

國立臺灣大學理學院地質科學系

博士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Doctoral Thesis



臺北盆地五萬年來之沉積體系與盆地下陷演育研究

Developments of the Depositional Systems and Basin Subsidence
since 50 ka of the Taipei Basin

蘇品如

Pin-Ju Su

指導教授：胡植慶 博士

林殿順 博士

Advisor: Jyr-Ching Hu, Ph.D.

Andrew Tien-Shun Lin, Ph. D.

中華民國 107 年 7 月

July, 2018

國立臺灣大學博士學位論文 口試委員會審定書

臺北盆地五萬年來之沈積體系與盆地下陷演育研究

Developments of the Depositional Systems and Basin
Subsidence since 50 ka of the Taipei Basin

本論文係 蘇品如 君 (D99224001) 在國立臺灣大學地質科學研究所完成之博士學位論文，於民國 107 年 7 月 12 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

胡植慶

(指導教授)

林啟明

吳樂群

朱傲祖

林淑芬

謝志龍

謝誌

本文承蒙指導教授胡植慶教授、林殿順教授悉心指導，以及鄧屬予教授對研究併臺北盆地的啟發方能完成。同時感謝口試委員朱傲祖教授、吳樂群教授、林淑芬教授、謝孟龍教授提供許多見解並費心斧正。在學期間亦蒙兩間實驗室助理蔡宜伶小姐、李秀芳小姐、陳雅琳小姐、王芊小姐、陳婷婷小姐提供許多行政上的協助，在此一併致謝。

求學期間感謝中央地質調查所林朝宗所長、江崇榮所長、曹恕中所長、紀宗吉主任、費立沅組長、劉桓吉組長、林啟文組長、王詠絢組長、李錦發組長、李雅慧主任諸位長官的支持，以及同仁張碩芳小姐、林錫宏先生、蘇泰維先生、陳宏仁先生、王靜婷小姐、黃安和小姐、陸挽中先生、張閔翔先生、謝有忠先生、梁勝雄先生的鼓勵與協助，還有彷彿不曾離開的陳柏淳先生。

本文的完成亦要感謝長期關心著我的蔡龍珣教授伉儷、給我許多資料及關懷的劉平妹教授、不時鼓勵我的魏國彥教授，以及臺大與中大眾多師長不時的指導與提攜。感謝在有孔蟲方面協助許多的莊智凱先生、時常一起討論的俞舜文先生、大學長游能悌教授；多年來友情相挺的林靜怡教授、陳慧真博士、邱淑慧小姐、陳勁吾教授、蘇敬怡小姐、謝獻祥博士、林佩瑩教授、顏銀桐博士、吳文男博士、陳界宏教授；一起水深火熱的陳致言先生、郭思廷小姐、賴序衡先生、潘遵友先生、黃于倫先生諸位，陪伴我一路走來完成學業。信友堂內湖分堂眾弟兄姐妹一路的扶持和代導，特別是馬清璽牧師、周玉如師母、劉加恩先生、黃心頌傳道、郭美鈞小姐、周瑋庭小姐、謝瑞雯小姐，也都是我不可缺少的力量。

更要感謝家人無條件的支持，使我無後顧之憂。

整本論文裡最能自由發揮的就是謝誌，卻也令人深怕掛一漏萬。在碩士論文的謝誌裡我寫下：「可感謝者眾，那就謝天吧」。而如今我明白所謂的謝天並不是因為要感謝的人太多無法一一細數，而是因為一切都是出於上帝豐富的恩典，包括出現在我身邊的每個天使。你們是我的祝福，是上帝給我的祝福。

論文的本身也難免掛一漏萬。謹提出數年來在臺北盆地的研究成果，拋磚引玉，期待未來在臺北盆地的地層研究上有更進深的發現。

中文摘要



本研究基於 54 口探井岩芯的岩相分析所解釋沉積環境以及 151 筆碳十四定年及 2 筆熱螢光定年數據的分析，重整了臺北盆地松山層與景美層之地層架構，並重建過去 5 萬年來的盆地時空環境與地層演育過程。又根據年代資料、定年樣品之取樣深度和所在環境沉積相，對比全球海水面變動曲線，推算盆地不同時期的盆地下陷速率，並探討海水面變動、盆地下陷速率與沉積物供應速率之互制關係如何影響盆地的地層發育。

本研究發現在全球海水面下降期間 (50—20 ka)，早期潮濕氣候時，盆地廣布礫質辮狀河。而後氣候轉乾，約在 35—20 ka，乾燥氣候下，較低的沉積物供應速率和/或快速盆地下陷主導盆地內的沉積環境變化。粗顆粒的沉積物供應量不足，使近斷層的相對下游地區沉積環境呈現相對海水面上升的變化特徵，從礫質辮狀河轉變到砂質辮狀再轉為曲流河相，遠離斷層的相對上游側可能因為地形坡度較陡和近沉積物來源，而還能堆積礫質辮狀河相。

在全球海水面上升的階段 (20—6 ka)，使環境變淺的沉積物供應速率和使環境加深的盆地下陷速率達到平衡，因此盆地長時間維持在曲流環境，臺北盆地西側於 20—10.2 ka 因此堆積了厚達 40 公尺的曲流相沉積物。而此時期遠離斷層的盆地南側和東南側受盆地下陷影響有限，並無足夠的納積空間，以致無法保存沉積物，也造成景美層與松山層之間長達約 1 萬年的沉積中斷。約 11—8.8 ka 的融冰脈衝 MWP 1B 造成全球海水面快速上升，促使河口灣相於約 10.2 ka 首次出現於位處內陸的臺北盆地，較世界其他地區的海岸河口灣還要早了 2—3 千年，可能係受到 10.6—10.2 ka 盆地快速下陷的影響。海水面持續的快速上升也逐步擴大了河口灣環境的分布，河口灣環境的擴展約略與隨後的兩次盆地快速下陷期 (9.4—9.0 ka 和 8.9—8.5 ka) 同時發生，可見盆地快速下陷對河口灣環境的出現和擴展有一定程度的幫助。

全球海水面雖然到 6 ka 後才趨於穩定，但 7 ka 後已減緩上升速度，此時盆地下陷速率也保持相對穩定，充足的沉積物供應遂逐漸填滿了河口灣，使得臺北盆地逐漸演變到現今的曲流河相環境。

本研究所建立的地層演育特徵，為具有高沉積物供應速率的連海內陸半地塹盆地的地層發育提供了新的見解，尤其在盆地下陷速率與全球海水面變動之間的相互作用上提供新的認識。



關鍵字：臺北盆地、張裂盆地、地層發育、盆地下陷、海水面變動

ABSTRACT



This study establishes the stratigraphic architecture of the Taipei Basin and its temporal and spatial paleoenvironmental development during the past 50 kyr based on analyses of 54 borehole cores and 151 ^{14}C age and 2 thermal fluorescent age data. We calculate the rates of basin subsidence from the borehole data at depths where radiocarbon age dates are available. Our results indicate that, during the eustatic sea level falling period (50–20 ka), the basin was covered by gravelly braided-river deposits in the cold but wet climate. However, during 35–20 ka, the climate changed to cold and dry, low rates of sediment supply and/or rapid basin subsidence controlled the development of sedimentary environments, leading to a change in the depositional environment from gravelly braided rivers, through sandy braided rivers, to meandering rivers with falling eustatic sea level.

During the early stage of eustatic sea level rise (~20–10.2 ka), balanced rates of sediment supply and basin subsidence maintained the meandering-river environment, and the meandering-river deposits accumulated up to 40 m thick. On the other hand, in the relative upstream area, the far-fault area, lack of accommodation space created by the basin subsidence led to the lack of sediment preservation. Thus there is a 10-kyr gap between the Sungshan Fm and Jingmei Fm. Rapid sea level rise caused by Melt Water Pulse 1B took place during 11–8.8 ka led to the initial appearance of estuarine facies at ~10.2 ka and widened the distribution of the estuarine environment after 9.4 ka; however, the coeval phases of rapid basin subsidence ~10.6–10.2 ka, 9.4–9.0 ka and 8.9–8.5 ka promoted the first appearance and widening of the estuary, respectively. After 7 ka, when the eustatic sea level and rate of basin subsidence remained relatively

stable, sufficient sediment supply gradually infilled the estuary although the eustatic sea level went stable after 6 ka.

The established stratigraphy improves our understanding of the factors controlling stratigraphic development in marine-influenced inland half grabens, specifically in the Taipei Basin with high rates of sediment supply. Accommodation space in the Taipei Basin was governed by eustatic fluctuations with modulations by basin subsidence and sediment supply since the last glacial period.

Keywords: basin subsidence, rift basin, stratigraphic development, eustatic fluctuation, sediment supply, Taipei Basin

目錄



口試委員會審定書	#
誌謝	i
中文摘要	ii
ABSTRACT	iv
目錄	vi
圖目錄	viii
表目錄	ix
第 1 章 緒論	1
第 2 章 區域地質架構	4
2.1 臺灣大地構造	4
2.2 臺北盆地周緣地質背景	5
2.3 臺北盆地沉積地層	7
2.3.1 景美層	9
2.3.2 松山層	10
2.3.3 層序地層	10
第 3 章 研究材料與方法	12
3.1 岩芯來源與岩芯描述	12
3.2 岩相分析	19
3.3 年代	19
3.4 化石	32
3.4.1 有孔蟲	32
3.4.2 花粉	33
3.5 盆地下陷量計算	34
第 4 章 岩相分析	36
4.1 景美層與松山層沉積體系	36
4.2 礫質瓣狀河岩相組合	37

4.3	砂質辮狀河岩相組合.....	40
4.4	曲流河道岩相組合.....	40
4.5	泛濫平原—沼澤岩相組合.....	41
4.6	潮坪岩相組合.....	42
4.7	灣頭三角洲岩相組合.....	42
4.8	河口灣中央盆地岩相組合.....	43
4.9	景美層與松山層沉積架構特徵.....	44
第 5 章	地層年代.....	48
5.1	景美層底部年代.....	48
5.2	景美層頂部與松山層底部年代.....	50
5.3	松山層年代.....	53
第 6 章	盆地下陷.....	55
6.1	古水深反推與校正.....	55
6.2	盆地快速下陷期.....	60
第 7 章	盆地下陷、海水面變動與沉積環境演育.....	65
7.1	海水面下降期 (50—20 ka).....	65
7.2	海水面快速上升期 (20—6 ka).....	68
7.3	海水面相對穩定期 (6 ka—現代).....	70
第 8 章	結論.....	71
參考文獻.....		73
附錄 臺北盆地探井岩芯柱狀圖.....		88

圖目錄

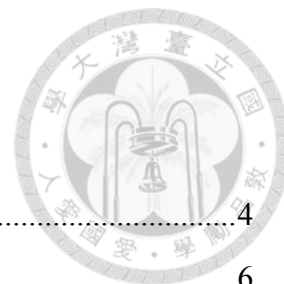


圖 2.1	臺灣區域板塊構造圖	4
圖 2.2	盆地周緣地質圖	6
圖 2.3	盆地盆地地層架構及剖面圖	8
圖 3.1	探井位置及剖面位置圖	13
圖 3.2	標準柱狀圖	18
圖 3.3	盆地下陷量推算參數示意圖	35
圖 4.1	沉積體系與岩相模式圖	37
圖 4.2	河相岩相組合照片	40
圖 4.3	河口灣相岩相組合照片	43
圖 4.4	剖面 1：北北西—南南東向沿新店溪沉積環境剖面圖	45
圖 4.5	剖面 2：盆地西側北北東—南南西向沿大漢溪沉積環境剖面圖	46
圖 4.6	剖面 3：盆地北側東—西向沿基隆河沉積環境剖面圖	46
圖 5.1	板橋二號井岩性地層與花粉帶對比	49
圖 5.2	和平公園井景美層頂部與松山層底部岩芯	52
圖 5.3	臺北盆地 5 萬年以來時代地層剖面	53
圖 6.1	古水深反推示意圖	57
圖 6.2	盆地下陷推導結果圖	61
圖 6.3	盆地快速下陷期發生時間及環境變化	63
圖 7.1	臺北盆地 5 萬年來環境演育	66

表目錄



表 3.1	採用探井基本資訊	14
表 3.2	臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料	21
表 3.3	本研究蒐集之有孔蟲資料	33
表 3.4	本研究蒐集之花粉資料	34
表 4.1	岩相表	38
表 4.2	岩相組合表	39
表 6.1	前人研究盆地下陷速率	56
表 6.2	盆地下陷計算參數表	58

第 1 章 緒論

海岸環境，如河口灣、潟湖、三角洲、海灣等，因具有地勢低平、水流能量低的特性，是保存沉積物的極佳環境。這些環境介於陸地與海洋交界的位置，沉積物容易反應並記錄海水面上下變動造成的環境改變，因此非常合適用以探討海面變動及其他沉積環境控制因素對沉積作用的影響。

海岸環境受到海水面上變動、構造活動和沉積物供應速率等因子所影響 (Kontopoulos and Koutsios, 2010; Fornari et al., 2012)，不過海水面上變動通常仍為控制海岸環境變化的主導因子 (Traini et al., 2013)。其他因素，例如構造活動或冰河消融導致的岩石圈大地均衡調整 (glacio-isostasy) (Ricci Lucchi et al., 2006; Granja et al., 2010; Leorri et al., 2013)、地方性因素如人類活動或山崩 (Tessier et al., 2011; Amato et al., 2013; Milli et al., 2013)、地方性沉積環境型態 (local morphology) (Dabrio et al., 2000; Abraham et al., 2008; Fornari et al., 2012; Traini et al., 2013)、差異下陷 (Tesson et al., 2011) 等也可能成為控制沉積環境變化的因素。

自上次冰期以來，全球海水面上升約 120 公尺 (e.g., Church et al., 2001)，促使世界各地海岸的下切河谷 (incised valley) 多形成海灣或河口灣，河口灣沉積相研究於 1980—1990 年代十分盛行並漸趨成熟。其中 Roy (1984) 提出河口灣沉積相於垂直向上「河相—河口灣相—海相」的三方 (tri-parties) 模型已被廣泛接受，隨後波浪主導 (wave dominated) 河口灣 (Roy, 1984; Dalrymple et al., 1992) 和潮汐主導 (tidal dominated) 河口灣 (Dalrymple et al., 1992) 的地層疊加模式亦已建立完善。近期河口灣的相關研究則由岩相模式的建立轉為古環境變化的控制因素的探討 (Ricci Lucchi et al., 2006; Granja et al., 2010; Tesson et al., 2011; Amato et al., 2013; Milli et al., 2013; Traini et al., 2013)，以及分別在構造穩定的海岸地區 (Hori et al., 2001; Anthony et al., 2002; Holz, 2003) 或構造活躍地區 (Willis, 2000; Wilson et al., 2007; Gobo et al., 2014) 的河口灣地層架構。儘管這些研究已經討論到構造活動對於地層發育的影響，但對於構造活動與海水面上變動互制關係對地層發育影響的討論卻相當稀少 (Tanabe et al., 2013)。

臺北盆地是位於臺灣北部距海岸線 10 公里的張裂盆地，盆地西側通過淡水河河道與海洋相連，也因此全新世海水面上升期間海水能藉由淡水河道侵入盆地

而發育出位於內陸的半鹹水 (brackish) 環境，其餘階段的臺北盆地則堆積大量河湖相沉積物。然而在前人研究中對於此半鹹水的環境解釋莫衷一是，除了河口灣 (Teng et al., 2000)，尚有海灣 (王執明等，1978)、鹹水湖 (林朝榮，1954; Huang, 1962; 王執明等，1978) 或半淡水湖 (許誠，1992; 彭志雄等，1999; 洪奕星等，2006) 等不同的解釋。本文將重新彙整臺北盆地的岩相，建立臺北盆地 5 萬年來地層的岩相模式與沉積環境架構。

綜觀盆地內 5 萬年以來的沉積物，沉積環境在垂直向上呈現「河流—半鹹水環境—河流」的三方垂直疊加模式特徵，不僅記錄了一次完整的海進—海退的循環 (Teng et al., 2000)，更具有河口灣沉積序列的特徵。由於沉積物向後堆積再向前堆積的趨勢明顯，看似沉積物的變化係由海水面變動主導，因此過去學者認為盆地很可能處於長期穩定的下陷狀態，盆地下陷應屬次要的地層發育控制因子 (Teng et al., 2000)。然而臺北盆地作為一個構造下陷盆地，過去的研究顯示盆地西緣的山腳斷層在 8—9 千年前曾有快速下陷的階段 (Chen et al., 2010a)，並且在 1 萬 1 千年前及 8—9 千前可能因山腳斷層的錯動產生古地震 (Huang et al., 2007)，因此山腳斷層的活動性或盆地的構造下陷對於盆地地層的發展可能有無法忽視的影響。臺北盆地 5 萬年來是否穩定下陷或有快速下陷階段，以及不同下陷速率的階段如何影響地層發育，盆地下陷和海水面變動、沉積物供應之間的關係等，也是本文探討的重點。

前人研究中雖然有豐富的年代資料，卻是分別發表，未能有系統性的整理。本研究蒐集了 54 個均勻分布於盆地的探井岩芯和 151 個放射性碳年代 (其中 13 筆資料由本研究首次發表，詳見 3.3 節) 及 2 個熱螢光年代資料。通過側向年代與環境的對比，系統性地重建臺北盆地 5 萬年以來地層的年代—深度模型，發現看似整合堆積的地層中，很可能存在著沉積紀錄的中斷，在建立下陷史時必須留意，以免造成誤判。

本研究配合以沉積相重建的古沉積環境，再根據定年樣品的採樣深度、當時的海水面高程和環境古水深等參數，計算各研究探井位置的階段性盆地下陷速率，以釐清過去 5 萬年來的盆地下陷隨時空變化情形。

臺北盆地由河流到海岸半鹹水環境的沉積環境容易保存沉積物，同時因其具有豐富的年代資料，以及前人研究的成果，由於過去 5 萬年來全球海水面變動曲

線也已有詳細資訊，臺北盆地是研究構造活動、海水面變動和沉積物供給之間相互作用的優良地點。進而討論臺北盆地構造下陷、海水面變動以及沉積物供給與沉積作用之間的相互作用。本研究成果有助於吾人對於與海聯通的內陸半地塹中的沉積作用及地層發育之認識。





第 2 章 區域地質架構

2.1 臺灣大地構造

臺灣位處於歐亞板塊與菲律賓海板塊交界，菲律賓海板塊向西北碰撞歐亞板塊。在臺灣南方，歐亞板塊向東隱沒至菲律賓海板塊下，而在臺灣東北方則是菲律賓海板塊則向北隱沒至歐亞板塊下。兩套隱沒系統分別形成臺灣南部的呂宋島弧系統和東部外海的琉球島弧系統。琉球島弧延伸至臺灣東北外海的火山島，而島弧後方的弧後盆地沖繩海槽延伸至宜蘭平原(圖 2.1)(鄧屬予，2007)。

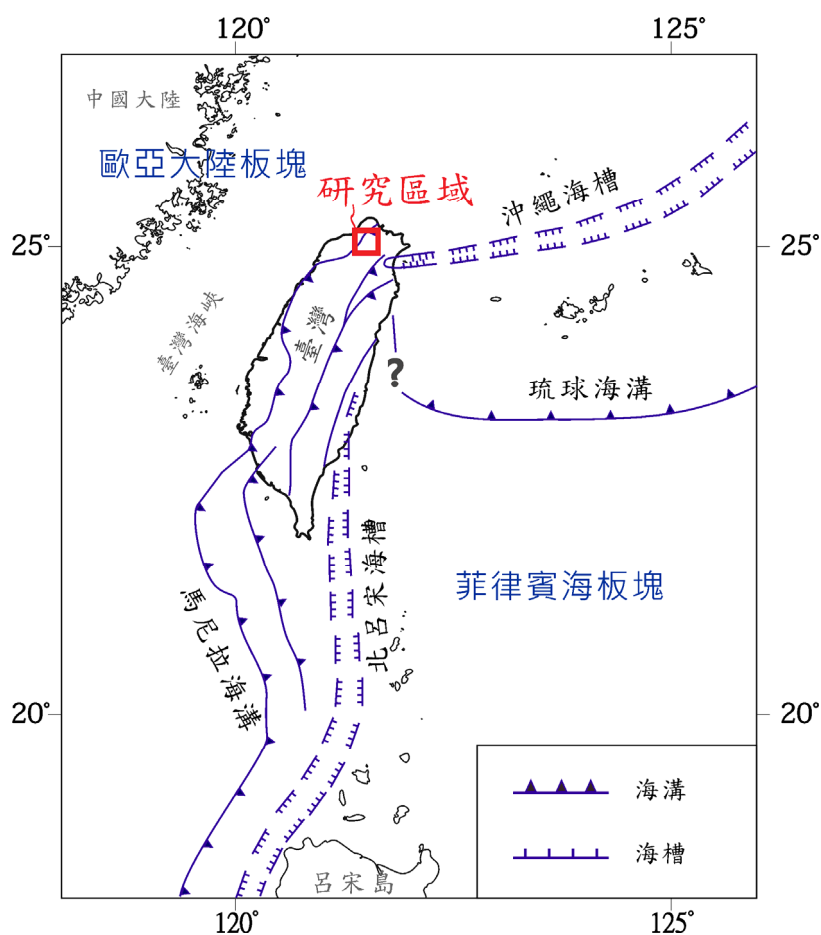


圖 2.1 臺灣區域板塊構造圖(改繪自鄧屬予，2007)。臺灣位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交界，分別於南部及東北部形成呂宋島弧及琉球島弧系統。琉球島弧後方的沖繩海槽西端延伸至宜蘭平原，臺北盆地和宜蘭平原之發展皆受板塊隱沒反轉後之張力影響。

依據 Teng and Lee (1996) 以及鄧屬予 (2007)，呂宋島弧的北端於中新世晚期撞上歐亞板塊，隨著呂宋島弧向西北移動，碰撞點由南琉球地區逐漸往西南遷移至臺灣。琉球到臺灣之間的海域先造山，但當此碰撞向西遷移時，琉球島弧下方向北隱沒的菲律賓海板塊也隨之向西移動。在同一位置上原本向南隱沒的歐亞板塊轉變為向北隱沒的菲律賓海板塊，原本的碰撞造山帶失去支撐而開始垮塌，也因為板塊隱沒反轉造成隱沒帶上強烈的拉張作用，使造山帶被拉張下沉，形成山脈中的塌陷盆地 (collapse basin) (Séguret et al., 1989)。此碰撞邊緣現在約在臺灣北部的中壢—花蓮一線，碰撞邊緣東北部的區域則已經發生板塊隱沒反轉，發展出臺北盆地和宜蘭平原。

臺灣北部造山運動約於 80 萬年前停止，臺北盆地西側的新莊逆斷層轉為正斷層，上盤下滑，逐漸形成半地塹型態的臺北盆地 (王乾盈與孫志財，1999; Teng et al., 2001; 鄧屬予，2007)。盆地約於 40 萬年前開始下陷並堆積沉積物 (Teng et al., 2001)，並且隨著盆地下陷，面積不斷擴大。

2.2 臺北盆地周緣地質背景

臺北盆地為半封閉之山間盆地，外形略呈三角型，面積約 243 平方公里 (石再添等，1996)。盆地周緣群山環繞，盆地東側及南側為新近系與古近系的沉積岩，北側為更新世的大屯火山群，西側則以山腳斷層與林口台地的更新統林口礫岩為界 (圖 2.2)。盆地基盤為新近系與古近系的沉積岩 (黃鑑水，2005)，盆地周緣山區中有數條東北—西南走向的逆斷層，由西北往東南包括新莊斷層、坎腳斷層、基隆斷層、臺北斷層等。穿過盆地的唯一一條活動斷層為山腳正斷層 (林啟文等，2007)，在淺部山腳斷層以高角度向東傾斜 (Chen et al., 2010a)，上盤有明顯的下陷趨勢，深部的斷層面傾角則趨緩呈現圓錐狀 (Chen et al., 2014) (圖 2.2)。

