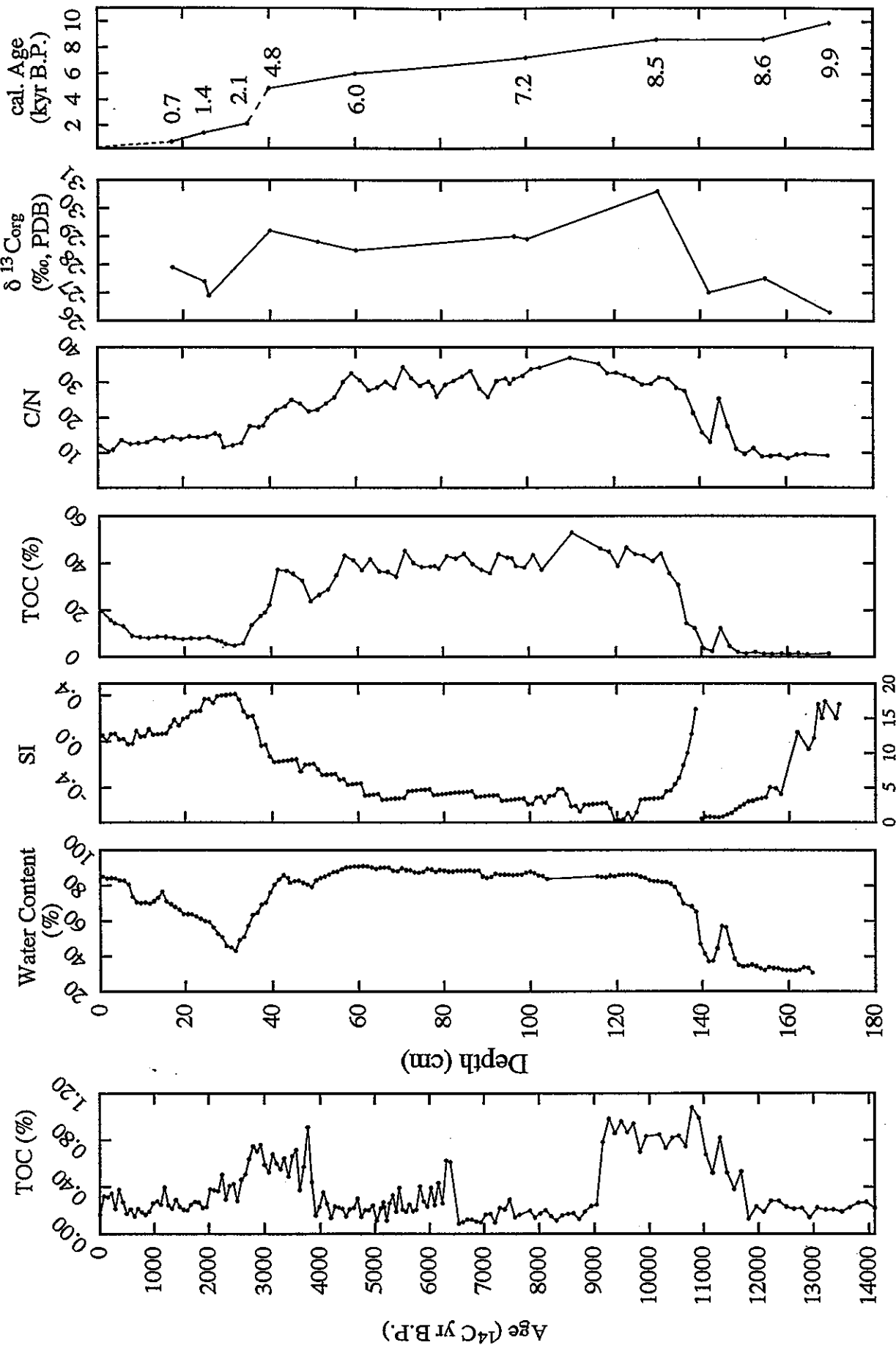


圖 3.4.4 鹽海子 Ya01 總有機碳 (最左圖) 與撤退池岩心含水率、磁化率、總有機碳、總有機碳、穩定有機碳同位素及 ¹⁴C 定年關係圖。

另外一個常見到的現象是不同粒徑組份的沈積物具有不同的碳氮比 (Prahl *et al.*, 1994)，通常粒徑越大，碳氮比也越大 (Meyers, 1997)。Meyers (1997) 認為這主要因為粗粒沈積物組份通常比細粒沈積物含有較多完整未受損的陸地植物碎屑，另外是細粒沈積物一般含有較多的黏土礦物，這些表面帶負電同時表面積大的黏土礦物可以吸附多量的氮 (ammonia)，因而造成碳氮比的降低。當水或其它動力搬運沈積物有明顯淘選效應時，將這些具有各自碳氮比的不同粒徑沈積物分選，進一步可能造成我們對有機物來源判斷的錯誤。

Ya01 岩心並沒有見到碳氮比與沈積物粒徑之間相關的情形 (圖 3.4.5)，也許原本就不存在粒徑和碳氮比的問題，但是也有可能還受到有機質選擇性分解或吸附氮作用而改變碳氮比。深度 1100 cm 以下碳氮比隨深度增加而增加，則似乎顯示氮有選擇性分解的情形，這些問題目前都無法確定，還需要配合更多有機地化的指標才能了解有機質來源的變化情形。此外，沙漠樣品 lo17 與風成沙 YaSand 的有機質測值如表 3.4.5 所示。

表 3.4.5 lo 17 及 YaSand 樣品 TOC、TN 及 C/N ratio

	TOC (%)	N (%)	C/N ratio
lo17	0.17	0.02	8.2
YaSand	0.16	0.02	9.1

在中國東部沙區大致可分為兩種環境，一為乾旱荒漠，氣候乾旱、植被疏萎，並以旱生和超旱生灌木為主 (圖 3.4.6)，沙丘為流動、半流動形式；另一為乾旱荒漠草原、半乾旱草原地帶，較多受惠於夏季降水，植被特別是草本植物覆蓋較好，沙丘以固定、半固定為主，並發育大片黃土 (董等, 1996)。灌木比草類更能利用某些地點的剩餘土壤水分，所以散佈生長在乾旱地區 (章, 1995)，因而灌木的存在是乾旱狀態的指標。但是當氣候轉向潮溼，也就是夏季季風增強時，大氣和土壤的溼度增加，此時草原植生生長狀態優於沙漠植生，草原進而擴張生長到沙漠區 (Liu *et al.*, 1998)。乾旱—半乾旱氣候過渡區對於季風降雨的調適，因而是表現在草原面積與沙漠面

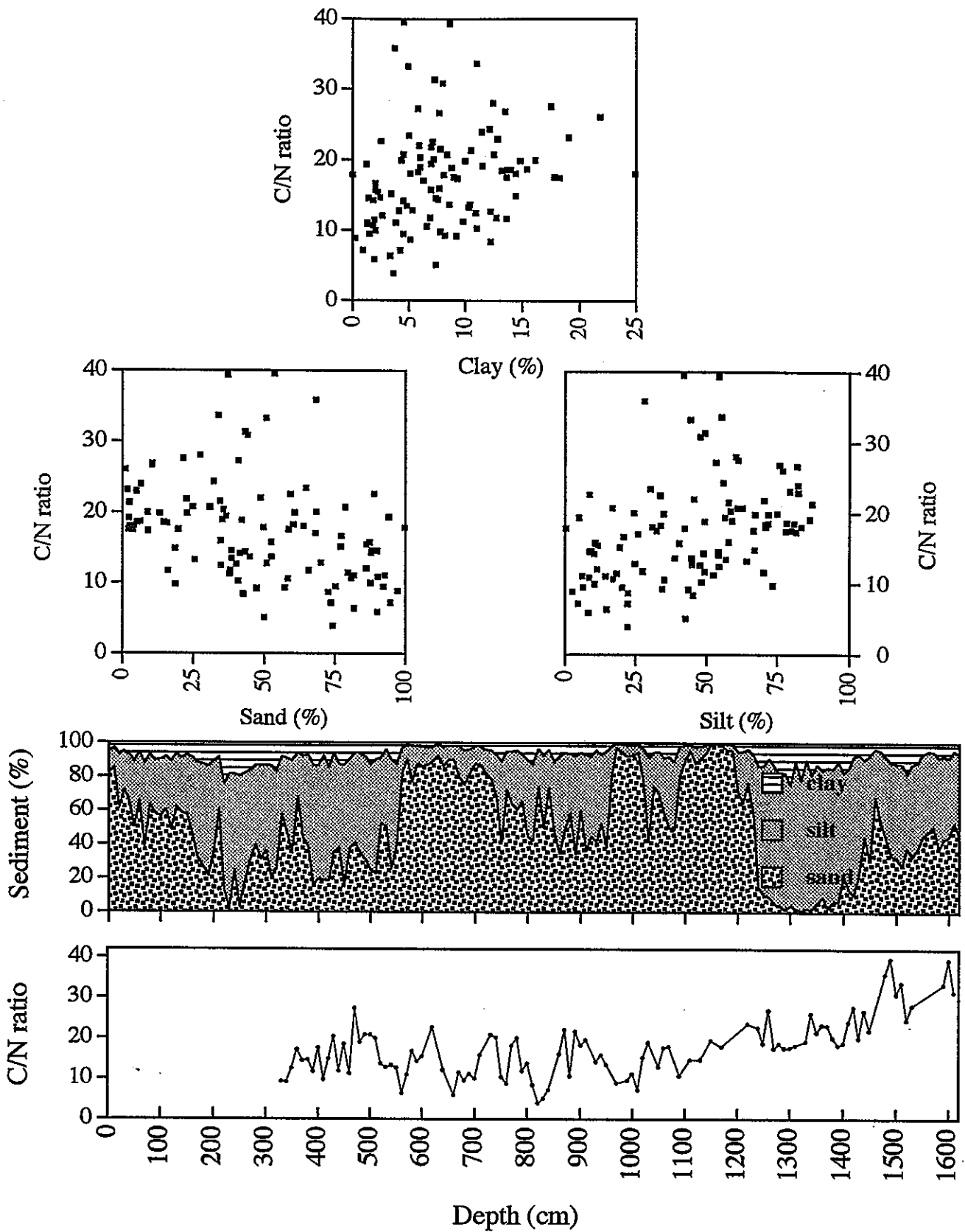


圖 3.4.5 Ya01 粒徑與碳氮比關係圖。

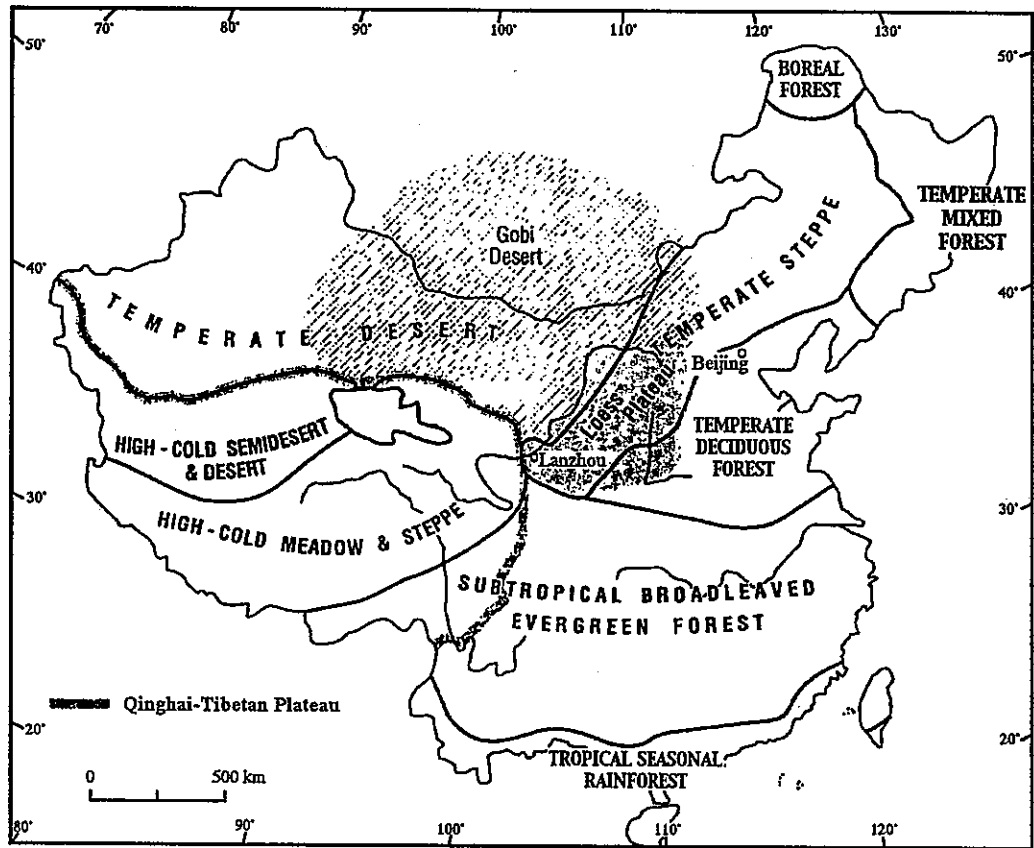


圖 3.4.6 中國主要植物帶分布情形 (取自 Liu *et al.*, 1998)。

積的消長上，所以如果可以由沈積物中分出草類和灌木的相對含量，就有多一項的證據來知道過去氣候的乾溼情形。

表 3.4.6 提供美國內華達州 Pyramid Lake 水生浮游植物及周圍沙漠的木本和草本植物碳氮比及有機碳同位素測值 (Meyers *et al.*, 1998)，木本和草本植物的碳氮比都在 22 以上，而且部份種屬比值重疊接近，因此在這裡難以使用現有的碳氮比來區分兩种植生類型的消長，進而判斷當時氣候的乾溼。至於穩定有機碳同位素方面，草本植物相對於木本植物有較輕的值 (表 3.4.6)，似乎有機會解答這個問題，值得嘗試。不過表 3.4.6 提供的畢竟不是鹽海子及周圍集水區植生的基礎數據，有待現代鹽海子鹽湖生態的研究，如同 Meyers 等 (1998) 對美國內華達州 Pyramid Lake 所作沈積物有機質來源研究方法一樣，利用多種有機地球化學指標，不僅分析岩心，同時也分析現在湖盆周圍的植生，以提供完整詳細的古環境解釋。另一個可以嘗試的是生物指標 (biomarker)，當集水區的植被為草類佔優勢時，沈積物中的正烷烴 (n-alkane) 以 n-C₃₁ 為主；而當植被為樹木和灌木佔優勢的時候，反倒以 n-C₂₇ 和 n-C₂₉ 為主 (Cranwell, 1973)，分析這幾種有機指標的消長或許可以提供鹽海子古氣候更詳細的訊息，目前正由本校化學系謝建台老師實驗室的許信豐先生測量中。但是初步的測定仍遇到有機碳含量過低，氣相層析儀 (gas chromatography) 偵測效果不佳的情形，五個樣品初步結果僅一個樣品在圖譜裡見到相當小 C₂₇ 峰的出現，代表該樣品有機質可能來自於較乾旱時期的灌木，而一般代表藻類的 C₁₅、C₁₇、C₁₉ (Cranwell *et al.*, 1987) 都沒有出現，目前正改進濃縮測定的實驗方法。此外，近年來在古海洋學上廣泛使用的烯酮類 (long-chain alkenone) (Huang *et al.*, 1997b) 也第一次在湖泊沈積物中發現 (青海湖) (Li *et al.*, 1996)，青藏高原扎布耶鹽湖 (Zabuye Saline Lake, 84° 04'E, 31° 21') 的研究更進一步發現 U₃₇^k 和其它氣候指標間有不錯的關係，可以用來指示氣候變化 (Wang and Zheng, 1998)，也值得進一步的嘗試。

表 3.4.6 Atomic C:N ratios and $\delta^{13}\text{C}$ values of plants that are potential sources of organic matter to Pyramid Lake sediments.

Plant sample	Atomic C:N	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)
C ₃ land plants	38	-26.7
Willow leaves	102	-25.8
Aspen leaves	62	-27.9
Poplar leaves	22	-25.0
Cottonwood leaves	47	-22.5
Juniper needles	42	-24.8
Piñon needles	37	-26.4
Big sage leaves	39	-23.4
Mormon tea leaves	30	-23.1
Rabbit bush leaves	57	-25.2
C ₄ land plants		
Tumbleweed stems	68	-12.5
Salt grass	160	-14.1
Aquatic plants		
Mixed plankton (May 1986)	-	-30.1
Mixed plankton (May 1989)	6	-28.3
<i>Nodularia</i> (May 1986)	13	-18.6

(Meyers *et al.*, 1998)

3.4.3 礦物 X-ray 繞射分析

XRD 測量繞射光譜 (diffraction spectrum) 結果如圖 3.4.7 與圖 3.4.8 所示，圖上顯示出沈積物測量所得 2θ 角度與強度關係。每個繞射峰的 2θ 角度經過布拉格 (Bragg's law) 定律 (式 3.4.1) 轉換成原子面間距 (interplanar spacing; d-spacing) 之後，以原子面間距對比國際繞射資料中心 (International Center for Diffraction Data; ICDD) 出版的繞射資料 (Mineral Powder Diffraction File Databooks, Sets 1-42, 1993; Mineral Powder Diffraction File Search Manual, Sets 1-42, 1993)，便可查得該原子面間距 (2θ 角) 所對應的晶體種類 (對於沈積物而言便是礦物)。

$$\lambda = 2 d \sin\theta \quad (\text{式 3.4.1})$$

λ 為入射光波長 (在這裡是銅靶 ($\text{CuK}\alpha$) 的波長 1.5418 Å)；

2θ 定義為入射波與繞射波夾角；

d 為晶體原子面間距。

2θ 角 26.7 和 28.0 分別是石英和斜長石的位置，雖然 26.7 的角度與黏土礦物伊萊石 (Illite) 重疊，但是岩心中黏土含量非常低，因此這個角度的強度可以單純看成是石英強度。深度 1180 cm 與 780 cm 樣品的結果 (圖 3.4.7 與圖 3.4.8)，顯示出斜長石與石英是鹽海子沈積物中最主要的礦物，這可由陳延成教授於本校海洋資源系蕭炎宏教授實驗室所作的偏光顯微鏡礦物鑑定 (附錄 3) 印證。鏡下鑑定顯示石英是樣品中最重要礦物，含量在 77-93 % 之間，但是斜長石的含量卻明顯偏低，所有長石類礦物加起來僅在 7 % 以下，這可能是因為晶體顆粒太小，鏡下觀察時將長石辨認為石英所造成。而 XRD 顯示出斜長石與石英在深度 1180 cm (圖 3.4.7) 與 780 cm (圖 3.4.8) 樣品中相對的含量有很大的差異，深度 1180 cm 石英強度要大於長石強度；而深度 780 cm 反倒是長石強度要大於石英強度，因此後續研究便以斜長石和石英的相對強度關係來探討造成這個差異的原因。

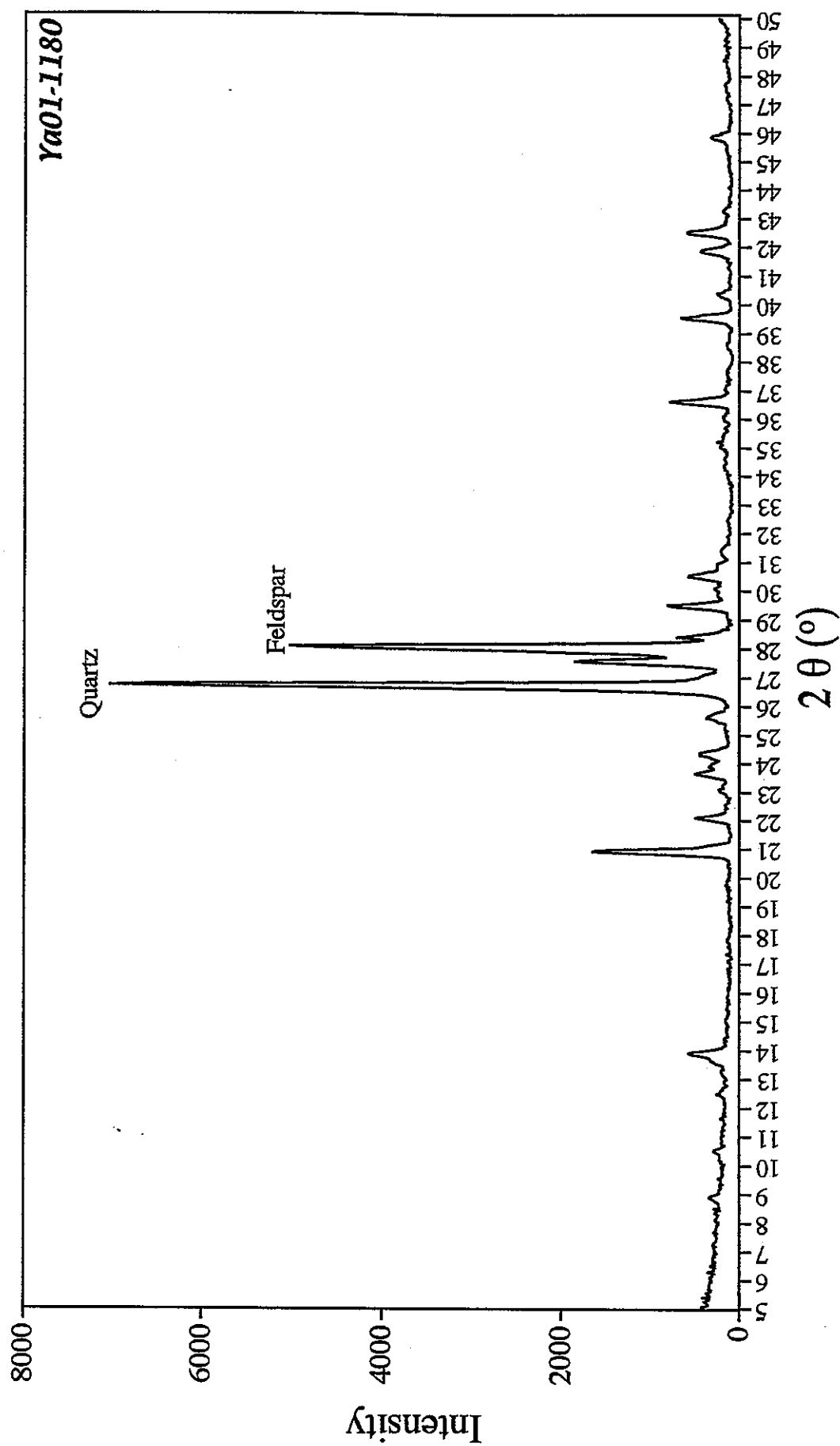


圖 3.4.7 Ya01 深度 1180 cm 樣品 XRD 2θ 角與繞射強度關係。圖上標示為石英 (Quartz) 與長石 (Feldspar) 位置。

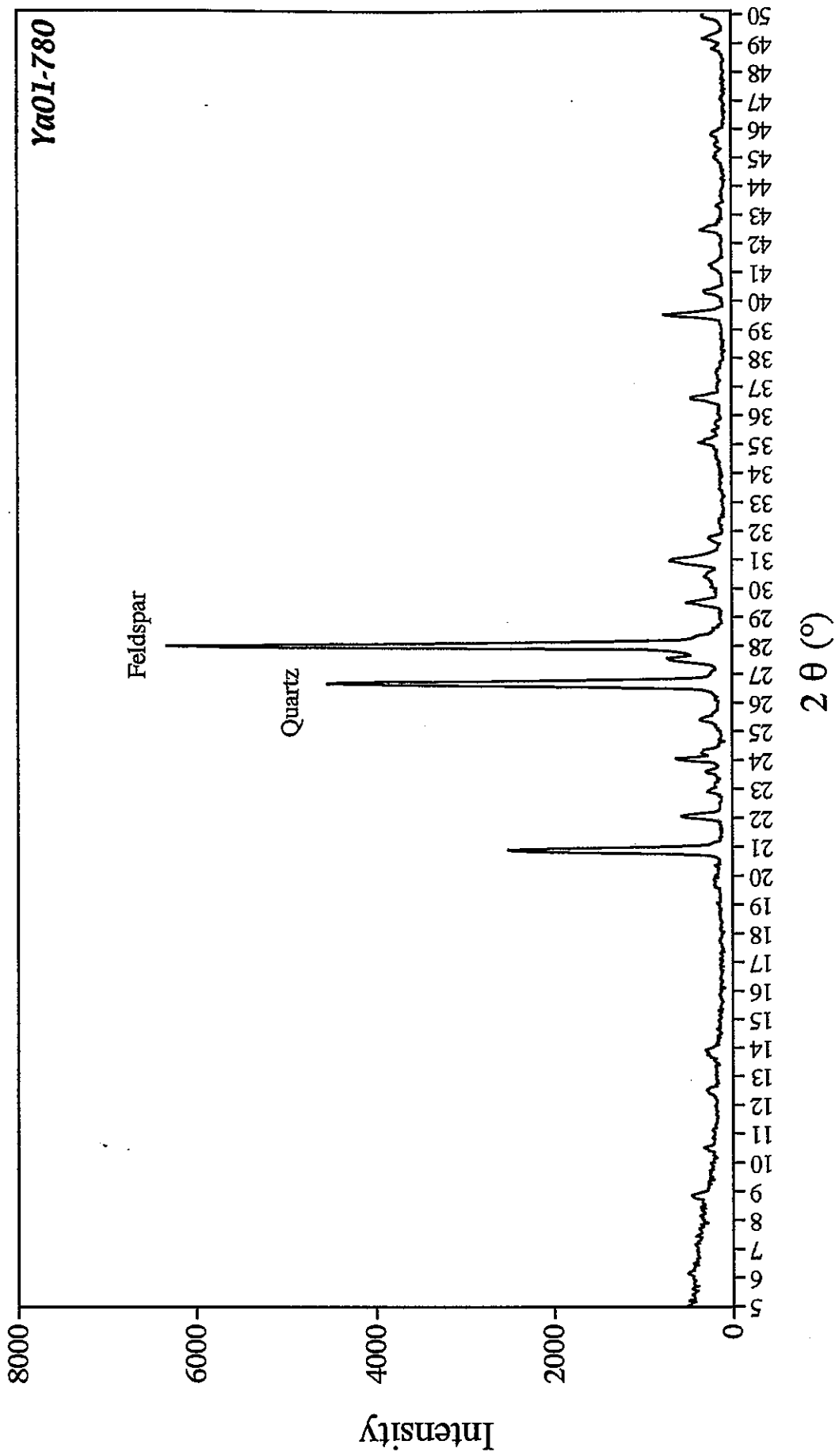


圖 3.4.8 Ya01 深度 780 cm 樣品 XRD 2θ 角與繞射強度關係。圖上並標示出石英 (Quartz) 與長石 (Feldspar) 位置。

首先，我們根據分析所得 2θ 角度對強度圖譜，計算石英和斜長石兩種礦物繞射峰的強度積分面積。方法是找出繞射峰強度極大值 A (圖 3.4.9)，取其值之半 B ，並以此強度 B 與圖譜相交，此時得到分別對應 2θ 角為 θ_1 、 θ_2 的兩點 C 與 D ，以此差值 $\theta_2 - \theta_1$ 乘上強度極大值 A 當作礦物的半定量強度。

其次是配置不同主要礦物含量的標準品，作為定量分析校正依據。圖 3.4.10a 為經過繞射強度與礦物含量檢量線校正後，石英含量對深度分布情形。石英平均含量為 44.9%，最高 73%，最低 11.6%，岩心上段石英含量低的原因是被蒸發鹽礦物稀釋。而圖 3.4.10b 為偏光顯微鏡觀察的石英含量結果，平均為 86.1%，很明顯的比 XRD 的結果高出許多，應該就是沈積物顆粒太小，石英與長石不易辨識的原因。

Hsu (1989) 將成熟指數 (maturity index) 定義為長石含量與長石加上石英含量的比值。在這裡，由於缺少斜長石礦物標準品，因此筆者使用這兩種礦物的繞射積分強度來代替絕對含量。這種在同樣的儀器測定條件及同樣的數據處理情況下的使用方式，應是可行的替代方法。

長石與石英是地殼上含量最多兩種的礦物。而且長石相對於石英是相當容易受化學風化的礦物，兩者特性大致如表 3.4.7 所示。因此當氣候潮溼時，化學風化作用 (式 3.4.2) 盛行，長石的含量便會減少，因而長石含量的多寡是指示氣候乾溼的良好指標 (Hsu, 1989)。例如美國明尼蘇達州 (Minnesota) 中北部的 Elk Lake，在過去 8-4 kyr B.P. Great Plains 地區移動沙丘形成 (active dune formation) 的乾燥氣候時期，長石被風化分解的量比其它溼潤氣候時期風化的量來的少，因此看到中全新世沈積物裡有較高的長石含量 (Dean, 1997)。在岩心中，筆者便利用長石相對於石英加上長石的繞射積分強度比當做化學風化作用程度的指標。

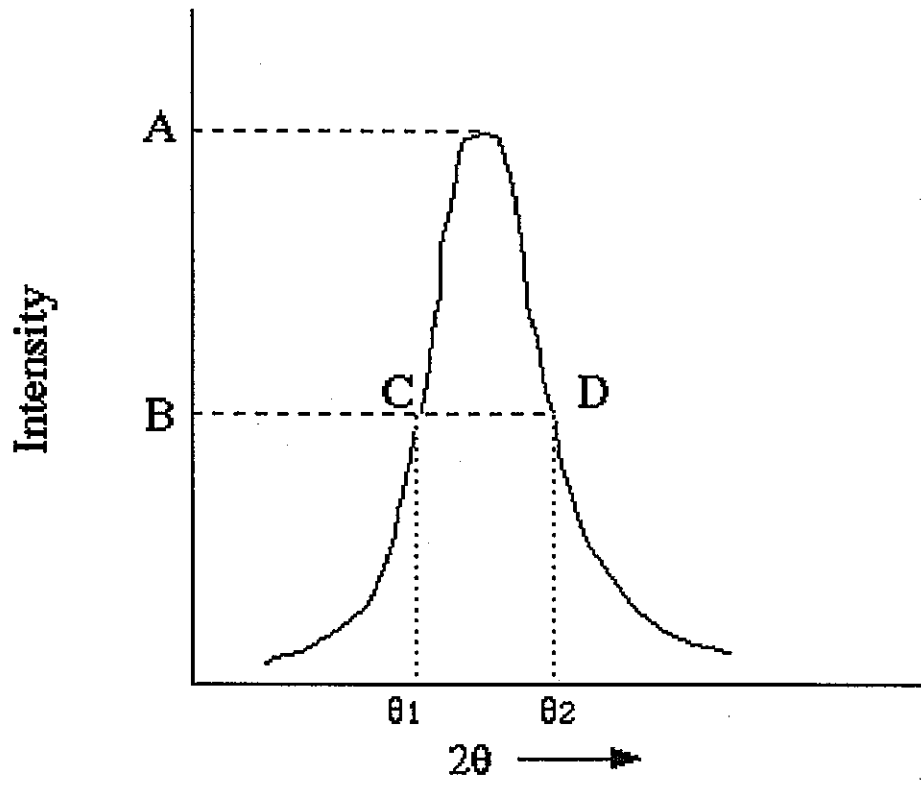


圖 3.4.9 XRD 繞射強度計算示意圖。A 為峰值強度，B 為峰值強度之半，C、D 分別為峰值強度之半與繞射圖譜相交點， θ_1 、 θ_2 分別為 C、D 點的 2θ 角度。

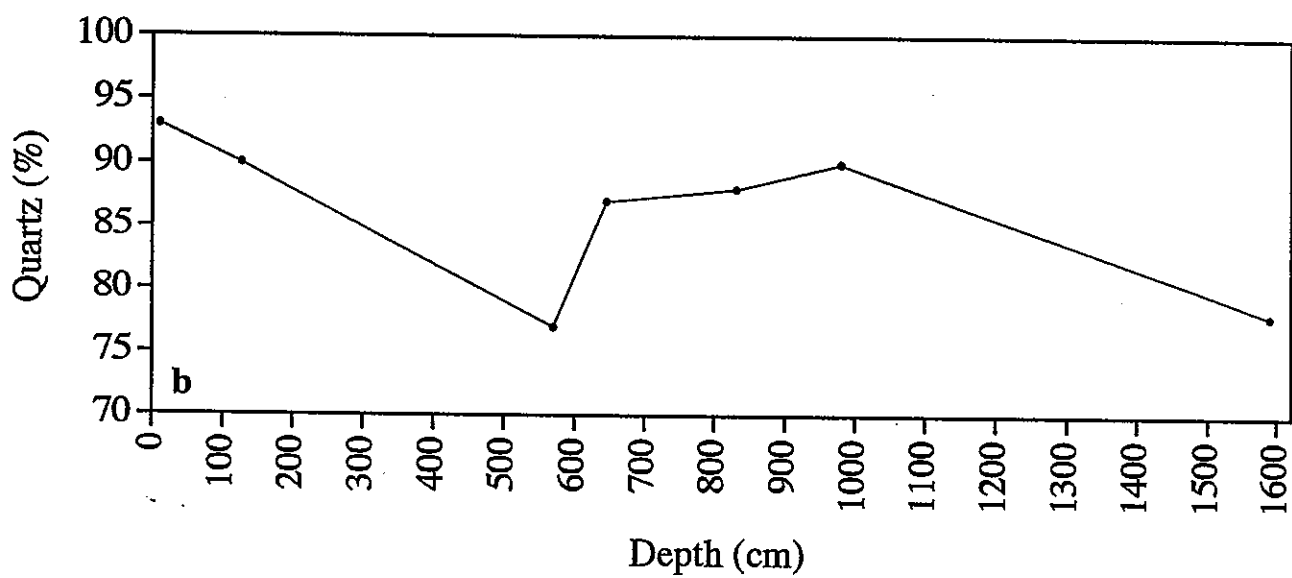
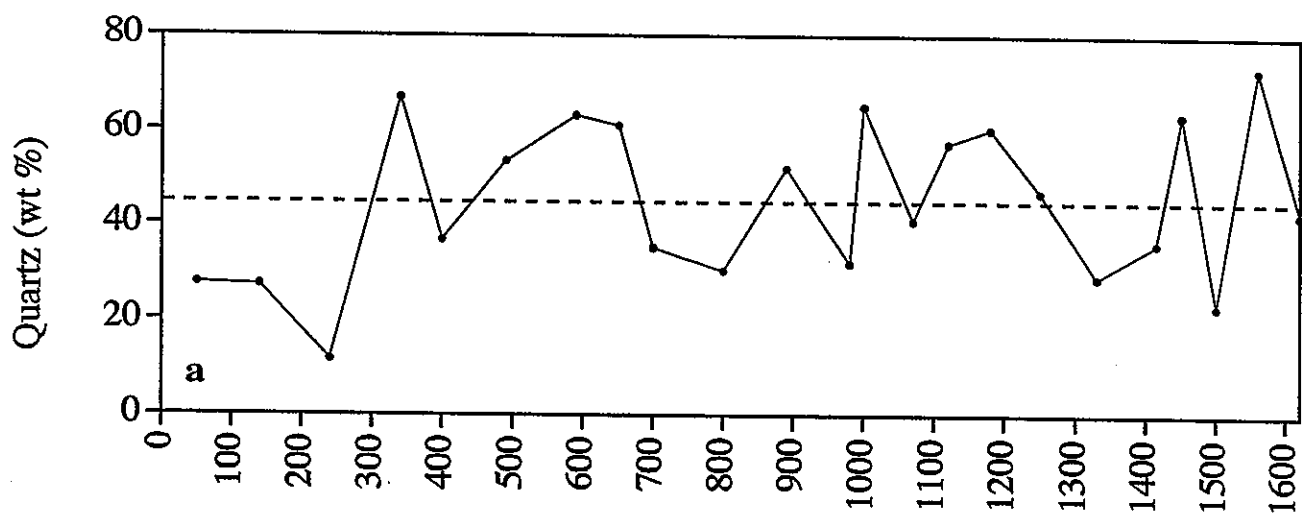


圖 3.4.10 Ya01 岩心石英含量對深度分布情形。(a) XRD 分析結果，
(b) 偏光顯微鏡下觀察結果。點線代表平均值。

表 3.4.7 石英與長石的結構及特性

石英	長石
架狀矽酸鹽礦物	架狀矽酸鹽礦物
架狀構造緊密，中間空間不足容納陽離子	架狀構造開放，鉀、鈉、鎂等元素填充在內
不易風化	容易風化

(余，1993)

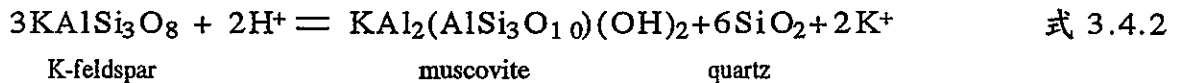


圖 3.4.11a 與圖 3.4.11b 是沈積物成熟指數隨深度及年代變化分布情形，岩心深度 340-500 cm 以及深度 1330-1560 cm 具有較低的比值（圖 3.4.11a），分布在 0.28 到 0.39 之間，代表斜長石相對石英含量較少，當時化學風化作用強烈、氣候潮溼，換算成年代為 2.3-3.4 及 10-13 kyr B.P.（圖 3.4.11b）；而深度 1620、1250、1180、1120、650、240 及 50 cm 指數則大於 50，代表長石含量相對較多，換算成年代為 14.1、9.3、8.5、7.9、4.5、1.7 和 0.3 kyr B.P.，指示著這些時間鹽海子是處於較乾燥的時期。所有測點成熟指數的平均值為 45.6。

鹽海子湖盆所座落的基磐，屬於白堊紀砂岩，化學分析如表 3.4.8 所示。由於這些砂岩含有豐富的鉀長石和斜長石（許等，1994），因此可以預期若過去鹽海子地區存在潮溼的氣候，很容易可以在岩心的長石礦物含量變化上看出來。鹽海子地區附近地形起伏不大，同時因為遠離板塊邊界，地殼抬升速率相當小，加上氣候乾燥沒有太多的雨水侵蝕地表，因此岩層被侵蝕速率低。

表 3.4.8 鹽海子地區白堊紀砂岩化學分析（%）

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	LOI
57.42	11.37	3.20	0.46	10.56	1.40	0.115	0.016	2.42	2.85	8.7
68.96	13.48	2.73	0.26	2.64	1.35	0.108	0.034	2.82	3.54	2.7
66.23	12.40	1.88	0.18	5.8	1.12	0.083	0.022	2.86	3.13	5.16

(許等，1994)

