

國立臺灣大學生命科學院生態學與演化生物學研究所

博士論文

Institute of Ecology and Evolutionary Biology

College of Life Science

National Taiwan University

Doctoral Dissertation

以湖泊沉積物內花粉與矽藻重建台灣東部晚全新世氣候與環

境變遷

Using pollen and diatom in the lacustrine sediment to reconstruct
the late Holocene climatic and environmental changes in the
eastern Taiwan

汪良奇

Liang-Chi Wang

指導教授：陳淑華博士、吳俊宗博士

Advisor: Su-Hwa Chen, Ph. D., Jiunn-Tzong Wu, Ph. D.

中華民國 100 年 9 月

September, 2011

誌謝

一篇博士論文的完成，必須要感謝許多人的幫助。首先，必須感謝我的兩位指導教授，陳淑華老師與吳俊宗老師。在他們惇惇教誨下，才讓我一窺古生態研究的奧秘。也因為有他們各方面的幫助，我才有機會前往德國哥廷根大學進行一年的學術交流。簡言之，沒有他們的賞識，我是不會有機會開始研究與完成這篇論文的。再來必須感謝我的口試委員黃增泉老師、劉平妹老師與李德貴老師，對我在論文寫作與研究各方面的建議。特別是李德貴老師，感謝他提供給我們珍貴的湖泊沉積物材料與協助進行岩芯採樣的工作。

感謝天南學長，在我論文與野外工作上的建議與幫助。也感謝黃玲瓏老師、簡萬能老師、陳香君老師在掃描電子顯微鏡攝影與生活上的協助與照顧。感謝李培芬老師在地理資訊分析上資料的提供與協助。感謝扈治安老師、良堅與其研究室同仁在鉛定年實驗上的協助。感謝高文媛老師、姜宏偉學長、泰中在穩定同位素分析上的協助。也感謝高樹基老師在對於翠峰湖穩定同位素分析上所提供的建議。

感謝花粉學研究室的淑玉學姐、月玲學姐、毓純學姐、佳玫、孝榕、秋惠、俞菱、冠中、富均、顧銓與藻類研究室的小三姐、永昇學長、敬舒、秋月、明玄陪我度過無數個數花粉或矽藻的日子。感謝警竹、立恆陪我去健身房運動，讓我有體力完成論文。也謝謝生態所同學們佳穎、慧君、資棟、瑋婷、徵葳、官大砲學姐....等，讓我生活充滿樂趣。

在博士班的生涯很幸運的有機會分別到日本九州大學與德國哥廷根大學進行研究交流，我十分感謝提供經費的國科會、日本交流協會與德國學術交流總署。在日本期間，非常感謝鹿島薰教授和他的研究生福本侑、石川智與佐藤芳樹、

Nigera、Amr 在生活與研究上的幫助，也讓我開拓了不少視野。在德國哥廷根大學的日子，則要感謝 Behling 教授和花粉學與氣候動力學系的同事 Inke、Jörg、Thomas、Ursula、Barbara、Nele、Vivian、Hanns、Isabelle、Ursula、Waheed、Anne、Uta、Frank、Lisa、Lyudmila、Martin、Nuno、Andrea、Siria 謝謝你們這一年來的照顧，很高興能與你們一起工作。感謝三明治計畫的學員們，特別是在 Niedersachsen 的博端、祥富、政融、青芳和璧慧謝謝你們這段期間再生活上的幫助。也非常感謝哥廷根台灣同學會的同學們，給我在哥廷根時許許多多的幫忙。感謝佑民在巴黎的招待和在研究上的討論。

最後要感謝我的家人們，特別感謝大姑姑讓我寄居他們家，也提供我舒適且溫暖的生活環境。最後感謝淑君，容忍我並陪我度過這段日子。



中文摘要

湖積物內的花粉與矽藻為重建古陸域環境變遷的良好指標。藉由花粉與矽藻類群的演替得以重建古時植群演替與水質狀態，並推論氣候變遷。為重建台灣東部全新世的自然史，本研究選用花蓮鯉魚潭、宜蘭翠峰湖與宜蘭大湖的湖積物進行分析。

花蓮鯉魚潭為位在花東縱谷無河流流入與流出的低海拔湖泊，其 658 公分長的岩芯 LYHL-B 約包含 7020 年以來的紀錄。湖相沉積物自 2480 cal BP 開始出現，在 2480-2090 cal BP 大量保存的水生植物花粉顯示溼地擴張，隨後在 2090-1500 cal BP，河流指標聚藻花粉與溪流型矽藻 *Fragillaria construens* 和 *Cymbella* 的穩定存在顯示長期存在的淺水環境。自 1500-330 cal BP，河流指標花粉與矽藻的顯著降低，顯示此時沒有河流流入鯉魚潭。從 850 cal BP 開始，農耕禾本科與碳屑的共同存在，則反應農業活動增加。近 330 年來降雨指標蕨類孢子與營養指標矽藻 *Discostela stelligera* 的增加，指示較多的季風降雨。

宜蘭翠峰湖為中高海拔湖泊，其 55.5 公分的岩芯 TF-2 紀錄了 1460 年來的環境變遷。最初氣候較為乾燥溫暖，湖水水質處於酸性寡養的狀態。自 630 cal BP (AD 1320) 鐵杉花粉增加與花粉類群改變顯示氣候變得較為涼爽，可能與小冰期的開始有關。在小冰期初期氣候維持乾燥，但自 470 cal BP (AD 1480) 嗜鹼矽藻類群、沉積物土壤輸入與侵蝕度的同時增加，顯示季風逐漸增強所帶來的大量降雨。近百年來花粉通量的下降則反應人類森林開發的事件，而嗜酸性矽藻類群的再度增加則反應酸雨事件。

宜蘭大湖岩芯 DH-7B 長達 3486 公分，共包含 7750 年來的紀錄。在 7550-530 cal BP 宜蘭區域處河流氾濫時期，沉積物內花粉與矽藻含量少。在沉積物內有較多的花粉或矽藻則反應乾旱事件，環境轉變為溼地狀態。在這段期間共有 8 次東

亞季風減弱所造成的乾燥事件，分別發生在 7300-7280、6630-6590、4940、4790-4770、4140-3690、2040-2010、1000-950、530 cal BP。自 2000 cal BP 開始，低地植物種類增加與溼地植物棋盤腳的出現，顯示近代蘭陽平原的形成。在 310-130 cal BP 浮游性矽藻的增加事件，反應東亞季風增強造成降雨增加。穀類花粉與開闊地花粉到近 200 年才顯著增加，反應人類的農耕活動。

最後我們運用地理資訊系統技術將 13 個分佈於北部台灣的花粉樣點資料進行 1500 年來森林覆蓋、濕度與溫度變化的模擬。結果顯示台灣北部區域在 1500-1000 cal BP 氣候較為涼爽乾燥，在 1000-500 cal BP（對應到中世紀暖期）則變得溫暖潮濕。在 500-200 cal BP，鐵杉花粉分佈的增加則對應到小冰期氣溫下降的事件。而近 200 年來鐵杉花粉分佈的減少與蕨類孢子分佈的增加，則指示近代溫度上升與降雨增加的狀態。本結果指示花粉的 GIS 分析能反應出氣候變遷的狀況，而台灣古氣溫的變化與全球氣候變遷事件中世紀暖期與小冰期有良好對比。



關鍵字：花粉、矽藻、全新世、古氣候、古環境、台灣東部、鯉魚潭、翠峰湖、大湖、地理資訊系統。

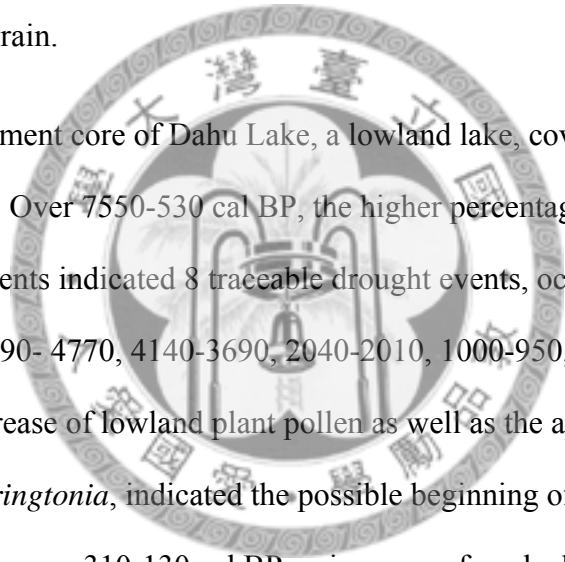
Abstract

The pollen and diatom preserved in lacustrine sediment are the good indicators for reconstructing the paleo-environment. The successions of pollen and diatom assemblages respectively infer to the vegetation history and aquatic condition as well as elaborate the climate changes. In order to reconstruct the nature history of East Taiwan, the sediments from tree lakes were used namely Liyu Lake of Hualien County, Tsuifong Lake of Ilan County and Dahu Lake of Ilan County.

Liyu Lake is a lowland lake situated in Hualien valley, from which a 658 sediment core (LYHL-B) was taken. The sediments covered the record from 7020 cal BP to present. However, the lacustrine sediment appeared after 2480 cal BP. Over 2480-2090 cal BP, a considerable amount of the aquatic plants pollen was found, suggesting an expansion of the swamp. Then, during 2090-1500 cal BP, it was exhibited by stable occurrences of water plant, *Myriophyllum spicatum* and fluvial diatoms, *Fragillaria construens* and *Cymbella* spp., suggesting a persistent occurrence of the shallow water environment. During 1500-330 cal BP, a significant destitution of shallow water habitat indicator pollen, in association with lowering in fluvial diatoms and increase in planktonic species, suggested the possible formation of inland lake condition. After 850 years BP, the co-occurrence of the cultivated Poaceae and the charcoal suggest increased agriculture activity. Over last 330 years, increased frequencies of fern spore and euplanktonic diatom, *Discostela stelligera*, suggested the elevated monsoon precipitation.

Tsuifong Lake is a subalpine lake, from which a 55.5-cm sediment core (TF-2) was taken. It covered a time period of recent 1460 years. Over the early period, the

climate was warm and dry and the lake was acidic and oligotrophic and remained little changes. A remarkable change to cooler climate was traced back to 630 cal BP (AD 1320), which was corresponding to the time of the Little Ice Age (LIA). It was indicated by the slight increase of *Tsuga* and changes in pollen assemblages. The climate remained dry in early Little Ice Age. However, the increases of alkaliphilous diatom assemblage, soil input and the erosions after ca. 470 cal BP (AD 1480) was possibly a result of elevated rainfall caused by the intense East Asia monsoon. Over last century, a decline in pollen influx was attributed to deforestation. This was associated with increases dominance of acidophilous diatoms, possibly as a consequence of acid rain.



A 3486 cm sediment core of Dahu Lake, a lowland lake, covered a time period of recent 7750 years. Over 7550-530 cal BP, the higher percentages of pollen or diatoms in the sediments indicated 8 traceable drought events, occurred at 7300-7280, 6630-6590, 4940, 4790- 4770, 4140-3690, 2040-2010, 1000-950, 530 cal BP. In ca. 2000 cal BP, the increase of lowland plant pollen as well as the appearance of wetland arboreal pollen, *Barringtonia*, indicated the possible beginning of the formation of the recent floodplain. Over ca. 310-130 cal BP an increase of euplanktonic diatoms indicated the elevated precipitation event related to East Asia monsoon. Moreover, increases in the amount of cultivated Poaceae pollen and open land pollen in recent 200 year were the indication of agricultural activity over that time.

Finally, we synthesized the fossil pollen data from 11 lakes and 2 land cores to integrate the alteration of forest covered areas in northern Taiwan with special respect to changes in humidity and temperature over the last two millennia. Our results suggested that the climate in northern Taiwan was stably cool and dry during

1500-1000 cal BP, but changed to wet and warm during 1000-500 cal BP, which corresponded to the Medieval Warm Period (MWP). In addition, an increased density and dispersal of *Tsuga* pollen corresponding to 500-200 cal BP was observed, which corresponded to the LIA. In recent decades, a decline in *Tsuga* pollen density and increased fern spore density indicated an elevation in temperature associated with increased precipitation. The results revealed that the temporal and spatial climate changes could be inferred from the palynological GIS mapping method, and that the fluctuations in temperature over time matched well with the global climate events, including MWP, LIA and recent warming.

Keywords: pollen, diatom, Holocene, paleo-climate, paleo-environment, East Taiwan, Liyu Lake, Tsuifong Lake, Dahu Lake, GIS.



目錄

口試委員審定書	i
誌謝	ii
中文摘要	iv
Abstract	vi
壹、前言	1
第一節：研究背景	1
第二節：古湖沼微化石研究的文獻回顧	4
(一)、花粉學	4
(二)、矽藻	6
(三)、多指標分析的運用	7
(四)、多樣點花粉資料分析	8
第三節：研究目的	10
貳、材料與方法	13
第一節：多指標分析流程與年代模式	13



(一)、研究材料採樣與分析流程.....	13
(二)、年代模式.....	16
第二節：花粉與矽藻分析.....	17
(一)、花粉分析.....	17
(二)、矽藻分析.....	20
(三)、掃描式電子顯微鏡觀察.....	21
第三節：有機物、磁感率與碳屑分析的分析.....	21
(一)、有機物分析.....	21
(二)、磁感率的測量.....	22
(三)、碳屑分析.....	23
參、花蓮鯉魚潭.....	25
第一節：湖泊與環境資料.....	25
第二節：結果.....	28
(一)、岩性與年代模式.....	28
(二)、花粉圖譜.....	31

(三)、矽藻圖譜.....	33
(四)、有機物與磁感率分析.....	34
(五)、碳屑分析.....	35
(六)、花粉和矽藻的主成份分析.....	35
第三節、討論.....	40
(一)、花蓮鯉魚潭的形成與發育.....	40
(二)、花蓮鯉魚潭附近的植被與氣候變遷.....	41
(三)、人類活動的紀錄.....	42
肆、宜蘭翠峰湖.....	45
第一節：湖泊與環境資料.....	45
第二節：結果.....	49
(一)、岩性與年代模式.....	49
(二)、花粉圖譜.....	51
(三)、矽藻圖譜.....	53
(四)、花粉通量、矽藻通量、有機物分析與磁感率分析.....	55

(五)、矽藻主成份分析與矽藻轉換函數.....	56
第三節、討論.....	63
(一)、宜蘭翠峰湖的古環境重建.....	63
(二) 翠峰湖區域百年來的人類活動.....	65
(三) 台灣東北部小冰期氣候狀態.....	65
伍、宜蘭大湖.....	69
第一節：湖泊與環境資料.....	69
第二節：結果.....	72
(一)、岩性與年代模式.....	72
(二)、花粉圖譜.....	74
(三)、矽藻圖譜.....	76
第三節、討論.....	81
(一)、宜蘭大湖的古環境重建.....	81
(二)、台灣宜蘭地區氣候狀態.....	84
陸、台灣東部地區晚全新世古氣候.....	87



第一節、三個湖泊空間位置與人類活動的差異.....	87
第二節、台灣東部地區 1500 年來古溫度的變化趨勢.....	88
第三節、台灣東部地區 1500 年來古降雨的變化趨勢.....	90
柒、多樣點花粉分析.....	91
第一節、分析的花粉資料與 GIS 分析方法.....	91
第二節、結果與討論.....	93
(一)、GIS 模擬結果.....	93
(二)、台灣東北部 1500 年來的氣候狀態.....	94
捌、結論.....	97
玖、引證文獻.....	99
圖版.....	113



圖目錄

Fig. 1. The map of study area.	14
Fig. 2 The process of multi-proxies analysis of lacustrine sediments.	15
Fig. 3 The working platform and coring machine on the Dahu Lake.	15
Fig. 4. The hand-drilled core from Tsuifong Lake.	16
Fig. 5. The surrounding vegetation and topography of Liyu Lake, Hualien County.....	27
Fig. 6. The lithological map of the vicinity of Liyu Lake	27
Fig. 7. The climate diagram of Hualien City.....	28
Fig. 8. The age model and sedimentation rate of LYHL-B of Liyu Lake, Hualien County.....	30
Fig. 9. The results of ^{210}Pb dating of LYHL-B. The two diagrams present the amount of measure.....	30
Fig. 10. Pollen diagram of Liyu Lake, Hualien (LYHL-B).....	37
Fig. 11. Diatom diagram of Liyu Lake, Hualien (LYHL-B).....	38
Fig. 12. The diagram of organic analysis and magnetic susceptibility (MS) of Liyu Lake, Hualien (LYHL-B).	39
Fig. 13. The summary of pollen and diatom principle component analysis, cultivated Poaceae, weed and charcoal.....	39
Fig. 14. The comparisons of lake development, paleo-climate, human activity, ruins and archeological data in Liyu Lake, Hualein County.	44
Fig. 15. The location, topography and surrounding vegetation of Tsuifong Lake, Ilan County	47

Fig. 16. The lithological map of the vicinity of Tsuifong Lake, Ilan	48
Fig. 17. The position of core TF-2, lake topography and the littoral vegetation in dry and wet seasons of Tsuifong Lake, Ilan	48
Fig. 18. The age model and sedimentation rate of core TF-2 of Tsuifong Lake, Ilan.	50
Fig. 19. The results of ^{210}Pb dating of core TF-2 of Tsuifong Lake, Ilan. The two diagrams present the amount of measure ^{210}Pb (A) and the sedimentation rate (SR) in recent 100 years (B).....	50
Fig. 20. Pollen diagram of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2).....	59
Fig. 21. Diatom diagram of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2).	60
Fig. 22. The diagram of organic analysis and magnetic susceptibility (MS) of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2).....	61
Fig. 23. The $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{15}\text{N}$ plot of sediment samples of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2).....	61
Fig. 24. The box diagrams of $\delta^{13}\text{C}$ (A) and $\delta^{15}\text{N}$ (B) of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2).....	62
Fig. 25. Fluctuations in diatom principle component 1(D-PC1), diatom-inferred pH (DI-pH) and diatom-inferred TP (DI-TP) of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2) with respect to diatom zones.....	62
Fig. 26. The paleoenvironment summary of Tsuifong Lake, Ilan based on multi-proxies data.	64
Fig. 27. The location and surrounding vegetation of Dahu Lake, Ilan County.....	70
Fig. 28. The lithological map and topography of the vicinity of Dahu Lake, Ilan County	71
Fig. 29. The climate diagram of Ilan City.	71

Fig. 30. The age model of core DH-7B of Dahu Lake, Ilan County.....73

Fig. 32. Diatom diagram of Dahu Lake, Ilan County (DH-7B).80

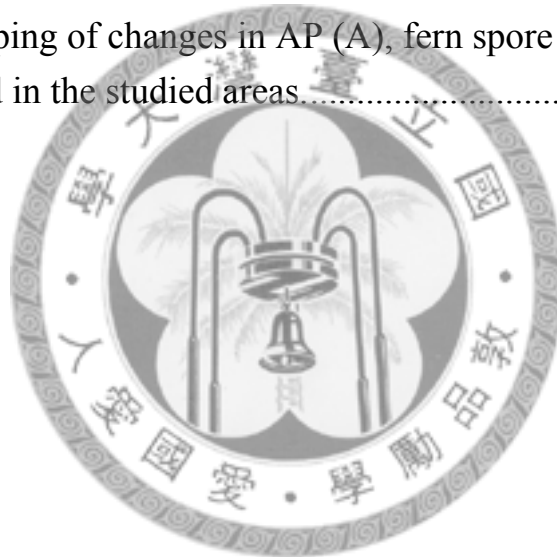
Fig. 33. The paleoenvironment and drought events of Dahu Lake, Ilan County since 7550 cal BP.....83

Fig. 34. The paleotemperature of four Taiwan sediment cores and China literature89

Fig. 35. The paleoprecipitation proxies of four Taiwan sediment cores and the $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmite from Dongge Cave, China.90

Fig. 36. Map of sampling localities.92

Fig. 37. GIS mapping of changes in AP (A), fern spore (B), *Tsuga* (C) over time inferred in the studied areas.....95



表目錄

Table 1. The results of ^{210}Pb dating and ^{14}C dating of LYHL-B.....	29
Table 2. Scores of principal component analysis for pollen species appeared in the sediments of Liyu Lake, Hualien County.	36
Table 3. Scores of principal component analysis for diatom species appeared in the sediments of Liyu Lake, Hualien County.	36
Table 4. The results of ^{210}Pb dating and ^{14}C dating of core TF-2 of Tsuifong Lake, Ilan.....	49
Table 5. Scores of principal component analysis and favorite habitat for diatom species appeared in Tsuifong Lake, Ilan (TF-2).....	57
Table 6. The selected transfer functions models for Diatom inferred pH, TP and conductivity and their correlation analysis with principle component 1 (PC1).....	58
Table 7. The comparison between modern observation value and transfer function prediction values of surface sample in pH, TP and conductivity.	58
Table 8. The dating results of ^{210}Pb and ^{14}C of core DH-7B of Dahu Lake, Ilan County.....	72
Table 9. Site-specific data of the pollen records used in this study.....	92

壹、前言

第一節：研究背景

自聯合國於 1992 年通過『聯合國氣候變化綱要公約』(United Nations Framework Convention on Climate Change, UNFCCC)，氣候變遷的議題逐漸受到政府與民眾的重視。受到近百年來的氣候暖化與氣候劇烈變化的影響，人類生存環境受到嚴峻的考驗。為此，瞭解未來氣候可能的趨勢，與地球生物所能承受的氣候變化範圍是刻不容緩的重要議題。由於氣候變遷是屬於全球性的公眾事務，因此聯合國於西元 1988 年建立跨政府氣候變遷小組 Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)。該組織提供跨國與跨領域學者間的合作平台，並希冀能從科學、科技與社會經濟等三方面來評估或舒緩激烈氣候變化所造成的影響。

而在氣候變遷研究眾多的課題中，古氣候的研究佔了非常重要的一部分。古氣候研究提供長時間尺度的氣候變化趨勢，藉此以古鑑今以預測與避免未來可能發生的災害。在此前提下，建立於西元 1991 年的古全球變遷組織 (Past Global Changes, PAGES) 扮演了整全球古氣候研究的角色。其工作目標，是統整跨國古環境資料，包含陸域、海洋與冰芯，並將獲得的資料進行氣候模擬，以期瞭解過去人類活動與地球氣候系統間的關連。

在古氣候研究中，晚全新世的氣候資料提供預測與瞭解現今全球氣變遷氣候模式重要的背景資料與模擬分析依據(Mann et al., 2008; Wanner et al., 2008)。要有效的驗證或校正現今所建立的各種氣候預測模式，長時間尺度與高解析度環境資料的提供是必須的。在沒有充足的古環境資料所進行的模擬，常常會造成嚴重的模擬誤差，甚至導致錯誤的結論(Foley et al., 2003; Kröpelin et al., 2008)。

在亞洲古氣候的研究中，東亞季風的變遷是近年研究與討論的重點。東亞季風的變化與聖嬰現象、南方震盪（El Nino & South Oscillation, ENSO）和間熱帶輻合區（Intertropical Convergence Zone, ITCZ）的變化息息相關（Overpeck and Cole, 2007; Yancheva et al., 2007）。世界上約有2/3的人口依賴由亞洲季風所帶來的豐沛雨量來進行農業灌溉與飲用，然而當夏季季風增強時所帶來的豪雨卻往往引起洪水，造成亞洲區域民眾的重大傷亡與財物損失。因此瞭解亞洲季風的變遷模式是進行災害預防的基石。基於石筍氧同位素的研究顯示，東亞夏季季風的減弱是受到太陽日照變化與間熱帶輻合區南移的影響，並呈現出千年與百年尺度的波動模式(Wang et al., 2005, 2008)。在另一方面，亞洲季風區域樹輪的模擬研究，呈現近千年來泛太平洋區域乾旱事件的空間分佈，顯示近千年來亞洲季風在時間與空間上的有明顯的強弱變化（Cook et al., 2010）。而其模擬結果更顯示亞洲季風的變遷雖然與聖嬰現象、南方震盪有關，但非簡單的線性關聯。因此需要更多的古環境資料佐證分析，才能更瞭解亞洲季風的變遷模式。

全新世的研究也是瞭解人類活動與氣候變遷間關係的關鍵。近代人類文明的演進，與全新世氣候改變息息相關。冰期時氣候寒冷食物缺乏，人類族群數量少以狩獵與採集方式為生。由於氣候乾冷，沒有適合的條件發展農耕的環境，人類只能過著遊牧的生活。然而在進入全新世後（約10000 cal BP以來），氣候變暖且降雨增加，植物開始快速擴張。這使得人類有機會獲得充足的食物，並得以形成與維持聚落。

然而在全新世氣候並非一直維持溫暖潮濕，在亞洲受到季風強弱的改變，也有長時間乾旱事件的存在。以長江三角洲新石器時代考古記錄與花粉所重建氣候狀態為例(Chen et al., 2005)，在中全新世暖期（Mid-Holocene Optimum, 約9000-5000 cal BP），由於東亞季風的增強使得三角洲開始沈積，肥沃的土壤吸引居住在西部高原的史前人類移居到三角洲區域。隨著潮濕溫暖的氣候史前人類

逐漸往三角洲區域集中。發生在4000年前的寒冷事件，則是造成史前人類進入歷史時代的重要關鍵。

為何氣候改變會促使人類文明發展呢？有一假說認為，維持聚落的存在，需要大量的且穩定的糧食來源。在氣候溫暖潮濕時，採集狩獵的方式足以維持聚落生計。然而在氣候乾冷時，若要持續維持聚落，唯有依賴農耕方式才能持續提供充足的食物。灌溉技術為維持農耕的核心關鍵，然而進行灌溉溝渠建設的人，沒有辦法進行農耕，因此他們的食物必須要由其他人負責。也許，這便是社會分工的雛型，也是形成文化的初步。隨著農業技術的進步，人類有了充裕的食物，聚落逐漸增大並演變成都市，此時社會分工逐漸變得細緻。在生活溫飽之餘，人類才會有其他時間進行思考與創造的活動，進而創造文字與建立社會制度 (Clift and Plumb, 2008)。

在歷史時代，人類文明的興衰也是與氣候變遷息息相關。中國南部湖光湖其湖積物內鈦的來源主要來自冬季季風吹扶搬運，因此沉積物內鈦含量的改變可作為東亞冬季季風的強弱變化的代用指標(Yancheva et al., 2007)。其結果推論間熱帶輻合區 (Intertropical Convergence Zone, ITCZ) 在西元700年到900年間有南移的事件，並造成東亞夏季季風減弱進而引起東亞地區與美洲中部的乾旱，可能與中國唐朝由繁榮轉變成衰敗與美洲瑪雅文化的消失有所關聯 (Yancheva et al., 2007)。

Chu (1973)統整中國歷史災難紀錄所推估的中國 5000 年來古溫度變化，其所預測溫度較低的時期通常對應到中國朝代的轉換，顯示氣候變遷對人類文化的影響。近年來，中國的學者則以統計量化的方式，將歷史文獻資料內的物候記錄與氣象資料，包含開花時間與降雨、降雪開始時間與總天數轉換成定量的古溫度或古降雨資料 (Ge et al., 2003; Ge et al., 2005; Ge et al., 2007, 2008)。另一方面，歷史文獻或考古遺址分佈的資料則可提供直接或間接的證據來審視人類農業類型

的改變或部落遷徙是否與氣候事件有關。藉由古氣候的重建，能更清楚審視氣候變遷與人類活動間的關連。

第二節：古湖沼微化石研究的文獻回顧

(一)、花粉學

孢粉為孢子與花粉的簡稱，是用來重建古植被歷史和氣候變遷的良好指標。種子植物以花粉為傳播單位，蕨類和蘚苔植物則以孢子為傳播單位。孢子與花粉的外壁由孢粉質（sporopollenin）所組成，此物質具抗強酸與強鹼之特性，甚至在高溫與高壓下亦能保存。在湖泊或沼澤沉積物內通常能觀察到保存良好的孢粉（汪良奇與陳淑華, 2007）。孢粉分析為研究古植社會與其變遷的重要工具，藉由未曾受到擾動的沉積物內孢粉的組成，可重建湖泊周圍植被組成與變遷的歷史。雖然植被組成的變化受到許多因素的影響，比如氣溫、降雨、土壤、火災、人類活動與病蟲害。但在長時間尺度下，植群組成最終還是受氣候所調控，因此孢粉分析能提供氣候變遷的良好資料（Enters et al., 2008）。

目前，在台灣花粉學研究大致可闡述台灣第四紀晚期的氣候變遷趨勢。其中在更新世的部份，臺灣中部日月潭（Tsukada, 1966, 1967; 陸挽中, 1996）與頭社盆地（郭兆敏, 1994; Liew et al., 2006 a; Liew et al., 2006 b）湖泊沉積物的孢粉分析顯示自更新世以來，冰期與間冰期的植群組成有明顯差異。其重建的植被史顯示在上次間冰期（約 90000 cal BP），臺灣中部頭社區域為長青闊葉林，並以錐屬（*Castanopsis*）為主要組成。在進入冰期後（約 80000 cal BP）赤楊屬（*Alnus*）為優勢類群，顯示當時森林狀態為溫帶落葉林，氣候較為乾燥寒冷。在 40000 cal BP，單溝蕨類孢子的增加紀錄了一個短暫的潮濕事件。在冰期晚期時（約 20000 cal BP），禾本科花粉大量增加顯示氣候較為乾燥且寒冷。在 15000 年前單溝蕨類孢子再度大量增加顯示氣候變得溫暖潮濕，但隨後柳屬（*Salix*）與禾本科花粉

在 13000 cal BP 左右大量出現，可能反應著新仙女木事件的發生。在進入全新世後，錐屬 (*Castanopsis*) 與單溝蕨類孢子成為優勢，顯示氣候變得溫暖與潮濕 (Liew et al. 2006a; Liew et al. 2006b)。

在台灣南部東源谷地的研究，則闡述了台灣南部熱帶區域自更新世以降 (22000 cal BP 以來) 的氣候變遷趨勢 (李政益, 2004; Lee and Liew, 2010; Lee et al., 2010)。其結果顯示在最後冰盛期 (約 20000 年前, Last Glacial Maximum, LGM) 與冰消期初期 (約 19000-17000 cal BP, Early Deglacial Period) 台灣南部氣候較為寒冷。而在進入全新世後，在 8200-4200 cal BP 則有變暖事件，可能與全新世中期的大暖事件 (Holocene Thermal Optimum, HTO) 有關，自此之後氣候較為涼爽直到 2100 cal BP。而近 2000 cal BP 以來的氣候都較為溫暖穩定。

雖然全新世為間冰期，氣候大致維持溫暖與潮濕的狀態，但依然有相對乾燥與寒冷的時期。花蓮七彩湖 (海拔 2890 公尺) 其湖積物的鐵杉屬 (*Tsuga*) 花粉含量顯示，氣候在 3700-2400 cal BP 較為寒冷，而 2400 cal BP 以來鐵杉屬花粉的減少則反應氣候逐漸變得溫暖 (Liew and Huang, 1994)。位於海拔 1670 公尺的宜蘭鴛鴦湖，其 4000 cal BP 以來的花粉組成沒有顯著變化 (Chen and Wu, 1999)，指示鴛鴦湖長久為檜木林所包圍且森林狀態穩定。台北陽明山夢幻湖與鴨池的孢粉研究 (Huang and Chen, 1987; Chen et al., 2009)，則藉由木本花粉與草本花粉的比例，推測近 1500 cal BP 以來草原與森林交界的上下遷徙。並藉此重建台灣北部溫度的變化趨勢，並從中觀察到全球性的中世紀暖期與小冰期事件。

在宜蘭平原區域的兩口鑽井的孢粉分析，論證 4200 cal BP 以來，宜蘭平原史前人類的遷徙與活動，可能受到海水位變化與颱風頻率增加事件的影響 (Lin et al., 2004; 林淑芬, 2004; Lin et al., 2007)。南投埔里鯉魚潭的沉積物的研究則顯示在 2650-1690 cal BP 森林以暖溫帶物種為主且草本植物優勢，顯示氣候較為乾

燥涼爽，之後的氣候都較為溫暖潮濕。而在 1260-630 cal BP 的短暫變暖事件可能對應到中世紀暖期，而後 630 cal BP 以來轉變為較為溫涼乾燥的氣候，則對應到小冰期的事件。穀類花粉與碳屑的證據，則顯示在 2000 cal BP 左右，在埔里鯉魚潭附近，可能已有人類農耕活動 (張秋蓮, 2006)。

(二)、矽藻

矽藻 (diatoms) 的形態多為單一細胞或鍊狀藻絲，具矽質化細胞壁，為水域環境中最多的真核生物，也是最重要的初級生產者 (Stoermer and Smol, 2001)。矽藻在實驗室中雖會被強鹼性溶液或氫氟酸所溶解，然而在自然水域裡矽藻大多保存良好。矽藻依其種類不同而有不同的環境耐受度，所以矽藻群集的組合，可以反應出水體的變化。由於矽藻對於水體環境改變會馬上反映在其組成，因此矽藻應用在古環境中能探討更為細緻的水域狀態變化，如營養鹽、酸鹼值與水溫的改變 (Chen and Wu, 1999; Chen et al., 2008 b; Wang and Wang, 2008) 或水災的強度與重金屬污染事件的紀錄 (Cattaneo et al., 2008; Weilhoefer et al., 2008)。

對於矽藻與水域環境因子間轉換函數的建立已發展非常成熟，特別是在建立 pH 值與總磷含量轉換函數 (Birks et al., 1990; Battarbee et al., 2008; Chen et al., 2008 b)。舉例來說，中國研究團隊藉由分析長江流域 43 個湖泊，建立了長江流域矽藻組成與總磷含量的轉換函數 (Yang et al., 2008)。而蒙古的團隊則是分析在乾燥區域 54 個湖泊內的矽藻組成，並成功分析出總磷與鹽度是影響蒙古區域湖泊矽藻組成的主要因子，並藉此建立基於矽藻組成的總磷與鹽度的估算模式 (Shinneman et al., 2009)。此外，同樣的技術，運用在美國 69 個湖泊的樣本，則建立出將矽藻類群轉換成不同水深的轉換函數 (Shinneman et al., 2010)。

在台灣湖泊化石矽藻的研究較少，在湖泊沉積物內化石矽藻的形態研究僅有宜蘭神秘湖與花蓮鯉魚潭 (Wu and Wang, 2002; Wang and Wu, 2005; Wu and

Wang, 2009; Wang et al., 2010)。而在運用化石矽藻類群重建古湖泊水質狀態也僅有高雄大鬼湖、宜蘭鴛鴦湖、宜蘭雙連埤與台北鴨池 (Wu et al., 1997 a; Chen and Wu, 1999; 徐冰, 2006; Chen et al., 2009)。雙連埤岩芯矽藻研究根據矽藻豐度變化，認為在 13600 cal BP、12000- 10000 cal BP、8800 cal BP、8000- 6000 cal BP、4200- 2400 cal BP、2000- 1600 cal BP 和近 1200 cal BP 的高矽藻生產力事件紀錄了季風增強的事件。宜蘭鴛鴦湖與台北鴨池的研究，則是運用矽藻重建了湖泊的 pH 值變化資料，並藉此驗證自 20 世紀以來的酸雨與全球暖化的事件。

(三)、多指標分析的運用

如前述，前人有許多的研究利用花粉分析來探討台灣更新世和全新世的植被與氣候變遷。亦有許多研究，藉由分析湖泊沉積物中的矽藻種類和數量，來重建湖泊發育史與地理環境的變化。最後綜合這些資料，也能探討近代人類活動對湖泊和周圍環境的影響。

除了分析花粉和矽藻外，科學家進一步分析湖積物內的有機碳、氮含量、碳/氮比值、穩定同位素碳、穩定同位素氮和磁感率等多項目，藉由軟體完成多指標分析，以提供更為客觀與全面性的訊息(Mann, 2002)。當兩個或多個指標都指示相同的事件，能重建出更為可信的古環境狀態。近年來對於陸域古環境的重建，多採用多指標的方式，並搭配考古與文獻的紀錄對於所推測的環境做論述與推測。換言之，唯有運用多指標的方式才能重建出完整且全面性的古環境狀態。

舉例來說，中國與英國的研究團隊(Zong et al., 2007)，藉由分析長江下游跨湖橋遺跡的文化層（7700-7500 cal BP）沉積物內多指標的花粉、矽藻與其他古微化石的分析，成功勾勒出史前人類在進行水稻耕作時的生態環境與其耕作模式。當時居住在長江下游的新石器時代人類會在建築堤防來調控洪水的氾濫與利用火墾的方式來清理荒地。此研究揭露了人類最早進行稻米的區域是在中國沿岸

溼地，並維持了 2 個世紀之久。另一群中國與英國的研究團隊(Shen et al., 2006; Dearing et al., 2008)則針對雲南洱海沉積物內花粉、地化與地磁進行分析，並搭配當地歷史紀錄重建不同時期地景的狀態與漢人遷徙進入雲南後對周圍植群所造成的影響。本區域最早人類活動的紀錄大約始於 7500 cal BP，在 4300 cal BP 則有明顯的流域狀態改變，可能是受到人類進行農業灌溉所造成的影響。自 2200 cal BP 木本花粉被草本花粉取代，顯示漢人開始大量遷徙進入雲南地區，此時由於位在絲路的西南部的重要交通位置，大理也成為區域的中心。自此開始木本花粉組成的劇烈變動，也對應到當地南詔國（AD 738-902）與大理國（937-1253）的興衰。在明朝晚期與清朝初期裡史紀錄上所紀錄到天災事件也與重建相符並指示著夏季東亞季風的增強。這研究也顯示出在不同氣候環境下，人類農耕行為的改變。而台灣的研究團隊，則運用宜蘭鴛鴦湖與台北鴨池沉積物內花粉、矽藻與碳同位素的資料來進行分析，進而重建更為細緻的氣候變遷資料 (Chen and Wu, 1999; Chen et al., 2009)。在台灣東部高山湖泊鴛鴦湖研究顯示，在 4000 年以來森林組成與水質狀態都維持十分穩定的狀態。紅檜扁柏在這 4000 年來都穩定存在於鴛鴦湖的流域範圍內，近代受到酸雨影響湖水有酸化的現象。而在台灣北部的鴨池則披露了 1300 年來台灣北部的古氣候狀態並與中國立史紀錄作比對。在資料中的各項指標都有良好的相關性，並能用於重建當地古溫度與水域環境的 pH 值變化。這些研究的成功顯示湖泊沉積物的多指標分析，是瞭解與解析氣候變遷與環境改變重要且有效的工具。

（四）、多樣點花粉資料分析

湖積物內花粉的組成與含量，除了受到氣候、環境與人類活動影響外，亦受到各種植物其本身花粉產量、花粉沉降速率與離沉積環境的距離所影響 (Sugita, 1993; Sugita et al., 1999; Sugita et al., 2006; Sugita, 2007)。因此在分析沈積物內花粉圖譜時，必須具備充足的植物生物學與生態學知識才能正確解讀花粉圖譜；此

外，空中花粉學的研究提供瞭解花粉與植群間空間分佈的相關性的立論基礎，換言之，空中花粉學的研究是地下花粉分析的基石。

在台灣空中花粉的研究已經在許多區域進行，並有一些的成果 (Huang and Chung, 1973; Chen and Huang, 1980; Chen, 1984, 1988; Peng and Chen, 1996, 1997; Yang and Chen, 1998; Chen and Huang, 2000; Yang et al., 2003; Huang et al., 2008)。基於空中花粉調查所製成的花粉曆 (pollen calendar) 提供在大氣中花粉定性與定量特性的資訊，包含在不同時間存在的花粉種類，與氣候因子對於每日空中花粉含量的影響。因此，花粉曆對於人口密度高的城市和旅遊景點非常重要，他可提供預防過敏的資訊 (Bilisk et al., 2008)。由於臺灣空中花粉的研究都著眼在都市區域，因此對於自然植群與野外空中花粉間關連的定量研究較少，因此目前台灣地下花粉資料的分析多侷限在定性或半定量的分析。

Biomization 為台灣花粉研究發展較為成熟的半定量分析方式。其原理為基於植物學的知識，將不同種類花粉依其植物形態分入不同植物功能群 (Plant functional Types, PFTs)，再將不同植物功能群分入各個植物相 (Biome)，並將此兩個矩陣整合，產生將花粉轉換成所屬植物相的方程式 (Prentice and Parsons, 1983)。由於每個地區森林組成有所差異，因此再實際運用此方法前，必須進行花粉、植物功能群與生物相間矩陣的校正。以台中沙里仙溪為例，基於不同海拔的表土內花粉組成，再將其帶入假設的 Biome 方程式，由所得結果再加以校正矩陣，建立適合臺灣中部區域的花粉與森林相的轉換矩陣 (Yu et al., 2003)。在亞洲，包含台灣、日本與中國的花粉學家也將 biomization 的技術運用在區域地表古溫度的建立 (Tarasov et al., 1998; Chen, 2001; Yu et al., 2003; 李政益, 2004; Liew et al., 2006 b; Lee and Liew, 2010; Lee et al., 2010)。

而在歐洲的花粉研究團隊則藉由大量地表花粉與花粉收集器的採集，來估算每種植物花粉的產量與花粉在空氣中的沉降速度。再運用數學模式與空間分析，將沉積物的花粉紀錄，轉換成為湖泊周圍的植群空間分佈，藉此反映出在時間與空間上植群的變遷 (Nielsen and Sugita, 2005; Soepboer et al., 2007; Sugita, 2007; Hellman et al., 2008; Sugita et al., 2010)。簡言之，就是推算出每種植物的花粉沉降速率 (PAR, pollen-accumulation rates)，再將多個湖泊沉積物內的花粉紀錄，進行全區域的模擬。此外，湖泊大小也是影響沉降比例的重要控制因子，湖泊直徑越大所沉降的花粉會來自於較遠距離的森林，然而較小的湖泊則是反應區域性的植物狀態。北美的研究團隊則是運用空間分析軟體 ArcGIS (Johnston et al., 2001)，直接將地表花粉資料與各種環境因子資料作多變量的相關分析，並建立轉換函數，並運用在古溫度與古降雨狀態的重建 (Weng et al., 2004; Flantua et al., 2007; Goring et al., 2009)。

在缺乏足夠現生地表花粉資料來建立花粉與植群的線性關聯前，基於各樣點花粉百分比資料所繪製的等花粉線地圖(isopollen map)，是瞭解植群在時間與空間上遷徙演替的替代方案 (Anderson et al., 1991; Ren and Beug, 1999; Brubaker et al., 2005)。然而此種方法並未將空間的異質性與複雜性考慮進去，因此近年逐漸有學者將地理資訊分析技術 (Geographic information systems, GIS) 運用在多樣點花粉資料分析，並模擬出更具空間意義的植群變遷歷程 (Flantua et al., 2007; Gaudin et al., 2008; Fyfe et al., 2010; Wang et al., 2011)。

第三節：研究目的

台灣位於歐亞大陸與北太平洋的交界，是研究東亞季風變遷極佳的地點 (Liew et al., 2006 c; Lee and Liew, 2010)。此外在亞熱帶區域陸域古氣候的資料至

今依然十分缺乏，這結果往往造成在進行古氣候模擬時的嚴重誤差。因此，提供更多亞洲亞熱帶區域的古氣候資料是十分重要且迫切的任務。台灣東部區域由於開發較晚，因此其湖泊能保存完整且較少人為干擾的沉積物。藉由分析其湖泊沉積物內花粉、矽藻、地化指標與古地磁資料，能將湖泊發育的過程與周圍環境資料加以復原重建，並提供詳實的氣候變遷資訊。

另一方面，考古資料顯示 (Huang et al., 1989) 台灣東部區域早在舊石器時代 (50000 年前，長濱文化) 便有史前人類居住與活動，但直至西元 1624 年荷蘭與西班牙開始殖民於台灣，才進入歷史時代。在考古紀錄方面，史前人類的活動與遷徙與氣候變遷息息相關。因此重建台灣的自然史，能協助瞭解台灣文明發展與氣候間的關聯。而在歷史文獻部份，雖然有部份台灣史書的編撰，如台灣通史 (連雅堂, 1920)，但卻缺乏客觀的自然史資料加以比對與驗證。也因此，對於台灣古代自然史的研究，更突顯其重要性。唯有藉由客觀的古自然史的重建，我們才能得以瞭解我們所生長土地。





貳、材料與方法

第一節：多指標分析流程與年代模式

(一)、研究材料採樣與分析流程

岩芯位置與實驗分析流程分別如 Fig. 1 與 Fig. 2 所示。本研究共選用三根岩芯，其中兩根，是由中央研究院地球科學所李德貴博士所率領的『亞洲古環境變遷：海陸關連與對比』研究團隊，分別於 2005 年於花蓮鯉魚潭(岩芯編號 LYHL-B) 與於 2007 年宜蘭大湖(岩芯編號 DH-7B)以機械鑽井方式所獲得的珍貴材料(Fig. 3)。而最後一根岩芯，則由中央研究院生物多樣性中心吳俊宗博士所率領的研究團隊於 2009 年在宜蘭翠峰湖(岩芯編號 TF-2)利用 PV 管以人力鑽取的方式所獲得 (Fig. 4)。

這三個樣點位於台灣東部亞熱帶季風區，氣候終年溫暖潮濕，沒有明顯乾季存在，在夏季時則受颱風降雨影響。除此之外，位於宜蘭的兩口岩芯在冬季則受到東北季風與地形的影響，在秋冬之季，降雨量不減反增，秋季降雨量占全年總平均 43%，為全台全年秋雨比重最高的地方(中央氣象局)。

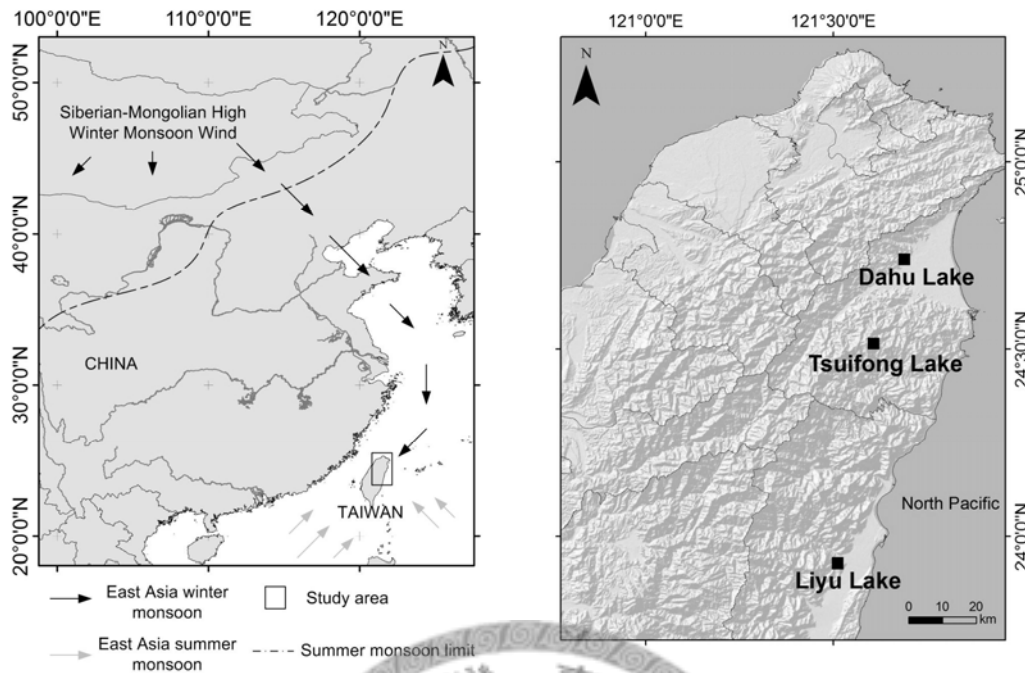


Fig. 1. The map of study area. The location and topography of study lake including Liyu Lake, Tsuifong Lake and Dahu Lake. The north limit of East Asia summer monsoons were quoted from Gao (1962). The study area belongs to subtropical monsoon region and the climate is humid and warm throughout the year. The precipitation in summer is contributed by typhoon events and corresponded to the East Asia summer monsoon. The air of East Asia winter monsoon is dry and cold in Mongolia but it changes to humid after blowing through the marginal seas of China. The morphology of Ilan plain is like a funnel and it is surrounded by the high mountains. Due to the location and topography, the intense winter monsoon will bring amounts of precipitation.