匯流於盆地的淡水河水系有三大支流，包括由東南側流入盆地的新店溪、由西南側進入盆地的大漢溪及由東側流入盆地的基隆河 (圖 2.2)。大漢溪與新店溪流經於新北市板橋區的江子翠匯流後即稱為淡水河，基隆河於關渡匯入淡水河後，向北流向淡水油車口，再連接臺灣海峽。由於淡水河與海聯通，海水因潮汐作用可沿河道上溯至盆地內：最遠在大漢溪可至浮洲橋，新店溪可至華江橋與中正橋

間，基隆河則達百齡橋與大直橋間。河水保持在淡水但水位受潮汐影響的範圍則可更深入內陸：於新店溪可達秀朗橋，於基隆河達汐止江北橋，於大漢溪則達浮洲橋(張瑞津等，1989)。

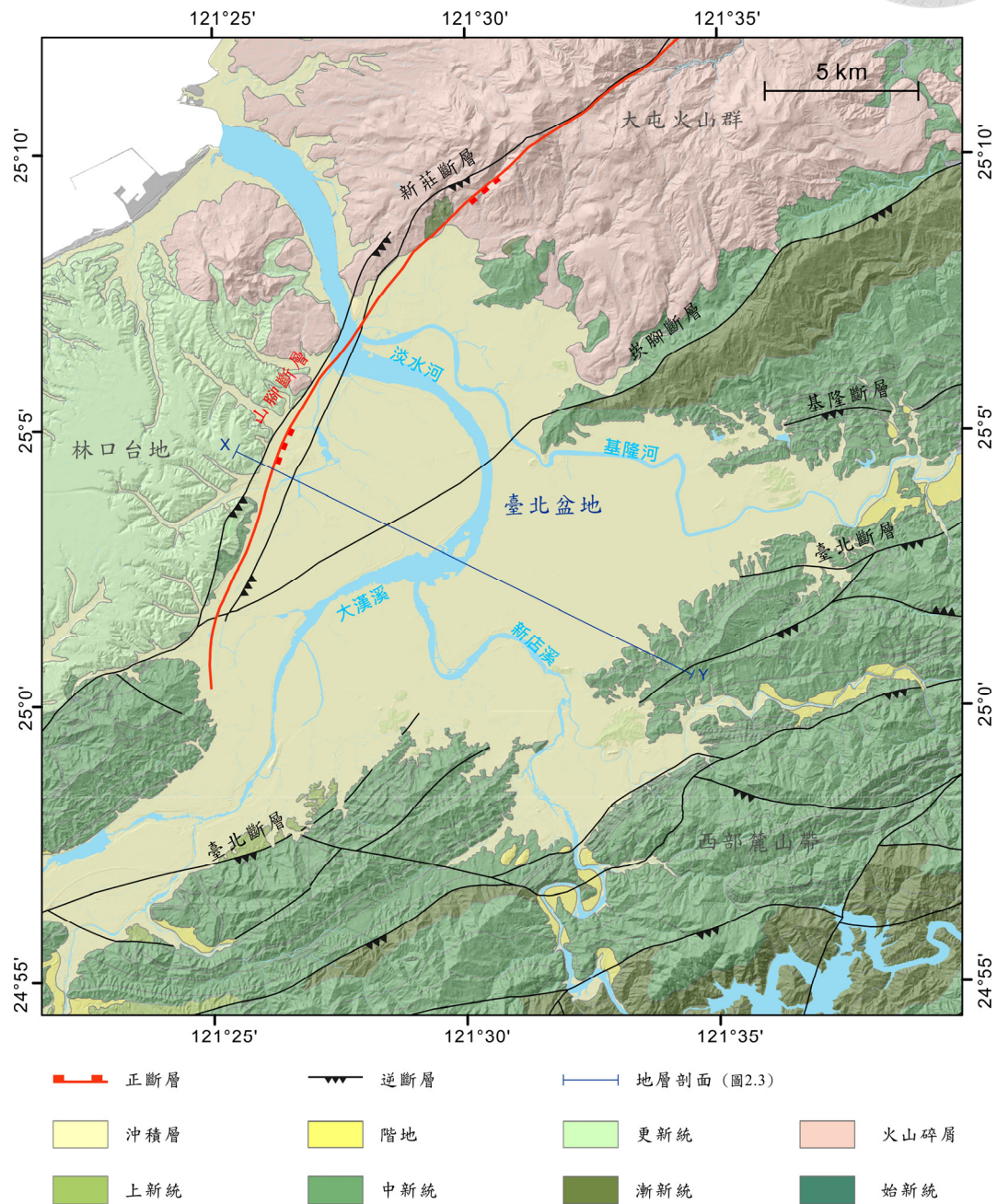


圖 2.2 盆地周緣地質圖 (改繪自黃鑑水，2005)。臺北盆地為西側的更新世林口台地、北側的大屯火山群、東側和南側的西部麓山帶沉積岩所環繞。西側以山腳斷層與林口台地為界。圖面上的 X—Y 剖面圖展示於圖 2.3。



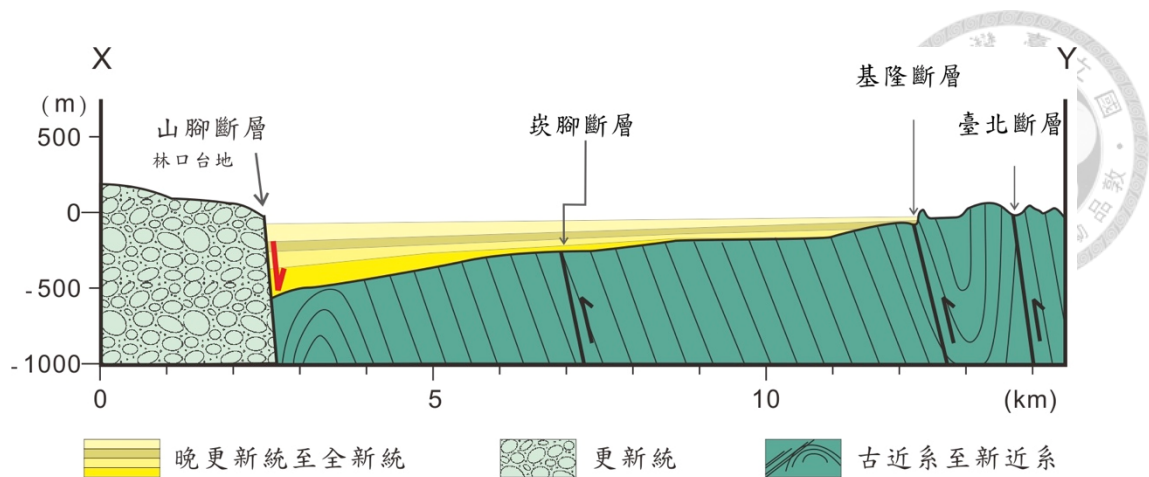
2.3 臺北盆地沉積地層

臺北盆地基盤是褶曲的新近系與古近系沉積岩，上覆成層的沉積物與基盤同樣向西北方向傾斜(圖 2.3)。盆地的沉積物由三條支流分別由不同的源頭帶入。新店溪的源頭北勢溪發源於雙溪鶯子嶺北側，大漢溪源頭位於品田山北側，兩者皆位於雪山山脈輕度變質帶，再流經西部麓山帶的地層後分別流入臺北盆地，因此兩條支流所帶來的沉積物富含沉積岩和變質岩岩屑。而源於平溪的基隆河僅流經西部麓山帶，為臺北盆地帶來沉積岩岩屑(陳文山等，2008)。盆地內的沉積物可分為 4 層岩性地層，依其堆積順序為：板橋層、五股層、景美層、及松山層(鄧屬予等，1994)(圖 2.3)。

最初丹桂之助(1939)將最靠近地表的砂泥層命名為松山層，他認為其下的紅土礫石層與林口台地的紅土礫石層相同，因此將其命名為林口層。然而 Wu(1965)發現臺北盆地的紅土礫石岩性與林口層並不相同，而改稱為新莊層。王執明等(1978)則由鑽井中再將景美層由 Wu(1965)的新莊層中獨立出來，以與其下覆的砂泥層區隔。鄧屬予等(1994)再將王執明等(1978)的新莊層區分出五股層與板橋層，建立了臺北盆地現行的地層的架構(圖 2.3)。陳文山等(2008)則將堆積於盆地西北端關渡平原的大量火山碎屑稱為關渡層。由於這些火山碎屑岩被解釋為再積沉積物(Chen and Lin, 2000)或火山泥流(Tsao et al., 2001; Song et al., 2007)，不直接與火山活動相關，且僅出現於盆地的西北側，本研究仍依循鄧屬予等(1994)的地層架構。

盆地最底部的板橋層由河湖相的砂泥層、河相的小礫，以及沖積扇相的紅土礫石組成，下段多礫石和砂，上段則以泥為主，且有紋泥層和火山碎屑層。板橋層下界為古近紀或新近紀基盤的頂部，上界為五股層礫石或砂層的底部，厚度可達 120 公尺以上(鄧屬予等，1999)。

五股層為河相之砂層及礫層、河湖相之泥層與沖積扇相之紅土礫層，在盆地的東南部以紅土礫石為主，在盆地的西北部則以砂泥和小礫為主。五股層下界為板橋層紋泥層的頂部，上界為景美層礫石的底部，厚度可達 160 公尺以上(鄧屬予等，1999)。



岩性	岩性地層	平均厚度 (m)	特徵	年代
	松山層	40~60	河相至河口灣相砂泥 含貝類碎屑及有孔蟲	全新世
	景美層	20~40	沖積扇相礫石 主要為石英岩礫 和少許火山碎屑	晚更新世
	五股層	100~120	上部：泥砂 下部：河湖相礫石及砂	
	板橋層	80~100	上部：紋泥層 下部：河相砂泥 至沖積扇相礫石	
	基盤		交角不整合 碎屑沉積岩	古近紀- 新近紀

圖 2.3 盆地地層架構及剖面圖。此西北西—東南東的剖面展現了臺北盆地臺北盆地的地層和構造，顯示了盆地的幾何型態和岩性地層架構。臺北盆地基盤向西北傾斜，其上的板橋層、五股層、景美層和松山層除了向西北傾斜外，亦有向西北增厚的趨勢。剖面位置標示於圖 2.2。地層分層依據鄧屬予等 (1994)。

景美層岩性以沖積扇相之紅土礫石層為主，間夾河相之青灰色礫石層。景美層下界為五股層砂泥層之頂部，上界為松山層砂泥層之底部。景美層以臺北盆地東南方景美小盆地為中心向北方擴展成扇狀分布 (王執明等，1978)。由於盆地東南側的的五股層也以紅土礫石為主，兩者難以區分，加總有超過 140 公尺厚的礫

石層覆蓋在基盤上。可與五股層區分的景美層最厚的地區則位於盆地中心之三重、新莊一帶，厚度可達 60 公尺。

松山層由鬆軟的泥砂層組成，以河湖相之砂、泥及其互層為主，夾有薄層小礫，泥層中常有藍鐵礦、貝殼及有孔蟲化石。松山層上界為地表，下界為景美層礫石之頂部，厚度於五股地區可達 110 公尺。

本研究的標的為 5 萬年以內堆積，屬於碳十四定年範圍內的景美層與松山層。

2.3.1 景美層

景美層由王執明等 (1978) 命名，岩性以礫石為主，沉積材料緣自淡水河支流新店溪和大漢溪上游雪山山脈的石英砂岩與變質砂岩，粒徑可由巨礫到粗礫，基質與夾層多為紅棕到黃棕色砂，並已出現土壤化現象。除了紅土礫石外，鄧屬予等 (1999) 亦將其上、下與其緊密接觸的青灰色小礫石納入景美層範圍，並以蘆洲 1 號井為景美層的標準剖面。景美層的厚度與粒徑都向西北方下游方向遞減 (彭志雄等, 1999; 洪奕星等, 2006; 陳文山等, 2008)。

鄧屬予等 (2004) 認為景美層是大漢溪被襲奪流入臺北盆地以後沉積的礫石，具有事件意義。陳文山等 (2008) 分析岩芯的沉積物組成，確認沉積物成分在五股層與景美層的邊界發生極大變化，景美層堆積後，盆地西側沉積物中輕度變質岩的岩屑增加，代表大漢溪被襲奪帶入了雪山山脈的碎屑沉積物。

由於景美層僅於新店地區的新店溪和支流河谷中有局部露頭 (王執明等, 1978)，大部份的資訊仰賴鑽井岩芯資料，年代解釋也以岩芯中的碳質材料的碳十四定年結果為重要依據。然而景美層礫石中適宜定年之碳質材料相當稀少，早期臺北盆地中的深探井數量不多且集中於盆地西側，年代的資訊相當有限。鄧屬予等 (2004) 採用蘆洲 1 號井的松山層底部和板橋 2 號井的五股層頂部所得年代，推論景美層的沉積年代為 2 萬 5 千年到 2 萬 3 千年間，惟此年代未經校正。陳文山等 (2008) 則以五股 1 號井進行構造下陷和層序地層模擬，推估五股 1 號井之景美層年代約在 6 萬年至 3.2 萬年前，又參考其他探井中的年代資料，認為景美層的沉積年代應在 6 萬至 1 萬年間，與鄧屬予等 (2004) 的結果有所出入。



2.3.2 松山層

松山層由丹桂之助 (1939) 命名，為臺北盆地最上層的地層，遍布盆地海拔 20 公尺以下的區域。於盆地中心，松山層整合覆蓋在景美層礫石之上 (Huang, 1962; 洪如江, 1966; 王執明等, 1978)，盆地邊緣松山層則與基盤不整合接觸 (黃鑑水, 2005)。

松山層岩性以泥和細砂層為主，與其下覆的景美層礫石相當容易區分，偶夾有粗砂與礫石層，並含海相化石 (丹桂之助, 1939)、泥炭、植物化石 (齊藤齊, 1942)、與藍鐵礦 (彭志雄等, 1999; 鄧屬予等, 1999) 等。地層厚度由東南向西北增加，平均約 40—60 公尺，最厚逾 110 公尺出現在五股地區。鄧屬予等 (1999) 也以蘆洲 1 號井為松山層標準剖面。

松山層的泥層中含有貝類化石的報導最早出現於出口雄三 (1911)，其後丹桂之助 (1939) 辨識這些貝類化石，認為應屬生存於潟湖之半鹹水環境的物種。後續的研究不論是依據貝類化石 (林朝榮, 1954; Huang, 1962) 或有孔蟲 (Huang, 1962; 謝英宗, 1998, 1999; 謝英宗與郭兆敏, 1999; 謝英宗, 2004; 黃奇瑜, 2006) 皆支持松山層中曾出現半鹹水環境，只是對此環境採用不同的名稱，包括海灣 (王執明等, 1978)、鹹水湖 (林朝榮, 1954; Huang, 1962; 王執明等, 1978) 和半淡水湖 (許誠, 1992; 彭志雄等, 1999; 洪奕星等, 2006) 等。臺北盆地雖位處內陸，但以長約 10 公里的淡水河道與海洋相連，可以想見全新世海水面上升時，海水可沿淡水河湧入，與河水混合成半鹹水環境，且此水體與海洋連通，潮汐作用可深入其中。松山層不含貝類化石的沉積物，則被解釋為河流沉積物 (林朝榮, 1954; 王執明等, 1978; 許誠, 1992; 彭志雄等, 1999; 洪奕星等, 2006) 或淡水湖環境產物 (丹桂之助, 1939; 彭志雄等, 1999)。

松山層中有大量的碳十四定年資料，松山層底部於盆地西緣最厚處的五股至蘆洲地區年代最老，可達 3 萬多年前 (林朝宗等, 1999)；盆地東南側的松山層則大多屬全新世以來的堆積 (鄧屬予等, 1999)。

2.3.3 層序地層

Teng et al. (2000) 使用盆地西側的 4 口探井資料，對比臺北盆地的 4 個岩性地

層的沉積環境與花粉資料，劃分出 3 個海進海退的層序。位於底部的第 3 個層序可對比至板橋層，記錄了一次海進；第 2 個層序對比至五股層，記錄了兩次的海進海退循環，但於部分探井中紀錄並不完整；第 1 個層序則包括景美層和松山層，記錄了一次完整的海進海退循環。在 3 個層序中又以第 1 個層序的各個指準面，包括層序地層界限、海侵面等，對比最為良好，其餘兩個層序中則有部分指準面在部分探井中無法辨識的情形。

Teng et al. (2000) 對比臺北盆地層序地層與海洋同位素階 (Marine Isotope Stage, MIS)，由於兩者對比良好，而認為影響臺北盆地沉積體系的主要因子是海水面變動。其中松山層與景美層組成的第 1 個層序約可對比到海洋同位素階第 3 至第 1 階 (MIS 1—MIS 3)，即約 5 萬 7 千年前至今，景美層和五股層之間的沉積間斷則可對比至 MIS 4 的冷期，如此對比的年代也略與碳十四定年所得的年代相符。過去松山層與景美層之間一向被認為整合接觸 (Huang, 1962; 洪如江, 1966; 王執明等, 1978)，並無明顯的沉積間斷。於盆地西側的松山層底部出現年代老於兩萬年者則被解釋為與景美層同時異相的沉積物 (鄧屬予等, 2004)。

然而臺北盆地係屬構造塌陷盆地，盆地下陷對於盆地沉積體系的變動應有一定程度的影響。Teng et al. (2001) 認為臺北盆地係以穩定速率下陷，因此盆地下陷對於沉積環境變動的影響應較有限，而高位體系域 (highstand system tract) 時則以河相沉積物為環境的主要影響因子 (Teng et al., 2000)。



第 3 章 研究材料與方法

3.1 岩芯來源與岩芯描述

本研究蒐集經濟部中央地質調查所歷年位於臺北盆地之 54 口探井岩芯。分別來自於 1991—2002 年「臺北都會區工程環境與地下地質調查研究」、2004—2006 年「地下水觀測網水文地質調查研究」、2010—2011 年「都市防災地質圖測勘發展計畫」、及 2014 年「地下水補注地質敏感區劃定計畫」等計畫，探井位置遍布於盆地內。

在關渡平原北側的探井因鄰近大屯火山群，岩芯中夾有大量的火山碎屑岩塊，難以判斷松山層與景美層的分界，例如士林 2 號井 (43 號井) 及關渡 3 號井 (46 號井) 等 (圖 3.1)。此外，由於盆地邊緣靠近山麓前緣之岩盤面已接近地表，在山腳斷層 12 及 13 號井 (47、48 號井) 中火山碎屑岩底部直接接觸岩盤，並無松山層或景美層存在 (表 3.1)。

除了上述山腳斷層 12 及 13 號井外，其餘探井全數鑽穿松山層，提供松山層較完整有系統的資訊，而位於盆地北側士林、關渡一帶，和盆地最西側鄰近山腳斷層地區及南側中和地區山麓前緣之 11 口探井，因基盤位置較淺，松山層底部直接接觸基盤，探井中未出現景美層礫石 (圖 3.1)。

鑽得景美層的 41 口探井中，有 6 口探井鑽入景美層頂部但總鑽探深度未能貫穿景美層，另有 13 口位於盆地西側和東南側山麓前緣之探井位置，由於這些地區的五股層岩相以礫石為主，難以與景美層明確區分，景美層底部位置不明。這 19 口探井雖然未能提供明確的景美層厚度訊息，但仍可為景美層岩相組合和分布提供良好的資訊。

所有的探井鑽得岩芯後皆先剖半處理，一半永久保存 (archive halves)，僅為觀察用途，另一半則可取樣進行試驗 (working halves)。由於礫石難以剖半，岩芯材料為礫石時則不剖半，將礫石質沉積物存於存檔段以完整保存岩芯。本研究對臺北盆地所有岩芯進行詳細的觀察描述，逐一繪製柱狀圖，並彙整前人研究所得的年代及化石資料，以進行岩相分析、沉積環境解釋及各岩芯間的側向比對。

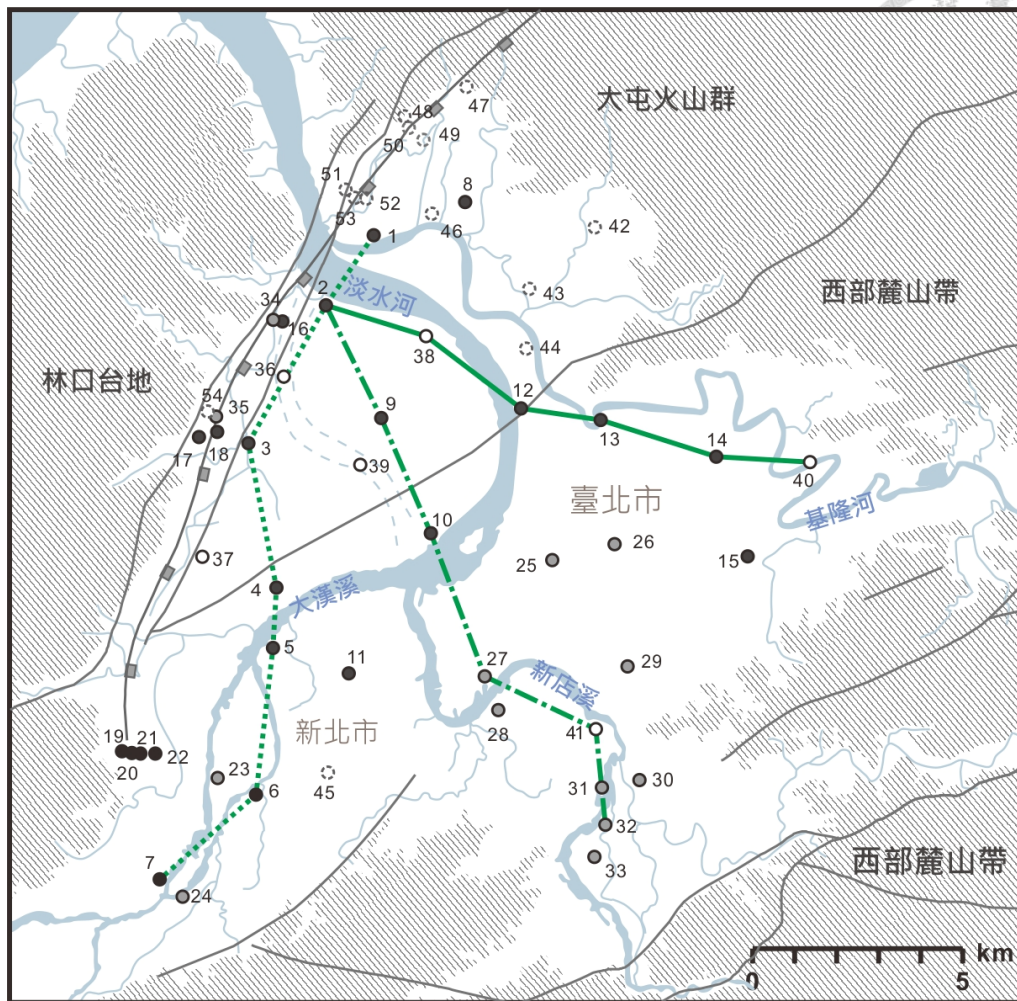


圖 3.1 探井位置及剖面位置圖

表 3.1 採用探井基本資訊

井 號	井 名	代 號	坐標 (TWD 97)		井口 高程(m)	井深 (m)	鑽抵 地層	松山層 厚度 (m)	景美層 厚度 (m)	鑽 探 年 代	資 料 來 源	有 孔 蟲	花 粉
			X	Y									
1	關渡 1 號井	KT-1	298182	2778504	4.0	520.0	基盤	134.0	137.7	1998	◎	F	g
2	蘆洲 1 號井	LC-1	296742	2776797	1.0	300.0	板橋層	111.7	142.8	1995	○	D	d
3	五股 1 號井	WK-1	294977	2773519	4.0	760.0	基盤	110.8	140.8	1992	○	A	a
4	板橋 2 號井	BC-2	295477	2768599	6.2	300.0	基盤	55.0	93.6	1994	○	C	c
5	新莊井	XC	295898	2770181	6.0	272.0	板橋層	66.9	127.0	2004	#	-	-
6	板橋 1 號井	BC-1	294843	2765027	10.8	88.0	基盤	25.8	58.8	1993	○	B	b
7	樹林 1 號井	SuL-1	293005	2763522	12.4	44.0	景美層	15.5	40.7	2010	*	-	-
8	關渡 2 號井	KT-2	300044	2779019	2.0	232.0	基盤	92.5	97.7	2000	◎	-	-
9	三重 2 號井	SC-2	298169	2773944	3.5	287.0	基盤	68.0	99.2	2000	◎	H	-
10	三重 1 號井	SC-1	298918	2771325	3.8	300.0	基盤	56.8	79.2	1996	○	-	-
11	江子翠井	JZC	297462	2768117	6.1	180.0	基盤	53.0	74.0	2004	#	H	-
12	衛工處井	WKC	301521	2774318	3.2	181.3	基盤	65.2	95.1	2004	#	-	-
13	新生公園井	SSP	303429	2773744	4.1	107.0	基盤	65.0	67.5	2006	#	-	-
14	松山 1 號井	SS-1	306217	2772716	6.1	100.0	基盤	50.3	57.3	1997	◎	E	e
15	松山 2 號井	SS-2	306752	2770642	7.2	150.0	基盤	49.0	55.0	1997	◎	E	-
16	山腳斷層 6 號井	SCF-6	295744	2776708	0.7	400.0	基盤	72.5	99.7	2000	◎	-	-