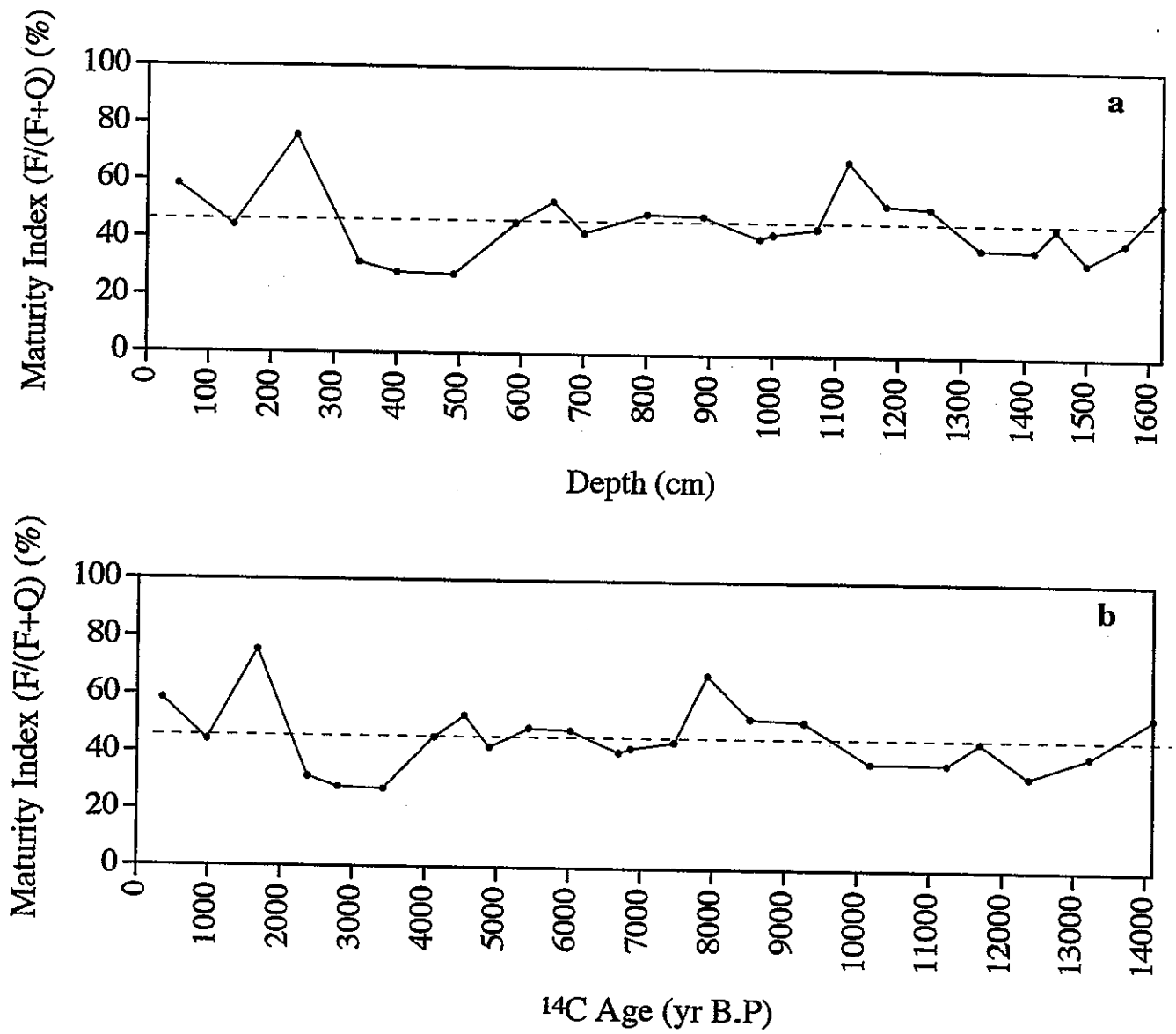


圖 3.4.11 Ya01 岩心沈積物成熟指數隨 (a) 深度及 (b) 年代變化圖。

中國是世界上土壤侵蝕（？剝蝕？）最嚴重的國家之一，尤其是西北黃土地區的水土流失，面積達 $43 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，位居中國第一（葉與陳，1992）。其中侵蝕強度屬於最高等級極劇烈侵蝕（ $> 20000 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ）的面積占黃土地區面積 0.4 %（根據西元 1959-1986 年資料）， $1000-5000 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 占黃土地區面積的 45.2 %，而 $< 1000 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 部份則占 22.2 %（王與焦，1996）。黃土地區黃土與古土壤乾通體密度（dry bulk density）在 1.25 和 1.75 g cm^{-3} 之間（Wei *et al.*, 1991）。取該區平均侵蝕強度 $5492 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，乾通體密度 1.5 g cm^{-3} ，換算出這個地區每年地層侵蝕速率為 0.37 cm yr^{-1} 。鹽海子地區處於更乾燥的沙漠氣候，化學風化速率和強度要遠比黃土小的多，加上地形低緩不似黃土，侵蝕強度應該更小於 $1000 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，假定以 $1000 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 來計算，侵蝕速率大約為 0.07 cm yr^{-1} 。

鹽海子白堊紀地層東勝組厚度大於 180 m，伊金霍洛組的地層厚度則大於 265 m，同時地層傾斜角度（dip angle）均小於 10° （內蒙古地質局區域地質測量隊，1979）。以 0.07 cm yr^{-1} 這個地層侵蝕速率來估算，鹽海子地區在 14100 yr 的時間跨度裡被侵蝕的地層厚度是 10.5 m，事實上因為鹽海子地區的侵蝕強度要遠小於我們所用的 $1000 \text{ t km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，侵蝕厚度應該比 10.5 m 小的多。另外一個估算法是因為鹽海子是一個封閉湖泊，假定湖泊集水區的沈積物都進到鹽海子裡，那麼可以用以下簡單的模式計算集水區的風化侵蝕厚度：

$$\begin{aligned} & (\text{湖泊面積}) \times (\text{湖心沈積物厚度}) \times (1/3) \\ & = (\text{集水區面積}) \times (\text{侵蝕厚度}) \dots\dots\dots \text{式 3.4.5} \end{aligned}$$

等式左邊乘以 1/3 是因為湖泊底部剖面乃由湖岸向湖心沈積物底部傾斜，同時假定湖盆為圓形對稱，沈積物原始水平沈積狀況下，倒圓錐體湖泊沈積物體積為湖泊面積乘湖心沈積物厚度所得體積的 1/3。根據內蒙古地質局區域地質測量隊（1979）調查結果，鹽海子湖泊面積 18 km^2 ，湖心最厚沈積物厚度 24 m，集水區面積 2000 km^2 ，所得 14100 yr 的時間跨度裡侵蝕厚度約為 7.2 cm。對於沈積物的來源岩層而言並沒有多少變化，因此筆者認為鹽海子地區礦物種類和含量的改變主要是由沈積物源區的風化程度所控制。

這六個具有較低成熟指數的樣品大致對應高的總有機碳含量以及細粒徑的沈積物（圖 3.4.12），顯示當時是沈積在潮溼的氣候狀況下。然而，這些根據成熟指數重建的乾溼狀況，目前只在定性的描述上成立，要前進到定量的描述上仍有困難。主要是鹽海子地區碎屑沈積物裡礦物的種類含量控因除了風化程度外，沈積物的來源可能也扮演一部份角色。這裡所指的是，鹽海子碎屑沈積物，除了來自於集水區基岩侵蝕的部份外，還有湖區四周的風成沙丘沈積物。李等（1990）認為這一部份的風成沈積物是來自鄂爾多斯高原西北方地區的沙漠或當地砂質沈積，透過賀蘭山南北兩端的風口進入鄂爾多斯高原。

由於沙漠砂源區範圍太廣，包含了不同地質區，各區貢獻的沈積物數量可能隨著時間改變，同時砂源也可能是經過多重搬運沈積之後才到達目前位置。因此成熟指數顯示了岩心在過去 14100 yr B.P. 存在兩段潮溼期，也顯示了低有機碳含量、粗粒徑的樣品有相對高成熟指數，基本上反映的是集水區風化作用的強弱。但是在具有最高有機碳含量 11.7-9.1 kyr B.P. 段的成熟指數卻不比第二高有機碳含量的 3.8-2.6 kyr B.P. 成熟指數來的低（圖 3.4.12），同時 6.4-5.8 kyr B.P. 時期的成熟指數也未見呈現低值，可能就是來源不穩定所造成。

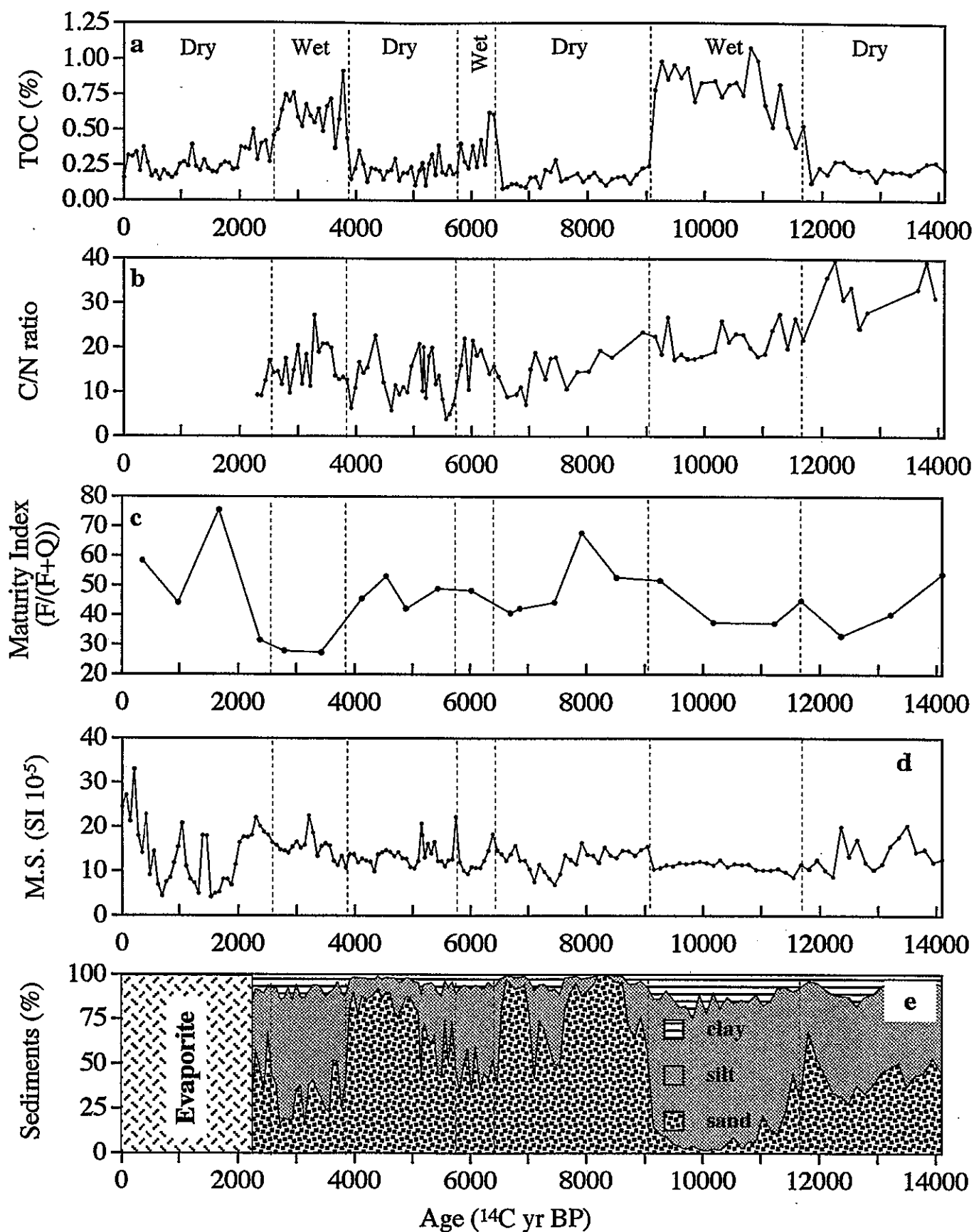


圖 3.4.12 Ya01 (a) 總有機碳、(b) 碳氮比、(c) 成熟指數、(d) 低頻磁化率以及 (e) 沈積物粒徑對年代分布圖。並依變化劃分出乾溼氣候期。

3.4.4 磁化率

高低頻磁化率及頻率相關磁化率隨深度及年代分布狀況如圖 3.4.13 與圖 3.4.14 所示。除了深度 300 cm 以上部份磁化率值偏低，可能和鹽類礦物的存在有關之外，其餘磁化率都集中在 15 左右。深度 1220 到 1500 cm 是另一段明顯低值所在，整體高頻磁化率平均值 13.4，低頻磁化率平均值 13.7。

頻率相關磁化率的分布都在 ± 10 以內。代表意義不大，屬於正常偏差範圍，幾個出現負值的樣品則是因為樣品量太少，測量誤差大所造成，整體平均值 1.53。

沈積物、土壤、岩石、大氣懸浮微粒以及生物衍生物 (biological materials) 等材料的磁化率 (magnetic susceptibility) 已經很廣泛的被用來研究大氣圈、水圈和岩石圈裡磁性礦物的生成、搬運以及沈積作用 (Verosub and Roberts, 1995)，這個領域稱為環境磁學 (environmental magnetism)。磁化率的高低由磁性礦物種類、含量及顆粒大小控制 (Thompson and Oldfield, 1986)。通常同一個環境的磁性礦物種類並不會有明顯變化，磁化率的高低主要反應磁性礦物含量的多寡和顆粒大小。鹽海子地區高頻及低頻磁化率在岩心中的分布趨勢呈現一致步調 (圖 3.4.13)，2.3 kyr B.P. 以後的樣品可能是鹽類礦物大量存在 (圖 3.4.12)，相對碎屑沈積物含量少的原因，因此磁性礦物跟著減少，磁化率偏低。2.3-5.8 kyr B.P 的磁化率則呈現小的波動 (圖 3.4.12)，與其它的指標之間並沒有什麼相關性，有可能是磁化率在反應環境變化速度上比較慢，或是控制磁化率因子太多。5.8 kyr B.P 以前的磁化率則和沈積物中砂的含量大致同步變化 (圖 3.4.12)，圖 3.4.15 顯示了低頻磁化率與 Ya01 岩心樣品平均粒徑、砂含量、粉砂含量以及黏土含量之間的關係。一般而言，除了顆粒最小的超順磁性礦物磁化率較高之外，磁化率與磁性礦物粒徑是成正比關係 (Dearing, 1994)，因而看到 5.8 kyr B.P 以前的磁化率與砂含量成正相關，有可能是 5.8 kyr B.P 以前的磁性礦物是來自於集水區沈積物侵蝕而來，所以表現出磁化率與粒徑同步變化趨勢，而 5.8 kyr B.P 之後有不同的來源；另一個可能原因是磁性礦物含量與風成粉塵的多寡有關。

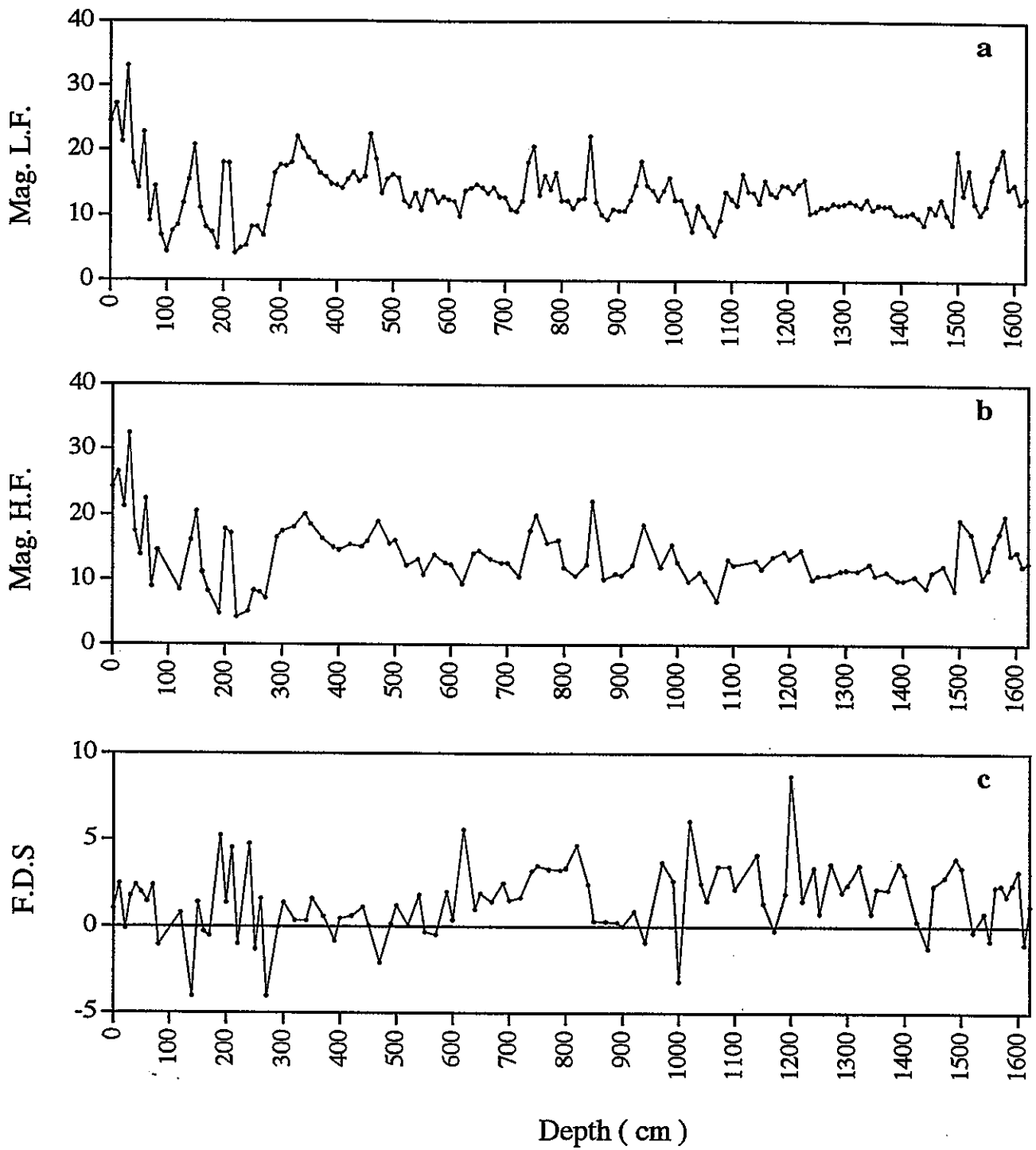


圖 3.4.13 Ya01 岩心 (a) 低頻磁化率、(b) 高頻磁化率以及 (c) 頻率相關磁化率對深度分布。

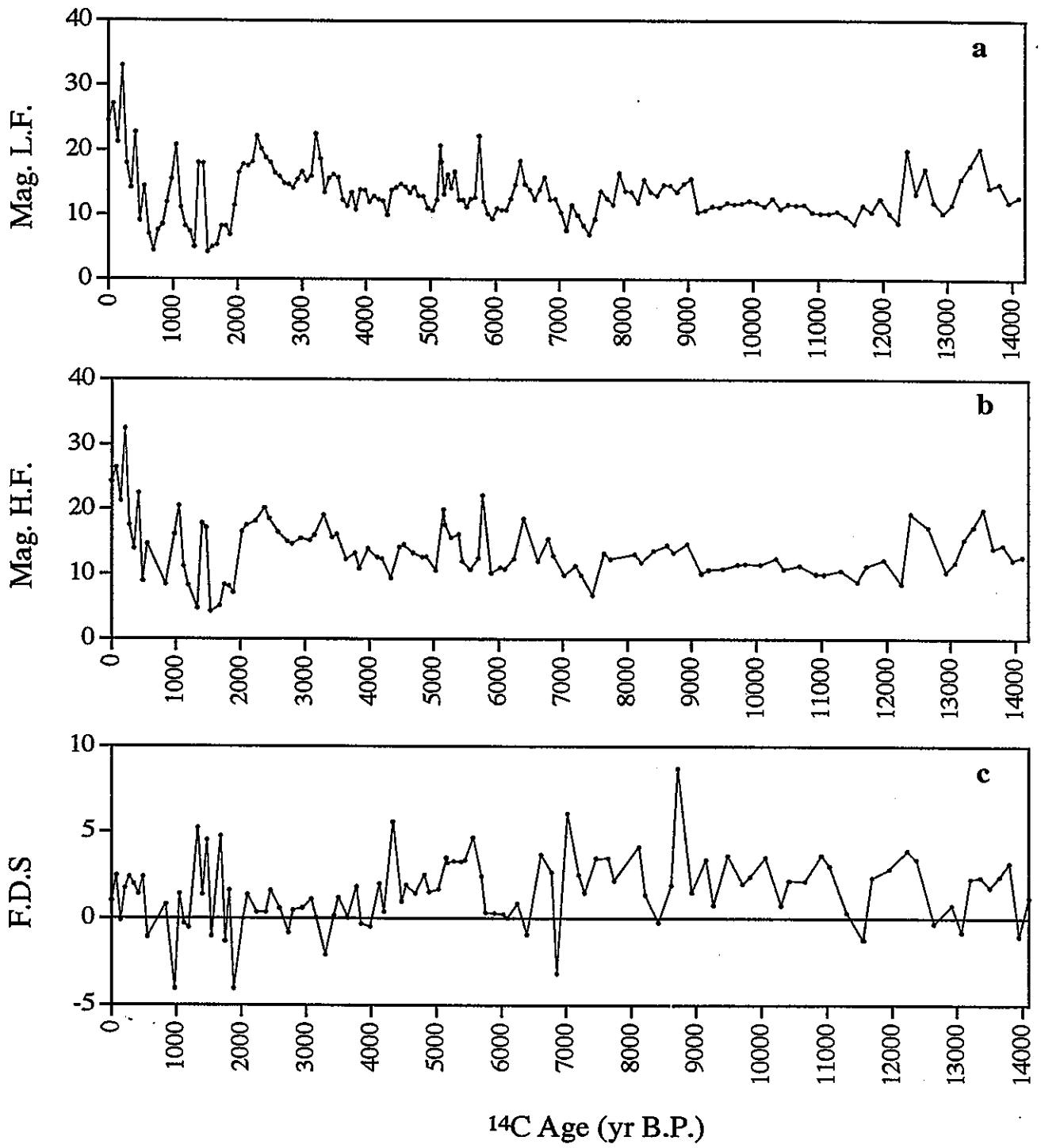


圖 3.4.14 Ya01 岩心 (a) 低頻磁化率、(b) 高頻磁化率以及 (c) 頻率相關磁化率對年代分布。

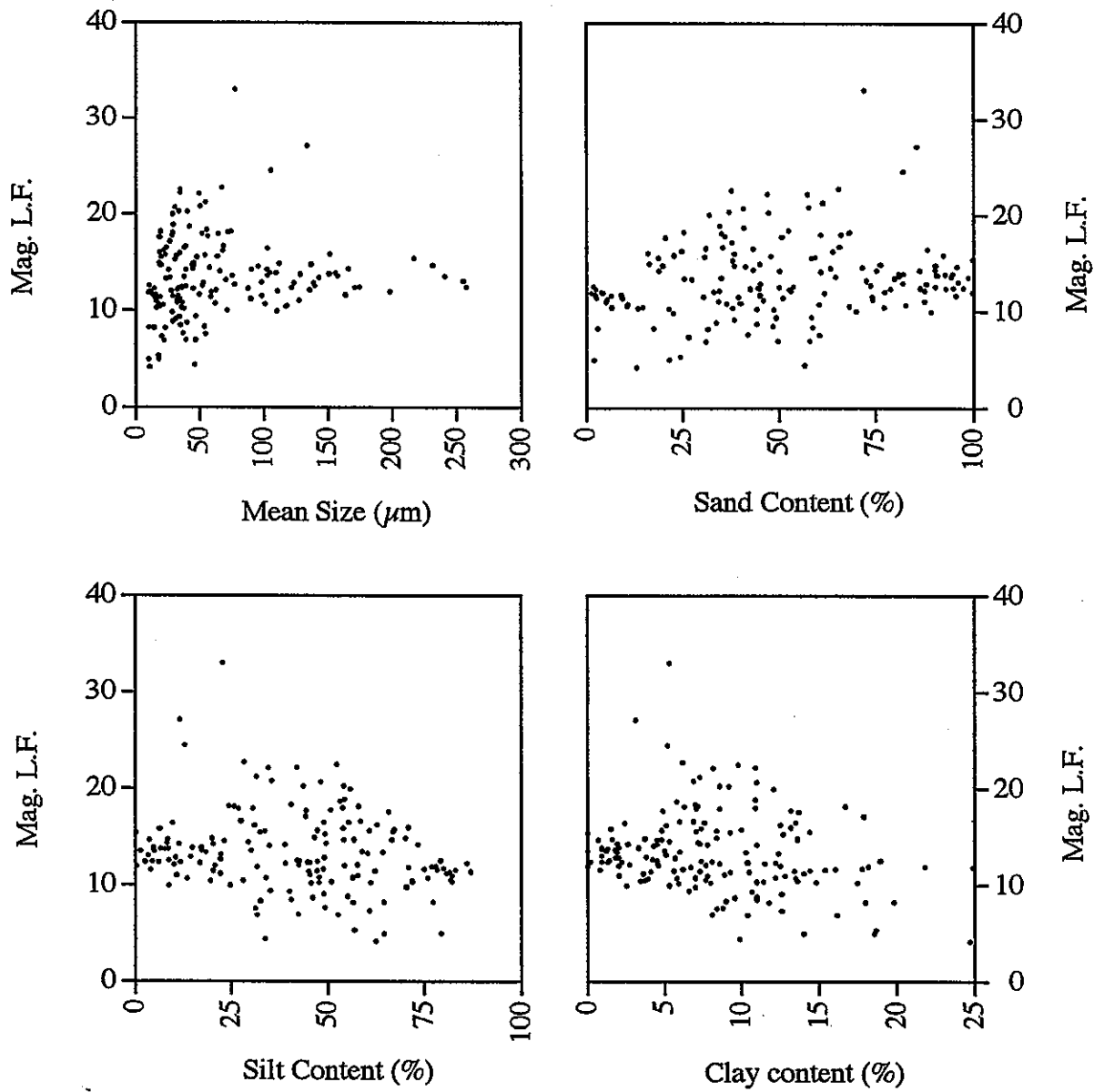


圖 3.4.15 Ya01 岩心低頻磁化率與 (a) 平均粒徑、(b) 砂含量、(c) 粉砂含量及 (d) 黏土含量關係圖。

高低頻磁化率的分布趨勢一致，表現出來的頻率相關磁化率也因此分布在 0-5 之間（圖 3.4.13），並沒有太大的變化。整體頻率相關磁化率低於 10，代表沈積物沒有受過太強烈的風化作用而生成成土磁性礦物（Dearing, 1994）。可能是千年尺度氣候變遷不易記錄在磁化率變化上，磁化率對氣候變遷敏感度不高所造成（丁等，1996），或是鹽海子地區的磁化率不是由成土作用形成的磁性礦物所控制。

鹽海子沈積物磁化率比黃土磁化率要低。黃土的研究，說明表現高磁化率的黃土古土壤是溫暖潮溼氣候下成壤作用所造成的，成壤作用產生的大量磁性礦物，是造成高磁化率的原因（Verosub *et al.*, 1993）。

根據黃土地區現在風成粉塵分析，粉塵磁化率值分布在 48-138 之間（Meng *et al.*, 1997）。由筆者所測毛烏素沙漠沙的磁化率值在 20 左右，而 Ya01 底部白堊紀砂岩測得的磁化率則在 20-30 之間（許等，1994）。若細粒徑的沈積物是風可攜帶粉塵，當其含量高，看到的磁化率應更高，因為粉塵的磁化率要比白堊紀砂岩和毛烏素沙漠沙的磁化率高的多，其在沈積物中量的多寡成為磁化率主要控制因子。但是以鹽海子磁化率（圖 3.4.13）的分布並沒有沙漠砂與粉塵，甚至白堊紀砂岩的值這麼高來看，應有其它作用在降低磁化率，例如可能風從沙漠砂與白堊紀砂岩風化沈積物裡把細粒的磁性礦物選擇性帶走的作用，就會降低沈積物中磁性礦物的含量，進而表現出低的磁化率。

磁化率高低所反應的古環境氣候在不同的地方各不相同，比方說黃土高磁化率代表潮溼氣候期成壤作用的盛行（Verosub *et al.*, 1993），而在 Elk Lake（Dean, 1997），中全新世風成粉塵通量的增加，表現在粉砂粒徑石英含量的增加及磁化率的增加。這方面還需要作更多的磁學性質測量以及現代環境的研究，確定磁礦物的種類、所存在沈積物為何等等，才能應用在古氣候的研究上。

3.5 鹽海子沈積物的次生作用

岩心 Ya01 也分析了碳氧穩定同位素。製氣部份，由中國化學工業部化學礦產地質研究院 陳延成研究員，與本所同仁羅建育博士於中央研究院地球所葉學文教授實驗室製備，質譜儀操作部份則委託中央研究院地球所汪中和教授實驗室分析。

分析結果如圖 3.5.1 所示。 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布在 -9.45 與 3.4 ‰ (PDB (Peedee Belemnite))；以下 Ya01 與 Ya02 的同位素值的表示皆相對於 PDB 標準) 之間，變化範圍 10 ‰，平均 -5.0 ‰ 左右。 $\delta^{18}\text{O}$ 值則分布在 -12.92 與 -1.93 ‰ 之間，有 13 ‰ 的範圍變化，平均 -9.0 ‰ 左右，與海洋有孔蟲冰期間冰期 $\delta^{18}\text{O}$ 差值相比，值的分布範圍比較大 (GRIP (Greenland Ice core Project) 冰芯氧同位素地層第五階 (stage 5) 到第一階 (stage 1) 的分布則由 -43 到 -32 ‰ (SMOW) (Dansgaard *et al.*, 1993))。除了深度 1500 cm 附近樣品的測值之外， $\delta^{13}\text{C}$ 與 $\delta^{18}\text{O}$ 分布的趨勢大致同步 (圖 3.5.2a)，相關係數 (r^2) 達 0.903，符合過去封閉湖泊分析的自生碳酸鹽碳氧穩定同位素同步變化特性 (Talbot, 1990)。深度 1500 cm 附近的樣品因為製備的氣體含有雜氣，所以測量誤差比較大。沒有測值的深度則是因為雜氣太多，對質譜儀產生侵蝕及干擾過大，因此無法上機測試。

碳與氧兩種同位素變化趨勢相同 (圖 3.5.3a, b)，同時顯現與沈積物中砂含量 (圖 3.5.3c) 變化趨勢相反的關係，即當砂含量高的時候，同位素呈現較輕 (lighter, depleted) 的值；當砂含量少的時候，同位素則呈現較重 (heavier, enriched) 的值，表明了 Ya01 的碳氧穩定同位素與湖區過去經歷的地質作用有一定的關聯。

岩心 Ya02 穩定同位素 (資料來自許等, 1994) 方面，測值的範圍比 Ya01 更大 (測量樣品皆採全樣品分析) (圖 3.5.4)，氧同位素顯示有 45 ‰ 的範圍變化，碳同位素測值的分布範圍也有 27 ‰，兩者之間關係如圖 3.5.2b 所示。與 Ya01 不同的是，其同位素與有機碳含量及粒徑之間並無相關性可言 (圖 3.5.4)，很難說明同位素是否反應了過去氣候的變化，但是許等 (1994) 主要使用穩定同位素作為 Ya02 岩心古氣候重建依據。

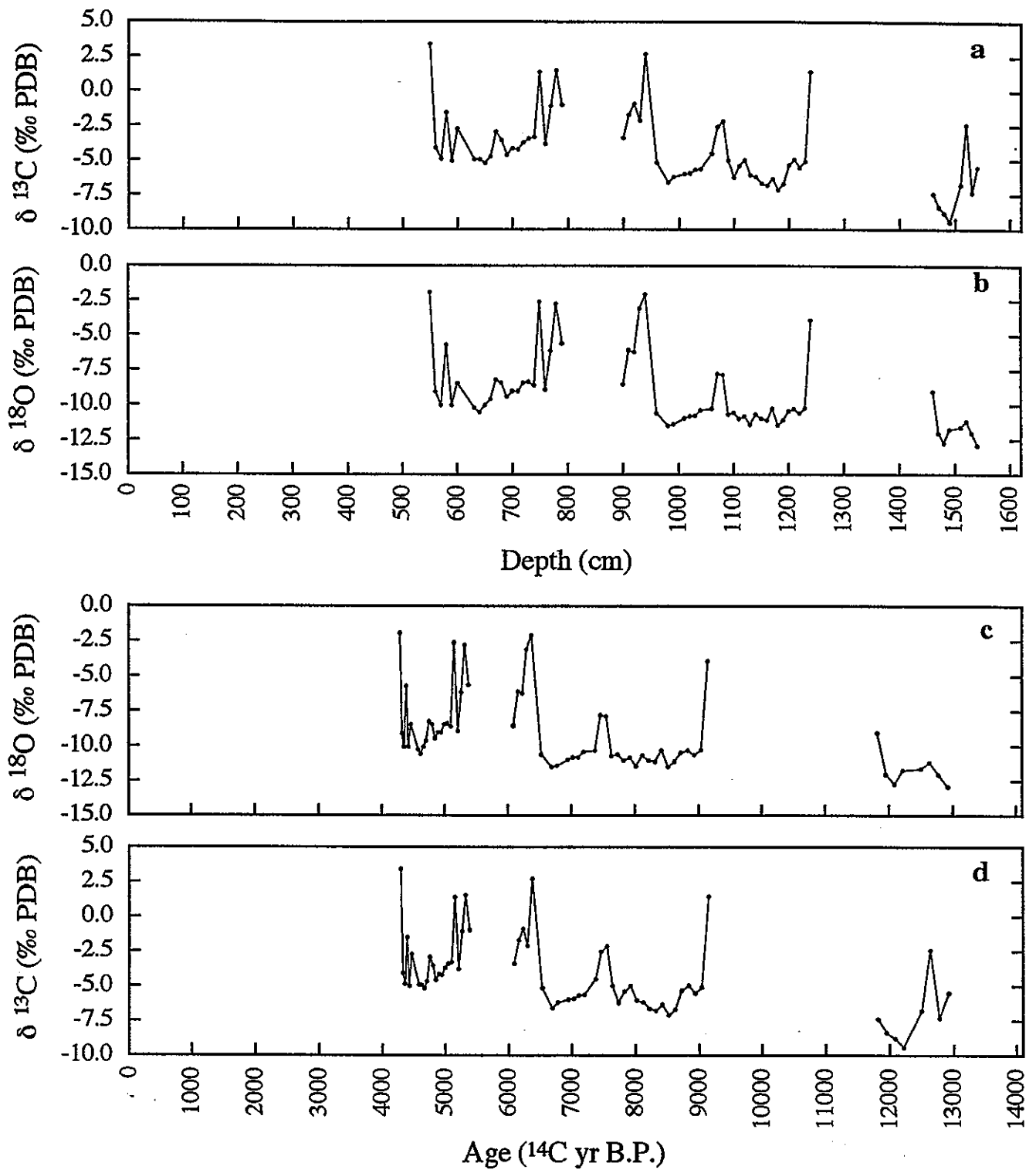


圖 3.5.1 Ya01 穩定碳同位素 (a) 及穩定氧同位素 (b) 隨深度變化情形。穩定氧同位素 (c) 與穩定碳同位素 (d) 隨年代分佈。

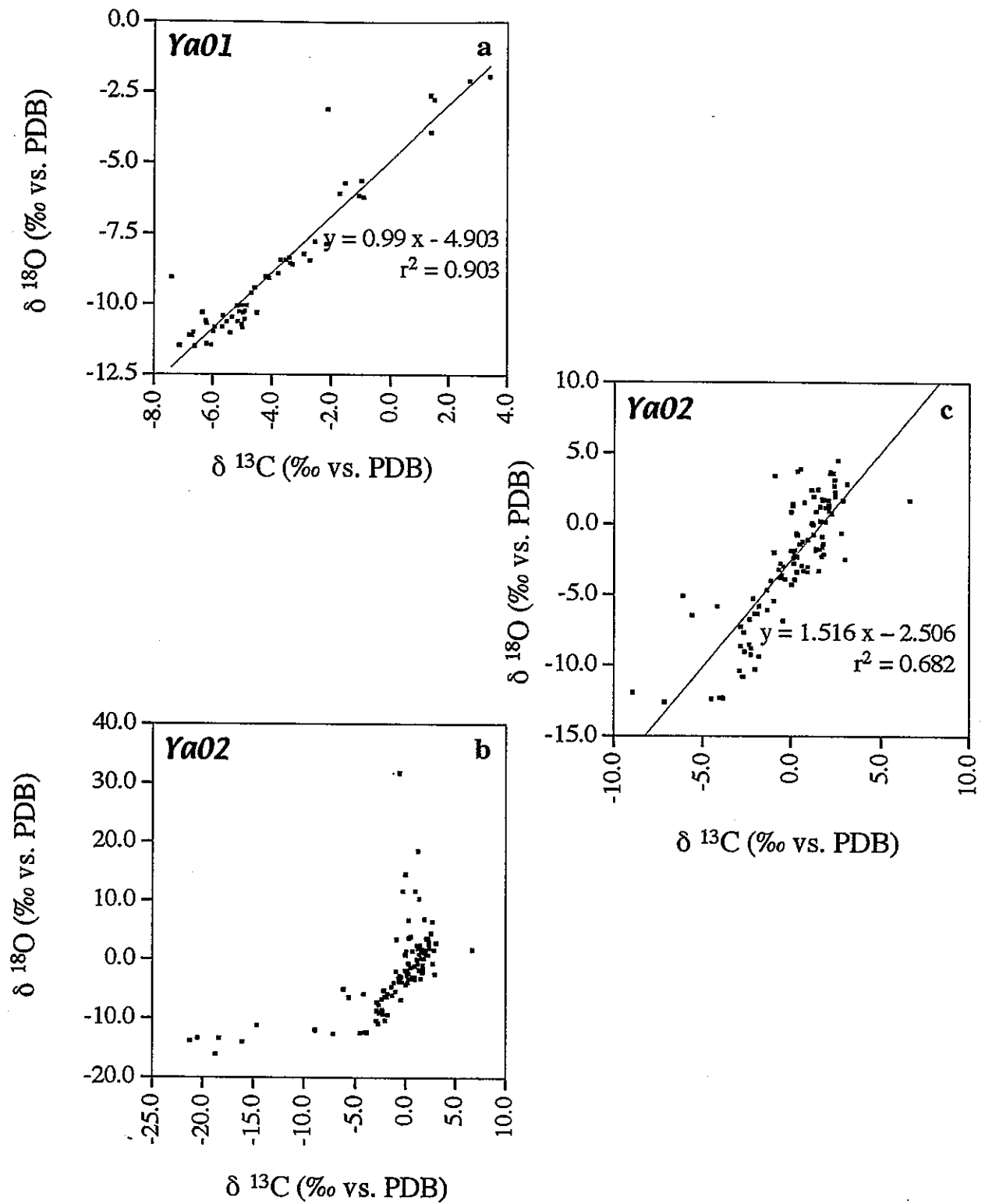


圖 3.5.2 岩心 (a) Ya01 與 (b) Ya02 碳氧穩定同位素相關性比較圖。
 (c) 則是 Ya02 捨去氧同位素大於 5，碳同位素小於 -10 數據後結果，如此其分布較接近 Ya01 碳氧同位素之間關係，似乎這些捨去的數據可信度較低。

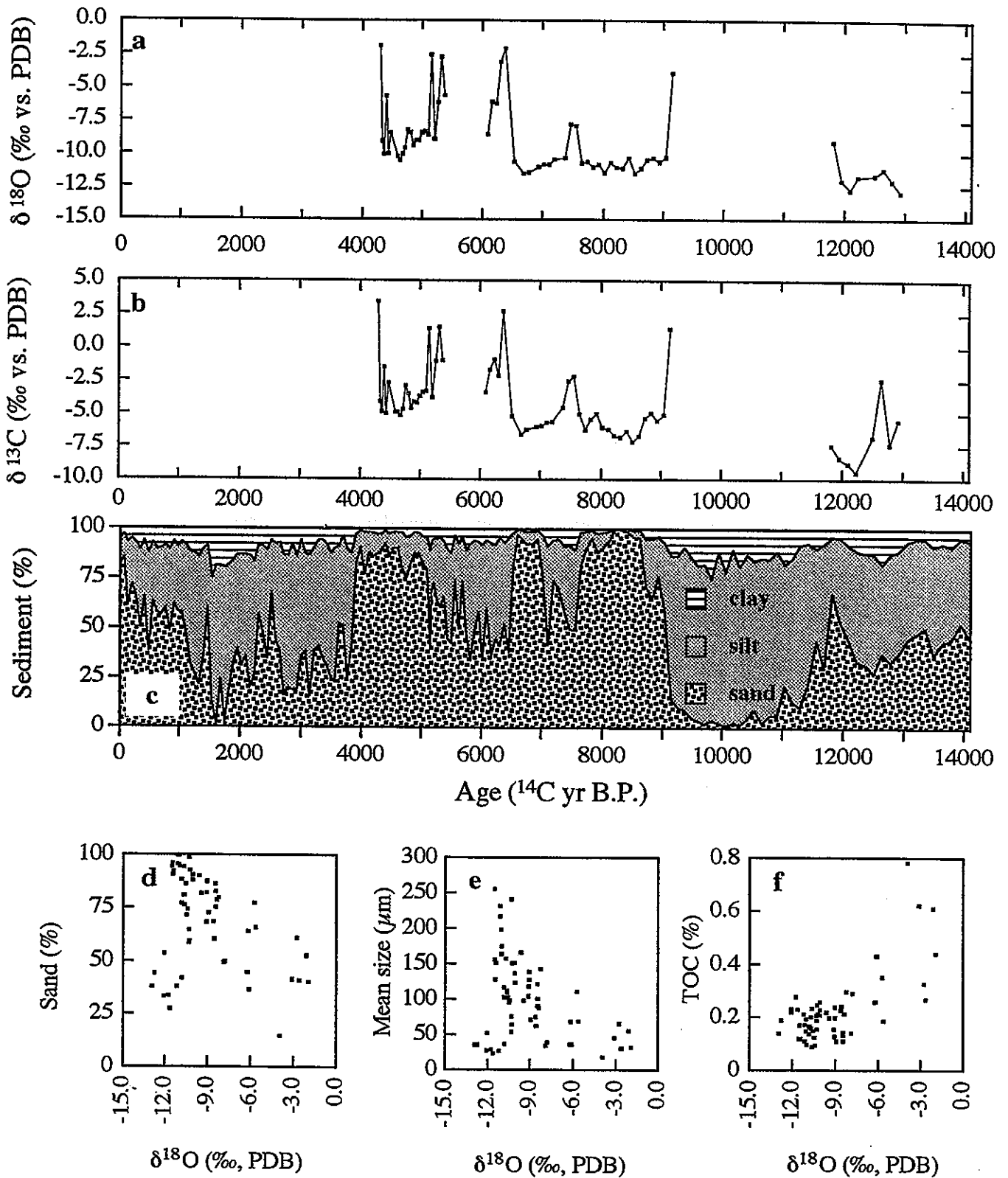


圖 3.5.3 Ya01 岩心穩定氧同位素 (a)、穩定碳同位素 (b) 及沈積物種類 (c) 對碳十四年齡分布圖。碳與氧同位素變化大致皆與沈積物砂含量變化同步。(d) 平均粒徑與氧同位素關係、(e) 砂含量與氧同位素關係、(f) 有機碳含量與氧同位素關係。