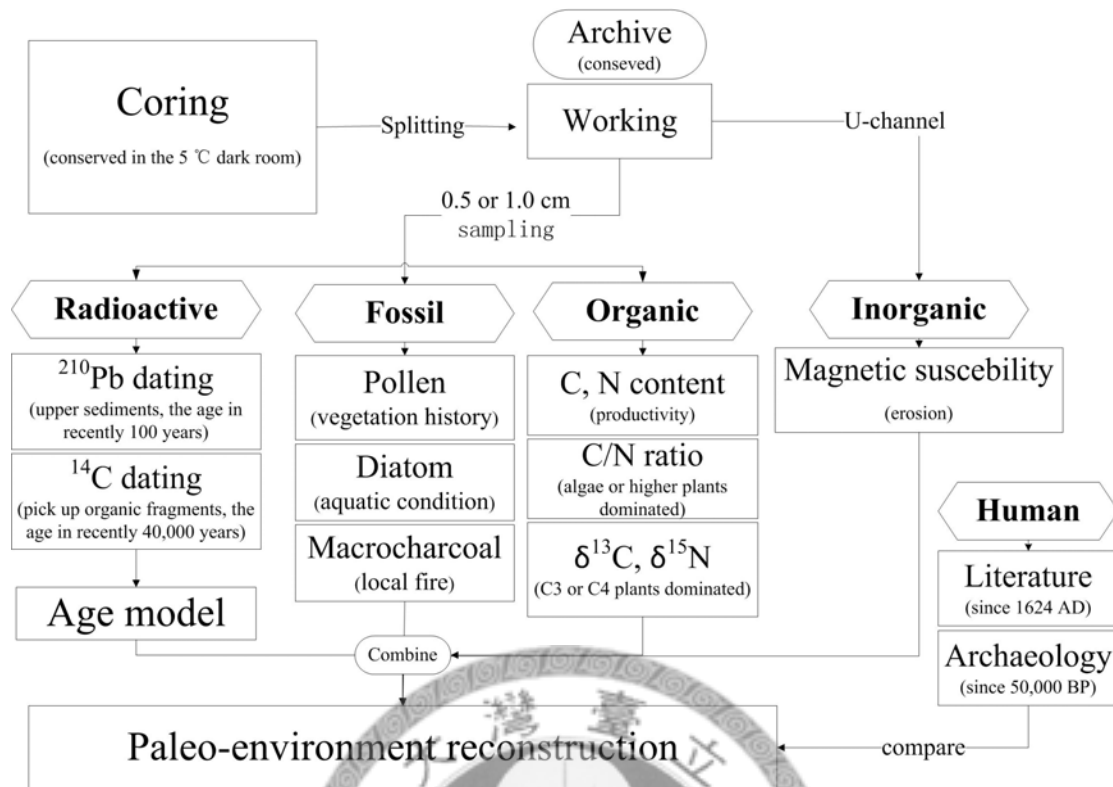


Fig. 2 The process of multi-proxies analysis of lacustrine sediments.



Fig. 3 The working platform and coring machine on the Dahu Lake.

所鑽取的岩芯保存在 5°C 的冷房，其中最上層的岩芯部份，維持直立方式放置，以避免上層含水量較高的沉積物產生擾動 (Fig 4)。岩芯切割與樣本採樣工作則在中央研究院地球科學所岩芯實驗室進行。岩芯樣本剖半後，分為 Working 與 Archive 兩個部份。Archive 部份包裝好後送回暗房保存，作為未來有其他參數分析或確認時的材料。Working 部份則進行岩性描述與照相的工作，並以 U-channel 進行採樣。剩下的樣本則以 1 公分或 0.5 公分的解析度進行採樣裝袋，並將其保存於 5°C 的冷房。



Fig. 4. The hand-drilled core from Tsuifong Lake. We kept them upright after drilling.

(二)、年代模式

年代控制點的建立主要依據 ^{210}Pb 定年與 ^{14}C 定年的資料。根據放射性元素 ^{210}Pb 與 ^{14}C 其半衰期特性，可以分別推估沉積物近一百年來的沈積速率（基於 ^{210}Pb 定年）與 50000 年來的沉積物內有機物的年代（基於 ^{14}C 定年）。

在 ^{210}Pb 定年部份，取上部岩芯分樣樣本，將其冷凍乾燥後，送至中央研究院地球科學所扈治安博士的鈾系研究室以 α 能譜儀 (Alpha Spectrometer) 進行分析 (Flynn, 1968)。在 ^{14}C 定年樣品的採樣，則是在進行岩性描述與採樣過程中，將所見到植物碎屑或碳屑挑出。將所挑出植物碎屑或碳屑置於 40°C 烘箱烘乾，保存於 5ml 玻璃瓶，送至紐西蘭 Rafter Radiocarbon Laboratory (GNS Science, <http://www.gns.cri.nz/>) 進行分析。所得的原始 ^{14}C 年代再以 Calib 5.1 搭配 IntCal04 的矯正曲線，進行年代矯正(Reimer et al., 2004; Stuiver et al., 2005)。最後，將 ^{210}Pb 與 ^{14}C 定年的資料，繪製成深度與年代的線性關係圖，也就是年代模式圖。其他深度樣點的年代則依據此線性關係加以計算所得。

第二節：花粉與矽藻分析

(一)、花粉分析

根據岩芯樣本的特性，本研究分別採用兩種花粉萃取方式。對於有機物含量較高的樣本（岩芯 LYHL-B 與岩芯 TF-2）取少量樣本，並以氫氟酸處理。有機物含量較低的岩芯（岩芯 DH-7B），則運用重液法萃取來進行濃縮。在花粉與孢子的種類鑑定主要依據 Pollen Flora of Taiwan (Huang, 1972)、Spore Flora of Taiwan (Huang, 1981)、Pollen Flora of Seed Plants (Wei et al., 2003)、Leitfaden der Pollenbestimmung (Beug, 2004)、琉球列島產花粉圖鑑 (藤木利之與小澤智生, 2007)與本研究室數十年來所收集的台灣現生花粉標本。

1、氫氟酸法 (Chen, 1986)

(1) 樣本取 1cm^3 ，加入一錠石松孢子片（每片含有約 10679 顆石松孢子）置於 15 ml 塑膠管內，加入 5ml 10% 鹽酸，靜置約 5 分鐘。

- (2) 離心，3500 轉 5 分鐘，移除上層液後加入 4ml 48% 氫氟酸，靜置隔夜。
- (3) 離心，3500 轉 5 分鐘，移除上層液。
- (4) 加入蒸餾水，離心，3500 轉 5 分鐘，重複兩次。
- (5) 將樣本移入坩堝，加入 10ml 10% 氫氧化鈉，以加熱板加熱至沸騰 5 分鐘。
- (6) 以 250 μ m 孔徑的篩網過篩，液體移入 15 ml 塑膠管。
- (7) 加入蒸餾水，離心，3500 轉 5 分鐘，移除上層液，共重複兩次。
- (8) 加入 5ml 冰醋酸，靜置 5 分鐘。
- (9) 離心，3500 轉 5 分鐘，移除上層液。
- (10) 加入 5ml 9:1 的醋酸酐與濃硫酸混合液，放入 90 $^{\circ}$ C 水浴 5 分鐘。
- (11) 等溫度下降後，離心，3500 轉 5 分鐘，移除上層液。
- (12) 水洗 2-3 次
- (12) 若樣本內含有大量無機物質（白色或灰色物質），以 10 μ m 孔徑的篩網在超音波振盪器下過篩，留取篩網內之物。
- (13) 移入 1.5ml 的塑膠管，加一滴甘油保存之。

2. 重液法 (Nakagawa et al., 1998)

- (1) 樣本取 10 cm³，置於 45ml 塑膠管內，加入 20 ml 10% 鹽酸，與一片石松孢子錠。
- (2) 加入蒸餾水，離心，3500 轉 5 分鐘，移除上層液，重複兩次。
- (3) 加入 10% NaOH，90 $^{\circ}$ C 水浴 10 分鐘。

(4) 加入蒸餾水，離心，2200 轉 3 分鐘，移除上層液，重複 6 到 20 次，直到溶液內無懸浮顆粒（本步驟可將比花粉小的顆粒移除）。

(5) 加入 10 ml 比重 1.88 的氯化鋅重液。

(6) 離心，1800 轉 20 分鐘，將溶液倒入 50 ml 塑膠管。

(7) 加入蒸餾水，離心，3500 轉 5 分鐘，移除上層液，重複兩次。

(8) 加入 5ml 醋酸，靜置 5 分鐘。

(9) 離心，3500 轉 5 分鐘，移除上層液。

(10) 加入 5ml 9：1 的醋酸酐與濃硫酸混合液，放入 90°C 水浴 5 分鐘。

(11) 等溫度下降後，加入蒸餾水，離心，3500 轉 5 分鐘，重複三次。

(12) 移入 1.5ml 的塑膠管，加一滴甘油保存之。

3. 花粉的計數

(1) 自 1.5ml 的塑膠管取 10 μ l 的樣品製成臨時片（臨時片內花粉含量太高或太低可自行加甘油調整），以 Leitz DMRB 光學顯微鏡在 400 倍的倍率下進行鑑種與計數。每個樣本計數 300 顆花粉，花粉含量較低的樣本計數 200 顆花粉。

(2) 花粉比率（pollen percentage）的計算方程式：

$$\text{花粉比率 (\%)} = \frac{\text{花粉、水生植物花粉蕨類孢子或非花粉抗氫氟酸化石 (NPP)}}{\text{木本花粉 (AP) + 草本花粉 (NAP)}}$$

水生植物 (aquatic plant)、蕨類孢子 (fern spores) 與非花粉抗氫氟酸化石 (NPP, non-pollen palynomorph,) 並不包含在 100% 之內。

(3) 花粉含量 (pollen concentration) 的計算方程式：

$$\text{花粉含量} \left(\frac{\text{花粉粒}}{\text{立方公分}} \right) = \frac{\text{計數花粉數} \times \text{石松孢子錠孢子總數}}{\text{計數石松孢子數} \times \text{樣品體積}}$$

(二)、矽藻分析

由於光學顯微鏡與掃描式電子顯微鏡對於矽藻樣本解像力的差異與對於樣品內雜質量的容忍度的不同，因此進行兩種不同方式的處理。在光學顯微鏡矽藻樣本的計數觀察，運用較為便捷的直接抹片法；而可將附著於矽藻殼壁上有機物質完整移除的酸處理法，則用在掃描式電子顯微鏡樣本的備製。矽藻的種類鑑定主要依據 Süßwasserflora von Mitteleuropa : Bacillariophyceae (Krammer and Lange-Bertalot, 1986)、淡水珪藻生態圖鑑 (仁治渡等, 2005)、小林弘珪藻圖鑑 (小林弘等, 2006)與研究室收集的台灣水庫、溪流與高山湖泊的矽藻樣本。

1. 直接抹片法 (Kashima, 2003)

(1) 樣本取 1 cm³，加蒸餾水定量至 10ml，攪拌混合均勻。

(2) 取 10μl 的樣品到 1.5ml 的塑膠管，加入 1 ml 的蒸餾水。

(3) 將樣品滴到 24×24 mm 的蓋玻片上，置於 100°C 加熱板上，使其乾燥。

(4) 取 20μl 的矽藻封片膠 (Mountmedia, Wako) 於載波片上，將含有樣本的蓋玻片反蓋其上，置於 250°C 加熱板上使其固化。

(5) 以 Leitz DMRB 光學顯微鏡在 1000 倍的倍率下進行鑑種與計數。每個樣本計數 300 個殼片，矽藻含量較低的樣本計數 200 個殼片。

(6) 矽藻含量的計算方程式：

$$\text{矽藻含量} \left(\frac{\text{殼片}}{\text{立方公分}} \right) = \text{計數殼片數} \times \frac{\text{溶液總體積}}{\text{取樣體積}} \times \frac{\text{蓋玻片面積}}{\text{計數面積}}$$

2. 酸處理法(Wang et al., 2010)

- (1) 將 1 cm^3 的樣本浸泡在 5 ml 過飽和過錳酸鉀溶液內，靜置隔夜。
- (2) 以加熱版加熱到 90°C ，逐漸加入 36% 鹽酸直到溶液變透明或淡黃色。
- (3) 加入蒸餾水，離心，3000 轉 5 分鐘，移除上層液，重複 5 次。
- (4) 移入 1.5ml 的塑膠管，保存於蒸餾水內。

(三)、掃描式電子顯微鏡觀察

花粉和矽藻掃描式電子顯微鏡觀察與攝影，是在中央研究院植物暨微生物學研究所的植物細胞學核心研究室進行。藉由花粉與矽藻超微構造的觀察與比較，可以協助種類的鑑定。

- (1) 取 $10\mu\text{l}$ 的樣品到另一 1.5ml 的塑膠管，加蒸餾水 $200\mu\text{l}$ 。
- (2) 將樣品滴到鋁製座台，置於室溫，使其乾燥。
- (3) Hitachi E-102 鍍膜機金覆膜。
- (4) 使用 FEI QUANTA 200 掃描式電子顯微鏡觀察與攝影

第三節：有機物、磁感率與碳屑分析的分析

(一)、有機物分析

以穩定同位素分析儀進行岩芯 LYHL-B 與 TF-2 機物分析分析，分別是在台灣大學地質科學系陳于高教授研究室與台灣大學生命科學院科技共同中心。由於同位素分析儀的操作並非本研究的重點，因此在此指介紹樣本前處理的過程(姜宏偉, 2000)。

- (1) 取冷凍乾燥後的樣本 2 克，加入 5 ml 10% 鹽酸，靜置隔夜。
- (2) 樣本加蒸餾水，離心（5500 轉 5 分鐘），移除上層液，重複 6 次。
- (3) 樣本置於 40°C 烘箱烘乾。乾燥樣本以瑪瑙研鉢研磨，保存於 5 ml 玻璃瓶。
- (4) 取適量樣本以錫囊包裹。
- (5) 以 Thermo DELTA 5 穩定同位素分析儀進行碳含量、氮含量、穩定同位素碳與穩定同位素氮的分析。

每種元素受其中子數的不同，因此有不同質量的同位素。在同位素之中有部份是穩定存在於自然界的被稱為穩定同位素。在碳元素裡有兩個主要的穩定同位素，分別為 ^{12}C 與 ^{13}C ，通常以 $\delta^{13}\text{C}$ 來表示。其計算方式為 $\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}})-1]*1000$ 。此處 R_{sample} 代表的是樣本同位素的量測值，而 R_{standard} 使用的是 Pee Dee Belemnite ($R=0.110037$)。由於 C4 植物在進行光合作用時會使用較重的 ^{13}C ，因此若沉積物內有較重的 $\delta^{13}\text{C}$ ，則顯示湖泊周圍植群有較多的 C4 植物，反之亦然。因此藉由沉積物內的 $\delta^{13}\text{C}$ 含量的輕重變化，可以推估湖泊周圍 C3 植物(木本植物、藻類、蕨類)與 C4 植物(草本植物)的數量變遷(Kao, 2010)。

(二)、磁感率的測量

本分析在中央研究院地球科學所古地磁研究室進行。其方法是將岩芯樣本的 U-cannel 以 Bartington MS2 磁感率系統進行量測。磁感率測量原理為物質在外加磁場 H (Applied Field) 下，會獲得相對應的磁化量 M (Magnetization)，其關係式為 $M = \chi H$ ，其中 χ 即為定體積磁感率(volume susceptibility)。 χ 值能反應磁性礦物的多寡，在古環境的運用中，通常作為湖泊集水區侵蝕度的代用指標 (林天妍, 2007)。

(三)、碳屑分析

碳屑分析分為兩種，一為直接計數花粉樣本內的微碳屑（microcharcoal），另一則是計數大於 125 μm 的巨碳屑（macrocharcoal）。兩種代表不同範圍的火災事件。一般而言，巨碳屑比較能代表區域性的火災，而微碳屑較易受水流與風搬運的影響，因此同時反應周圍與遠距離的火災事件（Whitlock and Anderson, 2003）。巨碳屑分析過程如下（張秋蓮, 2006）：

(1) 將 1 cm^3 的樣本浸泡在 5 ml 的次氯酸鈉溶液，靜置隔夜。

(2) 將樣品以 125 μm 孔徑的篩網過篩，將篩網上的碳屑移入 1.5ml 的塑膠管保存於 99.5% 的酒精內。

(3) 計數時，將樣本移入直徑 5 公分培養皿，於解剖顯微鏡下以 20 倍的放大倍率計數。





參、花蓮鯉魚潭

第一節：湖泊與環境資料

花蓮鯉魚潭 (23°55' N, 121°30'E) 南鄰北迴歸線，屬於亞熱帶季風氣候區，為被鯉魚山與中央山脈所包圍的低海拔湖泊 (Fig. 5)，其海拔高度為 110 公尺，湖面積 106 公頃。東岸鯉魚山側為水深最深處，約達 9 公尺；西側為中央山脈東斜面系統，其地質岩層主要由黑色片岩、綠色片岩、砂質片岩及變質石灰岩所構成；北與南面為更新世或全新世沖積堆積礫砂及粘土層所構成 (中央地質調查所, Fig. 6)。鯉魚潭附近土壤，除農田中土壤已受耕作影響略呈灰黃色外，林中多為偏酸性的紅棕色土壤，pH 值約為 5.5 (周士雄, 2009)。鯉魚潭地質屬於礫砂層，然而較厚的沈積黏土層使得湖水不易外滲且雨量充沛，使得湖泊終年不枯 (周士雄, 2009)。今日，花蓮鯉魚潭已發展為旅遊觀光景點，周圍居民廢水的排放與森林內富含養分徑流的輸入，造成自 1998 年起鯉魚潭的水質便處於中養到優養化的狀態 (蔡財興, 1998)，並有葡萄藻的藻華現象的紀錄 (江殷儒, 2002; Chiang et al, 2004)。

在氣候資料方面，根據花蓮氣候站 (23°58'N, 121°36' E) 1971-2010 年的四十年平均資料顯示，花蓮區域年均溫為 23.4°C。最高溫出現在七月，溫度達 28.4°C。最低溫則在一月，溫度為 18°C。年平均總降雨量為 2176.8mm，在八月至十月間的颱風為本區降雨的主要來源 (Fig. 7)。根據崔瓦沙氣候分區，屬於亞熱帶夏季溼潤炎熱氣候，為台灣所佔面積最大的氣候類群 (邱祈榮等, 2009)。由於台灣位於太平洋高壓西側，靠近北迴歸線。颱風受到迴壓環流的引導和東北信風的推移，經常向西移動並自花蓮登陸。1981~1989 年間有十六個對台灣造成影響的颱風，其中有六次登陸的地點是在花東地區，因此夏季花蓮受颱風影響

很大；在冬季則受東北季風影響，降雨較少。終年濕度都高於 73%，無明顯乾濕季的分別（中央氣象局）。

鯉魚潭周圍山地植群組成隨海拔上升有顯著改變 (Su 1984)。在海拔 1000 公尺以下為亞熱帶常綠闊葉林，優勢種為榕屬 (*Ficus*)、錐屬 (*Castanopsis*)、石櫟屬 (*Pasania*) 與紫薇屬 (*Lagerstroemia*)，並伴隨著楊梅屬 (*Myrica*)，野桐屬 (*Mallotus*) 與樹蕨屬 (*Alsophila*)。在海拔 1000 到 2500 公尺為暖溫帶林，主要樹種為櫟屬 (*Quercus*)、槲屬 (*Cyclobalanopsis*)、赤楊屬 (*Alnus*) 與松屬 (*Pinus*)。在海拔 2500 公尺以上，則為冷溫帶針葉林，優勢種為鐵杉屬 (*Tsuga*)、雲杉屬 (*Picea*) 與冷杉屬 (*Abies*)。

對於花蓮鯉魚潭的研究僅有地形構造演替的研究，該研究僅根據鯉魚潭周圍地形與河流分佈狀態，推測鯉魚潭可能為河川襲奪所形成(齊士崢, 1997)。但對於湖泊發育的歷史與周圍植被的變遷的研究依然付之闕如。因此本研究將利用鯉魚潭岩芯 LYHL-B 的沉積物紀錄來重建本湖泊的發育過程與周圍森林變化的趨勢，並藉此推測本區域氣候變遷與人類活動的狀況。

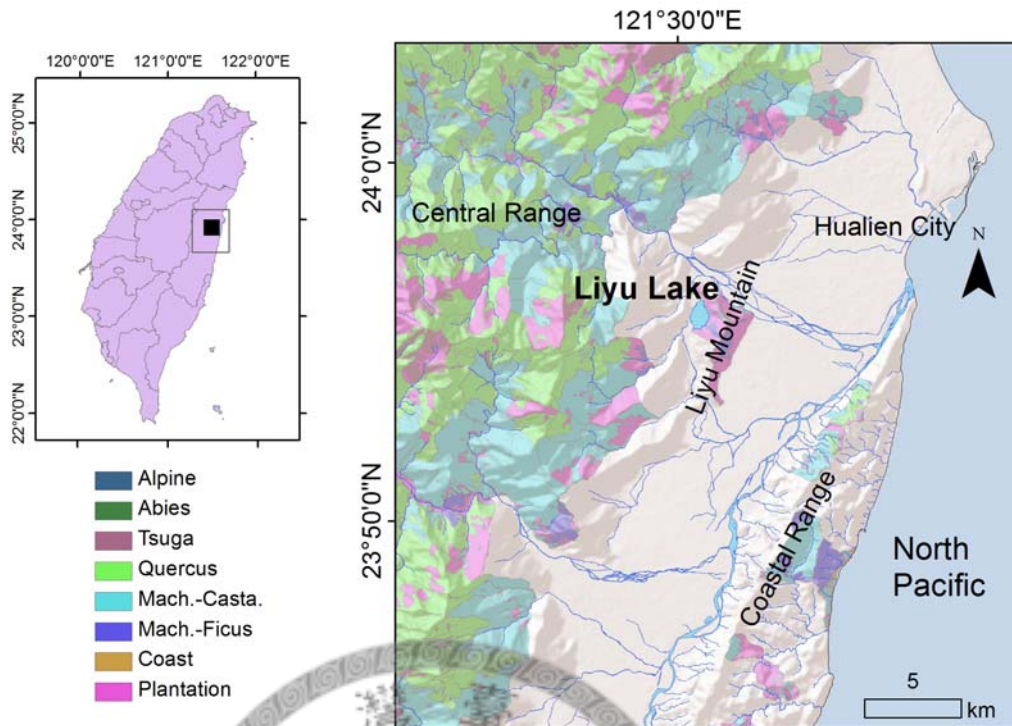


Fig. 5. The surrounding vegetation and topography of Liyu Lake, Hualien County. The vegetation map is after 邱祈榮等(2009).

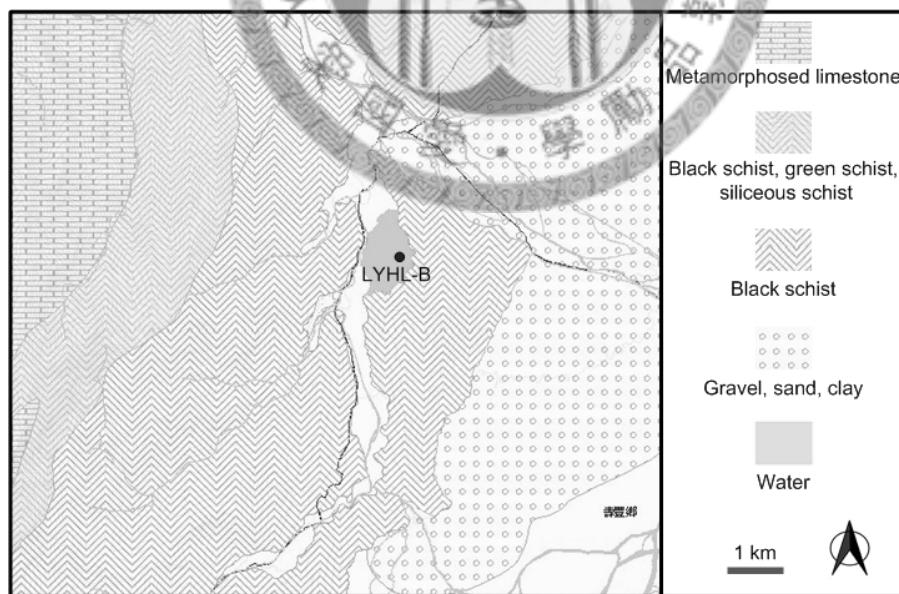


Fig. 6. The lithological map of the vicinity of Liyu Lake (Central Geological Survey, MOEA).

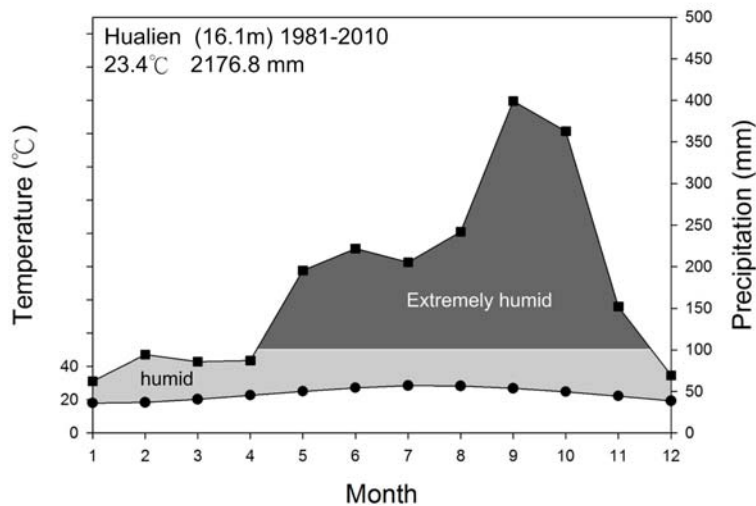


Fig. 7. The climate diagram of Hualien City. The circles are monthly mean temperature and the squares are monthly mean precipitation. The name of weather station, altitude, records period, annual mean temperature and annual precipitation are marked on left-upper portion of diagram. The climate of Hualien is warm and humid throughout the year. The rainy season is May to November and the maximum of precipitation happens during August and October corresponded to typhoon events (Central Weather Bureau).

第二節：結果

(一)、岩性與年代模式

岩芯 LYHL-B 總長 668 公分，根據其岩性分佈模式，可以大致區分成三個部份 (Fig. 8)。底層 668-280 公分的部份由顆粒較粗的細沙 (silt; 顆粒大小 3.9 到 62.5 μm) 所組成，此段沉積物的花粉與矽藻保存極差，經過萃取與濃縮，依然無法獲得足夠的花粉與矽藻以進行觀察計數，因此本研究僅針對上部 280 公分的部份進行分析。在 280-95 公分間，除了在 280-250 公分間夾雜有兩層灰色泥層 (brown mud)，其他皆為富含有機物的黑色腐植泥 (gyttja)。上部 95-0 公

分的部份，則是黑色腐植泥與灰色黏土層（clay；顆粒大小小於 3.9 μm ）相互交錯。

^{210}Pb 與 ^{14}C 定年的結果如 Table 1 所示， ^{210}Pb 定年結果顯示近百年的沈積速率為 0.48 mm/yr（Fig. 9），整根岩芯無沉積物翻轉的的現象。年代控制點經校正後，用內插法和外推法計算各深度沉積物年代。根據年代模式，本 LYHL-B 共保存了 7020 年來的紀錄，其沈積速率在不同時期有明顯的變化（Fig. 8）。從 668-242 公分沈積速率為 0.9 mm/year。隨後在 242-155 公分處，沈積速率增加為 3.1 mm/year，為本岩芯沈積速率最高的時期。而在 155-109 公分處，沈積速率則下降到 0.4 mm/year。之後的沈積速率則增加到 2.6-1.8 mm/year，直到最後上部 6 公分沈積速率又降到 0.5 mm/year。在分析採樣的解析度上，花粉、矽藻與碳屑是以每 5 公分的解析度進行分析。有機物分析則是在 280-160 公分是以 5 公分的解析度，但在 160-0 公分則以 1-2 公分的解析度進行分析。最後，磁感率以每公分的解析度進行量測。

Table 1. The results of ^{210}Pb dating and ^{14}C dating of LYHL-B.

Depth (cm)	Methods	Lab no.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C age (BP)	Calibrated age* (cal BP)
0-1	^{210}Pb	LYHL-B-1	-	-	-46±10
5-6	^{210}Pb	LYHL-B-4	-	-	59±10
85-86	^{14}C	NZA 29605	-30.0	422±20	490±24
109-110	^{14}C	NZA 26309	-28.8	632±30	583±30
155-156	^{14}C	NZA 29606	-24.0	1858±20	1780±70
242-243	^{14}C	NZA 26389	-29.6	2078±30	2060±70
655-656	^{14}C	NZA 27222	-26.6	5846±30	6670±70

*derived from Reimer et al. (2004). 0 cal BP = 1950 AD.

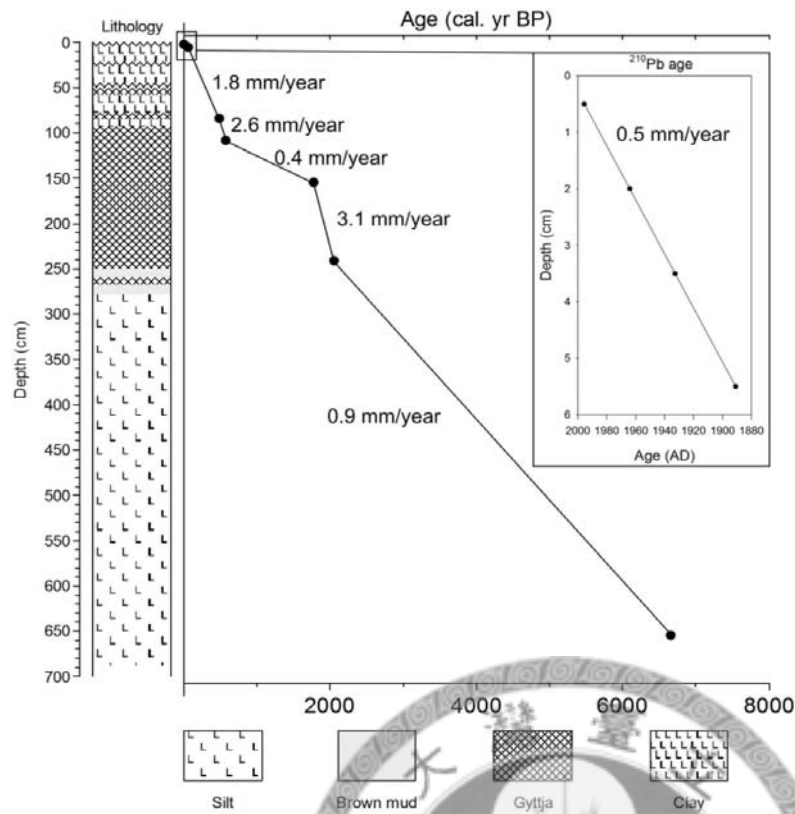


Fig. 8. The age model and sedimentation rate of LYHL-B of Liyu Lake, Hualien County.

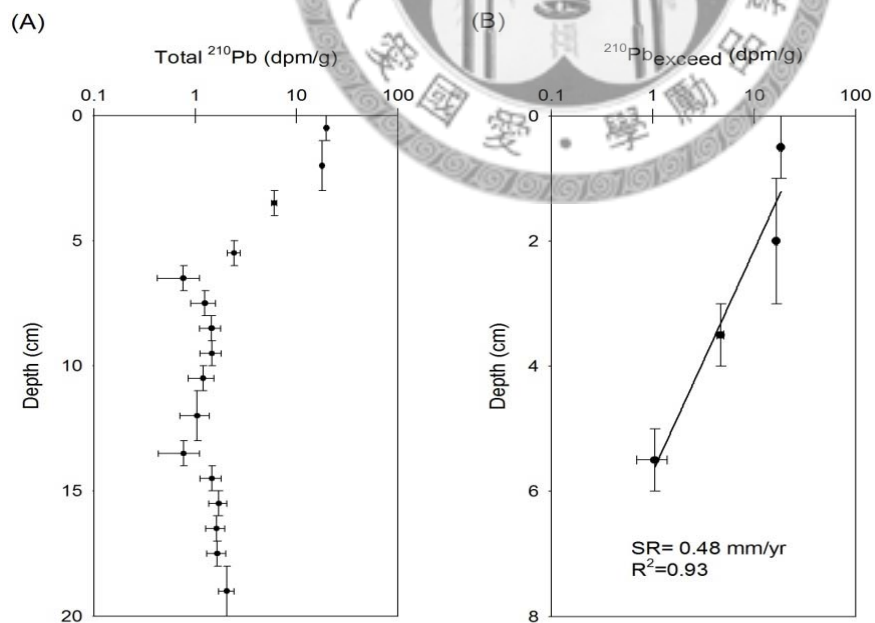


Fig. 9. The results of ^{210}Pb dating of LYHL-B. The two diagrams present the amount of measure ^{210}Pb (A) and the sedimentation rate (SR) in recent 100 years (B).