表 3.1 採用探井基本資訊 (續)

井 號	井 名	代 號	坐標 (TWD 97)		井口 高程(m)	井深 (m)	鑽抵 地層	松山層 厚度 (m)	景美層 厚度 (m)	鑽 探 年 代	資 料 來 源	有 孔 蟲	花 粉
			X	Y									
17	山脚斷層 1 號井	SCF-1	293934	2773737	6.1	60.0	基盤	35.2	45.1	1998	◎	-	-
18	山脚斷層 2 號井	SCF-2	294259	2773891	6.4	164.7	基盤	59.9	93.0	1998	◎	-	-
19	山脚斷層 15 號井	SCF-15	291915	2766363	8.5	80.0	基盤	40.3	52.0	2002	◎	-	-
20	山脚斷層 16 號井	SCF-16	292140	2766337	7.4	160.0	基盤	39.8	?	2002	◎	-	-
21	山脚斷層 14 號井	SCF-14	292306	2766301	7.8	200.0	基盤	40.2	?	2002	◎	-	-
22	山脚斷層 17 號井	SCF-17	292755	2766250	7.4	240.0	基盤	38.0	?	2002	◎	-	-
23	浮洲井	FC	303430	2765386	20.0	100.0	五股層	22.0	50.5	2014	\$	-	-
24	城林井	CL	293773	2763003	20.0	43.2	基盤	10.9	13.0	2014	\$	-	-
25	和平公園井	HPP	302052	2770640	5.0	263.0	基盤	45.8	?	2004	#	-	-
26	大安 1 號井	DA-1	303849	2770809	5.3	220.0	基盤	48.3	?	2000	◎	G	h
27	青年公園井	YP	300909	2768109	11.1	233.6	基盤	37.8	?	2006	#	-	-
28	永和 1 號井	YH-1	300994	2767167	4.5	200.0	基盤	39.0	?	1999	◎	H	-
29	臺大 1 號井	TD-1	303955	2768322	8.6	280.0	基盤	40.8	61.5	1997	◎	E	-
30	萬隆	WL	304324	2765602	5.0	100.0	板橋層	30.0	40.0	2014	\$	-	-
31	福和	FH	294291	2765278	20.0	60.0	五股層	31.8	40.0	2014	\$	-	-
32	景美	JM	303623	2764774	28.0	100.0	基盤	24.0	46.0	2014	\$	-	-



表 3.1 採用探井基本資訊 (續)

井 號	井 名	代 號	坐標 (TWD 97)		井口 高程(m)	井深 (m)	鑽抵 地層	松山層 厚度 (m)	景美層 厚度 (m)	鑽 探 年 代	資 料 來 源	有 孔 蟲	花 粉
			X	Y									
33	十四張	SSC	303445	2763787	20.0	100.0	板橋層	3.0	17.2	2014	\$	-	-
34	山腳斷層 5 號井	SCF-5	295642	2776705	0.9	180.0	基盤	62.1	?	2000	◎	-	-
35	山腳斷層 3 號井	SCF-3	294235	2774561	4.8	72.0	基盤	58.8	?	1999	◎	-	-
36	二重 1 號井	EC-1	295659	2775185	1.4	111.0	景美層	108.0	-	2010	*	-	-
37	輔大 1 號井	FjU-1	293976	2770519	3.2	67.0	景美層	63.4	-	2010	*	-	-
38	蘆洲 2 號井	LC-2	299094	2776255	5.5	105.0	景美層	101.8	-	2010	*	-	-
39	二重 2 號井	EC-2	297655	2772974	1.8	79.0	景美層	76.0	-	2010	*	-	-
40	內湖 1 號井	NH-1	307733	2772558	5.9	51.0	景美層	46.5	-	2011	*	-	-
41	永和 2 號井	YH-2	303373	2766738	6.5	35.0	景美層	30.3	-	2010	*	-	-
42	天母 1 號井	TM-1	303211	2778699	13.3	40.0	景美層?	24.8	-	2011	*	-	-
43	士林 2 號井	SL-2	301640	2776901	1.5	110.0	景美層?	?	-	2011	*	-	-
44	士林 1 號井	SL-1	301639	2775810	3.5	230.0	基盤	79.0	?	1998	◎	-	h
45	中和 1 號井	CH-1	296880	2765589	11.6	36.0	基盤	27.7	-	2010	*	-	-
46	關渡 3 號井	KT-3	299164	2778797	3.5	334.0	基盤	?	-	2000	◎	-	-
47	山腳斷層 13 號井	SCF-13	300090	2781912	24.3	507.0	基盤	-	-	2001	◎	-	-
48	山腳斷層 12 號井	SCF-12	298113	2780894	14.5	130.0	基盤	-	-	2000	◎	-	-



表 3.1 採用探井基本資訊 (續)

井 號	井 名	代 號	坐標 (TWD 97)		井口 高程 (m)	井深 (m)	鑽抵 地層	松山層 厚度 (m)	景美層 厚度 (m)	鑽 探 年 代	資 料 來 源	有 孔 蟲	花 粉
			X	Y									
49	山腳斷層 11 號井	SCF-11	298593	2780473	0.3	507.0	板橋層?	76.6	?	2000	◎	-	-
50	山腳斷層 10 號井	SCF-10	298219	2780702	3.3	130.0	基盤	43.4	45.9	2000	◎	-	-
51	山腳斷層 7 號井	SCF-7	297193	2779229	4.0	94.0	基盤	56.0	?	2000	◎	-	-
52	山腳斷層 9 號井	SCF-9	297588	2779132	8.4	381.0	基盤	101.0	?	2000	◎	-	-
53	山腳斷層 8 號井	SCF-8	297342	2779130	3.8	181.0	基盤	103.0	?	2000	◎	-	-
54	山腳斷層 4 號井	SCF-4	294189	2774603	4.5	50.0	基盤	39.9	?	1999	◎	-	-

探井資料來源：○：林朝宗等 (1999)；◎：蘇泰維 (1999)；#：中央地質調查所水文地質資料庫；\$：中央地質調查所地下水補注 (G0004) 地

質敏感區劃定計畫書；*：本研究。

有孔蟲資料：A：劉平妹與黃奇瑜 (1993)；B：黃奇瑜 (1993)；C：黃奇瑜 (1994)；D：黃奇瑜 (1995)；E：謝英宗 (1998)；F：謝英宗 (1999)；

G：謝英宗與郭兆敏 (1999)；H：謝英宗 (2004)。

花粉資料：a：劉平妹與黃奇瑜 (1993)；b：劉平妹 (1993)；c：劉平妹 (1994)；d：劉平妹 (1995)；e：蕭承龍 (1997)；f：蕭承龍 (1998)；g：蕭承龍 (1999)；h：謝英宗與郭兆敏 (1999)。



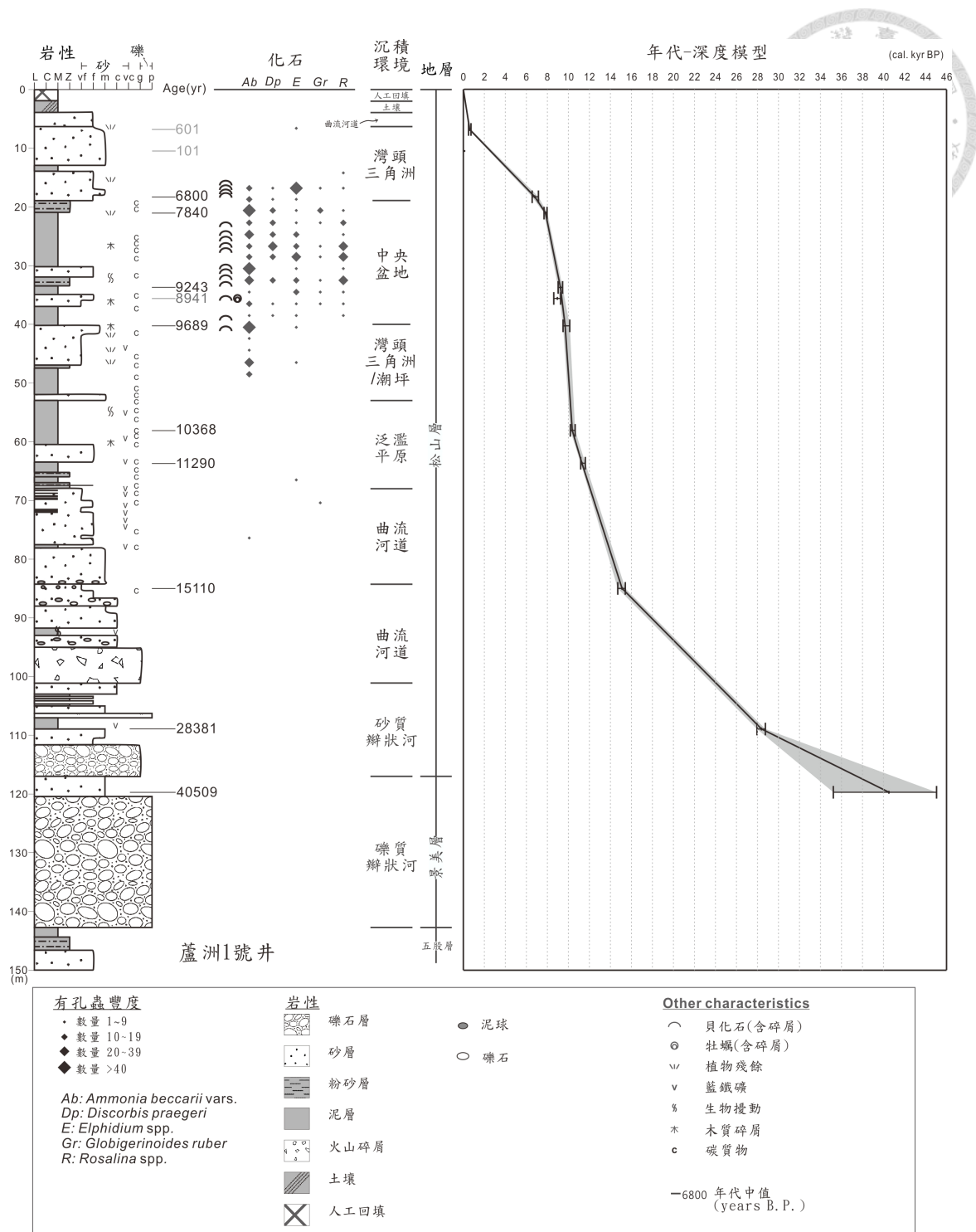
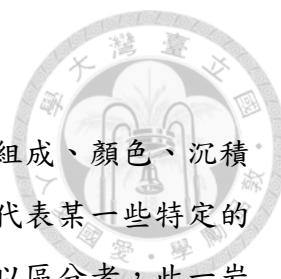


圖 3.2 標準柱狀圖。本研究以松山層及景美層的標準岩芯蘆洲 1 號井做為標準柱狀圖展示，本岩芯中有孔蟲種類繁多，僅取具有代表性者呈現。於岩性右側標示之年代為校正後 95%信賴區間之中值，詳細的定年資料列於表 3.2。右欄年代—深度模型的黑色點標示年代中值，灰色區域則顯示 95%信賴區間的範圍。



3.2 岩相分析

一個岩石單位具有特定性質，例如具有個別的岩性、礦物組成、顏色、沉積構造以及微化石和大型化石的含量、特定反應其沉積作用或是代表某一些特定的狀態或特別的環境等等，而可茲與其上下或側向的岩石單位加以區分者，此一岩石單位即稱為岩相 (lithofacies) (Reading and Levell, 1996)。單個岩相為一次獨立事件所形成，反應堆積時特定的物理、化學與生物機制，因此亦可由岩相反推沉積作用的主要模式。

一個沉積環境中通常包含多種次環境，例如河川的沉積環境下，有河道、河堤、泛濫平原、沼澤濕地、牛軋湖等次環境。每個次環境皆有其特定的物理、化學或生物作用，形成不同的沉積相。常伴隨出現的沉積相群即岩相組合，單一岩相組合反應一區域中所發生的所有伴隨發生的沉積機制。

岩相組合所反映的沉積環境，又可再結合為沉積體系。而岩相模式則為一個沉積體系的總括，將岩相組合以系統性地結合為完整的沉積系統，最後再歸納出沉積體系域，則可再進入層序地層的分析。本研究彙整岩性、沉積構造、有孔蟲、孢粉等資訊，整合進行岩相組合之解釋，以理解景美層與松山層的沉積環境時空變遷。

過去雖有一些以傳統岩相分析方式進行全新世沉積物的岩相研究 (彭志雄等, 1999; 洪奕星等, 2006)，但由於岩層的露頭較容易分辨岩相，進入小尺度的岩芯容易出現誤判的情形，例如大型的低角度交錯層在岩芯中可能被解釋為平行層。尤其當研究對象為未膠結的沉積物時，沉積構造於岩芯中更不明顯且不易保存。因此近年來國際上晚更新世至全新世沉積物取芯進行之岩相分析研究趨勢，皆已朝向直接以岩相組合進行沉積環境分析 (Wright and Mason, 1990; Nichols et al., 1991; Anthony et al., 1996; Amorosi et al., 1999; Lessa et al., 2000; Ricci Lucchi et al., 2006; Donselaar and Geel, 2007; Abraham et al., 2008; Hijma et al., 2009; Sabatier et al., 2010; Fornari et al., 2012; Amato et al., 2013; Traini et al., 2013)。

3.3 年代

為釐清景美層與松山層的沉積年代，本研究廣泛蒐集臺北盆地內前人研究所得的年代資料 (劉聰桂, 1992, 1993, 1994, 1995; Wei et al., 1998; 曾美惠與劉平

妹，1999; 林朝宗等，1999; 洪奕星等，2006; 蘇品如等，尚未出版)，並於岩芯中找尋其他合適定年樣品，送美國 Beta Analytic Inc. 公司進行加速質譜儀碳十四定年分析。

本研究自行採樣定年者有 13 筆，加上蒐集的前人研究定年資料 140 筆，計有 153 筆定年資料，其中 14 筆位於景美層、125 筆位於松山層，另有 14 筆位於五股層頂部者可做為景美層底部年代上限的依據。五股層頂部的年代資料中，又有 2 筆為熱螢光定年資料。年代資料詳表 3.2。

碳十四定年結果須經校正後才能反應正確的年代 (Bartlein et al., 1995)，而前人研究所發表的多為未校正的常規年代 (conventional age)。因此除 2 筆熱螢光定年資料外，本研究統一將所有碳十四定年結果以 CALIB 7.0.4 程式 (Stuiver et al., 2016)，依 IntCal 13 曲線及 Marine 13 (Reimer et al., 2013) 進行年代校正，取 95% (即 2σ) 的信賴區間為其年代範圍。其中貝類樣品的海洋儲集校正值 (Marine reservoir correction, Delta R, ΔR) 係參考 Yoneda et al. (2007) 於淡水河口所得之數值 113 計算。然而海水與空氣中的碳交換量尚有不確定之處，當年代模型出現不合理處，例如年代較老者位於較淺處不符合疊置定律時，將優先排除貝類化石定年的結果。除非特別註明，本文以下所提年代皆採用校正後年代。

建立年代模型的方法有許多種，線性內插方法簡單並可提供合理的年代和梯度估計值 (Bennett, 1994)，為最常被採用的分析方式 (Blaauw, 2010)，因此本研究的年代—深度模型採線性內插方式建立。雖然以線性內插建立年代—深度模型，使所有沉積速率的變化只在資料點上發生，然而其曲線梯度的變化趨勢仍可反映沉積速率的變化趨勢。

建立年代—深度模式時，本研究首先採用漂木或有機質泥所得年代，去除可能再積、不符合疊置順序的數據，再參考貝類化石所得年代。部分岩芯的年代資料有限，則以相鄰兩井的年代—深度模型控制，並以沉積相側向變化檢驗年代模式的合理性。繪製岩性剖面時，每個剖面都至少有 3 個以上年代資訊較豐富之岩芯作為等時面繪製的參考依據。

表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2 σ 校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源 備 註
1	KT-1	38.7	貝殼	Beta-355402	松山層	7850 \pm 40	8553 - 8038	8309		b
		94			松山層	21390 \pm 150	25981 - 25385	25713		h
		101.8			松山層	26140 \pm 160	30836 - 29895	30454		h
		114.5			松山層	33410 \pm 290	38493 - 36748	37708		h
		156.4			五股層	37420 \pm 1520	44181 - 38712	41609		h
		169.05	漂木		五股層	>50000				j
		183.5	漂木		五股層	>50000				j
		190.8	漂木		五股層	>55000				j
2	LC-1	6.8			松山層	610 \pm 95	729 - 496	601		g
		10.25	植物	NTU-3184	松山層	101.7 0.6PMC				f *
		18.3	植物	NTU-3176	松山層	5960 \pm 90	7148 - 6555	6800		f
		21.15	植物	NZA-5750	松山層	7010 \pm 80	7968 - 7682	7840		f
		33.8	植物	NZA-5751	松山層	8260 \pm 90	9449 - 9023	9243		f
		35.7	貝殼	NTU-3169	松山層	8060 \pm 100	8697 - 8232	8555		f *



表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2σ 校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源 註
		40.35	貝殼	NTU-3173	松山層	8680±100	9676 - 8962	9319		f
		58.1	植物	NZA-5752	松山層	9180±100	10644 - 10183	10368		f
		63.8	植物	NZA-5753	松山層	9860±80	11612 - 11144	11290		f
		85.1	植物	NZA-5754	松山層	12700±90	15418 - 14699	15110		f
		109.1	植物	NZA-5755	松山層	24350±180	28755 - 27952	28381		f
		119.6	植物	NTU-3187	景美層	36500±2600	45051 - 35222	40509		f
		120.8	植物	NZA-5756	景美層	>49500				f
		163.7	植物	NTU-3182	五股層	>50000				f
3	WK-1	10.2		Beta	松山層	3610±50	4084 - 3731	3922	AMS	m
		24.8	植物	NZA-3991	松山層	7160±70	8160 - 7851	7983		c
		36.55	植物	NZA-3992	松山層	7560±70	8514 - 8196	8370		c
		42.2	植物	NTU-1954	松山層	7930±60	8985 - 8608	8782		c
		49.8	植物	NTU-1946	松山層	9010±110	10478 - 9742	10127		c
		50.3	植物	NTU-1903	松山層	8660±80	9903 - 9503	9646		c
		54.85	植物	NTU-1863	松山層	9090±60	10476 - 10170	10249		c



表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2 σ 校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源	備 註
		63.6	植物	NTU-1953	松山層	10180 \pm 150	12394 - 11292	11842		c	*
		67.65	植物	NTU-1955	松山層	9530 \pm 60	11106 - 10607	10873		c	
		68.65	植物	NTU-1952	松山層	10080 \pm 60	11967 - 11343	11643		c	*
		74.4	植物	NTU-1904	松山層	9810 \pm 80	11600 - 10870	11230		c	
		89.4	植物	NTU-1958	松山層	18950 \pm 540	24120 - 21607	22872		c	
		94.05	植物	NTU-1905	松山層	21300 \pm 160	25917 - 25273	25632		c	
		155.9			五股層	100000 \pm 20000			熱螢光	k	
		177		TL-ahe	五股層	98000 \pm 15000			熱螢光	c	
4	BC-2	15.75	漂木	NTU-3024	松山層	6500 \pm 85	7495 - 7314	7417		e	
		24.25		NZA-4680	松山層	7860 \pm 95	8989 - 8458	8699		e	
		38.5	漂木	NTU-3023	松山層	8180 \pm 90	9434 - 8793	9151		e	
		45.55	漂木	NTU-3052	松山層	9000 \pm 40	10242 - 9940	10195		e	
		50.25	漂木	NZA-4700	松山層	9260 \pm 120	10746 - 10201	10451		e	
		98.85		NZA-4651	景美層	25300 \pm 260	30134 - 28760	29369		e	
		117.6		NZA-4647	景美層	45700 \pm 2300	50000 - 44994	48008		e	



表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2σ校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源 註
		131.55		NZA-4645	五股層	>47000				e
		149.35		NTU-3041	五股層	≥58000				e
5	XC	14.15	漂木	Beta	松山層	5900±40	6841 - 6639	6720	AMS	h
		26.9	漂木	Beta	松山層	7460±40	8365 - 8190	8279	AMS	h
		35.6	漂木	Beta	松山層	8000±40	9009 - 8717	8875	AMS	h
		47.85	漂木	Beta	松山層	8810±40	10146 - 9683	9845	AMS	h
		53.88	漂木	Beta	松山層	9130±40	10405 - 10223	10275	AMS	h
		60.2	漂木	Beta	松山層	13370±70	16295 - 15842	16087	AMS	h
		88.9	漂木	Beta	景美層	20620±100	25195 - 24476	24832	AMS	h
		117.1	漂木	Beta	景美層	39140±970	44662 - 41675	43054	AMS	h
6	BC-1	23.05		NZA-3111	松山層	7950±80	9005 - 8600	8809		d
		62.5		NZA-3144	五股層	>51400				d
7	SuL-1	17.1	漂木	Beta-309294	景美層	7640±40	8537 - 8381	8430	AMS	b
8	KT-2	7.62	漂木	Beta-355403	松山層	7440±40	8349 - 8181	8265	AMS	b
		30.75	貝殼	Beta-355404	松山層	8240±40	9210 - 9033	9400	AMS	b



表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2 σ 校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源 註
		63.1	有機質	Beta-355405	松山層	20120 \pm 90	24437 - 23933	24186	AMS	b
9	SC-2	8.6	漂木	Beta	松山層	13930 \pm 70	17147 - 16591	16891	AMS	h *
		63.7	漂木	Beta	松山層	9930 \pm 40	11600 - 11236	11324	AMS	h
		78.2	漂木	Beta	景美層	19050 \pm 110	23319 - 22593	22936	AMS	h
10	SC-1	8			松山層	9535 \pm 130	11202 - 10514	10869		g
11	JZC	12.9	漂木	Beta	松山層	2280 \pm 40	2353 - 2157	2291	AMS	h
		15.9	漂木	Beta	松山層	8490 \pm 40	9539 - 9455	9503	AMS	h *
		21.9	漂木	Beta	松山層	7760 \pm 40	8600 - 8440	8539	AMS	h
		36.3	漂木	Beta	松山層	9270 \pm 40	10569 - 10296	10454	AMS	h
		45.7	漂木	Beta	松山層	9610 \pm 40	11160 - 10774	10938	AMS	h
		75.6	漂木	Beta	五股層	>45520			AMS	h
12	WKC	15.1	漂木	WH-328	松山層	6650 \pm 40	7587 - 7444	7530	AMS	h
		34.3	漂木		松山層	8780 \pm 40	10116 - 9607	9793	AMS	h
		40.05	漂木	NTU-4313	松山層	8790 \pm 40	10120 - 9627	9810	AMS	h
		57.6	漂木	Beta	松山層	13020 \pm 70	15833 - 15301	15583	AMS	h