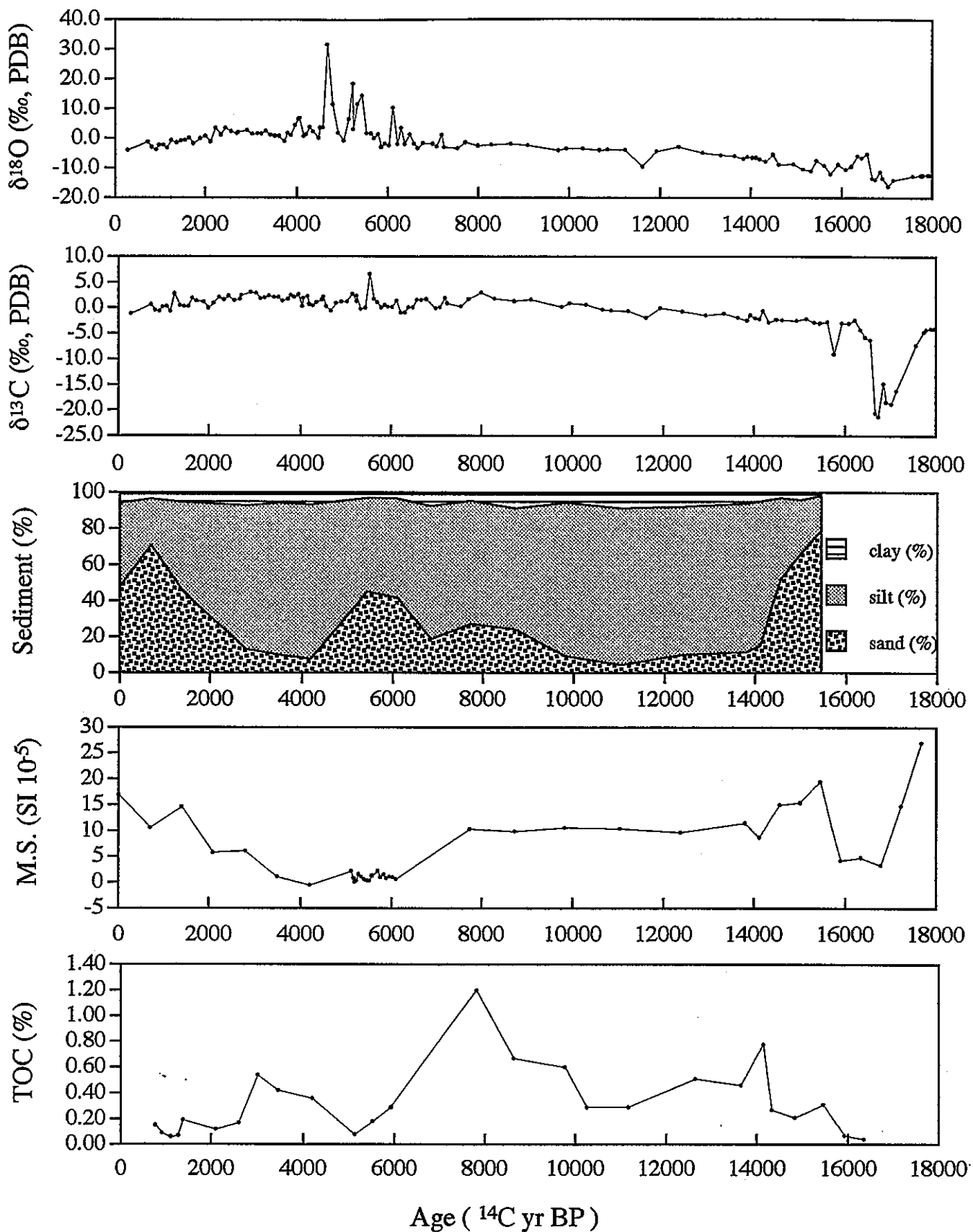


圖 3.5.4 Ya02 岩心 (a) 穩定氧同位素、(b) 穩定碳同位素、(c) 沈積物、(d) 磁化率以及總有機碳隨年代變化情形。可以看到各指標之間對應關係不大。

Ya01 與 Ya02 碳氧穩定同位素測值之間關係如圖 3.5.5 所示，兩者分析所用的材料都是全樣沈積物 (bulk sample)，同樣對 PDB 標準，所不同的是 Ya01 同位素是在中研院地球所所製備及分析，而 Ya02 則是在瑞士蘇黎世聯邦理工大學地質所 (Geologisches Institut, ETH-Zentrum) 分析。很明顯地，兩根岩心的碳氧同位素不管在數值、甚至趨勢上都不同，同一個湖泊，如果同位素反應的是氣候，應不會有這樣大的差異，推測可能是早期成岩作用 (early diagenesis) 在控制著鹽海子無機物穩定同位素表現。

雖然目前無法得知穩定氧同位素分析的是那一礦物相，如果我們假定分析的是方解石，同時氧同位素純粹由溫度控制，由於方解石礦物與水的分異係數 (mineral-water fractionation factor) 大約是 $0.2\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ 。對於 Ya01 而言，岩心中砂含量多與砂含量少分界處氧同位素 10‰ 的突變差異，代表了 50°C 的溫度變化，這是無法想像的，並不合理，必有其它的因素在控制著同位素的表現。

Ya01 輕的碳氧同位素值出現在沈積物砂含量高的地方，而通常地下水的滲透係數 (permeability) 在砂層有較高的值，代表地下水比較容易在沙層流動。可能是地下水或是雨水帶來較負的同位素，改變了原來的同位素，使得同位素在砂含量高的地方出現較輕的值。根據 IAEA-WMO-network (International Atomic Energy Agency-World Meteoric Organization-network) 包頭站資料，當地 1988-1991 年的平均雨水氧同位素測值是 -7.3‰ (V-SMOW)，而 Bernasconi 等人 (1997) 分析位鹽海子東南方的合同察汗淖 ($109^{\circ} 10'\text{E}$, $39^{\circ} 10'\text{N}$) 鹽湖附近河水氧同位素是 -7.6‰ (V-SMOW)，鹽海子地區自流井水氧同位素則是 -11.2‰ (V-SMOW)。

鄭 (1992) 系統性地分析內蒙古各類天然水的氧同位素，其中雨水 -6.66‰ (V-SMOW)，河水是 -8.34‰ (V-SMOW)，地下水分布在 -6 到 -13‰ (V-SMOW)，表面湖水 $+6 \sim -8\text{‰}$ (V-SMOW)，晶間鹵水 $+4 \sim -7\text{‰}$ (V-SMOW)，唯一一個鹽海子數據是來自晶間水的 -3.5‰ (V-SMOW)。就水樣而言，將 V-SMOW 換成 PDB 標準大約有這樣的關係： $\delta^{18}\text{O}_{\text{S-SMOW}}(\text{‰}) = \delta^{18}\text{O}_{\text{S-PDB}} + 0.2$ ，將上面這些同位素值換成 PDB 標準，Ya01 由上到下 -12.92 到 -1.93‰ 之間的氧同位素都在這些原始天然水範圍內，尤其是砂含量多的低值

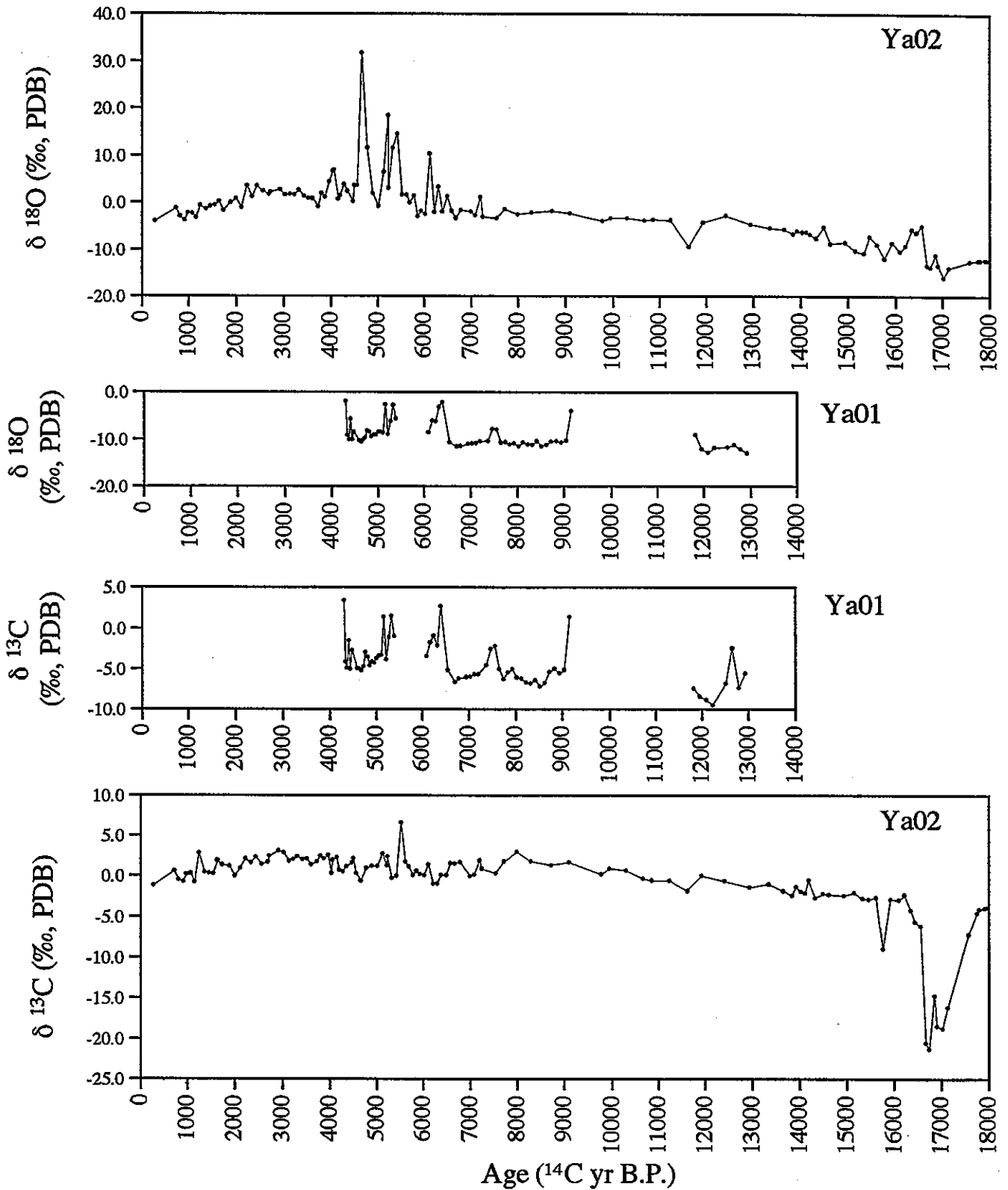


圖 3.5.5 Ya01與 Ya02 岩心穩定氧碳同位素隨年代分布圖。圖中顯示 Ya02 不管氧或碳同位素都比 Ya01 來的重，同時兩支岩心變化趨勢並不相同，代表可能受到早期成岩作用的改變。

同位素部份，可能就是地下水造成。而砂含量較少的部份，可能由於地下水不經過，因此可以保留當初沈積當時因蒸發作用造成的重同位素記錄。

至於過去歷史時間裡，屬於來源控制的天水 (meteoric water) 同位素是否有大的變化，進而控制鹽海子氧同位素值表現，也許可以由中國的冰芯及現代降雨與降雪的長期測量 (Aizen *et al.*, 1996; Yao *et al.*, 1996) 記錄裡來查證。根據姚等 (1991) 於 1989 年 5 月中下旬在唐古拉山觀測大氣降雪結果，5 月 13-24 日間，大氣降雪由大陸性氣團控制時，氧同位素出入於 -6 到 -12 ‰ (SMOW) 之間；而在其後海洋性氣團控制時，驟降至 -22 至 -24 ‰ (SMOW) 間。姚等 (1992) 認為大陸性氣團降雪氧同位素值高的原因，可能是在於部份水氣是由含重氧同位素值的內陸湖泊蒸發所提供，從位於唐古拉山以北的敦德冰芯中所含高鹽度與氯化鈉成份，推知受到處於兩地間柴達木盆地上廣布的內陸鹽湖影響。另一個值得一提的是，目前敦德冰芯大於 85% 降雪是集中在六月到八月季風降雨的時期，因此岩心氧同位素的表現其實有很大比例是由夏季氣溫所控制 (Thompson *et al.*, 1989)。雖然我們可以簡單從岩心樣品同位素解析出該樣品由多少相對比例大陸性氣團和海洋性氣團兩個端成份組成，但是簡單事實上可能忽略降雪時間長短與過去陸地海洋端成份同位素本身的改變，值得進一步研究，同時其方法與結果也可以幫助認識鹽湖同位素。20 cal kyr B.P. 以來敦德冰芯的氧同位素變化範圍在 2 ‰ 之內，全新世值則在 -10.6 至 -11.1 ‰ (Thompson *et al.*, 1989)，這樣的變化相對於 Ya01 變化而言實在不大。至於末次冰盛期冰川是否在冰消期 (deglacial) 提供輕的氧同位素給鄂爾多斯高原湖泊，可以由重建的雪線來看。根據 Ono 和 Naruse (1997) 重建雪線高度圖，鹽海子地區在末次冰盛期的雪線高度是在 3200m 左右，但是根據章節 1.3.2，鄂爾多斯高原海拔在 1200-1600m，顯然在雪線以下，而北面的陰山山脈海拔在 1000-2300m 間，唯一有超過 3000m 的是賀蘭山，但是他們都隔著黃河，無法在短時間內經由侷限地下水層提供鹽海子。

在假定過去一兩萬年天水氧同位素是固定的情形下來討論，鹽海子地區來自白堊紀地層侷限水層 (confined aquifer) 自流井 (artesian well) 的氧同位素為 -11.3 ‰ (V-SMOW)，而包頭

IAEA 測站的天水氧同位素是 -7‰ 。根據內蒙古地質局區域地質測量隊地質調查報告 (1979)，鹽海子有三條河切過這個白堊紀侏限含水層，上游河水終年不斷，而其它的 10 條河流則是間歇河。假設侏限地下水進入鹽海子的量是固定的，那麼在來源的考量上，控制鹽海子湖水氧同位素的主要因素就是天水的量：在乾旱時期，天水供應少，因此湖水氧同位素表現出自流井水較負的原始值；在潮溼時期，天水來源多，因而湖水氧同位素表現出天水較正的氧同位素值，這也可能是造成 Ya01 岩心同位素變化的原因。另外一個控制氧同位素的機制是蒸發效應，一般而言，蒸發效應強會造成重的氧-18 富集在水體中，進而表現出較重的氧同位素。此外 Gasse 等人 (1996) 認為西青藏高原 (Tibet) 班公湖 (Bangong Co) 輕的穩定同位素是因為低湖面期湖水具有滯留時間 (residence time) 短所造成，依據不同解釋得到的結果並不相同。我們沒有在 Ya02 岩心發現與 Ya01 同樣的同位素變化趨勢，這當然不代表兩支岩心處於不同的環境，而主要是受到有無或是不同程度早期成岩作用影響的結果。要討論同位素代表的環境意義，必須建立在測得同位素是原生礦物的前提下，目前的 Ya01 以及 Ya02 岩心顯然無法提供這個條件。

在穩定無機碳同位素方面，一般雨水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值與大氣 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相近 (Long *et al.*, 1988)，因此如果沒有其他的因素例如碳酸岩的沈澱溶解、有機質分解、植物呼吸作用形成的 CO_2 進入水體中、生物成長使用水中碳，水體的 $\delta^{13}\text{C}$ 應該和雨水一樣。一般大氣 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 約為 -7‰ (Bottinga and Craig, 1969)，而在部份植生茂密地區，因為植物呼吸作用的關係，可以降低到 -13‰ (Longinelli and Edmond, 1983)。Ya01 砂多岩段的穩定無機碳同位素值分布在 -2 到 -8‰ 之間，平均在 -5‰ 左右，也在地下水訊號附近。

事實上，目前鹽湖地區利用穩定同位素研究古氣候，不是使用原生沈積的礦物 (Gasse *et al.*, 1996)，就是找出未受次生作用的軟體動物或介型蟲殼體作為材料 (Valero-Garcés *et al.*, 1995)。原生的碳酸鹽通常具有自形柱狀 (euhedral prismatic) 晶體外型，可以透過 XRD 和 SEM (scanning electron microscopy) 觀察是否具有次生礦物成份和產狀來確定 (Rhodes *et al.*, 1996; Valero-Garcés *et al.*, 1997)。但是目前鹽海子 Ya01 與 Ya02 兩根岩心並沒有挑出原生

礦物來作分析，而是採用全樣品來分析，一部份因素是因為樣品送到台灣已是鬆散狀態，無法利用沈積物組織及構造找出原生礦物來進行分析。

關於鹽海子易溶解性礦物及元素特徵是否受到早期成岩作用影響，還可以嘗試由岩心中鹽類礦物分布的狀況來判斷。現有的鹽海子三根岩心鹽類礦物開始出現的深度並不一致（圖 3.1.1），Ya01 出現在深度 304 cm、Ya02 出現在 1186 cm，Ya03 則出現在 1088 cm，利用定年結果所得到的年代對比，也看到這些鹽類礦物出現的年代有相當大的差異。由於整體湖盆的坡度小，沈積物表層到湖盆基岩的厚度不到 25 m，同時又沒有地質構造存在，以三根岩心彼此距離在 1.5 km 以內（圖 2.1.1），同一沈積時間面並不會有這麼大的深度差距，Ya01 鹽類礦物開始出現的時間比 Ya02 晚這麼多，可能是因為受到早期成岩作用，原生沈積的鹽類礦物都溶解掉了，或是成岩形成的蒸發岩在湖泊不同區域形成的面貌不同所造成。

Ya01 與 Ya02 無法對比也可以從兩者所分析的元素看出來（附錄 5）。Ya01 的元素為本所同仁羅建育博士利用 X-光螢光分析儀所分析，Ya02 部份為中國化學工業部化學礦產地質研究院委託中國地質科學院測試中心所分析。

陸地上蒸發岩的形成通常需要有三個條件（Smoot and Lowenstein, 1991）：

1. 封閉的盆地
2. 淺的地下水面
3. 盆地中央有鹽湖的存在

湖盆中蒸發岩通常形成於地下水流出地表的位置，而且如果地下水面太深，這些湖盆並不會產生鹽類礦物，或沈積相當少。許多蒸發岩會隨著碎屑沈積物的向上加積而同步向上移動，也就是在沈積物中的相對深度並不改變，顯示出一種動態平衡狀態。因此許多蒸發鹽湖環境並不一定以蒸發岩存在的方式留下記錄（Kendall, 1992）。

蒸發岩產出的地方包括鹵水與空氣界面、鹵水中直接沈澱（此方

式較少發生)、鹵水池的底部、飽含鹵水的沈積物中以取代或共生型式沈澱、或是在暴露地表的地下水蒸發帶上層以鹽蓋方式存在，但是這些鹽蓋的保存性相當低。整體而言，蒸發岩沈積可以分為下列四種產狀 (Kendall, 1992)：

- 1) 在水氣交界處析晶，進而下沈到水底聚集形成
- 2) 水底沈澱
- 3) 在沈積物之間由成岩作用形成，這些蒸發岩可能取代、置換或是和早期形成的蒸發岩沈積物共同生成
- 4) 碎屑狀蒸發岩顆粒的聚積

沈積之後，蒸發岩很快就經歷許多的早期成岩作用，造成

- 1) 原生礦物相及沈積組織不同程度的改變 (包括原生特徵的完全抹去)
- 2) 蒸發岩完全被溶解而消失

因此，事實上許多的蒸發岩都已經不是原生沈積 (Kendall, 1992)。張等人 (1993) 認為，過去的研究把柴達木盆地察爾汗湖區的岩鹽分成三大層或四層甚至五層，並以此來進行地層對比或直接用以討論湖泊的發展和演化，或利用岩鹽出現的層位等時性來確定古氣候是不合理的。因為成鹽盆地中，地表水和地下水相互作用對沈積物形態是十分重要，特別當湖泊水體進入鹵水階段或是乾旱地區淺湖環境時，在週期性的表面水水面波動甚至乾涸的情況下，地下水的鹽度會逐步接近近表層鹵水的濃度。當這些高鹽度地下水依濃度梯度的差異在下伏沈積物中往縱向、橫向擴散時，它們在遷移和停留的過程中進行著緩慢蒸發和析鹽沈澱，並不斷地改變著原始沈積。但是由於地表鹵水的沈積條件與地下鹵水的沈積條件不同，因而要以蒸發岩類反應氣候的不同水文環境，或是進行地層對比是相當困難的。

Eugster (1980) 曾在現代鹼湖觀察到，泡鹼於寒冷的夜晚從湖鹵水中結晶出來，但到早晨，由於溫度升高，晶體很快就溶解掉了。王等 (1999, 已接受) 也曾在伊克昭盟鹼湖區的合作察汗淖觀察時，發現在低於 15°C 溫度狀態下，開採鹼礦所形成的採坑內，一夜之間能形成大塊的泡鹼集合體，但是白天溫度升高時，晶體便全部溶解；而在哈馬爾太化工廠的鹼田裡，由於溫度的突然降低，在五天的時間內便結晶出了 30 cm 厚的泡鹼。

柴達木盆地察爾汗鹽湖的光鹵石 (Carnallite; $MgKCl_3 \cdot 6H_2O$) 和鹽海子的芒硝一樣是一種低溫礦物，也就是它們的溶解度隨溫度的降低而降低 (Casas *et al.*, 1992; 許等, 1994)。Casas 等人 (1992) 經由察爾汗鹽湖當地剖面兩週的觀察，發現在湖岸形成的光鹵石由於暴雨的溶解作用而無法保留，屬於暫時性的沈積；配合岩象 (petrography) 及原生岩鹽礦物液包體 (fluid inclusion) 內離子的化學平衡計算，則發現深度 0-12 m 的光鹵石完全是近代高濃度鹵水滲到沈積物中，因為沈積物溫度隨深度降低、光鹵石溶解度也降低而形成結晶，同時具有取代礦物 (displacive mineral) 的結晶特徵。根據內蒙古地質局區域調查測量隊 (1979) 的調查，鹽海子湖區的蒸發岩鹽類沈積物具有下面的特徵：

礦物成份方面：

1. 芒硝 (mirabilite; $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$)：無色透明或灰白色、灰綠色，玻璃光澤，自形一半自形，稜角狀晶體，最大晶體長 5 cm，直徑 2 cm。在空氣中極易失去結晶水而變為乳白色粉末。
2. 無水芒硝 (thenardite; Na_2SO_4)：灰白、灰綠色，玻璃光澤，自形半自形板狀晶體，呈晶簇或團塊狀集合體。性堅硬，在空氣中不失水。
3. 鹽 (halite; HCl)：白色—淺玫瑰色，玻璃光澤，粒狀和立方體晶體，最大晶體長 1 cm。在鹵蓋中呈完好的自形晶，在芒硝中呈粒狀。

根據泥沙含量和結構構造分類：

1. 含泥砂質鬆散粒狀芒硝礦：灰色、灰藍色，由芒硝、岩鹽及鹼組成，含泥沙較多，泥沙充填在晶隙中，性鬆散。該類型主要分布在礦層的上部。
2. 晶質芒硝礦：產於礦體的中下部，灰白色、質純，塊鬆散，晶體較大。
3. 緻密塊狀芒硝礦：產於礦體中部，灰白色、質純，緻密堅硬，晶體大。
4. 含泥砂團塊狀芒硝礦：產於礦層的上部和邊部。灰黃色、灰綠色，由無水芒硝晶簇，芒硝晶體與少量泥沙組成的堅硬團塊。

而根據許等 (1994) 對 Ya01 等岩心的工作，發現芒硝呈無色透明，風化後呈白色粉末狀，具有玻璃光澤、貝殼狀斷口，味涼微帶鹹辣，鏡下呈粒狀、短柱狀半自形晶，少量為薄板狀、板狀、錐柱狀、雙錐狀，自形和半自形晶，同時 Ya01、Ya02 岩心裡可見巨大晶體。

根據觀察，成岩交代 (diagenetic displacive) 或是成岩膠結 (diagenetic cemented) 蒸發岩礦物的結晶比較粗大、透明、自形到半自形，與原生蒸發岩礦物的霧狀乳白色、細粒的特徵並不同 (Casas *et al.*, 1992; 張等, 1993; Li *et al.*, 1996)。鹽海子的蒸發岩礦物組織，暗示了這些蒸發岩礦物是早期成岩作用所形成，筆者推測鹽海子芒硝礦物的形成機制，可能就和察爾汗鹽湖光鹵石的成因一樣，由高濃度鹵水滲到沈積物中、因為地底溫度降低而結晶形成，尚待進一步的研究。

Ya01 的採樣位置接近目前湖岸的位置 (圖 2.1.1)，同樣根據鹽海子區域地質調查報告，湖四周由於受地下水的側面侵蝕，鹽類礦床溶蝕強烈，尤其是湖區的東南方 (內蒙古地質局區域地質測量隊, 1979)，也就是 Ya01 採樣位置所在，特別容易受到水面升降造成的析鹽及溶解作用，因此這些保存著可以反應沈積當時環境、氣候的溶解性的化合物及元素特徵訊息可能都被改變過了。同時，鹽海子湖泊沈積物地層裡目前存在的兩層鹵水，更會改變這些溶解性的化合物及元素特徵。這些因素都讓穩定同位素和化學元素在鹽海子地區，作為古環境和古氣候的指標時，有其不確定因素。從 Ya01 與 Ya02 岩心氧碳穩定同位素的不一致、Ya01 與 Ya02 以及 Ya03 三根岩心鹽類礦物出現深度差距過大、出現早期成岩礦物組織、芒硝礦物次生形成機制、目前湖區受到強烈溶蝕等等證據，都說明了鹽海子易溶性礦物已經受到早期成岩作用影響，或本身是早期成岩作用產物。在這種前提為礦物受到早期成岩作用改變情形下，應該要避免使用次生礦物分析所得元素和同位素數據來作為古氣候重建依據。

根據對以色列現代鹽湖死海 (Dead Sea) 的研究，早期成岩作用中地下水、鹵水的混合以及湖水蒸發作用，在數十年的時間尺度裡，就會造成沈積物中原始元素與鹽類礦物沈積的改變，其影響是造成古鹽度與古氣候推算的謬誤 (Yechieli and Ronen, 1997)。而 Talbot 和 Kelts (1986) 也發現常用來解釋湖泊鹽度的 Mg^{2+}/Ca^{2+} 在原生和成岩碳酸鹽中有不同的意義，因此要避免使用全樣元素比來作古環境的重建。從鹽海子兩根岩心同位素和鹽類礦物分布不一致的情況，以及現在鹽海子的沈積模式，很明顯的避免不了受到早期成岩作用的改造。而世界各地的研究群在 1980-1990 年後也因此只用原生沈積物或是化石所含的化學訊息作為過去環境變化的指標 (Fritz, 1996)，

例如介形蟲殼體同位素及 Sr/Ca、Mg/Ca 比 (Xia *et al.*, 1997)。甚至 Gasse 等人 (1997) 還發現溶解和成岩作用會改變沈積物中的矽藻族群，加上生物族群到埋葬族群之間的改變，都使矽藻回推古湖水鹽度的方法必須小心使用。這些埋葬學 (taphonomy) 上的基本知識也是將來研究古氣候要重視的。

早先我們從元素的觀點來探討鹽海子古氣候 (陳等, 1997; 附錄 5)，曾得出大暖期為潮溼氣候期的看法，所有乾溼氣候期的劃分正好與本論文相反。但是隨著兩根岩心同位素結果、早期成岩作用組織、不同岩心芒硝礦物出現深度不一等等證據所產生新看法的出現，加以其餘研究者對鹽湖沈積模式及早期成岩作用工作累積的經驗，讓我們了解使用次生礦物的不確定性。當時認為粗粒沈積物以及快速沈積速率為大水造成的看法，應修正為湖周圍風成沙丘因乾旱向湖心移動並快速堆積的結果。新證據加入後所產生的新看法，在下一節與附近其它古氣候記錄對比時，也得到良好的支持。

目前 Ya03 岩心已分析的三個定年尚無法解釋 (YaS03 已分析結果見附錄 6)，有可能也是鹵水或地下水的流動所造成，其餘的樣品正進行小部份取樣分析，來補足 Ya01 與 Ya02 的數據及現象解釋，可以加強的是鹽類礦物組織的描述，因為它本身就是很重要的古環境指標 (Casas *et al.*, 1992; Valero-Garcés *et al.*, 1995; Li *et al.*, 1996; Schubel and Lowenstein, 1997)。至於要使用同位素及可溶性鹽類礦物來重建古氣候，除了需要挑出原生礦物外，還需要詳細的現地水文地化調查以及地化模式的配合。近年來由原生礦物內液包體中原始鹵水的化學分析結果，可以回推古溫度及古水份的改變歷史 (Casas *et al.*, 1992; Roberts and Spencer, 1995; Yang *et al.*, 1995)，也是將來值得嘗試的方向。

3.6 其它內蒙古氣候過渡帶的古氣候

內蒙古岱海 (112° 40'E, 40° 33'N) (圖 1.2.1) 和鹽海子一樣，座落在東亞夏季季風的西緣，氣候上地處半溼潤和半乾旱區的過渡帶。由於它的位置具有這樣的特殊性，因此過去已被廣泛的研究古氣候記錄 (王等, 1990a)，並成為主要被引用的材料 (施雅風等, 1992; Shi *et al.*, 1993)。湖階沈積旋回及鑽井孢粉介形蟲分析的結果發現過去存在三次湖面上升期 (圖 3.6.1)，分別是 10 000-9 650、6 700 和 4 400-4 000 yr B.P.。其中以第一次 10 000 yr B.P. 湖侵 (lake transgression) 泥最明顯，厚度可達 3 m，直接蓋在砂礫層上；其次是第三次 4 400-4 000 yr B.P. 湖侵，一般在階地頂部均可見到 0.5-1.0 m 的暗色泥層；而第二次較不明顯 (王等, 1990b)。

另外，根據古湖階剖面的研究，末次冰期最盛期以來以賀蘭山與毛烏素沙漠相隔的騰格里沙漠，氣候潮溼期出現在 12-8.7 kyr B.P. 以及 5-3 kyr B.P. (Petit-Maire, 1994; Pachur *et al.*, 1995)。而位於鹽海子南方的糜地灣剖面 (108° 37'E, 37° 39'N, ca. 1400m altitude) (圖 1.2.1)，高有機碳出現的年代和規模，也和鹽海子大致接近 (圖 3.6.2)。13 kyr B.P. 之前是冷、乾的冬季季風盛行時期，剖面主要見到粗粒的風成沙。13 kyr B.P. 左右見到一次短暫的溼期，12.75 到 11.75 kyr B.P. 則出現代表潮溼氣候的泥炭層 (peat)，同時有機碳和花粉含量也較高。11.07 到 10.61 kyr B.P. 又回到冷乾的氣候，大約 10 到 9 kyr B.P. 是最潮溼的時期，有機碳含量高達 30 %。9.0-5.0 kyr B.P. 呈現穩定低值，顯示處於乾燥氣候時期。大致由 4.7-2.6. 又是另一個比較潮溼的氣候期，隨後便走向乾燥 (Zhou *et al.*, 1996)。該剖面的花粉濃度分布和總有機碳含量分布接近，但是在第三段高值期的出現則晚於總有機碳含量高值的時間，大約在 3.8 到 2.6 kyr B.P.，與鹽海子最後一次高有機碳出現時期較一致。

緯度比較高的內蒙古呼倫湖扎賚諾爾剖面 (117°35'E, 49°20'N, 540 m altitude)，沈積物記錄了 13 至 10 kyr B.P. ¹⁴C age 氣候狀態。其中，13-11 kyr B.P. 處於開闊湖狀態，有機碳及孢粉含量高，花粉組合和矽藻種屬顯示這是一個溫暖潮溼的時期。10.9-10.6 kyr

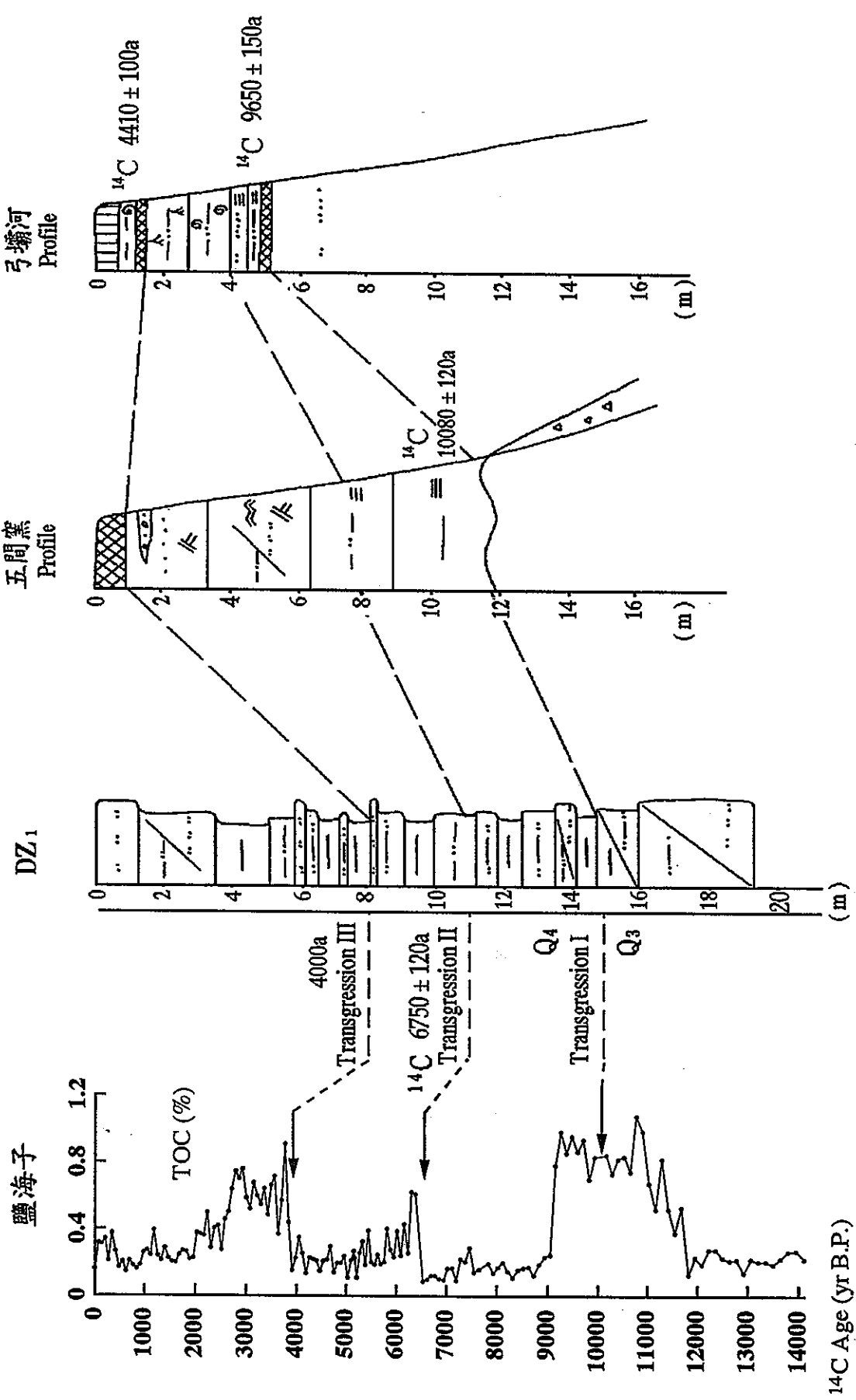


圖 3.6.1 鹽海子 Ya01 岩心與岱海 DZ1 岩心與五間窯與弓壩河剖面湖進期對比圖。三次湖進期分別開始在 10 080-9 650、6 750 和 4 410-4 000 yr B.P. 左右 (修改自王等, 1990), 正好對應在 Ya01 湖進時期, 而且規模正好是第一湖進期最明顯、第三湖進期次之, 而第二湖進期最不明顯。

Yanhaizi Midian Profile

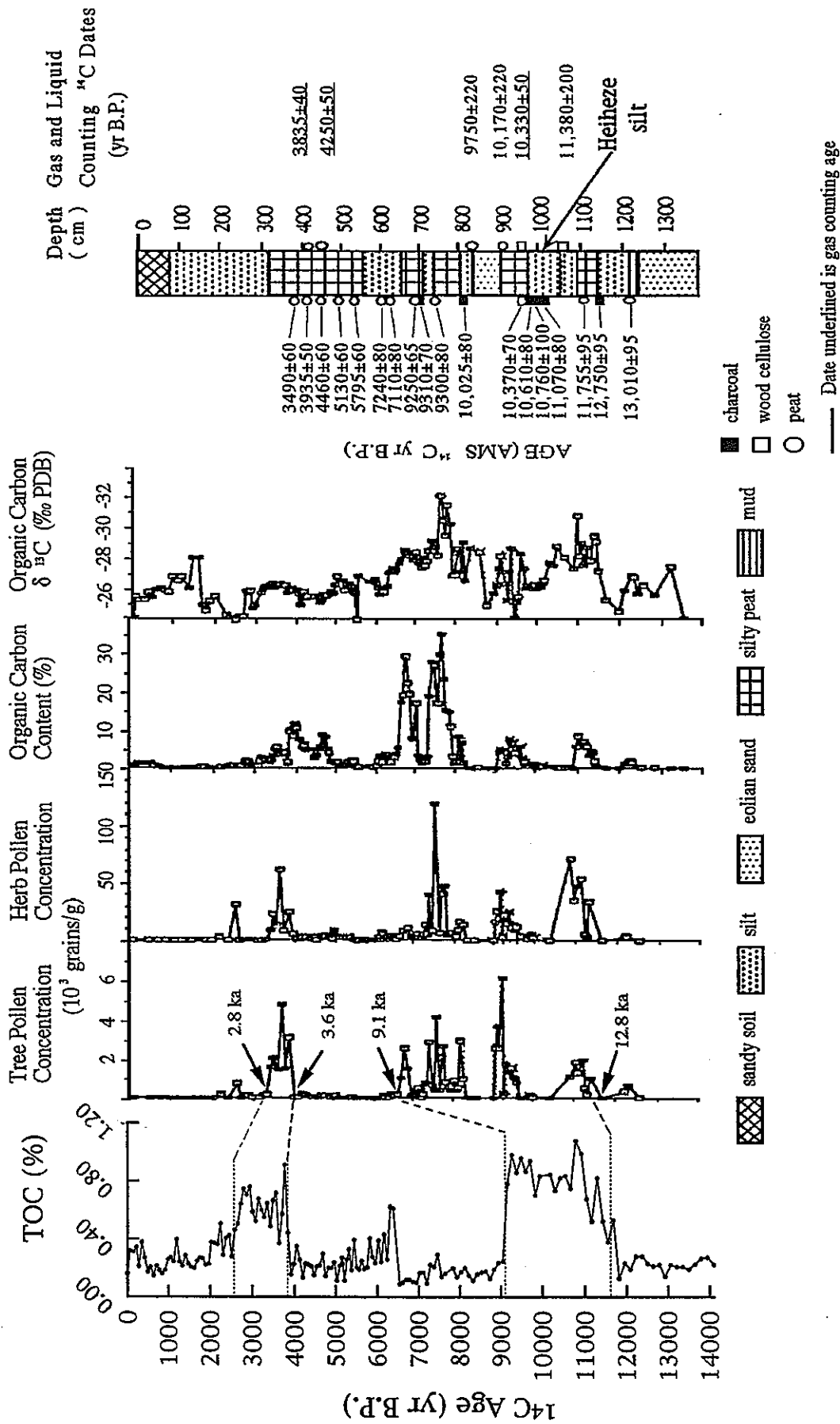


圖 3.6.2 鹽海子 Ya01 岩心總有機碳與糜地灣剖面氣候代用指標記錄對比。糜地灣圖 (修改自 Zhou et al., 1996) 的左方顯示木本及草本花粉含量、總有機碳含量和有機穩定碳同位素，圖右方為定年結果及岩心柱狀圖。花粉及有機碳含量高代表潮溼氣候期，對應於 Ya01 最早與最晚的潮溼期，但是糜地灣剖面在 12-9ka 的沉積速率相當快，因而記錄到較詳盡的乾溼變化。