(二)、花粉圖譜

本岩芯共鑑定 62 種花粉與孢子和 4 種非花粉的抗氫氟酸化石 (NPP, Non-pollen palynomorph) 被觀察。基於花粉類群的群聚分析(Cavalli-Sforza and Edwards, 1967)。我們將 280 公分的沉積物區分為四個花粉帶 (Fig. 10)。由於花粉較能反映出大規模的環境變遷事件, 因此本研究各指標如矽藻與其他地化分析的分帶依據, 皆以花粉帶為基準來進行闡述與各指標間的比較。

木本植物主要種類包含亞熱帶長青林的石櫟屬/錐屬 (*Castanopsis / Pasania*)、車桑子 (*Dodonea viscosa*) 與九芎屬 (*Lagerstroemia*) 與溫帶針闊葉混合林種類, 包含松屬 (*Pinus*)、櫟屬/櫟屬 (*Quercus/Cyclobalanopsis*)、赤楊屬 (*Alnus*) 與涼溫帶林種類鐵杉 (*Tsuga*)。草本植物則以禾本科為最為優勢的種類。直徑大於 40 μm 的禾本科花粉通常被鑑定為農耕禾本科花粉, 其大量存在能指示人類農耕活動, 此技術被廣泛應用在中國長江區域, 如巢湖 (Chen et al, 2009)。因此, 本研究也以直徑大於 40 μm 的禾本科花粉作為農耕禾本科花粉。艾屬 (*Artemisia*)、蕁麻科 (Urticaceae)、藜屬 (*Chenopodium*)、菊科 (Asteraceae) 為森林砍闢後, 最先出現的草本植物, 因此在本研究中將其視為為荒地面積的指標。水生植物花粉主要則有莎草科 (Cyperaceae)、聚藻 (*Myriophyllum spicatum*) 與蓼屬 (*Polygonum*), 其變化趨勢可以反應溼地面積的改變。藻類 NPP 則有盤星藻屬 (*Pediastrum*) 與葡萄藻屬 (*Botryococcus*) 其存在可作為水質營養狀態的指標。

花粉帶 I (280-245 cm, 2480-2090 cal BP)

木本花粉平均含量為 55%, 而草本花粉則達 45%。木本花粉的組成, 主要以涼溫帶針葉林的種類鐵杉 (*Tsuga*) 為優勢, 整個時期的變化並不明顯。草本花粉則以禾本科 (Poaceae) 為優勢, 蕁麻科 (Urticaceae) 次之, 禾本科花粉在

本時期晚期有明顯減少的趨勢。水生植物類群所占含量為木本花粉與草本花粉 (AP+NAP) 總和的 91%，其主要的種類為莎草科 (Cyperaceae)、聚藻 (*Myriophyllum spicatum*) 與蓼屬 (*Polygonum*)。本時期蕨類孢子含量低，平均僅有 44%。在 NPP 類群，盤星藻屬 (*Pediastrum*) 有較高含量而葡萄藻屬 (*Botryococcus*) 含量較低。

花粉帶 II (245 -145 cm, 2090-1500 cal BP)

本帶木本花粉平均含量增加且高達 73%。木本花粉組成最大的變動在於亞熱帶長青林的種類，包含石櫟屬/錐屬 (*Castanopsis / Paseria*) 與九芎屬 (*Lagerstroemia*) 與溫帶針闊葉混合林種類，包含松屬 (*Pinus*)、櫟屬/槲屬 (*Quercus/Cyclobalanopsis*)、赤楊屬 (*Alnus*) 和涼溫帶林種類鐵杉 (*Tsuga*) 明顯增加。草本花粉依然以禾本科 (Poaceae) 與蕁麻科 (Urticaceae) 為優勢，但相較於前期呈現減少的趨勢。而艾屬 (*Artemisia*) 則輕微增加。另一方面，水生植物花粉的含量減少到 AP 與 NAP 總和的 22%，而沼澤環境指標蓼屬 (*Polygonum*) 則完全消失。此外，莎草科 (Cyperaceae) 花粉含量則降低到 17%，然而低水位指標聚藻 (*Myriophyllum spicatum*) 在本花粉帶自 200 公分以上有增加的事件。蕨類孢子的含量則較前期稍微增加，平均達 54%。在 NPP 部份，盤星藻屬 (*Pediastrum*) 僅在本花粉帶初期有少量存在，之後則幾乎消失，葡萄藻屬 (*Botryococcus*) 則呈現增加的趨勢。

花粉帶 III (145-55 cm, 1500-330 cal BP)

木本花粉含量依然高於草本花粉含量，但在 120 公分上部則逐漸降低。此時期，屬於亞熱帶長青林種類的石櫟屬/錐屬 (*Castanopsis/ Paseria*) 較為優勢，而九芎屬 (*Lagerstroemia*) 在 110 公分處 (583 cal BP) 有明顯減少的事件。而次生林種類野桐屬 (*Mallotus*) 與楊梅屬 (*Myrica*) 和荒地種類艾屬 (*Artimisia*)

與蕁麻科 (Urticaceae) 則有增加的趨勢。此外，禾本科 (Poaceae) 在本時期也有增加的趨勢，且變動劇烈。在水生植物部份，莎草科 (Cyperaceae) 花粉含量維持低值，聚藻 (*Myriophyllum spicatum*) 則幾乎消失。蕨類孢子的平均含量維持在 53%，在 70 公分處有突然增加的事件，含量達 223%。在 NPP 部份，盤星藻屬 (*Pediastrum*) 在本花粉帶晚期有短暫增加的事件，但隨即又降至低值。葡萄藻屬 (*Botryococcus*) 依然為優勢種類並持續增加，但在 70 公分處有突然減少的事件。

花粉帶 IV (55-0 cm, 330 cal BP-present)

木本花粉含量顯著下降，平均值降到 58%，特別是鐵杉 (*Tsuga*)、櫟屬/櫟屬 (*Quercus/Cycloblanopsis*)、赤楊屬 (*Alnus*)、石櫟屬/錐屬 (*Castanopsis/Pasania*) 和九芎屬 (*Lagerstroemia*) 有顯著下降的趨勢。相對的，草本花粉則明顯增加，顯示森林密度降低。草本花粉主要優勢類群轉變成為荒地種類與農耕禾本科花粉。水生植物花粉有稍微增加的趨勢，但上下變動劇烈。蕨類孢子在本時期達到了最高值，其平均達 271%，但在上部 5 公分再度降回 60%，這樣的結果顯示本時期為整個岩芯紀錄中最高潮濕的時期。NPP 的盤星藻屬 (*Pediastrum*) 僅在本時期晚期有一高峰存在，而葡萄藻屬 (*Botryococcus*) 的趨勢大致上與荒地種類相似，呈現週期性的劇烈變動。

(三)、矽藻圖譜

整根岩芯鑑定了 50 個矽藻種類，根據不同種類的棲地特性，將其分為浮游型、附著型與底棲型 (Fig. 11)。在花粉帶 I，主要矽藻優勢類種類為浮游型種類 *Aulacoseira granulata* 與底棲型種類 *Stauroseira construens*。然而 *Aulacoseira granulata* 通常也作為水質優養化的指標。

在花粉帶 II 的初期(220 公分以下), 附著型矽藻 *Achnanthes* spp.、*Cymbella* spp. 和 *Epithemia adnata* 與底棲型矽藻 *S. construens* 為優勢類群。儘管如此, 浮游矽藻 *A. granulata* 在本時期依然十分優勢。然而在花粉帶 II 的晚期浮游型矽藻 *Discostella stelligera*, 底棲型矽藻 *Navicula cryptotella* 與 *Navicula radiosa* 顯著增加, 相對的 *A. granulata* 與 *Fragilaria capucina* 的含量則隨之降低。在此, *Discostella stelligera* 可作為水位變化的指標, 並指示著本時期有水位上升事件的存在。在花粉帶 III 與花粉帶 IV, 主要的附著型矽藻與底棲型矽藻類群都相繼消失, 浮游型種類 *A. granulata* 與 *D. stelligera* 取而代之, 成為本時期最主要的優勢種類。

(四)、有機物與磁感率分析

有機物與磁感率分析結果如 Fig. 12 所示。有機碳含量 (total organic carbon, TOC) 與有機氮含量 (total organic nitrogen, TON) 的趨勢大致相同。有機碳含量的變化範圍為 0.07~13.88%, 平均值為 4.85%。氮含量變化範圍為 0.01~1.12%, 平均為 0.41%。在花粉帶 I 與花粉帶 II, 有機碳含量與氮含量呈現逐漸增加的趨勢, 然而在花粉帶 I/II 與花粉帶 II/III 的交界各有一次含量急遽下降的事件。在花粉帶 III 初期, 有機碳含量與有機氮含量呈現出穩定且高含量的趨勢, 有機碳含量平均為 8.95%, 而氮含量平均為 0.73%。自花粉帶 III 晚期, 沉積物內有機碳與氮的含量則急遽下降。有機碳含量平均降至 1.35% 而氮含量降至 0.12%。花粉帶 III 後半部則呈現劇烈的上下波動, 有機碳與氮含量始終低於前期。C/N 比值的變化範圍為 2.96~21.51, 平均值為 10.71。在花粉帶 I, C/N 比值呈現逐漸上升的趨勢, 在進入花粉帶 II 則維持在 10 上下輕微變化, 直到花粉帶 III 後半部開始呈現劇烈的波動變化。穩定碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}$) 的變化範圍在 -26.88~-19.34‰, 平均為 -24.08‰。在花粉帶 I, 穩定碳同位素呈現變輕的趨勢, 在進入

花粉帶 II 時則開時逐漸變重。在花粉帶 II/III 交界則有短暫變輕的事件，在花粉帶 III 中期則陡然變輕，並呈現劇烈的上下波動。

磁感率的變化範圍為 9.9-0.9，平均為 3.99。其趨勢變化大致與有機碳含量變化相反。在花粉帶 I 呈現下降的趨勢，除了在花粉帶 I/II 與花粉帶 II/III 交界則有短暫增加的事件，磁感率在花粉帶 II 與花粉帶 III 初期維持較低的值，且變化波動較小。在進入花粉帶 III 後期則顯著增加，並呈現劇烈的變動。

(五)、碳屑分析

碳屑變化趨勢如 Fig. 13 所示。整根岩芯內碳屑含量變化非常劇烈，變化範圍為 0-169 pieces/cm³。在整根岩芯內碳屑的變化，在花粉帶 I 僅有一次高於平均值的事件存在。在花粉帶 II 前期，碳屑含量則高於平均值，在晚期則再度低於平均值。在花粉帶 III 前期也是大致皆高於平均值，但在後期則呈現週期性波動。在花粉帶 IV 碳屑含量則皆低於平均值，但依然呈現週期性波動。

(六)、花粉和矽藻的主成份分析

Table 2 為岩芯 LYHL-B 花粉主成份分析結果。第一主成份 (principle component 1、PC1) 可以解釋 54% 的變異度，其中禾本科花粉有最高的分數，且大部分草本花粉為正的分數。相對的大部分木本花粉為負分數，其中分數最低的為九芎屬 (*Lagerstroemia*)。因此我們可以推測，花粉的第一主成份可能反映著森林密度的變化，在有人類活動的狀態下可以作為森林砍伐強度的代用指標。由於其他主成分所能解釋的變異度較小，較不具代表性，因此在此不多作討論。

Table 3 為岩芯 LYHL-B 矽藻主成份分析結果。第一主成份解釋了 47% 的變異，其中水位變化的指標 *D. stelligera* (浮游型) 有最高的分數，而底棲型矽藻種類 *S. construens* 則有最低的分數，這結果顯示矽藻第一主成份可以反應湖泊水位的變化。矽藻第二主成份則解釋了 38% 的變異，其分數最高的種類為 A.

granulata (浮游型)。由於 *A. granulata* 一般是作為湖泊水質優養化的指標種，因此矽藻第二主成份可作為水體優養狀態的指標。

Table 2. Scores of principal component analysis for pollen species appeared in the sediments of Liyu Lake, Hualien County.

	PC1	PC2	PC3	PC4
Variable (%)	54	18	7	6
Poaceae	3.52	0.89	-0.81	-0.27
Urticaceae	0.29	-0.18	0.82	2.06
Cultivated Poaceae	0.17	-0.41	0.29	0.41
Compositae	0.11	0.21	0.14	0.36
<i>Artemisia</i>	0.03	-0.46	0.21	0.43
<i>Daemonorops</i>	-0.06	0.04	0.26	-0.36
<i>Myrica</i>	-0.06	-0.13	0.09	-0.27
<i>Dodonaea viscosa</i>	-0.10	-0.18	0.20	-0.50
<i>Mallotus</i>	-0.12	-0.32	1.25	1.04
<i>Tsuga</i>	-0.27	-0.22	0.63	-1.64
<i>Alnus</i>	-0.31	-0.62	0.14	0.17
<i>Quercus</i> / <i>Cyclobalanopsis</i>	-0.47	-0.63	-0.28	-0.15
<i>Castanopsis</i> / <i>Passania</i>	-0.49	-1.52	-3.08	-0.07
<i>Pinus</i>	-0.54	1.24	0.50	-2.16
<i>Lagerstroemia</i>	-1.25	2.98	-1.26	1.12

Table 3. Scores of principal component analysis for diatom species appeared in the sediments of Liyu Lake, Hualien County.

	PC1	PC2	PC3	PC4
Variable (%)	47	38	8	4
<i>Discostella stelligera</i>	3.18	0.15	1.35	0.25
<i>Achnanthes microcephala</i>	0.31	-0.19	-1.47	2.18
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>vaucheriae</i>	0.05	-0.19	-0.39	-0.04
<i>Eunotia pirla</i>	-0.02	-0.01	0.01	0.02
<i>Achnanthes minutissima</i>	-0.03	-0.35	-1.43	1.21
<i>Fragilaria tenera</i>	-0.04	-0.1	-0.11	-0.27
<i>Navicula radiosa</i>	-0.09	-0.16	-0.03	-0.57
<i>Achnanthes rupestoides</i>	-0.12	-0.05	0.08	0.17
<i>Cymbella microcephala</i>	-0.12	-0.25	-0.36	-0.95
<i>Cymbella leptoceros</i>	-0.26	-0.36	-0.16	-1.19
<i>Epithemia adnata</i>	-0.3	-0.41	-0.18	-1.36
<i>Aulacoseira granulata</i>	-0.62	3.39	0.33	0.25
<i>Staurosira construens</i>	-1.49	-0.95	2.55	1.44

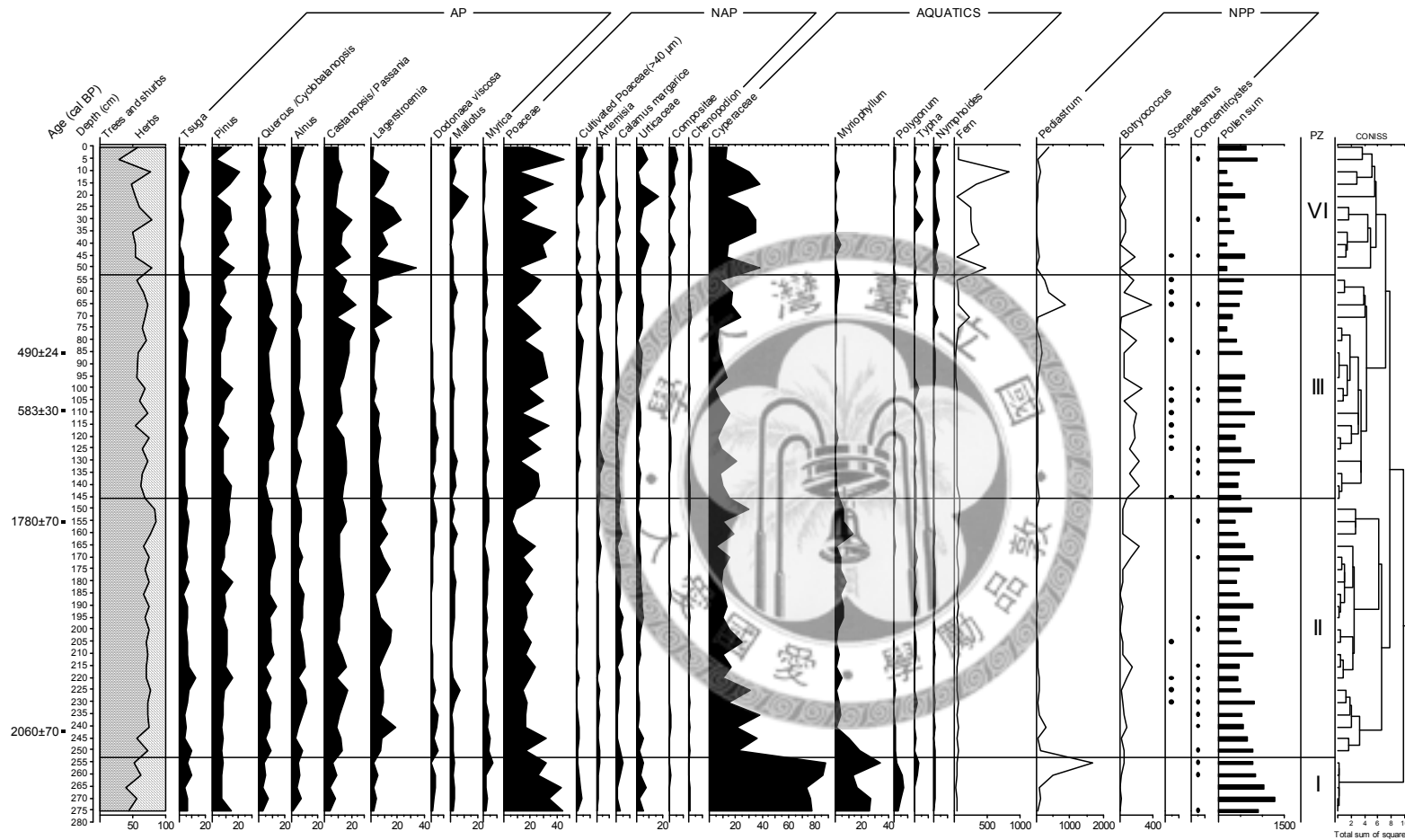


Fig. 10. Pollen diagram of Liyu Lake, Hualien (LYHL-B). AP: arboreal pollen; NAP: non-arboreal pollen; AQUATICS: aquatic plant pollen; NPP: non-pollen palynomorph. Taxa (%) = taxa / (AP+NAP). Black circles infer presence. PZ: pollen zone.

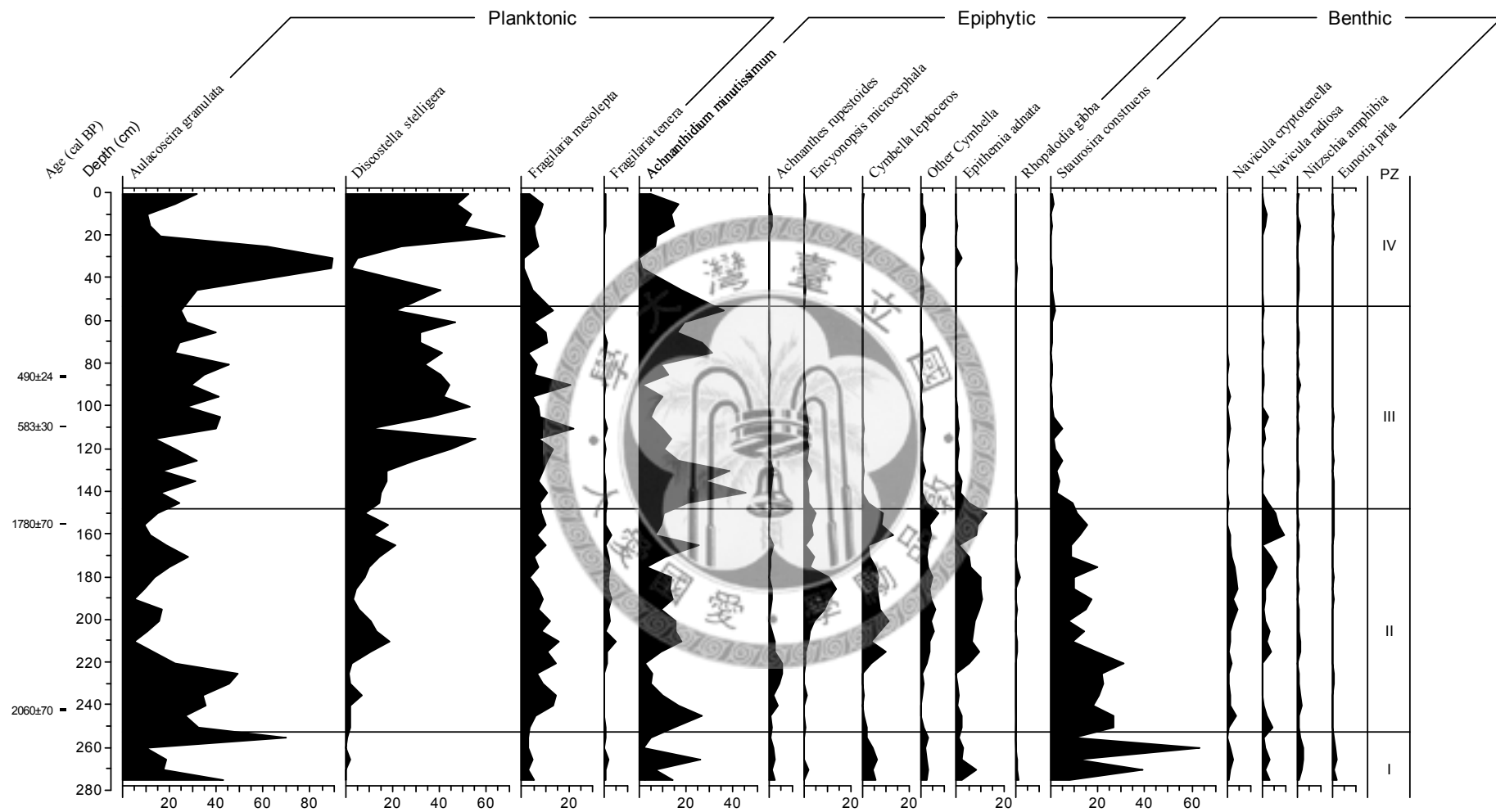


Fig. 11. Diatom diagram of Liyu Lake, Hualien (LYHL-B). The zonation is the same as pollen zone (PZ).

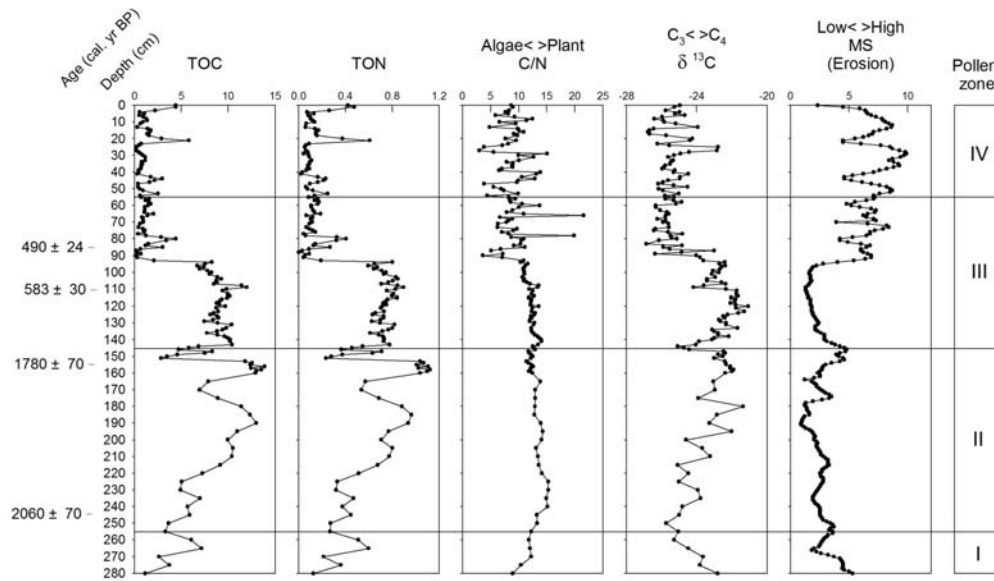


Fig. 12. The diagram of organic analysis and magnetic susceptibility (MS) of Liyu Lake, Hualien (LYHL-B). The zonation is the same as pollen zone. TOC = total organic carbon; TON = total organic nitrogen; $\delta^{13}\text{C}$ = carbon stable isotope ratio.

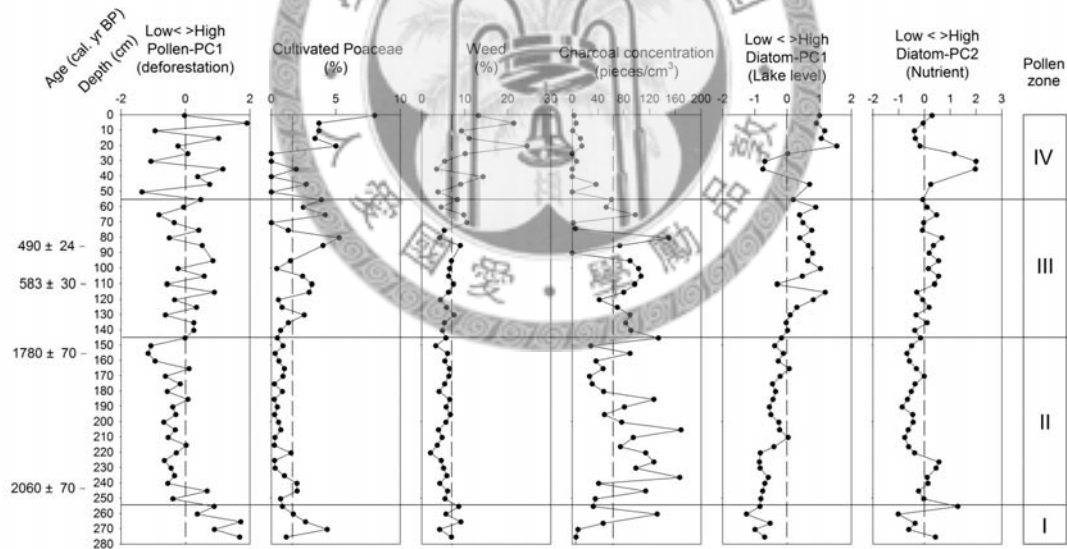


Fig. 13. The summary of pollen and diatom principle component analysis, cultivated Poaceae, weed and charcoal. Pollen-PC1 (pollen principle component 1) correlated to the deforestation. Diatom-PC1 (diatom principle component 1) correlated to the change of lake level, while Diatom-PC2 (diatom principle component 2) correlated to the trophic condition of lake. Weed assemblage includes *Artemisia*, *Urticaceae*, *Compositae* and *Chenopodium*. The zonation is the same with pollen zone.

第三節、討論

(一)、花蓮鯉魚潭的形成與發育

基於年代模式可知本岩芯沉積物在下部與上部有較高的沈積速率，這樣不一致的沈積速率變化可能與氣候變遷或湖泊集水區周圍人類活動有關。在美國與墨西哥水庫沉積物的研究都指出，沉積物的堆積速率與集水區周圍都市化與人口變遷有關(McCall et al., 1984; Fernex et al., 2001)。而在花蓮鯉魚潭內所觀察到沈積速率的劇烈變化，可能也是受到人類活動的影響。

在台灣共有兩種原生的聚藻(Li and Hsieh, 1996)，分別是聚藻 (*Myriophyllum spicatum*) 與烏蘇里聚藻 (*M. ussuriense*)。在花蓮鯉魚潭沉積物內所發現的聚藻 (*Myriophyllum spicatum*) 是屬於世界分佈種，其所喜愛的棲地類型為湖泊、池塘、緩慢流動的河流和溪流(Madsen et al., 1991)。然而聚藻也可以在高流速的河流內生長(Newroth, 1985)，並有許多附著性的矽藻 *Cymbella* 附生其上。因此，當聚藻與附著性矽藻 *Cymbella* 共同存在時，可能顯示當時有河流流入鯉魚潭，並將原本生長在溪流環境的聚藻花粉與附著與其上的附著性矽藻 *Cymbella* 運送到本湖泊內。另一種可能則是當時湖泊水位較低，因此有較多的聚藻與附著矽藻存在。這樣的組合出現在花粉帶 I 與花粉帶 II，顯示在 1500 cal BP 之前，花蓮鯉魚潭的狀態為終年有水的沼澤或有河流流入的淺水湖 (Fig. 10)。在深度低於 240 公分，大約是 1950 cal BP 之前，沉積物內有大量的溼地植物花粉與底棲型矽藻，暗示當時的水域環境應該是沼澤或是淺水湖。由於 *M. spicatum* 與 *Cymbella* spp. 共同存在的現象，這樣的環境狀態應該持續到花粉帶 II。

在花粉帶 III 時，這兩種指標生物則明顯的減少，甚至消失。取而代之的則是浮游性矽藻 *D. stelligera* 與 *A. granulata*，顯示自 1500 cal BP 以來，水位逐漸上升的事件 (Fig. 11)。矽藻為淡水環境中反應水位變化的良好指標(Moser et al., 2000)，在本研究中底棲型矽藻類群、附著型矽藻類群與浮游型矽藻類群呈現出明顯的演替過程，特別是在花粉帶 II 與花粉帶 III 的交界 (Fig. 11)。這樣的結果可能暗示著水域環境從沼澤或河流轉變成內陸湖泊的狀態。因此，這時間可能

是花蓮鯉魚潭確切形成的時間。在花粉帶 IV 時 (330 cal BP 以來)，真浮游型種類如 *A. granulata* 與 *D. stelligera* 顯著增加，顯示湖泊水位明顯上升，間接暗示著降雨增加的事件 (Fig. 11)。

台灣位於歐亞板塊與菲律賓板塊的交界，因此地震的頻率非常的高，每年約發生 18500 次地震，其中約有 1000 次為有感地震 (1991~2006 年平均)。自 1901 年甚至更有高達 97 次的災害性地震 (中央氣象局，<http://www.cwb.gov.tw/>)。而台灣東部更緊鄰歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交界邊緣，因此大多數的地震都發生在台灣東部 (Yu and Kuo, 2001)。河流常受地震造成的山崩所堰塞，進而發育成堰塞湖，如 1999 年 921 大地震後所形成的草嶺潭堰塞湖及九份二山堰塞湖。此外，根據台灣古地震的研究顯示 (中央地質調查所，<http://fault.moeacgs.gov.tw/>)，集集車籠埔斷層在 1900 年以來共紀錄了 5 次規模 7.0 以上的大地震，其時間點經由 14-C 定年預估可能發生的時間，分別為 AD 1650-1520 (300-430 cal BP)、AD 1270-1160 (680-790 cal BP)、AD 1060-1030 (1270-1160 cal BP)、AD 570-400 (1380-1160 cal BP)、AD 240-50 (1710-1900 cal BP)。因此發生在 1710-1900 cal BP 的大地震 (花粉帶 II)，可能與鯉魚潭形成有所關聯。本岩芯在 2.8 米以下的部份的沉積物內花粉與矽藻的含量十分的低，而其沉積物的組成主要為較粗的細沙，並非湖積物。因此我們認為花蓮鯉魚潭發育成為堰塞湖最少不早於 1500 cal BP。

(二)、花蓮鯉魚潭附近的植被與氣候變遷

氣候快速的暖化也會造成森林帶的上移或使植物族群數量銳減 (Bush et al., 2004)。此外，溫暖的氣候也會增強季風氣候在區域性尺度上的影響，並反應在區域性降雨增強的事件上 (Yancheva et al., 2007)。對台灣而言，東亞季風對於區域性的地景發育與生態系的組成扮演著關鍵性的角色。花蓮鯉魚潭位於台灣東部，直接受到來自太平洋的季風氣流的影響。因此本區域氣候改變對植群組成的影響較台灣其他區域更為明顯，這也是為何在鯉魚潭沉積物內的紀錄能靈敏反應出由季風增強所造成的降雨增加事件。

鐵杉 (*Tsuga*) 是典型生長在台灣高海拔山區 (海拔 2500-3100 公尺) 的針葉樹(Su, 1984), 因此沉積物內鐵杉的含量變化常可以作為涼溫帶針葉林擴張或遷徙的指標。在花粉帶 I 其特徵為較高含量的鐵杉與較低(Fig. 10)的矽藻第一主成份 (水位變化指標, Fig. 13)) 顯示當時氣候較為乾燥且寒冷。這結果也與台灣中部高海拔湖泊與宜蘭平原的花粉所紀錄較為寒冷的氣候狀態相同(Liew and Huang, 1994; Lin et al., 2004; Lin et al., 2007)。

在花粉帶 IV 大約是 330 cal BP 至今, 鐵杉花粉出現顯著減少的現象。此外, 矽藻第一主成份 (水位變化指標) 在本時期也有較高的值, 而蕨類孢子的含量與水生植物類群中莎草科花粉也明顯增加, 相對的火災指標碳屑則顯著減少。此外, 侵蝕度的指標, 磁感率也在本時期達到最高值。我們將這些資訊整合起來, 可以推測當時環境較為潮濕且湖泊水位有上昇的現象。這樣的結果反應了在 330 年前至今氣候從較為涼爽轉變成溫暖, 並伴隨著降雨的增加, 並反應在周圍流域侵蝕度的增加上。本結果也與中國貴州董哥洞的石筍紀錄相符(Hu et al., 2008a)。

(三)、人類活動的紀錄

台灣東部沿岸的考古資料, 最早可以追溯到舊石器時代晚期的長濱文化 (50000-6000 年前), 其主要代表遺址為八仙洞遺址並分佈在台東沿岸地區。此時生活方是以漁獵與採集為主, 尚未開始進入農耕時期。花蓮地區的考古紀錄, 則從新石器時代早期 (6000-4600 年前) 開始, 屬於大盆坑文化, 主要遺址有新城與月眉遺址, 本時期生活模式以魚獵為主, 但出土的石斧與石鋤顯示此時已有農耕活動。在新石器時代中期 (4600-3500 年前), 東部地區進入繩文紅陶文化時期, 在花蓮區域的代表文化為大坑文化, 此時漁獵與農耕變得同樣重要, 並且開始有較大且長期定居的聚落形成。在新石器時代晚期 (3500-2000 年前), 在花蓮地區則以花崗山文化為代表, 此時人類聚落開始往山區擴張與遷徙, 主要分佈在海岸山脈中段偏北、縱谷北段與奇萊平原 (花蓮平原)。最後是鐵器時代或金屬石器並用時代 (2000-400 年前), 以位在花蓮縣壽豐鄉的靜浦文化為代表, 該文化出土的陶器其樣式與種類與現今居住在花東地區的阿美族陶器十分相似, 且其遺址地大多為阿美族傳說中的舊社址, 因此被認為與現今原住民阿美族有所關聯 (蔡麗凰, 2005)。而歷史文獻資料紀錄在 400 年前花蓮平原已有阿美

族聚落的存在(Lin, 1966)。根據西班牙神父 Jacinto Esquivel 在 AD1630 的手稿紀錄，當時花蓮地區最少有 12 個大型聚落的存在 (康培德，1999)。

花蓮鯉魚潭古環境資料與考古資料的比較如 Fig. 14 所示。該潭形成的時間大約是在 2450-1500 cal BP (花粉帶 I 與 II)，當時氣候較為寒冷乾燥 (較多碳屑、水生植物花粉與鐵杉花粉)。在花粉帶 I 初期有農耕禾本科花粉短暫存在 (Fig. 13)，可能也是反應受到氣候條件改變，使得史前人類遷徙離開的現象。除了氣候變遷外，發生在花粉帶 II 的車籠埔斷層古地震事件，可能也是造成史前人類遷徙離開的原因。從花蓮地區不同時期遺址數量的變遷，更可發現在 2000-1500 cal BP，遺址數量則從 14 處減少到 3 處 (Fig. 14)，似乎反應當時花崗山文化受環境變遷影響，由盛轉衰的過程。

在花粉帶 III 之後，氣候變得較為溫暖且穩定，對應到花蓮地區遺跡數量可以發現有顯著的增加。在 850-330 cal BP (120-55 cm)，沉積物內碳屑含量、農耕禾本科花粉與部份荒地花粉 (艾屬、蕁麻科) 都有顯著增加。較高的花粉第一組成份則指示森林砍闢強度的增加，而較高的矽藻第二主成份則顯示營養物質輸入增加 (Fig. 13)。這些指標都指示著人類農耕活動的存在，並間接暗示當時人類的遷徙與聚落的形成。而大量的碳屑與農耕禾本科花粉的共同存在，顯示當時的農耕方式以刀耕火種為主。

花粉帶 III 中期 (95cm, 510 cal BP)，沉積物內 TOC、TON 明顯減少，磁感率增加， $\delta^{13}\text{C}$ 變輕，可能顯示受到人類活動增加，使得花蓮鯉魚潭周圍侵蝕度增加，反應當時聚落規模變大，對於周圍土地運用需求增加。而另一種可能，則是反應受到東亞季風增強所造成降雨增加的現象。抑或人類活動增加與降雨增加所造成的共同影響。

在花粉帶 IV (近 330 年來)，沉積物內低 TOC、TON、高磁感率、較輕的 $\delta^{13}\text{C}$ 與高含量的農耕禾本科存在，顯示聚落持續在且進行農耕活動。然而碳屑含量卻明顯減少，可能是受到外來漢移民影響，使得農耕技術改善，不再運用刀耕火種的方式進行農耕，因此碳屑含量明顯減少。

藉由我們的研究，我們重建了花蓮鯉魚潭的發育過程與周圍人類活動的變遷。環境的改變會造成史前人類遷徙或文化類型的改變。而原住民可能早在 850 cal BP 便進入花蓮鯉魚潭周圍定居並形成聚落。

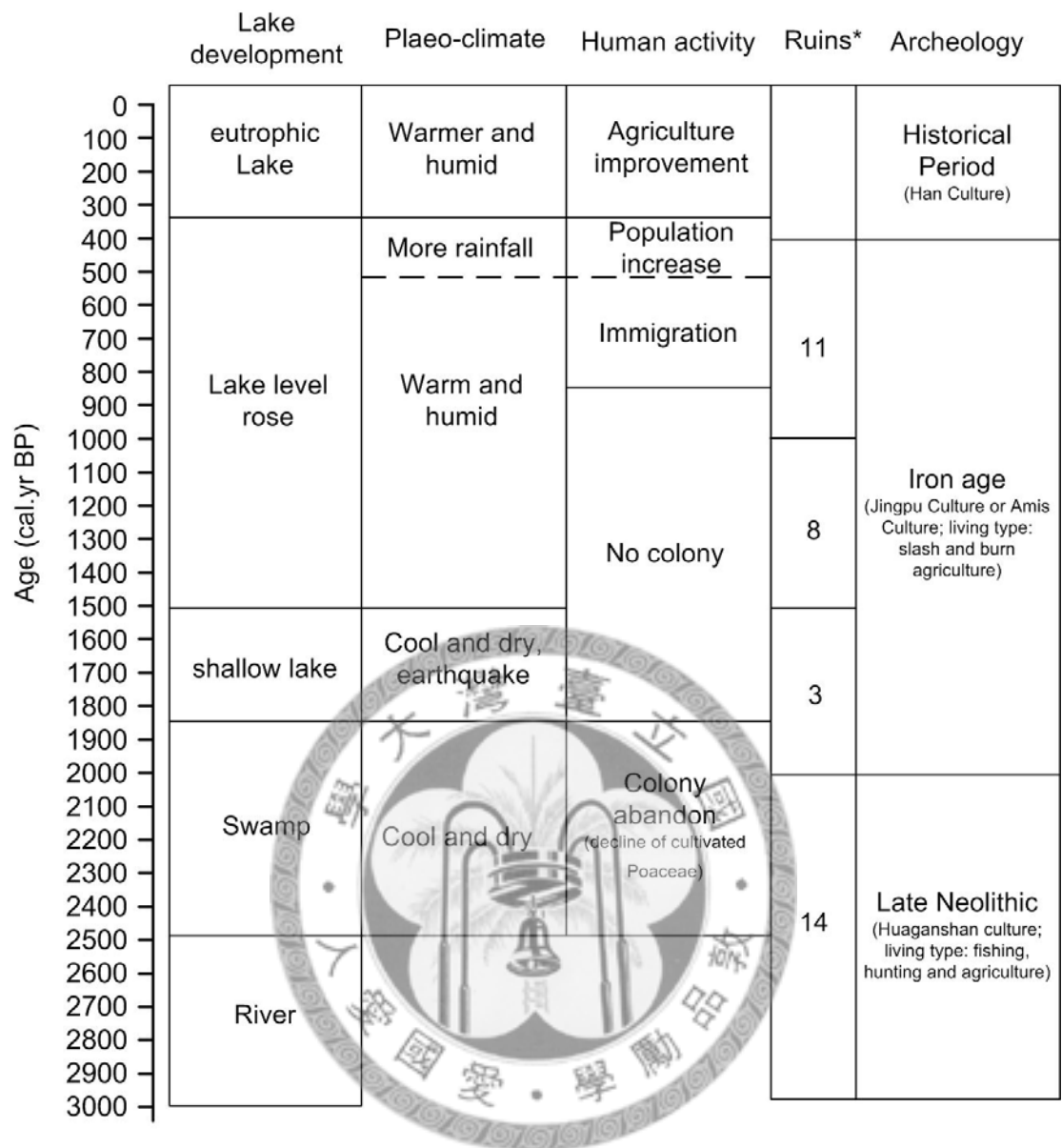


Fig. 14. The comparisons of lake development, paleo-climate, human activity, ruins and archeological data in Liyu Lake, Hualein County. *: the ruins numbers in Hualien County (Taiwan Archeology Site Data Base, <http://webgis.sinica.edu.tw/>).

肆、宜蘭翠峰湖

第一節：湖泊與環境資料

宜蘭翠峰湖(24° 30' N, 121° 36'E)為台灣最大的高山湖泊(陳鎮東與王冰潔, 1997),位於太平山與大元山之間,海拔高度為 1840 公尺,屬於中央山脈北端(Fig. 15)。湖周圍東南區、西南區和西北區較平緩,而在西邊、南邊及北邊較陡峭。周圍地質組成以灰黑色板岩為主,夾有厚層之變質砂岩與變質礫岩,在翠峰湖斷層北方轉變為頁岩、板岩為主(中央地質調查所)(Fig 16)。

湖面型狀為葫蘆狀(Fig. 17),水源主要來自附近山區降雨的匯集,湖面積與水深隨乾濕季轉換而有明顯變化。在乾季時(1-4月),水深降至 3 米,而在雨季時(9-11月)則深達 7 米,水位差約 4 公尺(毛俊傑, 2006)。由於湖泊東側為頁岩,有許多縫隙缺乏保水的能力。因此在降雨後高漲的湖水,會緩慢自東側頁岩裂縫流出,進而造成溼季時降雨後由高到低的水位變化。在颱風侵襲後水位甚至會達 15 米以上,而水位則在數個星期內緩慢下降(高樹基,私人通訊)。在這種環境下,水位變化成為控制湖泊周圍植群組成的重要因子。

翠峰湖周圍森林組成以山地混合針葉林的紅檜(*Chamaecyparis formosensis*)與扁柏(*Chamaecyparis obtusa* var. *formosana*)為主,森林分帶明顯(Lee et al., 1997)(Fig. 15)。由於翠峰湖鄰近的太平山區有豐富的森林資源,為昔日台灣三大林場之一,因此翠峰湖周圍多為林場所包圍(Fig. 15)。目前,翠峰湖周圍已劃歸為生態保育區,以保育本區範圍約為 160 公頃的水域環境與東側扁柏天然次生林(毛俊傑, 2006)。

根據翠峰湖湖域植群調查結果(毛俊傑, 2006)(Fig. 17),可將湖泊周圍植群與環境分為五個區塊。首先為灌木林,該區塊與湖面落差 7 公尺,其特徵種

為小葉石楠 (*Pourthiaea villosa* var. *parvifolia*)，優勢種為白背芒 (*Miscanthus sinensis*) 其分佈於湖周圍斜坡最上層，在高水位時期依然不會有淹水的現象。再往內一層為芒型，其與湖面落差 4 公尺，主要優勢有白背芒，並伴生高山薔薇 (*Rosa transmorrisonensis*)、如意草 (*Viola arcuata*)、假紫萁 (*Osmunda cinnamomea*)、矮菊 (*Myriactis humilis*)、小二仙草 (*Haloragis micrantha*)、及小葉四葉葎 (*Galium trifidum*) 等植物。本區在高水位時期，與水面相近，但若有颱風事件或暴雨事件的存在，可能也會有淹水事件。低草區則與湖面相差約 1-4 公尺，優勢種有白背芒、七星斑囊果薹 (*Carex phacota*)、小葉四葉葎、羊茅 (*Festuca ovina*)，特徵種則為戟葉蓼 (*Polygonum thunbergii*) 與細葉雀翹 (*Polygonum praetermissum*)，本區在高水位時期位於水下。蘚苔區與湖面落差僅為 0.05 公尺，特徵種為錢蒲 (*Juncus leschenaultii*)，並與大量蘚苔共同生長，在高水位時位於水下。空隙區則無植物生長，僅在枯水期最低水位時才存在 (毛俊傑, 2006)(Fig. 17)。

翠峰湖水質狀態也呈現出季節性的波動，根據毛俊傑 (2006) 在 2005 年間所進行的水質觀測顯示，4 月份(低水位時期)的翠峰湖湖水之 pH 值量測為 6.73-5.80，呈現中性到微酸性的狀態，BOD (Biochemical Oxygen Demand, 生化需氧量) 變動範圍則為 1.95-3.44 mg/l，而總氮在 0.53-1.21 mg/l 之間變動。而八月(高水位時期)的 pH 值在表層水為中性到微鹼性 (7.02-7.23)，下層水為弱酸性(5.06-6.12)，BOD 變動範圍則為 1.62-3.12，而總氮在 0.08-0.68 mg/l 之間變動。BOD 與總氮含量可作為水質污染狀態的評估，根據行政院環境保護署所頒布的『河川污染程度指標』 (<http://www.wranb.gov.tw/>)，翠峰湖湖水在乾季時水質處於輕度污染的狀態，而在濕季則處於未(稍)受污染的狀態。

翠峰湖周圍環境的變遷與太平山林業開發歷史息息相關，太平山林場於西元 1906 年始被發現，隨即開始資源調查與森林鐵道的建設。西元 1959 年時，太平

山伐木量高達 93000 餘立方公尺，為台灣之最。然而隨著森林資源的匱乏，於 1979 年森林鐵道全線停運，而在 1982 年太平山木材生產全部結束，開始發展森林遊樂事業（林清池，1996）。然而在此之前，翠峰湖周圍區域沒有人類活動的紀錄，是重建古環境的絕佳研究地點。近百年來的林業開發，也提供了一個良好的機會，讓我們比較人為干擾對森林組成與水域環境的影響。因此本研究藉由翠峰湖岩芯 TF-2 的紀錄，來重建本區域古氣候與古環境的變遷和人類伐林對森林與湖泊狀態的影響。

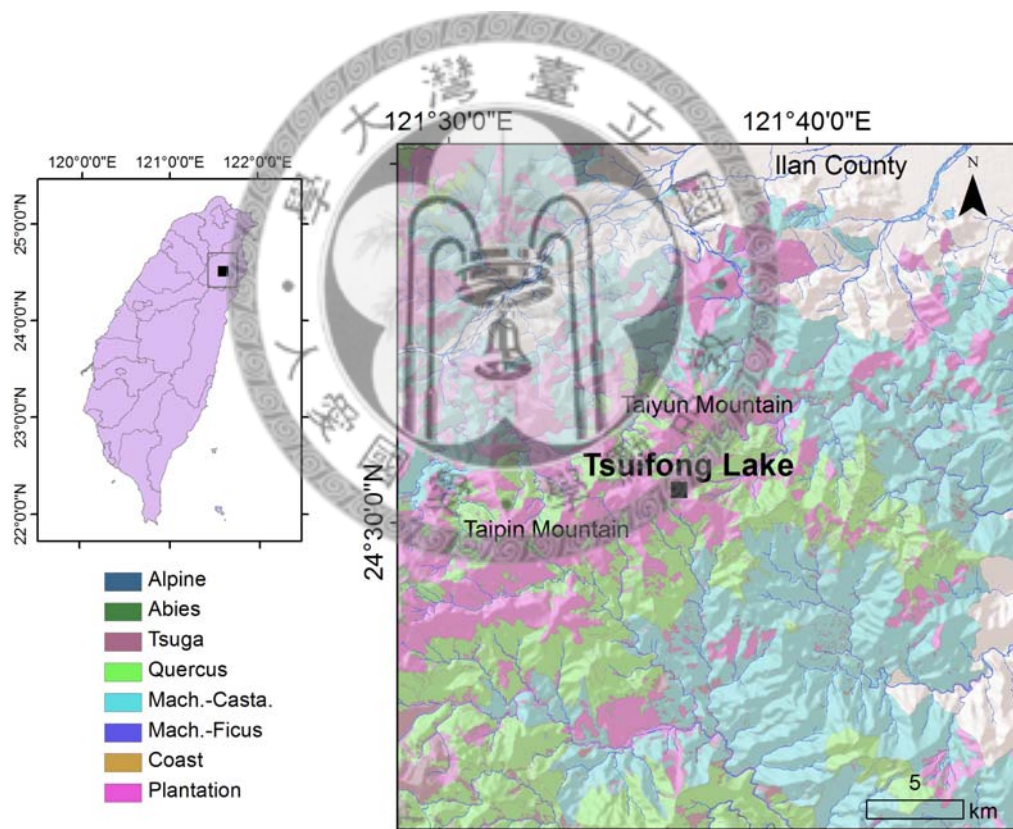


Fig. 15. The location, topography and surrounding vegetation of Tsuifong Lake, Ilan County. The vegetation map is after 邱祈榮等(2009).