表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2σ校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源	備 註
		72.65	有機泥	Beta	景美層	23830±150	28240 - 27627	27890	AMS	h	
		80.7	碳質碎屑	Beta	景美層	>43000			AMS	h	
13	SSP	32.14	漂木	Beta - 222126	松山層	8410±50	9524 - 9305	9443	AMS	h	*
		38.05	漂木	Beta - 222127	松山層	8310±40	9446 - 9141	9339	AMS	h	
		59.4	植物碎屑	Beta - 222128	松山層	19520±110	23846 - 23134	23518	AMS	h	
		64.17	植物碎屑	Beta - 222129	松山層	20830±100	25467 - 24701	25141	AMS	h	
14	SS-1	10.21			松山層	7530±50	8415 - 8203	8352		h	*
		11.1	貝殼		松山層	7791±62	8751 - 8419	8569		j	*
		16.52			松山層	7380±50	8333 - 8047	8211		h	
		24.75			松山層	8400±60	9527 - 9285	9426		h	
		33.2			松山層	8880±60	10190 - 9744	10004		h	
15	SS-2	17.2			松山層	7910±50	8978 - 8598	8743		h	
		23.32			松山層	8670±50	9768 - 9535	9623		h	
		28.9			松山層	8770±50	10118 - 9558	9778		h	
		36.64			松山層	9960±50	11619 - 11244	11389		h	



表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2σ校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源	備 註
16	SCF-6	40.4	漂木		松山層	8700±70	9908 - 9535	9676		j	
		58.9	漂木		松山層	9590±60	11163 - 10737	10939		j	
		67.9	漂木		松山層	10040±70	11932 - 11267	11557		j	
17	SCF-1	16.12			松山層	7590±130	8643 - 8052	8395		j	
		22.8			松山層	7923±58	8981 - 8605	8770		j	
		32.3			松山層	8450±120	9684 - 9094	9435		j	
18	SCF-2	49			松山層	8400±160	9744 - 8992	9363		j	
		87.52			景美層	34060±600	39849 - 36737	38460		j	
		102.2			五股層	>50000				j	
		138.18			五股層	>47000				j	
19	SCF-15	31.7	碳質物		松山層	8000±60	9013 - 8649	8862		j	
20	SCF-16	37.5	漂木		松山層	9210±150	11060 - 9919	10409		j	
		100.28	漂木		五股層-板 橋層	>37500				j	
21	SCF-14	38.3	漂木		松山層	9210±150	11060 - 9919	10409		j	

表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2 σ 校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源	備 註
22	SCF-17	37.1	碳質物		松山層	8130 \pm 280	9655 - 8382	9041		j	
25	HPP	5.8	漂木		松山層	5110 \pm 40	5929 - 5746	5823		h	
		1.15	漂木		松山層	6250 \pm 40	7264 - 7020	7192		h	
		18.5	漂木		松山層	7490 \pm 40	8384 - 8200	8319		h	
		24.15	漂木		松山層	7890 \pm 40	8974 - 8590	8696		h	
		34.6	漂木		松山層	8820 \pm 40	10149 - 9696	9867		h	
		40.3	植物碎屑		松山層	9050 \pm 40	10252 - 10177	10219		h	
		46.5	植物碎屑		景美層	9350 \pm 40	10690 - 10435	10569		h	
27	YP	11.69	樹皮	Beta - 222156	松山層	3220 \pm 40	3558 - 3368	3439	AMS	h	
		14.75	漂木	Beta - 222157	松山層	7290 \pm 40	8177 - 8017	8101	AMS	h	
		20.03	植物碎屑	Beta - 222158	松山層	7700 \pm 50	8581 - 8408	8487	AMS	h	
		24.55	漂木	Beta - 222159	松山層	8030 \pm 50	9030 - 8659	8892	AMS	h	
		28.17	漂木	Beta - 222160	松山層	8240 \pm 50	9402 - 9032	9212	AMS	h	
		31.7	樹皮	Beta - 222161	松山層	8600 \pm 50	9678 - 9496	9561	AMS	h	
28	YH-1	25.5	漂木	Beta-326748	松山層	8090 \pm 40	9132 - 8785	9022	AMS	a	



表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2 σ 校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源	備 註
		27	漂木	Beta-327250	松山層	8170 \pm 40	9255 - 9015	9108	AMS	a	
		31.9	漂木	Beta-326749	松山層	8620 \pm 50	9697 - 9520	9584	AMS	a	
29	TD-1	16.9			松山層	7950 \pm 50	8989 - 8640	8817		j	
		27.6			松山層	8100 \pm 70	9269 - 8770	9037		j	
		61.9			景美層	>49940				j	
34	SCF-5	18.1	貝殼		松山層	7720 \pm 70	8437 - 7918	8182		j	
		23.8	貝殼		松山層	7940 \pm 130	8867 - 8023	8418		j	
		34.4	漂木		松山層	8220 \pm 60	9400 - 9021	9189		j	
		41.2	漂木		松山層	8830 \pm 70	10177 - 9635	9903		j	
		58.8	漂木		松山層	9870 \pm 110	11766 - 10877	11335		j	
36	EC-1	19.8	漂木	Beta-309275	松山層	7260 \pm 40	8171 - 7999	8087	AMS	a	
		29.1	漂木	Beta-309276	松山層	13980 \pm 60	17206 - 16679	16972	AMS	a	*
		32.05	漂木	Beta-326747	松山層	8020 \pm 40	9017 - 8727	8888	AMS	a	
		41.4	漂木	Beta-309277	松山層	8200 \pm 40	9277 - 9027	9158	AMS	a	
37	FjU-1	22.5	漂木	Beta-309282	松山層	7420 \pm 30	8327 - 8181	8258	AMS	b	



表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	代號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2 σ 校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源	備 註
		37.2	漂木	Beta-309283	松山層	7660 \pm 40	8539 - 8394	8449	AMS	b	
		48.9	漂木	Beta-309285	松山層	8910 \pm 40	10187 - 9908	10038	AMS	b	
38	LC-2	21.6	貝殼	Beta-309288	松山層	6570 \pm 30	7557 - 7468	7427	AMS	a	
		39	植根	Beta-309287	松山層	8400 \pm 40	9501 - 9304	9440	AMS	a	
		59.6	漂木	Beta-309286	松山層	12630 \pm 50	15207 - 14748	15017	AMS	a	
39	EC-2	25.3	漂木	Beta-309278	松山層	7960 \pm 40	8990 - 8649	8838	AMS	b	
		34.3	貝殼	Beta-309279	松山層	8750 \pm 40	9678 - 9086	9403	AMS	b	*
		53.5	漂木	Beta-309281	松山層	8180 \pm 40	9260 - 9020	9121	AMS	b	
40	NH-1	29.2	漂木	Beta-309291	松山層	8380 \pm 40	9484 - 9299	9417	AMS	a	
41	YH-2	26.4	漂木	Beta-309295	松山層	8200 \pm 40	9277 - 9027	9158	AMS	b	
43	SL-2	29.6	貝殼	Beta-309292	松山層	8280 \pm 40	9287 - 9133	9417	AMS	a	
		51.6	漂木	Beta-309293	松山層	10080 \pm 50	11960 - 11358	11645	AMS	a	
44	SL-1	5.1	漂木		松山層	3689 \pm 60	4227 - 3861	4029		j	*
		9.4	貝殼		松山層	3640 \pm 60	4148 - 3779	3962		j	*
		20.21	貝殼		松山層	8252 \pm 62	9420 - 9032	9232		j	*



表 3.2 臺北盆地松山層至五股層頂部年代資料 (續)

井 號	深度 (m)	材料	分析單位 -實驗室編號	所屬 地層	常規年代	2 σ 校正年代 (cal yr BP)	校正年 代中值	定年 方法	來 源	備 註
	29.65	貝殼		松山層	8270 \pm 58	9433 - 9035	9263		j	
	34.18	漂木		松山層	8508 \pm 67	9601 - 9326	9504		j	
	58.55	漂木		松山層	10150 \pm 140	12378 - 11268	11784		j	
	68.65	漂木		松山層	21480 \pm 350	26526 - 24979	25756		j	
	88.27	漂木		景美層	> 50000				j	

資料來源：a: 本研究；b: 蘇品如等 (尚未發表)；c: 劉聰桂 (1992)；d: 劉聰桂 (1993)；e: 劉聰桂 (1994)；f: 劉聰桂 (1995)；

32

g: 林朝宗等 (1999)；h: 洪奕星等 (2006)；j: 地調所提供資料；k: Wei et al. (1998)；m: 曾美惠與劉平妹 (1999)。

* 建立年代-深度模型時因考量可能為重製標本或貝類標本誤差較大等因素，予以排除之定年結果。



以蘆洲 1 號井為例 (圖 3.2)，松山層內有 9 筆定年資料，其中 6 筆集中在深度 18.3 到 63.8 公尺，年代約由 11 ka 至 6.8 ka，使此區間有較佳的年代控制。深度 33.8 公尺處所得的年代為 9450—9020 cal. BP，較深度 35.7 公尺的 9265—8635 cal. BP 為老，不符合疊置定律，但由於後者為貝類化石，故優先剔除。將各樣本所對應的年代—深度進行線性內插，可顯示沉積深度隨時間變化的趨勢。如蘆洲 1 號井約 8 ka 時期的沉積物約位於深度 22—24 公尺，沉積相為中央河口灣，除可歸納出不同時期各探井位置所在的沉積環境，亦可藉以解釋沉積環境的演化過程。

3.4 化石

3.4.1 有孔蟲

純淡水環境下生存的有孔蟲外殼因屬有機質不易存留，能以化石型態保留在地層中的有孔蟲僅限生存於鹹水或半鹹水環境的物種，因此有孔蟲化石的出現以及所反映的鹽度變化對於沉積環境的解釋頗有幫助。在臺北盆地的 4 層地層中，以全新統的有孔蟲化石最豐富，且多為半淡水相化石，足見全新統沉積時期受到海水入侵及潮汐作用的影響 (黃奇瑜，2006)。

本研究蒐集中央地質調查所 1993—1999 年「臺北盆地地下地質與工程環境調查研究計畫」系列計畫以及 2004—2005 年「臺灣地區地下水觀測網第三期計畫—水文地質調查研究」中有孔蟲的辨識成果 (表 3.3) 做為沉積環境解釋的參考。總計 16 口井具有有孔蟲辨識資料。

若環境中有孔蟲僅單種數量較多時，顯示該環境利於該種生存但不利他種生存，若此具絕對優勢之單種有孔蟲為適宜廣鹽性 (euryhaline) 環境下生存者，可能顯示環境鹽度較低；若相對有孔蟲多樣性較大，尤其出現正常海水鹽度下才可生存的種、整體數量也較多時，則顯示環境鹽度較接近正常海水，可以解釋為較大規模的海侵事件。

表 3.3 本研究蒐集之有孔蟲資料

計畫名稱	分析探井	參考文獻
古生物研究計畫	五股 1 號井	劉平妹與黃奇瑜 (1993)
古生物研究(II)有孔蟲化石研究	板橋 1 號井	黃奇瑜 (1993)
	板橋 2 號井	黃奇瑜 (1994)
	蘆洲 1 號井	黃奇瑜 (1995)
	松山 1 號井、松山 2 號井、臺大 1 號井	謝英宗(1998)
	關渡 1 號井	謝英宗(1999)
地下地質－古生物之花粉及有孔蟲化石研究	士林 1 號井、大安 1 號井、五股 1 號井	謝英宗與郭兆敏(1999)
超微及有孔蟲化石分析及地層對比	江子翠、永和 1 號井、三重 2 號	謝英宗 (2004)
	新生公園井、衛工處井	謝英宗 (2005)
其他	三重 1 號井	黃奇瑜 (2006)

3.4.2 花粉

花粉化石是研究陸域古氣候常用的工具，而氣候也是控制環境變遷（海水面變動、降水等）重要的因子，能提供對環境解釋重要的參考資訊。藉由岩芯中的孢粉化石回推的古氣候及植物種類，可以推論冰期－間冰期的循環，作為環境變遷的比對。與有孔蟲不同，孢粉僅在陸相環境中沉積，可與有孔蟲研究結果互補不足。

本研究採用的花粉資料蒐集自中央地質調查所 1993—1999「臺北盆地地下地質與工程環境調查研究計畫」的花粉資料及氣候帶劃分成果(表 3.4)。

表 3.4 本研究蒐集之花粉資料

計畫名稱	分析探井	參考文獻
古生物研究計畫	五股 1 號井	劉平妹與黃奇瑜 (1993)
古生物研究(I)花粉化石研究	板橋 1 號井	劉平妹 (1993)
	板橋 2 號井	劉平妹 (1994)
	蘆洲 1 號井	劉平妹 (1995)
	三重 1 號井	蕭承龍 (1996)
	松山 1 號井	蕭承龍 (1997)
	臺大 1 號井	蕭承龍 (1998)
古生物之花粉化石研究	關渡 1 號井	蕭承龍 (1999)
地下地質—古生物之花粉及有孔蟲化石研究	士林 1 號井、大安 1 號井、五股 1 號井	謝英宗與郭兆敏 (1999)

3.5 盆地下陷量計算

臺北盆地屬於板塊隱沒反轉之後山脈垮塌的塌陷盆地，為了瞭解盆地下陷對於沉積環境變化及地層發育的影響，必須估算盆地下陷量隨時間的變化。藉由某取樣點的年代、當時海水面位置、古環境水深以及現今取樣深度，可以下算式推得某一時段的盆地下陷量：

$$T_{[n \sim (n+1)]} = (\Delta S_{n+1} + D_{n+1}) - (\Delta S_n + D_n) + (H_n - H_{n+1}) \quad (\text{式 3.1})$$

假設在同一探井岩芯中取得兩個以上的定年標本，分別得到年代 n 及 $n+1$ ，上式中 $T_{[n \sim (n+1)]}$ 即代表由時間 n 到 $n+1$ 的盆地下陷量， ΔS 為相較於現今海水面的相對海水面高程、 D 為古水深，若高於地表則以負值表示相對高程、 H 則為以現代海平面為準的採樣深度 (圖 3.3)。在此計算中，並不考慮沉積物的壓密影響。

Hsieh et al. (2006) 和謝孟龍等 (2016) 測試 Chen and Liu (1996)、Hanebuth et al. (2000) 和 Bird et al. (2007) 的海水面變動曲線與重建之臺灣本島海水面相符，因此本研究分別採用 Chen and Liu (1996)、Hanebuth et al. (2000) 和 Bird et al. (2007) 的

海水面曲線做為現代至 6 ka、6–10 ka、10–21 ka 的相對海水面位置的依據，而 21 ka 之前的海水面變動資料不若 21 ka 以來的詳細，本研究則採用 Waelbroeck et al. (2002) 的結果做為參照。

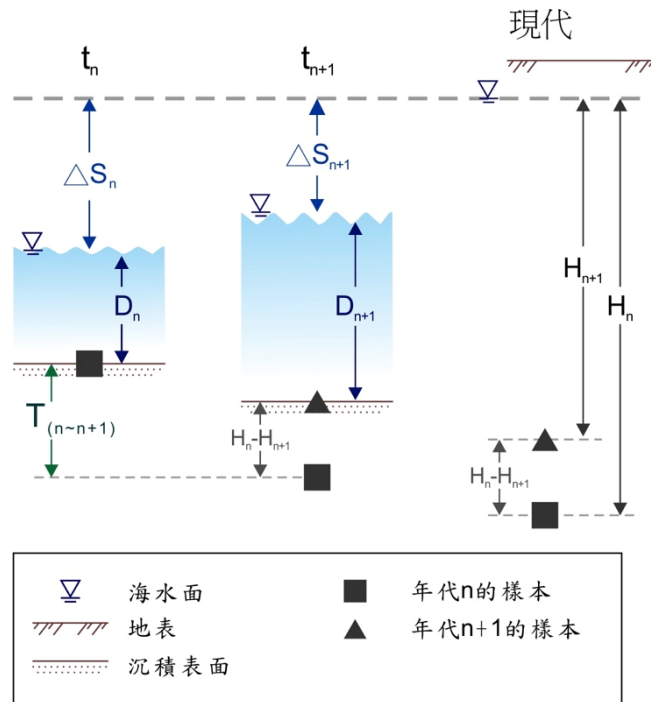


圖 3.3 盆地下陷量推算參數示意圖。參數意義： $T_{[n \sim (n+1)]}$ 係由時間 n 到 $n+1$ 的盆地下陷量； ΔS 為相對海水面高程； D 為古水深； H 則為現代的採樣深度。

計算盆地下陷量所需的參數，包括相對海水面位置、年代、取樣深度及古水深，以古水深容易出現較大的誤差。參考岩相組合解釋的沉積環境可能的古水深範圍外，但仍難以精確得知古水深。為了得到更精確的古水深，本研究採用沉積物堆積曲線及相對海水面變動曲線的差值來逆推古水深。沉積物堆積曲線係將有定年結果的取樣點深度對年代作圖，而相對海水面曲線則是將全球海水面變動曲線加上長期下陷速率後即可得到，兩者的差值即是當時的古水深 (Tanabe et al., 2013)。

本研究實際計算盆地下陷量採用的參數及結果將於第 6 章詳述。



第 4 章 岩相分析

4.1 景美層與松山層沉積體系

景美層由單調的紅土礫石層組成，一向被認為是沖積扇環境 (王執明等，1978; 彭志雄等，1999; Teng et al., 2000; 洪奕星等，2006)。松山層的砂泥層則被解釋為淡水河相到半淡水環境 (丹桂之助，1939; 林朝榮，1954; Huang, 1962; 王執明等，1978; 許誠，1992; 彭志雄等，1999; 洪奕星等，2006)。

臺北盆地位處內陸，以長約 10 公里的淡水河道與臺灣海峽相連。現代的淡水河為感潮河，潮汐作用可藉由淡水河道深入盆地中。全新世海水面上升時，海水可沿淡水河侵入盆地，與河水混合成半淡水環境，過去曾將此富含化石的半淡水環境稱為海灣 (王執明等，1978)、鹹水湖 (林朝榮，1954; Huang, 1962; 王執明等，1978) 或半淡水湖 (許誠，1992; 彭志雄等，1999; 洪奕星等，2006)。臺北盆地此半淡水的環境仍受到潮汐作用影響，並有河水注入，因此並不符合湖泊 (Gould, 1900) 或潟湖 (Davis, 1983) 的定義。由於水體主要分布於距海 10 公里的盆地內，也非屬海灣 (Jackson, 1997)。相較之下，這時期的臺北盆地應歸類為 Pritchard (1967) 定義的河口灣 (estuary) 環境。

整體而言，景美層至松山層沉積環境可界定為河流至河口灣兩大沉積體系 (圖 4.1)。本研究在此沉積體系架構下，進行岩相分析並辨識出 8 個岩相 (表 4.1) 及 7 個岩相組合 (表 4.2)。其中屬於河流相沉積體系者有礫質辮狀河岩相組合 (gravelly braided river facies association)、砂質辮狀河岩相組合 (sandy braided river facies association)、曲流河道岩相組合 (meandering channel facies association)、泛濫平原—沼澤岩相組合 (floodplain-swamp facies association)；屬於河口灣相者有潮坪岩相組合 (tidal flat facies association)、灣頭三角洲岩相組合 (bayhead delta facies association) 及河口灣中央盆地岩相組合 (estuarine central basin facies association)。

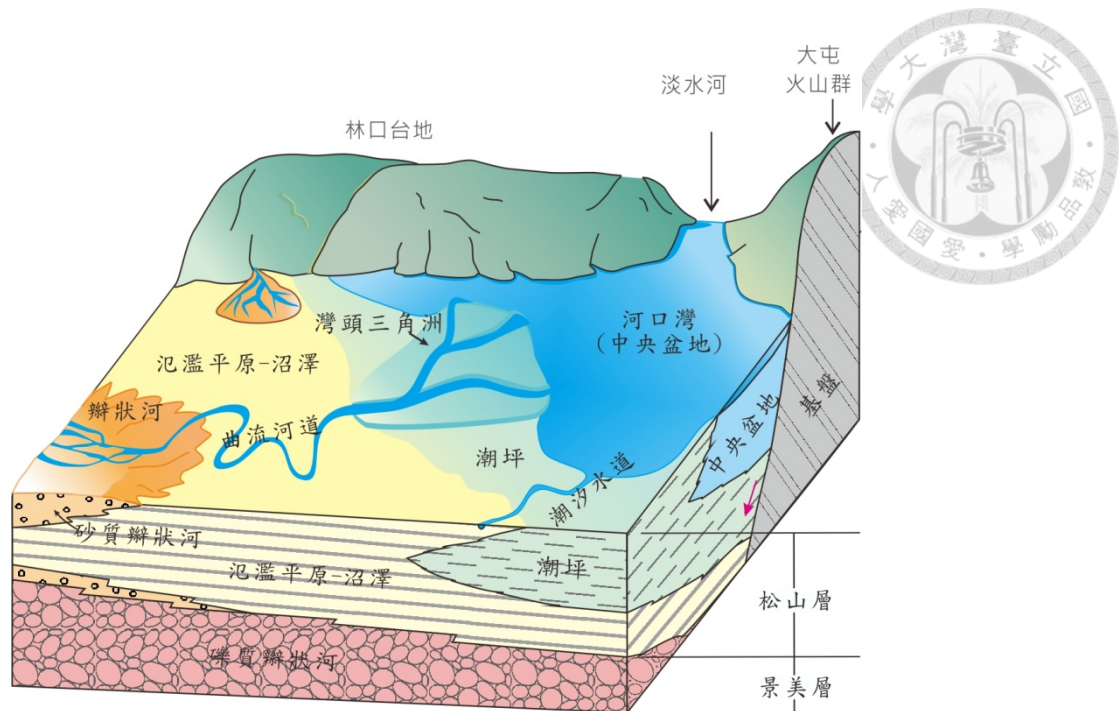


圖 4.1 沉積體系與岩相模式圖。本圖顯示沉積環境約為 7 千年前。

4.2 礫質辮狀河岩相組合

礫石辮狀河岩相組合組成了景美層的主體，除了關渡平原、基隆河以北及山麓前緣的區域外，本岩相組合廣泛分布整個盆地，厚度約 20—30 公尺，並向北傾斜。最大厚度出現於盆地西側新莊井一帶，厚度可達 60 公尺。本岩相組合由顆粒支持的礫石相 (Gc) 為主 (圖 4.2 A)。礫石圓度為圓至次圓，粒徑約為 3—6 公分，有些甚至大於 10 公分，粒徑向北逐漸減小。基質由黃棕色的中砂至粗砂組成，但由於鑽井期間基質易被回水沖刷而流失，很少保存於岩芯中。

本岩相組合中未發現任何海相化石或有孔蟲，應屬於淡水的河相沉積。這些淘選度差且粒徑大的顆粒反映水流能量較強的拖曳水流，缺乏細顆粒沉積物也反映河流在沖積扇或辮狀河環境下以多重河道占據了大部分的沖積平原範圍，使得泛濫平原幾乎無法發展，細顆粒不斷被沖蝕，在此環境下僅能發展單調的砂或礫石相 (Miall and Arush, 2001)。基質皆呈現黃棕色，部分礫石表面也呈黃棕色，代表處於近地表的氧化環境而歷經風化作用 (Wescott and Ethridge, 1983)。本岩相組合很可能沉積於沖積扇上游的礫質辮狀河中。