B.P. 顯示湖岸沈積特徵，湖面縮小，有機碳含量降低、粒徑變粗，孢粉也反映氣候處於乾冷狀態。隨後的 10.6-10 kyr B.P. 各項指標又顯示湖面與氣溫重新上升。10 kyr B.P. 之後沈積環境由湖岸沙灘沈積，改變為湖岸沙丘沈積，有機質含量明顯降低，孢粉總濃度極低並以代表沙地乾草原植被種屬為主，暗示氣候偏向乾旱（王等，1994）。王和吉（1995）根據沈積構造、地層層序和沈積物組織的研究，分辨出該湖地層剖面的各種沈積相類型，包括開闊湖、近岸帶、濱岸沙灘、濱岸沼澤和濱岸沙丘等，並依此恢復了該湖 30 kyr B.P. 以來的湖泊演化與湖面波動歷史，其中 13-11 kyr B.P. 是湖面最高時期。

最完整的全新世巴謝黃土（ $103^{\circ} 35'E$, $35^{\circ} 33'N$, 2000m altitude）（圖 1.2.1）剖面，則顯示了代表溫暖潮溼的巴謝古土壤，形成於 12.8 -9.7 kyr B.P.，其後的全新世古土壤則出現在 9.3-5.8 kyr B.P.，間夾的則是代表乾冷氣候的黃土堆積，5 kyr B.P. 至今地層並未分析（An *et al.*, 1993）。

根據青海湖湖階重建的氣候變化情形，12-9.5 kyr B.P. 是高湖面期，8.5-7.5 kyr B.P. 為湖面下降期，7.0-5.3 kyr B.P. 是溼期，5.3-4.8 kyr B.P. 是乾期，4.8-3.5 kyr B.P. 是溼期（Wang *et al.*, 1991）。

這些來自同樣氣候過渡帶地區的古氣候資料，除了巴謝地區可能因為所處緯度較南，距離夏季風北界較遠，因此對乾旱氣候沒有其它地方來的敏感（位在巴謝東北的蘭州年平均降雨量是 327 mm（蘭州氣象局，未發表數據）），於 9.3-5.8 kyr B.P. 記錄到的都是代表潮溼的古土壤之外，其餘的記錄大致與鹽海子 Ya01 岩心所重建的古氣候記錄相同（多少存在不可避免的年代誤差）。暗示著這個乾旱一半乾旱氣候過渡帶內的區域在 15 kyr B.P. 以來，記錄的是同一個大空間尺度氣候控制，而不是局部個別的小區域氣候。14.1 kyr B.P. 以來有三次潮溼氣候，最溼的兩次分別在 11.7-9.1 kyr B.P. 以及 3.8-2.6 kyr B.P. 前後，其中 6.4-5.8 kyr B.P. 較不明顯。

另外，Bernasconi 等人（1997）在內蒙鄂爾多斯高原的合同察汗淖鹽湖 He02 岩心發現 9-6 kyr BP. 穩定氧碳同位素有高值，認為是

暖溼氣候，但是相距 150m 的另一根 He01 岩心卻似乎無法與之對比（圖 3.6.3），同時在定年方面有相當大問題，目前正將 He02 樣品送至國外定年。

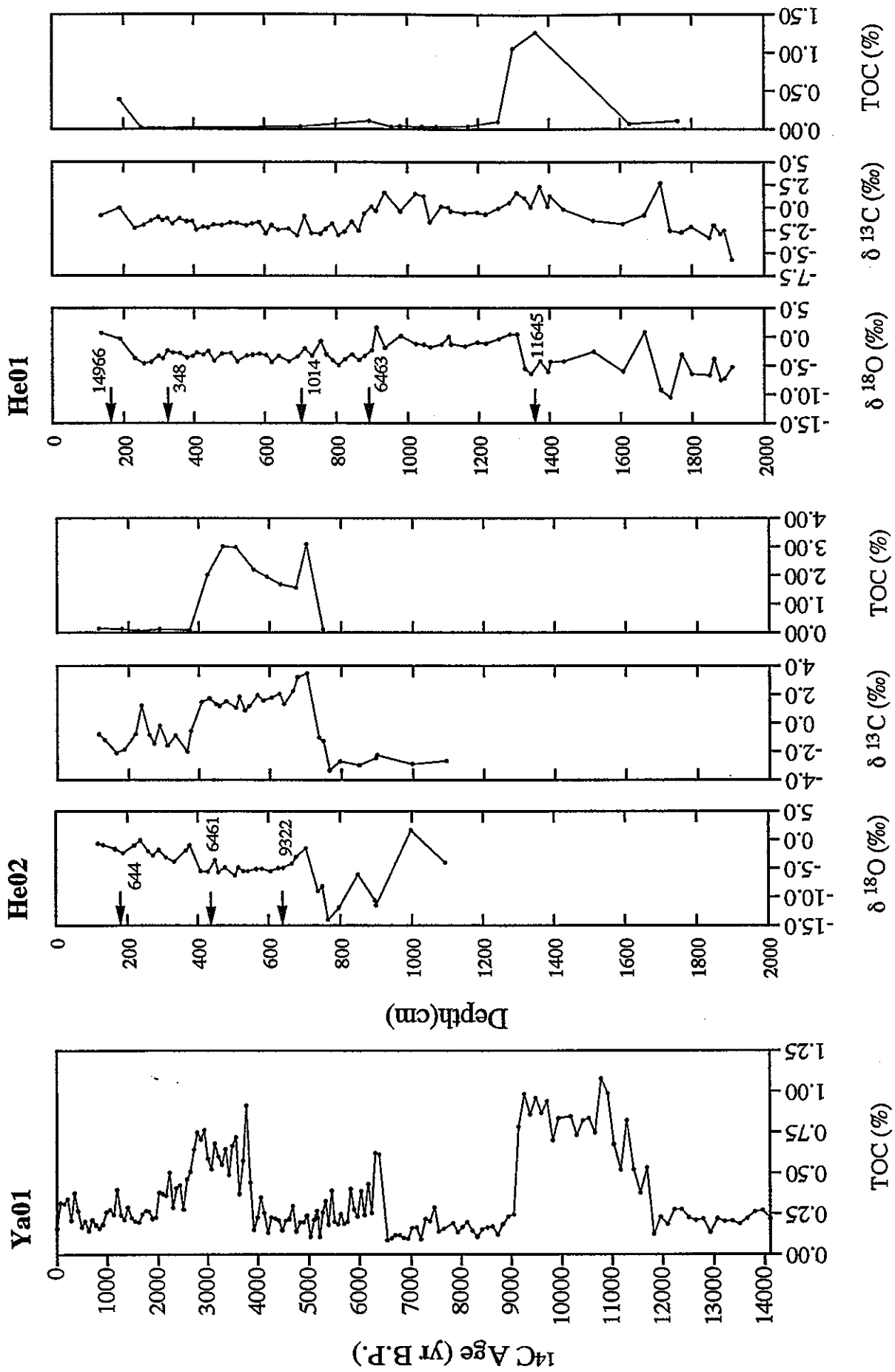


圖 3.6.3 鹽海子 Ya01 岩心總有機碳含量與同察汗淖 He01 與 He02 碳氧穩定同位素與總有機碳分布。箭頭位置為碳十四定年，He01 與 He02 相距 150m，測量結果顯示並無法互相對比。

3.7 東亞地區同樣時間跨度的氣候變遷

Shi 等人 (1993) 歸納中國已發表的全新世古氣候記錄，認為全新世大暖期始於 8.5 kyr B.P.，而止於 3.0 kyr B.P.。其中 7.2-6 kyr B.P. 是大暖期中穩定的溫暖階段，即大暖期的鼎盛階段 (Megathermal maximum)。除個別地點如柴達木因高溫蒸發旺盛，比從前更為乾燥而出現鹽類沈積外，各地氣候均較暖溼，季風降雨幾乎波及全國，植物生長空前繁茂，如現在為草原的青海湖濱，當時出現針闊葉混交林。

在 4 kyr B.P. 之前是一個溫暖潮溼時期，古人類生長的遺址數量突然明顯增加，例如以黑陶文化為特色的龍山文化此時出現在中國北方，而長江平原下游也出現良渚文化。現今位在半乾早草原的海原菜園子 (105°40'E, 36°15'N)，孢粉的資料顯示 4635-3900 yr B.P. 的植生是松樹林。山西襄汾的陶寺 (111°25'E, 36°N)，4500-3900 yr B.P. 也是處於落葉闊葉與松樹針葉混合的潮溼氣候。這些資料顯示這段期間的氣溫大致比今天要高 3 °C (Shi *et al.*, 1993)。

但是，隨著古氣候研究方法上的進步與定年數據的增多，原來普遍存在中國地區粗糙的記錄也逐漸修改。比方說江蘇固城湖根據多種指標回推的氣候，顯示最佳溫度和水氣配置的氣候條件出現在全新世初期 (10.5-9.6 kyr B.P.)。而東北的呼倫湖於 13 kyr B.P. 成湖，12 kyr B.P. 達到它的最大範圍，同時華北平原此時的氣候環境也明顯好轉，6 kyr B.P. 以後開始趨乾 (王等, 1996)。Kim 和 Kennett (1998) 則在黃海中部的岩心 (123° 49' 12.72"E, 36° 7' 43"N; water depth, 77.5 m) 中發現全新世海進期 (marine transgression) 早在 11.3 kyr B.P. 便開始了。

Harrison 等人 (1996) 統合北方歐亞大陸 (northern Eurasia) 古湖面升降記錄，重建晚第四紀該區幾個時間面乾溼狀態，其中蒙古 12 000 yr B.P. 呈現溼潤氣候的狀態，9 500 yr B.P. 轉變成乾燥氣候，7 000 yr B.P. 又回到溼潤氣候，3 000 yr B.P. 則又經歷乾旱氣候。在中國西部也記錄到乾旱和冰川前進期在 5700 到 4000 yr B.P.，最乾的時期是 4300 yr B.P. (Zhou *et al.*, 1991)。

特別要注意的是，早期中國的古氣候資料絕大部份是來自孢粉，但是新的研究顯示中國在 6 kyr B.P. 以後，因為人為活動對植被的

影響增多，孢粉並不適合單獨作為古氣候指標 (Liu, 1988; Ren, 1998b)，所以在使用比較早期由孢粉重建的古氣候記錄時，必須要存疑。另一個是定年問題，一般這些研究所做定年相當少，數據品質可能也有問題，都是要注意的。

位於夏季季風北界的鹽海子記錄到 9.1-3.8 kyr B.P. 幾乎為乾旱時期，相對於全新世大暖期，但是接近冬季季風南界的台灣撤退池卻相反。根據撤退池沈積物有機碳及碳氮比的研究 (圖 3.4.4)，高有機碳和高碳氮比可能代表當時為適合植物生長的時期，大致對比於中國東部的全新世大暖期。根據 ^{14}C 定年，大暖期始於 8.6 cal. kyr B.P.，而結束在 3.6 cal. kyr B.P. 左右 (陳等, 1997) (^{14}C 定年與校正年代的關係如表 3.7.1)。可能是所處地理位置氣候潮溼、季節降雨變化小的關係，撤退池對於乾溼的變化不敏感，使得撤退池並沒有記錄到位於夏季風北界、對乾溼敏感內蒙地區一樣的夏季風波動。

表 3.7.1 撤退池 ^{14}C 定年數據

Depth (cm)	Lab. Ref.	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C Age (yr B.P.)	cal. Age (yr B.P.)
17.5 (13.5-21.5)	NTU2825	humin	-27.9	840 ± 35	728
25	NZA7423	TOC	-27.4	1522 ± 67	1339
35 (32.5-37.5)	NTU2827	humin	-29.3	2120 ± 40	2106
40	NZA5718	TOC	-29.2	4258 ± 80	4834
60	NZA5363	humin	-28.5	5225 ± 69	5980
100	NZA5894	TOC	-28.9	6276 ± 84	7186
130	NZA4506	humin	-30.6	7842 ± 89	8557
155	NZA5904	TOC	-27.5	7889 ± 88	8592
170	NZA4183	humin	-26.3	8853 ± 89	9886

中國的冰芯中花粉的研究 (Liu *et al.*, 1998) 則指示著 10 000-4 800 cal. yr B.P. 有著較高的花粉含量，該文作者認為反應的是受較多季風降雨的影響。但是搬運這些花粉的風場是否長期一致，仍是個問題。

3.8 內蒙地區氣候變遷的機制

北半球全新世副熱帶乾燥地區範圍大規模的變化，一般認為與季風強度改變有關 (Hewitt and Mitchell, 1998; Hoelzmann *et al.*, 1998)，而季風強度的改變又與透過軌道力變化而造成的太陽輻射以及地球表面陸冰大小、二氧化碳含量等邊界條件有關 (Kutzbach, 1981; Kutzbach and Street-Perrott, 1985; COHMAP members, 1988; Kutzbach and Liu, 1997)。圖 3.8.1 是 COHMAP (Cooperative Holocene Mapping Project) 用 CCM (community climate model) 對最近 18 000 年全球氣候做快照式模擬所取的北半球太陽輻射邊界條件 (COHMAP members, 1988)。北半球太陽輻射的季節分布在冰後期的變化劇烈，距今 18 000 年前日射隨季節和緯度的變化和現在相似，當北半球夏季太陽和地球距離縮短、地軸傾角增大時，接收太陽輻射的季節差異在北半球變得更加顯著，而在南半球則不明顯。北半球最大季節差異出現在距今 9 000 年，當時北半球 7 月的日射平均而論比現在多 8%，1 月比現在少 8%。自距今 9 000 年以來北半球日射季節循環的幅度則一直減少。

距今 12 000 到 6 000 年前北半球夏季太陽輻射的增加，造成陸地和海洋溫度對比的增強，進一步使得夏季季風增強 (COHMAP members, 1988)。這個機制造成夏季風邊緣帶向內陸擴張，應該是內蒙地區氣候從 12 kyr B.P. 開始變溼的原因 (Zhou *et al.*, 1996)。

對於湖泊而言，一般認為高湖面為主的時期反映夏季風帶來的降水增加，逕流量增大，或因氣溫偏低使蒸發減少而導致區域有效溼度加大；中湖面往往反映降水相對減少，或雖有一定量的季節性降水，但因氣溫偏高使區域性蒸發量增大而減少了有效溼度；低湖面則指示補給湖泊的地表逕流明顯減少，或由氣溫偏高使蒸發量增加所致 (吳等, 1994)。

根據 Denton 和 Karlen (1973) 所發現的四個新冰期 (表 3.8.1)，分別為 8.2-7 kyr B.P. (第一新冰期)，5.8- 4.9 kyr B.P. (第二新冰期)，3.3-2.4 kyr B.P. (第三新冰期) 以及 330-200 yr B.P. (第四新冰期)。第一、二和四新冰期落在鹽海子 9.1-6.4 kyr B.P.、5.8-3.8 kyr B.P. 以及 2.6 kyr B.P. 以後所見到的乾旱氣候時

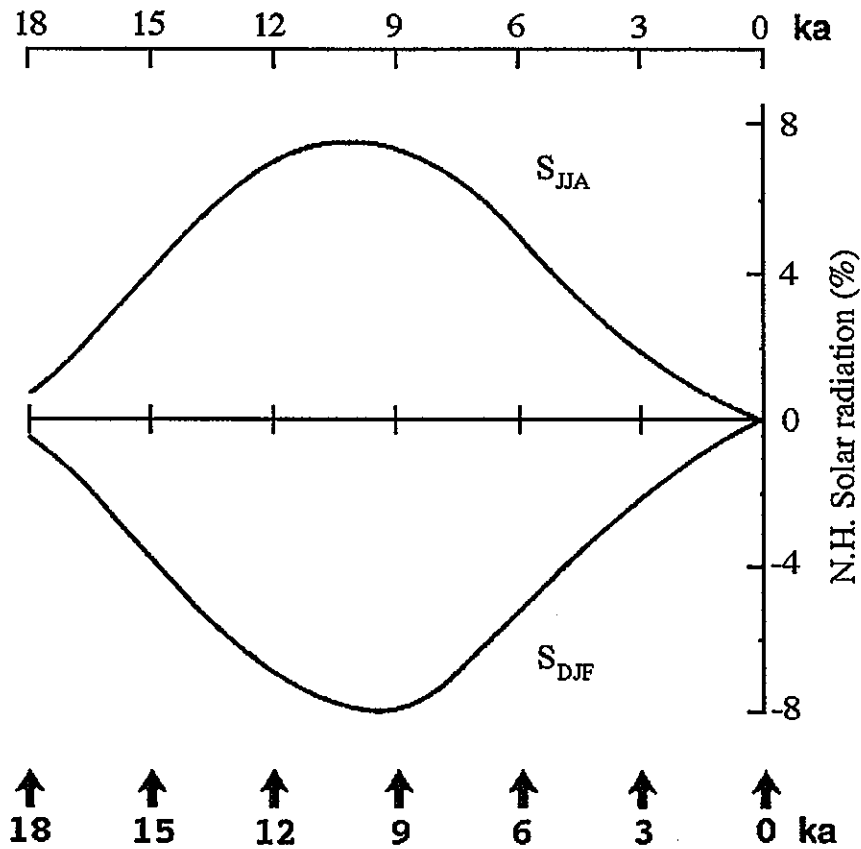


圖 3.8.1 過去一萬八千年來北半球太陽輻射的變化情形。 S_{JJA} 代表六月到八月夏季的情形； S_{DJF} 則代表十二月到二月冬季的情形，縱軸單位是當時太陽輻射與現在太陽輻射之差比上現在太陽輻射（修改自 COHMAP members, 1988）。其中 10-9 ka 為冬夏季太陽輻射差距最大時期，內蒙地區在此時也正是最潮溼時期。

期，但是 3300 到 2400 yr B.P. 的第三新冰期反而對應在鹽海子 3.8-2.6 kyr B.P. 的潮溼氣候期。

表 3.8.1 Denton 劃分全新世以來北半球的新冰期

寒冷期 名稱	新冰期 第一期	新冰期 第二期	新冰期 第三期	新冰期 第四期
持續時間	8200-7000	5800-4900	3300-2400	330-200
冷峰時間	7800	5300	2800	200

(Denton and Karlen, 1973)

其他的資料也顯示在這些時期，氣候也處於寒冷狀態（施，1993）。例如，江蘇固城湖的孢粉資料指出，8.9-8.4 kyr B.P. 及 7.8-7.4 kyr B.P. 為寒冷氣候時期，常綠闊葉花粉比例減少，花粉濃度降低（王等，1996）。而根據考古學的研究，長江三角洲地區蘇州附近龍南，在 5.3-4.7 kyr B.P. 曾發生海退，新石器人類居住在此地，其後才因海水入侵而遷離（楊等，1995）。

而根據施雅風等人（Shi *et al.*, 1993）綜合過去多年資料發現，祁連山敦德冰芯記錄著 5.9、5.4 和 4.9 cal. kyr B.P. 的降溫事件，其中以中間的一次最明顯，而這一次降溫事件也可以在中國北部和東部發現。在長江下游平原，花粉的資料顯示出 6-5 kyr B.P. 氣溫要比 6.5-6 kyr B.P. 低 1 °C 左右。中國北方的仰韶文化（Yangshao Culture）在這段時期也顯示出衰退的現象，文化遺址數量迅速減少，暗示著居住條件並不好。同時中國天山的烏魯木齊在 5380 ± 150 yr B.P. 存在冰川前進的記錄。Thompson 等人（1989）則由敦德冰芯氧同位素看出大約 3000 cal. yr B.P. 以後氣候有逐漸變冷的趨勢。

此外，根據中國國家海洋局第一及第二海洋研究所（First and Second Institute of Oceanography, State Ocean Administration of China）取自南沖繩海槽（Okinawa Trough）的三根岩心 255（123° 06'E, 25° 12'N; water depth, 1575 m）、253（123° 01'E, 25° 34'N; water depth, 839 m）以及 170（125° 48'E, 26° 38'N; water depth, 1470 m），發現對冬季海表溫度相當敏感的熱帶浮游有孔蟲 *Pulleniatina obliquiloculata* 於 7-6 kyr B.P. 出現最大豐度，相當於

中全新世大暖期鼎盛期；而在 4-2 kyr B.P. 則出現最小豐度，代表當時是寒冷的氣候（圖 3.8.2）。同時這些 *Pulleniatina obliquiloculata* 豐度的變化並可以與由浮游有孔蟲轉換函數（planktonic foraminiferal transfer function FP-12E）回推的海表水溫度（SSTs, sea surface temperatures）相對應（圖 3.8.3）（Li *et al.*, 1997）。可惜的是該文章在定年方面主要依靠浮游及底棲有孔蟲氧同位素作為氧同位素地層第一階（MIS 1, marine isotope stage 1）與第二階（MIS 2）劃分，真正可以揭示全新世內氣候變化的碳十四定年只有岩心 255 的兩個定年，所以目前在討論與其它地區古氣候事件時間對比上仍有困難。翦等（1996）並認為這個 4-2 kyr B.P. 全新世最顯著的降溫期可能和新冰期（Neoglacial cooling）有關，同時也從南海北部陸坡的 17940-2（117° 23'E, 20° 07'N; water depth, 1727 m）岩心中 *Pulleniatina obliquiloculata* 豐度發現同樣降溫期的存在。

處於東亞冬季季風南緣的南海區域，氧同位素曲線顯示了東沙群島西南海底 V36-06-36 岩心，在 10530-7850 yr B.P. 出現氣候回返特徵；南沙群島北康暗沙西南海底 93-12-58 岩心氧同位素曲線顯示了在 10 000-7 858 yr B.P. 出現氣候回返特徵，永暑礁 7 350 yr B.P. 的底棲有孔蟲氨基酸總含量也顯示氣候偏涼的特徵（趙等，1997）。Wei 等人（1997）在 SCS90-36 岩心（111° 29.64'E, 17° 59.70'N; water depth, 2050 m）發現超微化石（nannofossil）保存狀況在 5.5 和 4.0 kyr B.P. 有好轉的情形，並認為是區域性的降溫所造成。Huang 等人（1997）利用 U_{37}^k 求得同一根岩心的海表水溫度（SST; sea surface temperature），似乎也顯示了在 8、5 和 4 kyr B.P. 的時候發生過降溫事件。可惜的是該岩心全新世僅有表層（1.3 kyr B.P. ^{14}C age）與深度 27 cm（7.3 kyr B.P. ^{14}C age）兩個 AMS 定年，無法確定是否與上述幾個降溫期相符，不過至少全新世在南海地區確實有降溫事件發生。

造成這些百年到千年尺度氣溫偏冷的原因，可能是由全球海洋溫鹽循環系統改變所造成（Porter and An, 1995; Raymo *et al.*, 1998），或是和短週期太陽常數變化有關（Haigh, 1996; Stuiver *et al.*, 1997）。

雖然早期重建的古氣候不見得正確，但是普遍認為大暖期在中國

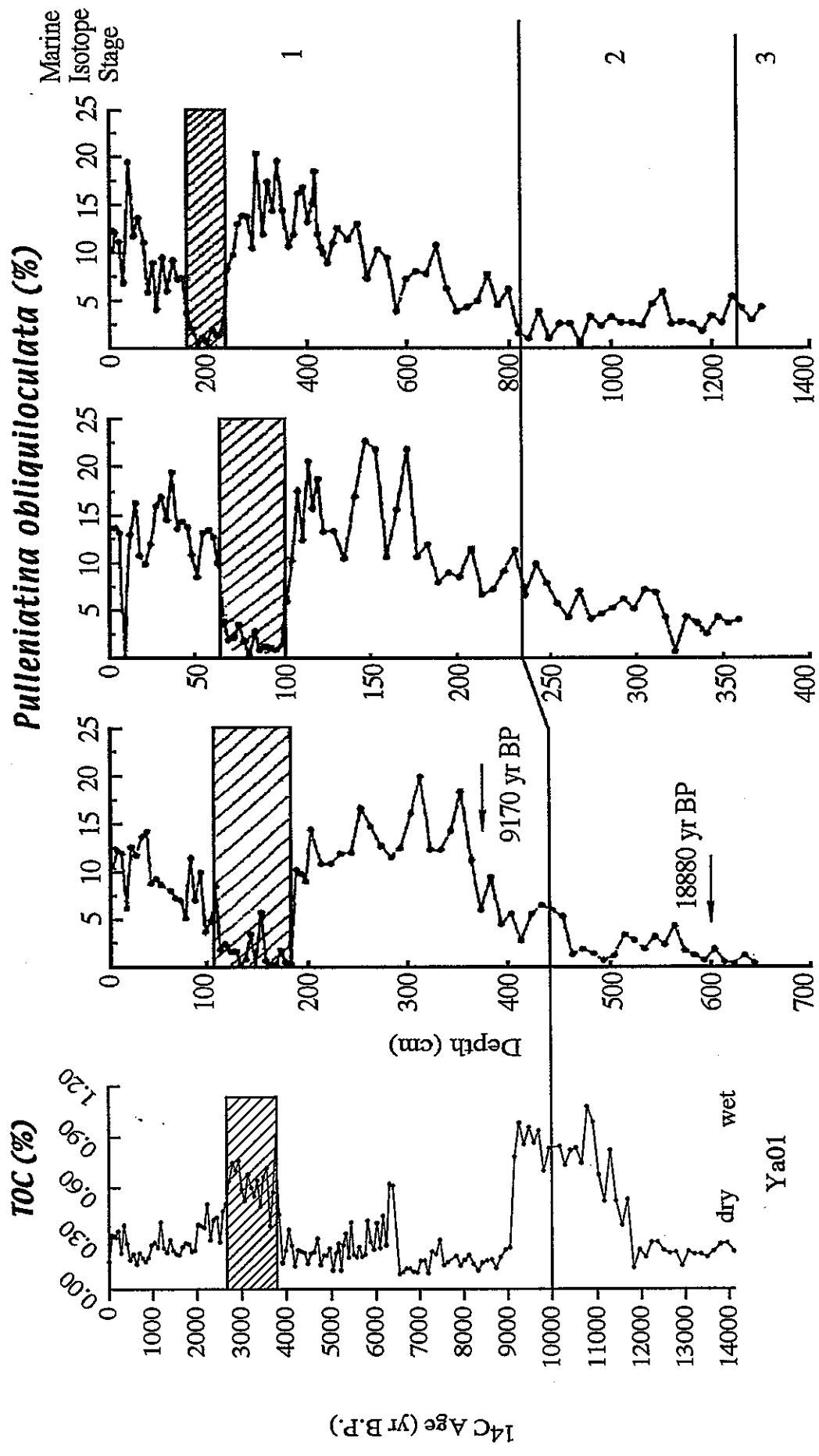


圖 3.8.2 Ya01 岩心總有機碳與沖繩海槽 255、170 及南海 17940-2 岩心 *P. obliquiloculata* 豐度對比。右三圖陰影部份表示全新世 *P. obliquiloculata* 最小值帶，對應在 Ya01 潮溼時期。連貫四張圖的橫線則代表一萬年前 stage 1 與 stage 2 交接年代。右三圖修改自翦等 (1996)。

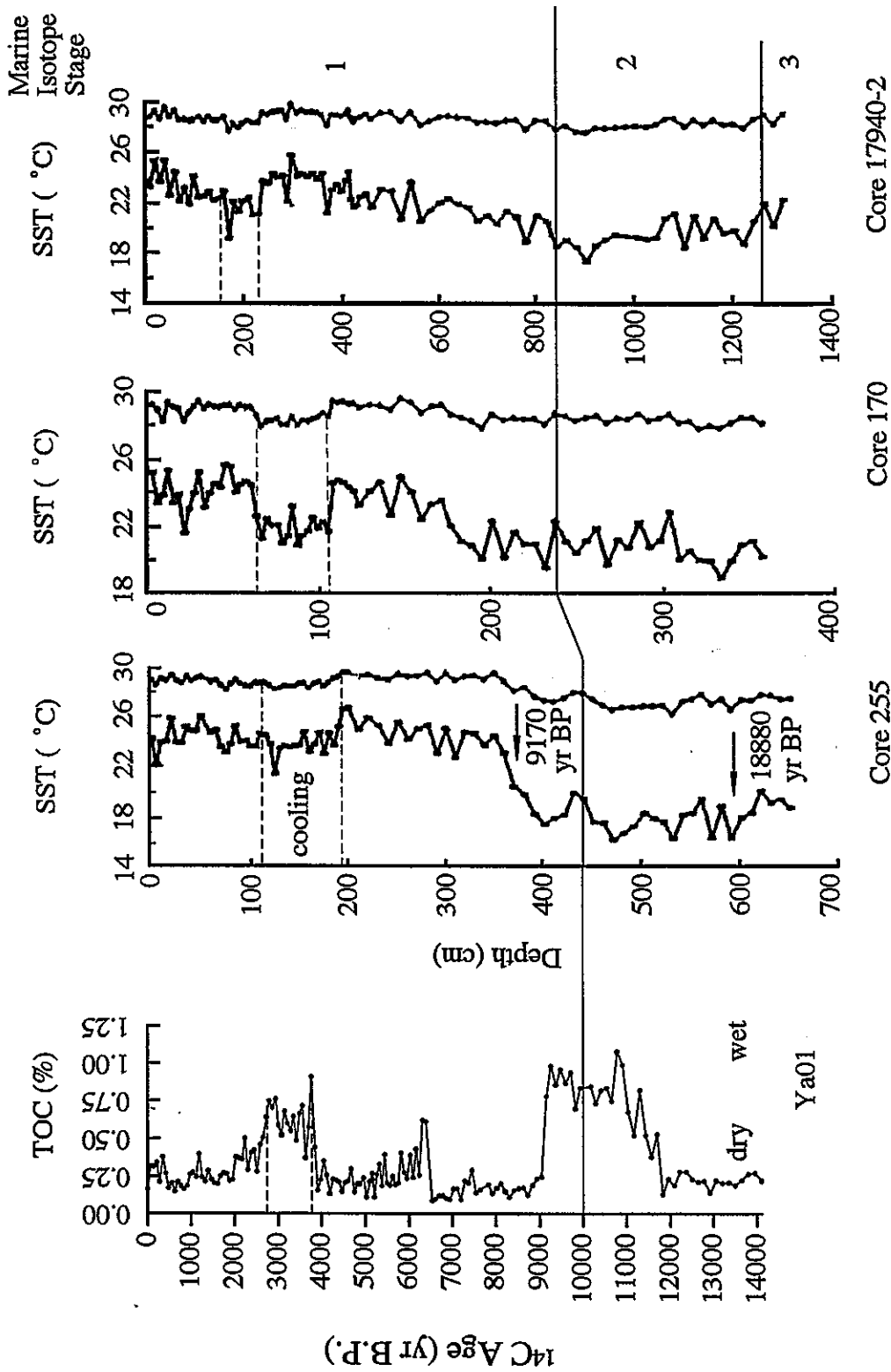


圖 3.8.3 鹽海子 Ya01 岩心總有機碳含量與南沖繩海槽 255、170 及南海 17940-2 岩心之古溫度曲線對比。箭頭指示 *Neogloboquadrina dutertrei* 的 AMS ^{14}C 年齡，表層海水溫度曲線（左：冬季，右：夏季）為採用浮游有孔蟲轉換函數計算所得，圖中顯示大致在 4-2 ka 為一降溫事件，正好對應於 Ya01 岩心 3.8-2.6 ka 的潮溼期。連貫四張圖的橫線則代表一萬年前 stage 1 與 stage 2 交接年代。沖繩海槽與南海部份修改自爾等（1996）。

東部是溫暖潮溼的氣候 (Shi *et al.*, 1993)，接近東亞冬季季風南界的台灣高山湖泊撤退池，也看到潮溼的大暖期 (陳等, 1997)，而沖繩海槽岩心 255、170 與南海北坡岩心 17940-2 的浮游有孔蟲 *Pulleniatina obliquiloculata* 豐度顯示大暖期的表層海水溫度的確比較高，而 4-2 kyr B.P. 是全新世溫度最低時期 (圖 3.8.2)。在內蒙這個黃土沙漠乾旱半乾旱氣候交界帶，卻看到大暖期顯示的是乾旱氣候 (王等, 1991; Petit-Maire, 1994; Pachur *et al.*, 1995; Zhou *et al.*, 1996)。此外，Shi 等人 (1993) 認為中國全新世大暖期鼎盛階段 (mid-Holocene climate optimum) 在 7.2-6.0 kyr B.P.，這個時期應可和鹽海子 6.4-5.8 kyr B.P. 溼期對比，但是鹽海子在這段期間潮溼的程度卻是比 11.7-9.1 kyr B.P. 以及 3.8-2.6 kyr B.P. 的溼期來的低。

3300-2400 yr B.P. 的 Denton 第三新冰期，以及沖繩海槽與南海岩心看到 4000-2000 yr B.P. 全新世最低溫時期，對應的是鹽海子 3.8-2.6 kyr B.P. 的潮溼時期；而高溫的大暖期卻見到鹽海子及內蒙地區處於乾旱時期 (圖 3.8.2)，似乎溫度升降造成的蒸發量改變是主要控制因子。在圖 3.8.2 上我們看到岩心 255 裡代表高表層海水溫度的高豐度浮游有孔蟲 *Pulleniatina obliquiloculata*，開始於 9170 yr B.P. 而結束在 4000 yr B.P.，正好對應在 Ya01 岩心 9000-3800 yr B.P. 的低有機碳乾燥時期，可能就是因為當時氣溫太高，造成內蒙地區升溫蒸發量增量大於升溫夏季風降雨增量。同時 6.4-5.8 kyr B.P. Ya01 所看到對比於大暖期鼎盛期的高有機碳溼期，則可能是增溫造成的夏季風降雨增量又大過增溫造成的蒸發量增量；而代表低表層海水溫度的低豐度浮游有孔蟲 *Pulleniatina obliquiloculata* 出現在 4-2 kyr B.P.，對比於 Ya01 岩心 3.8-2.6 kyr B.P. 的潮溼高有機碳時期，則可能是因為降溫蒸發量減量高於降溫季風降雨量減量，有效溼度反而增加。同樣降溫造成有效溼度增加，也出現在 Ya01 相當於新仙女木 (Younger Dryas) 時期，同時巴謝黃土 (An *et al.*, 1993) 和糜地灣剖面 (Zhou *et al.*, 1996) 見到新仙女木時期地質記錄也都為潮溼，只是他們認為是當時夏季季風增強所帶來的較多季風降雨所造成，並沒有考慮到有效溼度問題。升降溫的程度對季風降雨與蒸發量兩者最後所決定的有效溼度高低，可能存在一些臨界值。

就鹽海子附近杭錦旗 1971-1980 年各月蒸發量 (表 1.3.4)、降雨量 (表 1.3.3) 與氣溫 (表 1.3.6) 之間關係來看，降雨量隨著溫度

增加而大致呈線性增加（圖 3.8.4a），而蒸發量則是隨著溫度增加而呈指數增加。圖 3.8.4b 顯示蒸發減去降雨量隨著氣溫升高而呈指數增加，代表杭錦旗地區大氣有效溼度變化是隨著溫度升高而逐漸降低，支持我們之前對有關內蒙氣候過渡帶過去乾溼期成因的解釋。

世界上許多地方在屬於大暖期的期間都有乾燥氣候的記錄。例如 Shi 等人（1993）認為是高溫及強烈的蒸發作用造成柴達木盆地在在大暖期時出現乾燥的鹽類礦物沈積。Lou 等（1997）就發現南美祕魯圭卡亞冰芯（Quelcaya Ice Core）中的高粉塵期可以和台灣南部的大鬼湖白層沈積物出現時期對比。最近南美地區更被認為具有夏季季風系統，同時其許多季風特徵與東亞夏季季風相同（Zhou and Lau, 1998）。Grosjean（1998, accepted）發現南美 Altiplano 湖泊水位在 12-8 kyr B.P. 最高，稱為 TAUCA phase，其後的 8-3.6 kyr B.P. 中全新世則為乾燥氣候，同時可以與格陵蘭冰芯的甲烷氣體濃度對比（圖 3.8.5）。這個氣候乾溼分布情形和鹽海子地區很類似，不曉得是不是受控於同一個北半球的氣候變化機制，值得進一步研究。同時，北美地區在早中全新世也屬於乾旱氣候（Yu *et al.*, 1997; Beierle and Smith, 1998; Markgraf, 1998）。澳洲東南的石鐘乳則顯示在過去 500 kyr B.P. 來的間冰期都具有乾燥氣候特徵（Ayliffe *et al.*, 1998）。

有效溼度受控於季風降雨與蒸發量。升溫一方面可能造成夏季風降雨增加，但是另一方面則造成蒸發量增加，兩者的整體效應決定了最後的有效溼度。從地質記錄裡我們得到的是有效溼度的最後表現，而非季風降雨的範圍及消長，因此例如利用磁化率來重建古降雨，可能會存在反映的為有效溼度而非純粹降雨的問題。在探討季風帶邊緣古環境時，必須釐清潮溼氣候的形成是升溫季風降雨增多或是降溫時之低蒸發所造成，這個觀念對於古季風消長歷史的重建以及造成氣候變化機制的探討相當重要，但是似乎是目前東亞地區古全球變遷研究並沒有重視其可能性，或許將來可以從陸地定量古溫度的重建來著手，並與全球或區域氣候模式互相驗證。

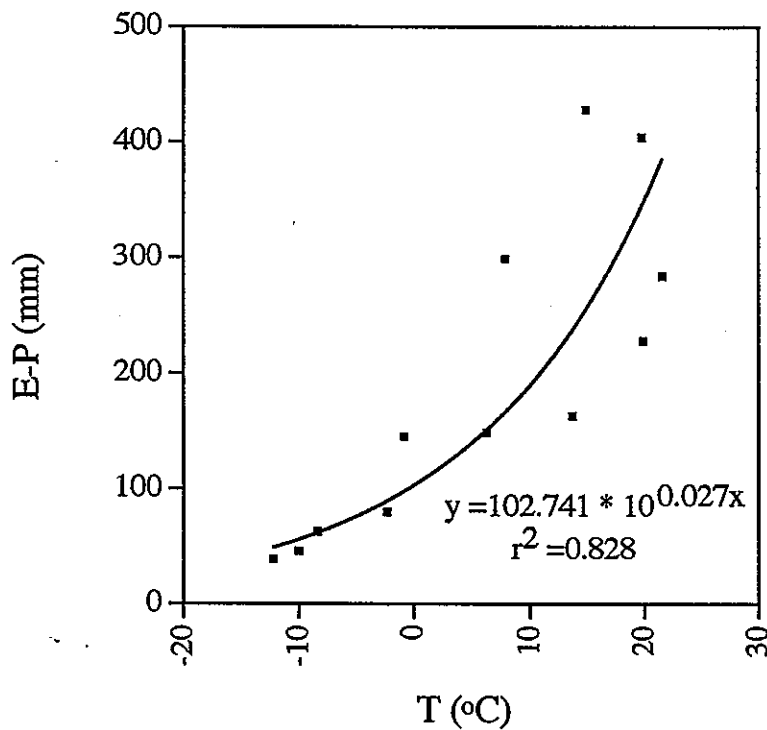
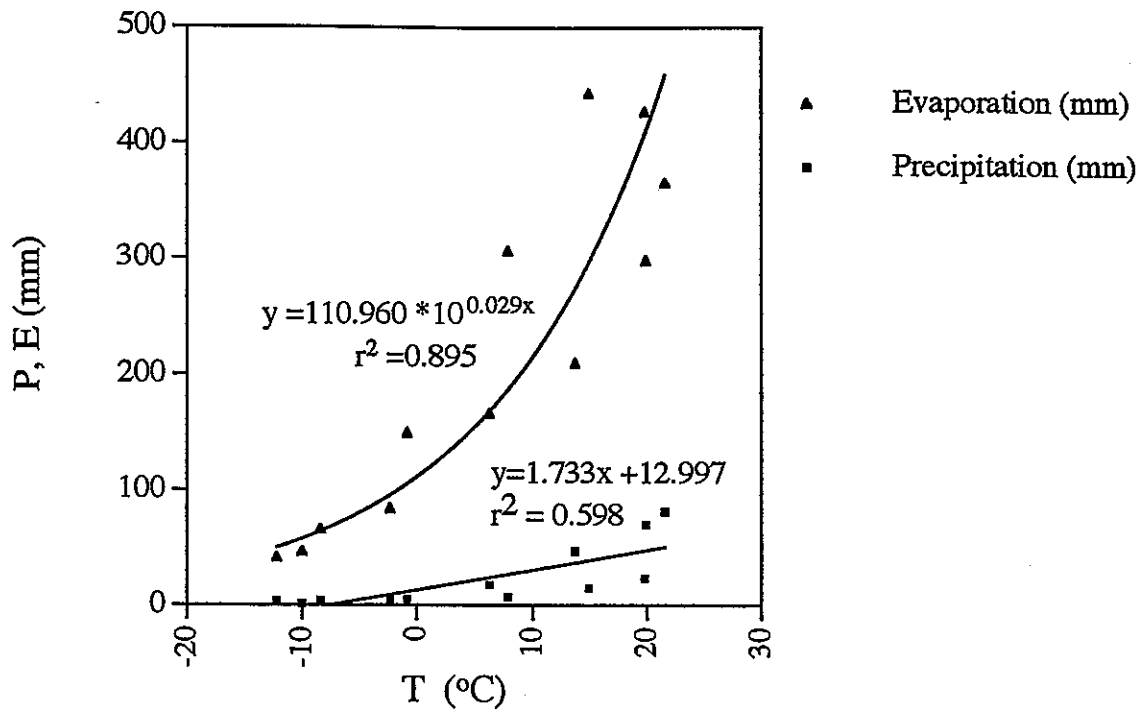