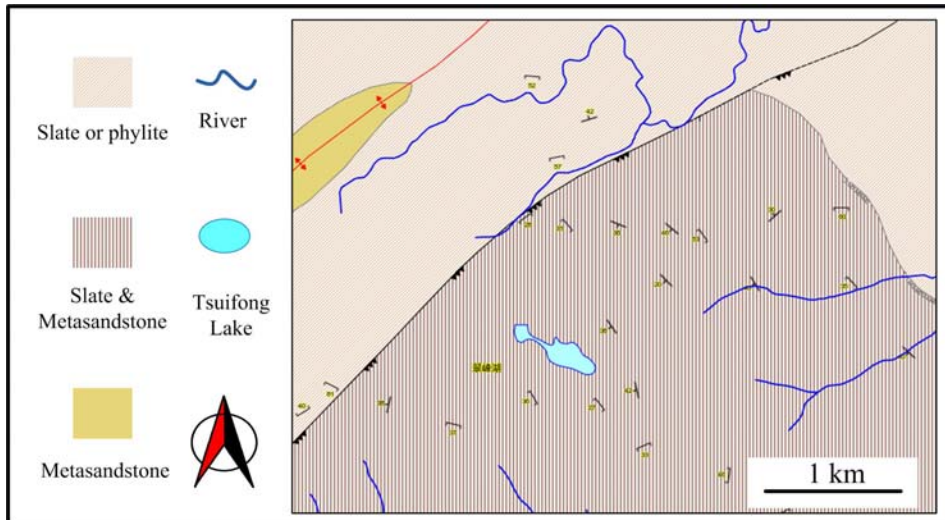


Fig. 16. The lithological map of the vicinity of Tsuifong Lake, Ilan County (Central Geological Survey, MOEA).

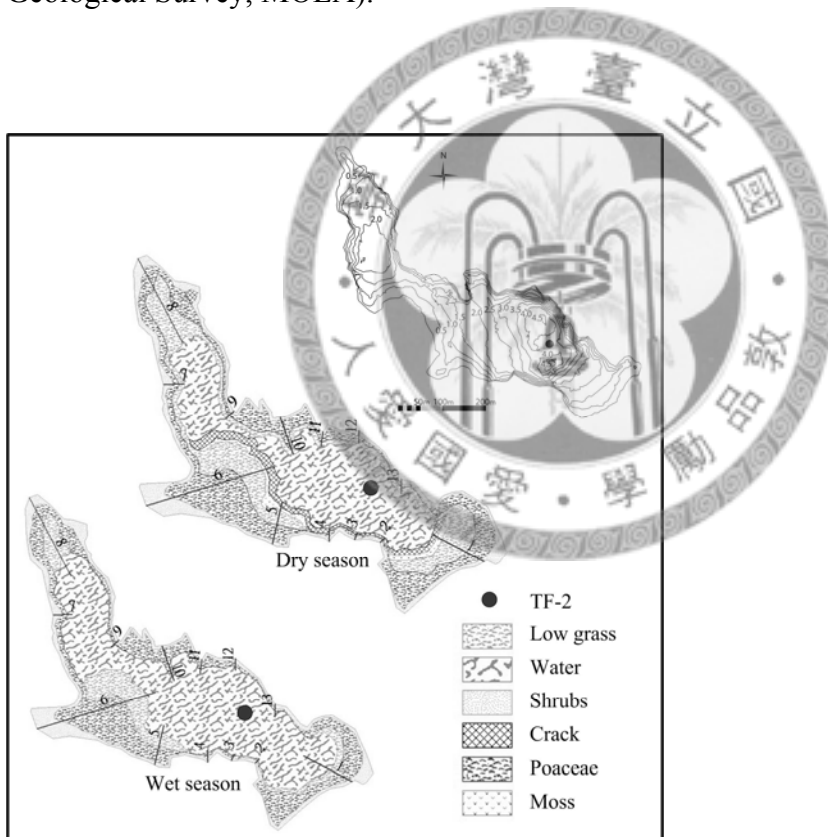


Fig. 17. The position of core TF-2, lake topography and the littoral vegetation in dry and wet seasons of Tsuifong Lake, Ilan (毛俊傑, 2006).

第二節：結果

(一)、岩性與年代模式

岩芯 TF-2 總長 55.5 公分，整根岩芯岩性沒有明顯變化，皆為灰黑色軟泥。為了提高岩芯的年代解析度，因此以 0.5 公分的解析度進行連續採樣。分析的項目包含花粉、矽藻、有機物含量、穩定同位素碳和氮與磁感率。所有指標皆以 0.5 公分的解析度進行分析。

^{210}Pb 與 ^{14}C 定年的結果如 Table 4 與 Fig. 18 所示。 ^{210}Pb 定年點結果顯示百年來沈積速率為 0.65 mm/yr (Fig. 19)。 ^{14}C 定年則有 4 個，整根岩芯呈現連續沈積，無翻轉事件存在 (Fig. 18)。年代控制點經校正後，用內插法和外推法計算各深度沉積物年代。根據年代模式本岩芯包含 1460 cal BP 以來的紀錄。沈積速率變化範圍為 0.65-0.19 mm/yr，大致呈現隨深度減少沈積速率逐漸增加的趨勢。僅在 23-6 公分處有沈積速率下降的事件，沈積速率自 0.60 mm/yr 下降至 0.48 mm/yr。



Table 4. The results of ^{210}Pb dating and ^{14}C dating of core TF-2 of Tsuifong Lake, Ilan.

Depth (cm)	Methods	Lab no.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C age (BP)	Calibrated age* (cal BP)
0.0-0.5	^{210}Pb	TF-2-01	-	-	-56±4
5.5-6.0	^{210}Pb	TF-2-12	-	-	29±4
22.5-23	^{14}C	NZA 32825	-28.0	323±20	308-460
34.5-35.0	^{14}C	NZA 33630	-26.8	495±35	555-611
43.5-44.0	^{14}C	NZA 33600	-27.5	973±25	795-875
53.5-54.0	^{14}C	NZA 32827	-25.5	1502±20	1335-1413

*derived from Reimer et al. (2004). 0 cal BP = 1950 AD

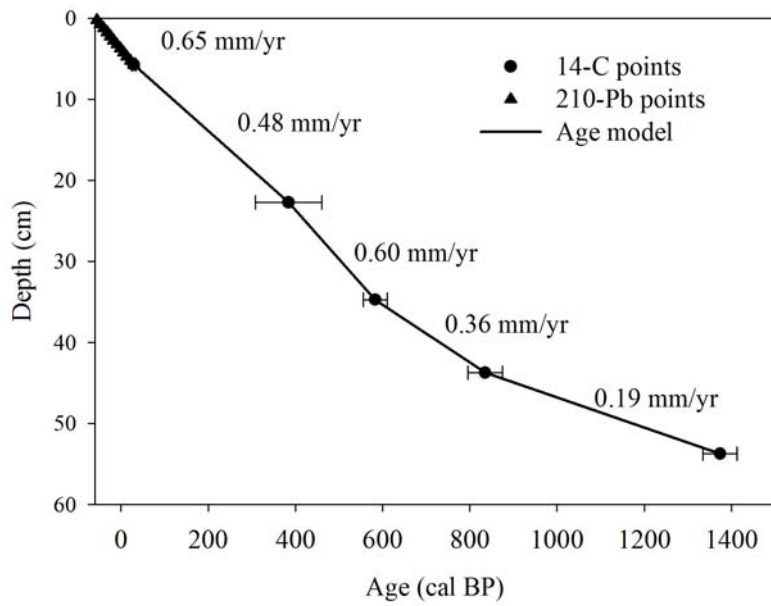


Fig. 18. The age model and sedimentation rate of core TF-2 of Tsuifong Lake, Ilan.

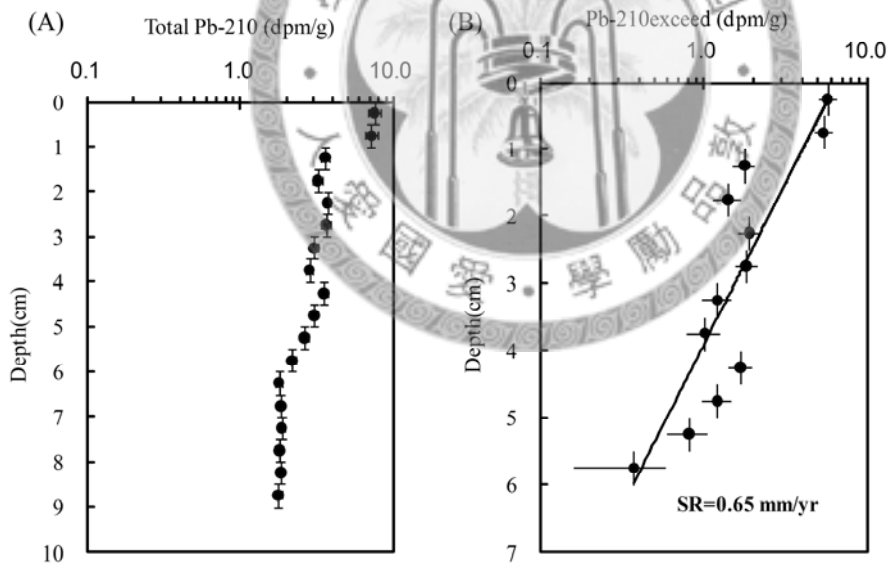


Fig. 19. The results of ^{210}Pb dating of core TF-2 of Tsuifong Lake, Ilan. The two diagrams present the amount of measure ^{210}Pb (A) and the sedimentation rate (SR) in recent 100 years (B).

(二)、花粉圖譜

本岩芯總長 55.5 公分，每間隔 0.5 公分取一樣本（各 0.5 公分高），共取 111 個樣本，觀察 111 個樣本。樣本內共觀察到 59 種花粉與孢子與 3 種非花粉的抗氫氟酸化石（NPP）。其中木本花粉有 24 種而草本花粉有 25 種，蕨類孢子有 10 種。木本花粉一直是優勢的類群的有暖溫帶林的櫟屬/槲屬（*Quercus* /*Cyclobalanopsis*）和赤楊屬（*Alnus*），冷溫帶針葉林的鐵杉與溫帶針葉林的松屬（*Pinus*）和扁柏屬（*Chamaecyparis*），和亞熱帶常綠林的石櫟屬/錐屬（*Castanopsis* /*Passania*）。草本花粉則以禾本科（*Poaceae*）、莎草科（*Cyperaceae*）與小二仙草屬（*Haloragis*）為主要優勢種類。根據花粉類群的群聚分析（Standardized Euclidian distance），可以將整個紀錄分成三個主要的花粉帶（Fig. 20），其中花粉帶 I 與花粉帶 III 可再細分出兩個亞帶。

花粉帶 I（55.5-26.5 cm, 1460-450 cal BP）

本段岩芯代表了約 1000 年的沉積物，木本花粉較草本花粉為優勢。Ib 則較 Ia 有更高的木本花粉含量。

在花粉帶 Ia（55.5-36 cm, 1460-630 cal BP），木本花粉平均含量為 65%。主要的優勢類群為暖溫帶林的赤楊屬（平均 24%，變動範圍 17-34%）與櫟屬/槲屬（平均 14%，變動範圍 8-21%），整體而言沒有明顯的變化，而其餘暖溫帶林的種類，如榆屬（*Ulmus*）、槭樹屬（*Acer*）與千金榆屬（*Capinus*）雖然量少，但也都有一定比例的存在。在本時期針葉林的種類，如冷杉、鐵杉、松與扁柏呈現出整根岩芯最低的含量，顯示穩定且溫暖的氣候狀態。在草本部份，禾本科花粉（平均 18%，變動範圍 11-25%）為主要組成，其次為莎草（平均 9%，變動範圍 2-16%）。禾本科花粉在初期有增加的趨勢，在 960 cal BP（深度 43.5 公分）左右達到最高值，隨後則逐漸下降。莎草科花粉則在初期有較大的波動，隨後逐

漸增加，在 710 cal BP（深度 39 公分），則有顯著下降的趨勢。微碳屑在本時期初期有逐漸增加的趨勢，然而在晚期則呈現逐漸減少的趨勢(Fig. 20)。

在花粉帶 Ib（36-26.5 cm, 630-450 cal BP），木本花粉平均含量達 71%。而木本花粉組成與花粉帶 Ia 相似，針葉林的種類鐵杉與松屬則逐漸增加，顯示氣候逐漸變得較為涼爽。草本花粉中，禾本科花粉與莎草花粉較 Ia 減少，而小二仙草花粉則在本時期逐漸增加。微碳屑在本時期也呈現微微下降的趨勢，顯示氣候變得較為潮濕。

花粉帶 II（26.5-10 cm, 450-120 cal BP）

本段岩芯代表了 330 年的沉積物。木本花粉在 220 cal BP（深度 14.5 公分）有明顯的下降事件。優勢類群依然為赤楊屬與櫟屬/槲屬，而兩者在本時期呈現相互消長的變化。暖溫帶林種類如榆屬與槭樹屬在本時期則顯著減少，而亞熱帶林的種類也呈現出較低的含量。針葉林組成則較前期增加，顯示氣候持續變涼的趨勢。在草本花粉中，禾本科與小二仙草呈現增加的趨勢。莎草科花粉則在晚期逐漸增加，這結果顯示在本時期大致為潮濕涼爽的狀態。

花粉帶 III（10-0 cm, 120 cal BP-present）

本段岩芯代表了近代 120 年的沉積物，在花粉帶 IIIa（10-6 cm, 120-40 cal BP）木本花粉逐漸增加。本時期木本花粉呈現由暖溫帶的櫟屬/槲屬演替成溫帶針葉林的現象，顯示氣候變得更為涼爽。草本花粉則呈現禾本科花粉增加，而小二仙草與莎草科減少的趨勢。增加的蕨類孢子與明顯減少的微碳屑顯示氣候再度變得潮濕。在花粉帶 IIIb（6-0 cm, 40 cal BP- present），赤楊花粉再度增加，而針葉樹花粉則有下降的趨勢，搭配亞熱帶森林的組成石櫟屬/錐屬有增加的趨勢，顯示氣候變得較為溫暖。在草本花粉，禾本科花粉逐漸增加，而小二仙草與莎草科花粉在本時期則呈現下降的趨勢。葡萄藻與柵藻在本時期有顯著增加的事

件，顯示湖泊內營養物質含量較高，可能與人類活動有關。蕨類孢子在本時期出現劇烈的變動且維持高值，而微碳屑也出現相似的趨勢與高值，這也反應了人類活動的存在。

(三)、矽藻圖譜

矽藻化石分析結果顯示，本岩芯共發現 54 種矽藻。根據其對於酸鹼度的喜好可以分為三個類群，分別是 Alkaliphilous (*Achnantheidium minutissimum*, *Encyonopsis minuta*, *Staurosira elliptica*)、Circumneutral (*Eunotia praerupta*, *Gomphonema grunowii*, *Navicula lanceolata*) 與 Acidophilous (*Aulacoseira distans*, *Eunotia bilunaris* var. *mucophila*, *Eunotia paludosa*, *Frustulia rhomboides* var. *crassinervia*, *Nedidium ampliatum*, *Nedidium alpinum*, *Pinnularia gibba*, *Pinnularia microstauron*, *Surirella linearis*)。

我們不以翠峰湖花粉帶作為整根岩心紀錄的分帶依據，在翠峰湖則另外將矽藻類群進行群聚分析以建立矽藻帶。這是由於翠峰湖有明顯的季節性水位變化，矽藻組成主要受其所控制，並反應局部性（小範圍）的水質狀態。翠峰湖湖積物內的花粉的主要優勢組成以山地的森林種類為主，並可指示區域性（大範圍）的氣候狀態。若單純用花粉帶作為闡述的依歸，則會忽略湖泊水位變化的資訊。此外，藉由不同的花粉帶與矽藻帶的比較，我們可以進一步推估氣候變化的強度與規模，與其環境改變反應在湖泊狀態與森林變遷時間的異同。

基於矽藻類群的群聚分析，我們將岩芯區分為兩個主要的矽藻帶，其中矽藻帶 I（55.5-28 cm, 1455-475 cal BP）再劃分為兩個亞帶。而矽藻帶 II（28-0 cm, 480 cal BP- present）則再劃分出三個亞帶（Fig. 21）。

矽藻帶 I（55.5-28 cm, 1460-480 cal BP）

主要以嗜酸性種類為主要優勢類群。在矽藻帶 Ia (55.5-43.5 cm, 1460-840 cal BP)，嗜酸性類群的 *Aul. distans* 為最優勢種類（變化範圍為 42-76%，平均 61%），其他嗜酸性類群的矽藻種類在本時期也呈現較高的含量。嗜中性類群的 *Eun. praerupta* 僅在本時期初期有短暫的增加情形，隨後降低；另一嗜中性類群的 *Nav. lanceolata* 在本時期晚期有增加的情形。當嗜中性類群種類增加時，嗜酸性類群的 *Aul. distans* 則呈現下降的趨勢。嗜鹼性類群在本時期則維持低值或不存在。整體而言，本時期水質維持酸性，但在初期與末期為短暫偏微酸性。

在矽藻帶 Ib (43.5-28 cm, 840-480 cal BP) 嗜酸性類群的 *Aul. distans* 依然為最優勢種類（變化範圍為 45-79%，平均 64%），並在初期有上升的趨勢。嗜中性類群種類與嗜鹼性類群在中期 (35cm, ca. 600 cal BP) 有增加事件，但隨即下降，與嗜酸性類群的 *Aul. distans* 互為消長。結果顯示，本時期水質依然維持酸性，僅在中期水質有短暫偏微酸性。

矽藻帶 II (28-0 cm, 480 cal BP-present)

本時期嗜中性與嗜鹼性類群有明顯增加。在矽藻帶 IIa (28-19 cm, 480-310 cal BP)，嗜酸性類群的 *Aul. distans* 逐漸被嗜鹼性類群 *Enc. minuta* 所取代，同時嗜中性類群也明顯增加。這結果暗示水質狀況在本時期有明顯轉變，由酸性水質逐漸轉換成微酸性到中性的狀態。到了矽藻帶 IIb (19-6 cm, 310-40 cal BP)，嗜酸性類群的 *Aul. distans* 與嗜鹼性類群 *Enc. minuta* 趨勢互為消長，且變動劇烈，顯示本時期水質狀態變化激烈，水質狀態自微酸性到中性間劇烈變動。在矽藻帶 IIc (6-0 cm, 40 cal BP-present)，嗜酸性類群的 *Aul. distans* 再度成為優勢，反應了水質再度變酸的現象。在最上部 2 公分，嗜鹼性與嗜中性類群有稍微增加的趨勢，暗示水質再度變為微酸性。

(四)、花粉通量、矽藻通量、有機物分析與磁感率分析

由於翠峰湖之水位變化為其重要的物理調控因子，因此本岩芯的分帶便以對水質變化反應靈敏的矽藻為依據，以矽藻帶作為之後討論闡述的基準。在花粉與矽藻通量部份，花粉通量變化範圍在 $916-36451 \text{ grains} \times \text{cm}^{-2} \times \text{year}^{-1}$ ；矽藻通量變化範圍為 $12675-6038894 \text{ valves} \times \text{cm}^{-2} \times \text{year}^{-1}$ 。整體而言，花粉通量與矽藻通量趨勢相同，在矽藻帶 Ia 呈現逐漸增加的趨勢，而在矽藻帶 Ib 達到最高值，在進入矽藻帶 II 後則呈現明顯下降的趨勢 (Fig. 22)。

總有機碳與氮含量呈現相仿的變化趨勢 (Fig. 22)，整根岩芯幾乎沒有大範圍的波動，僅在矽藻帶 IIc 有明顯含量下降的事件。其中有機碳含量變化範圍為 0.96-4.04%，平均為 3.00%。氮含量的變化範圍為 0.14-0.35，平均為 0.27。而 C/N 的變化範圍則在 6.81-13.34，平均為 10.99。整根岩芯 C/N 變化大多都在 10-11 之間波動，變化幅度不大。僅在矽藻帶 IIa 有上升情形，與在矽藻帶 IIc 有顯著的下降事件。

$\delta^{13}\text{C}$ 變化範圍為 $-27.23 \sim -25.74\text{‰}$ ，平均為 -26.52‰ 。其變化趨勢在矽藻帶 Ia 初期維持在 -27‰ 左右，但在 47.5 公分以降，則有突然變重的事件，在 45.5 公分之後則再度變輕。進入矽藻帶 Ib 後則呈現輕微波動，波動範圍在 $-26.20 \sim -27.03\text{‰}$ 之間。進入 IIa 之後則呈現變重的趨勢，在末期達 -25.9‰ 。在矽藻帶 IIb 與 IIc 大致都呈現較平均值重的狀態，變動範圍在 $-25.74 \sim -26.75\text{‰}$ 。 $\delta^{15}\text{N}$ 變化範圍為 $1.60 \sim 3.10\text{‰}$ ，平均為 2.47‰ 。在矽藻帶 Ia 與 Ib 呈現逐漸變重的趨勢，在進入 IIa 後則呈現劇烈變動，且逐漸變輕（矽藻帶 I 的平均為 2.64‰ ，矽藻帶 II 的平均為 2.32‰ ），在 IIb 與 IIc 則維持較輕的值並呈現劇烈的波動。將穩定同位素碳與氮繪製成點狀散佈圖，可以更清楚沉積物的主要組成與其來源。整根岩芯內碳與氮穩定同位素的變化範圍不大，大約都在 2‰ 以內，沉積物的碳氮來源以 C3 植物與土壤為主 (Fig. 23)。從矽藻分帶來看，矽藻帶 I，特別是 Ib 有較輕

的穩定同位素碳與較重的穩定同位素氮。相對的矽藻帶 II，特別是 IIb 有較重的穩定同位素碳與較輕的穩定同位素氮 (Fig. 24)。而在 Ib 與 IIb 碳、氮同位素的分佈以 t-test 檢定顯示有顯著差異 ($p\text{-value}<0.001$)，顯示在這兩個時期有機碳與氮的輸入來源有明顯改變。

磁感率的變化範圍為 1.6-4.1，平均值為 2.6 (Fig. 22)。在矽藻帶 I，磁感率維持低於平均質的狀態，在進入矽藻帶 IIa 之後則顯著上升，IIb 則為持高於平均質的狀態。在 IIc 則有顯著增加的情形，但在上部 2 公分則呈現明顯下降的趨勢。

(五)、矽藻主成份分析與矽藻轉換函數

表五為岩芯 TF-2 矽藻主成份分析結果與各種矽藻所代表的環境指標意義。第一主成份解釋了 94% 的變異，顯示整根岩芯其矽藻組成變化，大略可以第一主成份解釋。水質酸性與寡養的指標種 *Aul. distans* 有最低的負分數，而其他種類則都為較低的正分數。顯示矽藻第一組成份可以反應最不适合 *Aul. distans* 的生長環境。

為了進一步釐清影響翠峰湖矽藻組成的主要因子，我們選用 EDDI (European Diatom Database, <http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/index.jsp>) 所提供的各類轉換函數，將翠峰湖矽藻組成轉換成量化的環境因子。所得結果如 Table 6 所示，再將各轉換函數所建立的數值與矽藻第一組成份 (PC1) 進行相關分析。結果顯示矽藻第一組成份與 DI-pH (diatom-inferred pH) 有良好的相關，暗示矽藻第一組成份與湖泊 pH 變化有關。由於矽藻第一組成分能解釋高達 94% 的變異，因此我們可以推論翠峰湖岩芯 TF-2 內矽藻組成的變化，主要受 pH 值變化所影響。

運用矽藻轉換函數所建立的古水質因子變化趨勢如 Fig. 25 所示。DI-pH 的變化趨勢大致與 D-PC1 相同，變化範圍在 5.24-6.36，平均值為 5.55，顯示本湖泊水質主要處在微酸性到酸性間。在矽藻帶 Ia 與 Ib，DI-pH 在 5.5 上下輕微波動，

在進入矽藻帶 IIa 後則呈現逐漸上昇的現象，在 IIb 達到最高值。然而，在 IIc 又劇烈下降到 5.5。DI-TP 則在 8-86 $\mu\text{g/l}$ 間波動，平均為 27 $\mu\text{g/l}$ ，顯示本湖泊在矽藻帶 Ia 和 Ib 水質處於優養的狀態，但在進入 IIa，IIb 與 IIc 則轉變為寡養狀態。

將最上部的沉積物樣本運用矽藻轉換函數所得的 DI-pH 與 DI-TP 與現今翠峰湖實際量測值進行對比 (Table 7)，可以發現預測的 pH 值落在現今觀測值之內，也再度驗證所選用的 DI-pH 轉換函數能提供翠峰湖可信的古 pH 值與總磷含量變化。

Table 5. Scores of principal component analysis and favorite habitat for diatom species appeared in Tsuifong Lake, Ilan (TF-2).

	PC1	PC2	Habitat	
Variable (%)	94	4	pH	Trophic
<i>Eunotia praerupta</i>	0.25	-0.09	circ.	oligo.
<i>Gomphonema grunowii</i>	0.39	-0.02	circ.	eu.
<i>Navicula lanceolata</i>	0.17	0.01	circ.	broad
<i>Aulacoseira distans</i>	-4.77	-0.05	acid.	oligo.
<i>Eunotia bilunaris</i> var. <i>mucophila</i>	0.38	-0.07	acid.	eu.
<i>Eunotia paludosa</i>	0.45	-0.07	acid.	-
<i>Frustulia rhomboides</i> var. <i>crassinervia</i>	0.08	0.20	acid.	oligo.
<i>Nedium ampliatum</i>	0.44	-0.08	acid.	-
<i>Neidium alpinum</i>	0.51	-0.18	acid.	-
<i>Pinnularia gibba</i>	0.30	-0.12	acid.	broad
<i>Pinnularia microstauron</i>	0.23	-0.05	acid.	oligo.
<i>Surirella linearis</i>	0.50	-0.19	acid.	broad
<i>Achnantheidium minutissimum</i>	0.33	-0.18	alka.	broad
<i>Encyonopsis minuta</i>	0.23	0.98	alka.	oligo.
<i>Staurosira elliptica</i>	0.50	-0.09	alka.	eu.

circ.=circumneutral; acid.=acidophilous; alka.= alkaliphilous; oligo.=oligotrophic; eu.= eutrophic, -=no data.

Table 6. The selected transfer functions models for Diatom inferred pH, TP and conductivity and their correlation analysis with principle component 1 (PC1).

Variables	Methods	Dataset	samples	RMSE	r (with PC1)
DI-pH	WA	Comb-pH	622	0.51	0.78
DI-pH	WA	SWAP	174	0.34	0.91
DI-pH	WA	ALPE	118	0.37	0.85
DI-TP	WA	Comb-TP	477	0.39	-0.36
DI-TP	WA	NE European	163	0.29	-0.44

The selected transfer functions and calculated software (ERNIE) were adopted from European Diatom Database (EDDI). The statistics method of transfer function was weighted averaging (WA). The lower value of root mean squared error (RMSE) indicated more reliable estimation. Based on this principle, the transfer function of Dataset SWAP and NE European were selected. The correlation analysis between predicted variables and PC1 was Pearson correlation.

Table 7. The comparison between modern observation value and transfer function prediction values of surface sample in pH, TP and conductivity.

Variables	Time (AD)	Present	Diatom inferred values
pH ¹	2008-2010	4.72-(5.86)-6.67	5.23-(5.59)-5.95
TP ² (µg/l)	2004-2005	6-(15)-22	12-(14)-16

¹Kao (communicated data), ² 毛俊傑 (2006). Minimum-(mean)-maximum.

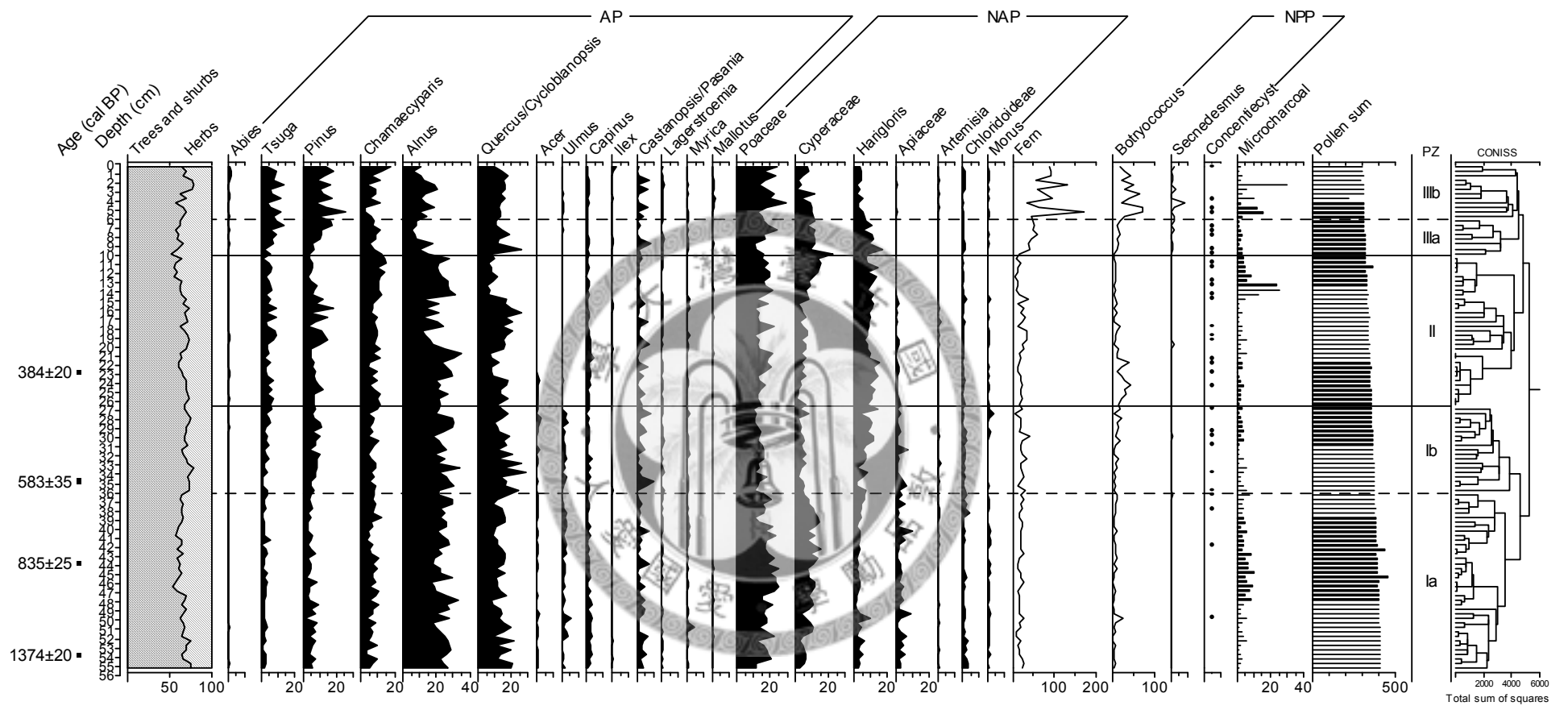


Fig. 20. Pollen diagram of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2) . AP: arboreal pollen; NAP: non-arboreal pollen. Taxa (%) = taxa / (AP+NAP). The magnification of every taxa (with slash pattern) is 5 times. Black circles infer presence. PZ: pollen zone.

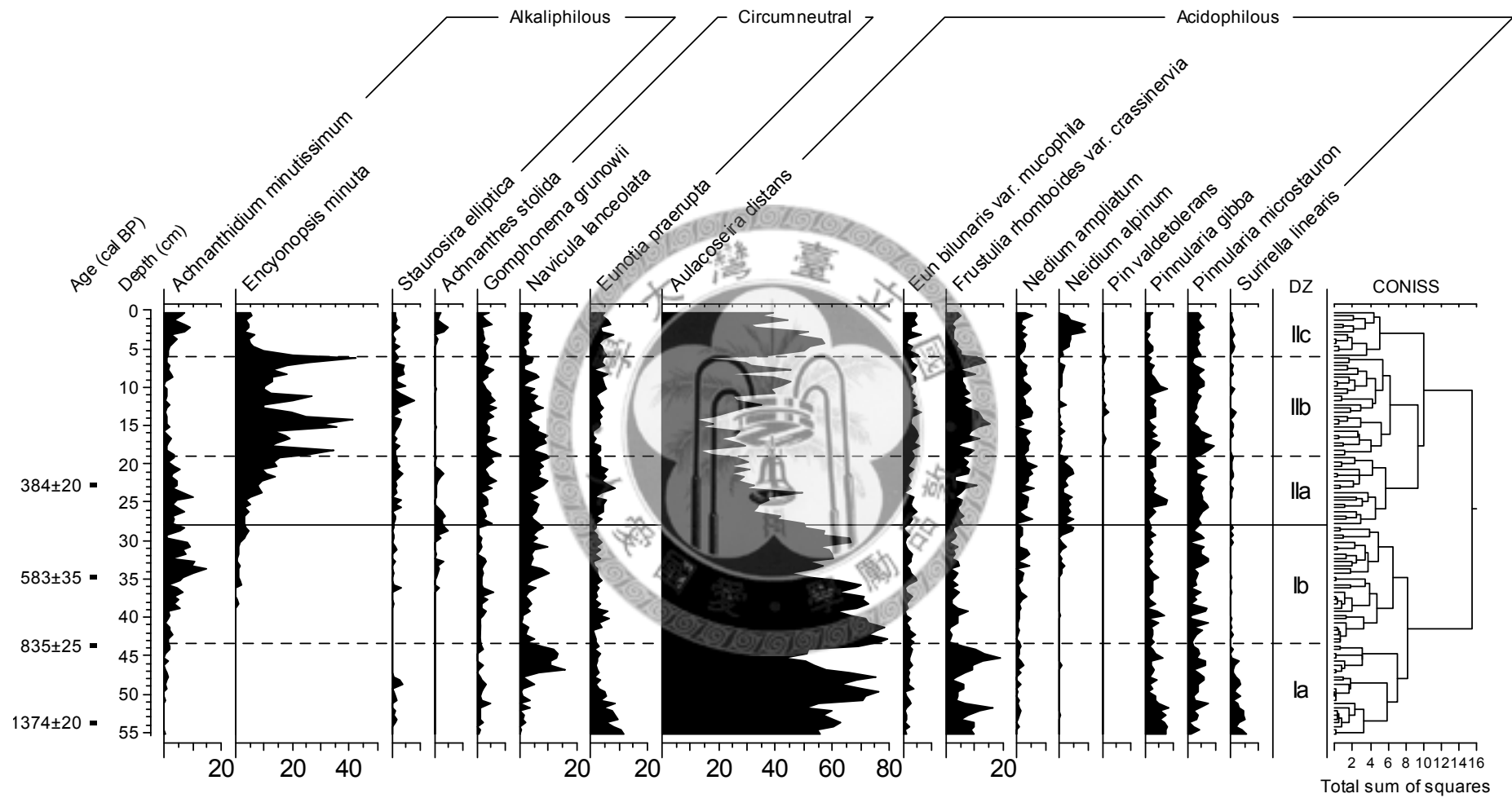


Fig. 21. Diatom diagram of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2). DZ: diatom zone.

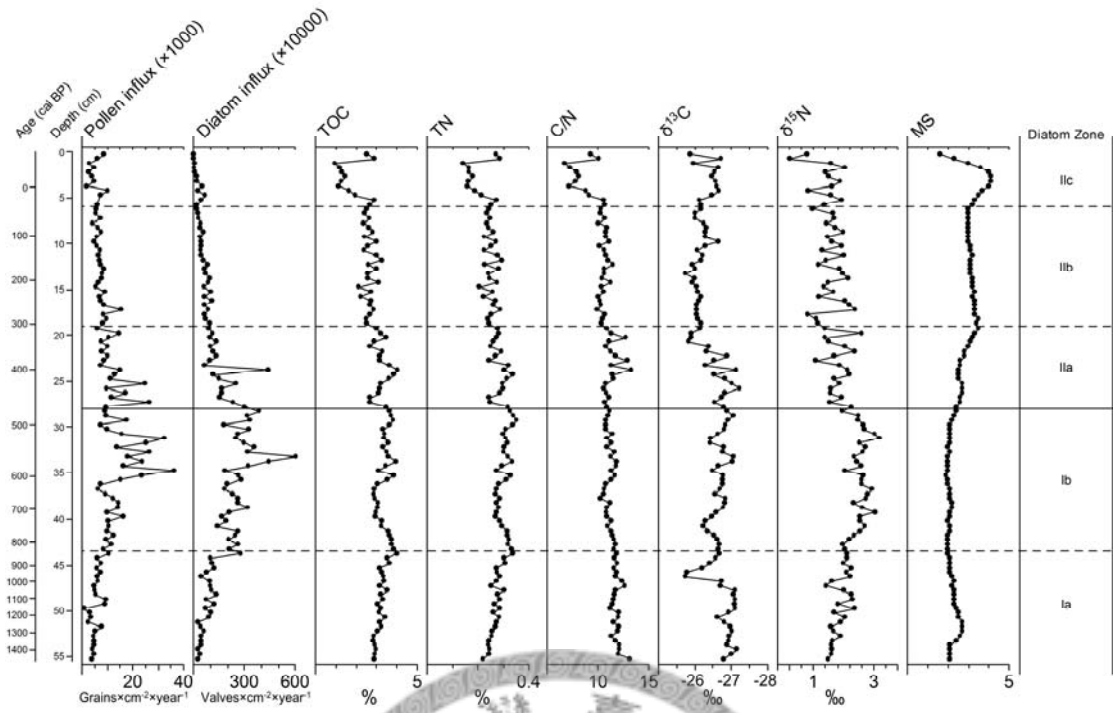


Fig. 22. The diagram of organic analysis and magnetic susceptibility (MS) of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2). The zonation is the same with diatom zone.

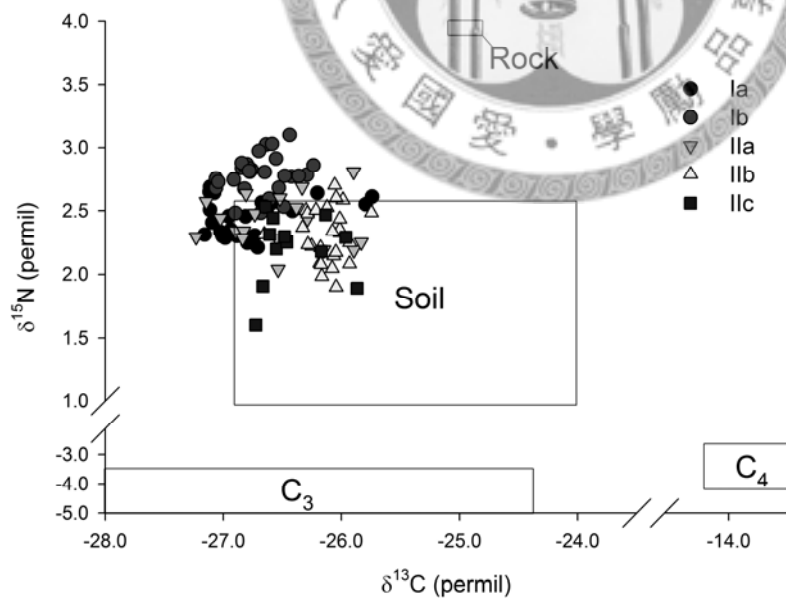


Fig. 23. The $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{15}\text{N}$ plot of sediment samples of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2). The $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{15}\text{N}$ ranges of C₃, C₄, rock and soil were followed Kao and Lie (2000).

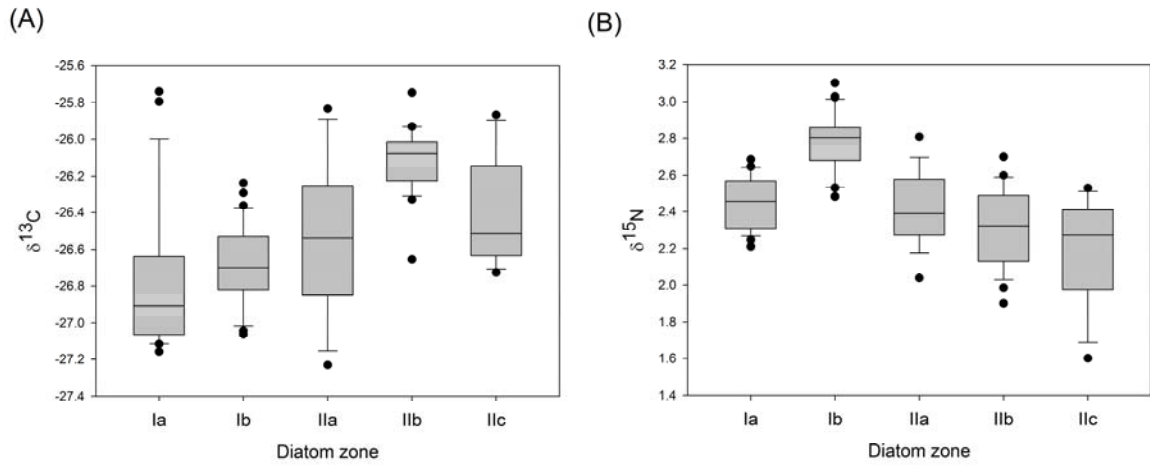


Fig. 24. The box diagrams of $\delta^{13}\text{C}$ (A) and $\delta^{15}\text{N}$ (B) of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2).

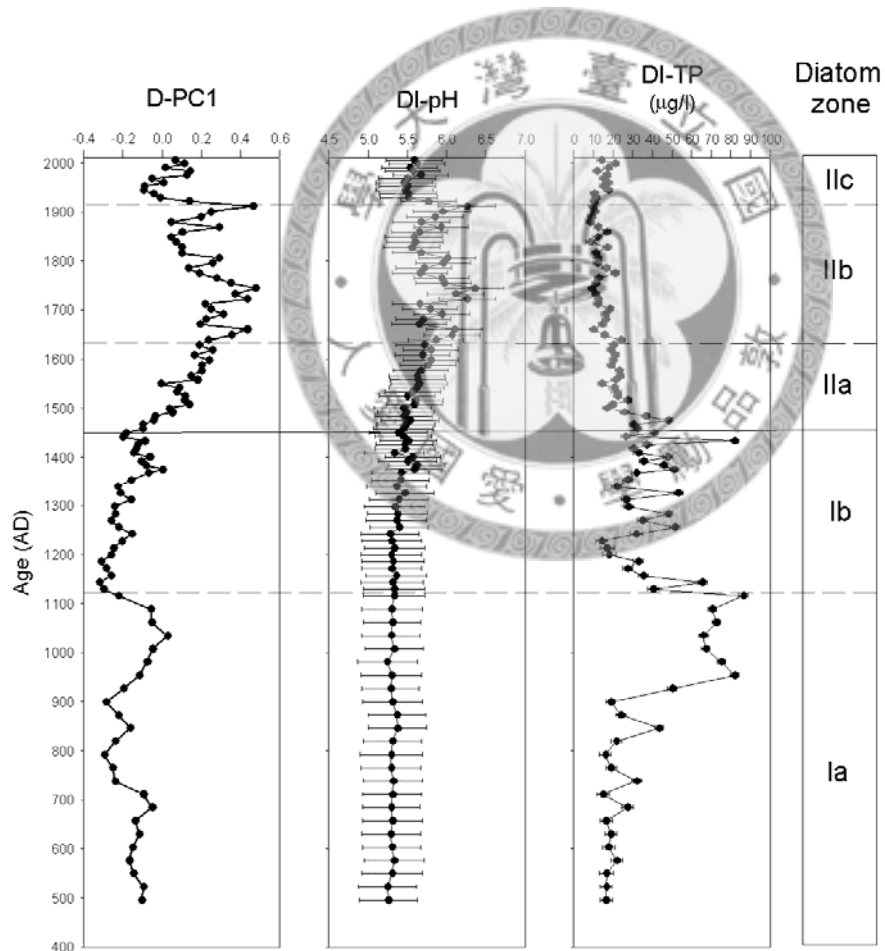


Fig. 25. Fluctuations in diatom principle component 1(D-PC1), diatom-inferred pH (DI-pH) and diatom-inferred TP (DI-TP) of Tsuifong Lake, Ilan (TF-2) with respect to diatom zones.