表 4.1 岩相表

岩相	描述	平均厚度	特徵	解釋
Gc	顆粒支持礫石	數十公尺	基質為中砂至粗砂	拖曳水流 (tractional flows) 主導
Smg	塊狀細砂至極細砂	20 公分至數公尺	侵蝕面上常有礫石或泥球分布	強大的拖曳水流，多階段的侵蝕，以礫石和泥球為侵蝕殘留物。
Sm	塊狀極細砂到中砂	20 公分至數公尺		拖曳水流
Sh	具平行紋理細砂	20—30 公分		上部流態 (upper flow regime) 拖曳水流
Sx	具交錯紋理砂	10—20 公分		砂丘或挖蝕後回填沉積
SMh	砂泥互層，具有異質紋理 (inclined heterolithic beddings)	5—20 公分	泥絡狀、波狀或透鏡狀紋理。 砂/泥比： 泥絡狀紋理: 8:1—5:1 透鏡狀紋理: 1:3—1:5	強、弱能量交替出現，可能為潮汐作用造成的異質沉積構造。
Mm	塊狀泥和粉砂	20 公分至數公尺	偶含薄層水平紋理	安靜水體中堆積，可能為廢棄河道、溢岸沉積物、湖泊等。
Mfm	富含化石之塊狀泥和粉砂	20 公分至數公尺	具有大量貝類碎屑和有孔蟲化石	半淡水的穩定水體中堆積，可能為潟湖或河口灣等。

表 4.2 岩相組合表

沉積 體系	沉積環境	主要 岩相	描述
河流	礫質辮狀 河 (GB)	Gc	粒徑：次圓至圓之砂岩與變質砂岩中礫 顏色：黃棕色的砂質基質
	砂質辮狀 河 (SB)	Sm, Smg	粒徑：中砂至粗砂夾細礫至小型中礫 顏色：灰色至黃灰色
	曲流河道 (CH)	Sm, Smg, Sh, Sx	粒徑：細砂至粗砂，底部含細礫、小型中礫或泥 球，整體向上變細到泥至極細砂 顏色：灰色到黃灰色 沉積構造：水平和交錯紋理、生物擾動 其他特徵：植物殘餘、木質碎屑
	泛濫平原 — 沼澤 (FL)	Mm, Sh	粒徑：泥到粉砂 顏色：灰色、偶為黃棕色到紅棕色 沉積構造：平行紋理、生物擾動 其他特徵：植物殘餘、木質碎屑、碳質物、藍鐵礦
河口灣	潮坪 (TF)	Mm, Sh, SMh	粒徑：泥到粉砂 顏色：灰色、黃灰色 沉積構造：平行紋理、透鏡狀和波狀紋理、生物擾動 其他特徵：植物殘餘、木質碎屑、碳質物、藍鐵礦 化石：貝類碎屑、有孔蟲
	灣頭 三角洲 (BD)	Sm, Sh, Sx, SMh	粒徑：細砂到粗砂 顏色：灰色、黃棕色 沉積構造：水平和交錯紋理、生物擾動、少許經絡 狀和波狀紋理 其他特徵：植物殘餘、木質碎屑 化石：貝類碎屑、少許有孔蟲
	河口灣 中央盆地 (CB)	Mfm	粒徑：泥 顏色：灰色到深灰色 沉積構造：生物擾動 其他特徵：多碳質物 化石：豐富的貝類碎屑和有孔蟲

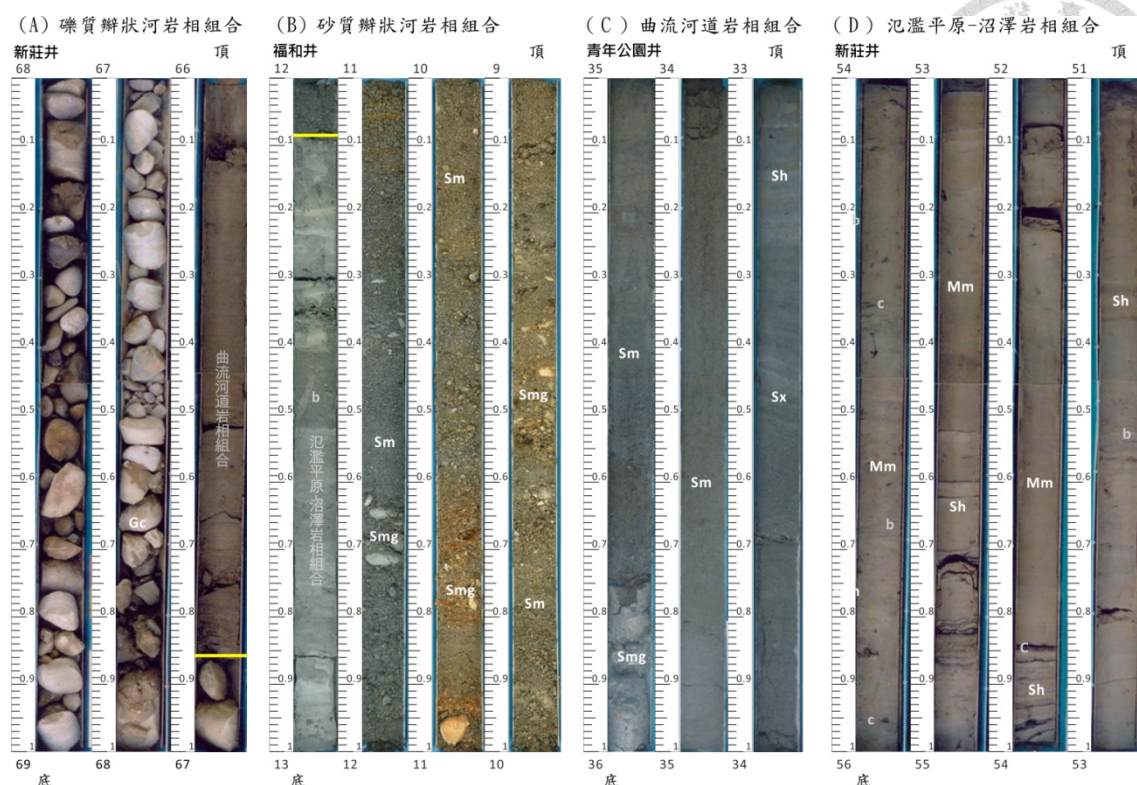


圖 4.2 河相岩相組合照片。(A) 礫質辮狀河岩相組合；(B) 砂質辮狀河岩相組合；(C) 曲流河道岩相組合；(D) 泛濫平原—沼澤岩相組合。岩相代號如表 4.1。沉積特徵代號：c—碳質物；b—生物擾動；s—貝類碎屑。尺標單位為公尺。

4.3 砂質辮狀河岩相組合

在盆地西側的松山層底部發育有 6—10 公尺厚的砂質辮狀河岩相組合，在盆地南部和東南部的松山層上部也有發育，此外在盆地東南側也有薄層（厚度 2 公尺以內）的本岩相組合覆蓋於景美層頂。本岩相組合由灰色至黃灰色，塊狀中砂至粗砂 (Sm) 組成，間夾有粒徑 1—3 公分的小礫石 (Smg) (圖 4.2 B)。

與礫質辮狀河岩相組合相較，本岩相組合粒徑較小，仍缺少泥質的細粒沉積物，表明本岩相組合沉積在沖積扇礫質河道的下游，具有砂質辮狀河道的特徵，其中的塊狀厚砂層可能代表河道砂洲。

4.4 曲流河道岩相組合

本岩相組合側向分布並不連續，多出現在松山層的下部和頂部，平均厚度為 5—25 公尺。本岩相組合由塊狀砂 (Sm)，水平紋理砂 (Sh)，交錯紋理砂 (Sx) 和塊

狀砂夾細礫和泥質碎屑 (Smg) 組成。主要岩相為 Sm，顏色由灰色至黃灰色，偶爾出現岩相 Sh 和 Sx (圖 4.2 C)。本岩相組合底部為侵蝕面，覆蓋由細礫和泥球 (Smg) 組成的侵蝕殘餘物 (lag deposits)，呈現由粗砂至中砂向上變細到細砂或泥的序列。在細粒沉積物中可觀察到植物殘餘、少量木質碎屑和生物擾動。

岩相的特徵和垂直堆積序列具有典型的河道沉積的特徵 (Anthony et al., 2002; Rossetti and Santos Júnior, 2004; Ricci Lucchi et al., 2006; Hijma et al., 2009) 包括缺乏貝類碎屑、有孔蟲和指示潮汐作用的沉積構造等，皆表明本岩相組合沉積在淡水的河相環境中。底部的侵蝕面係由河道的沖刷造成，侵蝕面上的礫石為無法被河水搬運所殘留的河道殘餘 (channel lags) (Nichols and Fisher, 2007)；整體向上變細的序列為河道側向遷徙的結果 (Nichols et al., 1991)。由於本岩相組合通常伴隨出現在泛濫平原岩相組合的厚層泥中 (見 4.5 節)，本岩相組合應屬於曲流河道環境。

4.5 泛濫平原—沼澤岩相組合

本岩相組合主要分布於松山層下部和頂部，與曲流河道岩相組合分布的位置相似。泛濫平原岩相組合在松山層下部的總厚度在 5—40 公尺之間，在松山層頂部總厚度在 5—10 公尺之間。本岩相組合由塊狀泥和具紋理的泥與粉砂 (Mm) 組成，偶爾有泥和細砂組成的水平紋理 (Sh) (圖 4.2 D)。泥常呈灰色，有時會呈現黃棕色至紅棕色條帶。植物殘餘、木質碎片、碳質物和藍鐵礦 (vivianite) 頻繁出現於本岩相組合中。

本岩相組合可能與曲流河道岩相組合相關因而相伴出現，其中的細粒沉積物表明沉積於低能量環境，最有可能是泛濫平原或沼澤。富含的木質碎片、植物殘餘和碳植物應來自洪氾區或河流流域的植被。碳質物的存在也促進了自生藍鐵礦的形成，因為藍鐵礦易於低氧化還原電位 (Rosenquist, 1970)、鹼性 (Rosenquist, 1970; Nriagu, 1972) 環境，和低沉積物堆積速率 (Rosenquist, 1970; Nriagu, 1972; Fagel et al., 2005) 的條件下生成。由於泛濫平原和沼澤沉積物偶爾暴露於空氣中 (Anthony et al., 2002; Kitazawa, 2007)，黃棕色至紅褐色帶可能是地面風化作用的結果。厚泥層中的 Sh 岩相的存在顯示在此沉積環境中偶爾發生的溢流事件 (Nichols and Fisher, 2007)。



4.6 潮坪岩相組合

本岩相組合的厚度約為 5—15 公尺，在垂直相和側向上都分布於泛濫平原—沼澤岩相組合與河口灣中央盆地岩相組合（見 4.8 節）之間。本岩相組合含有具生物擾動的灰色至黃灰色塊狀泥和粉砂，偶爾出現貝類碎屑和有孔蟲化石 (Mfm)，含有少量薄層的砂層或具水平紋理的泥層 (Sh)，以及具輕微生物擾動的異質性層理 (heterolithic bed)，包括透鏡狀 (lenticular) 和波狀 (wavy) 紋理 (SMh) (圖 4.3 A)。本岩相組合也含有豐富的碳質物、植物殘餘、木質碎屑、貝類碎屑，如雲母蛤 (*Placuna placenta*)、有孔蟲以及一些藍鐵礦。較具優勢的有孔蟲為 *Ammonia beccarii* 和 *Elphidium* spp.，但有孔蟲的數量少於河口灣中央盆地岩相組合（詳見 4.8 節）。

少量的廣鹽性有孔蟲屬種的出現，如 *A. beccarii* 和 *Elphidium* spp，顯示此環境鹽度界於正常海水和淡水之間，且本岩相組合出現於河口灣中央盆地和泛濫平原—沼澤之間，又以泥質沉積物為主反映低能量的環境，因此本岩相組合應係位於河流與河口灣交界的潮坪環境。微弱的潮水仍可能在此作用，產生一些透鏡狀與波狀紋理 (Fornari et al., 2012)，由於時常暴露地表，而常呈現風化作用殘留的黃灰色。偶夾的細砂層則可能為通過潮坪的潮汐水道堆積。

4.7 灣頭三角洲岩相組合

本岩相組合厚度約為 5—15 公尺，分布於松山層上部和中部，垂直向和側向都與潮坪岩相組合相伴出現，即出現在河口灣中央盆地岩相組合（詳見 4.8 節）周緣，以灰色、塊狀細砂至粗砂 (Sm)，水平紋理砂 (Sh)，交錯紋理 (Sx) 組成，含有泥絡狀 (flaser) 至波狀紋理 (SMh) 的異質性紋理 (圖 4.3 B)。在部分岩芯中，本岩相組合的最上部分可能呈現黃棕色。本岩相組合在中央盆地岩相組合的上方有向上變粗的趨勢，但在中央盆地岩相組合的下方者則以向上變細序列為主。本岩相組合中也常見植物殘餘、木質碎屑、貝類碎屑和少量有孔蟲。在 Sm 岩相中存有一些較大的、較完整而可識別的屬種的貝類碎屑，如 *Placuna placenta*。有孔蟲則以 *A. beccarii* 和 *Elphidium* spp 為主。偶爾可在 SMh 和 Sm 岩相中發現生物擾動構造。

本岩相組合出現於中央河口灣岩相組合與泛濫平原—沼澤岩相組合之間，表

明這些岩相組合處在相鄰的環境中，其有孔蟲的屬種也與潮坪相同，故將此岩相組合解釋為河流與河口灣之間的灣頭三角洲的堆積，其中平行或低角度交錯紋理由河流營力造成；泥絡狀、波狀紋理則由潮汐作用產生。向上變粗的序列反映了三角洲的向前堆積作用 (progradation) (Roberts, 1998; Bos, 2010)，偶爾出現的向上變細序列則可能是位於潮汐水道的側向遷移或海侵時期河口灣中央盆地側向遷移使水深增加所致。某些序列頂部的黃棕色則可能源於暴露地表時的風化作用。

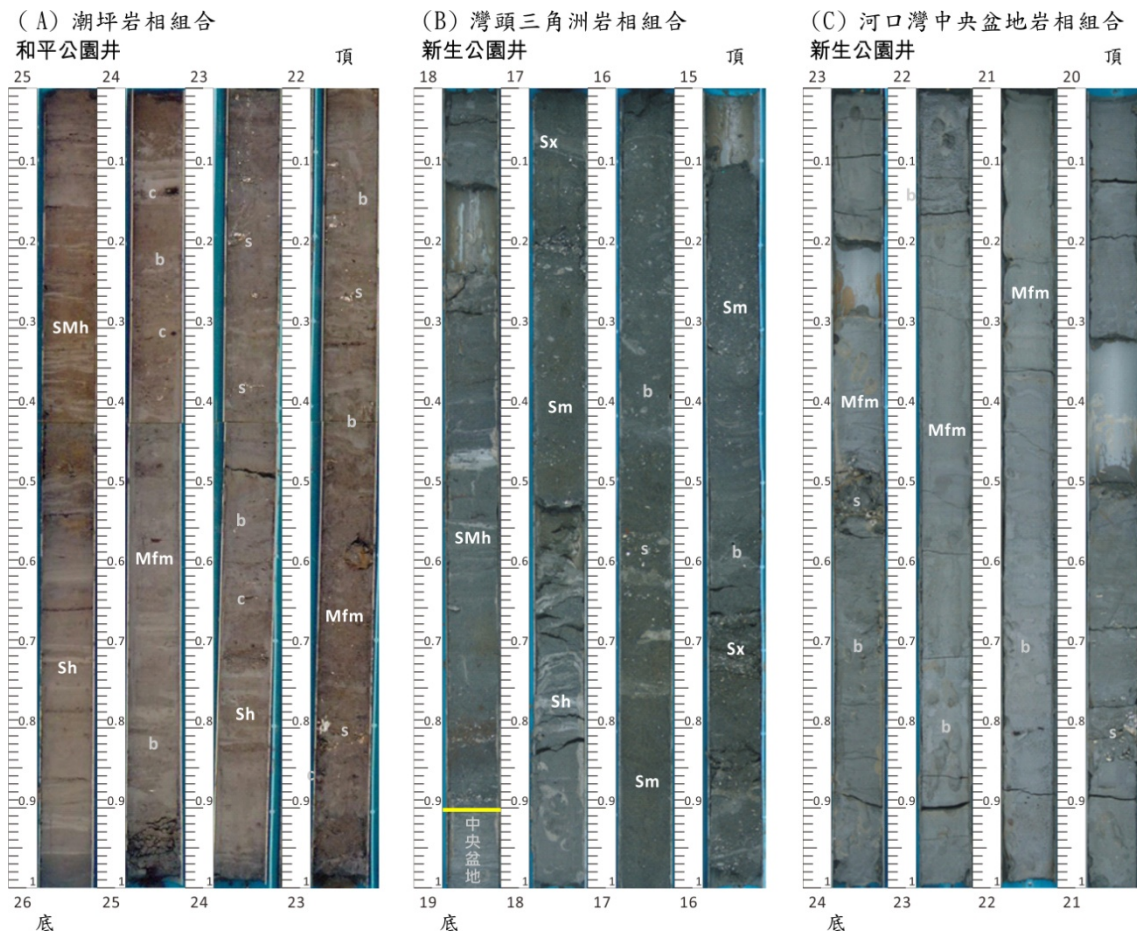


圖 4.3 河口灣相岩相組合照片。(A) 潮坪岩相組合；(B) 灣頭三角洲岩相組合；(C) 河口灣中央盆地岩相組合。岩相代號如表 4.1。沉積特徵代碼同圖 4.2。

4.8 河口灣中央盆地岩相組合

本岩相組合僅出現於松山層中部和上部，於盆地西北部最厚處厚度為 18 公尺，朝遠離海洋方向，即朝南方和東南方尖滅。本岩相組合由富含化石的灰色至深灰色塊狀泥至粉砂 (Mfm) 組成 (圖 4.3 C)，含豐富碳質物、少許的植物殘餘和

木質碎屑。最顯著的特徵是含有大量的貝類碎屑和高多樣性的有孔蟲。有孔蟲包括廣鹽度屬種，如 *A. beccarii* 和 *Elphidium* spp.，及正常海水鹽度的屬種，例如 *Florilus scaphum*、*Globigerina* spp.、*Schackoinella globosa* 和 *Neoglobigerina* sp. 等。

正常鹽度有孔蟲屬種的出現表明本岩相組合代表的沉積環境與開放海域連通，而塊狀、無特殊沉積構造的泥層則顯示低能量的沉積環境。因此本岩相組合應屬河口灣中央盆地。值得一提的是，本岩相組合雖然明顯受到海水入侵影響，卻缺乏潮汐韻律層，可能是由於臺北盆地位處內陸，其潮汐能量較低所致，其他距海較遠的低能量河口灣也具有相同的特徵，如貝寧的 Mono 河口灣 (Anthony et al., 1996)、葡萄牙的 Guadiana 河口灣 (Boski et al., 2002)、和巴西的 Parana 盆地等 (Holz, 2003)。

4.9 景美層與松山層沉積架構特徵

臺北盆地 5 萬年來堆積景美層和松山層，依據岩相組合所劃分的沉積環境分布如圖 4.4—圖 4.6 所示，可見整體垂直堆積序列為河流相—河口灣相—河流相，這個堆疊順序與構造穩定地區晚第四紀波浪作用主導的海岸河口灣模型十分相似 (e.g., Dabrio et al., 2000; Amato et al., 2013)，河口灣相的沉積物也都朝陸地方向，即向東或向南尖滅，沉積物向後堆積再向前堆積，記錄了一次海進海退的循環。在盆地北側東—西向沿基隆河的剖面 3 (圖 4.6) 中，河口灣相的沉積物向東尖滅的現象並不明顯，可能由於地勢低平，海水進入盆地後可以向東延伸甚遠。而衛工處井 (WKC, 12 號井) 的河口灣中央盆地沉積物厚度甚至較東側的井記錄為薄，可能由於衛工處井鄰近淡水河道，砂質沉積物供應豐富，而減少了泥質的中央盆地範圍。

景美層和松山層的厚度都朝盆地西北邊的界限斷層 (boundary fault) 山腳斷層增厚 (圖 4.4—圖 4.6)，呈現楔形的地層幾何形態。這種楔形的幾何型態是半地塹地層的重要特徵 (Schlische, 1991; Bosence, 1998)，松山層下部的曲流河相 (含曲流河道相與泛濫平原—沼澤相) 堆積物所形成的楔形尤為明顯，這種地層向界限斷層增厚的現象又以北北西—南南東方向，略垂直於山腳斷層走向、平行新店溪的剖面 1 最為明顯 (圖 4.4)。

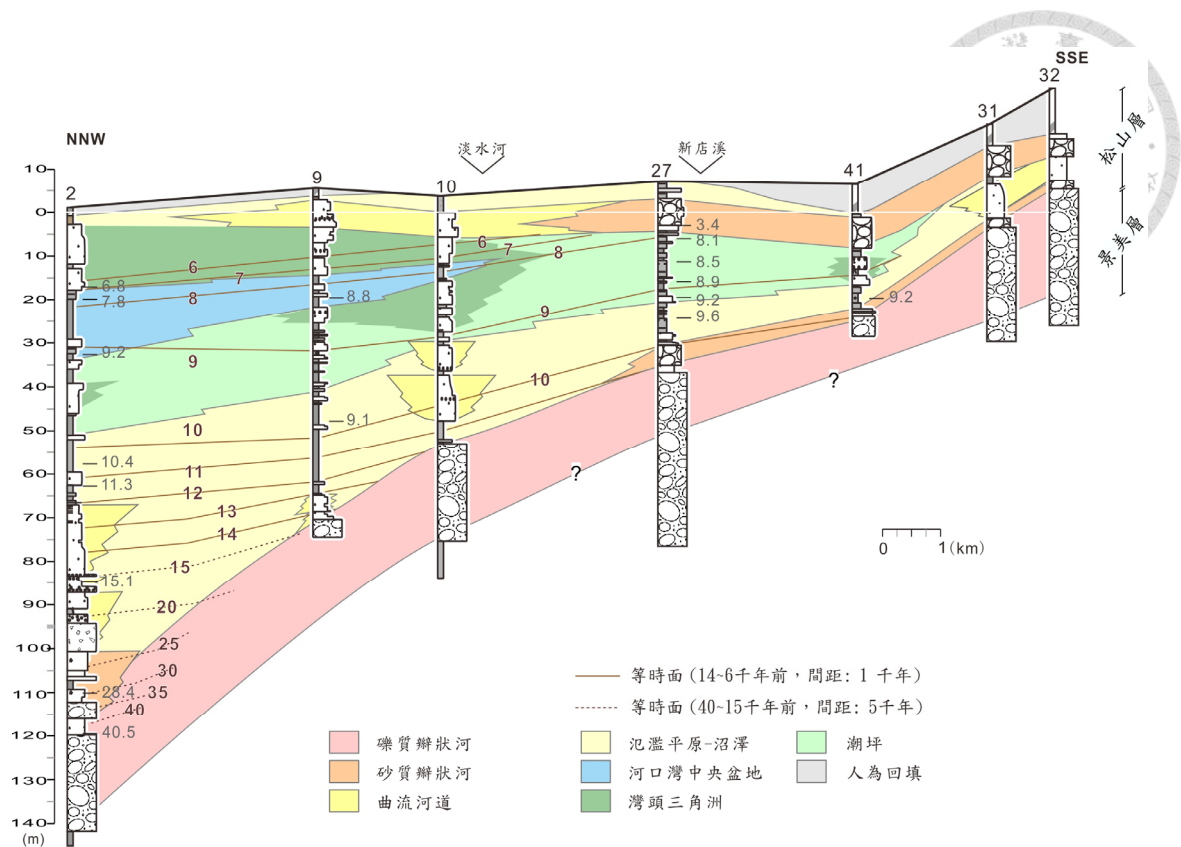


圖 4.4 剖面 1：北北西—南南東向沿新店溪沉積環境剖面圖。剖面位置如圖 3.1。柱狀圖之圖紋與圖 3.2 相同。柱狀圖旁標示之年代為定年結果之中值，單位為千年前，重置標本的定年結果未標示於此。等時面的間距在 14—6 ka 為 1 千年，在 40—15 ka 為 5 千年。