圖 3.8.4 杭錦旗 1971-1980 年各月平均 (a) 蒸發降雨量與氣溫關係；
 (b) 蒸發量減降雨量與氣溫關係。圖上並顯示其關係曲線及方程式，
 其中蒸發量是隨著溫度上升而呈指數增加，降雨量則是隨溫度增加而大致呈線性增加，也因此蒸發減去降雨量隨溫度是呈指數增加，代表氣溫升高會使有效溼度降低。

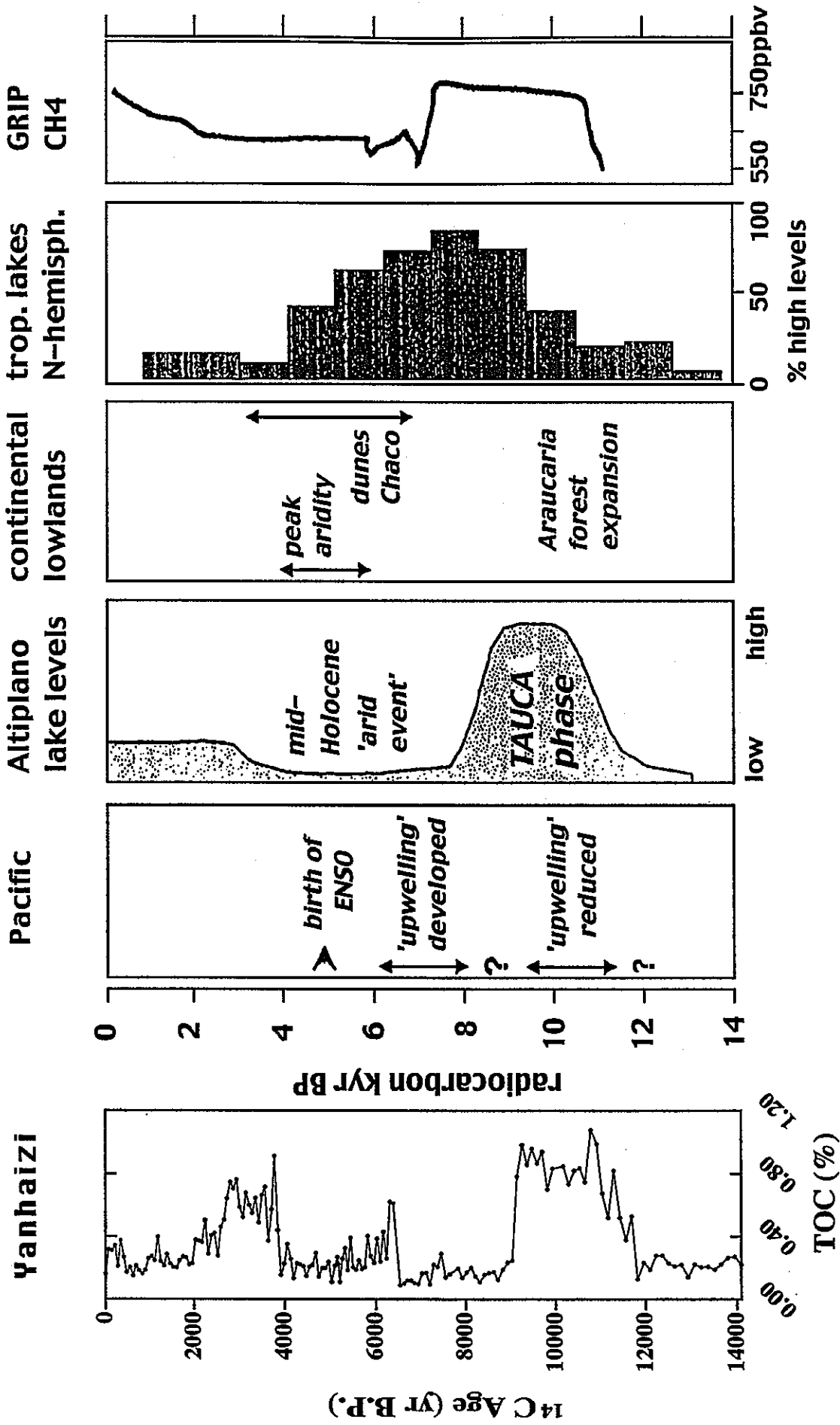


圖 3.8.5 鹽海子 Ya01、南美 Altiplano 高原地區晚第四紀溼度變化與其它資料的對比 (右邊五張圖修改自 Grosjean, 1998 accepted)。Altiplano 中全新世乾燥期正好對應在鹽海子的乾期。

第四章 結論

1. 鹽海子 Ya01 與 Ya02 岩心同深度的 ^{14}C 年代接近，因此除去受鹵水經過的三個過老年代後，可合併所有年代為一年代模式。根據 ^{210}Pb 定年、湖表鹵水 ^{14}C 定年與年代模式外推結果，得到鹽海子沈積物定年受到硬水效應的影響約 869 yr。至於硬水效應在不同時期造成年代偏老程度不同的問題，還待由陸地孢粉或陸地植物碎屑的定年來解決。
2. 鹽湖古氣候的重建應建立在鹽湖沈積模式的基礎上。鹽海子粗粒沈積物是湖泊收縮時，鹽湖外圍沙坪子沈積環境向湖面遷移的自然產物，也可能是鹽海子四周沙漠沙丘活動化進入湖泊的結果，兩者皆代表當時處於乾旱氣候；細粒沈積物則是高湖面期的沈積，同時屬於風成粉塵，乾旱時期可能被風帶走，成為其它沈積體系風成粉塵的來源，有機會與處於蒙古高壓為中心的風系下風處粉塵記錄對比。
3. 鹽海子粗粒沈積物具有低的總有機碳含量，同時長石含量較高，代表沈積當時氣候乾燥，植物面臨生長限制因子有效溼度的不足，因而留下低有機碳含量記錄，而化學風化因缺水而不易進行，易風化的長石含量相對石英與長石總合的成熟指數高；反之，細粒沈積物具有高有機碳與低成熟指數，代表沈積於潮溼環境。
4. Ya01、Ya02 之間無機碳氧穩定同位素無法對比，Ya01、Ya02 及 Ya03 三岩心中蒸發鹽礦物出現的深度差距過大，同時岩心中鹽類礦物表現出早期成岩作用組織，以及湖區地質調查發現的強烈溶蝕現象和芒硝礦物可能的早期成岩析晶機制，暗示目前見到的鹽海子鹽類礦物是早期成岩作用的產物，在這前提之下，由同位素及元素地化特徵來重建古環境並不妥當。

5. 鹽海子末次冰期以來有著乾溼的氣候波動，其中 11.7-9.1 kyr B.P. 為最潮溼時期，3.8-2.6 kyr B.P. 次之，而對應於全新世大暖期鼎盛期的 6.4-5.8 kyr B.P. 反而是最不明顯的一次潮溼期。這些乾溼氣候大致與同處於乾旱半乾旱氣候過渡帶的岱海、糜地灣、騰格里沙漠以及呼倫湖扎賚諾爾剖面乾溼期分布一致，代表所顯示的為一區域氣候狀況。
6. 鹽海子反映的夏季季風北界在大暖期為一乾燥氣候期，和位於冬季季風南界的台灣高山湖泊撤退池看到的潮溼氣候期相反，可能是撤退池所處的環境一年四季皆相當潮溼，對於溫暖乾溼氣候的變化不敏感所致。
7. 和大氣模式所述 12 kyr B.P. 北半球夏季太陽輻射增加因而造成夏季季風增強的結果一致，鹽海子在 11.7 kyr B.P. 進入末次冰期後第一潮溼期。全新世第三次新冰期時，鹽海子及內蒙地區正處於末次冰期以來的第二次潮溼期，同時沖繩海槽和南海北坡海洋岩心所看到的 9-4 kyr B.P. 高溫期對應在鹽海子的乾期；而 4-2 kyr B.P. 全新世最低溫期，卻在鹽海子見到潮溼期。推論是大暖期時大氣溫度過高，造成蒸發量增量大於同時由增溫造成的夏季風降雨增量，因而出現有效溼度低的現象；而 4-2 kyr B.P. 則因為溫度降低使得蒸發量降低，有效溼度反而因為蒸發量的降低量大於降溫造成夏季風降雨的減少量而升高。至於溫度的增減到底如何影響蒸發量與季風降雨的最終表現，初步可由杭錦旗現代蒸發減去降雨量隨氣溫升高呈現的指數增加關係得到支持，但還需要後續的研究以及大區域古氣候記錄的整合。

參考文獻

中文部份

- 丁仲禮、任劍璋、劉東生、孫繼敏、周曉權，1996。晚更新世季風—沙漠系統千年尺度的不規則變化及其機制問題。中國科學（D輯），第26卷，第5期，385-391頁。
- 內蒙古地質局區域地質測量隊，1979。中國區域地質調查報告 1：200000 伯音烏蘇幅（K-49-XXXXI）。
- 王吉平、周建民、馬秀蓮、楊清堂，1999。內蒙伊盟現代鹼湖區礦層的礦物組成及分布特徵。礦物學報，accepted。
- 王萬忠、焦菊英，1996。黃土高原降雨侵蝕產沙與黃土輸沙。科學出版社，北京，289頁。
- 王蘇民、吉磊、羊向東、薛濱、馬燕、胡守云，1994。內蒙古扎賚諾爾湖泊沈積物中的新仙女木事件記錄。科學通報，第39卷，第4期，348-351頁。
- 王蘇民、羊向東、馬燕、潘紅璽、童國榜、吳錫浩，1996。江蘇固城湖 15 ka 來的環境變遷與古季風關係探討。中國科學（D輯），第26卷，第2期，137-141頁。
- 王蘇民、余源盛、吳瑞金、馮敏，1990a。岱海—湖泊環境與氣候變化。中國科學技術大學出版社，合肥，191頁。
- 王蘇民、吳瑞金、蔣新禾，1990b。內蒙古岱海末次冰期以來的環境變遷與古氣候。第四紀研究，第3期，223-232頁。
- 任國玉，1998。內蒙古湖相沈積¹⁴C年代測定中“硬水”影響的表現。湖泊科學，第10卷，第3期，80-82頁。
- 李容全、鄭良美、朱國榮，1990。內蒙古高原湖泊與環境變遷。北京師範大學出版社，北京，219頁。
- 吳時國、徐霞、羅又郎、鄭范，1995。南沙群島海區有機碳沈積作用與古生產力估算。熱帶海洋，第14卷，第4期，58-66頁。
- 吳錫浩、安芷生、王蘇民、劉曉東、李小強、周衛健、劉俊峰、陸濟軍、S.C. Porter, J.E. Kutzbach, 1994。中國全新世氣候適宜期東亞夏季風時空變遷。第四紀研究，第1期，24-37頁。
- 余樹楨，1993。晶體之結構與性質。渤海堂文化事業公司，台北，569頁。
- 施少華，1993。中國全新世高溫期中的氣候突變事件及其對人類的影響。海洋地質與第四紀地質，第13卷，第4期，65-73頁。

- 施雅風、孔昭辰、王蘇民、唐領余、王富葆、姚檀棟、趙希濤、張遠遠、施少華，1992。中國全新世大暖期氣候與環境的基本特徵。中國全新世大暖期氣候與環境，海洋出版社，北京，1-18頁。
- 姚檀棟、上田豐、大田哲夫、焦克勤、劭文章、丁良福、蒲建辰，1991。1989中日青康藏高原冰川考察研究。冰川凍土，第13卷，第1期，1-8頁。
- 姚檀棟、施雅風、L.G. Thompson、N. Gundestrup，1992。祁連山敦德冰芯紀錄的全新世氣候變化。中國全新世大暖期氣候與環境，海洋出版社，北京，206-211頁。
- 孫東懷、安芷生、吳錫浩、劉東生，1996。最近150 ka黃土高原夏季風氣候格局的演化。中國科學(D輯)，第26卷，第5期，417-422頁。
- 章基嘉，1995。氣候變化的證據、原因及其對生態系統的影響。氣象出版社，352頁。
- 許靖華、王鑒津、李繼亮、陳延成、魏東岩、關紹曾、錢作華、楊清堂、劉振敏、J.A. McKenzie、J.P. Dobson、S. Bernasconi、F. Niessen，1994。從鹽湖沈積資料看晚第四紀全球氣候變化(1992-1994)。化學工業部化學礦產地質研究院，涿州，131頁。
- 張小曳、張光宇、朱光華、張德二、安芷生、陳拓、黃湘萍，1996。中國源區粉塵的元素示蹤。中國科學(D輯)，第26卷，第5期，423-430頁。
- 張彭熹、張保真、T.K. Lowenstein and R.J. Spencer，1993。古代異常鉀鹽蒸發岩的成因—以柴達木盆地察爾汗鹽湖鉀岩的形成為例。科學出版社，北京，128頁。
- 張豐穎、高樹基、劉康克，1991。沈積物含碳量分析方法之探討。ACTA OCEANOGRAPHICA TAIWANICA，27，140-150。
- 陳鎮東、羅建育、徐翊、藍信企，1997。撤退池全新世大暖期始自8.6 Ka BP。全球變遷在台灣研討會摘要及論文，中央研究院地球科學研究所，台北，1997年9月1~3日，93-98頁。
- 陳鎮東、羅建育、藍信企、徐翊，1997。內蒙古鹽海子過去16 ka來之古氣候記錄初探。全球變遷在台灣研討會摘要及論文，中央研究院地球科學研究所，台北，1997年9月1~3日，105-107頁。
- 葉篤正、陳泮勤，1992。中國的全球變化預研究，第二部份 分報告。地震出版社，北京，279頁。
- 董光榮、王貴勇、李孝澤、陳惠忠、金炯，1996。末次間冰期以來我國東部沙區的古季風變遷。中國科學(D輯)，第26卷，第5期，437-444頁。
- 楊懷仁、徐馨、楊達源、黃家柱，1995。長江中下游環境變遷與地生態系統。

河海大學出版社，南京，193 頁。

趙煥庭、宋朝景、孫宗勛、余克服，1997。南海諸島全新世珊瑚礁演化的特徵。第四紀研究，第 4 期，301-309 頁。

蕭知潛、李保華、U. Pflaumann、汪品先，1996。西太平洋晚全新世變冷事件。中國科學（D 輯），第 26 卷，第 5 期，461-466 頁。

鄭喜玉、張明剛、董繼和、高章洪、徐昶、韓智明、張保珍、孫大鵬、王克俊，1992。內蒙古鹽湖，科學出版社，北京，308 頁。

英文部份

- Abbott, M.B. and T.W. Stafford Jr., 1996. Radiocarbon geochemistry of modern and ancient Arctic lake systems, Baffin Island, Canada. *Quaternary Research*, 45, 300-311.
- Aizen, V., E. Aizen, J. Melack and T. Martma, 1996. Isotopic measurements of precipitation on central Asian glaciers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tien Shan). *Journal of Geophysical Research*, 101, 9185-9196.
- An, Z.S., T.S. Liu, Y.C. Lu, S.C. Porter, G. Kukla, X.H. Wu and Y.M. Hua, 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the Loess-Paleosol sequence in central China. *Quaternary International*, 7/8, 91-95.
- An, Z.S. and S.C. Porter, 1997. Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China. *Geology*, 25, 603-606.
- An, Z.S., S.C. Porter, W.J. Zhou, Y.C. Lu, D.J. Donahue, M.J. Head, X.H. Wu, J.Z. Ren and H.B. Zheng, 1993. Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the Loess Plateau of central China. *Quaternary Research*, 39, 45-54.
- Ayliffe, L.K., P.C. Marianelli, K.C. Moriarty, R.T. Wells, M.T. McCulloch, G.E. Mortimer and J.C. Hellstrom, 1998. 500 ka precipitation record from southeastern Australia: Evidence for interglacial relative aridity. *Geology*, 26, 147-150.
- Bartlein, P.J., M.E. Edwards, S.L. Shafer and E.D. Barker Jr., 1995. Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. *Quaternary Research*, 44, 417-424.
- Beierle, B. and D.G. Smith, 1998. Severe drought in the early Holocene (10,000-6800 BP) interpreted from lake sediment cores, southwestern Alberta, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140, 75-83.
- Bernasconi, S.M., J. Dobson, J.A. McKenzie, D. Ariztegui, F. Niessen, K.J. Hsu, Y. Chen and Q. Yang, 1997. Preliminary isotopic and palaeomagnetic evidence for Younger Dryas and Holocene climate evolution in NE Asia. *Terra Nova*, 9, 246-250.
- Bertrand, P and E. Lallier-Vergès, 1993. Past sedimentary organic matter accumulation and degradation controlled by productivity. *Nature*, 364, 786-788.
- Biscaye, P.E., F.E. Grousset, M. Revel, S. Van der Gaast, G.A. Zielinski, A. Vaars and G. Kukla, 1997. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research*, 102(C12), 26765-26781.
- Bischoff, J.L., K.M. Menking, J.P. Fitts and J.A. Fitzpatrick, 1997. Climatic oscillations 10,000-155,000 yr B.P. at Owens Lake, California reflected in glacial rock flour abundance and lake salinity in core OL-92. *Quaternary Research*, 48, 313-325.
- Boggs, S., Jr., 1995. "Principles of Sedimentology and Stratigraphy." Prentice Hall, New

- York, 774 p.
- Bottinga, Y. and H. Craig, 1969. Oxygen isotope fractionation between CO₂ and water, and the isotopic composition of marine atmosphere CO₂. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 285-295.
- Brownlow, A.H., 1996. "Geochemistry." Prentice Hall, New Jersey, 580 p.
- Campbell, N.A., L.G. Mitchell and J.B. Reece, 1994. "Biology: Concepts & Connections." Benjamin/Cummings, New York, 846 p.
- Casas, E, T.K. Lowenstein, R.J. Spencer and P.X. Zhang, 1992. Carnallite mineralization in the nonmarine, Qaidam Basin, China: evidence for the early diagenetic origin of potash evaporites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 881-898.
- Chen, C.T.A., G.C. Gong, S.L. Wang and A.S. Bychkov, 1996a. Redfield ratios and regeneration rates of particulate matter in the Sea of Japan as a model of closed system. *Geophysical Research Letters*, 23, 1785-1788.
- Chen, C.T.A., C.M. Lin, B.T. Huang and L.F. Chang, 1996b. The stoichiometry of carbon, hydrogen, nitrogen, sulfur and oxygen in the particular matter of the western North Pacific marginal seas. *Marine Chemistry*, 54, 179-190.
- Chen, F.H., J. Bloemendal, J.M. Wang, J.J. Li and F. Oldfield, 1997. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130, 323-335.
- Chivas, A.R., P. De Deckker, M. Nind, D. Thiriet and G. Watson, 1986. The Pleistocene palaeoenvironmental record of lake Buchanan: an atypical Australian playa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, 131-152.
- Chung, Y. and H. Craig, 1983. Pb-210 in the Pacific: the GEOSECS measurements of particulate and dissolved concentrations. *Earth and Planetary Science Letters*, 65, 406-432.
- COHMAP Members, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241, 1043-1052.
- Crawnwell, P.A., 1973. Chain-length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to postglacial environmental change. *Freshwater Biology*, 3, 259-265.
- Crawnwell, P.A., G. Eglinton and N. Robinson, 1987. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments-II. *Organic Geochemistry*, 11, 513-527.
- Dansgaard, W, S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gundestrup, C.U. Hammer, C.S. Hvidberg, J.P. Steffensen, A.E. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel and G. Bond, 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Dean, W.E., 1997. Rates, timing, and cyclicity of Holocene eolian activity in north-central United States: Evidence from varved lake sediments. *Geology*, 25, 331-334.

- Dearing, J.A., 1994. "Environmental Magnetic Susceptibility." Chi, Kenilworth, 104 p.
- Deevey, E.S., M.S. Gross, G.E. Hutchinson and H.L. Kraybill, 1954. The natural ^{14}C contents of materials from hard-water lakes. *Proceedings of the Natural Academy of Sciences*, 40, 285-288.
- Denton, G.A. and W. Karlen, 1973. Holocene climatic variations-their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3, 155-205.
- Dersch, M. and R. Stein, 1994. Late Cenozoic records of eolian quartz flux in the Sea of Japan (ODP leg 128, sites 798 and 799) and paleoclimate in Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108, 523-535.
- Ding, Z.L., T.S. Liu, N.W. Rutter, Z.W. Yu, Z.T. Guo and R.X. Zhu, 1995. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800,000 years. *Quaternary Research*, 44, 149-159.
- Eugster, H.P., 1980. ??????. In Nissenbaum, A. eds., *Hypersaline brines and evaporitic environments: proceeding of the Bat Sheva Seminar on Saline Lakes and Natural Brines*. Elsevier, Amsterdam, ??-??.
- Folk, R.L., 1980. "Petrology of Sedimentary Rocks." Hemphill, Austin, 182 p.
- Fritz, S.C., 1996. Paleolimnological records of climatic change in North America. *Limnology and Oceanography*, 41, 882-889.
- Gale, S.J. and P.G. Hoare, 1991. "Quaternary Sediments: petrographic methods for study of unlithified rocks." John Wiley, New York, 323 p.
- Gasse, F., P. Barker, P.A. Gell, S.C. Fritz and F. Chalié, 1997. Diatom-inferred salinity in palaeolakes: an indirect tracer of climate change. *Quaternary Science Reviews*, 16, 547-563.
- Gasse, F., J. Ch. Fontes, E. Van Campo and K. Wei, 1996. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: Discussion and conclusions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 79-92.
- Geyh, M.A., U. Schotterer and M. Grosjean, 1998. Temporal changes of the ^{14}C reservoir effect in lakes. *Radiocarbon*, 40, 921-931.
- Goslar, T., M. Arnold, E. Bard, T. Kuc, M.F. Pazdur, M. RalskaJasiewiczowa, K. Rózanski, N. Tisnerat, A. Walanus, B. Wicik and K. Wieckowski, 1995. High concentration of atmospheric ^{14}C during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 377, 414-417.
- Grosjean, M., 1998. Late Quaternary humidity changes in the Atacama Altiplano: regional, global climate signals and possible forcing mechanisms. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, accepted.
- Grosjean, M., B.L. Valero-Garcés, M.A. Geyh, B. Messerli, U. Schotterer, H. Schreier and K. Kelts, 1997. Mid- and late- Holocene limnogeology of Laguna del Negro Francisco,

- northern Chile, and its palaeoclimatic implications. *The Holocene*, 7, 151-159.
- Haigh, J.D., 1996. The impact of solar variability on climate. *Science*, 272, 981-984.
- Harrison, S.P., G. Yu and P.E. Tarasov, 1996. Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia. *Quaternary Research*, 45, 138-159.
- Hewitt, C.D. and J.F.B. Mitchell, 1998. A fully coupled GCM simulation of the climate of the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters*, 25, 361-364.
- Hite, R.J. and D.E. Anders, 1991. Petroleum and evaporites. In Melvin J.L., eds., *Evaporites, Petroleum, and Mineral Resources*. Elsevier, Amsterdam, 349-411.
- Hoelzmann, P., D. Jolly, S.P. Harrison, F. Laarif, R. Bonnefille and H.J. Pachur, 1998. Mid-Holocene land-surface conditions in northern Africa and the Arabian peninsula: A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system. *Global Biogeochemical Cycles*, 12, 1, 35-51.
- Horie, S., P.A. Meyers and K. Takemura, 1996. Early Holocene climate instability in Japan: organic geochemical evidence in sediment cores from Lake Biwa, Lake Kizaki, and the Japan Sea. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 77, 303.
- Hovan, S.A., D.K. Rea and N.G. Pisias, 1991. Late Pleistocene continental climate and oceanic variability recorded in Northwest Pacific sediments. *Paleoceanography*, 6, 349-370.
- Hsu, K.J., 1989. "Physical principles of sedimentology : a readable textbook for beginners and experts." Springer-Verlag, Berlin, 233 p.
- Huang, C.Y., P.M. Liew, M.X. Zhao, T.C. Chang, C.M. Kuo, M.T. Chen, C.H. Wang and L.F. Zheng, 1997a. Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 59-72.
- Huang, C.Y., S.F. Wu, M.X. Zhao, M.T. Chen, C.H. Wang, X. Tu and P.B. Yuan, 1997b. Surface ocean and monsoon climate variability in the South China Sea since the last glaciation. *Marine Micropaleontology*, 32, 71-94.
- Huang X.Z. and H.S. Shao, 1993. Sedimentary characteristics and types of hydrocarbon source rocks in the Tertiary semiarid to arid lake basins of northwest China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105, 33-43.
- Hughen, K.A., J.T. Overpeck, S.J. Lehman, M. Kashgarian, J. Southon and L.C. Peterson, 1998. A new ¹⁴C calibration data set for the Last Deglaciation. *Radiocarbon*, 39, 483-494.
- ICSU, 1986. *The international geosphere-biosphere programme: a study of global change*. Rept. 1.
- ICSU, 1990. *The international geosphere-biosphere programme: a study of global change (IGBP)*. The initial core projects. Rept. no. 12.
- Kelts, K. and M. Shahrabi, 1986. Holocene sedimentology of hypersaline lake Urmia, northwestern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, 105-130.

- Kendall, A.C., 1992. Evaporites. In R.G. Walker and N.P. James, eds., *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, Canada, 375-409.
- Kim, J.M. and J.P. Kennett, 1998. Paleoenvironmental changes associated with the Holocene marine transgression, Yellow Sea (Hwanghae). *Marine Micropaleontology*, 34, 71-89.
- Kitagawa, H and J. van der Plicht, 1998. Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr B.P. : Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, 279, 1187-1190.
- Kuehl, S.A., T.J. Fuglseth and R.C. Thunell, 1993. Sediment mixing and accumulation rates in the Sulu and South China Seas: Implications for organic carbon preservation in deep-sea environments. *Marine Geology*, 111, 15-35.
- Kutzbach, J.E., 1981. Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with the Earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, 214, 59-61.
- Kutzbach, J.E. and F.A. Street-Perrott, 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature*, 317, 130-134.
- Kutzbach, J.E. and Z. Liu, 1997, Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene. *Science*, 278, 440-443.
- Laj, C., A. Mazaud and J.C. Duplessy, 1996. Geomagnetic intensity and ^{14}C abundance in the atmosphere and ocean during the past 50 kyr. *Geophysical Research Letters*, 23, 2045-2048.
- Lancaster, N and A. Baas, 1998. Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens Lake, California. *Earth surface processes and landforms*, 23, 69-82.
- Langone, L., A. Asioli, A. Correggiari and F. Trincardi, 1996. Age-depth modelling through the late Quaternary deposits of the central Adriatic basin. In Guilizzoni, P and F. Oldfield eds., *Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*. Memorie dell'istituto Italiano di idrobiologia, 55, 177-196.
- Li, B.H., Z.M. Jian and P.X. Wang, 1997. *Pulleniatina obliquiloculata* as a paleoceanographic indicator in the southern Okinawa Trough during the last 20,000 years. *Marine Micropaleontology*, 32, 59-69.
- Li, J.R., T.K. Lowenstein and I.R. Blackburn, 1997. Responses of evaporite mineralogy to inflow water sources and climate during the past 100 k.y. in Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1361-1371.
- Li, J.G., R.P. Philp, F. Pu and J. Allen, 1996. Long-chain alkenones in Qinghai Lake sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 235-241.
- Li, J.R., T.K. Lowenstein, C.B. Brown, T.L. Ku and S.D. Luo, 1996. A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores, Death Valley, California. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123, 179-203.
- Lin, J.C., W.S. Broecker, S.R. Hemming, I. Hajdas, R.F. Anderson, G.I. Smith, M. Kelley and

- G. Bonani, 1998. A reassessment of U-Th and ^{14}C ages for late-Glacial high-frequency hydrological events at Searles Lake, California. *Quaternary Research*, 49, 11-23.
- Lister, G.S., K. Kelts, C.K. Zao, J.K. Yu and K. Niessen, 1991. Lake Qinghai, China: Closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84, 141-162.
- Liu, K.B., 1988. Quaternary history of the temperate forests of China. *Quaternary Science Reviews*, 7, 1-20.
- Liu, K.B., Z.J. Yao and L.G. Thompson, 1998. A pollen record of Holocene climatic changes from the Dundee ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau. *Geology*, 26, 135-138.
- Liu, T.S., 1985. "Loess and the environment." China Ocean Press, Beijing, 251 p.
- Long, D.T., T.P. Wilson, M.J. Takacs and D.H. Rezabek, 1988. Stable-isotope geochemistry of saline near-surface ground water: east-central Michigan basin. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1568-1577.
- Longinelli, A. and J.M. Edmond, 1983. Isotope geochemistry of the Amazon basin: a reconnaissance. *Journal of Geophysical Research*, 88, 3703-3717.
- Lou, J.Y. and C.T.A. Chen, 1997. Paleoclimatological and paleoenvironmental records since 4 000 a B.P. in sediments of alpine lakes in Taiwan. *Science in China (Series D)*, 40, 424-431.
- Lou, J.Y., C.T.A. Chen and J.K. Wann, 1997. Paleoclimatological records of the Great Ghost Lake in Taiwan. *Science in China (Series D)*, 40, 284-292.
- Mackenzie, F.T., L.M. Ver, C. Sabine, M. Lane and A. Lerman, 1993. C, N, P, S global biogeochemical cycles and modeling of global change. In R. Wollast, F.T. Mackenzie and L. Chou eds., *Interactions of C, N, P and S biogeochemical cycles and global change*. NATO ASI Series, Series I: Global Environmental Change, Vol. 4, Springer-Verlag, Berlin, 1-61.
- Magee, J.W., J.M. Bowler, G.H. Miller and D.L.G. Williams, 1995. Stratigraphy, sedimentology, chronology and palaeohydrology of Quaternary lacustrine deposits at Madigan Gulf, Lake Eyre, South Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113, 3-42.
- Markgraf, V., 1998. Researchers investigate inter-hemispheric climate linkages in the America and their societal effects. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 79, 371-378.
- Meng, X.M., E. Derbyshire and R.A. Kemp, 1997. Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese Loess. *Quaternary Science Reviews*, 16, 833-839.
- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114, 289-302.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and

- paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 27, 213-250.
- Meyers, P.A. and R. Ishiwatari, 1993. Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, 20, 867-900.
- Meyers, P.A., G.E. Tenzer, M.E. Lebo and J.E. Reuter, 1998. Sedimentary record of sources and accumulation of organic matter in Pyramid Lake, Nevada, over the past 1,000 years. *Limnology and Oceanography*, 43, 160-169.
- Miall, A.D., 1992. Alluvial deposits. In R.G. Walker and N.P. James, eds., *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, Canada, 119-142.
- Middleton, G.V., 1973. Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 979-988.
- Mineral Powder Diffraction File: Databooks, Sets 1-42, 1993. International Centre for Diffraction Data, Swarthmore. 782 p.
- Mineral Powder Diffraction File: Search Manual, Sets 1-42, 1993. International Centre for Diffraction Data, Swarthmore. 596 p.
- Moldvay, L., 1962. On the governing sedimentation from eolian suspension. *Acta Universitatis Szegediensis*, 14, 75-109.
- Moulin, C., C.E. Lambert, F. Dulac and U. Dayan, 1997. Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 387, 691-694.
- Nakai S, A.N. Halliday and D.K. Rea, 1993. Provenance of dust in the Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 143-157.
- Nemoto, M., T. Ohkuro and B. Xu, 1997. The role of weed invasion in controlling sand dune reactivation in abandoned fields in semi-arid Inner Mongolia, China. *Ecological Research*, 12, 325-336.
- O'Brien, S.R., P.A. Mayewski, L.D. Meeker, D.A. Meese, M.S. Twickler and S.I. Whitlow, 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270, 1962-1964.
- Olson, C.G., W.D. Nettleton, D.A. Porter and B.R. Brasher, 1997. Middle Holocene aeolian activity on the High Plains of west-central Kansas. *The Holocene*, 7, 255-261.
- Ono, Y and T. Naruse, 1997. Snowline elevation and eolian dust flux in the Japanese Islands during Isotope Stages 2 and 4. *Quaternary International*, 37, 45-54.
- Pachur, H.J., B. Wünnemann, and H. Zhang, 1995. Lake evolution in the Tengger Desert, northwestern China, during the last 40,000 years. *Quaternary Research*, 44, 171-180.
- PAGES series 95-1, 1995. Paleoclimates of the northern and southern hemispheres: the PANASH Project, the Pole-Equator-Pole Transects, 92 p.
- Pedersen, T.F. and S.E. Calvert, 1990. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of

- organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 454-466.
- Petit, J.R., L. Mounier, J. Jouzel, Y.S. Korotkevich, V.I. Kotlyakov and C. Lorius, 1990. Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature*, 343, 56-58.
- Petit-Maire, N, 1994. Natural variability of the Asian, Indian and African monsoons over the last 130 ka. In Desbois, M., and F. Désalmand eds., *Global Precipitations and Climate Change*. Springer-Verlag, Berlin, 3-26.
- Petit-Maire, N and Z.T. Guo, 1996. In-phase Holocene climate variations in the present-day desert areas of China and Northern Africa. *Comptes rendus de l'academie des sciences serie II fascicule A- sciences de la terre et des planetes*, 322, 847-851.
- Porter, S.C. and Z.S. An, 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 375, 305-308.
- Prahl, F.G., J.R. Ertel, M.A. Gofii, M.A. Sparrow and B. Eversmeyer, 1994. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 3048-3055.
- Pye, K. and L.P. Zhou, 1989. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in North China and the Northwest Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73, 11-23.
- Raymo, M.E., K. Ganley, S. Carter, D.W. Oppo and J. McManus, 1998. Millennial-scale climate instability during the early Pleistocene epoch. *Nature*, 392, 699-702.
- Rea, D.K., 1994. The Paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: the geologic history of wind. *Reviews of Geophysics*, 32, 2, 159-195.
- Rea, D.K and M. Leinen, 1988. Asian aridity and the zonal westerlies: Late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the Northwest Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66 1-8.
- Regnell, J., 1992. Preparing pollen concentrations for AMS dating- a methodological study from a hard-water lake in southern Sweden. *Boreas*, 21, 373-377.
- Reichart, G.J., M. den Dulk, H. J. Visser, C.H. van der Weijden and W.J. Zachariasse, 1997. A 225 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134, 149-169.
- Reid, I., J.B. Laronne and D.M. Powell, 1998. Flash-flood and bedload dynamics of desert gravel-bed streams. *Hydrological Processes*, 12, 4, 543-557.
- Ren, G.Y., 1998a. Pollen evidence for increased summer rainfall in the Medieval warm period at Maili, Northeast China. *Geophysical Research Letters*, 25, 1931-1934.
- Ren, G.Y., 1998b. Decline of the mid-late Holocene forests in China—climatic or human? In

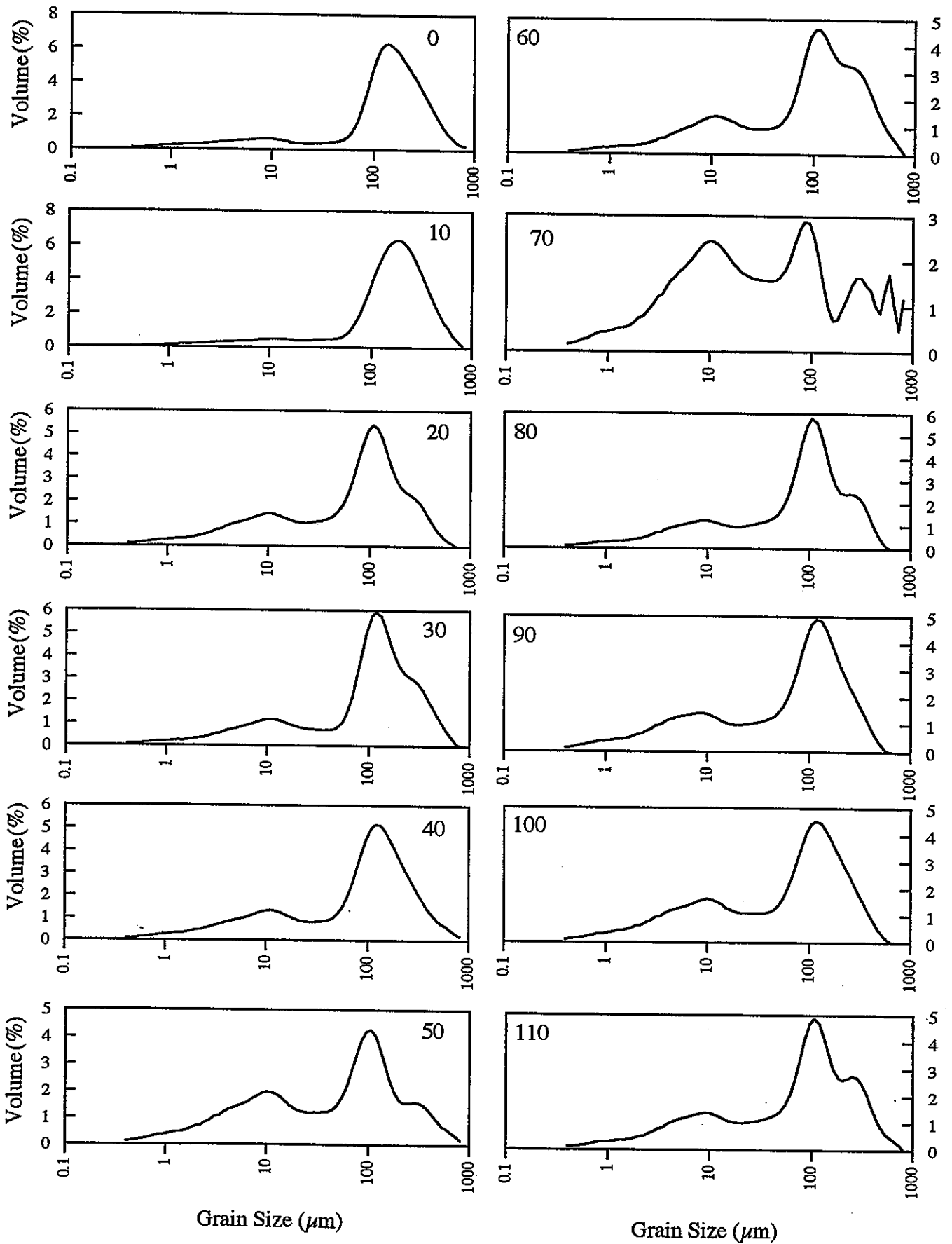
- 1st IGBP PAGES Open Science Meeting, University of London, April 20-23, 107.
- Rhodes, T.E., F. Gasse, R.F. Lin, J.C. Fontes, K.Q. Wei, P. Bertrand, E. Gibert, F. Mélières, P. Tucholka, Z.X. Wang and Z.Y. Cheng, 1996. A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 105-121.
- Robert, N., 1998. "The Holocene: an environmental history." Blackwell, Oxford, 316 p.
- Roberts, S.M. and R.J. Spencer, 1995. Paleotemperatures preserved in fluid inclusions in halite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3929-3942.
- Rosholt, J.N., S.M. Colman, M. Stuiver, P.E. Damon, C.W. Naeser, N.D. Naeser, B.J. Szabo, D.R. Muhs, J.C. Liddicoat, S.L. Forman, M.N. Machette and K.L. Pierce, 1991. Dating methods applicable to the Quaternary. In Morrison, R.B. eds., *Quaternary nonglacial geology: Conterminous U.S., The Geology of North America*, v. K-2, Geological Society of America, Boulder, 45-74.
- Schubel, K.A. and T.K. Lowenstein, 1997. Criteria for the recognition of shallow-perennial-saline-lake halites based on recent sediments from the Qaidam Basin, western China. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 74-87.
- Shi Y.F., Z.Z. Kong, S.M. Wang, L.Y. Tang, F.B. Wang, T.D. Yao, X.T. Zhao, P.Y. Zhang and S.H. Shi, 1993. Mid-Holocene climates and environments in China. *Global and Planetary Change*, 7, 219-233.
- Smoot, J.P. and T.K. Lowenstein, 1991. Depositional environments of non-marine evaporites. In Melvin J.L., eds., *Evaporites, Petroleum, and Mineral Resources*. Elsevier, Amsterdam, 189-347.
- Soreghan, G.S., 1997. Walther's Law, climate change, and upper Paleozoic cyclostratigraphy in the ancestral Rocky Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 1001-1004.
- Stager, J.C., B. Cumming and L. Meeker, 1997. A high-resolution 11,400-yr diatom record from Lake Victoria, East Africa. *Quaternary Research*, 47, 81-89.
- Stuiver, M., T.F. Braziunas, B. Becker and B. Kromer, 1991. Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. *Quaternary Research*, 35, 1-24.
- Stuiver, M., T.F. Braziunas, P.M. Grootes and G.A. Zielinski, 1997. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? *Quaternary Research*, 48, 259-266.
- Stuiver, M., A. Long and R. Kra, 1993. eds., *Radiocarbon*, 35, 244 pp.
- Stuiver, M. and P.J. Reimer, 1993. Extended C-14 database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Talbot, M.R., 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology (Isotope Geoscience*