第三節、討論

(一)、宜蘭翠峰湖的古環境重建

宜蘭翠峰湖區域的古環境重建狀態如 Fig. 26 所示。為了能與近代的歷史事件與全球氣候事件比較，我們將 BP 年代轉換為 AD 年代來進行討論（AD 年代 = 1950-BP 年代）。

在約 AD 490-1320（花粉帶 Ia），翠峰湖為暖溫帶林所包圍，較多的禾本科花粉與碳屑保存則反應當時較為乾燥的氣候。自 AD 1320（花粉帶 Ib）針葉林開始增加，顯示氣候逐漸變冷。AD1500-1830（花粉帶 II）森林組成的改變主要表現在赤楊與櫟屬/槲屬的互為消長、針葉林的增加與較低海拔森林的減少與消失。顯示氣候維持涼爽但不穩定的狀態。而禾本科與碳屑的減少，也顯示較為潮濕的氣候狀態。

莎草科主要分佈在低草區（低水位與湖面高度差 1-4 m），當降雨量過高造成長時間高水位的狀態，則會造成水伐（淹水造成植物死亡）使得低草區族群數量的下降。因此較高的莎草科花粉存在反應較少季節性高水位事件，也就是較為乾燥的氣候狀態。生長在較高水位區域的小二仙草（4 公尺以上）是多年生的低矮草本植物，成熟個體高度約 20-40 公分，受到其植物高度的影響，其花粉所能散佈的距離較短。因此若在沉積物內發現高比例的小二仙草花粉，則暗示小二仙草族群離湖泊邊緣十分靠近。亦即高含量的小二仙草花粉指示較多的翠峰湖季節性高水位事件，也就是較多的降雨。因此藉由莎草與小二仙草的變化趨勢，可以推測湖泊水位變化事件。因此翠峰湖主要高水位時期是在 AD1500-1830（花粉帶 II）。

矽藻在初期（AD490-1470; 矽藻帶 Ia-Ib）以酸性種屬為優勢的狀態，反應穩定且偏酸性的水質狀態。然而自 AD 1470（矽藻帶 IIa），嗜鹼性矽藻 *Enc. minuta*

與 DI-pH 的增加，顯示降雨逐增加使得湖泊水質轉變成微酸。在 AD1640-1910 (矽藻 IIa/IIb)，DI-pH 呈現較大幅度的上下振動，可能反應劇烈的降雨變化。

結合矽藻與花粉的資料顯示在 AD 1320-1830 (花粉帶 II) 氣候涼爽但有劇烈的降雨事件。對應到磁感率與有機物分析，也發現本時期有較高的侵蝕度與土壤的輸入，這也反應翠峰湖集水區有明顯降雨增加的事件。由 AD 1320-1830 氣候變冷且降雨增加的情況，應可對應到小冰期事件(Grove, 1988)。由於上部 6 公分的湖積物與近百年來人類活動有強烈關聯，因此我們將在下一段詳加討論。

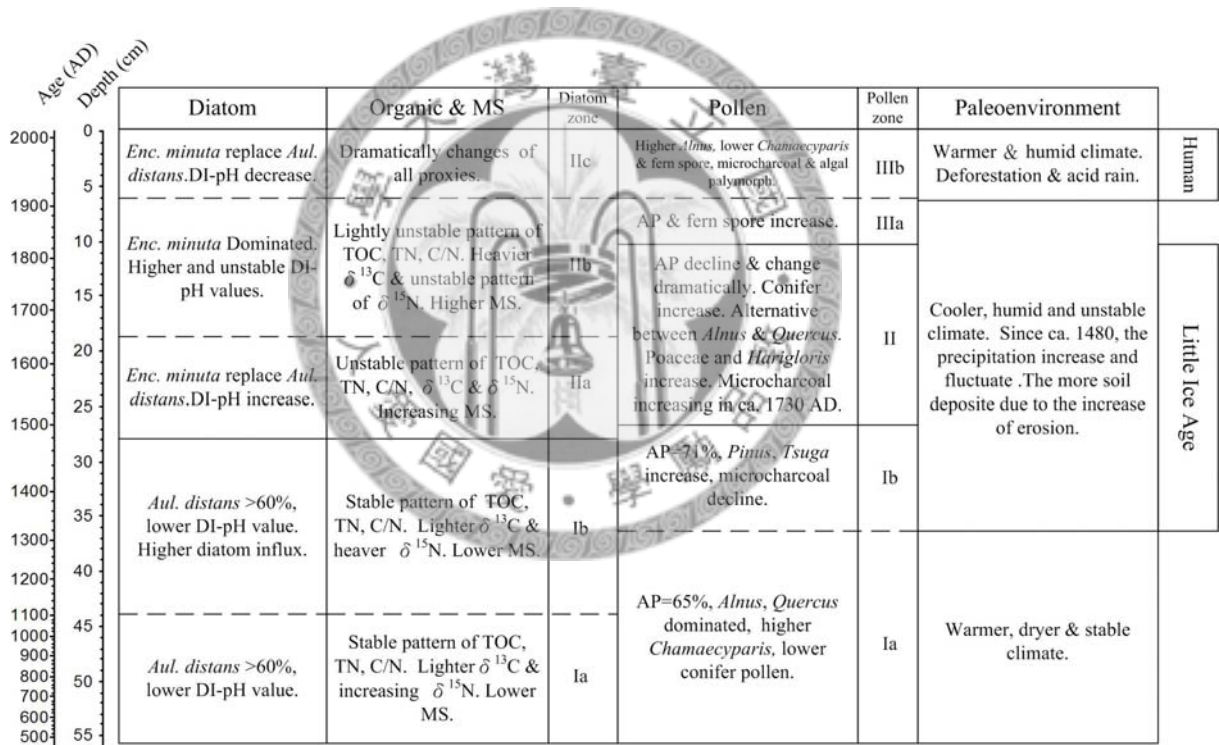


Fig. 26. The paleoenvironment summary of Tsuifong Lake, Ilan based on multi-proxies data.

(二) 翠峰湖區域百年來的人類活動

翠峰湖鄰近山區自 AD 1906 以來，開始進行大規模的森林砍闢(林清泉, 1996)，從花粉通量上可以觀察到顯著的下落事件 (Fig. 23)。而大量的蕨類孢子與微碳屑的存在，則可能反應人類森林砍闢的事件。森林的砍闢也同時反應在磁感率的增加與更多泥土的輸入，顯示周圍集水區侵蝕作用的增強。DI-TP、葡萄藻與柵藻的增加與矽藻通量的降低，反應對優養水質較為喜好的綠藻逐漸取代矽藻的趨勢，顯示水質較為優養的狀態。而自 AD 1982 年停止砍闢後(林清泉, 1996)，約 AD 1990 開始花粉通量再度增加、磁感率逐漸下降 (Fig. 22)，顯示森林開始回復與集水區的侵蝕下降。較低海拔的種類在本時期也有再度增加的趨勢，顯示整體而言氣候變得較為溫暖。

而 DI-pH 顯示水質再度變為酸性，這結果可能是顯示本時期劇烈降雨事件減少，使得湖泊再度酸化，而較低的小二仙草花粉也暗示高水位事件的減少。因此儘管本時期有較高的蕨類孢子含量顯示較多的降雨量，但本時期的激烈的降雨事件應較小冰期來的少。而湖泊酸化的原因可能同時受近代酸雨的影響。在台灣受到酸雨影響所造成的湖泊酸化事件在鄰近的鴛鴦湖與南部的大鬼湖都有被報導 (Wu et al., 1997 b; Chen and Wu, 1999; Chen et al., 2004)。

(三) 台灣東北部小冰期氣候狀態

小冰期為全球性的變冷事件，根據歷史、樹輪與冰芯的資料，大置可以推估近千年來最冷的時期大約在 AD1657-1730 間，在 AD 1920 年左右氣候再度變暖則是受到大規模火山噴發與過量溫室效應排放影響所造成 (Bradley and Jonest, 1993)。位於台灣南部海拔 2150 公尺的大鬼湖 (22° 52'N, 120° 51'E) 岩芯內有機碳含量的變化，顯示台灣的小冰期開始時間為 AD 1320，其氣候狀態較為冷乾 (Lou et al., 1997)，與本研究花粉資料所顯示的氣候變冷時間一致，顯示台灣高海

拔山區小冰期開始的降溫事件在東北部與南部是同時發生的。而在北部的鴨池 (Chen et al., 2009) 小冰期開始的時間較早，大約始於 AD 1250。

東亞季風的強弱變化為影響亞洲區域氣候的重要因子，夏季季風的時間與空間的強弱變化更是影響夏季降雨的關鍵。基於多個湖泊水位、花粉與黃土的紀錄分析，顯示東亞夏季季風最大降雨區域的分佈邊界有逐漸朝南移動的趨勢。在全新世初期 (10000-7000 cal BP) 夏季季風最大降雨區邊界大約在中國北部，隨後在中全新世暖期 (7000-5000 cal BP) 向南移到長江區域，最後約在 3000 年以來，降雨帶則移到中國南部 (An et al., 2000)。這種長時間的變化趨勢，與低緯度夏季太陽日照曬量減弱，所造成東亞夏季季風逐漸減弱有關 (Chen et al., 2001, 2008 a)。然而，東亞季風所造成降雨強弱與分佈的變遷，並非完全僅與太陽日曬量的改變有關。西太平洋暖池 (Western Pacific Warm Pool) 大小與位置、聖嬰現相與南方震盪 (El Nino-Southern Oscillation) 與通過西太平洋的北赤道流 (黑潮) 都會間接影響東亞季風的強弱 (Peng et al., 2005; Zhong et al., 2010)。

儘管受到 1600 年來東亞夏季季風的強度逐漸減弱的影響，中國中、高緯度區域整體呈現乾燥的趨勢 (An et al., 2000; Cosford et al., 2008; Hu et al., 2008)。但在小冰期時東亞季風區域降雨事件卻呈現複雜且變化劇烈的狀態，並有高頻率水災與旱災的發生。基於中國 1500 年來歷史資料的統計分析顯示，小冰期時中國東部約有 16 次乾旱與 18 次洪水，遠較其他時期來得多。而在空間分佈上，中國北部平原 (30-40°N)、江淮區域 (31-34°N) 與江南區域 (25-31°N) 所發生的旱災與水災的時間有明顯區域上的差異，甚至有相反的趨勢 (Zheng et al., 2006)。本研究中，基於 DI-pH 的資料顯示小冰期中期時 (矽藻帶 IIa, AD1480-1640)，宜蘭翠峰湖地區降雨逐漸增加。而自 AD 1640 開始出現劇烈變動，反應不穩定且劇烈的降雨狀態，顯示當時可能有較多的旱澇事件。在 AD1720-1740 同時觀察到大量的微碳屑，由於微碳屑容易受水流搬運，因此本時期觀察到的高含量微

碳屑可能是受周圍流域降雨增加，而搬運進入沉積物。造成台灣東北部區降雨事件增加的機制，可能是受到小冰期時東亞夏季季風帶南移(An et al., 2000)或颱風事件增加(Zheng et al., 2006)所造成的結果，然而更詳細的機制需要更進一步的研究。





伍、宜蘭大湖

第一節：湖泊與環境資料

宜蘭位於菲律賓海板塊與歐亞板塊隱沒沈降帶交界，沖繩海槽受到板塊隱沒的影響，向西南方向張裂，雪山山脈與中央山脈間受到此張力影響，張裂成低陷的盆地。由於張裂作用持續進行與上游河流的侵蝕搬運泥沙，此低窪盆地逐漸堆積形成蘭陽沖積扇平原(Letouzey and Kimura, 1986; Liu, 1995) (Fig. 27)。在地質構造上，蘭陽平原屬於由礫石、沙、泥所組成的沖積層區，而西北邊低矮丘陵分別由變質砂岩組成的四稜砂層、由硬頁岩與變質砂岩組成的西村層與由頁岩與板岩組成的中嶺層所構成(中央地質調查所)(Fig. 28)。

根據宜蘭氣象站(24°46' N, 121°44' E)資料顯示，本區氣候溫暖潮濕，年均溫為 22.5°C，最高溫在 7 月與 8 月。年總降雨量為 2837.7mm，主要降雨發生在 9-11 月 (Fig. 29)。本區氣候主要受冬季季風與夏季颱風的影響。夏季颱風在夏、秋帶來豐沛的雨量。而冬季受到東北季風所帶來的降雨，依然維持潮濕的狀態。東北季風源自於乾燥的中亞區域，然而在經過中國內陸沿海間吸收水汽 (Fig. 1)，最後到達台灣東北部時，再受到雪山山脈的阻擋則產生了連綿的細雨，因此在宜蘭沒有明顯乾季的存在。

宜蘭大湖 (22°44' N, 121°21' E) 位在蘭陽平原西北側，西鄰雪山山脈，其西面與南面為低矮丘陵所包圍 (Fig. 27)。大湖為內陸湖，其湖面積約 10.6 公頃，水深最深處約 2.2 公尺。其主要的水源為降雨與湧泉。鄰近河流分別為東北方的蘭陽溪支流宜蘭河與西南方的蘭陽溪主流，屬於蜿蜒河流，兩條河流最後與羅東溪在五結鄉東北部匯流並流入北太平洋。由於宜蘭東部沿岸的沙丘會阻礙排水，當降雨量過大時，常因宣洩不易而造成洪水氾濫(李鹿苹, 1984)。

大湖周圍區域多已開發，平原區開發為農田而低矮丘陵地則開發為果園。鄰近山區的天然森林有明顯分帶，分別為低海拔的楠栲林與中海拔的櫟林與針葉樹混合林(Lee et al., 1997) (Fig. 27)。在西部低矮丘陵則以果園與部份低海拔亞熱帶常綠林為主(Chen, 2000)，主要組成樹種包含栲屬 (*Castanopsis*)，紫金牛屬 (*Ardisia*)，黃杞屬 (*Engelhardia*)，櫟屬 (*Cyclobanopsis*)，杜英屬 (*Elaeocarpus*)，茄苳 (*Bischoffia*)，九芎 (*Lagerstroemia*)。在湖泊周圍則有穗花棋盤腳 (*Barringtonia racemosa*)、禾本科 (Poaceae)、莎草科 (Cyperaceae)、與水蠭 (*Typha orientalis*)。

湖泊內現生藻類組成有甲藻門的 *Peridium elpatiewskyi*，綠藻門的 *Scenedesmus quadricaud*、*Pandorina morum* 與矽藻門的 *Cymbella tumida*、*Staurosira construens*、*Fragilaria mesolepta*、*Epithemia adnata*、*Navicula lanceolata*、*Achnantheidium minutissima*，其組成比例隨季節演替而有所差異。

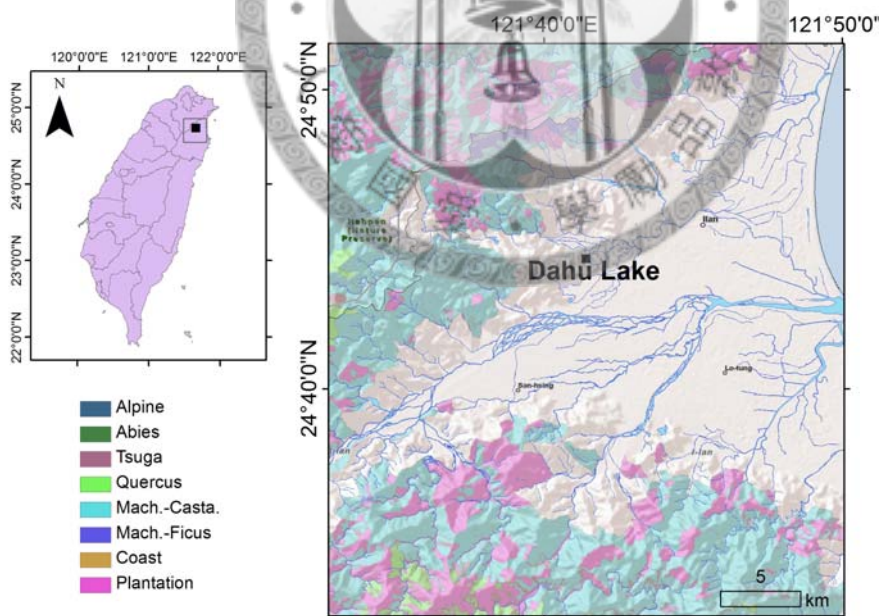


Fig. 27. The location and surrounding vegetation of Dahu Lake, Ilan County. The vegetation map is after 邱祈榮等(2009).

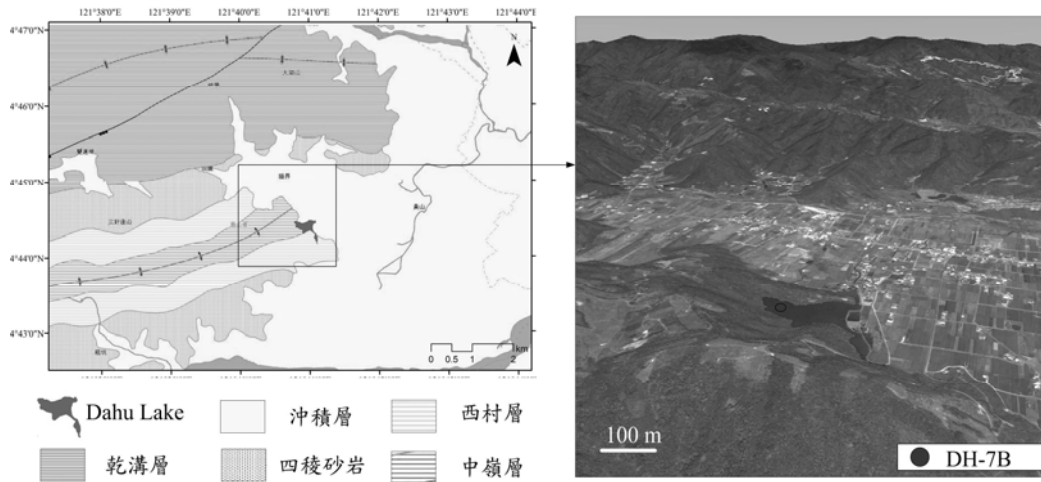


Fig. 28. The lithological map and topography of the vicinity of Dahu Lake, Ilan County (revised from Central Geological Survey, MOEA and google map).

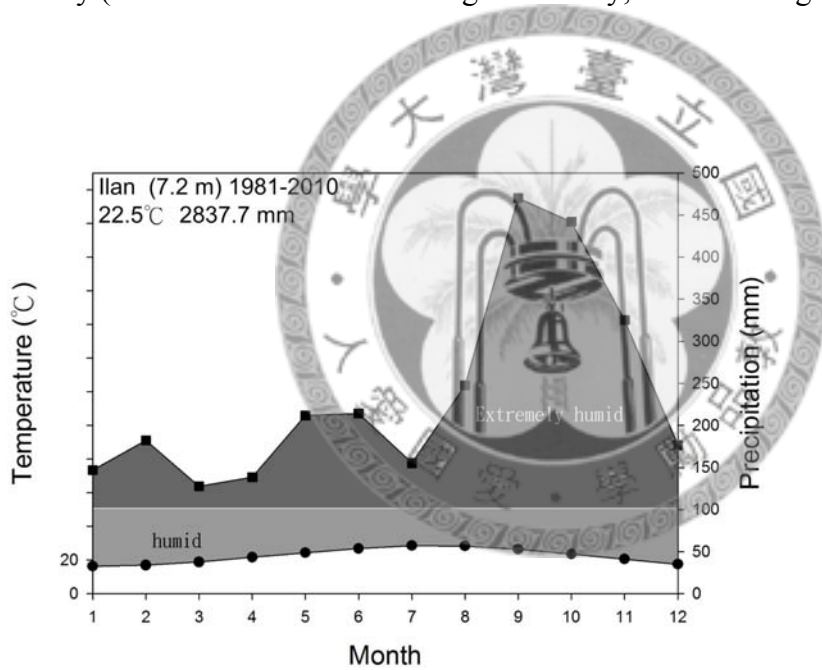


Fig. 29. The climate diagram of Ilan City. The black circles are monthly mean temperature and the black squares are monthly mean precipitation. The name of weather station, altitude, records period, annual mean temperature and annual precipitation are marked on left-upper portion of diagram. The climate of Hualien is warm and humid throughout the year. The rainy season is May to November and the maximum of precipitation happens during August and November corresponded to typhoon events and winter monsoon (Central Weather Bureau).

第二節：結果

(一)、岩性與年代模式

岩芯 DH-7B 總長 3486 公分，在深度 3466.5 公分處達到岩盤。本岩芯年代控制點資料由中央研究院地球科學所李德貴博士與楊天南博士所提供，結果如 Table 8 所示。年代控制點經校正後，用內插法和外推法計算各深度沉積物年代。根據年代模式本岩芯大約紀錄了 7550 年以來的變遷。根據年代模式，可發現沈積速率大致有四次的快慢轉變 (Fig. 30)。在底部 3462-2275 公分 (7530-6140 cal BP) 之間沈積速率快，變化範圍為 0.96-0.69 cm/y。在 2657.5-2648.5 公分 (6715-6675 cal BP) 有一次沈積速率短暫減慢的事件，沈積速率為 0.23 cm/y。隨後在深度 2275-1248 公分 (6140-2080 calBP)，沈積速率減慢，變化範圍在 0.33-0.18 cm/y。之後沈積速率再度加快，在深度 1248-124.5 公分 (2080-530 cal BP) 沈積速率增加到 0.74-0.71 cm/y。最後上部 124.5 公分 (530 cal BP -present) 的沈積速率則呈現變慢得趨勢，沈積速率自 0.35 cm/y 逐漸降至 0.03 cm/y。

岩性描述資料由台灣大學地質科學系魏國彥博士提供 (Fig. 31)。整體而言，本岩芯僅上部 70 公分有連續且富含有機物與植物碎屑的壤土與在 850-650 公分為交雜的細沙與黏土所組成，其他部分的沉積物皆是有機物含量低的灰色黏土。

本岩芯大部分樣本內花粉與矽藻化石含量極低，甚至無法觀察到花粉與矽藻化石的存在。為定義花粉與矽藻的含量高低，在花粉樣本我們以計數 50 顆外加石松孢子卻無花粉存在，定義為低花粉含量 (花粉含量低於 100 grains/cm³)。而矽藻則以觀察 1 片玻片樣本而無矽藻存在定義為低矽藻含量 (矽藻含量低於 2000 valves/cm³)。在低花粉含量樣本，若有觀查到蕨類孢子則另外標記蕨類孢子含量。整根岩芯上部 140 公分以 5 公分解析度進行計數，在 140-1200 公分則以 20 公分解析度加以計數，剩餘樣本以 50 公分解析度進行計數。

Table 8. The dating results of ²¹⁰Pb and ¹⁴C of core DH-7B of Dahu Lake, Ilan

County.

Depth (cm)	Methods	Lab no.	¹⁴ C age (BP)	Calibrated age* (cal BP)
4-5	²¹⁰ Pb	DH-7B-1	-	-42±2
34-35	²¹⁰ Pb	DH-7B-7	-	60±2
84-85	¹⁴ C	NZA30997	386±30	413.5±94.5
124-125	¹⁴ C	NZA29749	500±30	527±25
653-654	¹⁴ C	NZA31002	1319±30	1238.5±59.5
1248-1249	¹⁴ C	NZA29746	2125±30	2078±78
1469-1470	¹⁴ C	NZA31001	3056±30	3284.5±75.5
1674-1675	¹⁴ C	NZA31007	3613±30	3912±73
2146-2147	¹⁴ C	NZA29747	4945±40	5670.5±75.5
2275-2276	¹⁴ C	NZA31008	5356±35	6138±136
2648-2649	¹⁴ C	NTU-4915	5860±40	6676±80
2657-2658	¹⁴ C	NTU-4905	5890±40	6716±82
3462-3463	¹⁴ C	NZA31009	6692±35	7553±63

中央研究院地球科學所李德貴博士與楊天南博士所提供。*derived from Reimer et al. (2004). 0 cal BP = 1950 AD。

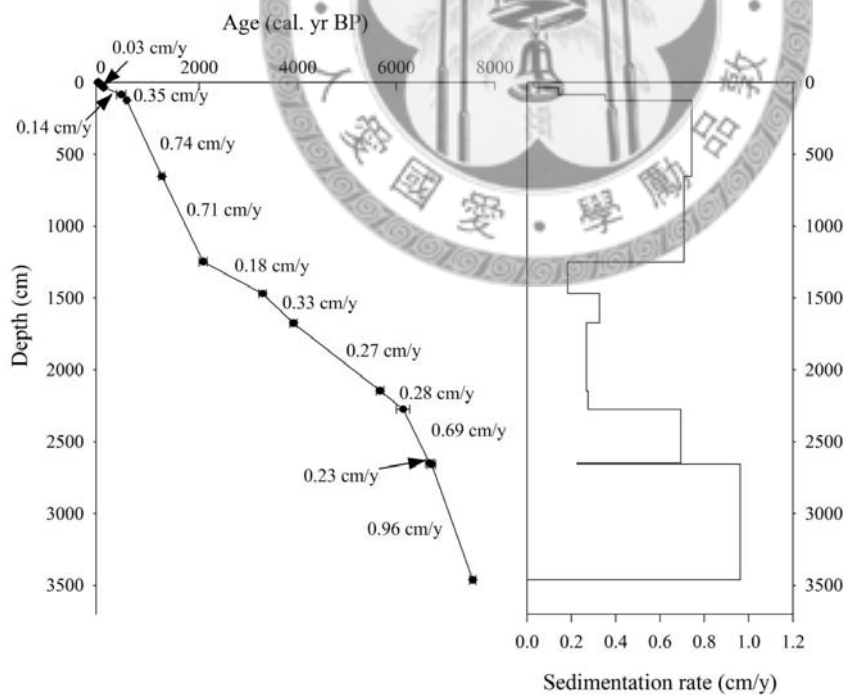


Fig. 30. The age model of core DH-7B of Dahu Lake, Ilan County.

(二)、花粉圖譜

本岩芯共觀察 173 個樣本，紀錄了 42 種木本花粉與 17 種草本花粉。蕨類孢子則有 9 類，而非花粉抗氫氟酸化石則有 2 種。受到高沈積速率的影響，本岩芯內花粉化石含量偏低，平均為 2858 grains/cm³。基於花粉化石含量變化與岩性，我們將岩芯劃分為 4 個帶 (Fig. 31)。

Zone I (深度 3465-1240 cm, 7550-2050 cal BP)

本帶花粉含量低，根據花粉含量的變化可再細分為 5 個亞帶。在 Zone Ia (3465-2680 cm, 7550-6700 cal BP) 僅在 3225-3200cm (7305-7280 cal BP) 與 3100cm (7175 cal BP) 有花粉的保存。在有花粉存在的樣本中其木本花粉平均比例占 28%，組成以低海拔林的種類為主，包含石櫟屬/錐屬 (*Castanopsis/Passania*)、紫金牛屬 (*Ardisia*)、重陽木屬 (*Bischoffia*) 與九芎屬 (*Lagerstroemia*)。莎草為最為優勢的草本花粉，平均達 63%，其次為棕櫚科的黃藤屬 (*Daemonorops*)。蕨類孢子在本時期含量高，平均達 241%。

在 Zone Ib (2680-2550 cm, 6700-6540 cal BP) 其花粉含量增加，平均達 2559 grains/cm³。木本花粉平均比例為 23%，在初期鐵杉有短暫的增加事件，然而整體而言依然以低海拔林種類為優勢。草本花粉依然以莎草科花粉最為優勢，平均達 58%，相對的蕨類孢子則顯著減少，平均降至 135%。

在 Zone Ic (2550-1760 cm, 6540-4230 cal BP)，有花粉保存的樣本少，僅在 1950 cm (4940 cal BP) 樣本內有大量莎草科花粉保存。其他樣本含有大量蕨類孢子，特別是在 2550-2200 公分間 (6540-5865 cal BP) 蕨類孢子含量平均 817%，隨後蕨類孢子含量變少，平均降至 154%。

在 Zone Id (1760-1590 cm, 4230-3655 cal BP) 花粉含量再度增加，平均達 8250 grains/cm³。木本花粉平均含量為 20%，優勢的木本花粉為低海拔林種類石

櫟屬/錐屬，在晚期優勢種類突然轉變為九芎。莎草依然為優勢的草本花粉，而禾本科與菊科在本時期有增加的現象。相對的蕨類孢子其平均則降至 69%。在 Zone Ie (1590-1240 cm, 3655-2050 cal BP) 花粉含量極低，蕨類孢子則再度增加，平均達 459%。

Zone II (1240-500 cm, 2050-1030 cal BP)

花粉含量稍微增加，平均為 1471 grains/cm³。本時期花粉組成有劇烈的變化，在初期 (1240-1180 cm, 2050-1980 cal BP) 木本花粉的組成以松、九芎與棋盤腳為優勢，然而自 1080 cm (1840 cal BP) 以來，木本花粉顯著增加，平均達 60.6%。優勢種類轉變為鐵杉、松、櫟屬/槲屬、赤楊與九芎。而在 850-645 cm (1515-1230 cal BP)，大部分種類數量下降，僅九芎呈現增加的趨勢。草本花粉在本時期顯著減少，特別是莎草含量降至 14%，相對而言，禾本科花粉較前期來的多。蕨類孢子僅在初期有明顯下降事件，之後維持高值，平均達 221%。

Zone III (500-130cm, 1032-535 cal BP)

花粉平均含量稍微下降到 1005 grains/cm³。木本花粉平均含量上升到 65%。在初期鐵杉、松、赤楊有明顯下降的趨勢，其他低海拔森林種類如石櫟屬/錐屬、九芎、桑與棋盤腳有明顯增加的趨勢。隨後赤楊與野桐快速增加取代石櫟屬/錐屬、九芎成為優勢物種。至末期，200 公分處 (630 cal BP) 開始，鐵杉與松急遽增加，赤楊與野桐則明顯減少。花粉帶草本花粉以禾本科為優勢，莎草科花粉則呈現與禾本科花粉大致相反地趨勢。菊科與艾屬在本時期有增加的現象而棕櫚科的黃藤屬在初期有增加的事件。蕨類孢子依然維持高質，平均達 219%。

Zone IV (130-0 cm, 535 cal BP-present)

為整根岩芯花粉含量最高的時期，花粉平均含量高達 7134 grains/cm³。木本花粉比例顯著下降，平均為 43%。木本花粉的變化，最初反應在松的減少。隨後鄰近山地種類楓香與低海拔森林種類九芎開始增加，但在 70 公分(310 cal BP)之後分別被鄰近山地樹櫟屬/槲屬、赤楊與低海拔森林種類石櫟屬/錐屬所取代，在近百年時(上部 35 公分)松、野桐與桑則大量增加，而鐵杉、櫟屬/槲屬與赤楊則呈現減少的趨勢。在草本花粉部份，禾本科與莎草科花粉為主要優勢種類。莎草科花粉在初期有較高的含量，然而在 70 公分(310 cal BP)以後急速減少。取而代之的分別是禾本科、菊科、艾與水生植物聚藻，而農耕禾本科也開始逐漸增加。盤星藻在本時期中期出現，並在近百年大量增加。蕨類孢子在初期維持高值，但在 70 公分之後顯著減少，平均降至 37%。

(三)、矽藻圖譜

本岩芯觀察 164 個樣本，共紀錄了 74 種矽藻，基於其棲地類型喜好的不同，我們將其區分為浮游型、附著型與底棲型 (Fig. 32)。受到高沈積速率影響，沉積物內矽藻僅保存在部份有機物含量較高的樣本，為了與花粉資料對比，其分帶與花粉分帶相同。

在 Zone I, 矽藻僅存在部份時期。首先，在 Ib 晚期(2615-2585 cm, 6625-6585 cal BP) 其主要優勢種類為附著型的 *Cocconeis placentula* (平均 19%)、*Achnanidium exiguum* (8%)、*Nitzschia fonticola* (平均 18%) 與底棲型的 *Staurisira construens* (平均 21%)。其演替的順序最初為附著類群 *Cocconeis placentula* 優勢，接著 *Nitzschia fonticola* 與其他附著類群增加，再來變成 *Achnanidium exiguum* 優勢，最後優勢種類為底棲型的 *Staurisira construens*。

在 Ic 僅在深度 1950cm (4940 cal BP) 與 1905-1910cm(4790-4770 cal BP)有矽藻存在。在深度 1950 cm 優勢種類為底棲類群的 *Pseudostaurosira brevistriata* (30%) 附著類群的 *Achnantheidium exiguumii* (25%) 與 *Cocconeis placentula* (13%)。在 1905-1910cm 最優勢的種類轉變成附著類群的 *Cocconeis placentula* (平均 35%)、*Nitzschia fonticola* (平均 14%) 與底棲類群的 *Navicula confervacea* (平均 11%)。

在 Id 晚期，深度 1635-1600 cm (3790-3685 cal BP)，本時期優勢的種類為附著類群的 *Achnantheidium exiguumii* (平均 42%) 與底棲類群的 *Pseudostaurosira brevistriata* (平均 19%) 呈現互為消長的趨勢。

在 Zone II 僅在初期 1220-1200 公分(2040-2010 cal BP)有矽藻的保存。其優勢類種類為附著類群的 *Achnantheidium exiguumii* (平均 12%)、*Cocconeis placentula* (平均 14%) 與底棲類群的 *Staurosira construens* (平均 21%)。其變化趨勢呈現 *Achnantheidium exiguumii* 與 *Staurosira construens* 轉換為 *Cocconeis placentula* 與其他附著類群種類的過程。

在 Zone III 也僅在初期 480-435 cm (1005-945 cal BP) 有矽藻保存，其優勢種類為底棲類群的 *Staurosira construens* (平均 63%) 與 *Pseudostaurosira brevistriata* (平均 14%)，呈現互為消長的趨勢。

在 Zone IV 則有較為連續的矽藻紀錄，僅在 125-110 公分 (530-485 cal BP) 矽藻保存較少。本時期優勢種類為底棲類群的 *Staurosira construens*(平均 57%)。但種類組成隨時間變化有明顯的消長。最初優勢種類為底棲類群的 *Staurosira construens*，但隨即在 105 cm (470 cal BP) 被附著類群的 *Achnantheidium exiguumii*、*Cocconeis placentula*、*Nitzschia fonticola* 取代。在 85cm(415 cal BP)，附著類群的 *Achnanthes rupestris* 與 *Gomphonrma* spp. 取代先前的種類成為優勢種

類。隨後在 70 cm (310 cal BP) ，浮游型類群與較大型的附著型類群種類如 *Cymbella tumida* 、 *Encyonema mesianum* 、 *Epithemia sorex* 、 *Ulna ulna* 顯著增加，並成為優勢種類。最後在 45 cm (135 cal BP) 底棲類群的 *Staurosira construens* 再度成為優勢種類，並持續到今日。



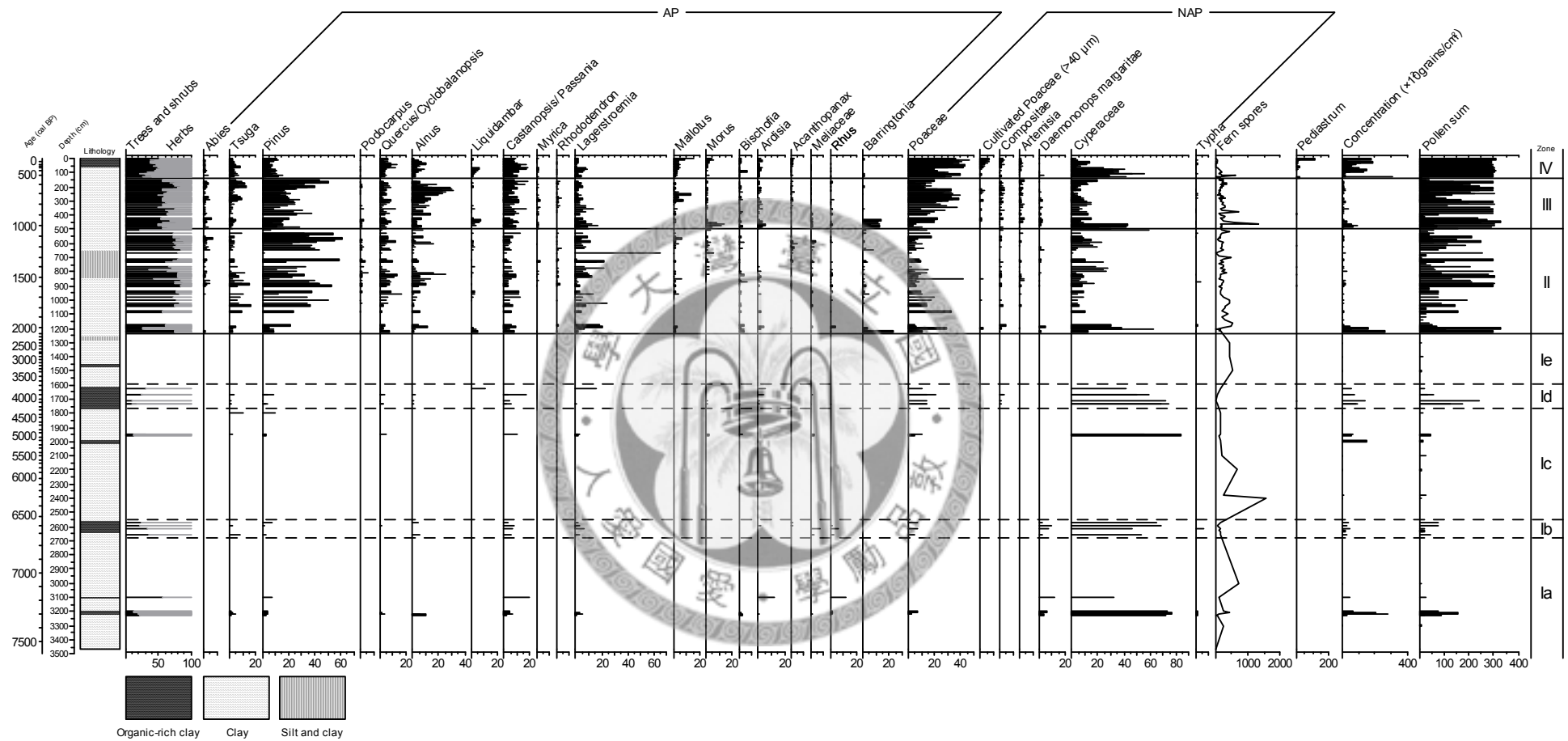


Fig. 31. The lithology and pollen diagram of Dahu Lake, Ilan County (DH-7B). NAP: non-arboreal pollen. Taxa (%)= Taxa/ all pollen.

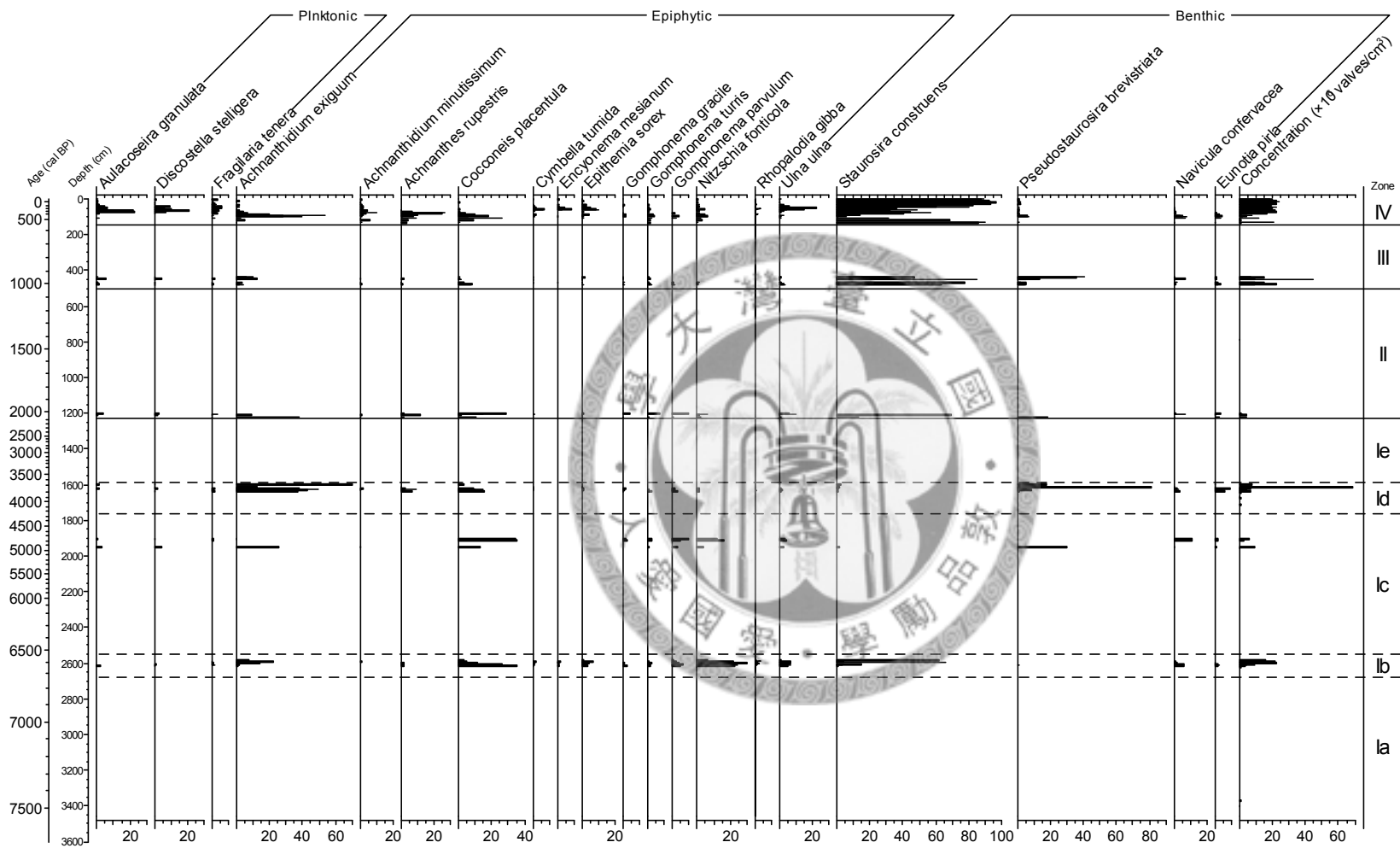


Fig. 32. Diatom diagram of Dahu Lake, Ilan County (DH-7B).