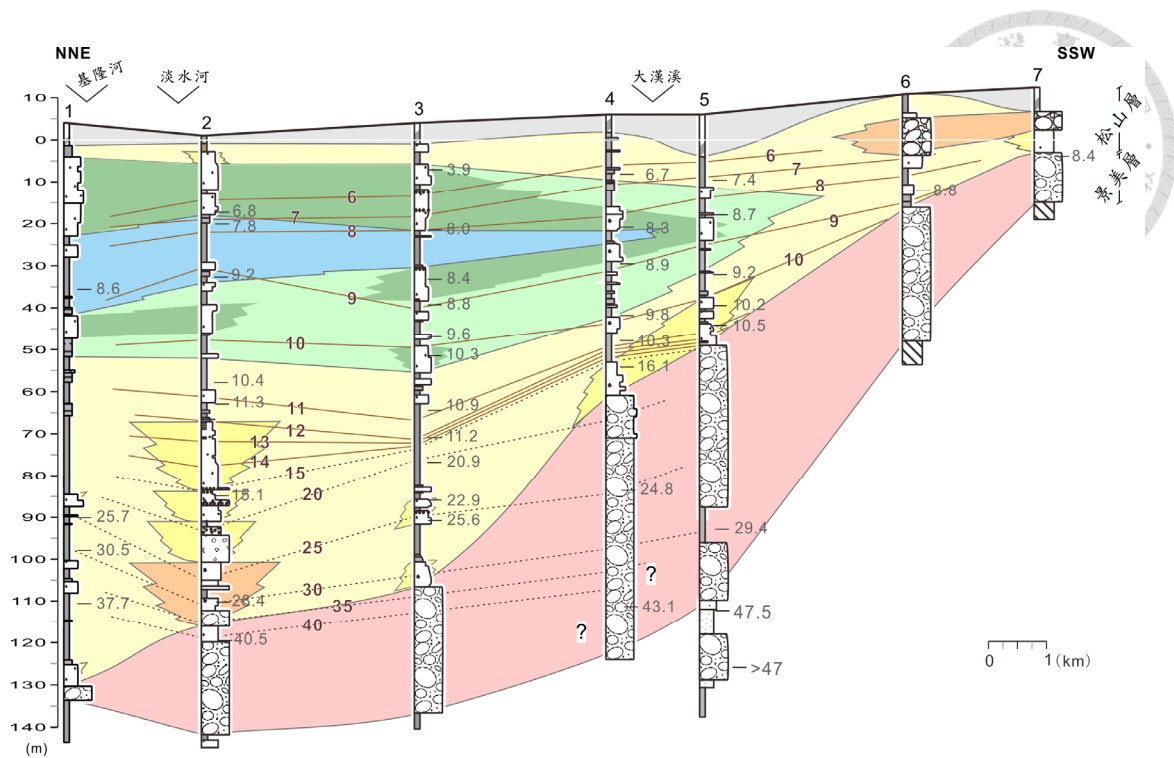


圖 4.5 剖面 2：盆地西側北北東—南南西向沿大漢溪沉積環境剖面圖。剖面位置如圖 3.1。柱狀圖之圖紋及圖例皆同圖 4.4。

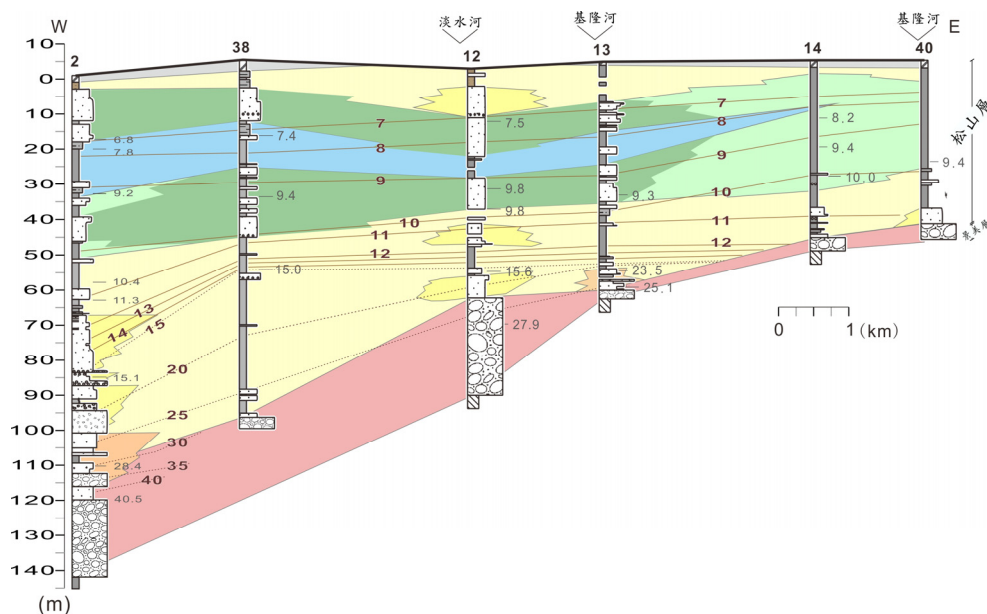
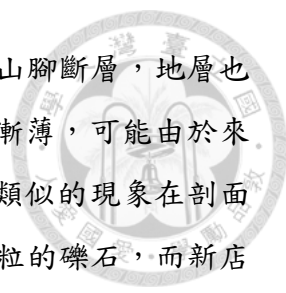


圖 4.6 剖面 3：盆地北側東—西向沿基隆河沉積環境剖面圖。剖面位置如圖 3.1。柱狀圖之圖紋及圖例皆同圖 4.4。



剖面 2 (圖 4.5) 呈北北東—南南西向，約略平行於大漢溪和山腳斷層，地層也有向北傾斜和增厚的現象。但礫質辮狀河沉積物到了盆地北側漸薄，可能由於來自大漢溪和新店溪的礫石無法被搬運至盆地北側堆積的結果。類似的現象在剖面 3 (圖 4.6) 中也清楚呈現，來自盆地東側的基隆河無力搬運粗顆粒的礫石，而新店溪搬運的礫石能力也減弱，同時又受到盆地東北側基盤接近地表的影響，以致在基隆河沿岸只有很薄的礫質辮狀河堆積物。剖面 3 的西側礫質辮狀河堆積物增厚則是由於新店溪和大漢溪匯流，水流能量增加而能搬運礫石。

景美層和松山層的地層發育顯然除了海水面變動的控制外，也受到構造活動的影響。由於海水面的變動仰賴年代資訊與既有的海水面曲線對比，因此在探討海水面變動與構造活動的互制關係之前，必須先釐清地層的沉積年代與兩地層之間的關係。



第 5 章 地層年代

5.1 景美層底部年代

早期臺北盆地中的深探井數量較少，且多集中於盆地西側，年代的資訊也受到限制。礫石組成的景美層內較不易尋得合適的碳十四定年材料，景美層的上界尚可靠松山層底部年代來界定，但景美層的下界年代雖然能以五股層頂部年代拘束，卻又因為五股層與景美層之間存在著沉積中斷 (Teng et al., 2000)，使得五股層底部年代與景美層底部年代有著一定的差距。因五股層年代老於 5 萬年超出碳十四定年範圍，少數的熱螢光定年所得五股層最年輕的年代約 10 萬年前，與景美層內所定最老年代不到 5 萬年前有所落差。因此幾口在景美層底部具有年代資料的探井遂成為決定景美層下界年代的重要依據。

鄧屬予等 (2004) 採用蘆洲 1 號井 (LC-1, 2 號井) 的松山層底部和板橋 2 號井 (BC-2, 5 號井) 的五股層頂部所得年代，推論景美層的沉積年代為 2 萬 5 千年到 2 萬 3 千年間。鄧屬予等 (2004) 對景美層的下界年代解釋係依據板橋 2 號井深度 98.9 公尺處的定年結果，原本所採用的常規年代 2 萬 5 千年經校正後為 2 萬 9 千年前。而深度 101.2 公尺以下的礫石層，鄧屬予等 (1999) 及鄧屬予等 (2004) 將其劃分為五股層，而陳文山等 (2008) 藉由岩性組成劃分的景美層範圍則至深度 134 公尺為止 (圖 5.1)。由於對景美層底界為至的差異，也造成對景美層開始堆積年代的解釋出現數萬年的差異。

板橋 2 號井的第 1 層礫石層出現於深度 55—93.6 公尺，另有兩層較薄的礫石層出現於深度 101.2—115.0 公尺及 123.2—134.4 公尺。陳文山等 (2008) 分析沉積物岩性組成，發現深度 77.2 公尺的礫石應屬新店溪和大漢溪共同沖積的特性的 type I，而深度 131.2 公尺和的砂層則屬於來自西部麓山帶的 type III (圖 5.1)，更下方深度 143.9 公尺的沉積物則呈現來自古三峽溪 type II 的組成。因此沉積物來源轉變的位置應在深度 77.2—131.2 公尺之間，也就是景美層底界應該出現的位置。

比較這 3 段礫石層，其中深度 55—93.6 公尺的礫石來源為新店溪和大漢溪，劃分為景美層並無爭議。其下的兩層礫石層皆屬於礫石質瓣狀河相，惟深度 101.2—115.0 公尺之礫石呈棕灰色、粒徑略大，與深度 123—134 公尺粒徑略偏小、

顏色為灰色至灰白色的礫石之顏色與產狀皆有不同，反而與深度 55—93.6 公尺的礫石近似，因此景美層的底界似應定於深度 115 公尺。

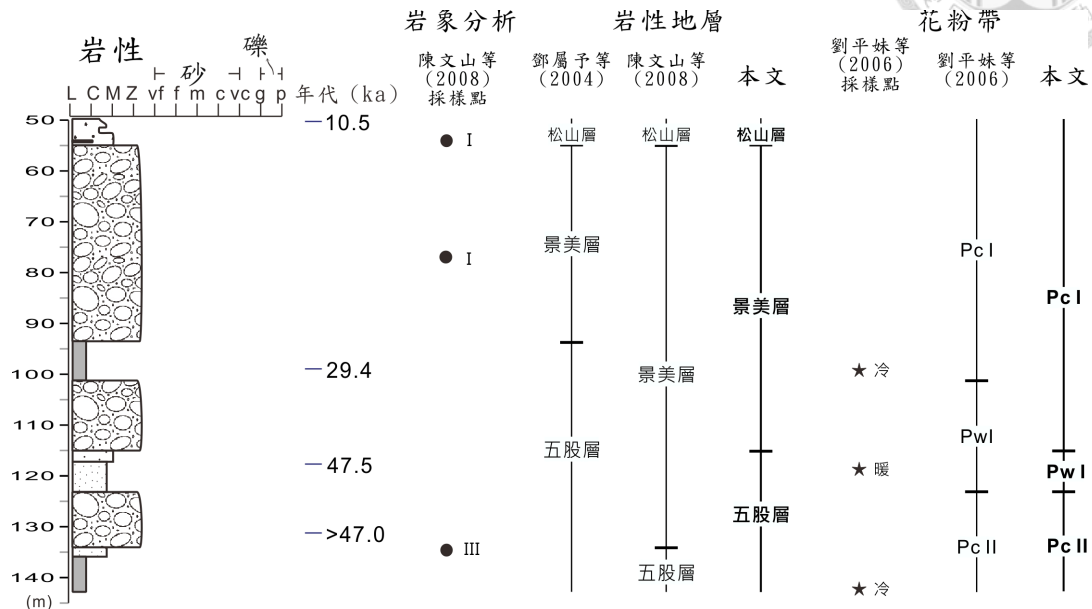


圖 5.1 板橋 2 號井岩性地層與花粉帶對比。板橋 2 號井景美層花粉帶與岩性地層劃分對比。岩性圖例同圖 3.2，柱狀圖右側標示年代為定年結果之中值，年代單位為千年前，詳細定年資料請參閱表 3.2。

此外，位於板橋 2 號井北北東方 1.67 公里的新莊井中景美層礫石厚達 60 公尺 (圖 4.5)，兩口井位皆鄰近大漢溪河道，景美層礫石主要由大漢溪供應，在環境近似、沉積物來源相同、兩地距離接近的條件下，地層厚度不應有太大的差異。板橋 2 號井的景美層底界若定於深度 115 公尺處，則其景美層厚度亦為 60 公尺，與鄰近的新莊井相當，此結果也較底界定於深度 93.6 公尺處造成景美層厚度不到 40 公尺，或將底界定於深度 134.4 公尺而使景美層厚度將近 80 公尺的解釋，都更加合乎地層變化的規律。

以花粉資料來看，深度 101.2—115.0 公尺的礫石被劃為更新世第 1 帶暖期 (Pw I) (Liew et al., 1997; 蕭承龍, 1998; 劉平妹等, 2006)，但過去的研究則將景美層則對應至更新世第 1 帶冷期 (Pc I) (劉平妹等, 2006)。本研究重新檢視板橋 2 號井的花粉資料，在深度約 98—100 公尺的泥層中，花粉以冷涼氣候的殼斗科 (*Quercus*) 和楓香 (*Liquidambar*) 為主，深度 118 公尺處則以溫暖的苦櫨屬

(*Castanopsis*) 占優勢，而深度 101—115 公尺的礫石層中並無花粉資料。若將 Pc I 與 Pw I 的界線移至此段礫石底部，即深度 115 公尺處，仍符合原始的花粉資料 (圖 5.1)。且若將板橋 2 號井的景美層底界定於深度 115 公尺，可使景美層範圍同時符合景美層所屬的花粉帶 Pc I 和岩性組成 type I 的範圍。如此一來，深度 117.6 公尺的碳十四定年結果也提供了景美層下界的年代資訊，即約 4 萬 8 千年前。

參照其他鑽井中的景美層下部的年代，多落在 4 萬多年前，而五股層中碳十四定年的結果都超出碳十四的定年範圍 5 萬年，尚無法推知超過幅度。參照板橋 2 號井五股層頂的年代，可推論景美層開始堆積的時間應相當接近 5 萬年前。陳文山等 (2008) 以五股 1 號井進行構造下陷和層序地層模擬，推估五股 1 號井之景美層開始年代約在 6 萬年前，可能肇因於疏於考量於盆地長期下陷速率以外，尚有快速下陷期 (詳 6.2 節) 而低估了平均下陷速率，造成對景美層底部年代的回推結果偏老。

盆地邊緣地區景美層直接覆蓋在基盤上者有可能因盆地早期尚無足夠的納積空間 (accommodation space) 而較晚開始堆積，惟目前尚缺乏確切的年代證據支持此一論點。

5.2 景美層頂部與松山層底部年代

景美層頂部年代範圍雖可以松山層底部年代界定，然而松山層底部年代在盆地不同地點的差距最大可達近 2 萬年。例如鄧屬予等 (2004) 所採用的所採用的蘆洲 1 號井松山層底部年代，經過校正後約為 2 萬 8 千年前，而在盆地東側與南側的岩芯中，松山層底部僅約 1 萬多年前 (圖 4.4)，且有愈向盆地東南側邊緣愈年輕的趨勢。此一現象過去被認為是岩相側向改變的結果 (鄧屬予等, 2004)，即同一時間在盆地東南側的山脈前緣堆積景美層的沖積扇礫石，愈向下游的盆地西北側，岩相則漸變為曲流河相。

然而，依據韋氏定律 (Walther's Law)：由於沉積環境側向變遷，在連續沉積的情況下，岩相在垂直向的沉積序列會反映側向相鄰的沉積環境。盆地內僅有最西北側的蘆洲一帶松山層底部有較厚的砂質辮狀河沉積物，和盆地東南側的松山層底部有砂質辮狀河薄層出現，其餘盆地的大部分範圍，景美層的礫質辮狀河頂部直接覆蓋側相環境上不連續的松山層底部曲流相沉積物。此種不符合韋氏定律

的現象，指出了沉積紀錄的不連續，同時期景美層與松山層的關係很可能不僅止於岩相側向變遷。

約 5 萬年前到 3—2.5 萬年前，世界各地皆有大範圍河相堆積的紀錄，包括印度 (Bhandari et al., 2005)、美國 (Blum et al., 2000)、西班牙 (Fuller et al., 1998)、英國 (Maddy et al., 2001)、澳洲 (Nanson and Croke, 1992) 等，可能係由於該時期的潮濕氣候促進河流加積所致 (Bhandari et al., 2005)。臺北盆地的花粉資料也顯示 Pc I 早期氣候較濕冷，晚期才轉為乾涼，進入全新世暖期 (Hw) 後則又轉為暖濕 (劉平妹等, 2006)。同時期堆積的景美層很可能就是在 Pc I 早期的潮濕氣候和河流流量充足的條件下堆積，而 Pc I 晚期氣候轉乾之後不利礫石層的發展，景美層的礫石才逐漸停止堆積。

目前的年代資料出現在景美層中特別年輕的年代是樹林 1 號井的 8 千多年前。樹林 1 號井的井位靠近盆地西南側的山麓前緣，相對較上游的位置由於地形坡度較陡，容易維持礫質辮狀河相，因此 8 千多年前的礫質辮狀河應該是岩相側向改變而形成，和松山層的砂泥屬於同時異相的地層。

另一處過去被劃入景美層範圍內的年輕定年資料，為和平公園井 (25 號井) 的景美層頂部，定年結果為 1 萬多年前 (表 3.2)。然而細究該樣本的取樣位置，係位於薄層的砂質辮狀河相沉積物中，而非礫質辮狀河相 (圖 5.2)。過去可能因為此處砂質辮狀河相沉積物在此厚度甚薄而將其併入景美層中。真正出現於景美層礫質辮狀河相沉積物中最年輕的年代應係三重 2 號井的 2 萬 3 千年前。

這些過去被劃入景美層中、位於景美層頂部的砂質辮狀河相在時代和上覆松山層的約 1 萬年前的曲流相砂泥較連續，且景美層礫質辮狀河相礫石頂部多呈現黃灰色到棕灰色，暗示沖積扇相的礫石沉積後，經過一段時間的沉積中斷、風化後，才再堆積了辮狀河相的礫石。這一段缺少沉積物堆積的時間，由絕對定年結果來看，約界於 2 萬 3 千年和 1 萬年間，這個時間也和臺北盆地 Pc I 出現冷乾氣候的時間相符。由圖 4.4、圖 4.5 的等時面，也可以看出約 2 萬年—1 萬年前間的等時面間距變小，並向東南或南進覆 (onlap) 到景美層頂面，也說明了此段時間在盆地東南及南側缺乏沉積物堆積。此時期在盆地的西側沉積物尚可持續堆積，因此當時盆地並非完全沒有沉積物的供應，而是缺少較粗顆粒的礫石，細粒的砂泥通過 (bypass) 相對上游的位置後，被搬運往較下游處堆積 (圖 5.3)。

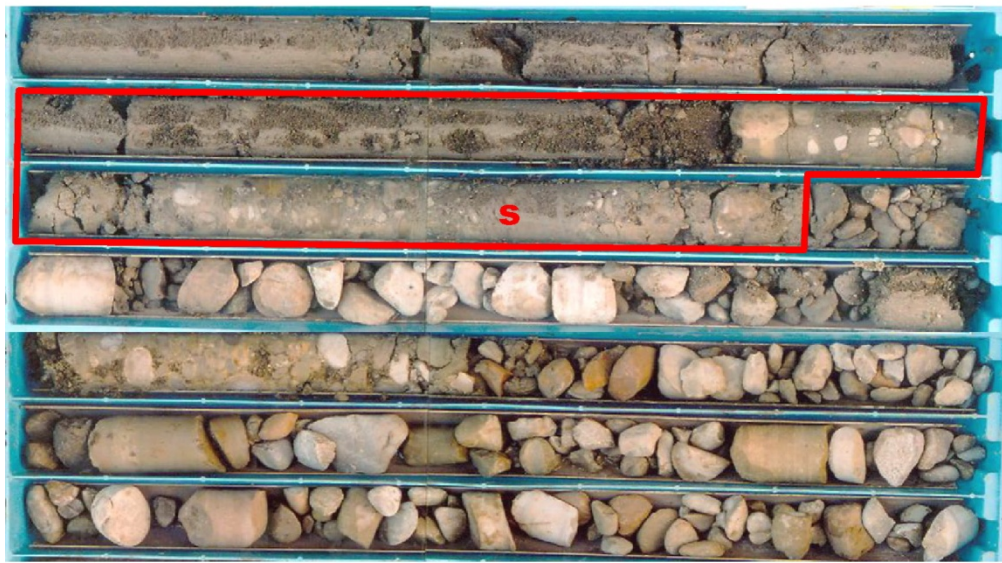


圖 5.2 和平公園井景美層頂部與松山層底部岩芯。照片顯示和平公園井深度 44—51 公尺之岩芯，照片左側為上方。紅框標示範圍為砂質瓣狀河相沉積物，S 為定年樣品取樣位置，所得校正後年代為 10690—10435 年前。

景美層頂部的礫質瓣狀河相在岩相和沉積年代上與松山層底部的曲流相沉積物皆有不小差異，砂質瓣狀河相的礫石在沉積年代上則和松山層的曲流相砂泥較連續。既然盆地西側（如：蘆洲 1 號井）底部的砂質瓣狀河相岩相被劃入松山層（彭志雄等, 1999；鄧屬予等, 1999），盆地東半側這些薄層的砂質瓣狀河相也應納入松山層中，不僅可使松山層和景美層的岩性劃分在盆地不同地點更加一致，兩個地層間的年代界限也更加明確。景美層岩相應定義為單純的礫質瓣狀河相，其最後堆積的年代，則可參考絕對定年的結果，除了在盆地邊緣礫質瓣狀河可堆積至 9—8 千年前外，其餘地區之景美層約於 2 萬年前停止堆積（圖 5.3）。

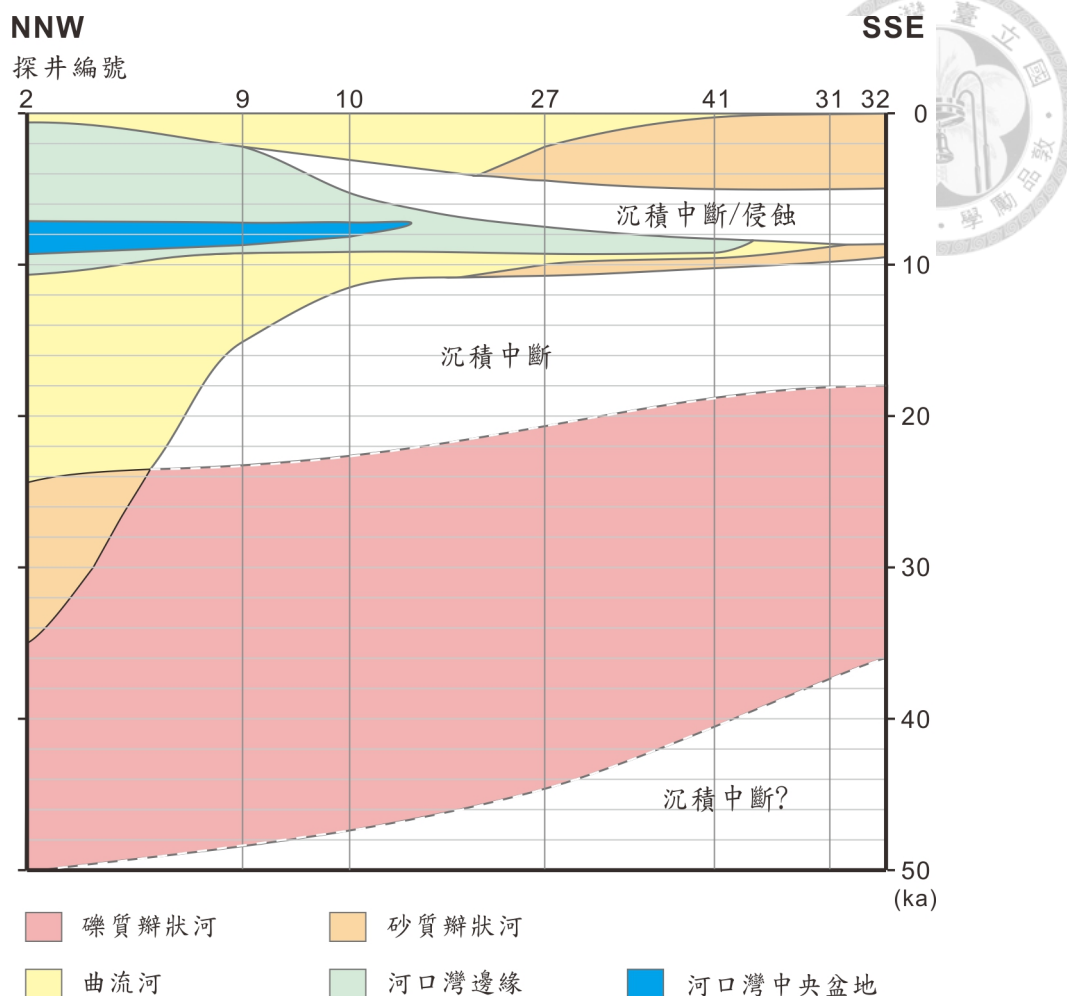


圖 5.3 臺北盆地 5 萬年以來時代地層剖面。此西北—東南向剖面位置見圖 3.1，依圖 4.4 剖面之環境及年代繪製。

5.3 松山層年代

如 5.2 節所述，松山層開始沉積的年代，在盆地西側可老至 3 萬年前，盆地東南側則為 1 萬多年前開始。其差異係因氣候冷乾時期，相對上游的位置缺乏沉積物堆積所致。