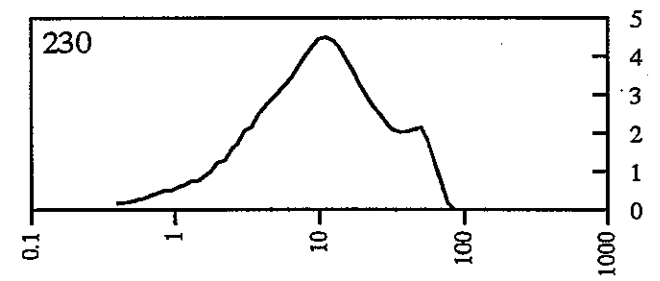
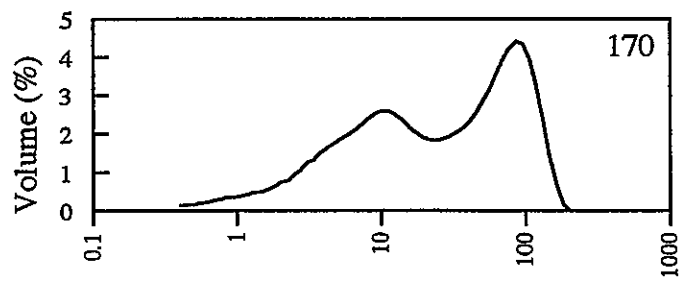
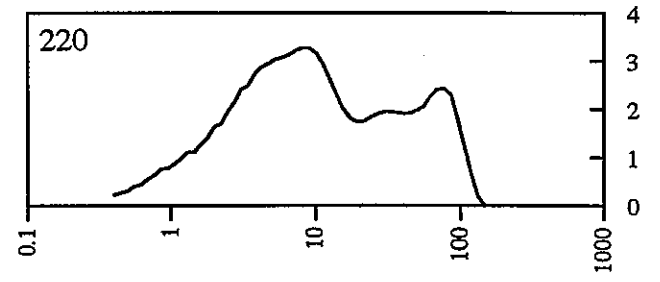
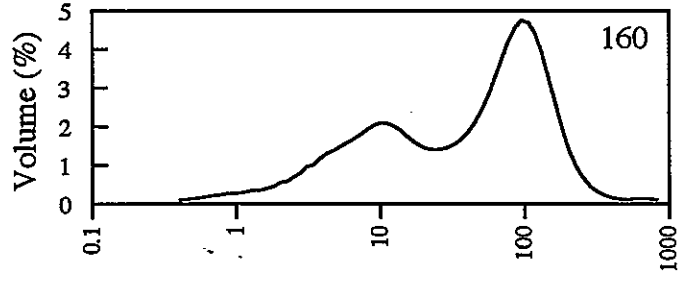
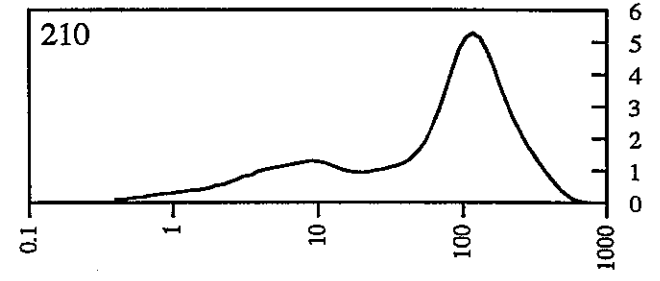
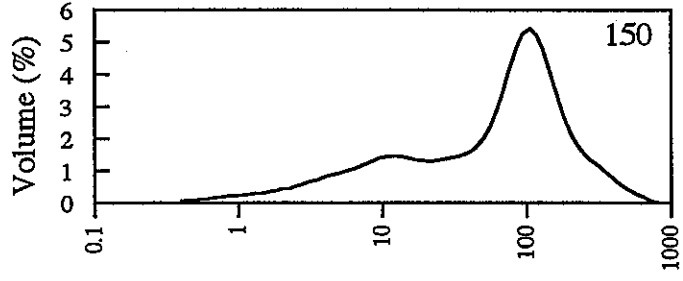
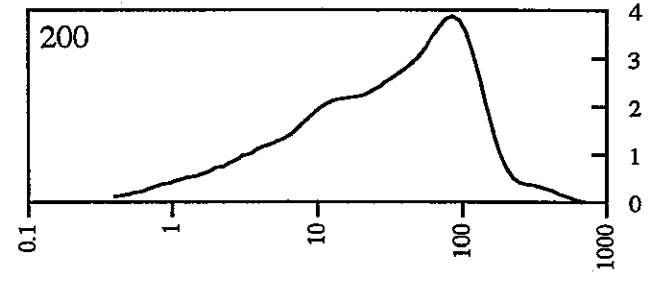
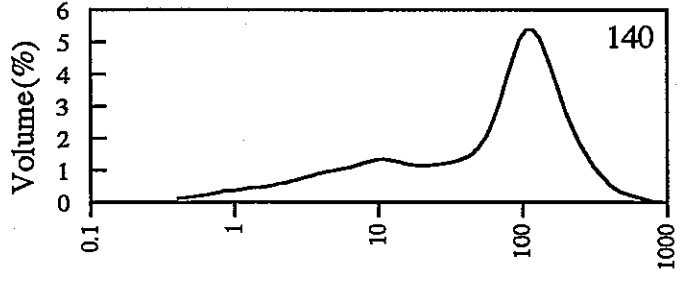
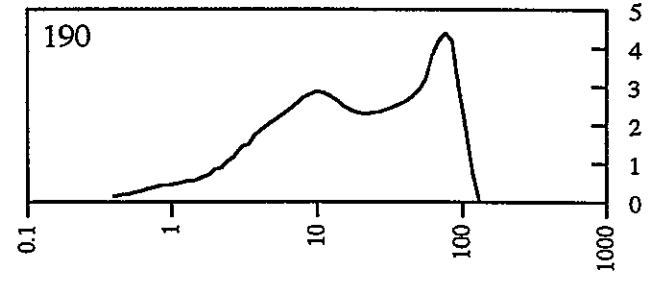
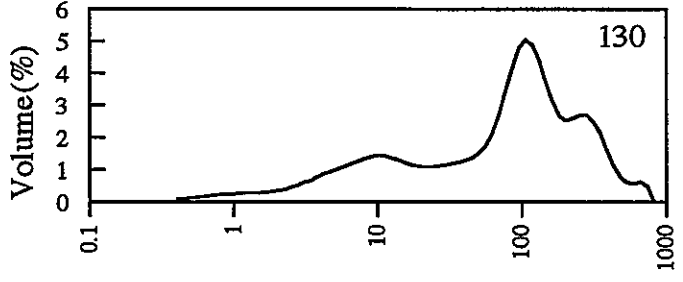
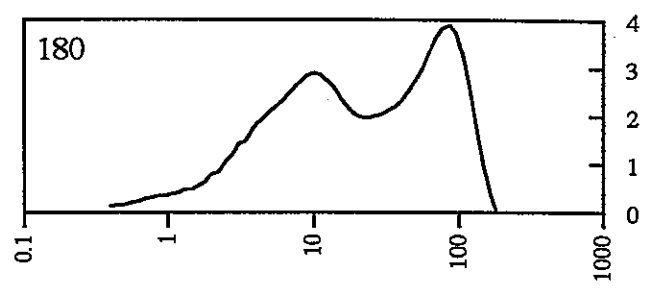
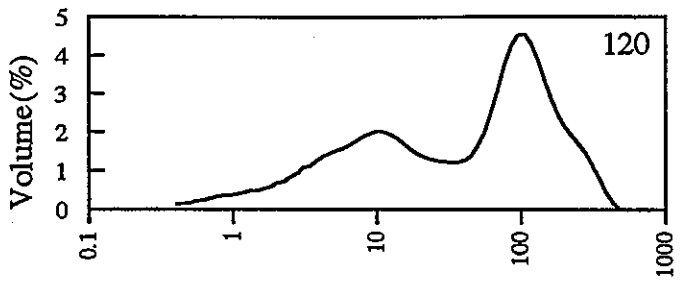
- Section), 80, 261-279.
- Talbot, M.R. and K. Kelts, 1986. Primary and diagenetic carbonates in the anoxic sediments of Lake Bosumtwi, Ghana. *Geology*, 14, 912-916.
- Talbot, M.R. and T. Johannessen, 1992. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 23-37.
- Thomas, D.S.G., S. Stokes and P.A. Shaw, 1997. Holocene aeolian activity in the southwestern Kalahari Desert, southern Africa: significance and relationships to late-Pleistocene dune-building events. *The Holocene*, 7, 273-281.
- Thompson, R. and F. Oldfield, 1986. "Environmental Magnetism." Allen & Unwin, London, 277 p.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, M.E. Davis, J. Bolzan, J. Dai, T. Yao, N. Gundestrup, X. Wu, L. Klein and Z. Xie, 1989. Holocene-late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*, 246, 474-477.
- Thompson, L.G., T. Yao, M.E. Davis, K.A. Henderson, E. Mosley-Thompson, P.N. Lin, J. Beer, H.A. Synal, J. Cole-Dai and J.F. Bolzan, 1997. Tropical climate instability: The Last Glacial Cycle from Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 276, 1821-1825.
- Valero-Garcés, B.L., K. Kelts and I. Ito, 1995. Oxygen and carbon isotope trends and sedimentological evolution of a meromictic saline lacustrine system: the Holocene Medicine Lake basin, North American Great Plains, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117, 253-278.
- Valero-Garcés, B.L., K.R. Laird, S.C. Fritz, K. Kelts, I. Ito and E.C. Grimm, 1997. Holocene climate in the northern Great Plains inferred from sediment stratigraphy, stable isotopes, carbonate geochemistry, diatoms, and pollen at Moon Lake, North Dakota. *Quaternary Research*, 48, 359-369.
- Verosub, K.L., P. Fine, M.J. Singer and J. TenPas, 1993. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences. *Geology*, 21, 1011-1014.
- Verosub, K.L. and A.P. Roberts, 1995. Environmental magnetism: Past, present, and future. *Journal of Geophysical Research*, 100(B2), 2175-2192.
- Wang S.M., Y.F. Wang, R.J. Wu and J.R. Li, 1991. Qinghai lake fluctuation and climatic change since the last glaciation. *Chinese Journal of Oceanography and Limnology*, 9, 170-183.
- Wang, R.L. and M.P. Zheng, 1998. Occurrence and environmental significance of long-chain alkenones in Tibetan Zabuye Salt Lake, S.W. China. *International Journal of Salt Lake Research*, 6, 281-302.
- Wei, L.Y., J.X. Cui and Y.C. Lu, 1991. A preliminary study of the physico-mechanic properties

- of loesses and paleosols of different ages at Weibei Yuan, Shaanxi province. In Liu, T.S., Z.L. Ding and Z.T. Guo eds., *Loess, environment and global change*, Science Press, Beijing, 245-259.
- Wei, K.Y., T.N. Yang and C.Y. Huang, 1997. Glacial-Holocene calcareous nannofossils and paleoceanography in the northern South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 32, 95-114.
- Xia, J., D.R. Engstrom and E. Ito, 1997. Geochemistry of ostracode calcite: Part 2. The effects of water chemistry and seasonal temperature variation on *Candona rawsoni*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 383-391.
- Xiao, J.L., Y. Inouchi, H. Kumai, S. Yoshikawa, Y. Kondo, T.S. Liu and Z.S. An, 1997. Eolian quartz flux to lake Biwa, central Japan, over the past 145,000 years. *Quaternary Research*, 48, 48-57.
- Xiao, J.L., S.C. Porter, Z.S. An, H. Kumai and S. Yoshikawa, 1995. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 yr. *Quaternary Research*, 43, 22-29.
- Yang, W., R.J. Spencer, H.R. Krouse, T.K. Lowenstein and E. Casas, 1995. Stable isotopes of lake and fluid inclusion brines, Dabusun Lake, Qaidam Basin, western China: hydrology and paleoclimatology in arid environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117, 279-290.
- Yao, T.D., L.G. Thompson, E.M. Thompson, Z.H. Yang, X.P. Zhang and P-N Lin, 1996. Climatological significance of $\delta^{18}\text{O}$ in north Tibetan ice core. *Journal of Geophysical Research*, 101, 29531-29537.
- Yechieli, Y. and D. Ronen, 1997. Early diagenesis of highly saline lake sediments after exposure. *Chemical Geology*, 138, 93-106.
- Yu, J.Q. and K. Kelts, 1998. Qinghai lake levels over the past 14,000 years: implications for the variability of Asian monsoon circulation. In *1st IGBP PAGES Open Science Meeting*, University of London, April 20-23, 138.
- Yu, Z.C., J.H. McAndrews and U. Eicher, 1997. Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: evidence from lake levels and stable isotopes. *Geology*, 25, 251-254.
- Zhang, J.C and Z.G. Lin, 1992. "*Climate of China*." John Wiley & Sons, INC, New York, 376 p.
- Zhang, X.Y., Z.S. An, T. Chen and G.Y. Zhang, 1994. Late Quaternary records of the atmospheric input of eolian dust to the center of the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research*, 41, 35-43.
- Zhang, X.Y., R. Arimoto, Z.S. An, T. Chen, G.Y. Zhang, G.H. Zhu and X.F. Wang, 1993. Atmospheric trace elements over source regions for Chinese dust: concentrations. sources

- and atmospheric deposition on the Loess Plateau. *Atmospheric Environment*, 27A, 2051-2067.
- Zhang, Y.Q., J.L. Mercier and P. Vergély, 1998. Extension in the graben systems around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi--Mongolia. *Tectonophysics*, 285, 41-75.
- Zhou, J.Y. and K.M. Lau, 1998. Does a monsoon climate exist over South-America. *Journal of Climate*, 11, 1020-1040.
- Zhou, W.J., D.J. Donahue, S.C. Porter, T.A. Jull, X.Q. Li, M. Stuiver, Z.S. An, E. Matsumoto and G.R. Dong, 1996. Variability of monsoon climate in East Asia at the end of the last Glaciation. *Quaternary Research*, 46, 219-229.
- Zhou, W.J., M.J. Head and L. Kaihola, 1994. Small sample dating in China. *Radiocarbon*, 36, 47-49.
- Zhou, W.J., Z.S. An, J. Head, D.J. Donahue, J.Z. Ren, B.H. Lin, M.F. Zhou, Y.S. Yan and J.Z. Zhand, 1991. ¹⁴C dating and measurements of climate proxy indices of loess sequence to record paleomonsoon variation on the Loess Plateau of China during the past 16000 years. *Radiocarbon*, 33, 259.
- Zhou, W.J., Z.S. An, B.H. Lin, J.L. Xiao, J.Z. Zhang, J. Xie, M.F. Zhou, S.C. Porter, M.J. Head and D.J. Donahue, 1992. Chronology of the Baxie loess profile and the history of monsoon climate in China between 17,000 and 6,000 years B.P. *Radiocarbon*, 34, 818-825.
- Zielinski, G.A. and G.R. Mershon, 1997. Paleoenvironmental implications of the insoluble microparticle record in the GISP 2 (Greenland) ice core during the rapidly changing climate of the Pleistocene-Holocene transition. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 547-559.

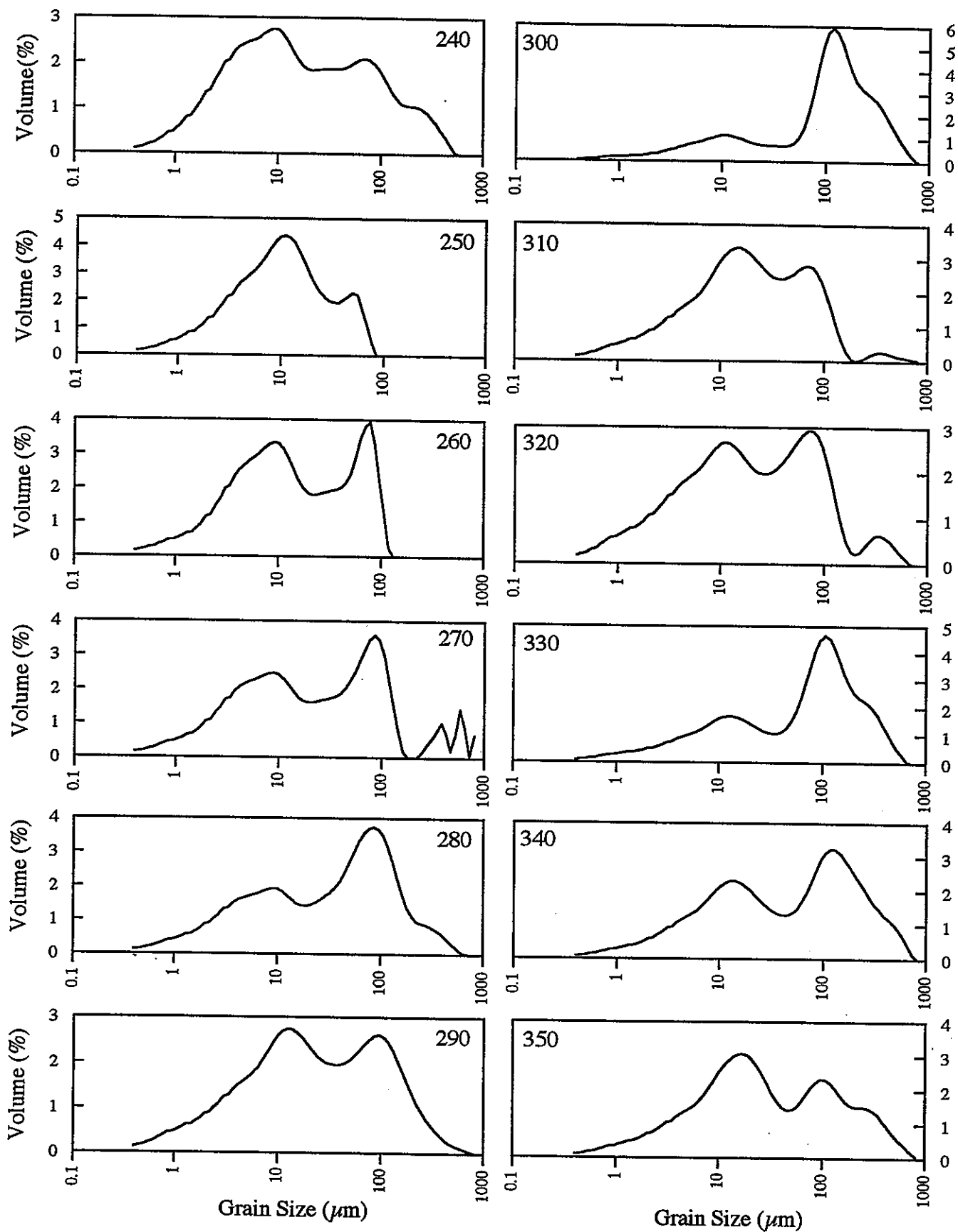
附錄 1 Ya01 各深度 (cm) 樣品粒徑分布圖。

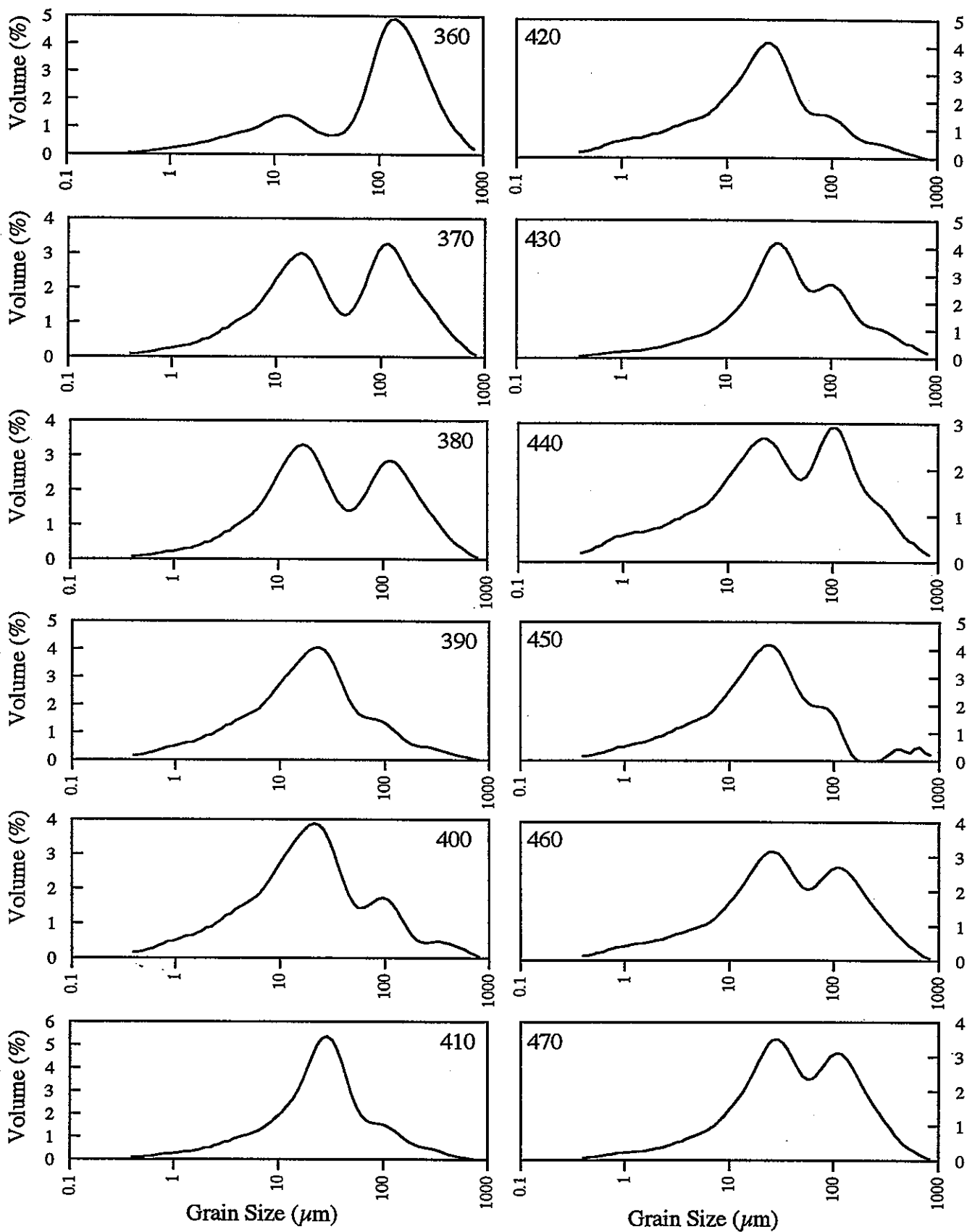


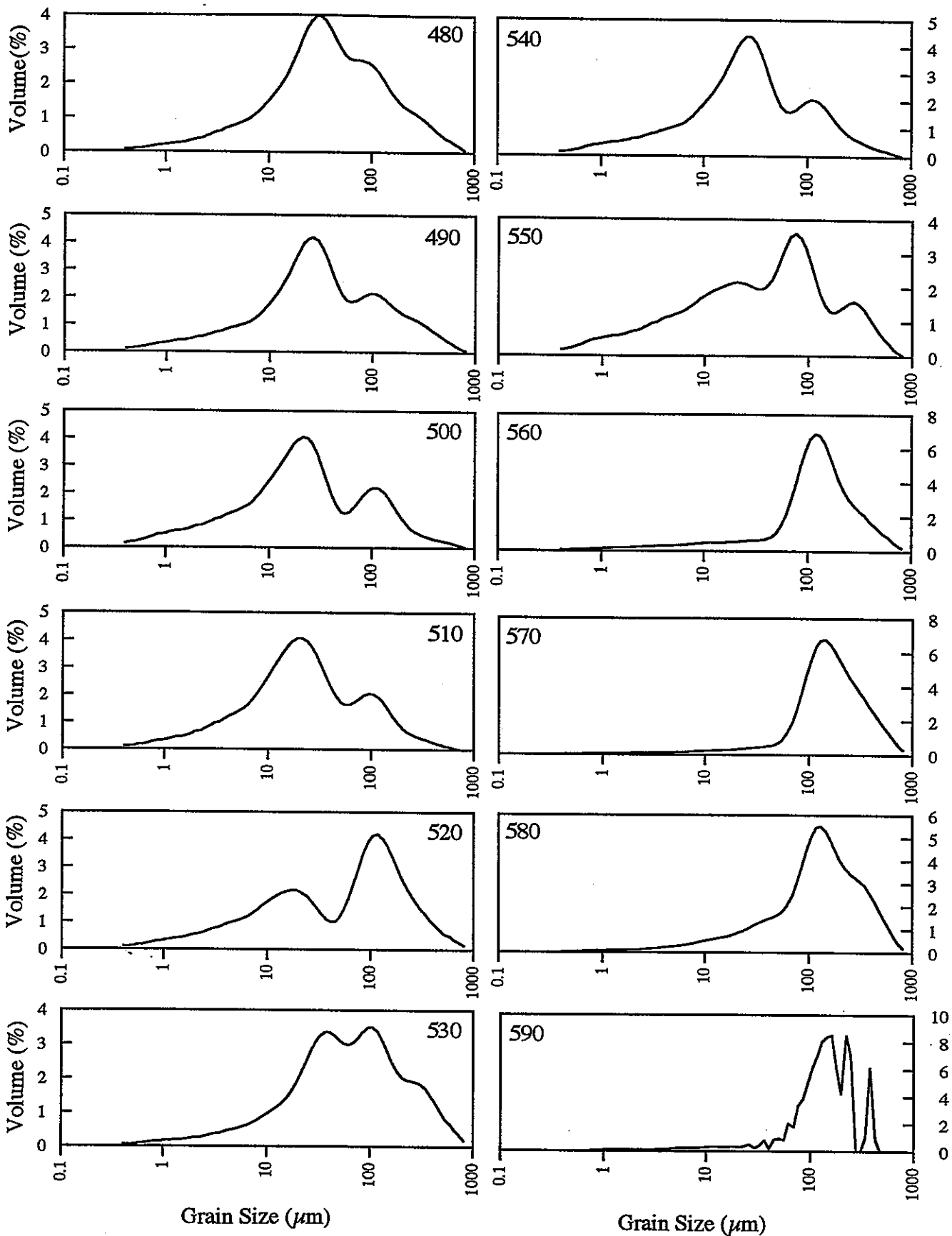


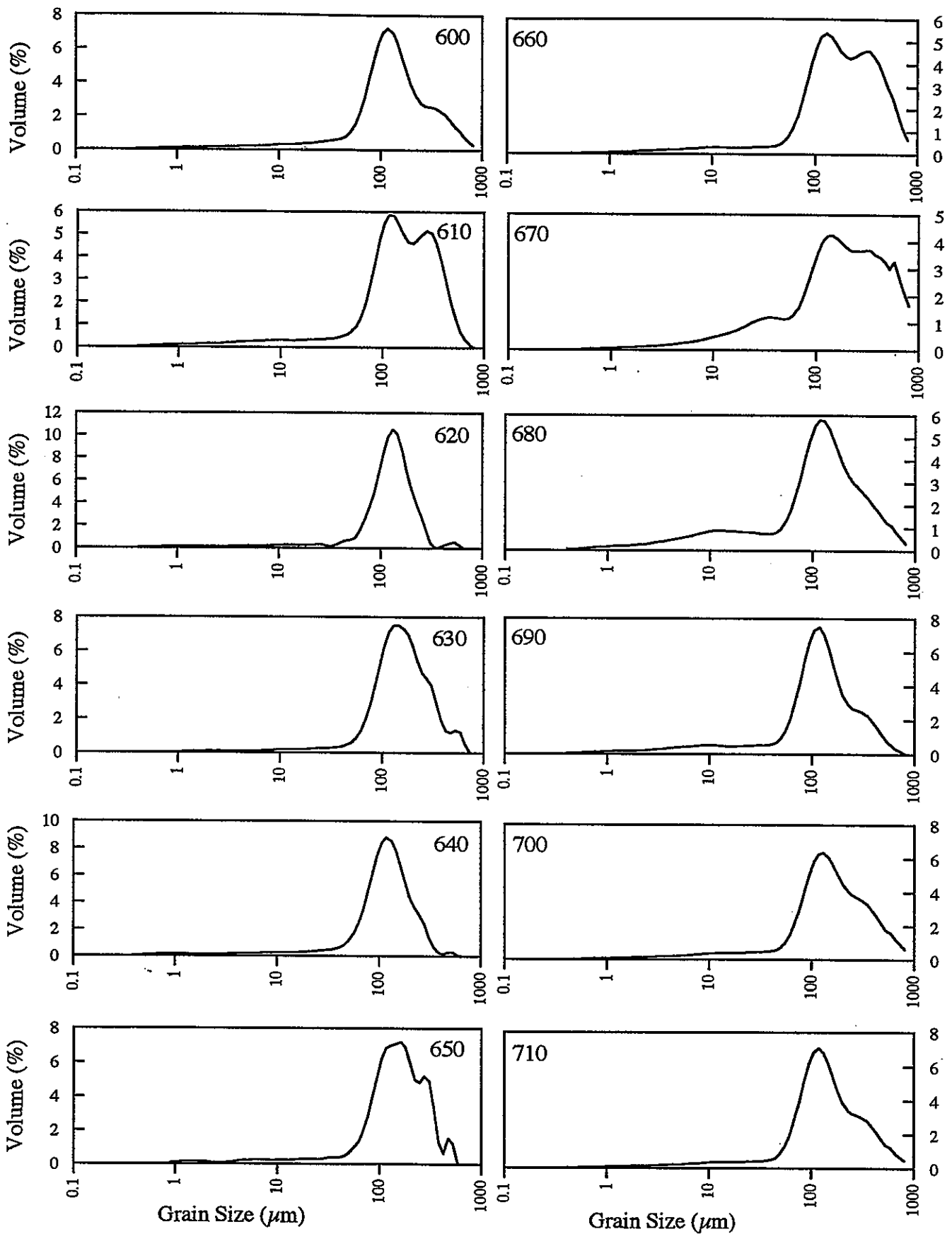
Grain Size (μm)

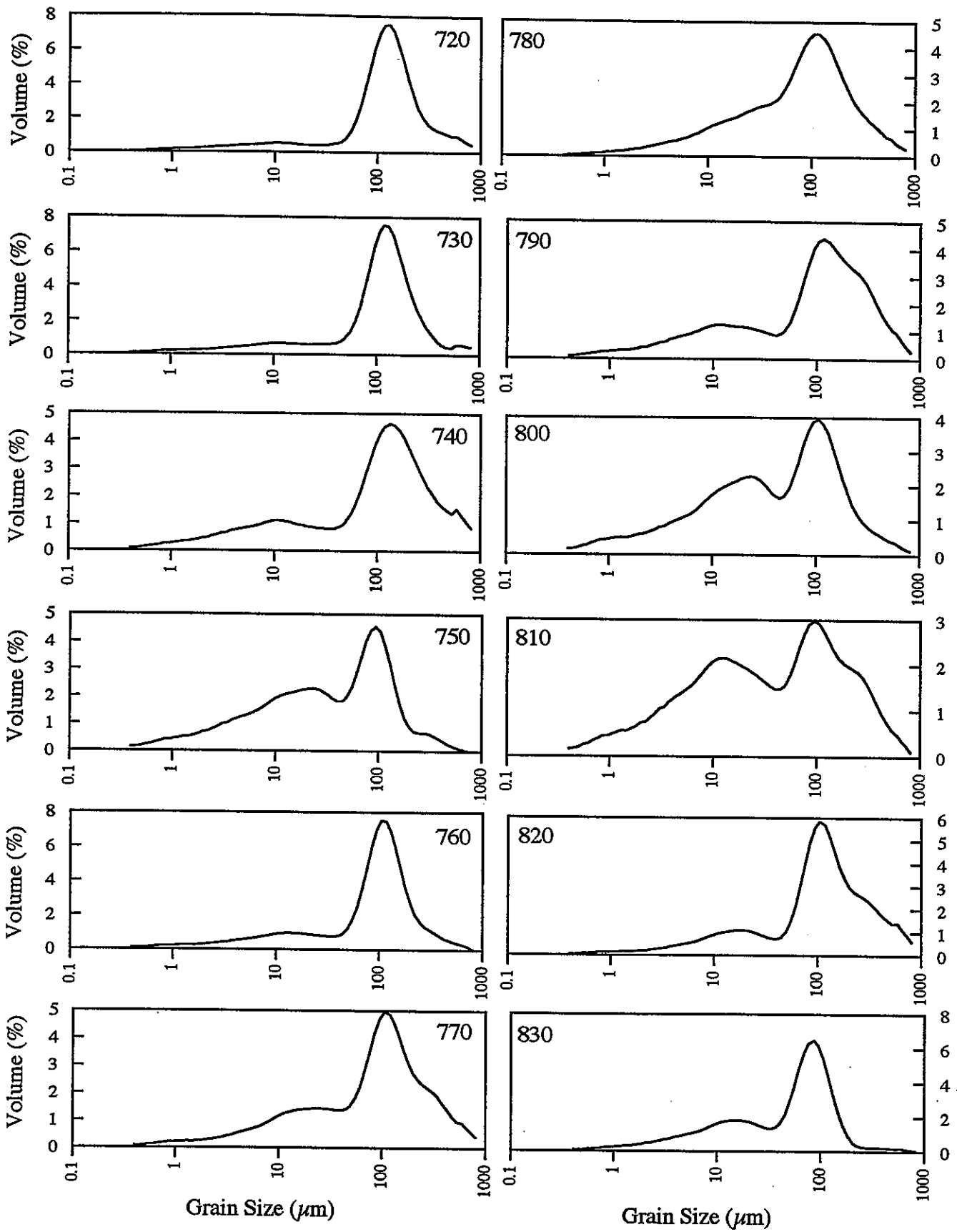
Grain Size (μm)