第三節、討論

(一)、宜蘭大湖的古環境重建

基於宜蘭大湖沉積物紀錄我們可以解析近 7500 年來蘭陽平原的發育過程與氣候狀態。首先，我們必須瞭解大湖的主要沉積物，也就是低有機物含量黏土的來源。大湖位在蘭陽平原西北方，離東北方的宜蘭河僅 1.3 公里，因此在宜蘭河氾濫淹水時可能會經過大湖。由於上游泥沙受到遠距離搬運的掏選，因此沈積進入大湖時則以細顆粒的黏土為主，其所侵蝕搬運的大量黏土造成大湖高沈積速率。在大量黏土沈降下，沉積物內化石的含量便會受到稀釋。基於此項推論，當沉積物內矽藻與花粉含量極低時，代表有持續氾濫淹水的狀態，也就是有較高的降雨量。

然而，花粉與矽藻的保存狀態並非一致，在某些時期，如 Zone Id 初期僅有花粉保存 (Fig. 32)。我們推論這是由於矽藻為水生，其生存環境必須有陽光與水體，因此當環境太過乾燥（無水體存在）或受到植物遮蔭的影響，便會使矽藻族群量下降。因此我們可以想像，當降雨減少水體逐漸減小，當水位低於 20 cm 或甚至乾枯時，整個古大湖區域被溼地植物（莎草）所包圍。此時，受到遮蔭或無穩定水體存在的影響，矽藻無法生存。在這種狀態下，沉積物內便只會保存大量溼地植物花粉（莎草），而無矽藻的保存。

整體而言，在 7550-485 cal BP 為河流氾濫時期。在這段時期共有 2 次『非常乾燥時期』，此時大湖為莎草覆蓋的溼地或旱地，無穩定水體存在（莎草花粉多，無矽藻）。另有 7 次的『較乾燥時期』，此時有穩定水體存在，莎草則生長在水體周圍（莎草花粉多，矽藻多）。非常乾燥的時期為 7305-7280 cal BP 與 4140-3795 cal BP。而較乾燥的時期為 6630-6585 cal BP、4940 cal BP、4790-4770 cal BP、3790-3685 cal BP、2040-2010 cal BP、1005-945 cal BP、535 cal BP。在

這些期間的莎草含量高、矽藻組成多以底棲型與附著型矽藻為主，且蕨類孢子數量少，指示在乾燥時期，本區域氾濫事件較少，環境維持在有穩定水體的溼地到沒有穩定水體存在的溼地或旱地的狀態 (Fig. 33)。

基於花粉的資料，我們可以更進一步的重建在 7550cal BP 以來宜蘭區域的植群與氣候狀態。在 7550-2050cal BP 間高比例的莎草，顯示大湖周圍在無河流氾濫時期為溼地環境。在此段時期受到高頻率的洪水事件影響，在平原區域的植物可能以生命週期較短的溼地植物為主要。而森林可能只分佈在鄰近地勢較高的山區。較多的亞熱帶長青林種類顯示當時氣候可能較為溫暖。

在 2050-1030 cal BP 間，低含量的花粉與高比例的蕨類，顯示河流氾濫事件依舊頻繁，然而溼地植物棋盤腳的出現與莎草科的減少，顯示氾濫平原自不穩定的溼地環境逐漸轉變成穩定的沖積平原。而這現象同時也反應在低地植物類群，如九芎與野桐其比例的增加。而木本植物比例的增加則顯示在本時期森林密度增加的現象，其中溫帶針葉林與涼溫帶闊葉林種類比例的增加，顯示本期氣候較為涼爽。在蘭陽平原東南部武淵的花粉紀錄在 2250-1700 cal BP 開始出現較高比例的赤楊、重陽木屬與九芎，也顯示此時平原河岸環境開始成型(Lin et al., 2007)。

在 1030-630 cal BP 間，溫帶針葉林樹種的減少，顯示氣候變得較為溫暖，可能反應中世紀暖期時氣候變暖的現象。而莎草與棋盤腳，分別被禾本科與低地森林種類所取代，顯示沖積平原的環境變得更為穩定，雖然洪水事件依舊存在，但頻率與規模已逐漸減小。在 630 cal BP (AD 1320) 鐵杉與松開始大量增加，顯示氣候變冷，可能指示著小冰期的開始。

自 485 cal BP 以來，高含量的花粉與矽藻保存，顯示本時期為穩定的湖泊狀態。然而在矽藻類群組成的劇烈改變，顯示本時期雖然維持相對穩定的狀態，但環境依然有次級的變化。在 485-310 cal BP，大量的莎草花粉與附著型矽藻顯示

此時氣候十分乾燥，湖泊水位極低。而在 310-130 cal BP (AD 1640-AD 1820) 浮游類群與大型附著型矽藻可能反應較大量的降雨，所造成水位上昇的現象。在這段期間降雨增加的事件。較多的櫟屬/槲屬與赤楊則顯示本時氣候較為涼爽。

134 cal BP (AD 1815) 以來，低地森林種類取代其他高海拔樹種，氣候變得較為溫暖。蕨類孢子的減少與底棲型矽藻的增加，反應了相對乾燥與低湖水位的狀態。而荒地種類如桑、菊科、艾與穀類花粉的增加顯示人類農耕活動的開始。同時期，莎草科顯著的減少，可能反應近代人類將周圍溼地開發成農田的結果。*Pediastrum* 自 AD 1960 年開始顯著增加，暗示大湖水質在近代人類活動下所造成的優養現象。

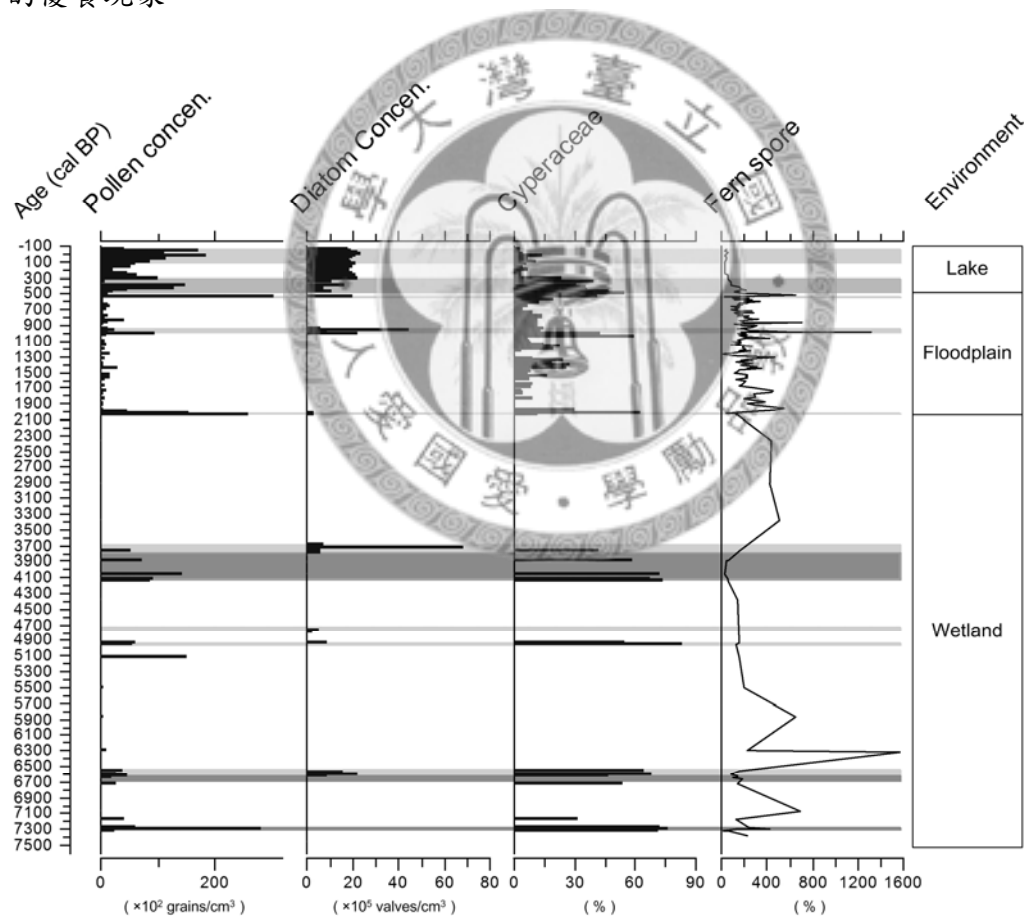


Fig. 33. The paleoenvironment and drought events of Dahu Lake, Ilan County since 7550 cal BP. The dark gray columns infer to extremely dry events and the light gray columns infer to dry events.

(二)、台灣宜蘭地區氣候狀態

宜蘭位在台灣東北部，由於其喇叭狀地形且地處迎風面，其劇烈降雨事件主要受到秋冬季的東北季風（東亞冬季季風）與夏季颱風所影響。而宜蘭大湖沉積物內花粉與矽藻含量的高低變化，則靈敏的紀錄了東亞季風強弱變遷。

全新世大暖期（Holocene thermal optimum）為全新世中期氣候最為溫暖的時期，其氣候特徵為較高的氣溫與大量的降雨。在東亞季風區全新世大暖期其時間與空間的變化與東亞夏季季風分佈邊界有關，並受夏季太陽日曬量變化所影響 (An, 2000; An et al., 2000)。根據南投頭社盆地花粉資料顯示台灣全新世大暖期的時間，大約是在 8000-4000 cal BP，氣候大致為溫暖潮濕(Liew et al., 2006 b)。這些證據顯示全新世中期時東亞季風較為強盛的狀態。宜蘭大湖沉積物內低花粉與矽藻含量的紀錄，也反應當時高降雨所造成洪水氾濫的狀況。在蘭陽平原其他低海拔湖泊，如梅花湖與龍潭也有觀察到類似低矽藻含量的事件（福本 侑，私人通訊），顯示當時宜蘭區域頻繁的氾濫事件。而在 6100-5900 cal BP，在屏東東源池的花粉通量出現的峰值則指示在全新世大暖期所產生的高降雨事件(Lee and Liew, 2010)，頭社盆地在這段期間森林組成也轉變為熱帶常綠林(Liew et al., 2006 c)，也反應氣候變得更為溫暖潮濕。這結果與在 6540-5866 cal BP 大湖沉積物內蕨類孢子出現峰值時間相符，因此在 6000 cal BP 左右為本紀錄中東亞季風最為強盛的時期。根據本研究可推論，台灣東北部亞熱帶區域降雨增加事件的開始，早於中部與南部區域約 400 年。

由本研究得知，在 4140-3685 cal BP 年間，高含量的莎草花粉與矽藻保存，顯示長達 455 年的乾旱事件。這開始於 4000 cal BP 左右的乾旱事件，在台灣其他地區也有被紀錄，如宜蘭武淵井的花粉紀錄顯示高地植物類群在 4200-2300cal BP 較為優勢(Lin et al., 2007)，而高海拔湖泊七彩湖其鐵杉花粉在 4200-2300 cal BP 的增加，也反應氣候變得更為乾冷(Liew and Huang, 1994)。而屏東東源池乾

旱事件開始的時間較其他區域晚，約開始於 3400 cal BP，其沉積物由軟泥轉變為泥炭顯示當時較為乾燥的氣候(Lee and Liew, 2010; Lee et al., 2010)。在中國長江三角洲區域花粉與史前人類遺址的紀錄也顯示，在 4000cal BP 有一次非常嚴重的寒冷事件，而這寒冷事件似乎是造成史前人類進入歷史時代的重要關鍵(Chen et al., 2005)。而基於五十萬筆全球氣候紀錄的分析結果，也顯示在 4200-2500 cal BP 有劇烈氣候變化的存在，其趨勢大致呈現高緯度地區變冷而低緯度變乾的趨勢(Mayewski et al., 2004)。

在近 2000 年來，宜蘭區域依然處於高降雨狀態，然而木本花粉的增加，顯示降雨的強度有減緩的趨勢，這可能反應東亞季風持續減弱的現象。在這段期間，也有數次短暫乾燥時期被紀錄，然而乾旱的時間大約都僅維持數十年，與台灣其他區域的紀錄相比，乾旱時期較短。這可能是因為大湖岩芯沈積速率較高，因此能解析出更為精確的乾旱時間範圍。在本研究中，AD 1320 年在大湖沉積物中紀錄的鐵杉增加事件，與在翠峰湖所觀測的時間相同，這結果再度證實台灣小冰期開始時間約在 AD 1320 年。自 AD 1640- 1815 所發生的大湖水位上升事件與宜蘭翠峰湖觀察到降雨事件增加時期相同，顯示在本時期台灣東北部降雨有明顯增加的現象，可能反應當時有較多暴雨或颱風事件的存在。雖然蘭陽平原人類農耕活動的紀錄早在 400 年前就開始(Lin et al., 2007)，然而根據穀類花粉大量出現的時間，大湖周圍的農耕活動可能始於 200 年前。



陸、台灣東部地區晚全新世古氣候

第一節、三個湖泊空間位置與人類活動的差異

在空間位置上 (Fig.1)，翠峰湖與大湖位在台灣東北部，其氣候狀態除了受東亞夏季季風影響外，同時也受東亞冬季季風影響，在夏季到秋季晚期有大量降雨的現象 (Fig. 29)。相對的鯉魚潭區域則主要受東亞夏季季風影響，雨季集中在夏季。而海拔位置上，大湖與鯉魚潭都是屬於低海拔湖泊，周圍森林多已開發為果園或農地。而翠峰湖雖然位在中高拔區域人類擾動較少，但由於周圍森林資源豐富，在 AD 1913 便開始進行林場的設置與開發。

基於三個湖泊內湖積物內花粉與矽藻所重建出來的環境，除了紀錄了小尺度的地景變遷 (如人類活動) 也同時反應大尺度的全球氣候變遷事件 (如小冰期)。由於台灣為多山島嶼，山高水急且地貌複雜，因此在藉由花粉與矽藻的資料在重建古氣候時，必須考慮諸多可能性。單用氣候變遷來全盤解釋所觀察到的花粉或矽藻紀錄非常困難。因此必須多方面假設，並運用多指標將其他可能可能性一一排除，才能有較為可信的重建資訊。

基於以上的原則，我們大致可以知道影響花蓮鯉魚潭的花粉與矽藻紀錄除了大尺度的氣候外，水域環境的變遷、周圍史前人類的遷移與農業方式的改變也扮演非常重要的角色。而翠峰湖由於位在高海拔區域，為森林所覆蓋，對於環境變遷的容忍度較大，因此只有在有劇烈氣候 (小冰期劇烈降雨) 或環境改變 (自 AD 1913 年來的森林開發) 才會被紀錄。大湖則紀錄了蘭陽平原發育的過程，沉積物內矽藻與花粉含量與組成的變化，呈現出蘭陽平原其氾濫平原演替的過程。儘管氣候變遷是造成環境改變的重要因素之一，而森林組成的改變最終也是反應氣候的狀態，但在晚全新世東台灣地區，除了氣候變遷外，地震、海平面變化與人類活動也都是必須要考慮的變因。

為了重建東台灣晚全新世的氣候狀態，我們將宜蘭大湖 (DH-7B)、宜蘭翠峰湖 (TF-2) 與花蓮鯉魚潭 (LYHL-B) 三根岩芯所重建的古氣候資料並列比較。由於三根岩芯有共同紀錄的時間範圍為近 1500 年，因此我們僅針對近 1500 年來的紀錄進行古溫度與古降雨的比較。

第二節、台灣東部地區 1500 年來古溫度的變化趨勢

根據邱祈榮等(2009)針對全台植群分佈的調查，鐵杉屬於上部山地針葉林群系，其海拔分佈範圍北部地區在 1800 公尺以上，東部 2300 公尺以上。該群系最主要的優勢種類為鐵杉，佔整體面積的 46.34%，其次為狹葉櫟 (*Cyclobalanopsis stenophylloides*，佔 11.22%) 與台灣冷杉 (*Abies kawakamii*，佔 9.83%)。由於其棲地分佈主要侷限在中高海拔，因此藉由其花粉含量的變化可以作為該群系界線上下移動的指標，並指示溫度的變化。當沉積物內鐵杉花粉增加時，可以反應氣溫變冷的狀態。

為了更進一步瞭解臺灣區域性古溫度變化的異同，我們將位於陽明山國家公園鴨池的古溫度紀錄納入比較(Chen et al, 2009)。陽明山鴨池位在森林與草原的交界，因此藉由其木本花粉與草本花粉的比值 (AP/NAP) 可以反應森林界線的上下遷徙，可作為古溫度的代用指標。當 AP/NAP 比值上升時，顯示森林像上擴張，反應氣候變暖，反之比值下降，則反應氣溫變冷。此外 Yang et al (2002) 結合中國 4 筆西藏冰芯與樹輪古溫度序列資料，5 筆中國東部與日本的古溫度序列資料與兩筆台灣湖泊沉積物的紀錄所推估東亞地區 2000 年來的古溫度也一起並列比較 (Fig. 34)。

比較結果可以發現中世紀暖期台北鴨池與花蓮鯉魚潭有紀錄到短暫變暖的趨勢，開始變暖的時間點較中國紀錄來的晚 (Fig. 34)。相對的宜蘭大湖與翠峰

湖則沒有明顯變暖的現象。進入小冰期後各樣點都紀錄到變冷的事件，但趨勢並不完全一致。台北鴨池變冷的時間早於其他樣點，而宜蘭大則在小冰期初期與末期有短暫變冷的事件。宜蘭翠峰湖呈現持續變冷的趨勢，然而花蓮鯉魚潭則在小冰期初期有溫度下降的現象。近百年全球暖化的現象，除宜蘭翠峰湖外，其他湖泊都有紀錄。翠峰湖近百年來鐵杉比例增加的事件，可能是受到翠峰湖周圍森林砍闢，使得較高海拔的鐵杉花粉比例相對增加，並非反應氣候變冷的趨勢。

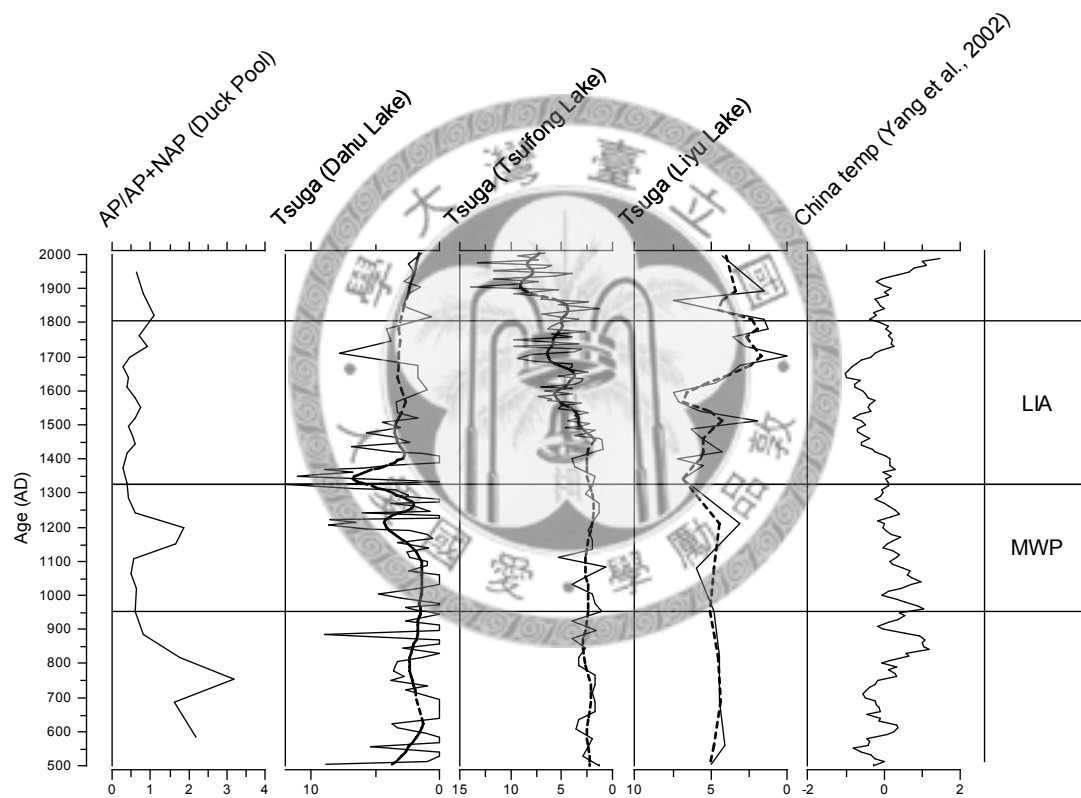


Fig. 34. The paleotemperature of four Taiwan sediment cores and China literature (Yang et al, 2002). $Tsuga (\%) = Tsuga / (AP + NAP)$. Dashed lines display the smoothed curves.

第三節、台灣東部地區 1500 年來古降雨的變化趨勢

以各岩芯其蕨類孢子含量作為濕度變化的指標，並與中國貴州荔波董哥洞內石筍氧同位素的值進行比較，其石筍氧同位素通作為東亞與印度洋季風季風強弱變遷的指標（Wang et al., 2005），其比較結果如 Fig. 35。

在降雨狀態方面，台灣東部地區 1500 年來的降雨呈現較高的異質性。中世紀暖期（MWP），台北鴨池與宜蘭大湖呈現較高的降雨量。小冰期，台北鴨池在初期有較高的降雨，而大湖（DH-7B），呈現自小冰期晚期逐漸乾燥的趨勢。翠峰湖在小冰期降雨量有稍微增加，但呈現較為不穩定的波動，鯉魚潭則在小冰期中期開始有大量降雨的存在。整體而言台灣東部小冰期降雨有增加的趨勢，但在時間與空間上有區域性的差異。董哥洞石筍氧同位素紀錄呈現 AD 1500-1800 東亞季風增強的趨勢，與鯉魚潭紀錄較為相符，反應鯉魚潭對於東亞季風的變遷較為靈敏。為了能更清楚瞭解台灣東部區域的古氣候變遷，我們在下一章將結合台灣 13 個樣點的花粉資料，進行模擬以獲得更客觀且全面的古氣候資訊。

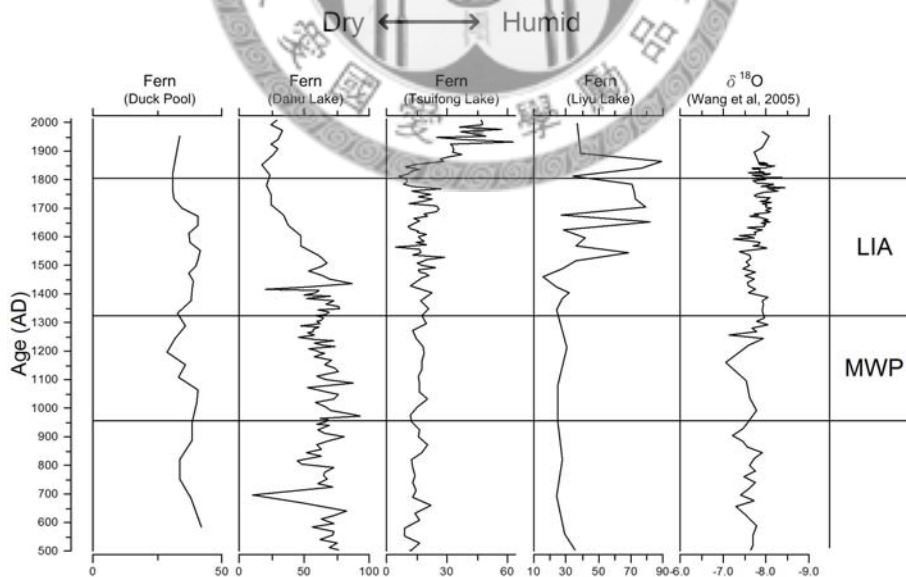


Fig. 35. The paleoprecipitation proxies of four Taiwan sediment cores and the $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmite from Dongge Cave, China (Wang et al, 2005). Fern (%) = Fern/(Fern+Pollen).

柒、多樣點花粉分析

第一節、分析的花粉資料與 GIS 分析方法

台灣為多山的島嶼，其地形構造非常複雜，約有 200 多個高於 3000 公尺的高山 (Wang, 1980)。受到地形影響，台灣植群分帶隨著海拔變化，可以區分為熱帶、亞熱帶、溫帶與寒帶。隨著海拔變化，分別有八種主要的植群類型可以被區分(Su, 1984)：*Ficus–Machilus Zone* (<500 m), *Machilus–Castanopsis Zone* (500–1500 m), *Quercus Zone* (1500–2500 m), *Tsuga–Picea Zone* (2500–3100 m), *Abies Zone* (3100–3600 m) 與 *alpine vegetation Zone* (>3600 m)。森林與高山草原的交界，在中部約在海拔 3600 公尺，但到了北部則下降到海拔 1000 公尺。

本研究選用 11 個湖泊與兩個地面鑽井的資料進行模擬，詳細資料如 Table 9 所示。模擬範圍在 23°17'N–25°18'N 與 120°54'E–122°02'E，主要含括台灣東部與東北部的區域 (Fig. 36)。由於樣本共同涵蓋的年代範圍主要在 1500 cal BP 以內，因此模擬的年代範圍訂在 1500 年以內。另外三個外群點的設立，則是為了擴大花粉模擬範圍到涵蓋整個東北台灣。1500 年的資料分別被分作 4 個時間片段：200 cal BP ~the present (現代)、500-200 cal BP (小冰期)、1000-500 cal BP (中世紀暖期) 與 1500-1000 cal BP。

在花粉學研究上木本花粉 (AP)、蕨類孢子與鐵杉花粉經常被選用作為森林密度、濕度與溫度的代用指標(Wang et al., 2011)，因此本研究選用此三種指標來進行模擬。模擬的方法為地理資訊系統軟體 ArcGIS 9.2 內的 Interpolation methods (radial basis functions)，將每個時間片段花粉樣點資料導入程式，進行全區域空間分佈的模擬。而所得的模擬結果，在分別與現今實際觀察的植群分佈進行比較，以闡述模擬花粉分佈圖可能的環境意義。

Table 9. Site-specific data of the pollen records used in this study.

No	Locality	Coordinates	Elevation (m a.s.l.)	Age (cal BP)	No. of ¹⁴ C	References
1	Chiamin Lake	23°17'N,121°2'E	3310	0-4400	3	(Liew et al., 1995)
2	Chitsai Lake	23°46'N,121°14'E	2890	0-6300	4	(Liew and Huang, 1994)
3	Tian Pond	24°16'N,121°1'E	2600	0-5500	3	(Wang et al, 2011)
4	Tsuifong Lake	24°30'N,121°36'E	1840	0-1455	4	This study
5	Yuenyang Lake	24°34'N,121°24'E	1670	0-4200	4	(Chen and Wu, 1999)
6	Mystery Lake	24°26'N,121°43'E	1100	0-1700	3	(Wang et al, 2011)
7	Duck Pond	25°10'N,121°33'E	760	0-1300	5	(Chen et al., 2009)
8	Sun-Moon Lake	23°50'N,120°54'E	726	250-20000	4	(陸挽中, 1996)
9	Liyu Lake, Puli	23°57'N,120°59'E	550	0-2600	7	(張秋蓮, 2006)
10	Liyu Lake	23°55'N,121°30'E	110	0-2300	4	This study
11	Dahu Lake	24°44'N,121°41'E	6	0-7553	11	This study
12	Kiwulan	24°48'N,121°46'E	4.5	0-2750	4	(Lin et al., 2007)
13	Wuyuan	24°39'N,121°47'E	3.2	0-4200	5	(Lin et al., 2007)
Outlier points						
	NE corner	25°18'N,122°2'E				
	NW corner	25°18'N, 120°5'E				
	SE corner	23°17'N,122°2'E				
NE: Northeast; NW: Northwest; SE: Southeast						

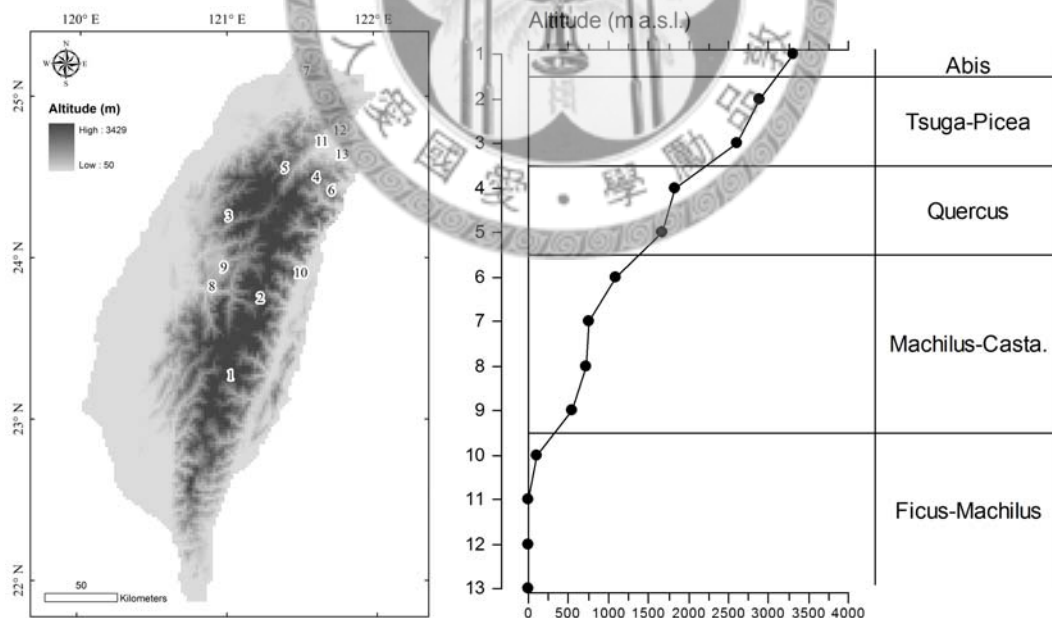


Fig. 36. Map of sampling localities. The information for each sample number is given in Table 9. The vegetation type at each sampling locality (labeled by a number) was indicated by the corresponding altitude given in the Table.

第二節、結果與討論

(一)、GIS 模擬結果

1500 年來木本花粉、蕨類孢子與鐵杉花粉空間與時間分佈模擬如 Fig. 37 所示。將現代木本花粉分佈結果與今日森林分佈進行比較，發現 95% 的現代森林落在木本花粉高於 50% 的區域，因此我們以木本花粉大於 50% 作為森林分佈的基準。基於此一原則，1500-1000 cal BP 森林的分佈幾乎遍及整個東北部，僅在北部沿岸與中部沒有被覆蓋。隨後在 1000-500 cal BP (中世紀暖期)，森林呈現擴張的趨勢，整個東北部台灣幾乎被森林覆蓋，為森林覆蓋最高的時期。然而在 500-200 cal BP (小冰期)，在東部沿岸，森林則出現消退的現象。到了近代，東部與北部低海拔區域的森林則明顯減少，為紀錄中森林覆蓋最低的時期。

蕨類孢子的數量變化則呈現濕度的狀態。在 1500-1000 cal BP，僅在宜蘭地區與小部份中部地區呈現潮濕的狀態。但在 1000-500 cal BP，整個東北部、北部與中部都呈現潮濕的狀態。隨後在 500-200 cal BP，潮濕的區域轉變成侷限在東北部與北部地區。到了近代，東北部、東部與中部區域都呈現潮濕的狀態。

在鐵杉花粉部份，現生鐵杉分佈與模擬近代鐵杉花粉分佈比較，顯示大於 9% 的鐵杉花粉可作為鐵杉森林分佈的良好指標。基於此原則，鐵杉林在 1500-1000 cal BP 主要分佈在中部高海拔區域，而在 1000-500 cal BP 則有朝高海拔區域移動退縮的趨勢，覆蓋為 1500 年來最少的時期。然而 500-200 cal BP 再度擴張，最後進入近代再度有分佈減少的現象。

(二)、台灣東北部 1500 年來的氣候狀態

1500-500 cal BP 森林的覆蓋呈現擴張的現象，反應氣候變得溫暖與潮濕的趨勢。在 500-0 cal BP 森林則呈現退縮的狀態，然而根據鐵杉的資料顯示 200-0 氣候應該是變得較為溫暖，因此近代人類開始進入山區並開發森林，對於森林覆蓋減少可能扮演著重要的角色(Yeh, 1995)。因此在運用木本花粉作為森林覆蓋的指標，必須要考慮人類活動的因素，

東亞季風對於台灣氣候有十分強烈的影響，特別是其所帶來的大量降雨(Chen and Chen, 2003)，其所造成的氣候改變則會造成不同海拔植物組成的改變。鐵杉分佈在海拔高於 2000 公尺的區域，因此其分佈模式與低溫事件有強烈的相關。藉由蕨類與鐵杉分佈的變化，可以解析 1500 年來台灣東北部的氣候狀態。結果顯示在中世紀暖期時(1000-500 cal BP)，氣候較為溫暖潮濕，而在小冰期時，則變得比較寒冷乾燥，這結果與溫帶地區所紀錄的狀態相符(Grove, 1988; Campbell and McAndrews, 1993)。然而在小冰期時在宜蘭所出現的高蕨類孢子分佈，可能顯示小冰期時宜蘭局部性的氣候差異所造成的大量降雨事件。而本結果也顯示鐵杉花粉在台灣區域可以作為溫度變化的良好指標。

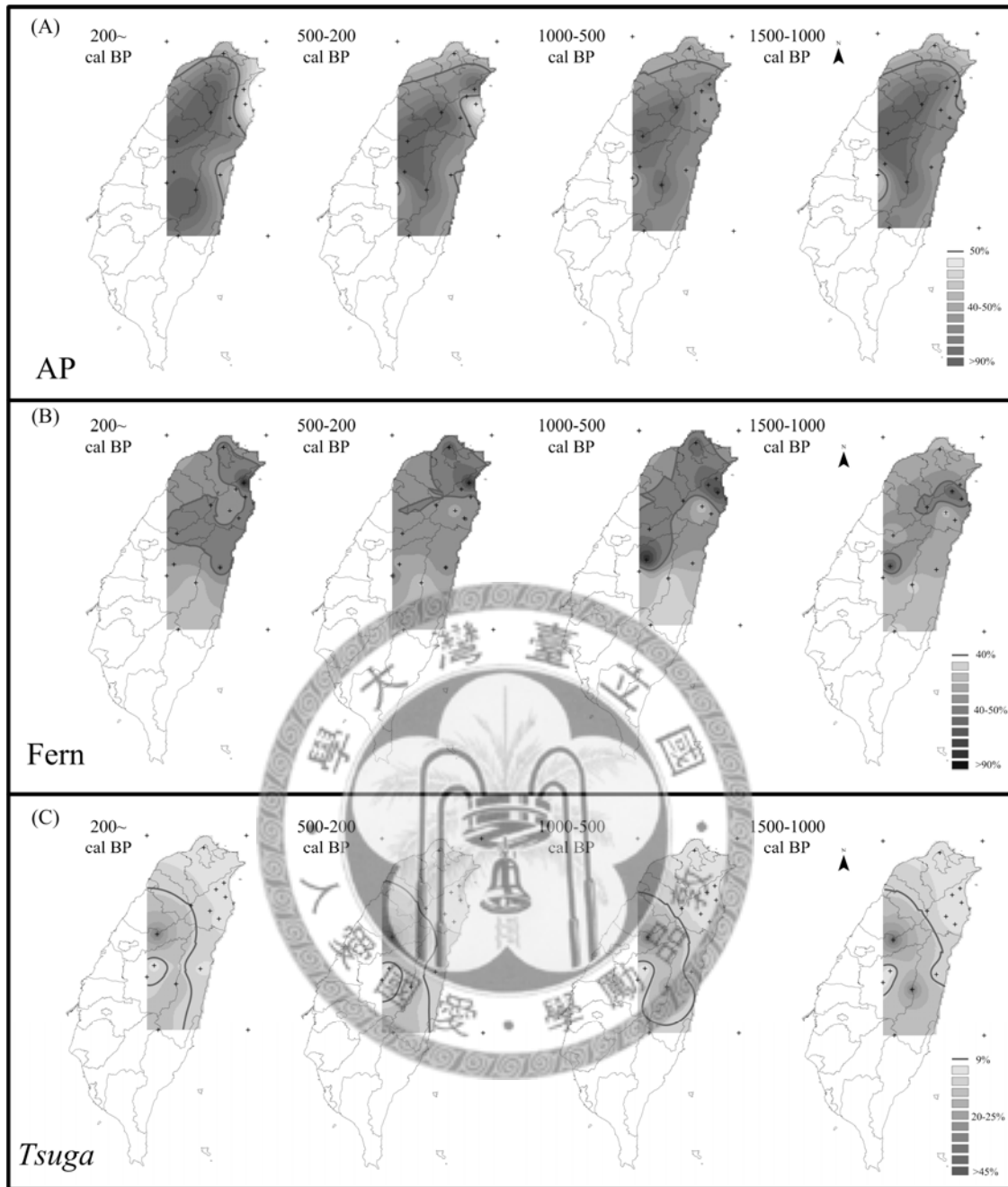


Fig. 37. GIS mapping of changes in AP (A), fern spore (B), *Tsuga* (C) over time inferred in the studied areas. The four time series correlate to present (200~ cal BP), Little Ice Age (500-200 cal BP), Medieval Warm Period (1000-500 cal BP) and 1500-1000 cal BP. AP (%)=AP/all pollen; Fern spore (%) = Fern/ (pollen + fern spore); *Tsuga* (%)= *Tsuga*/all pollen. +: 13 pollen sites and 3 outliers.



捌、結論

1、花蓮鯉魚潭：

基於水生植物聚藻花粉的變化與矽藻從附著類群演替為浮游型類群，可推測花蓮鯉魚潭在 1500 cal BP 從河流或溼地環境轉變成湖泊環境。之後水位逐漸上升，進而形成今日的花蓮鯉魚潭。沉積物內碳屑、磁感率與農耕禾本科花粉與荒地花粉的增加，紀錄了原住民遷徙進入花蓮鯉魚潭周圍後所進行的森林砍闢與農耕活動，而原住民在本區域形成長期聚落的時間大約在 850 cal BP。木本花粉與草本花粉的交替變化、蕨類孢子與浮游性矽藻 *Discostella stelligera* 的大量增加與較少的碳屑含量，顯示在近 300 年來降雨有顯著增加的現象，也間接反應在台灣東部季風氣候由涼爽乾燥轉變成較為溫暖潮濕的狀態。

2、宜蘭翠峰湖：

台灣高海拔湖泊翠峰湖的沉積物紀錄，解析了近 1500 年來台灣東北部的氣候變遷趨勢，並與全球氣候變遷事件『小冰期』有良好的對比。在小冰期之前，氣候大致維持溫暖乾燥的狀態，湖泊處於寡養酸性的狀態。小冰期的變冷事件始於 AD1320，初期氣候較為乾冷，但自 AD1480 開始降雨量逐漸增加，在 15 世紀中降雨開始出現劇烈的上下變動，湖泊水質也轉換成微酸性。大量的降雨事件所造成的侵蝕速率增加，也反應在沉積物內土壤輸入的增加與磁感率的上升。整體而言，小冰期時台灣東北山區主要處於寒冷且有不穩定的豪雨事件，可能反應東亞夏季季風邊界南移或颱風事件的增加。自 AD1906 年以來，人類開始進行森林開發，花粉通量顯著下降，直到 AD1982 停止開發後才逐漸回升。而低海拔花粉類群與蕨類孢子的增加，顯示近代氣候較為溫暖潮濕。而在湖泊水質部份，受到近代酸雨事件的影響再度轉變為酸性。

3、宜蘭大湖

大湖形成的時間約在 7750 cal BP，在全新世大暖期間，受到東亞季風增強所造成高降雨量的影響，沉積物內主要呈現低花粉與矽藻保存的狀態。在這段期間，有數次季風減弱所造成的短暫乾燥事件，使得大湖區域轉變成以莎草與附著和底棲型矽藻為主的溼地狀態。4140-3685 cal BP 為整個紀錄中，持續最久的乾旱時期，可能反應太陽日曬減弱所造成東亞季風減弱的現象。近 2000 年來，低地植物種類增加與溼地植物棋盤腳的出現，顯示蘭陽平原逐漸形成。然而，直到近 500 年左右，花粉與矽藻的穩定沉積才顯示沖積平原的發育告一段落。而在 AD 1640-AD 1820 浮游性矽藻的增加事件，顯示水位上升降雨增加，暗示季風再度增強的事件。

4、多樣點花粉分析

本研究結合 13 個花粉樣點內木本花粉、蕨類與鐵杉花粉的資料來建立 1500 年來森林、濕度與溫度在時間與空間上的分佈狀態。所推測的氣候結果與全球氣候變遷事件中的中世紀暖期與小冰期有良好的對比。此外，在北部台灣鐵杉花粉含量為古溫度良好的代用指標，而花粉的 GIS 模擬技術能良好指示氣候在時間與空間上的變化。



玖、引證文獻

- 小林弘、出井雅、真山茂樹、南雲保、長田敬五。2006。小林弘珪藻圖鑑。田老鶴圃，東京。共596頁。
- 仁治渡，井一視，大塚泰介，彰洋，伯耆晶子。2005。淡水珪藻生態圖鑑。田老鶴圃，東京。共784頁。
- 毛俊傑。2006。翠峰湖生物相與棲地調查之研究。行政院農業委員會林務局保育研究報告系列94-10號。共59頁。
- 江殷儒。2002。鯉魚潭中葡萄藻代謝物質之生物毒性。國立臺灣大學植物科學研究所碩士論文。
- 藤木利之，小澤智生。2007。琉球列島產植物花粉圖鑑。アクアコーラル企画共155頁。
- 李政益。2004。恆春半島東源谷地3000年來的沉積物孢粉分析。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文。
- 李鹿苹。1984。台灣小區域地理研究集。國立編譯館。169-217 頁。
- 汪良奇、陳淑華。2007。古代植物的遺產—從孢粉看氣候變遷。全球變遷通訊雜誌第56期: 1-4。
- 周士雄。2009。鯉魚潭風景區遊憩與生活污水對水質之影響探討。國立東華大學自然資源管理研究碩士論文。
- 林天妍。2007。五千多年來台灣東北部的古氣候變遷: 宜蘭梅花湖湖積物岩芯MHL5-A之磁學證據。國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
- 林清池。1996。太平山開發史。浮崙小築文化，宜蘭。
- 林淑芬。2004。由孢粉紀錄看宜蘭平原最近4200年來的自然環境演變及其與史前文化發展之關係。國立臺灣大學地質科學研究所博士論文。
- 姜宏偉。2000。由岩心沈積物之有機碳同位素研究來探討台灣西部平原區晚更新世以來的海岸環境變遷。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文。
- 徐冰。2006。宜蘭雙連埤岩芯 (SLP-D) 化石矽藻類群研究。國立彰化師範大學生物學系碩士論文。

- 張秋蓮。2006。南投埔里鯉魚潭自2600年前以來沈積物的孢粉分析。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文。
- 連雅堂。1920。台灣通史。台灣通史社。
- 邱祈榮、陳子英、劉和義、王震哲、葉慶龍、謝長富。2009。台灣現生天然植群圖集。行政院農業委員會林務局，台北市。
- 郭兆敏。1994。頭社盆地一萬餘年來湖泊沈積物之花粉分析。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文。
- 陳鎮東、王冰潔。1997。台灣的湖泊與水庫。渤海堂，臺北市。
- 康培德。1999。殖民接觸與帝國邊陲：花蓮地區原住民十七世紀至十九世紀的歷史變遷。台北：稻香。
- 陸挽中。1996。日月潭盆地上次冰盛期以來之湖泊沈積物孢粉分析。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文。
- 齊士崢。1997。倒鈎狀流路必然是襲奪灣嗎?-花蓮鯉魚潭地區的地形演育。環境與世界第1期: 123-135。
- 蔡財興。1998。花蓮縣鯉魚潭水質優養化之研究。國立東華大學自然資源管理研究所碩士論文。
- 蔡麗鳳。從粒線體 DNA 之分析看花蓮地區沙奇萊雅人與阿美族之差異。國立慈濟大學人類研究碩士論文。
- An ZS. 2000. Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quaternary Science Reviews* 19: 171-187.
- An ZS, Porter SC, Kutzbach JE, Xihao W, Suming W, Xiaodong L, Xiaoqiang L, and Weijian Z. 2000. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quaternary Science Reviews* 19: 743-762.
- Anderson PM, Bartlein PJ, Brubaker LB, Gajewski K, and Ritchie JC. 1991. Vegetation-pollen-climate relationships for the arcto-boreal region of North America and Greenland. *Journal of Biogeography*: 565-582.
- Battarbee RW, Monteith DT, Juggins S, Simpson GL, Shilland EW, Flower RJ, and Kreiser AM. 2008. Assessing the accuracy of diatom-based transfer functions in defining reference pH conditions for acidified lakes in the United Kingdom. *The Holocene* 18: 57-67.