松山層內的定年資料豐富，可知沉積過程大致連續，本研究所檢視的岩芯中，僅於青年公園井 (YP, 27 號井) 發現沉積年代不連續現象。該井的定年資料中其中有 6 筆定年資料集中在 9.7 ka 至 8 ka (圖 4.4、表 3.2)。這段時間沉積速率相當快速且穩定，但由 8 ka 至 3.4 ka 沉積速率突然大幅降低，沉積環境的變化則在潮坪上直接覆蓋砂質辮狀河沉積物。潮坪與砂質辮狀河並非側向漸變連續的環境，

不符合韋氏定律，兩者的年代又有數千年之隔，因此也可判斷有沉積不連續的現象(圖 5.3)。這幾千年間可能仍有沉積物堆積，只是受侵蝕而缺失。松山層內雖然定年資料豐富，卻普遍缺乏 6 千年以內的定年結果，因此 6 千年來細部的沉積環境變化仍需更多的定年資料佐證。





第 6 章 盆地下陷

6.1 古水深反推與校正

為了推估盆地下陷速率及其變化，必須先推估計算所需的參數，包括定年樣品取樣深度、海水面、以及環境古水深(式 3.1)。其中環境古水深又具有較大的不確定性，特別是瓣狀河、曲流河等陸相環境，不似河口灣有一定水深範圍，陸相環境的高程可以有極大的差異。因此，本研究採用沉積物堆積曲線及相對海水面變動曲線的差值來反推古水深。但要決定相對海水面變動曲線時，必須先決定盆地的長期下陷速率。必須強調的是，以此方法推估所得之盆地沈陷速率並非絕對速率，而是在假設一穩定的長期盆地沈陷速率條件下，得到沈陷速率相對的變化，再進行盆地沈陷與海水面變動對盆地沉積環境和地層發育影響的探討。

依據前人研究的結果，臺北盆地在過去 40 萬年內的的盆地長期下陷速率落在 0.7—2.4 mm/yr 範圍內(表 6.1)，最大與最小值有一定的落差。本研究以逐口探井測錯法反覆測試此範圍內的盆地下陷速率，發現由於每口探井所處於盆地內的相對位置不同，最符合的下陷速率也不盡相同，因此也有少數探井適用的長期下陷速率不在此範圍內。以盆地西北緣的蘆洲 1 號井為例，以下陷速率 1.75 mm/yr 得到的相對海水面曲線與沉積環境最為相符(圖 6.1)，於遠離山腳斷層之長期下陷速率則愈減低(表 6.2)。

然而以盆地長期下陷速率 1.75 mm/yr 反推的環境古水深對比蘆洲 1 號井的沉積環境仍有不合理之處，特別出現在以泥質為主的泛濫平原—沼澤及河口灣中央盆地環境。由於計算中並未考慮沉積物壓密的效應，此假設對於砂質沉積物應屬合理，泥質沉積物則較易受壓密作用影響厚度，惟泥質的沉積物的壓密比範圍甚大，難以擇定一定比率加以計算，故本研究在反推出環境古水深曲線後，再以現生相似環境的水深調整泛濫平原—沼澤及河口灣中央盆地的水深(圖 6.1)，且假設盆地沒有抬升的情形出現，即調整水深後，各階段的下陷速率皆不應出現負值。在蘆洲 1 號井以 1.75 mm/yr 反推 10644—10184 B.P. 期間堆積的泛濫平原—沼澤環境古水深為 8.6 公尺，這與泛濫平原—沼澤應僅有非常淺層的水體覆蓋的環境不符，因此本研究將其水深調整為 0.5 公尺；而反推出 9450—7682 B.P. 時期僅有 2.0—2.4 公尺深的河口灣中央盆地則調整水深為 6 公尺(圖 6.1、表 6.2)。

表 6.1 前人研究盆地下陷速率

參考文獻	盆地下陷速率 (mm/yr)	研究材料與分析方法
Wei et al. (1998)	1.2~2.1 (220 ka 以後) 1.1~2.4 (90 ka 以後)	對比五股 1 號井之全球海水面、定年資料及定年樣品採樣深度。
Huang et al. (2007)	2.25 (400 ka 以後) 0.69 (15 ka 以後) 1.8 (10 ka 以後)	對比山腳斷層帶不同探井中等時面的深度差異。
陳文山等 (2008)	1.2 (400 ka 以後) 1.2~1.5 (全新世)	對比五股 1 號井花粉氣候及沉積環境
Chen et al. (2010a)	1.1~2.2 (23 ka 以後)* 0.9~2.3 (8.4 ka 以後)	對比五股 1 號井附近山腳斷層上、下盤不同探井的地層厚度

* Chen et al. (2010a) 採用的年代 23 ka 係來自蘆洲 1 號井的松山層底部，該年代未經校正，校正後年代應為 28 ka，則盆地下陷速率應修正為 0.9~1.8 mm/yr (28 ka 以後)。

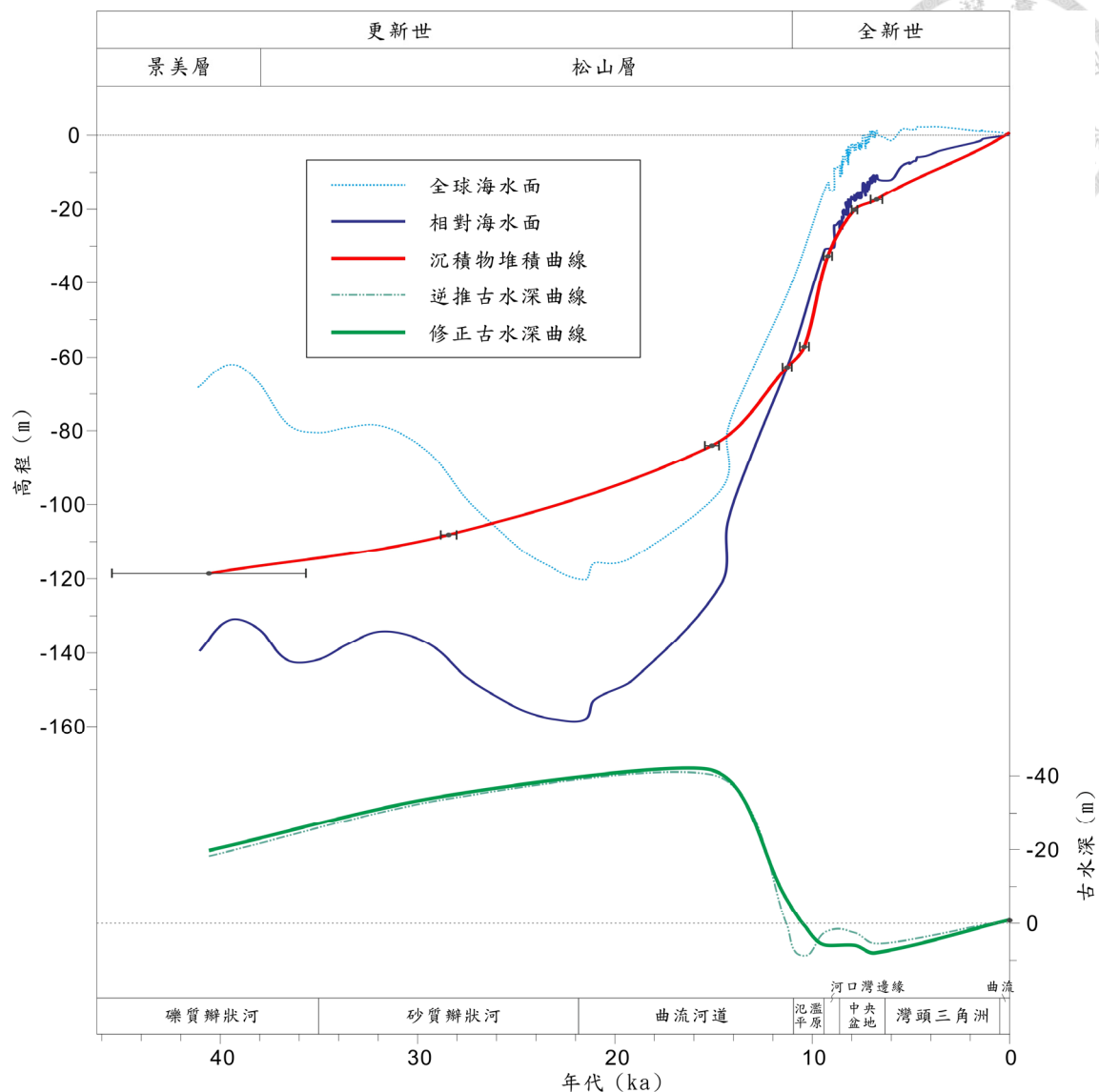


圖 6.1 古水深反推示意圖。圖中全球海水面曲線係依 Chen and Liu (1996)、Hanebuth et al. (2000)、Waelbroeck et al. (2002)、Bird et al. (2007) 建立，圖中的相對海水面曲線則是由全球海水面曲線加上 1.75 mm/yr 的長期下陷速率。相對海水面曲線與沉積物堆積曲線的高程差即為古水深 (綠色虛線之逆推古水深)。惟泥質為主的環境古水深極不合理，需參照現代相近環境修正 (即綠色粗實線之修正古水深曲線)。

表 6.2 盆地下陷計算參數表

井號	取樣深度 H (m)	定年結果 中值 t (cal BP)	全球 海水面 △S (m)	環境及古水深 D (m)		階段下陷量 T (m)	盆地下陷 速率 R* (mm/yr)
KT-1	-3.97	0	0.0	FL	-3.97	-17.1	-2.1
	38.7	8320	-6.6	CB	11.0	-35.4	-2.0
	94.0	25713	-107.5	FL	-70.0	-8.4	-1.8
	101.8	30454	-81.9	FL	-45.0	-14.7	-2.0
	114.5	37708	-68.9	FL	-34.0	-7.7	-2.0
	156.4	41609	-70.1	FL	-1.0	-	-
LC-1	-1.0	0	0	FL	-1.0	-9.3	-1.4
	17.3	6800	0.0	BD	8.0	-0.9	-0.8
	20.2	7840	-4.1	CB	6.0	-2.0	-1.4
	32.8	9243	-14.6	CB	6.0	-14.2	-12.6
	57.1	10368	-30.3	FL	0.5	-0.2	-0.2
	62.8	11290	-43.3	FL	-7.0	-1.5	-0.4
	84.1	15110	-98.1	CH	-42.0	-22.7	-1.7
	108.1	28381	-92.4	SB	-35.0	-21.9	-1.8
	118.6	40509	-66.0	GB	-20.0	-	-
WK-1	-3.97	0	0.0	CH	-3.97	-7.3	-1.9
	6.23	3922	2.1	CH	1.0	-4.5	-1.1
	20.83	7983	-3.0	BD	6.0	-2.3	-6.0
	32.58	8370	-6.0	BD	12.5	-5.3	-12.9
	38.23	8782	-8.8	BD	10.0	-0.7	-0.8
	46.33	9646	-19.2	TF	7.0	-0.3	-0.5
	50.88	10249	-28.5	BD	2.0	-4.7	-7.5
	63.68	10873	-38.0	FL	0.5	-1.2	-3.3
	70.43	11230	-42.6	FL	1.5	-9.3	-1.0
	76.53	20968	-116.0	FL	-75.0	-1.9	-1.0
	85.43	22872	-117.9	CH	-70.0	-4.7	-1.7
	90.08	25623	-107.9	CH	-60.0	-	-
BC-2	-6.22	0	0.0	CH	-6.22	-7.8	-1.1
	9.53	7417	0.2	FL	2.0	-0.8	-0.6
	18.03	8699	-8.5	TF	1.0	-8.1	-17.8
	32.28	9151	-14.6	FL	1.0	-1.1	-1.0
	39.33	10195	-27.6	CH	-6.0	-0.3	-1.0

表 6.2 盆地下陷計算參數表 (續)

井號	取樣深度 H (m)	定年結果 中值 t (cal BP)	全球 海水面 ΔS (m)	環境及古水深 D (m)	階段下陷量 T (m)	盆地下陷 速率 R* (mm/yr)
1.65mm/yr	44.03	10451	-31.6	CH -5.5	-28.2	-1.5
	92.63	29369	-86.5	GB -40.0	-31.5	-1.7
	111.38	48008	-73.7	GB -40.0	-	-
XC	-6.01	0	0.0	CH -6.01	-7.6	-1.1
	8.14	6720	0.4	TF 1.0	-2.3	-1.5
	20.89	8279	-6.0	BD 5.0	-5.8	-9.7
逆推長期 下陷速率	29.59	8875	-9.9	TF 4.0	-1.9	-2.0
	41.84	9845	-22.2	TF 2.0	-0.9	-2.1
	47.87	10275	-28.9	FL 0.5	-3.6	-0.6
1.2 mm/yr	54.19	16087	-102.1	CH -70.0	-9.3	-1.1
	82.89	24832	-111.5	GB -60.0	-20.4	-1.1
	111.09	43054	-74.3	GB -15.0	-	-
JZC	-6.08	0	0.0	CH -6.08	-6.9	-3.0
	12.9	2291	1.6	CH 1.5	-16.0	-2.6
	21.9	8539	-10.4	FL -17.5	-5.2	-2.7
逆推長期 下陷速率	36.3	10454	-31.6	CH -29.5	-1.5	-3.0
	45.7	10938	-39.0	FL -29.0		
	2.7 mm/yr					
WKC	-3.14	0	0.0	FL -3.1	-6.3	-0.8
	15.1	7530	-2.7	BD 3.0	-2.5	-1.1
	34.3	9793	-21.4	BD 1.0	-3.5	-205.2 [#]
逆推長期 下陷速率	40.05	9810	-21.7	BD 3.0	-3.2	-0.6
	57.6	15583	-99.1	CH -60.0	-10.3	-0.8
	72.65	27890	-95.8	GB -52.0	-	-
0.95mm/yr						
YP	-11.10	0	0.0	CH -11.10	-2.8	-0.8
	0.59	3439	2.1	SB 0.0	6.2	1.3 **
	3.65	8101	-5.2	TF 2.0	-0.7	-1.8
逆推長期 下陷速率	8.93	8487	-8.8	TF 3.0	-3.6	-9.0
	13.45	8892	-11.7	TF 1.0	-1.2	-3.7
	17.07	9212	-14.6	FL 0.5	-1.3	-3.7
0.4 mm/yr	20.60	9561	-17.9	FL -0.5	-	-
HPP	-4.98	0	0.0	FL -4.98	-7.9	-1.4
	0.82	5823	1.1	FL -1.0	-2.6	-1.9

表 6.2 盆地下陷計算參數表 (續)

井號	取樣深度 H (m)	定年結果 中值 t (cal BP)	全球 海水面 ΔS (m)	環境及古水深 D (m)	階段下陷量 T (m)	盆地下陷 速率 R^* (mm/yr)
	6.52	7192	-0.5	FL	0.5	-0.4
逆推長期	13.52	8319	-6.6	TF	1.0	-10.1
下陷速率	19.17	8696	-8.4	TF	1.0	-0.3
1.0 mm/yr	29.62	9867	-22.6	CH	-3.0	-0.8
	35.32	10219	-28.0	FL	-3.0	-0.9
	41.52	10569	-33.4	SB	-2.5	-
SCF-05	-0.94	0	0.0	FL	-0.94	-9.8
	18.1	8182	-4.4	CB	3.0	-3.2
逆推長期	23.8	8418	-5.8	CB	4.0	-2.8
下陷速率	34.4	9189	-14.6	TF	3.0	-0.3
1.6 mm/yr	41.2	9903	-23.1	TF	1.0	-1.9
	58.8	11335	-43.8	FL	-4.0	-
SL-1	-3.47	0	0.0	FL	-3.47	-7.0
	9.4	3962	2.1	FL	1.0	-2.5
逆推長期	29.65	9263	-14.6	TF	2.0	-2.2
下陷速率	34.18	9504	-17.0	TF	2.0	-4.4
1.4 mm/yr	58.55	11784	-49.0	FL	-10.0	-21.8
	68.65	25756	-107.3	FL	-80.0	-7.5

環境代碼請參考表 4.2。

* $R = T_{[(n+1)-n]} / [t_{(n+1)} - t_n]$

衛工處井 (WKC) 深度 40.05 和 34.3 公尺兩處之定年樣品所得結果僅有 20 年之差距，定年結果可能有誤。修正快速下陷時間之討論詳見內文。

** 青年公園井 (YP) 出現正值之盆地下陷速率係因沉積物缺失，非盆地抬升所致。

6.2 盆地快速下陷期

以一穩定長期盆地沈陷速率反推的環境古水深與沉積環境不盡相符，也說明了盆地下陷速率並非穩定不變。本研究除了蘆洲 1 號井外，另選擇了 10 口定年資料較豐富的探井進行分析，包括關渡 1 號井 (KT-1，1 號井)、五股 1 號井 (WK-1，3 號井)、新莊井 (XC，5 號井)、板橋 2 號井 (BC-2，4 號井)、江子翠井 (JZC，11 號井)、衛工處井 (WKC，12 號井)、和平公園井 (HPP，25 號井)、青年公園井 (YP，

27 號井)、山腳斷層 5 號井 (SCF-5, 34 號井) 以及士林 1 號井 (SL-1, 44 號井) 等, 經測試發現較適合用以推導相對海水面的盆地長期下陷速率約為 0.4—2.7 mm/yr 不等, 愈遠離山腳斷層, 則盆地長期下陷速率愈慢。本研究計算結果如圖 6.2, 採用參數詳如表 6.2。

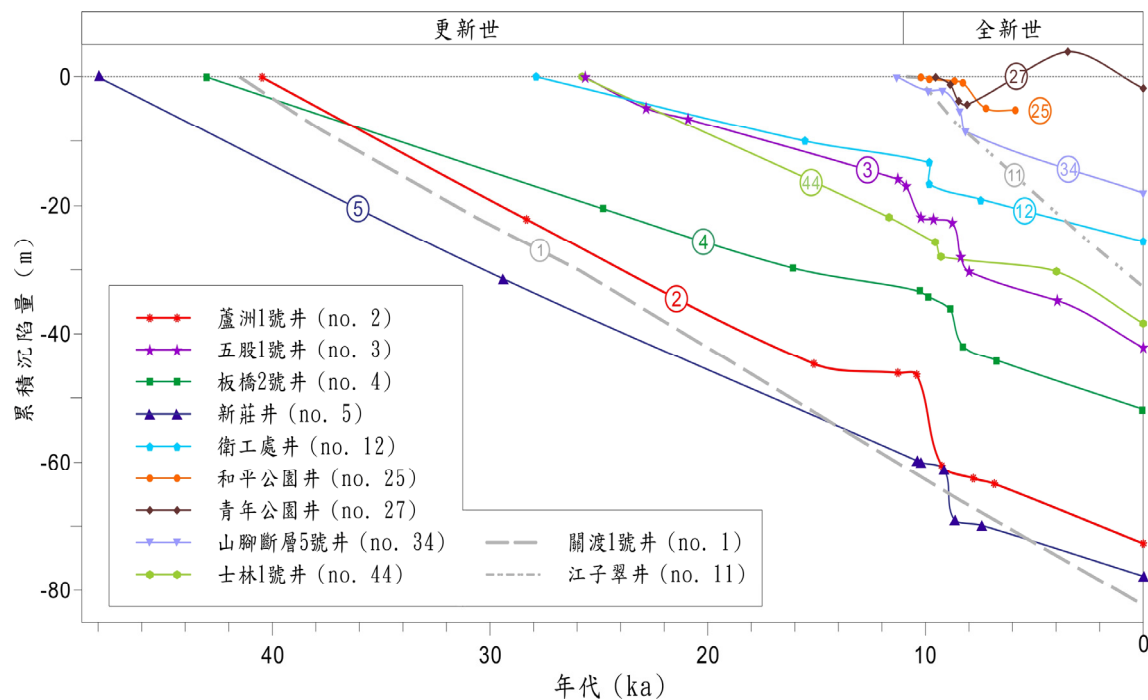


圖 6.2 盆地下陷推導結果圖。本圖顯示在過去 5 萬年間, 在 11—8 千年前應存在一段盆地快速下陷期, 下陷速率明顯較長期下陷速率為快。探井位置請參照圖 3.1。

受限於定年資料的分布及線性內插法, 如此推導所得的盆地下陷速率的變化只能發生在有定年資料點的位置, 由於定年資料不夠密集, 這些盆地下陷率變化點可能難以反映盆地下陷速率真正率變化的時間。然而所有計算的探井整體有一致的變化趨勢 (圖 6.2), 說明此計算結果應屬可信。

圖 6.2 的盆地下陷曲線顯示, 臺北盆地在 4 萬年以來在長期下陷速率為 ~ 0.4 — 2.7 mm/yr 的條件下, 於 11—8 千年前間有明顯的快速盆地下陷期。惟關渡 1 號井及江子翠井兩處的沉積環境古水深可以符合假定的長期穩定下陷速率所反推的水深。檢視這兩個探井的定年資料和環境解釋, 在關渡 1 號井中缺少 25.7—8.3 ka 之間的年代資料, 由於這段沒有年代資料的時間長達 1 萬 7 千多年, 而無法反

應 11—8 千年前相對短時間的盆地快速下陷期的下陷速率變化。能吻合關渡 1 號井環境古水深的長期下陷速率高達 2.0 mm/yr，較盆地其他地點的長期下陷速率皆快，可能即是平均了快速下陷期的下陷速率的結果。而江子翠井位於盆地南側的山麓前緣，採用高達 2.7 mm/yr 的長期下陷速率反推的古水深可吻合江子翠井的沉積環境，此結果也很可能是平均了盆地快速下陷期的結果。

為能更束限盆地快速下陷期的時間，本研究將各探井所得的盆地快速下陷期時間之定年結果 95%信賴區間 (2σ) 取交集來得到更得精準的年代 (圖 6.3)，但不納入前述兩口單一長期下陷速率反推的古水深可符合沉積環境的探井：關渡 1 號井及衛工處井。此外衛工處井深度 40.05 公尺和 34.3 公尺兩處之定年樣品所得結果僅有 20 年之差距 (表 6.2)，造成盆地下陷速率在此 20 年間高達 205 mm/yr，遠快於盆地其他地點所得到的下陷速率，顯為不合理，此兩筆定年資料可能有所誤差，因此本研究於圖 6.2 保留原始計算結果，但將快速下陷期延伸至下一個定年資料的時間，也就是 15.1 公尺處所得的 7530 年前 (圖 6.3)。