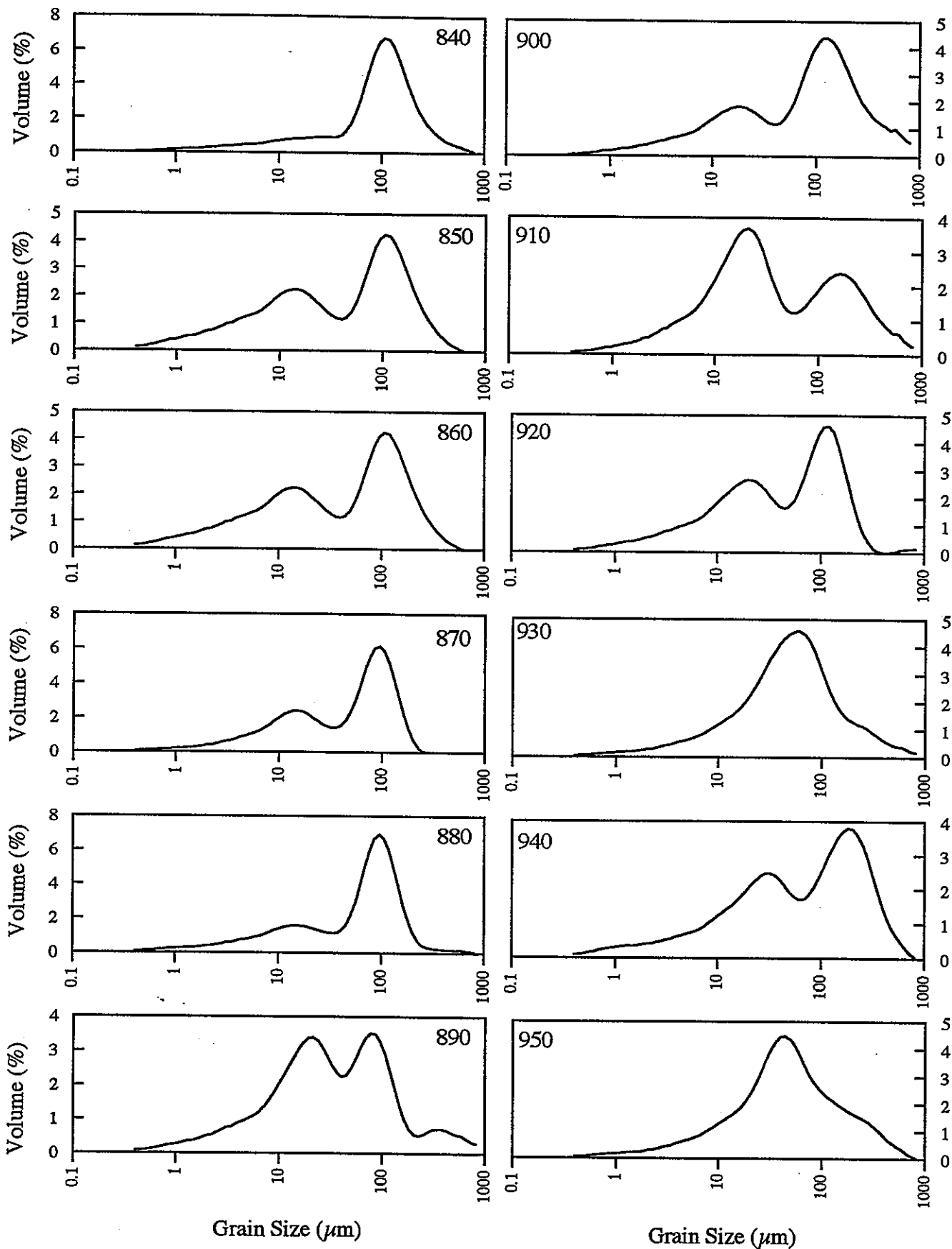


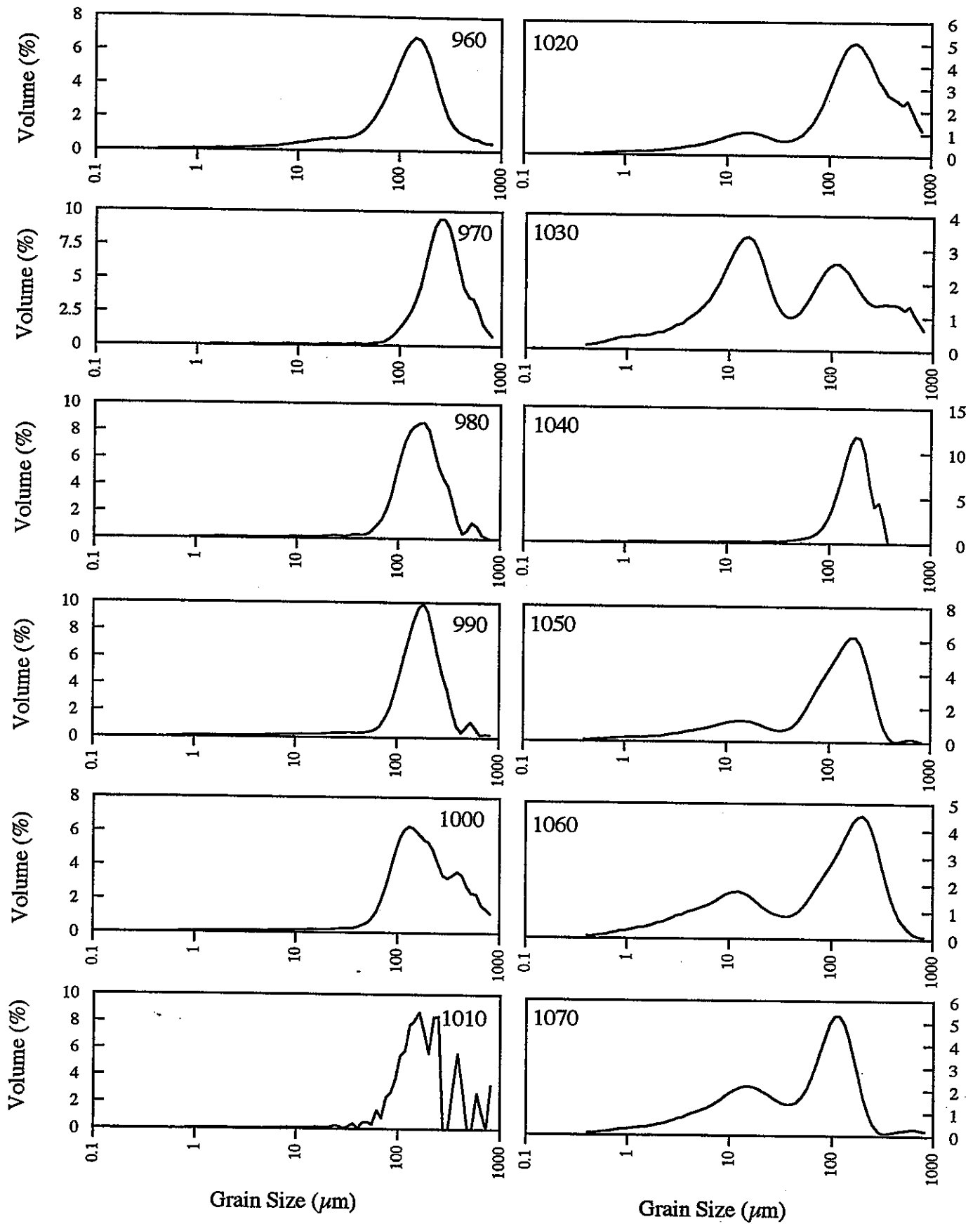


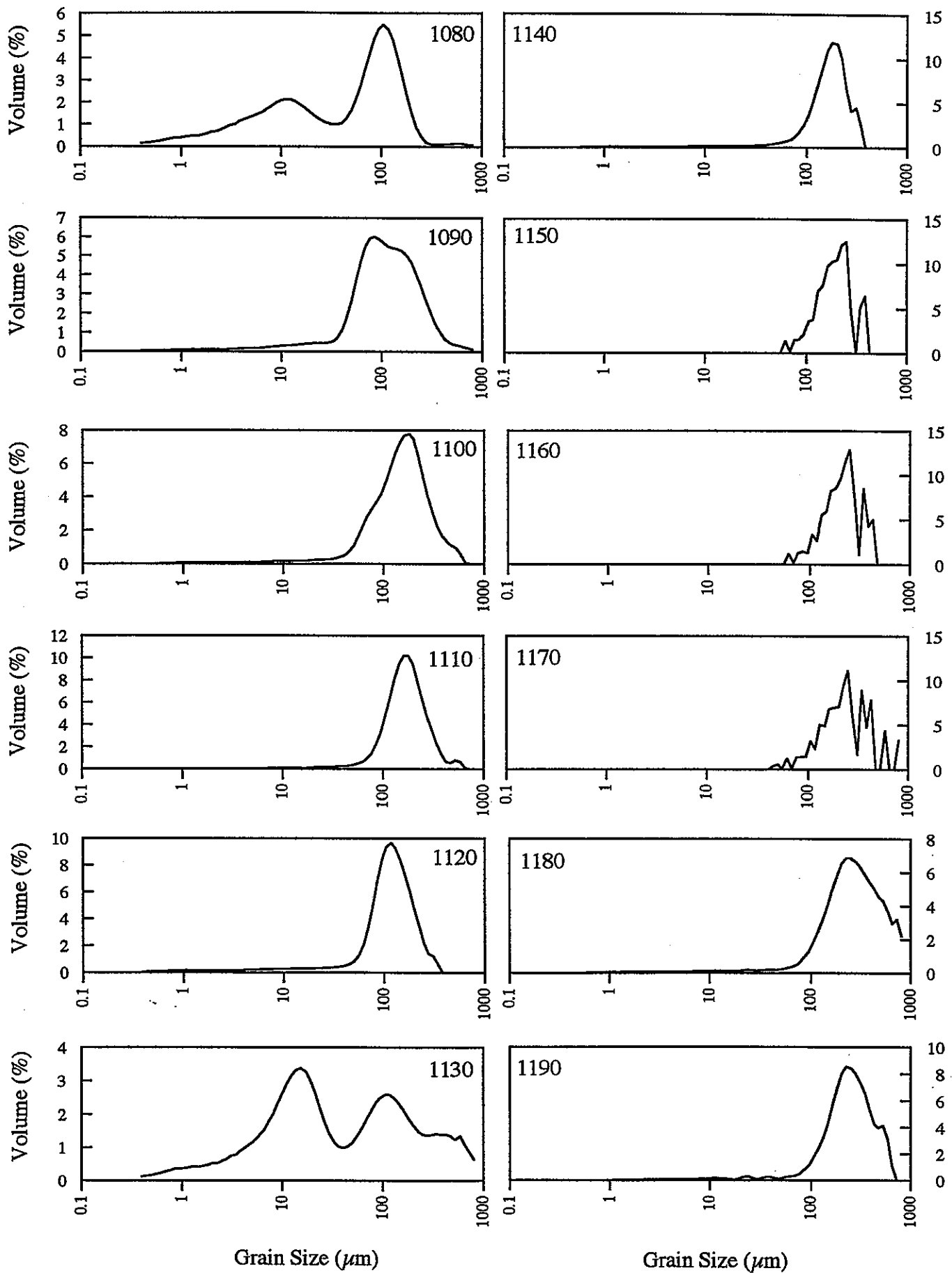


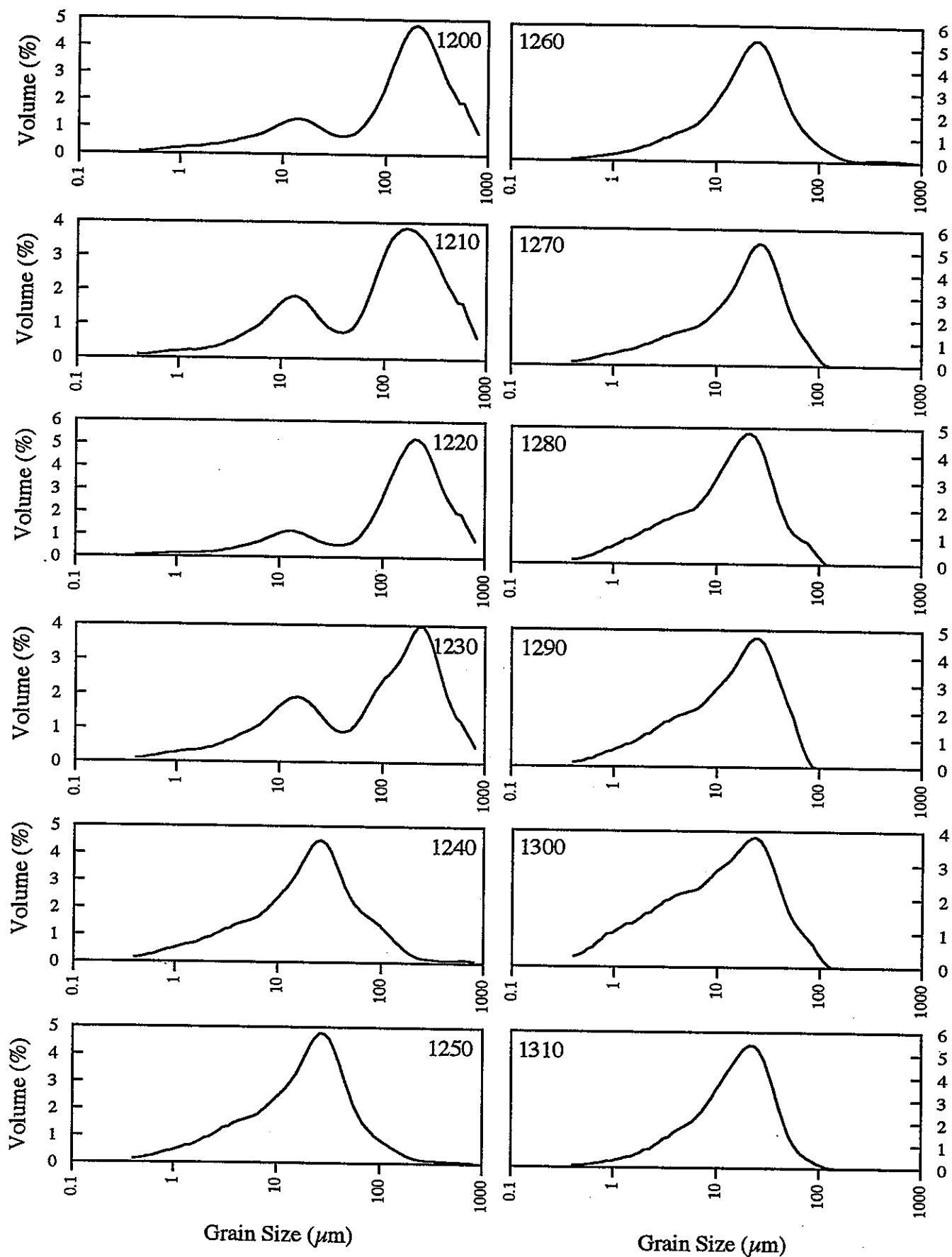


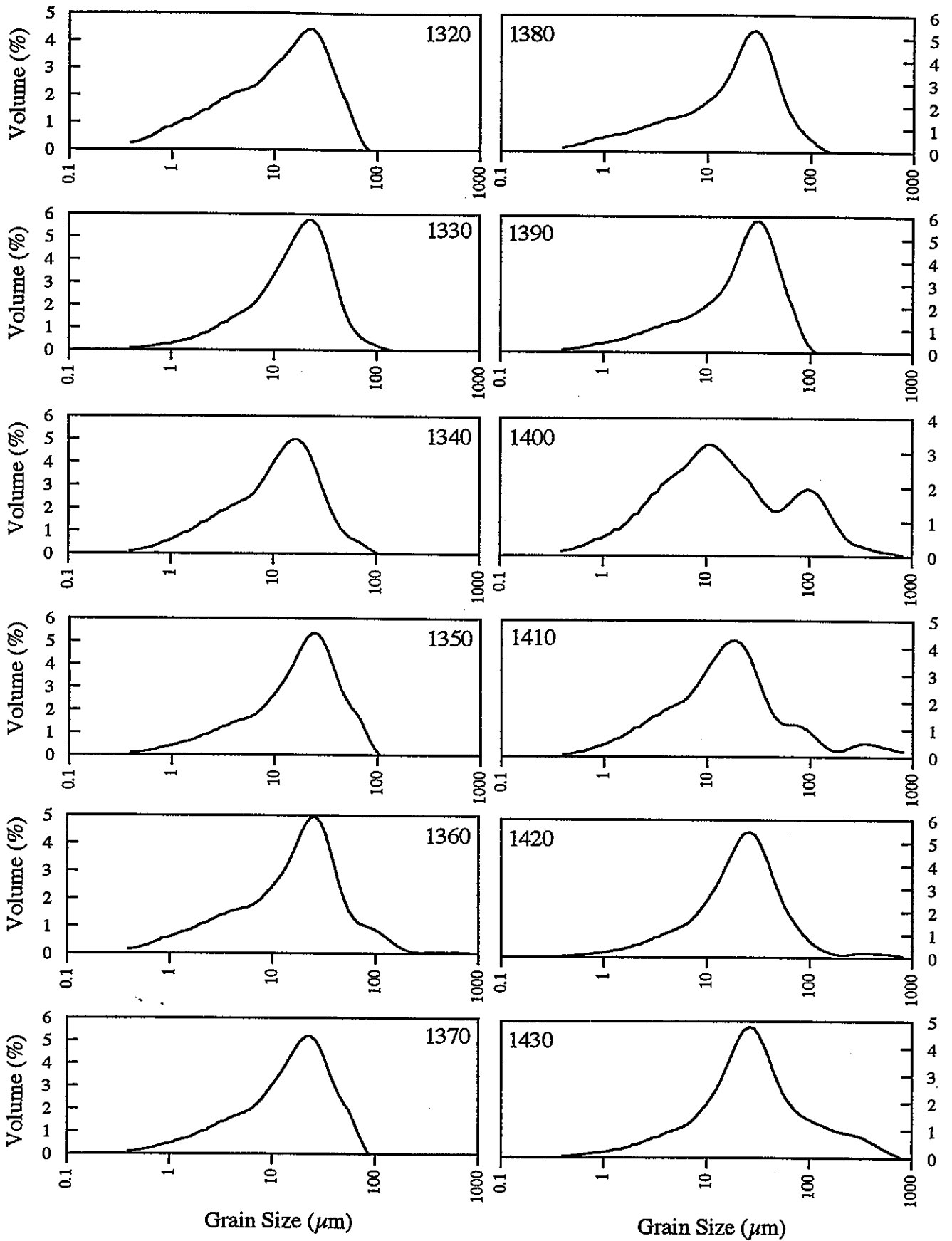


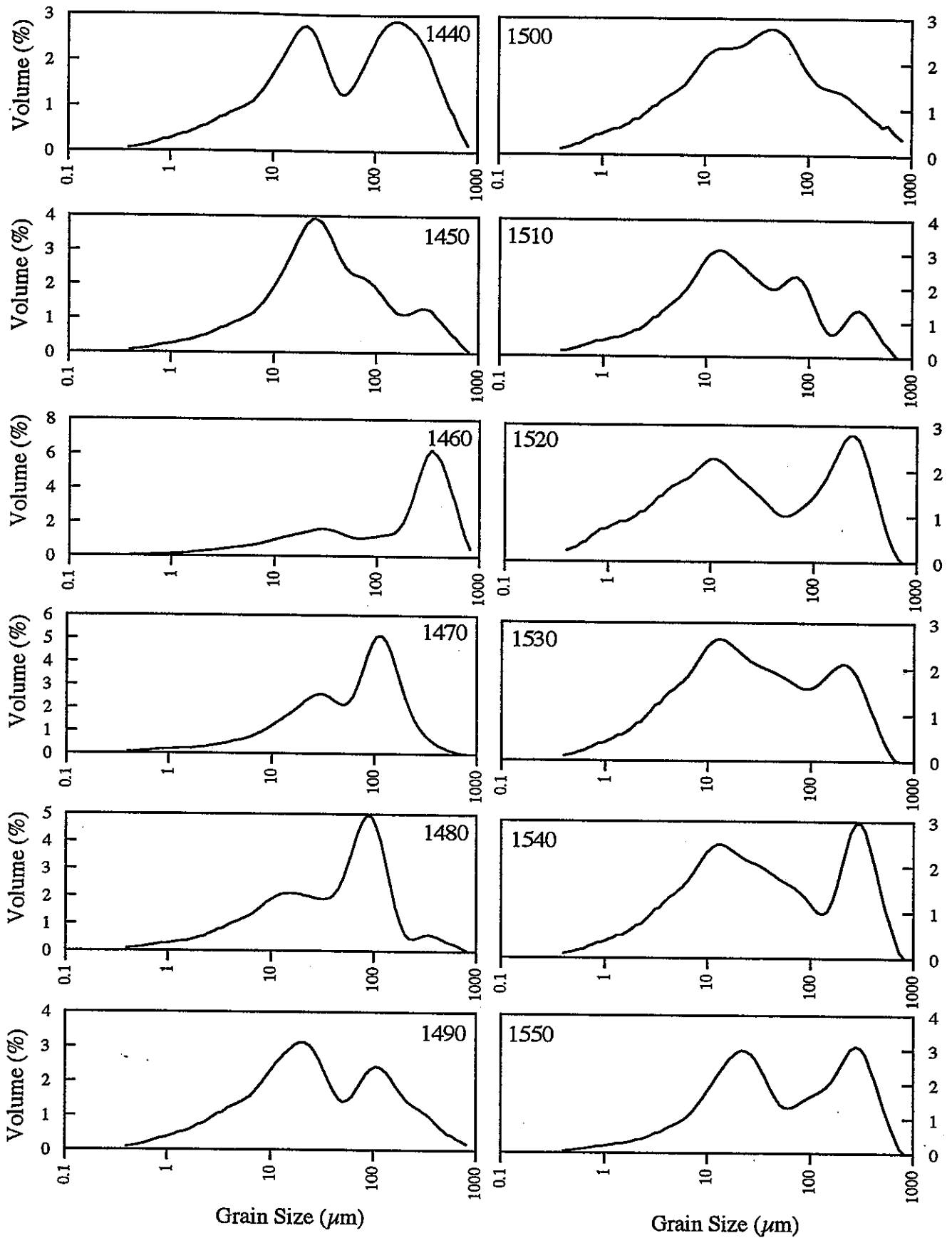


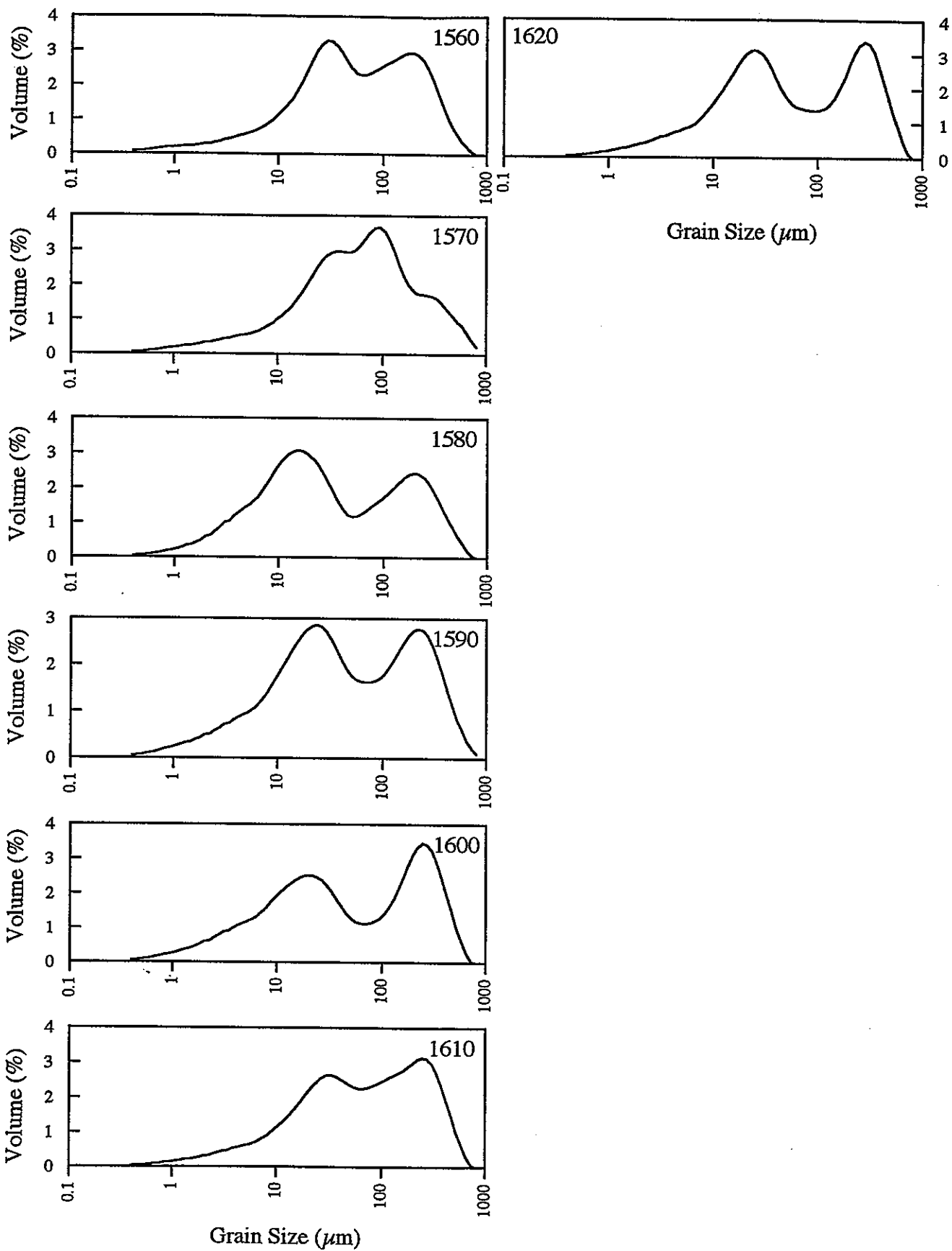




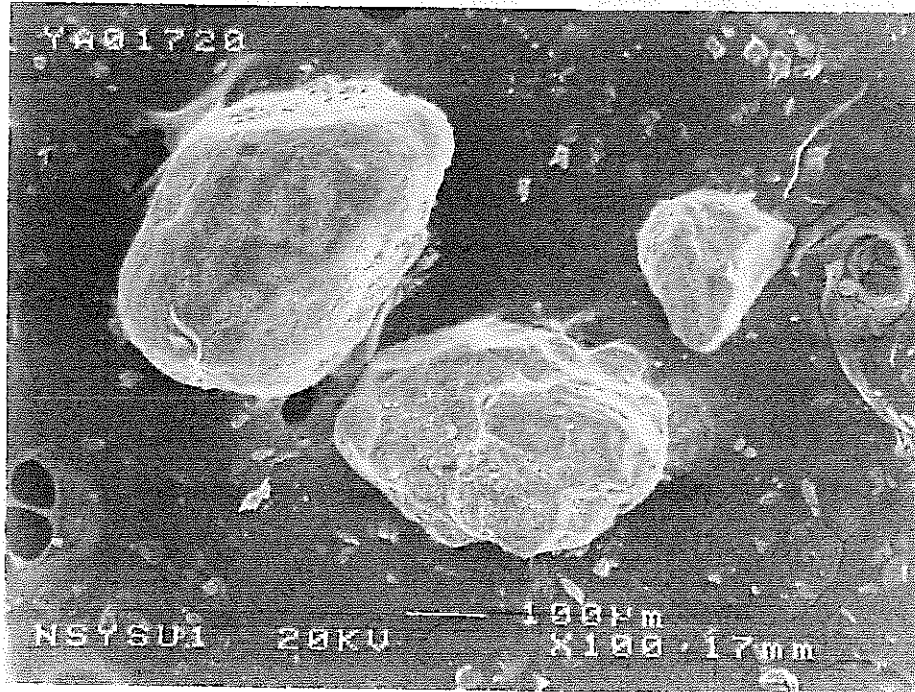




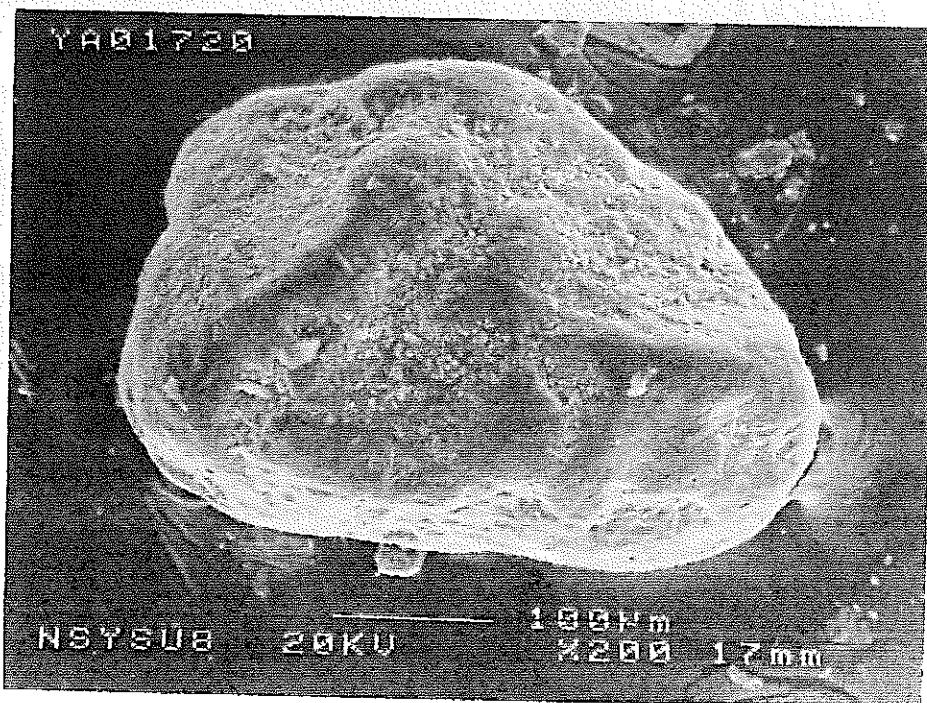




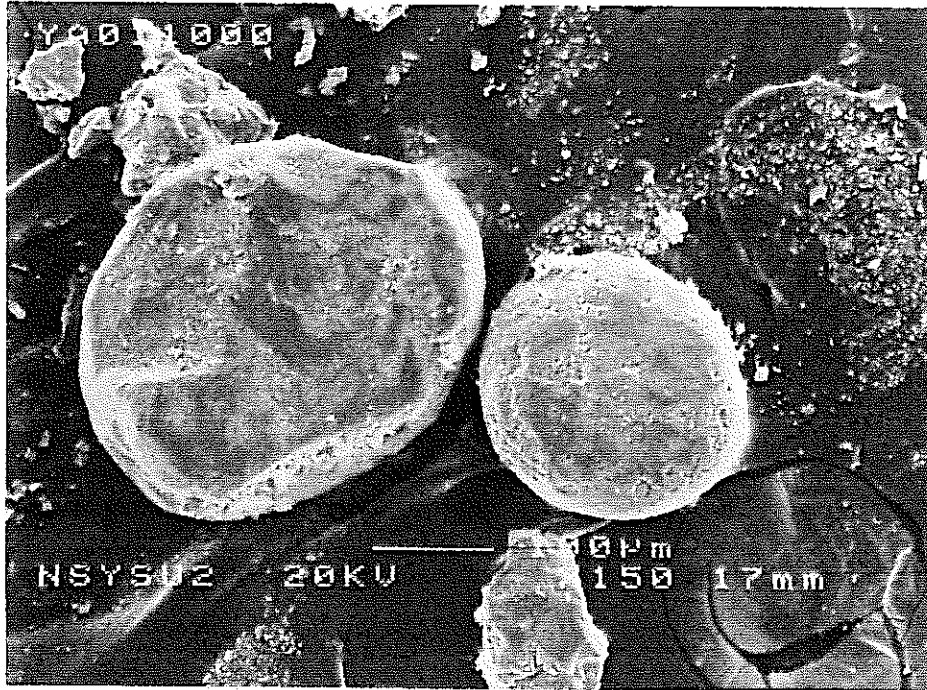
附錄 2 Ya01 及沙丘沙掃描式電子顯微鏡相片



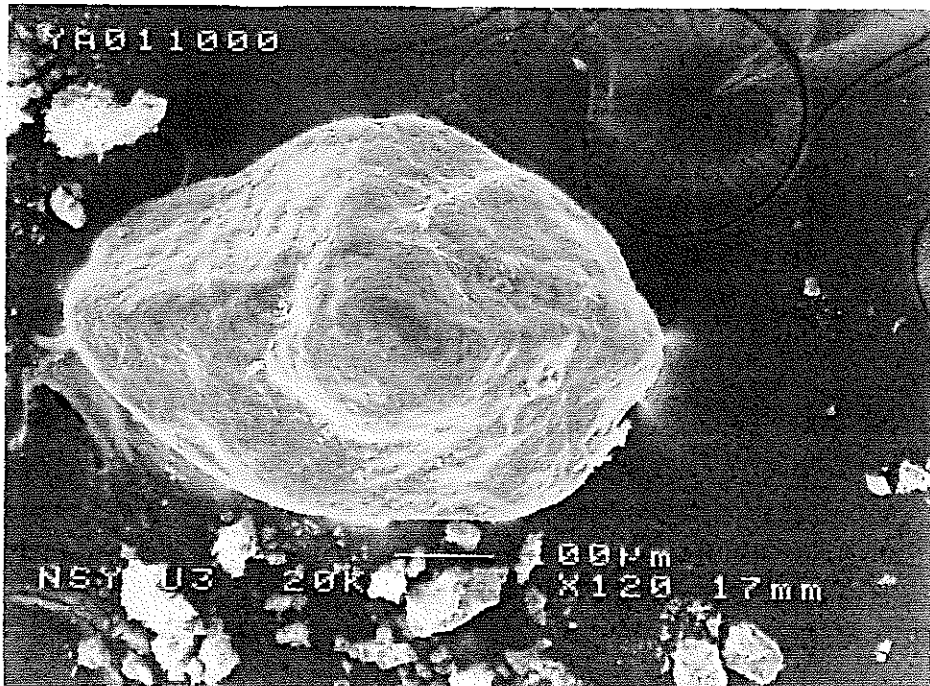
照片 1 Ya01-720 樣品。



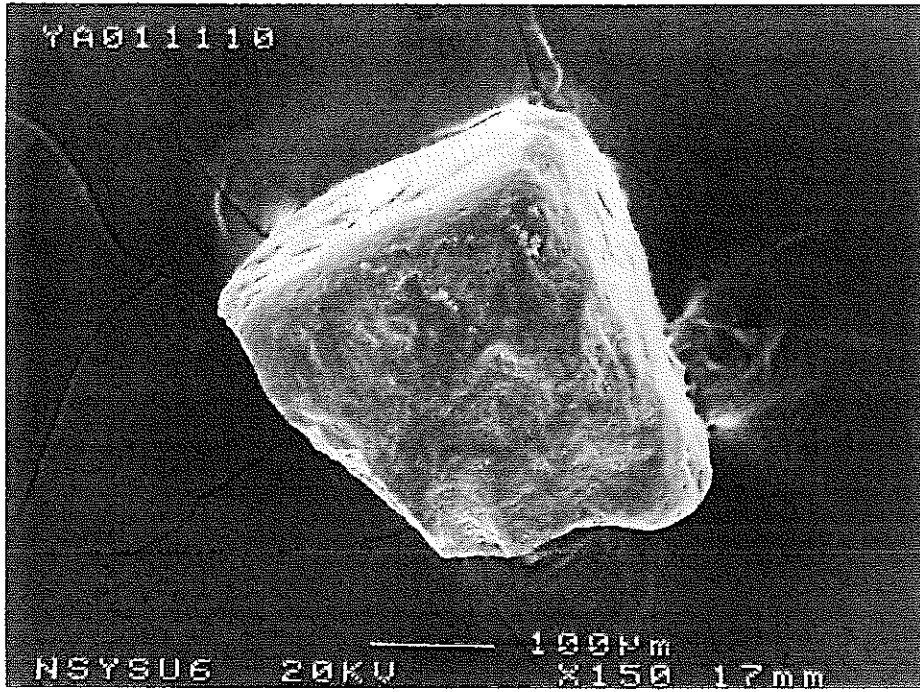
照片 2 Ya01-720 樣品。



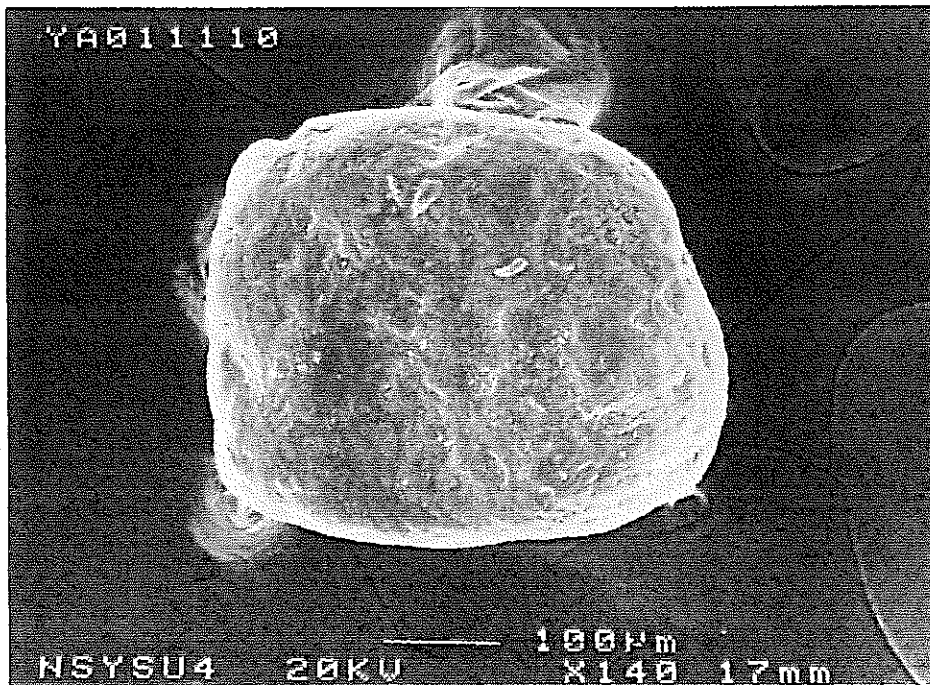
照片 3 Ya01-1000 樣品。



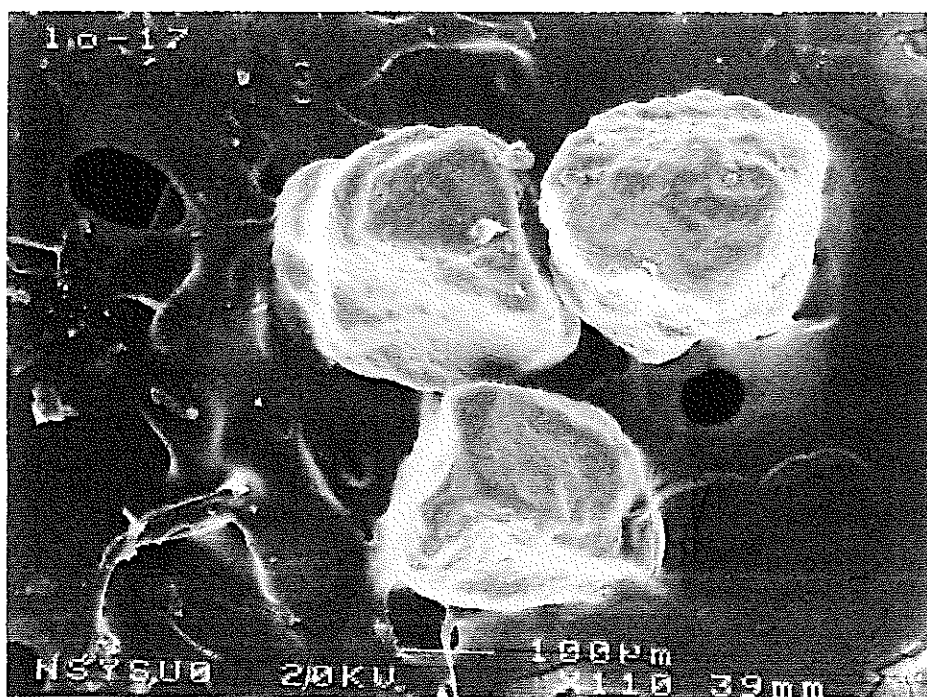
照片 4 Ya01-1000 樣品。



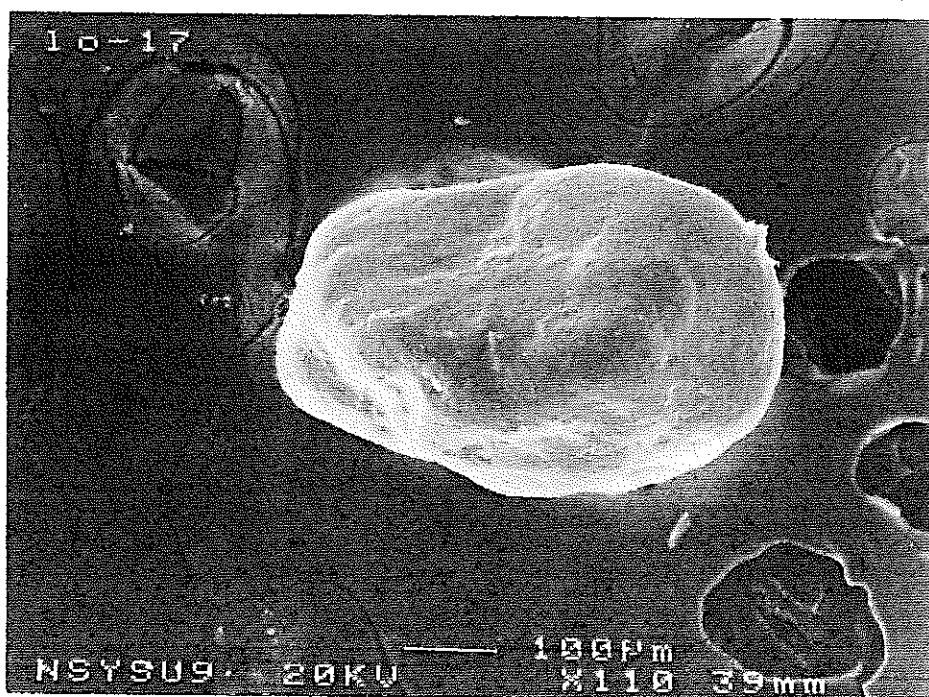
照片 5 Ya01-1110 様品。



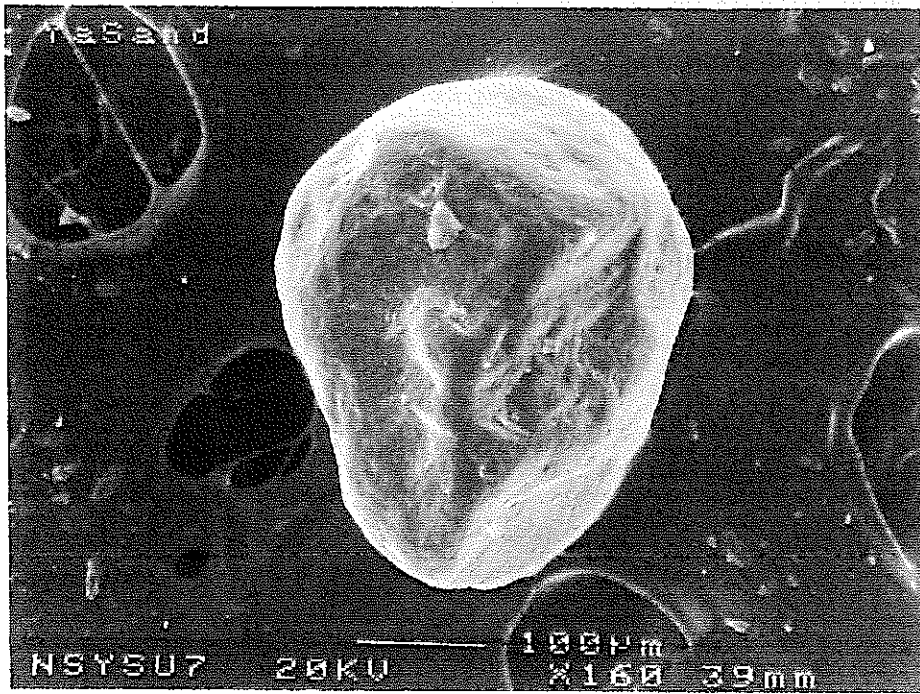
照片 6 Ya01-1110 様品。



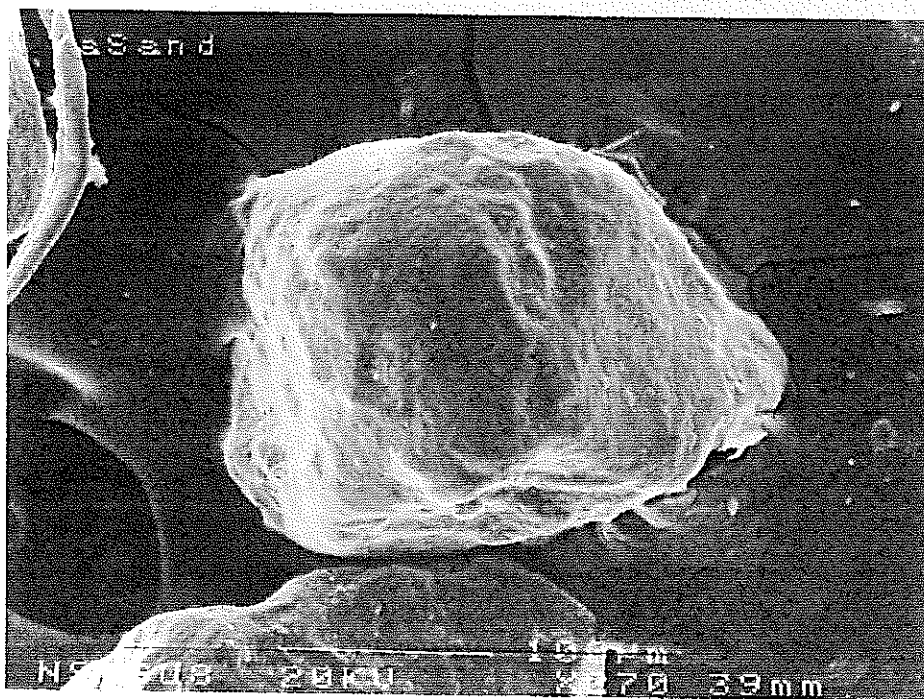
照片 7 沙漠沙样品 1017。



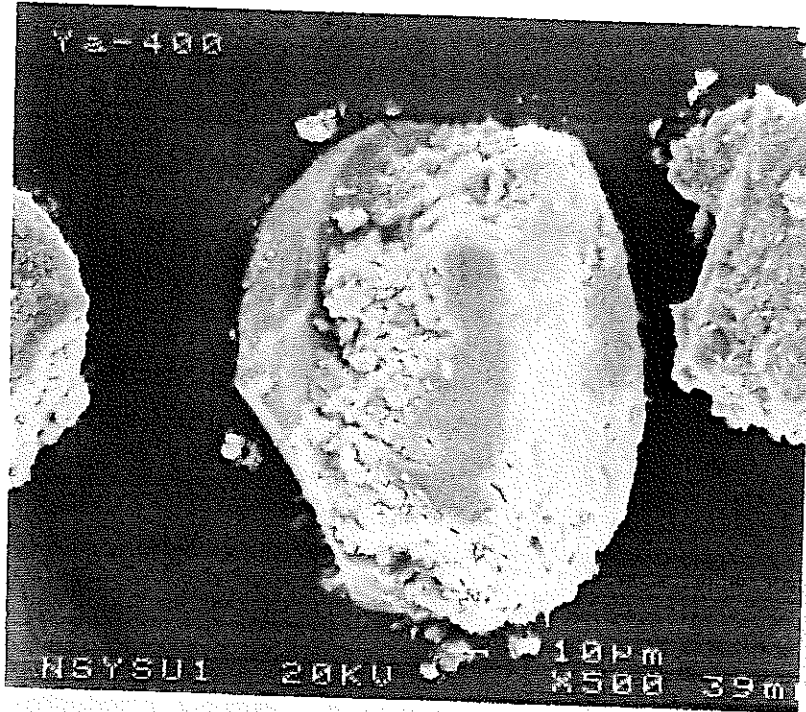
照片 8 沙漠沙样品 1017。



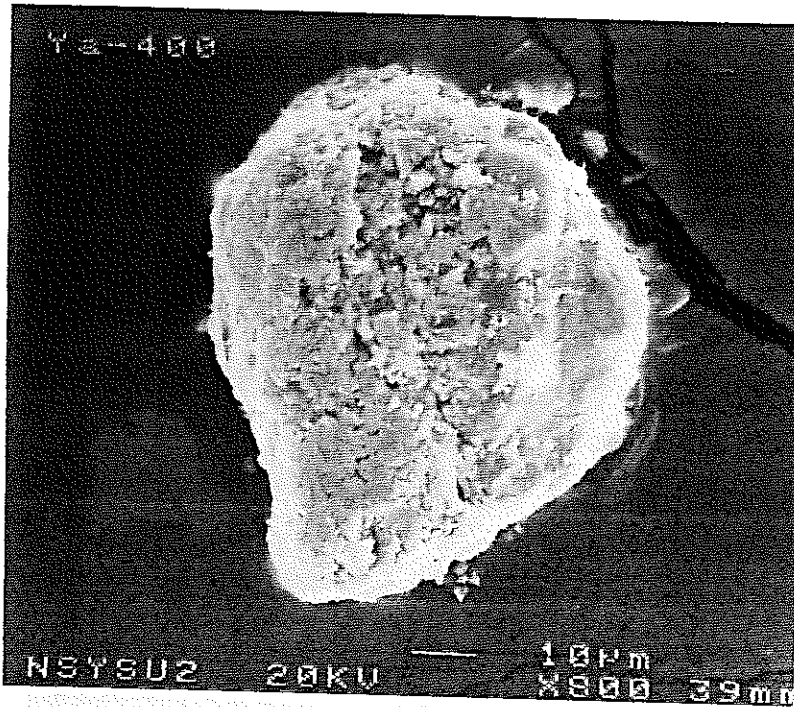
照片 9 沙漠沙樣品 YaSand。



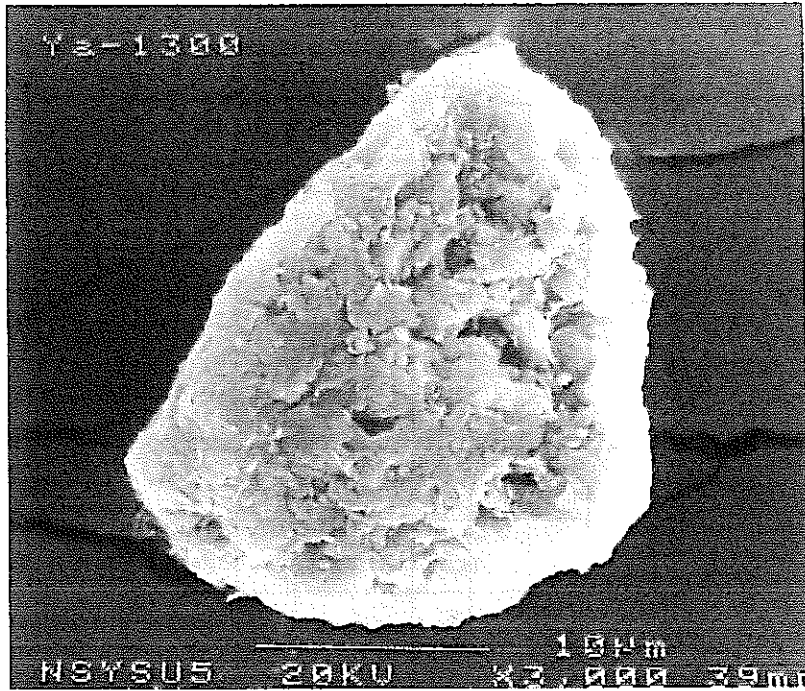
照片 10 沙漠沙樣品 YaSand。



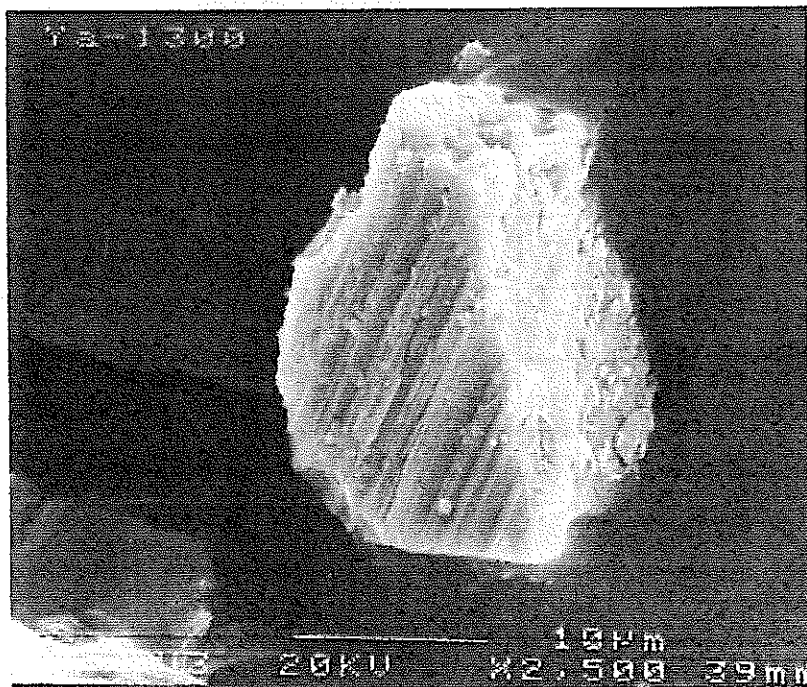
照片 11 Ya01-400 様品。



照片 12 Ya01-400 様品。



照片 13 Ya01-1300 様品。

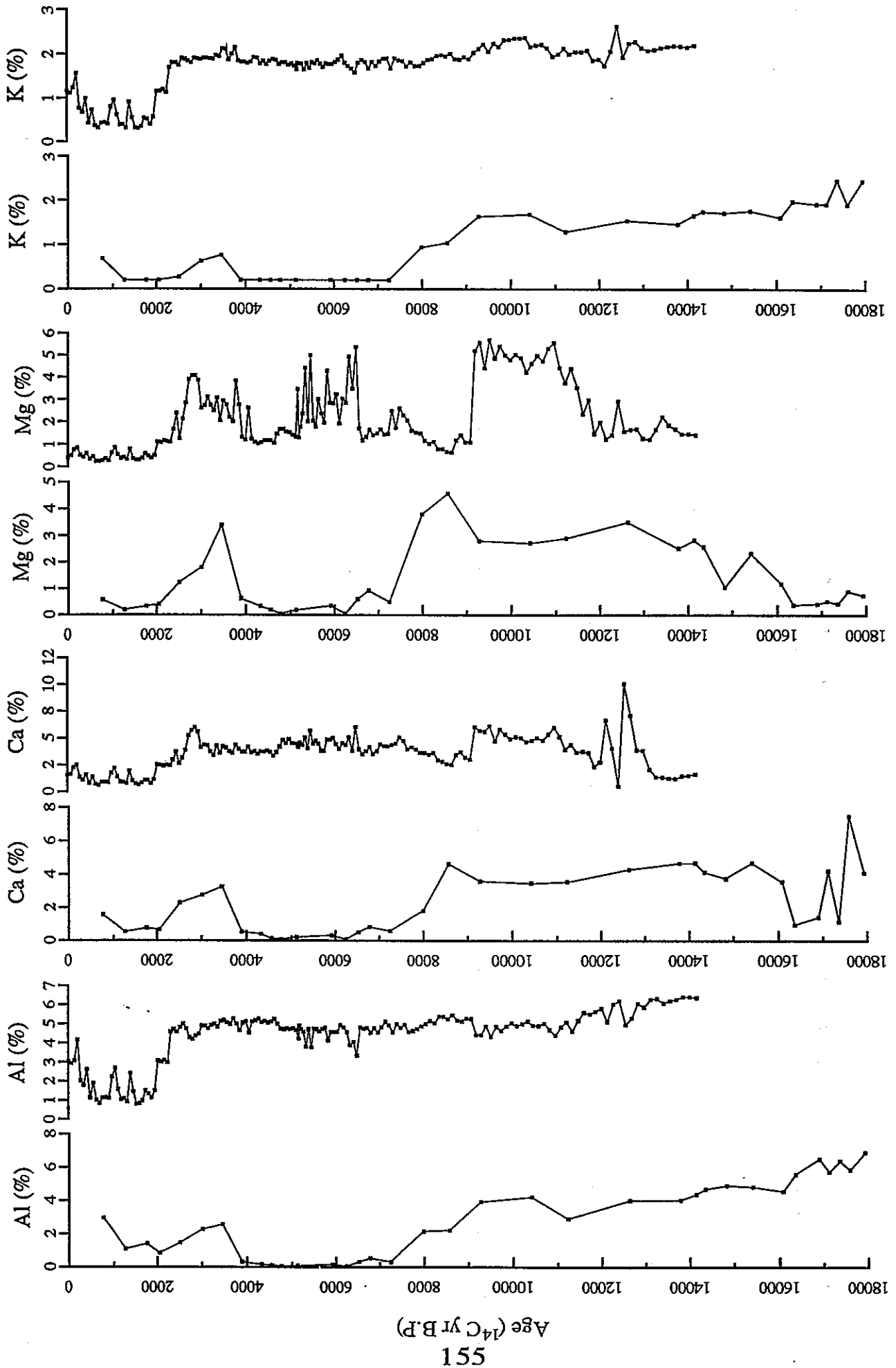


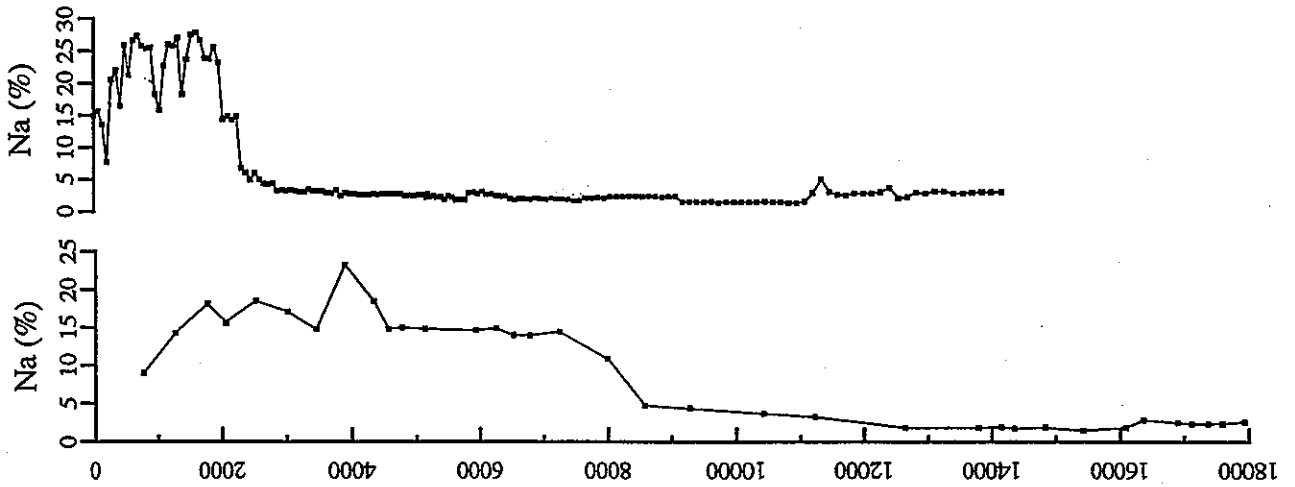
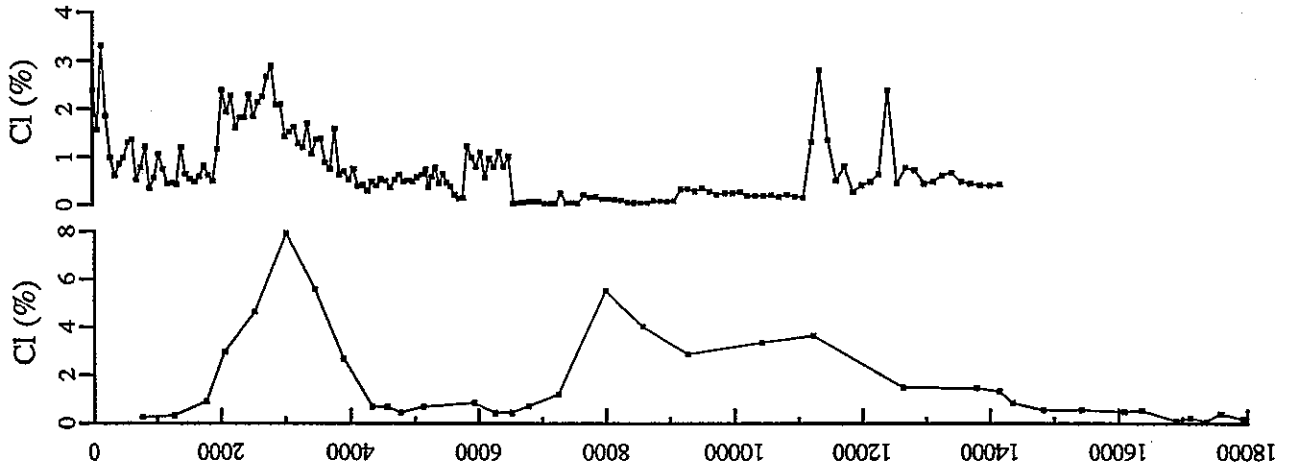
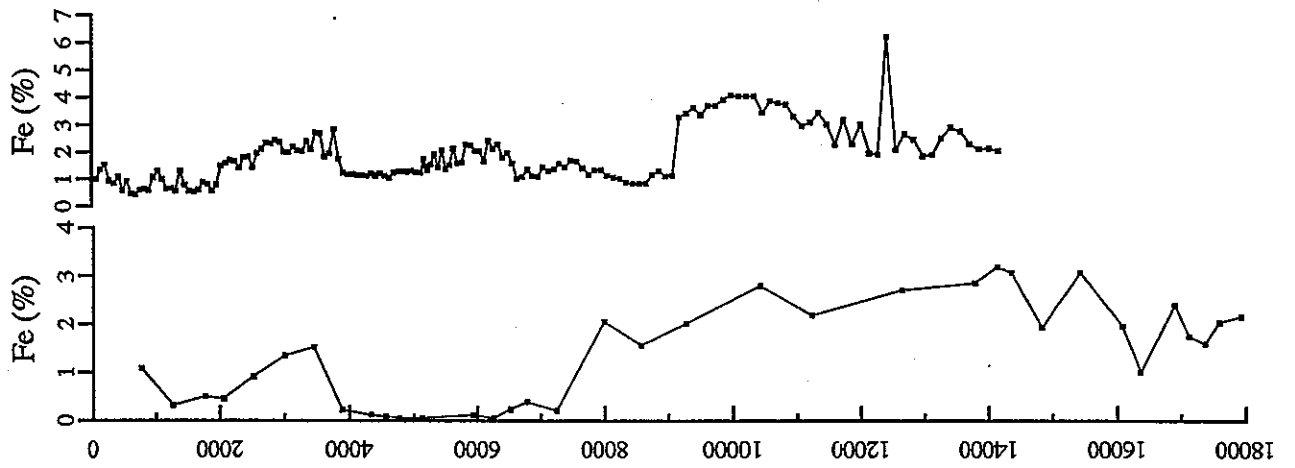
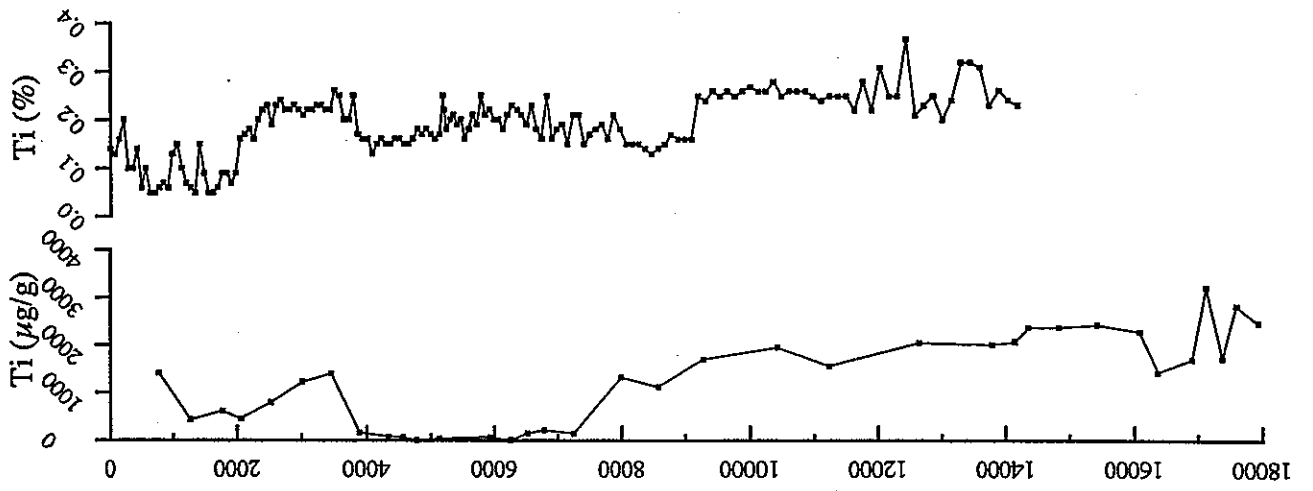
照片 14 Ya01-1300 様品。

附錄 3 偏光顯微鏡下礦物鑑定結果

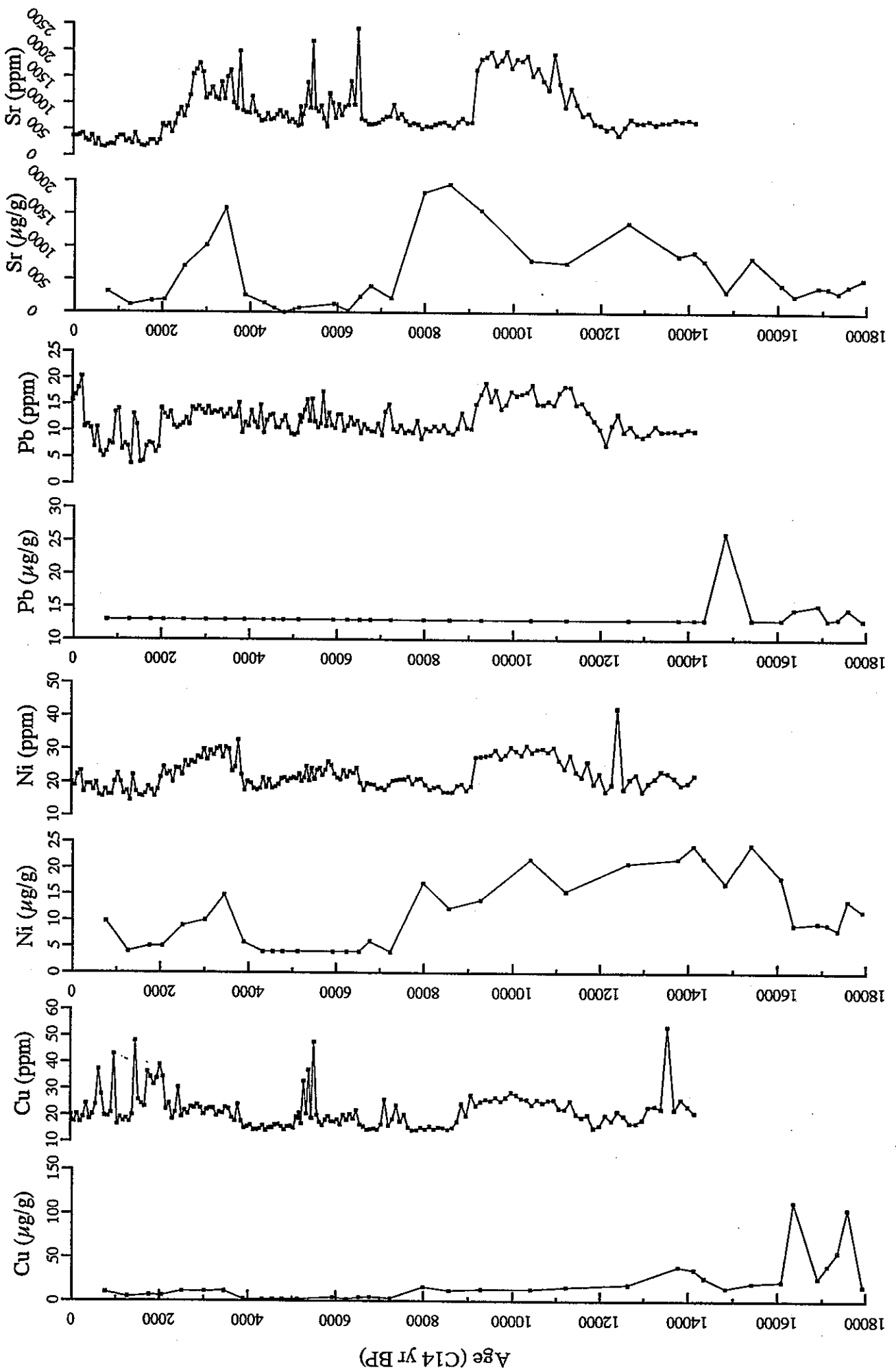
Ya01-10	93	石英	3-5	<1	1	<1	電氣石	<1	<1	鋳英石	1	泥質岩屑	<1	玉髓、石英質岩屑	<1	褐鐵礦	<1	方解石	-	岩鹽	-	黑雲母、白雲母	-	伊萊石	-	榍石	-	螢石	-	石膏	-	硬石膏	-	白雲石	-	重晶石	-	鋇石	-	磁鐵礦	-	
Ya01-127	90	石英	2-3	-	<1	-	-	-	<1	-	5	5	-	1	1	<1	1	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ya01-570	77	石英	5	-	1-2	<1	<1	<1	<1	-	5	5	1	1	<1	<1	-	-	-	-	<1	5-10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ya01-645	87	石英	3-5	-	1-2	-	<1	<1	-	-	2-3	2-3	-	-	<1	<1	-	-	<1	-	-	-	1-2	