- Beug H. 2004. Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- Bilisik A, Yenigun A, Bicakci A, Eliacik K, Canitez Y, Malyer H, and Sapan N. 2008. An observation study of airborne pollen fall in Didim (SW Turkey): years 2004–2005. *Aerobiologia* 24: 61-66.
- Birks HJB, Line JM, Juggins S, Stevenson AC, and Braak CJFT. 1990. Diatoms and pH reconstruction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences* 327: 263 -278.
- Bradley RS, and Jonest PD. 1993. “Little Ice Age” summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene* 3: 367 -376.
- Brubaker LB, Anderson PM, Edwards ME, and Lozhkin AV. 2005. Beringia as a glacial refugium for boreal trees and shrubs: new perspectives from mapped pollen data. *Journal of Biogeography* 32: 833-848.
- Bush MB, Silman MR, and Urrego DH. 2004. 48,000 years of climate and forest change in a biodiversity hotspot. *Science* 303: 827-829.
- Campbell ID, and McAndrews JH. 1993. Forest disequilibrium caused by rapid Little Ice Age cooling. *Nature* 366: 336-338.
- Cattaneo A, Couillard Y, and Wunsam S. 2008. Sedimentary diatoms along a temporal and spatial gradient of metal contamination. *Journal of Paleolimnology* 40: 115-127.
- Cavalli-Sforza L, and Edwards A. 1967. Phylogenetic analysis: models and estimation procedures. *American Journal of Human Genetics* 19: 233–257.
- Chen CS, and Chen YL. 2003. The rainfall characteristics of Taiwan. *Monthly Weather Review* 131: 1323-1341.
- Chen CTA, Wu JT, Wang BJ, and Huang KM. 2004. Acidification and Trace Metals of Lakes in Taiwan. *Aquatic Geochemistry* 10: 33-57.
- Chen F, Yu Z, Yang M, Ito E, Wang S, Madsen DB, Huang X, Zhao Y, Sato T, John B. Birks H, Boomer I, Chen J, An C, Wünnemann B. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quaternary Science Reviews* 27: 351-364.

- Chen F, Zhu Y, Li J, Shi Q, Jin L, and Wünnemann B. 2001. Abrupt Holocene changes of the Asian monsoon at millennial- and centennial-scales: Evidence from lake sediment document in Minqin Basin, NW China. *Chinese Science Bulletin* 46: 1942-1947.
- Chen G, Dalton C, Leira M, and Taylor D. 2008b. Diatom-based total phosphorus (TP) and pH transfer functions for the Irish Ecoregion. *Journal of Paleolimnology* 40: 143-163.
- Chen SH. 1984. Aeropalynological study of Nankang, Taipei (Taiwan). *Taiwania* 29: 113-120.
- Chen SH. 1986. Pollen morphology of formosan cultivated plants I. Fruit plants. *Journal of Taiwan Museum* 39: 43-60.
- Chen SH. 1988. A scanning electron microscope survey of common airborne pollen grains in Taipei, Taiwan. *Taiwania* 33: 75-108.
- Chen SH, and Huang SY. 2000. Aeropalynological study of Yangminshan National Park, Taiwan. *Taiwania* 45: 281-295.
- Chen SH, and Huang TC. 1980. Aeropalynological study of Taipei Basin, Taiwan. *Grana* 19: 147-155.
- Chen SH, and Wu JT. 1999. Paleolimnological environment indicated by the diatom and pollen assemblages in an alpine lake in Taiwan. *Journal of Paleolimnology* 22: 149-158.
- Chen SH, Wu JT, Yang TN, Chuang PP, Huang SY, and Wang YS. 2009. Late Holocene paleoenvironmental changes in subtropical Taiwan inferred from pollen and diatoms in lake sediments. *Journal of Paleolimnology* 41: 315-327.
- Chen T. 2000. Plant ecology of low land area in northern Taiwan. Botanical garden resources and its management. National Museum of Natural Science Press, Taichung: 9-33.
- Chen W, Wang WM, and Dai XR. 2009. Holocene vegetation history with implications of human impact in the Lake Chaohu area, Anhui Province, East China. *Vegetation History and Archaeobotany* 18:137-146.
- Chen XD. 2001. Simulation of China biome reconstruction based on pollen data from surface sediment samples. *Journal of Integrative Plant Biology* 43: 201-290.

- Chen Z, Wang Z, Jill S, Tao J, and Cai Y. 2005. Holocene climate fluctuations in the Yangtze delta of eastern China and the Neolithic response. *The Holocene* 15: 915-924.
- Chiang IZ, Huang WY, and Wu JT. 2004. Allelochemicals of *Botryococcus braunii* (Chlorophyceae). *Journal of Phycology* 40:474-480.
- Chu KC. 1973. A preliminary study on the climatic fluctuations during the last 5000 years in China. *Scientia Sinica* 16: 226-256.
- Clift PD, and Plumb RA. 2008. *The Asian monsoon: causes, history & effects*. Cambridge University Press, 270 pp.
- Cook ER, Anchukaitis KJ, Buckley BM, D'Arrigo RD, Jacoby GC, and Wright WE. 2010. Asian monsoon failure and megadrought during the last millennium. *Science* 328: 486-489.
- Cosford J, Qing H, Eglington B, Matthey D, Yuan D, Zhang M, and Cheng H. 2008. East Asian monsoon variability since the Mid-Holocene recorded in a high-resolution, absolute-dated aragonite speleothem from eastern China. *Earth and Planetary Science Letters* 275: 296-307.
- Dearing J, Jones R, Shen J, Yang X, Boyle J, Foster G, Crook D, and Elvin M. 2008. Using multiple archives to understand past and present climate-human-environment interactions: the lake Erhai catchment, Yunnan Province, China. *Journal of Paleolimnology* 40: 3-31.
- Enters D, Dorfler W, and Zolitschka B. 2008. Historical soil erosion and land-use change during the last two millennia recorded in lake sediments of Frickenhauser See, northern Bavaria, central Germany. *The Holocene* 18: 243-254.
- Fernex F, Zarate-del Valle P, Ramirez-Sanchez H, Michaud F, Parron C, Dalmaso J, Barci-Funel G, and Guzman-Arroyo M. 2001. Sedimentation rates in Lake Chapala (western Mexico): possible active tectonic control. *Chemical Geology* 177: 213-228.
- Flantua S, van Boxel J, Hooghiemstra H, and van Smaalen J. 2007. Application of GIS and logistic regression to fossil pollen data in modelling present and past spatial distribution of the Colombian savanna. *Climate Dynamics* 29: 697-712.

- Flynn WW. 1968. The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials. *Analytica Chimica Acta* 43: 221-227.
- Foley JA, Coe MT, Scheffer M, and Wang G. 2003. Regime shifts in the Sahara and Sahel: interactions between ecological and climatic systems in northern Africa. *Ecosystems* 6: 524-532.
- Fyfe R, Roberts N, and Woodbridge J. 2010. A pollen-based pseudobiomisation approach to anthropogenic land-cover change. *The Holocene* 20: 1165 -1171.
- Gao YX. 1962. Some Problems on East Asia Monsoon, in: Y.X. Gao (Ed.). *Some Questions about the East Asia Monsoon*, Science Press, Beijing:pp. 1-49 (in Chinese).
- Gaudin L, Marguerie D, and Lanos P. 2008. Correlation between spatial distributions of pollen data, archaeological records and physical parameters from north-western France: a GIS and numerical analysis approach. *Vegetation History and Archaeobotany* 17: 585-595.
- Ge QS, Wang SW, Wen XY, Shen CM, and Hao ZX. 2007. Temperature and precipitation changes in China during the Holocene. *Advances in Atmospheric Sciences* 24: 1024-1036.
- Ge QS, Zheng JY, Hao ZX, Zhang PY, and Wang WC. 2005. Reconstruction of historical climate in China: high-resolution precipitation data from Qing Dynasty archives. *Bulletin of the American Meteorological Society* 86: 671-679.
- Ge QS, Zheng JY, Tian YY, Wu WX, Fang XQ, and Wang WC. 2008. Coherence of climatic reconstruction from historical documents in China by different studies. *International Journal of Climatology* 28: 1007-1024.
- Goring S, Pellatt MG, Lacourse T, Walker IR, and Mathewes RW. 2009. A new methodology for reconstructing climate and vegetation from modern pollen assemblages: an example from British Columbia. *Journal of Biogeography* 36: 626-638.
- Grove JM. 1988. *The Little Ice Age*. Methuen and Company, London.
- Hellman S, Gaillard M-josé, Broström A, and Sugita S. 2008. Effects of the sampling design and selection of parameter values on pollen-based quantitative

- reconstructions of regional vegetation: a case study in southern Sweden using the REVEALS model. *Vegetation History and Archaeobotany* 17: 445-459.
- Hu C, Henderson GM, Huang J, Xie S, Sun Y, and Johnson KR. 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. *Earth and Planetary Science Letters* 266: 221-232.
- Huang SQ, Zhang HD, Chen WX, Zhu ZY, and Chen YB. 1989. Prehistoric cultures. In: *Investigations and analyses on land resources of the east coast of Taiwan*. Taipei: Bureau of Housing and Urban Development of Taiwan Provincial Government.
- Huang TC. 1972. *Pollen Flora of Taiwan*. National Taiwan University Botany Department Press, Taipei, 297 pp.
- Huang TC. 1981. *Spore Flora of Taiwan*. National Taiwan University, Taipei, 111 pp.
- Huang TC, and Chen HJ. 1987. The pollen analysis of the Dream Lake, Taipei, Yang Ming Shan National Park. *Journal of Palynology* 23: 213-216.
- Huang TC, and Chung TF. 1973. Aeropalynological study of Taiwan: (1)-Chu-shan station. *Taiwania* 18: 160-168.
- Huang TC, Huang SY, Hsiao A, and Chen SH. 2008. Aeropalynological study of Kinmen Island, Taiwan. *Taiwania* 53: 369-382.
- Johnston K, Ver Hoef JM, Krivoruchko K, and Lucas N. 2001. *Using ArcGIS geostatistical analyst*. Esri New York. 300pp.
- Kao WY. 2010. $\delta^{13}\text{C}$ and N contents of two aquatic plants, *Spaganium fallax* and *Schenoplectus mucronatus*, in a subtropic mountainous lake. *Taiwania* 55: 54-59.
- Kashima K. 2003. The quantitative reconstruction of salinity changes using diatom assemblages in inland saline lakes in the central part of Turkey during the Late Quaternary. *Quaternary International* 105: 13-19.
- Krammer K, and Lange-Bertalot H. 1986. *Süswasserflora von Mitteleuropa.: Bacillariophyceae, 1-4*. Stuttgart, Gustav Fisher.

- Kröpelin S, Verschuren D, Lézine A-M, Eggermont H, Cocquyt C, Francus P, Cazet J-P, Fagot M, Rumes B, Russell JM, et al. 2008. Climate-driven ecosystem succession in the Sahara: the past 6000 years. *Science* 320: 765 -768.
- Lee CY, and Liew PM. 2010. Late Quaternary vegetation and climate changes inferred from a pollen record of Dongyuan Lake in southern Taiwan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 287: 58-66.
- Lee CY, Liew PM, and Lee TQ. 2010. Pollen records from southern Taiwan: implications for East Asian summer monsoon variation during the Holocene. *The Holocene* 20: 81-89.
- Lee PF, Lue KY, Lee YC, Hsieh CJ, Chen SW, Pang TC, and Ding TS. 1997. An ecological and environmental GIS database for Taiwan. Taipei, Taiwan: Council of Agriculture.
- Letouzey J, and Kimura M. 1986. The Okinawa Trough: genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics* 125: 209-230.
- Li ZY, and Hsieh CF. 1996. New materials of the Genus *Myriophyllum* L.(Haloragaceae) in Taiwan. *Taiwania* 41: 322-328.
- Liew PM, and Huang SY. 1994. A 5000 year pollen record from Chitsai Lake in Central Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 5: 411-420.
- Liew PM, Kuo CM, Chen ACT, and Lou JY. 1995. Climatic fluctuations during the last several millennia indicated by lake sediments of Taiwan. *Paleoclimate and Environmental Variability in Austral-Asian Transect during the Past 2000 years*. Process of the 1995 Nagoya IGBP-PAGES/PEP-II Symposium: 103-108.
- Liew PM, Huang SY, and Kuo CM. 2006a. Pollen stratigraphy, vegetation and environment of the last glacial and Holocene-A record from Toushe Basin, central Taiwan. *Quaternary International* 147: 16-33.
- Liew PM, Lee CY, and Kuo CM. 2006b. Holocene thermal optimal and climate variability of East Asian monsoon inferred from forest reconstruction of a subalpine pollen sequence, Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters* 250: 596-605.

- Lin CC. 1966. The summary of Quaternary geological occurrence in Taiwan and its relation with natural history and culture history (in Chinese). *Bulletin of the Department of Anthropology* 28: 7-41.
- Lin SF, Huang TC, Liew PM, and Chen SH. 2007. A palynological study of environmental changes and their implication for prehistoric settlement in the Ilan Plain, northeastern Taiwan. *Vegetation History and Archaeobotany* 16: 127-138.
- Lin SF, Liew PM, and Lai TH. 2004. Late Holocene pollen sequence of the Ilan Plain, northeastern Taiwan and its environment and climatic implications. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 15: 111-132.
- Liu CC. 1995. The Ilan plain and the southwestward extending Okinawa Trough. *Journal Geological Society of China* 38: 229-242.
- Lou JY, Chen CTA, and Wann JK. 1997. Paleoclimatological records of the Great Ghost Lake in Taiwan. *Science in China Series D: Earth Sciences* 40: 284-292.
- Madsen JD, Sutherland JW, Bloomfield JA, Eichler LW, and Boylen CW. 1991. The decline of native vegetation under dense Eurasian watermilfoil canopies. *Journal of Aquatic Plant Management* 29: 94-99.
- Mann M, Zhang Z, Hughes M, Bradley R, Miller S, Rutherford S, and Ni F. 2008. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105: 13252.
- Mann ME. 2002. The value of multiple proxies. *Science* 297: 1481-1482.
- Mayewski PA, Rohling EE, Curt Stager J, Karlen W, Maasch KA, David Meeker L, Meyerson EA, Gasse F, van Kreveld S, and Holmgren K. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62: 243-255.
- McCall PL, Robbins JA, and Matisoff G. 1984. ^{137}Cs and ^{210}Pb transport and geochronologies in urbanized reservoirs with rapidly increasing sedimentation rates. *Chemical Geology* 44: 33-65.

- Moser KA, Korhola A, Wekcström J, Blom T, Pienitz R, Smol JP, Douglas MSV, and Hay MB. 2000. Paleohydrology inferred from diatoms in northern latitude regions. *Journal of Paleolimnology* 24: 93-107.
- Nakagawa T, Brugiapaglia E, Digerfeldt G, Reille M, De Beaulieu J, and Yasuda Y. 1998. Dense-media separation as a more efficient pollen extraction method for use with organic sediment/deposit samples: comparison with the conventional method. *Boreas* 27: 15-24.
- Newroth P. 1985. A review of Eurasian water milfoil impacts and management in British Columbia. *Proceedings of the First International Symposium on Watermilfoil and Related Haloragaceae Species*. Aquatic Plant Management Society, p 139-153.
- Nielsen AB, and Sugita S. 2005. Estimating relevant source area of pollen for small Danish lakes around AD 1800. *The Holocene* 15: 1006-1020.
- Overpeck JT, and Cole JE. 2007. Climate change: Lessons from a distant monsoon. *Nature* 445: 270-271.
- Peng M, and Chen SH. 1996. Comparison of counting methods for the study of air-borne pollen with special reference to *Broussonetia* pollen. *Taiwania* 41: 35-42.
- Peng M, and Chen SH. 1997. Aeropalynological study in Tan-Shui Area, 1993. *Taiwania* 42: 117-134.
- Peng Y, Xiao J, Nakamura T, Liu B, and Inouchi Y. 2005. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. *Earth and Planetary Science Letters* 233: 467-479.
- Prentice IC, and Parsons RW. 1983. Maximum likelihood linear calibration of pollen spectra in terms of forest composition. *Biometrics* 39: 1051-1057.
- Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Bertrand CJH, Blackwell PG, Buck CE, Burr GS, and Cutler KB. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1029-1058.
- Ren G, and Beug H-J. 1999. The mapping of Holocene pollen data in China. *Vegetation History and Archaeobotany* 8: 231-232.

- Shen J, Jones RT, Yang X, Dearing JA, and Wang S. 2006. The Holocene vegetation history of Lake Erhai, Yunnan province southwestern China: the role of climate and human forcings. *Holocene* 16: 265-276.
- Shinneman A, Bennett D, Fritz S, Schmieder J, Engstrom D, Efting A, and Holz J. 2010. Inferring lake depth using diatom assemblages in the shallow, seasonally variable lakes of the Nebraska Sand Hills (USA): calibration, validation, and application of a 69-lake training set. *Journal of Paleolimnology* 44: 443-464.
- Shinneman A, Edlund M, Almendinger J, and Soninkhishig N. 2009. Diatoms as indicators of water quality in Western Mongolian lakes: a 54-site calibration set. *Journal of Paleolimnology* 42: 373-389.
- Soepboer W, Sugita S, Lotter AF, van Leeuwen JFN, and van der Knaap WO. 2007. Pollen productivity estimates for quantitative reconstruction of vegetation cover on the Swiss Plateau. *Holocene* 17: 65-77.
- Stoermer EF, and Smol JP. 2001. *The diatoms: applications for the environmental and earth sciences*. Cambridge Univ Pr.
- Stuiver M, Reimer PJ, and Reimer RW. 2005. CALIB 5.0. WWW program and documentation.
- Su HJ. 1984. Studies on the climate and vegetation types of the natural forests in Taiwan (II): altitudinal vegetation zones in relation to temperature gradient. *Quarterly Journal of Chinese Forestry* 17: 57-73.
- Sugita S. 1993. A model of pollen source area for an entire lake surface. *Quaternary Research* 39: 239-244.
- Sugita S. 2007. Theory of quantitative reconstruction of vegetation II: all you need is LOVE. *The Holocene* 17: 243-257.
- Sugita S, Gaillard MJ, and Broström A. 1999. Landscape openness and pollen records: a simulation approach. *The Holocene* 9: 409-421.
- Sugita S, Hicks S, and Sormunen H. 2010. Absolute pollen productivity and pollen-vegetation relationships in northern Finland. *Journal of Quaternary Science* 25: 724-736.

- Sugita S, Parshall T, and Calcote R. 2006. Detecting differences in vegetation among paired sites using pollen records. *The Holocene* 16: 1123-1135.
- Tarasov P, Webb III T, Andreev A, Afanas'eva N, Berezina N, Bezusko L, Blyakharchuk T, Bolikhovskaya N, Cheddadi R, Chernavskaya M, et al. 1998. Present-day and mid-Holocene biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from the former Soviet Union and Mongolia. *Journal of Biogeography* 25: 1029-1053.
- Tsukada M. 1966. Late Pleistocene vegetation and climate in Taiwan (Formosa). *Proceedings of the National Academy of Sciences* 55: 543-548.
- Tsukada M. 1967. Vegetation in subtropical Formosa during the Pleistocene glaciations and the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 3: 49-64.
- Wang LC, Lee TQ, Chen SH, and Wu JT. 2010. Diatoms in Liyu Lake, Eastern Taiwan. *Taiwania* 55: 228-242.
- Wang LC, Wu JT, Lee TQ, Lee PF, and Chen SH. 2011. Climate changes inferred from integrated multi-site pollen data in northern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 40: 1164-1170.
- Wang S. 1980. Topographic landscape of Taiwan. Vacation Publications, Taipei. 256pp. (in Chinese).
- Wang WL, and Wang LC. 2008. Reconstruction of oceanographic changes based on the diatom records of the central Okhotsk Sea over the last 500000 Years. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19: 403-411.
- Wang YF, and Wu JT. 2005. Diatoms of the Mystery Lake, Taiwan (II). *Taiwania* 50: 40-56.
- Wang YG, Cheng H, Edwards RL, He YQ, Kong XG, An ZS, Wu JY, Kelly MJ, Dykoski CA, and Li XD. 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science* 308: 854 -857.
- Wang YG, Cheng H, Edwards RL, Kong XG, Shao XH, Chen ST, Wu JG, Jiang XY, Wang XF, and An ZS. 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature* 451: 1090-1093.

- Wanner H, Beer J, Butikofer J, Crowley TJ, Cubasch U, Fluckiger J, Goosse H, Grosjean M, Joos F, and Kaplan JO. 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27: 1791-1828.
- Wei Z, Wang H, Gao L, Zhang X, Zhou L, and Feng Y. 2003. Pollen flora of seed plants. Yunnan Science and Press Technology, 131pp.
- Weilhoefer CL, Pan Y, and Sara E. 2008. The effects of river floodwaters on floodplain wetland water quality and diatom assemblages. *Wetlands* 28: 473-486.
- Weng C, Bush MB, and Silman MR. 2004. Elevational characteristics of modern-pollen rain recorded in moss-polsters and surface sediments in the Rio Manu watershed, Peru. *Journal of Tropical Ecology* 20: 1-12.
- Whitlock C, and Anderson RS. 2003. Fire history reconstructions based on sediment records from lakes and wetlands. In: T.T. Veblen, W.L. Baker, G. Montenegro, and T.W. Swetnam, eds. *Fire and Climatic Change in the Americas*: p.3-31.
- Wu JT, Chuang PP, Wu LZ, and Chen CTA. 1997a. Diatoms as indicators of environmental changes: A case study in Great Ghost Lake. *Proceedings of the National Science Council, Republic of China. Part B, Life Sciences* 21: 112-119.
- Wu JT, Chuang PP, Wu LZ, and Chen CTA. 1997b. Diatoms as indicators of environmental changes: a case study in Great Ghost Lake. *Proceedings of the National Science Council, Republic of China. Part B, Life Sciences* 21: 112-119.
- Wu JT, and Wang YF. 2002. Diatoms of the Mystery Lake, Taiwan (I). *Taiwania* 47: 71-96.
- Wu JT, and Wang YF. 2009. Diatoms of the Mystery Lake, Taiwan (III). *Taiwania* 54: 231-240.
- Yancheva G, Nowaczyk NR, Mingram J, Dulski P, Schettler G, Negendank JFW, Liu J, Sigman DM, Peterson LC, and Haug GH. 2007. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature* 445: 74-77.
- Yang X, Anderson NJ, Dong X, and Shen JI. 2008. Surface sediment diatom assemblages and epilimnetic total phosphorus in large, shallow lakes of the

- Yangtze floodplain: their relationships and implications for assessing long-term eutrophication. *Freshwater Biology* 53: 1273-1290.
- Yang YL, and Chen SH. 1998. An investigation of airborne pollen in Taipei city, Taiwan, 1993–1994. *Journal of Plant Research* 111: 501-508.
- Yang YL, Huang TC, and Chen SH. 2003. Diurnal variations of airborne pollen and spores in Taipei city, Taiwan. *Taiwania* 48: 168-179.
- Yeh CH. 1995. An exploring history of Taiwan. Tai-Yuan Publications, Taipei.
- Yu G, Liew PM, Xue B, and Li Z. 2003. Surface pollen and vegetation reconstruction from central and northern mountains of Taiwan. *Chinese Science Bulletin* 48: 291-295.
- Yu SB, and Kuo LC. 2001. Present-day crustal motion along the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan. *Tectonophysics* 333: 199-217.
- Zheng J, Wang W, Ge Q, Man Z, and Zhang P. 2006. Precipitation variability and extreme events in eastern China during the past 1500 years. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* 17: 579.
- Zhong W, Xue J, Zheng Y, Ma Q, Cai Y, Ouyang J, Xu L, Zhou S, and Yu X. 2010. Variations of monsoonal precipitation over the last 16,000 years in the eastern Nanling Mountains, South China. *Journal of Paleolimnology* 44: 177-188.
- Zong Y, Chen Z, Innes JB, Chen C, Wang Z, and Wang H. 2007. Fire and flood management of coastal swamp enabled first rice paddy cultivation in East China. *Nature* 449: 459-462.

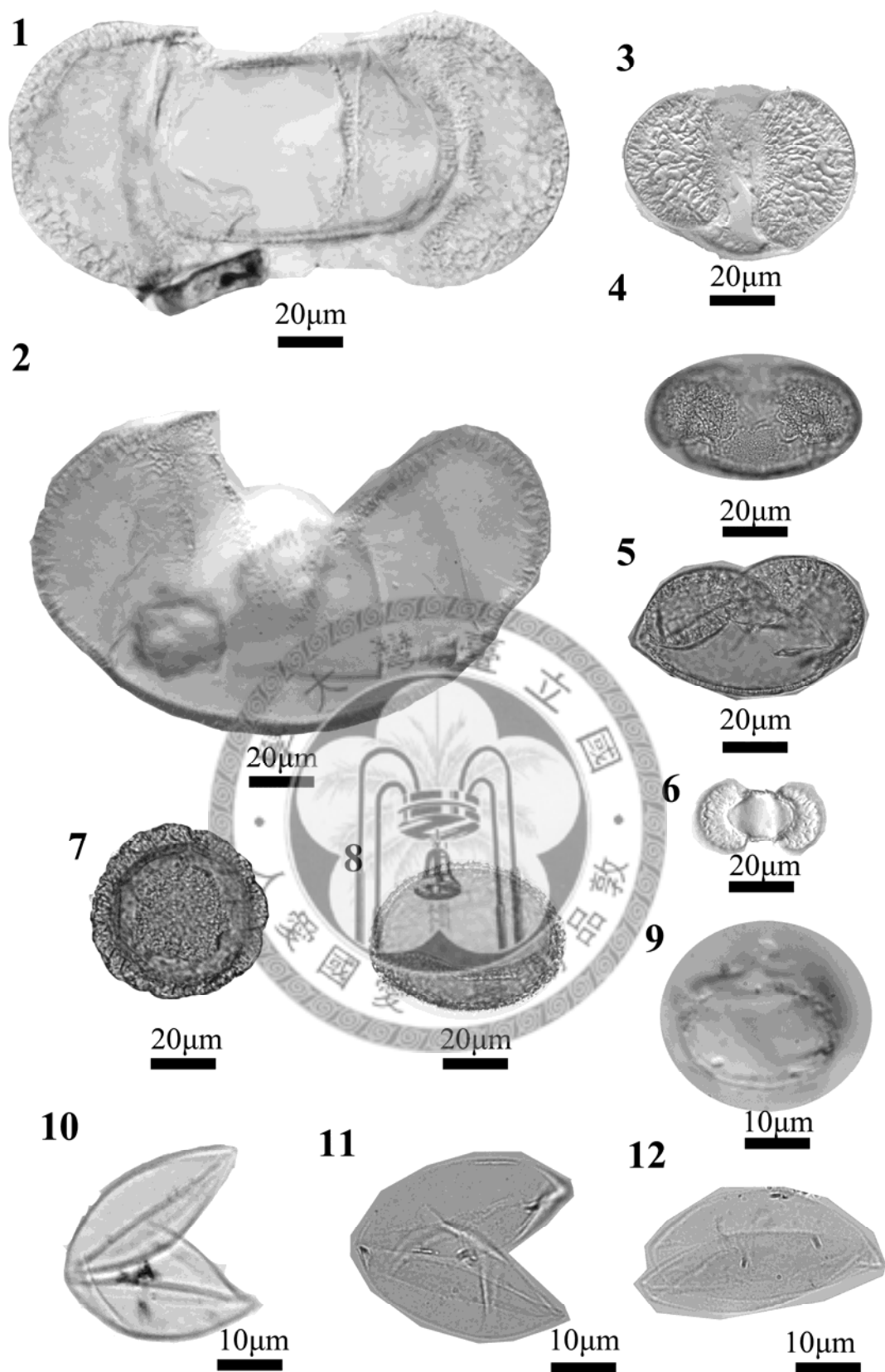


Plate 1 1,2. *Abies* (LYHL-B-110, DH-7B-20); 3-5. *Pinus* (DH-7B-585, LYHL-B-55); 6. *Podocarpus* (DH-7B-585); 7,8. *Tsuga* (LYHL-B-170, LYHL-B-55); 9. *Cryptomeria*, (DH-7B-10); 10-12. *Chamaecyparis* (TF-2-5, TF-2-20, TF-2-39).

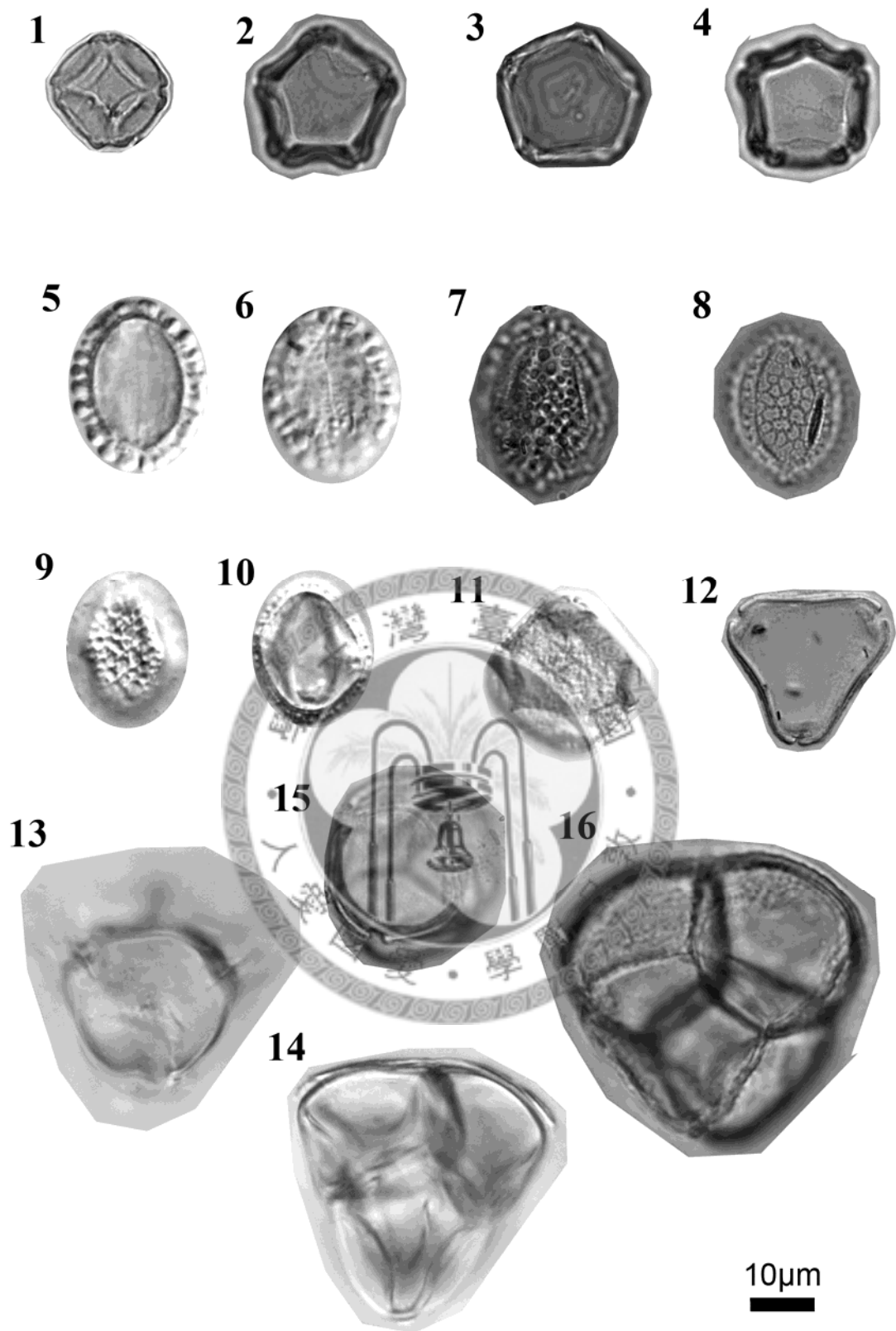


Plate 2 1-4. *Alnus* (TF-2-48.5, TF-2-20); 5-7. *Ilex* (TF-2-0.5, TF-2-20); 8-10. *Salix* (TF-2-39, DH-7B-585) ; 11, 12. *Symplocus* (DH-7B-585); 13-15. *Rhododendra* (TF-2-19, TF-2-39, TF-2-48.5).

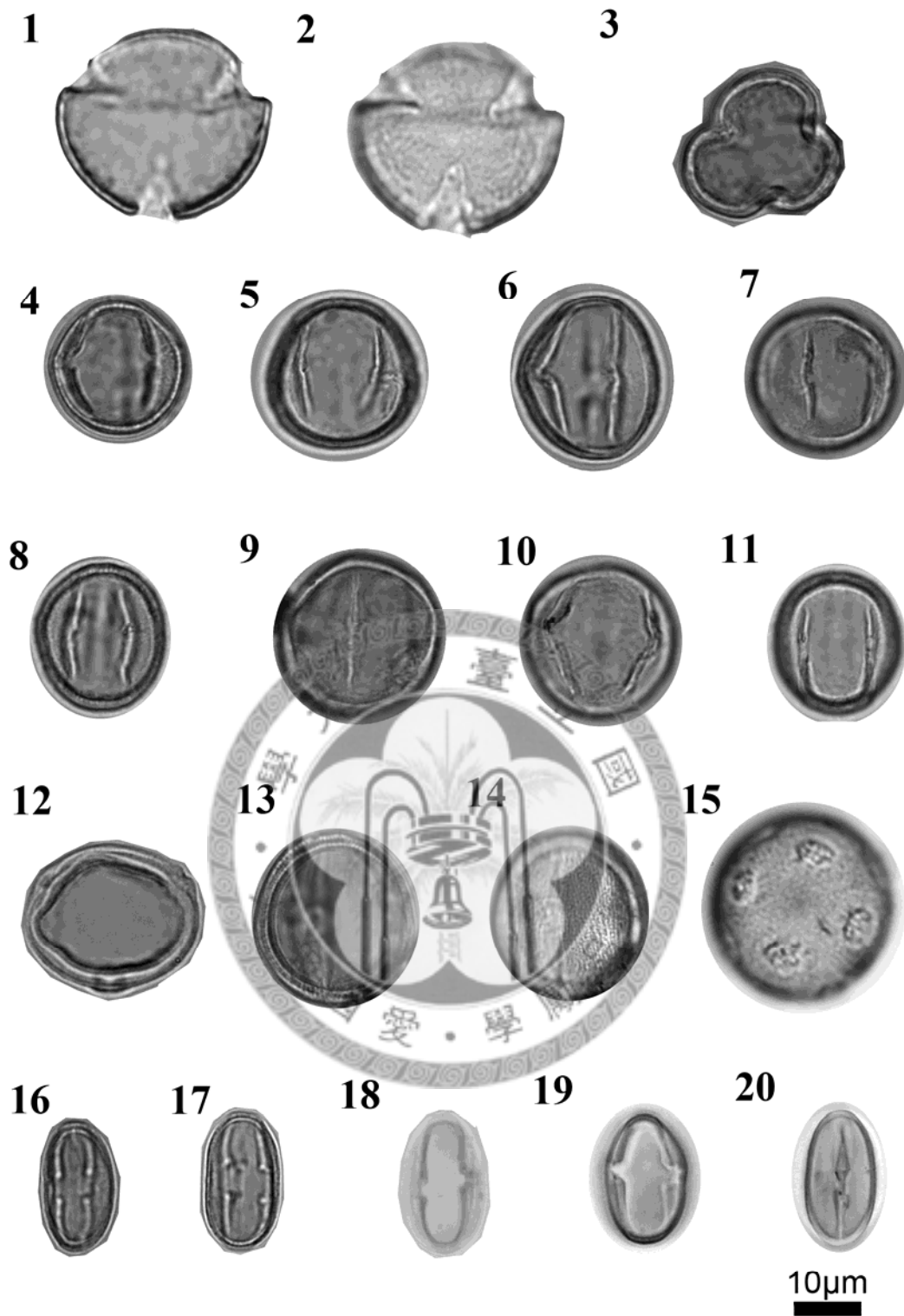


Plate 3 1-11. *Quercus* /*Cyclobalanopsis* (DH-7B-455, LYLH-B-190, LYHL-B-55, TF-2-20, TF-2-39); 12. *Carpinus* (TF-2-48.5); 13,14. *Acer* (TF-2-48.5); 15. *Liquidambar*, (LYHL-B-150) ; 16-20. *Castanopsis*/ *Passania* (TF-2-3.5, TF-2-20, TF-2-39).

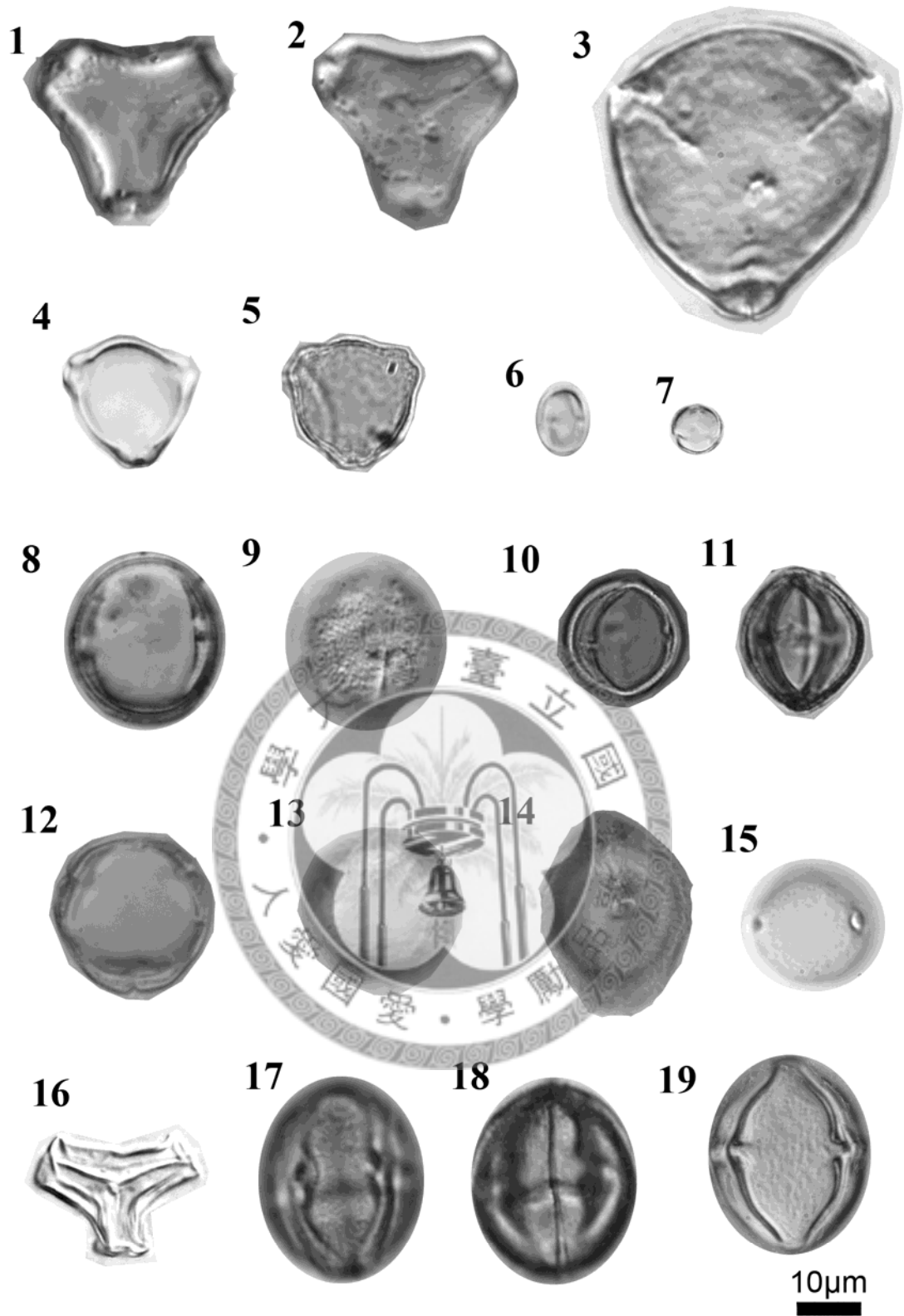


Plate 4 1,2. *Syzgium* (LYHL-B-235); 3. *Elaeagnus* (DH-7B-455); 4,5. *Myrica*, (LYHL-B-130, TF-2-39); 6, 7. *Ardisia* (LYHL-B-110); 8, 9. *Dodoneaea* (DH-7B-20) 10, 11. *Bischofia* (LYHL-B-55, LYHL-B-170); 12, 13. *Mallotus* (DH-7B-15); 14. *Lagerstroemia* (LYHL-B-30); 15. *Morus* (LYHL-B-30); 16. Loranthaceae (DH-7B-255) ; 17-19. *Rhus* (LYHL-B-190, DH-7B-10).