<1	<1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ya01-831	88	石英	2-3	-	<1	-	<1	<1	-	-	3-5	3-5	<1	<1	1	<1	1	1	1	-	-	-	2-3	-	-	-	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ya01-980	90	石英	5	-	2	<1	-	-	-	-	1-2	1-2	<1	<1	-	-	-	-	-	-	-	<1	-	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	偶見	
Ya01-1590	78	石英	5	-	1-2	<1	<1	<1	-	-	5	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<1	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

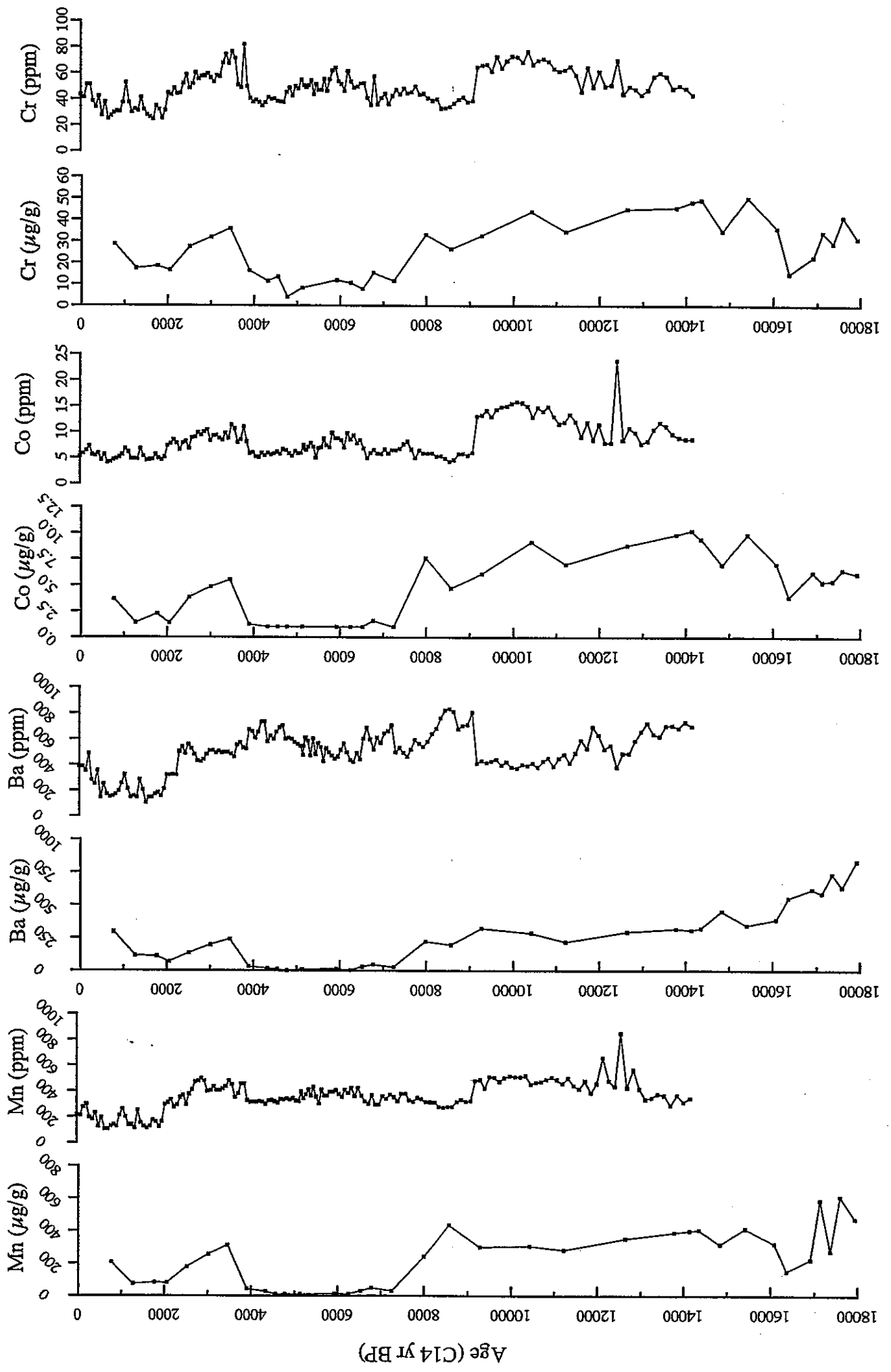
附錄 4 Ya01 與 Ya02 元素對年代分布比較圖



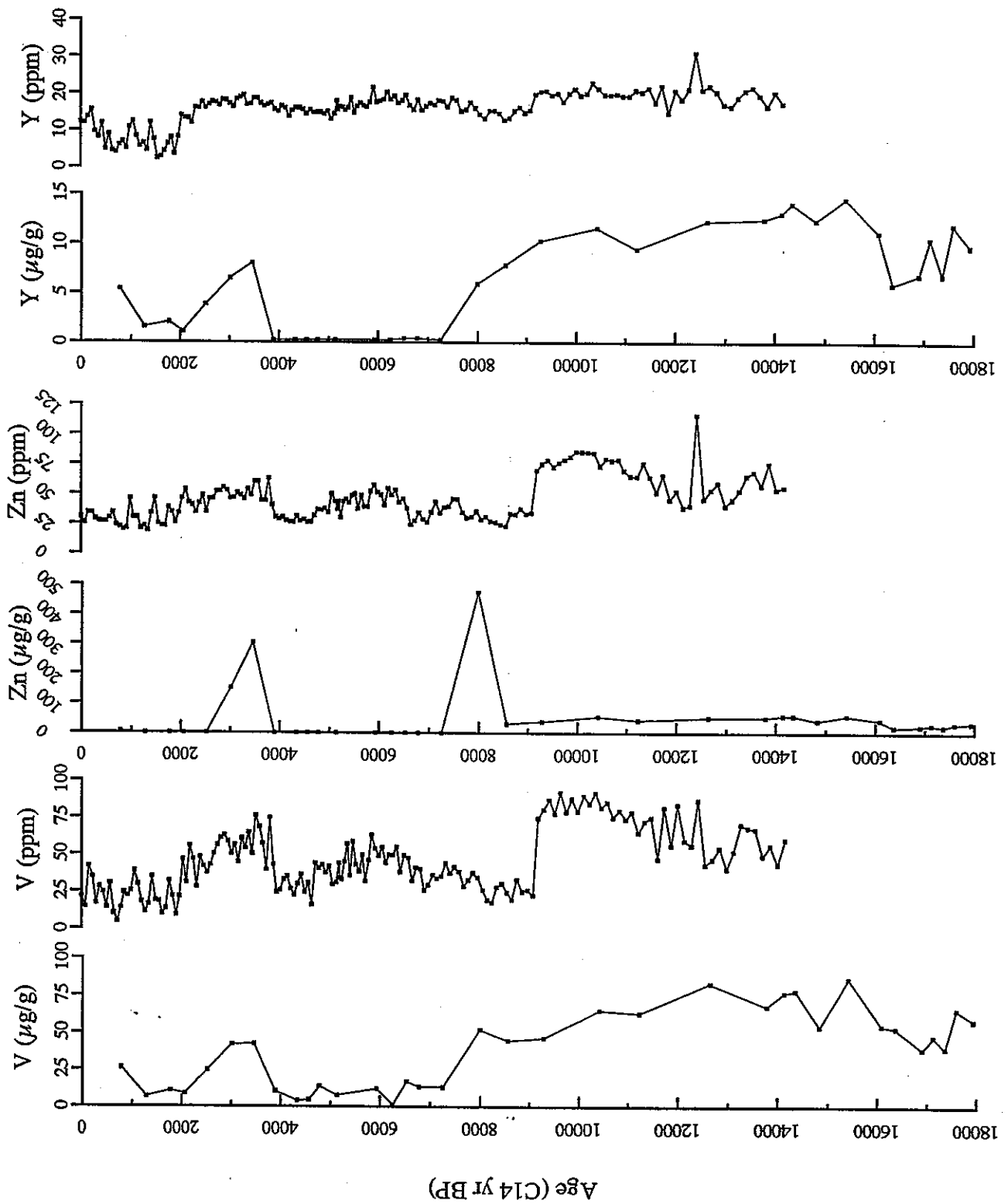


Age (C14 yr BP)





851
Age (C14 yr BP)



附錄五

內蒙古鹽海子過去16ka來之古氣候記錄初探

陳鎮東¹、羅建育¹、陳延成²、藍信企¹、徐翊¹

1.中山大學海洋地質及化學研究所

2.大陸化工部化學礦產地質研究院

本研究乃利用內蒙古鹽海子Ya01沉積物岩心之顆粒分佈和元素含量等資料，探討16 ka BP以來該地區的氣候變化歷史。

岩心Ya01全長1620cm，以10cm間距取樣。乾樣以LECO CHN- 932 元素分析儀測定C和N濃度，燃燒室溫度設定為 950°C。另外，將樣品壓製成餅狀，使用Rigaku RIX 2000型 X光螢光分析儀測定O、Na、Mg、Al、Si、P、S、Cl、K、Ca、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、Cu、Zn、Ga、Br、Rb、Sr、Y、Zr、Ba和Pb 等27種元素之濃度。各元素之測量精確度皆在±5~10%之內。取 1 g 樣品泡水並加入稀鹽酸，以去除鹽類，再使用雷射粒徑分析儀 LS-100型測定其粒徑分佈。

採樣點從更新世晚期 (16ka BP左右) 即開始沉積泥砂，初期沉積的鹽類很少。直到12.5ka BP，才開始有較多的碳酸鹽和石膏生成，但砂含量遽減至幾乎為0，表示水流動力減小，且水中離子濃度增加，氣候似乎由溼轉變為乾。這段乾期一直持續到全新世 9.8 ka BP才結束(圖1)。

根據¹⁴C定年資料得知：過去 16 ka內，鹽海子的沉積速率變化頗大，其中以 4.5~10ka BP期間的沉積速率最快，為171cm/ka，比0~4.5ka BP期間的 94 cm/ka和10~16ka BP期間的 55cm/ka 快2~3倍，顯示在4.5~10ka BP 這段期間，集水區沖刷快，可能雨量較豐，似乎反映全新世大暖期的溼潤氣候。

在全新世當中，仍有數次氣候乾濕變化。例如8.2~9.8 ka BP與5.8~6.9 ka BP期間，沉積物中碳酸鹽及石膏的含量低，可能表示當時水中離子濃度較低，或湖水位較高；砂/泥比值較高，淘選較佳，顯示水流搬運力較強，氣候似乎較潮溼。但在6.9~8.2 ka BP與 3.5~5.8 ka BP期間，碳酸鹽及石膏的含量較高，粉砂和粘土含量明顯較多，Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、Cu和 Zn等金屬濃度也較高；且較接近湖中央的另一支岩心中，同時期有芒硝生成，皆顯示集水區水流較弱，且湖中離子濃度較高，氣候似乎較乾(圖1)。另外，自3.5 ka BP以來，由於湖盆已淤淺，剩下能容納湖水的空間不多，加上氣候乾燥，湖水經多次濃縮作用，離子濃度持續增高，而大量析出芒硝等硫酸鹽類。

*感謝瑞士聯邦理工大學地質研究所許靖華教授慨於協助提供本研究之鹽湖樣品。

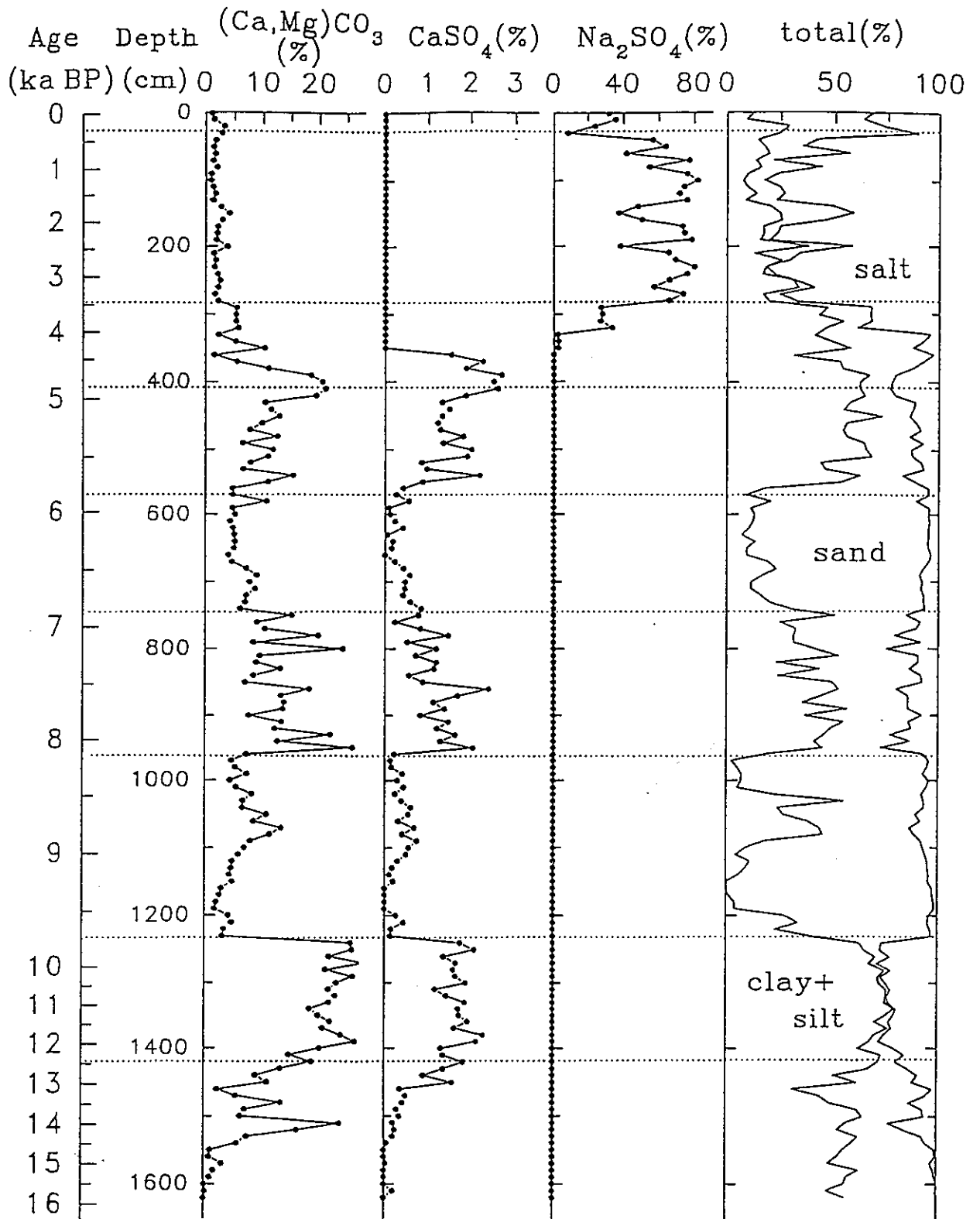


圖1 內蒙古鹽海子岩心Ya01之主要鹽類、泥和砂含量垂直分佈。

附錄 6 鹽海子 YaS03 岩心總碳、總氮、總硫、含水率及低頻磁化率圖。