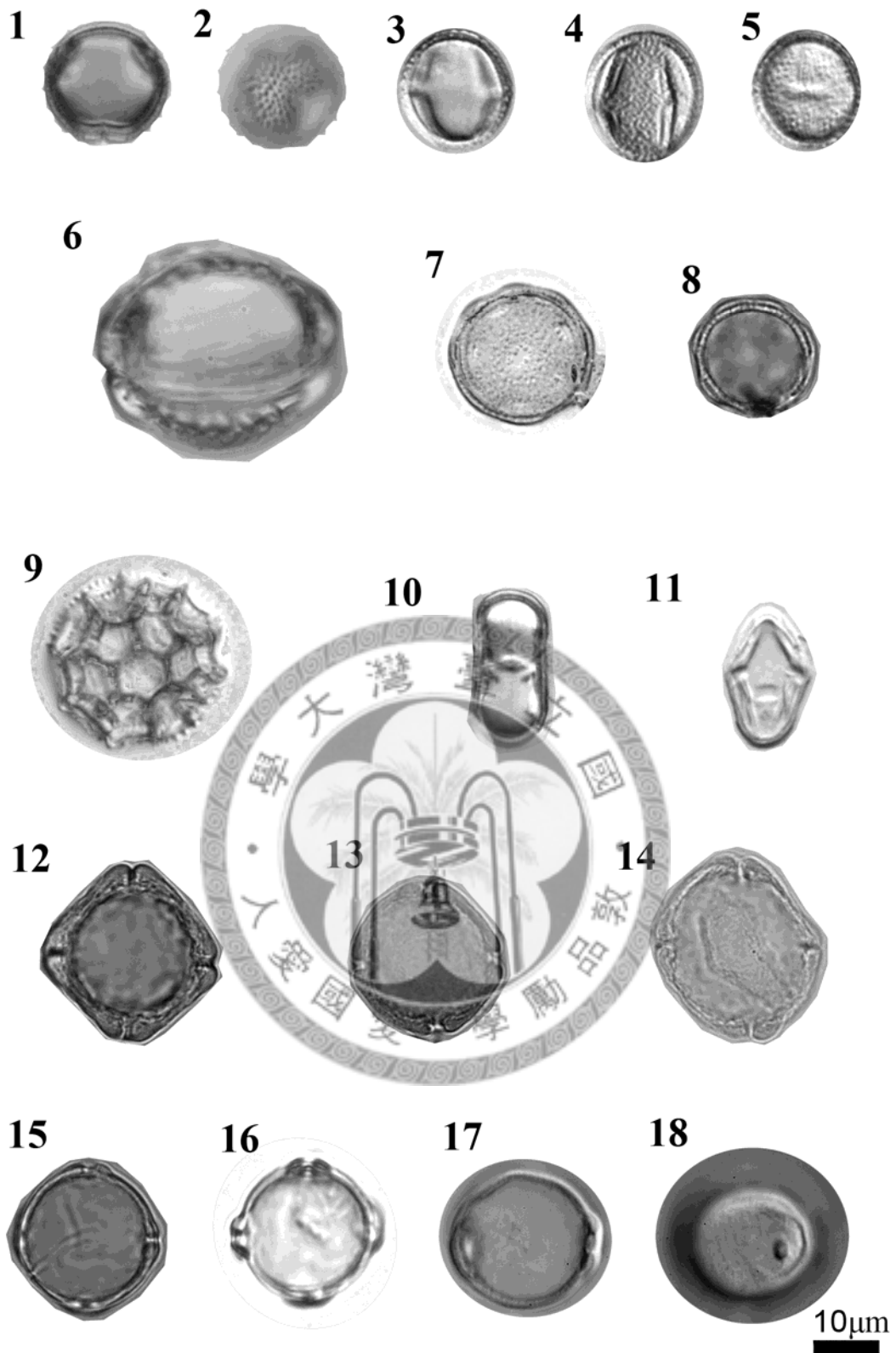


Plate 5 1-5. Rutaceae (DH-7B-585); 6. *Barringtonia* (DH-7B-10); 7,8. *Alisma* (TF-2-52.5, TF-2-39); 9. *Polygonum* (DH-7B-75); 10, 11. Umbelliferae (TF-B-9); 12-14. *Haloragis* (TF-2-48.5, TF-2-39); 15-18. *Myriophyllum* (LYHL-B-55, LYHL-B-210, LYHL-B-150).

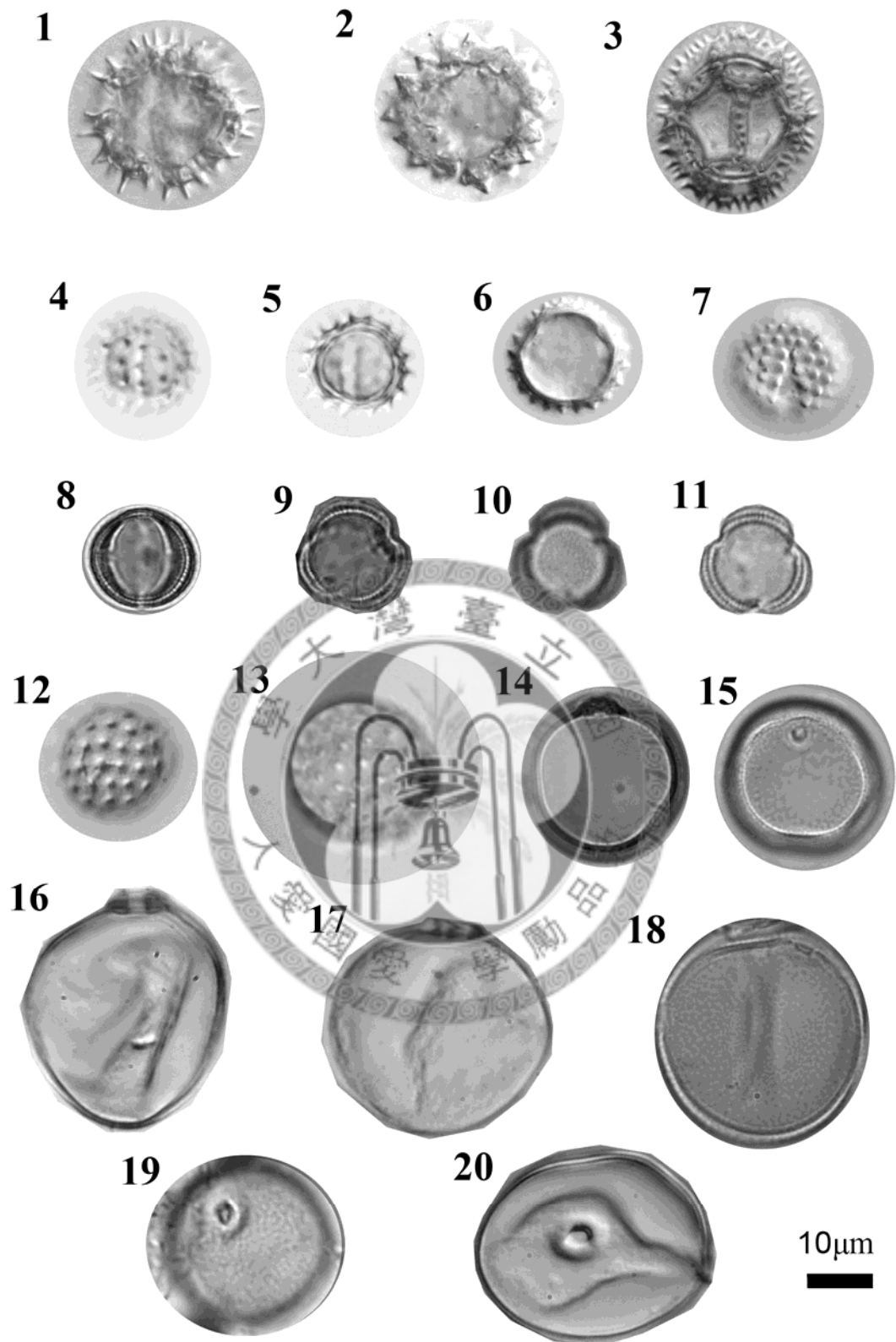


Plate 6 1-7. Asteraceae (DH-7B-10, LYHL-B-110, TF-2-0.5); 8-11. *Artemisia* (TF-2-39, LYHL-B-55); 12,13. *Chenopodium* (DH-7B-5, LYHL-B-150); 14-20. Poaceae (LTHL-B-170, LYHL-B-55, TF-2-48.5, DH-7B-10).

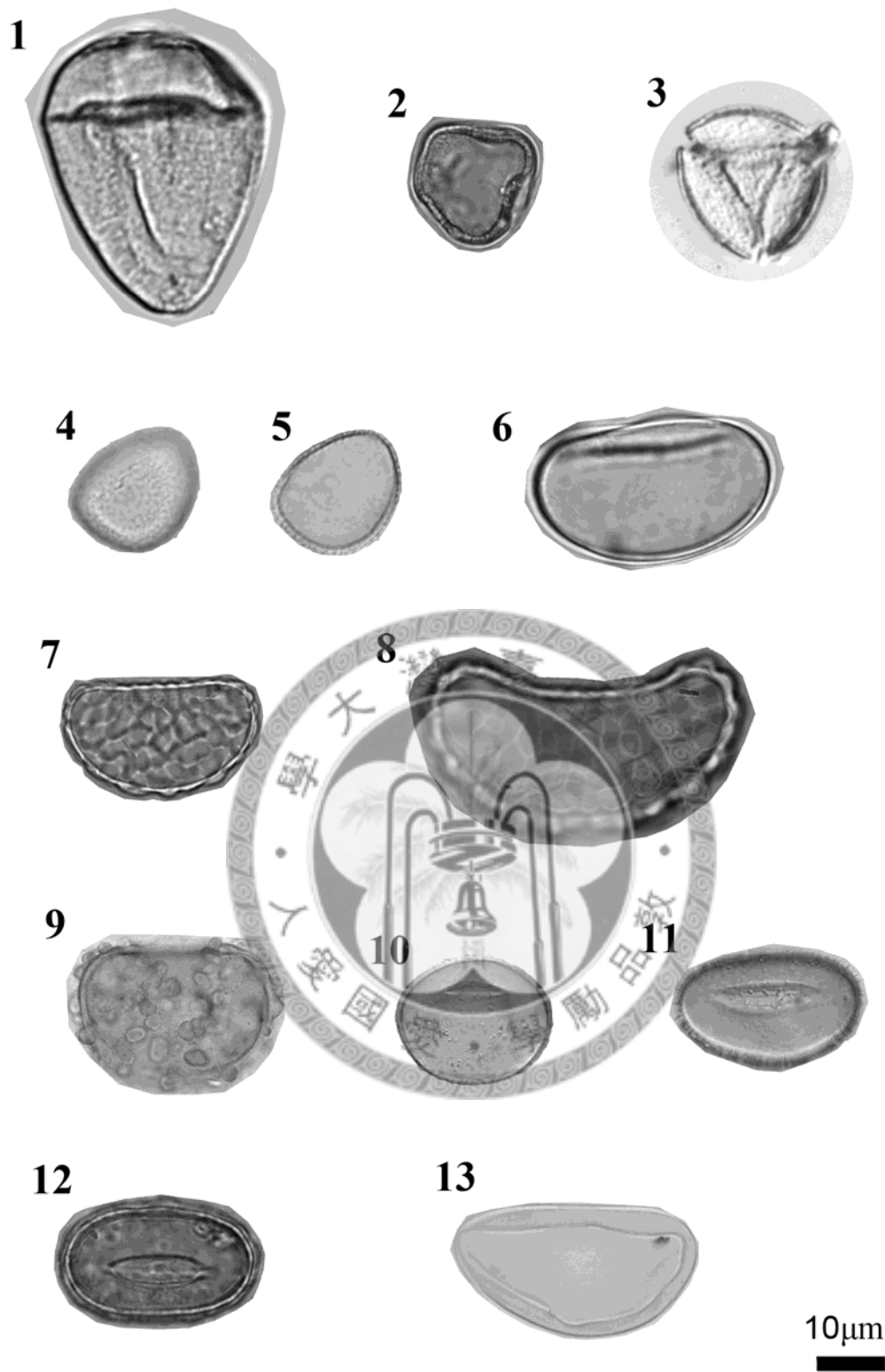


Plate 7 1, 2. Cyperaceae (LYHL-B-150); 3. *Nymphoides* (DH-7B-05); 4, 5. *Typha* (LYHL-B-250); 6-13. Monolete spore (TF-2-3.5, TF-2-20, LYHL-B-55).

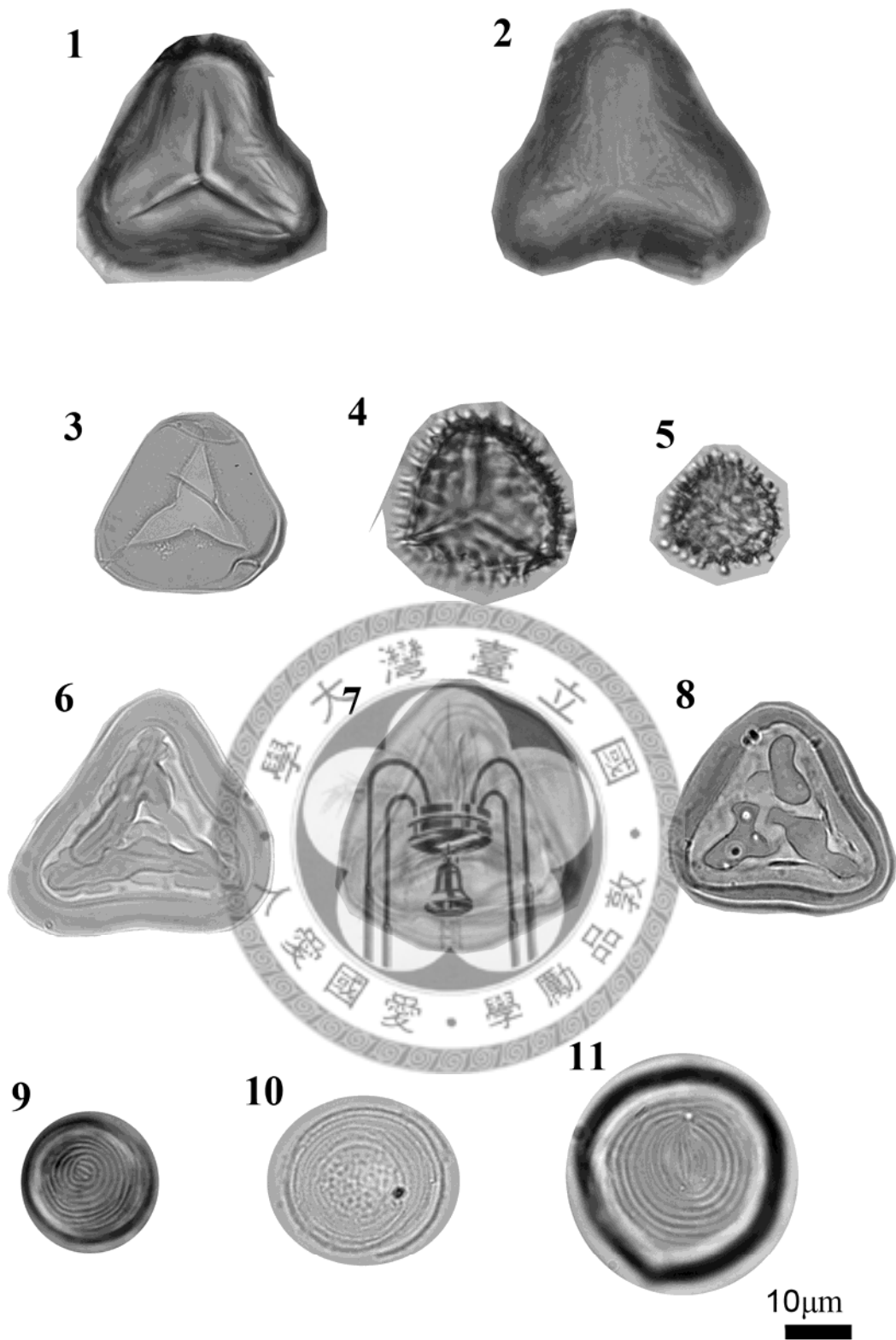


Plate 8 1, 2. Tree fern (LYHL-B-5, DH-7B-5); 3-5. Trilete spore (TF-2-3.5, LYHL-B-190, LYHL-B-150); 6-8. *Pteris* (LYHL-B-31, TF-2-39, DH-7B-10); 9,10. Concentricystes (LYHL-B-190, TF-2-3.5, TF-2-20).

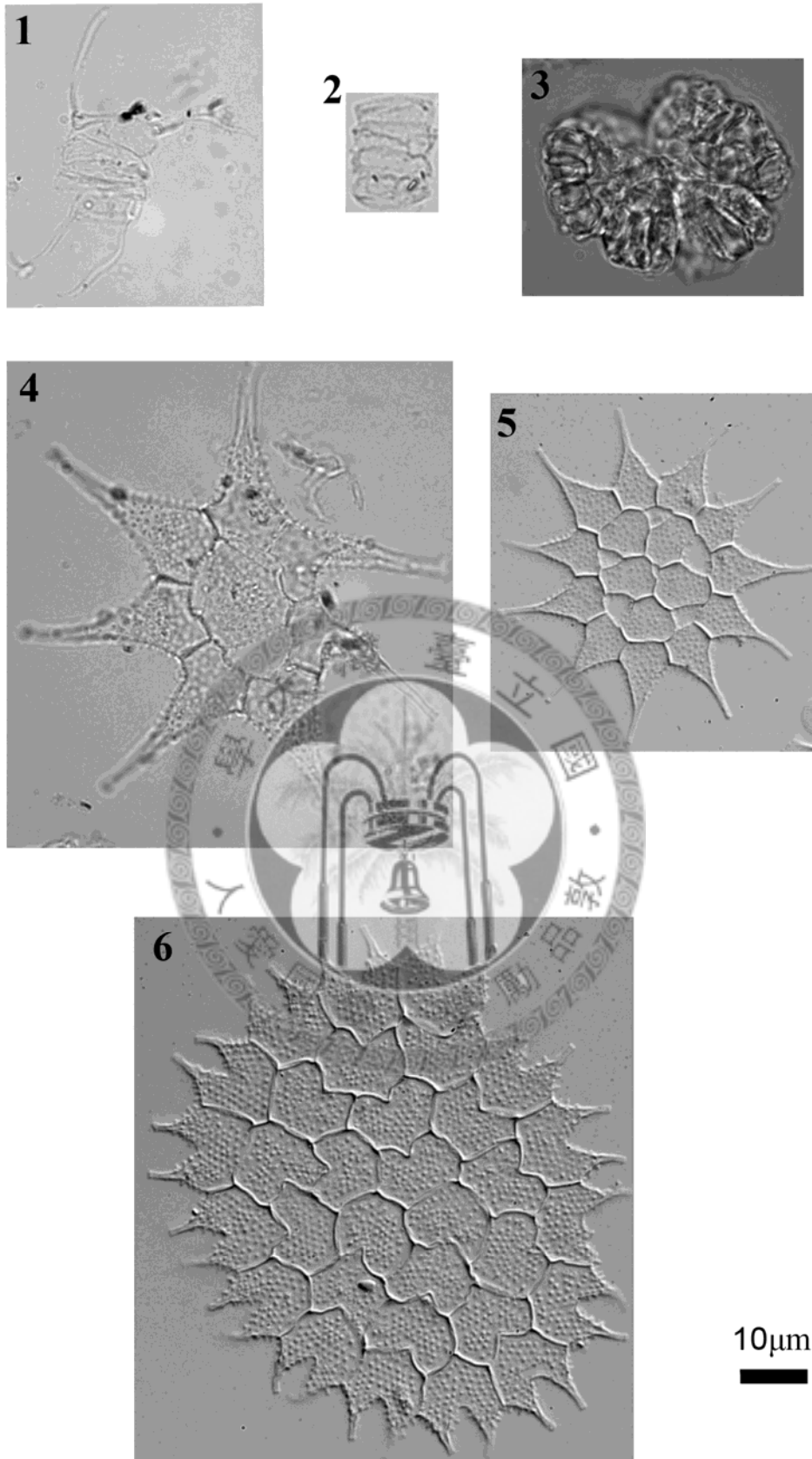


Plate 9 1, 2. *Scenedesmus* (LYHL-B-55, TF-2-0, DH-7B-5); 3. *Botryococcus* (LYHL-B-55); 4-6. *Pediastrum* (LYHL-B-55, DH-7B-8, DH-7B-585).

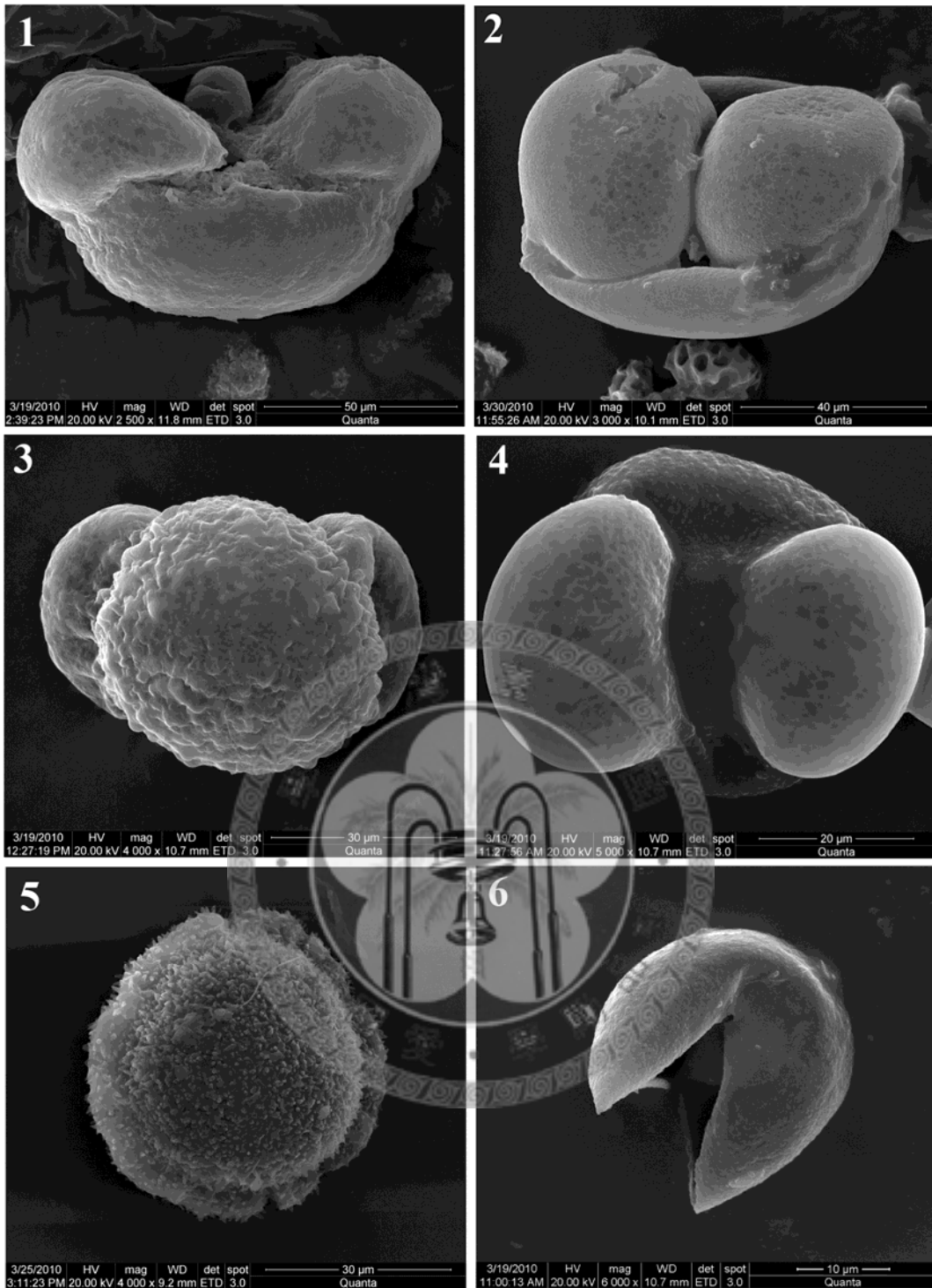


Plate 10 1, 2. *Abies* (TF-14.5, TF-2-35); 3, 4. *Pinus* (TF-2-6, TF-2-18.5); 5. *Tsuga* (TF-2-13.5); 6. *Chamaecyparis* (TF-2-13.5).

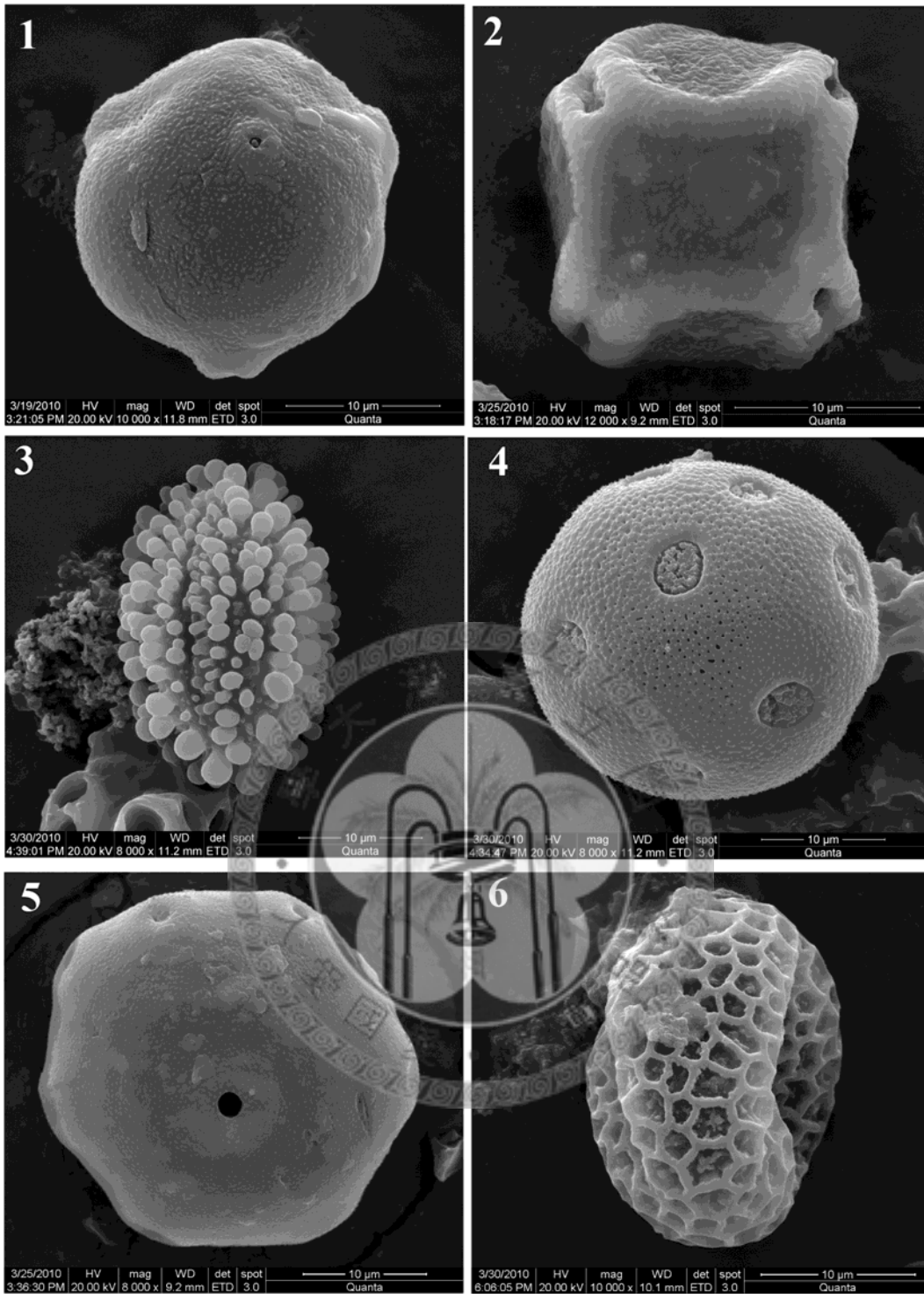


Plate 11 1. *Capinus* (TF-14.5); 2. *Alnus* (TF-2-13.5); 3. *Ilex* (TF-2-33);
4. *Liquidambar* (TF-2-32); 5. *Juglans* (TF-2-13.5); 6. *Salix* (TF-2-30.5).

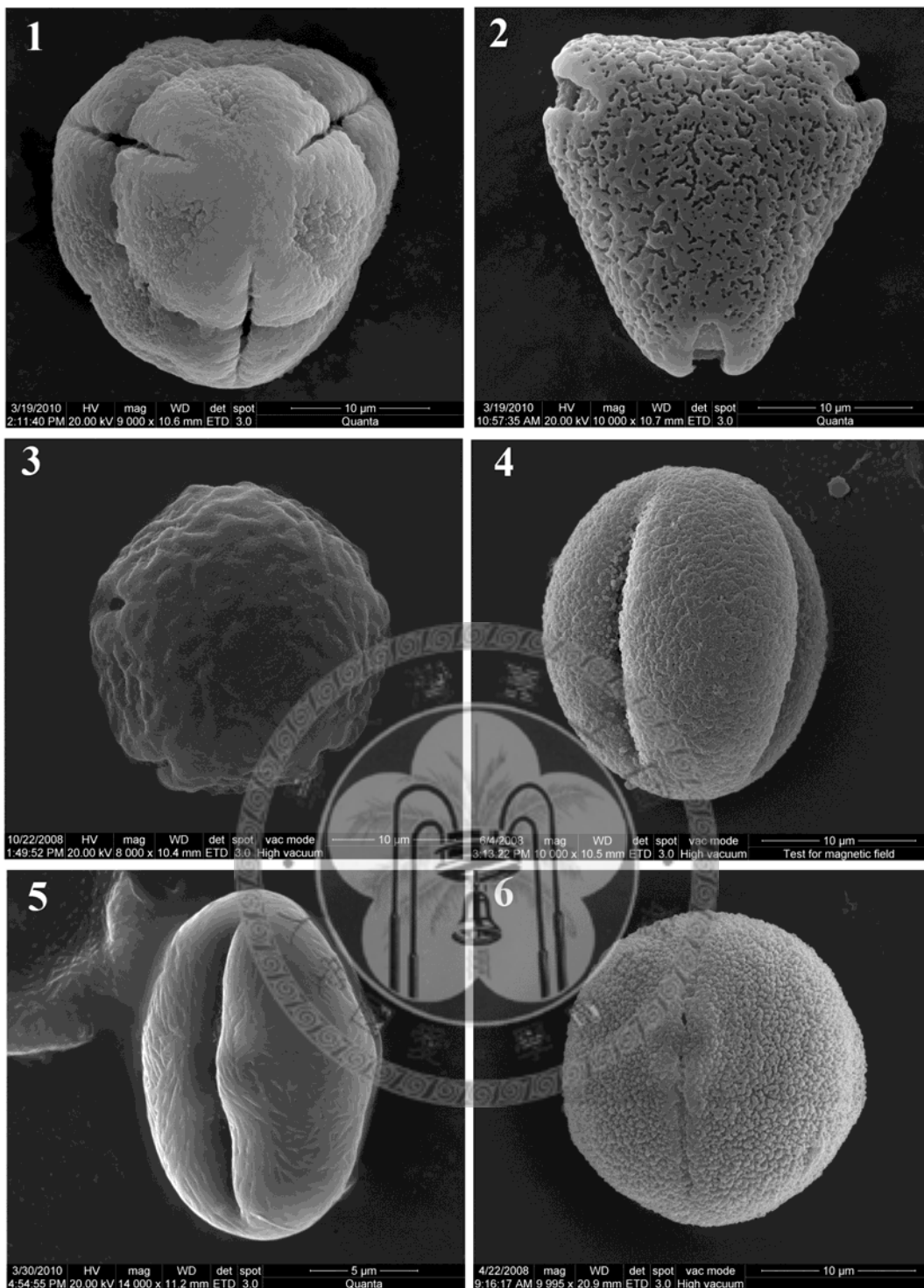


Plate 12 1. *Rhododendran* (TF-23.5); 2. *Symplocos* (TF-2-18.5); 3. *Ulmus* (LYHL-B-60); 4. *Quercus* /*Cyclobalanopsis* (TF-2-18.5, LYHL-B-251); 5. *Castanopsis*/ *Passania* (TF-2-32); 6. *Dodonaea* (LYHL-B-131).

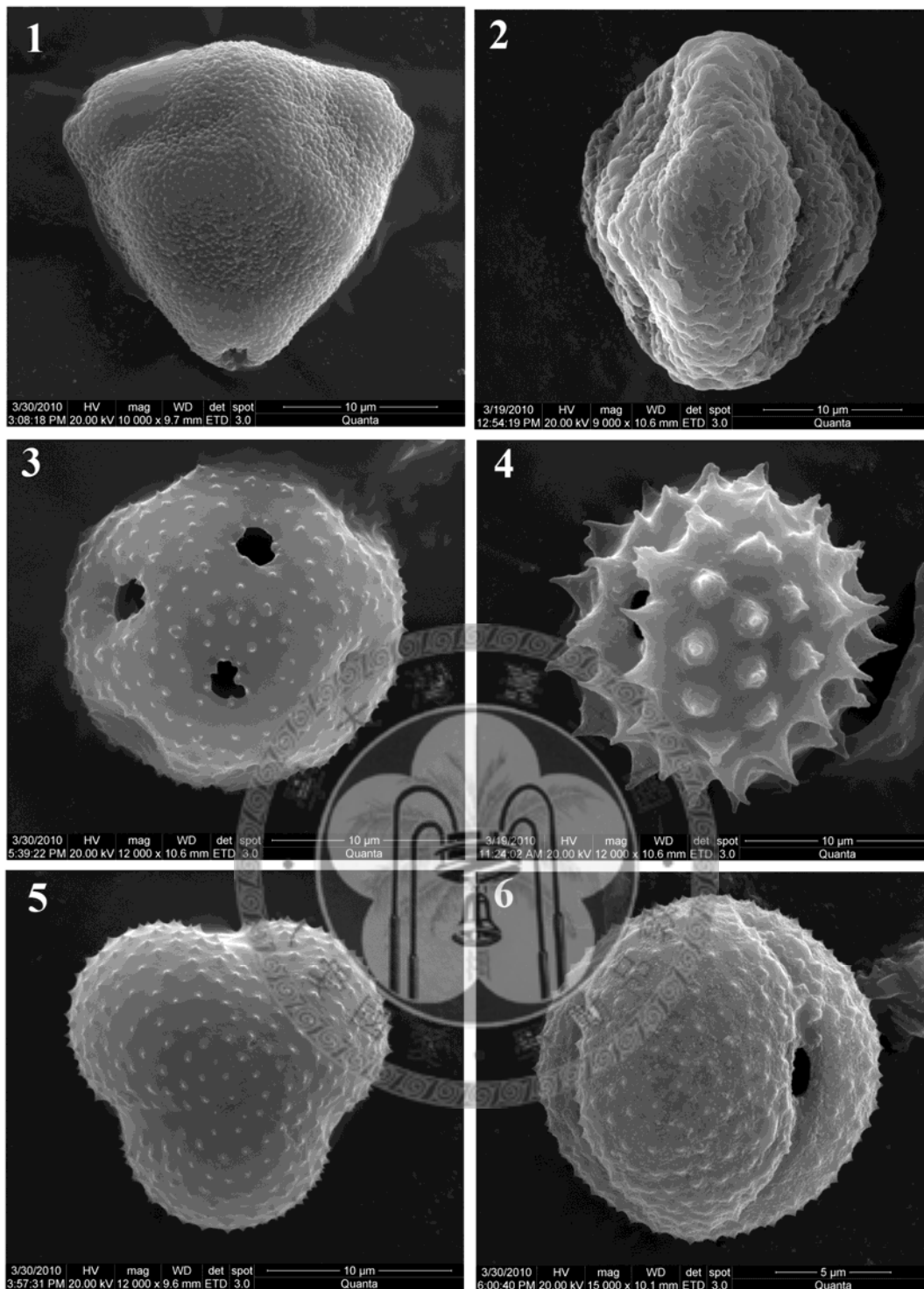


Plate 13 1. *Myrica* (TF-50.5); 2. *Lagerstroemia* (TF-2-6); 3. *Chenopodium* (TF-2-40); 4. Asteraceae (TF-2-18.5); 5, 6. *Artemisia* (TF-2-40.5, TF-2-32).

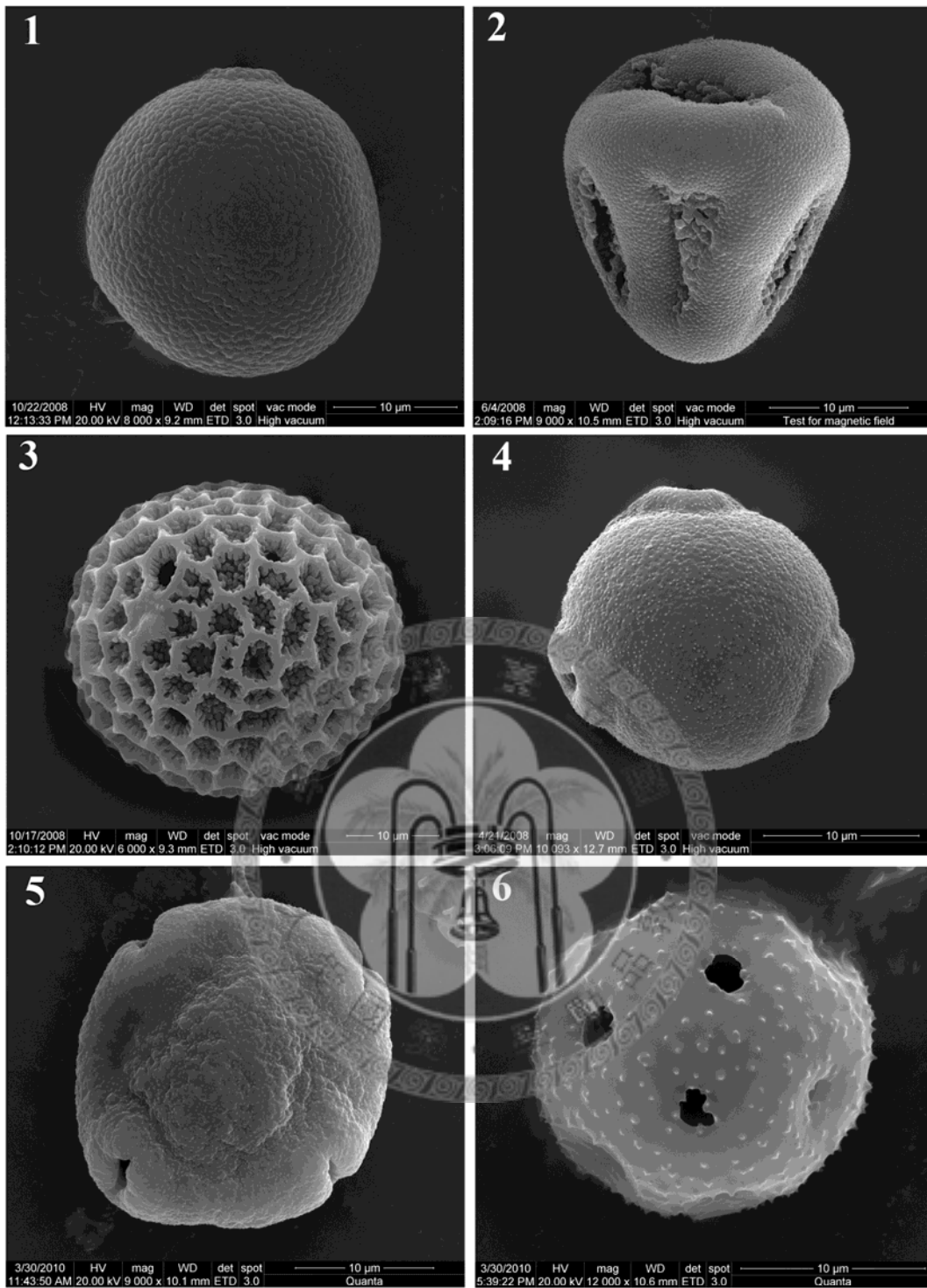


Plate 14 1. Poaceae (LYHL-B-100); 2. Cyperaceae (LYHL-B-251); 3. *Polygonum* (LYHL-B-251); 4. *Myriophyllum* (LYHL-B-251); 5. *Haloragis* (TF-2-35); 6. *Chenopodium* (TF-2-40.5).

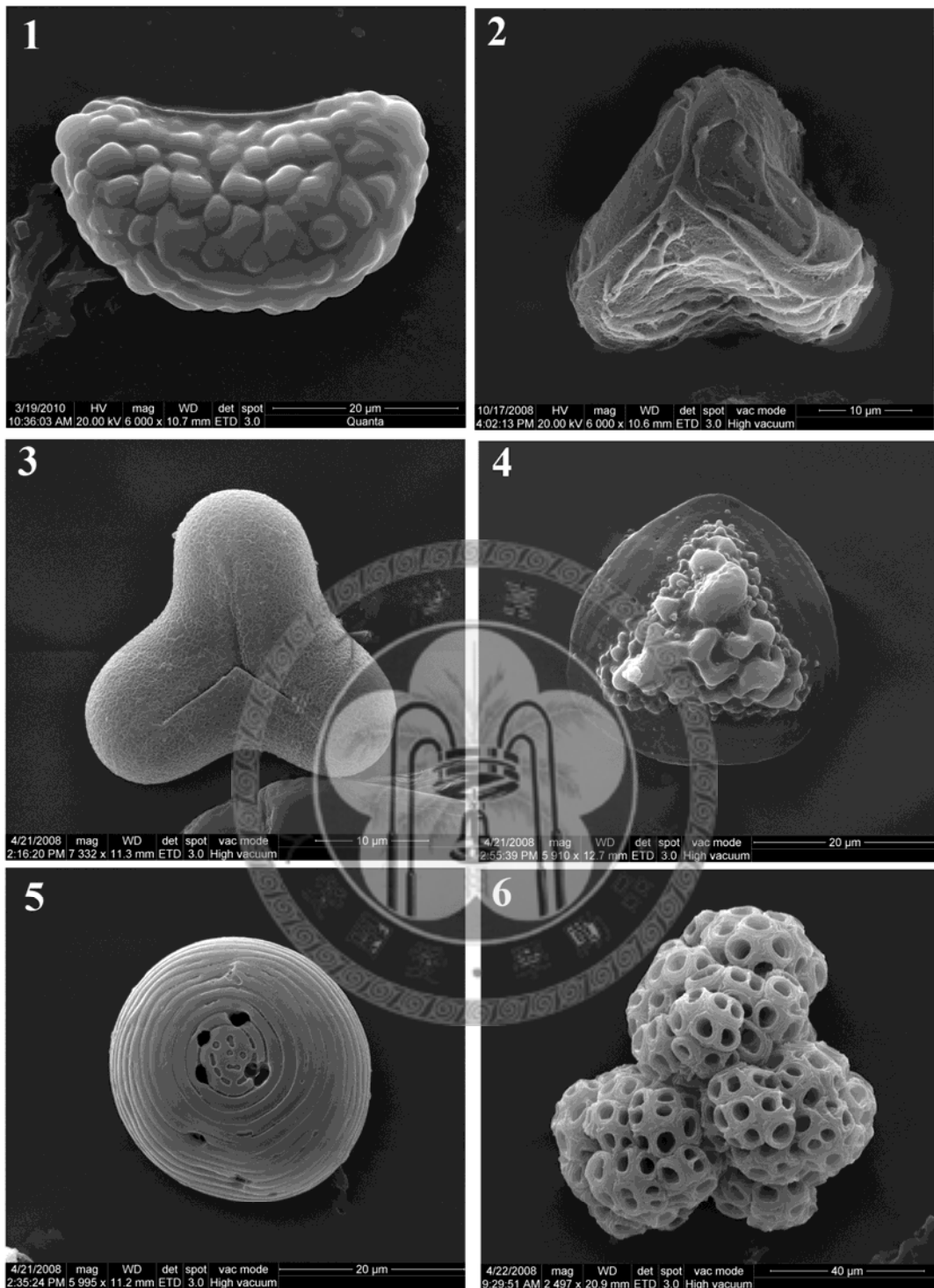


Plate 15 1. Monolete spore (TF-2-18.5); 2. Tree fern (LYHL-B-180); 3. Trilete spore (LYHL-B-60); 4. *Pteris* (LYHL-B-251); 5. Concentricystes (LYHL-B-190); 6. *Botryococcus* (LYHL-B-55).