將個別探井反映出的盆地快速下陷時間取交集的結果發現 11—8 千年前的盆地快速下陷可再分為 3 個階段：(1) 第 1 次快速盆地下陷期發生在 10.6—10.2 ka，這次盆地快速下陷期僅在蘆洲 1 號井及五股 1 號井中發現；(2) 第 2 次盆地快速下陷期發生於 9.4—9.0 ka，可於蘆洲 1 號井、新莊井、衛工處、士林 1 號井等 4 口井中觀察到；(3) 第 3 次盆地快速下陷期發生在 8.9—8.5 ka 之間，在除了關渡 1 號井及江子翠井以外的 7 個分析的探井中都可以觀察到此次盆地快速下陷的現象。

由各探井中所記錄的不同盆地快速下陷階段，發現快速下陷的區域有隨時間逐漸向盆地內擴展的趨勢 (圖 6.3A)，此現象也符合半地塹盆地的下陷模式 (如 Schlische, 1991)。然而理應在第 2 個快速下陷範圍內的五股 1 號井、板橋 2 號井和山腳斷層 5 號井的計算中並未反映出此次盆地快速下陷，可能係由於年代資料不夠密集導致。

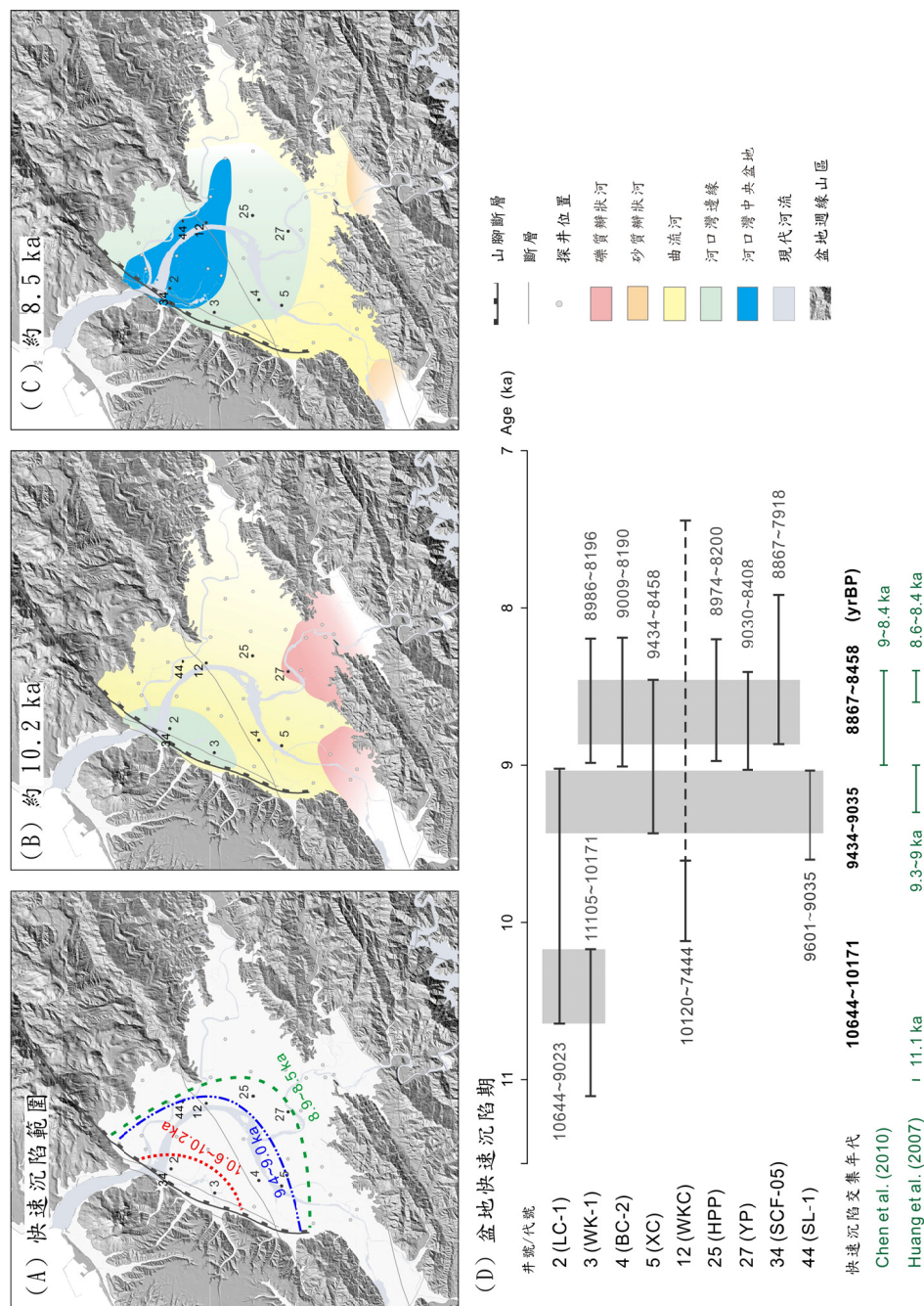


圖 6.3 盆地快速下陷期發生時間及環境變化。(A) 兩次盆地快速下陷期之下陷範圍；(B) 約 10.2 ka 的臺北盆地古環境空間分布；(C) 約 8.5 ka 的臺北盆地古環境空間分布；(D) 12—8 ka 間探井資料推算之快速下陷期及取交集結果。由選取的 6 口探井之盆地快速沈陷期取交集得到兩次盆地快速沈陷期，分別在 10.6—10.2 ka 及 9—8.5 ka。

由於本研究推論的結果基於沉積環境的解釋，其中在泛濫平原—沼澤相與潮坪相的區別多仰賴有孔蟲、貝類化石以及異質性層理的出現與否。在個別探井中有可能因為缺乏這些特徵，而將潮坪相環境解釋為泛濫平原—沼澤相，造成古水深解釋的誤差。然而本研究在環境解釋時並非僅針對單一探井，亦進行沉積環境的側向比對，以減少單一探井資料不足造成的誤判可能。由於不論採用何種單一長期下陷速率，除了關渡號 1 井與江子翠井以外，所反推的古水深皆無法吻合沉積環境水深，也說明了盆地快速下陷期確實存在。即使有部分的沉積環境解釋有誤，其影響反應在快速下陷期出現的時間，本研究也採用各別探井資料所推導出的快速下陷時間的交集作為本研究建議的盆地快速下陷期，亦可大幅降低各別探井解釋有誤造成的影響。

Huang et al. (2007) 和 Chen et al. (2010a) 也報導了類似的盆地快速下陷現象，支持本研究的發現。Chen et al. (2010a) 利用山腳斷層帶的五股地層剖面來比較上盤與下盤之間的地層厚度差異，發現盆地快速下陷的階段發生在 9—8.4 千年間，此階段與本研究所提出之第 3 次盆地快速下陷期非常接近。但由於在五股剖中缺乏 28—9 ka 之間的年代數據，Chen et al. (2010a) 並未發現 10.6—10.2 ka 的第 1 次盆地快速下陷階段。Huang et al. (2007) 則比較了山腳斷層帶探井中指準層的高程差異，並提出 3 次古地震，可能分別發生在 11.1 ka、9—9.3 ka 和 8.6—8.4 ka。其中後兩次的古地震時間也與本研究所發現的第 2 次和第 3 次盆地快速下陷期時間十分接近，因此在這段時間中盆地的快速下陷事件應十分可信。惟 Huang et al. (2007) 報導的 11.1 ka 之古地震事件與本研究推論的第 1 次盆地快速下陷期略有差異，可能係由於採用不同探井資料和不同的年代資料所致。

本研究所建議的 3 次盆地快速下陷期，不僅有前人研究的結果支持，本研究所採用的探井更廣布於盆地三分之二面積的範圍，所得結果更具代表性，也發現快速下陷的區域隨時間不斷向盆地內陸擴展，有助對臺北盆地 5 萬年來的盆地地下陷史之認識。

第 7 章 盆地下陷、海水面變動與沉積環境演育

在理解了臺北盆地的年代地層架構 (圖 5.3) 及盆地下陷速率隨時間的變化 (圖 6.2、圖 6.3) 後，便可分別討論海水變變動與盆地下陷分別對近斷層側 (盆地西北側近山腳斷層處) 及遠斷層側 (盆地東南側) 的地層發育影響。

7.1 海水面下降期 (50—20 ka)

全球海水面於 5 萬年前至 2 萬年前雖有起伏但整體變動趨勢不斷下降，約於 2 萬年前達到最低點。其中於 50—35 ka 海水面下降了約 10 公尺，臺北盆地遍覆礫質辮狀河沉積物 (圖 7.1 A)，平均厚度約 30 公尺 (圖 4.4—圖 4.6)。到了 35—20 ka 海水面快速下降了約 40 公尺，達到末次冰期的海水面最低點，而臺北盆地的沉積環境也逐漸由礫質辮狀河轉為砂質辮狀河，再轉變為包括曲流河道和泛濫平原—沼澤在內的曲流環境 (圖 7.1 B)。此時期於近斷層側累積的砂質辮狀河沉積物厚度可達近 20 公尺 (圖 4.4—圖 4.6)，遠斷層側則仍堆積礫質辮狀河之礫石。

在約相當於 MIS 3/2 交界的 3 萬年前至 2 萬年前，全球海水面快速下降，臺北盆地內沉積環境的變化 (礫質辮狀河—砂質辮狀河—曲流) 卻反映著相對海水面 (Relative Sea Level, RSL) 抬升的現象 (Törnqvist, 1993; Blum and Törnqvist, 2000; Tanabe et al., 2015)，而不是海平面下降。此矛盾的現象可能有兩種解釋：其一是此期間的盆地下陷速率可能已經超過了全球海水面的下降速率 (約 2.6 mm/yr) 和沉積物供應速率的總和。根據已發表的臺灣地區侵蝕速率 (Dadson et al., 2003) 推估，沉積物供應速率可能在每年幾毫米的範圍。在計算盆地構造下陷速率時對 3—2 萬年前的陸相的礫質辮狀河、砂質辮狀河及曲流環境時，由於陸相環境的古水深 (高程) 可能的範圍很大，本研究係採一假設的長期穩定下陷速率計算，然而此時期盆地的實際下陷速率可能高於過本研究依據前人研究所假設的範圍，因此在全球海水面快速下降的階段，在環境變化上呈現相對海水面上升的現象。

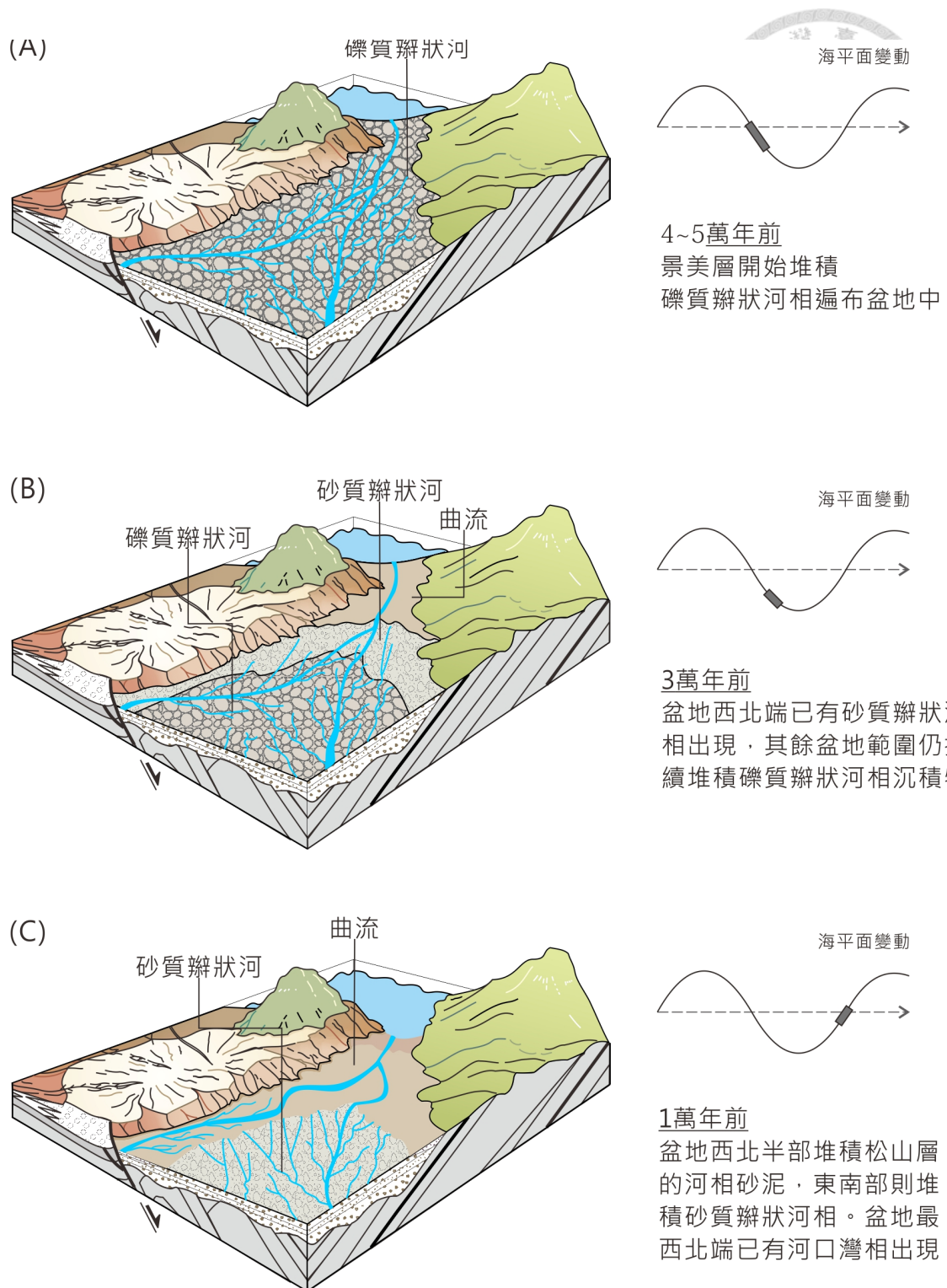
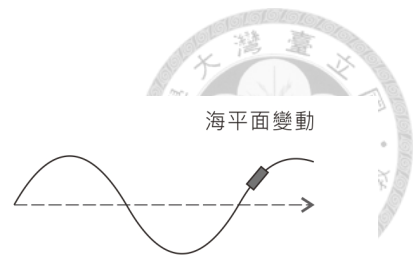
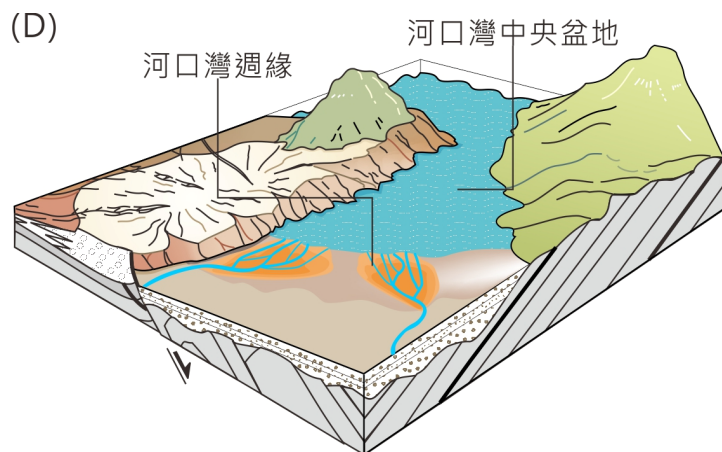
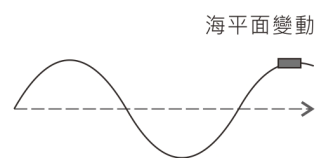
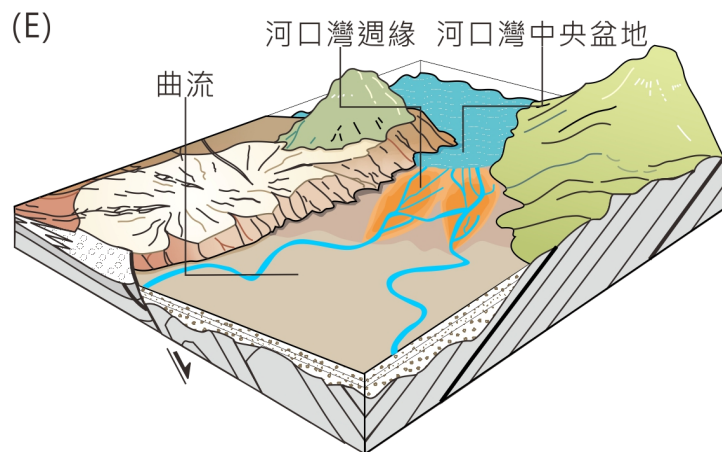


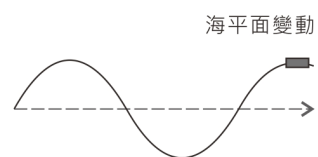
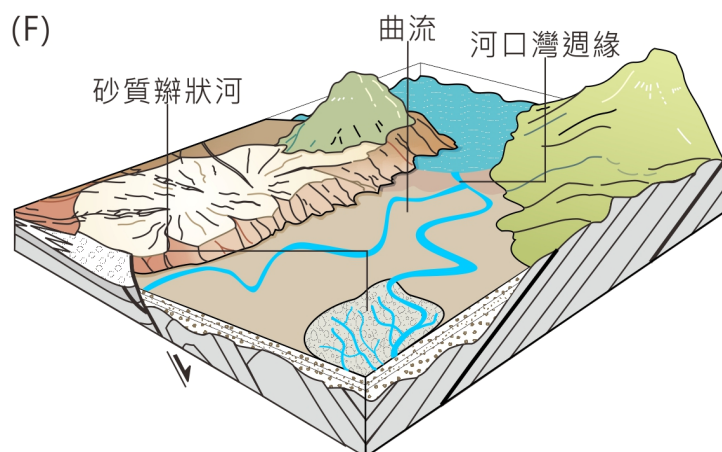
圖 7.1 臺北盆地 5 萬年來環境演育。(A) 4—5 萬年前盆地為礫質辮狀河環境；(B) 約 3 萬年前盆地西北角已有砂質辮狀河和曲流河出現；(C) 約 1 萬年前盆地西北半部為曲流，東南半部則為砂質辮狀河；(D) 約 8 千年前河口灣已遍布半個盆地；(E) 約 6 千年前河口灣已逐漸回填，盆地環境以曲流為主；(F) 約 3 千年河口灣幾乎完全退出盆地。



8千年前
河口灣快速擴展於盆地內



6千年前
快速供應的沉積物逐漸填滿
河口灣。盆地近陸側已成為
曲流環境。



3千年前
河口灣幾乎完全退出盆地，
盆地以曲流河相為主，東南
側有砂質辮狀河相出現。

圖 7.1 臺北盆地 5 萬年來環境演育 (續)

然而，由礫質辮狀河流變為轉變為砂質變狀河以至曲流的環境不完全受控於相對海水面變化，也可能由沉積物變化導致岩相組合改變，尤其在此全球海水面相當低的時期，依照現代地形推論當時臺灣海峽皆處於陸相環境，海岸線遠離臺北盆地，受到海水面變動的影響可能更小。5.2 節已討論 Pc I 後期氣候轉乾可能促使景美層的礫質辮狀河沉積物停止堆積。在乾燥的氣候條件下降水減少，上游沖刷的沉積物供應量隨之減少，河流流量也可能因為水量降低而隨之減低搬運能力，僅能搬運較細粒的沉積物至相對下游的近斷層側堆積，而使得相對下游的近斷層地區沉積物由礫石為主的礫質辮狀河轉變為砂質礫石為主的砂質辮狀河的再轉變為泥質的曲流河相。遠斷層的相對上游側此時期僅有礫石堆積，可能是氣候尚屬潮濕時留下的沉積物，氣候轉乾後沉積環境逐漸依序向上游側移棲，且較上游的位置由於地形坡度較陡，容易維持礫質辮狀河相，因此礫質辮狀河相僅存在於較上游區域，與下游的砂質辮狀河相和曲流河相沉積物為同時異相的堆積。

7.2 海水面快速上升期 (20—6 ka)

末次冰期約在 2 萬多年前達到極盛期，此後融冰造成 20—6 ka 的全球海水面快速上升，臺北盆地在此期間先堆積曲流河相沉積物，約在 1 萬年前開始有河口灣相環境出現 (圖 7.1 C)，並到 8 千年前達到最深的河口灣中央盆地環境 (圖 7.1 D)，直到約 7 千年前沉積物開始回填河口灣 (圖 7.1 E)，逐漸形成如今的曲流河環境。整體沉積物的厚度由遠斷層側向近斷層側增加，在此 1 萬 3 千年間於盆地西北側的沉積物厚度累積達 80 公尺 (圖 4.4—圖 4.6)。

在 20—10.2 ka，盆地近斷層側堆積了厚達 40 公尺的曲流河沉積物 (圖 4.4—圖 4.6)，沉積物累積厚度遠大於曲流相當淺水的環境深度，此現象顯示了納積空間和沉積物供應的同步增加 (Muto and Steel, 1997; Goodbred Jr and Kuehl, 2000; Muto and Steel, 2002; Tanabe et al., 2013)，使得累積的沉積物不僅可以超過環境深度，亦能長時間維持同樣的沉積環境。然而於此同時，遠斷層側幾乎沒有沉積物堆積，顯示遠斷層側納積空間的缺乏。在典型的半地塹中，盆地下陷量愈遠離界限斷層愈減小 (Doglioni et al., 1998)。遠離斷層側此時期若沒有足夠的納積空間，河流沉積物僅能被搬運至近斷層側堆積。

另一方面，本研究發現 5 萬年以來臺北盆地至少經歷 3 次的快速盆地下陷期

(詳見 6.2 節)，分別發生於 10.6–10.2 ka、9.4–9.0 ka 及 8.9–8.5 ka。第 1 個快速盆地下陷期促使沉積環境從由曲流河轉變為河口灣邊緣相（包括潮坪和灣頭三角洲），隨後的 2 次盆地快速下陷期則記錄於河口灣環境中，與河口灣的面積快速擴展有關。

臺北盆地最早出現的河口灣相沉積物約在 10.2 ka 出現於盆地西北近斷層側。而臺灣其他地區的河口灣相也在接近的時間出現，包括臺灣中部的 15–10 ka (Chen et al., 2010b)，以及臺灣南部的 10 ka (Hsieh et al., 2006)。於不同地點出現河口灣環境的時間略有差異，可能係受到古地形的影響。然而以臺灣北部（本研究）、中部 (Chen et al., 2010b) 和南部 (Hsieh et al., 2006) 的河口灣相沉積物幾乎同時存在，表明海水面上升應是控制環境由曲流變化到河口灣的主要因素。此外，同時期 11–10 ka 左右臺灣地區的海水面快速上升 (Hsieh et al., 2006)，上升速率可達 13 m/kyr，此時間略相同於全球融冰後造成的 11–8.8 ka 快速海水面上升融水脈衝事件 1B (Meltwater Pulse 1B, MWP 1B) (Fairbanks, 1989; Liu and Milliman, 2004; Bard et al., 2010)，可能因此而促進了河口灣環境的形成。Bruno et al. (2017) 在義大利波河平原 (Po Plain) 也觀察到類似現象，MWP 1B 的快速海水面上升促使了海侵和海岸沉積相的出現。由這些現象說明快速的海水面上升很可能是主要控制臺北盆地河口灣沉積相出現的因素，然而在河口灣相出現之前的盆地快速下陷期對於臺北盆地納積空間的供應也有一定的貢獻，以至於距海尚有 10 公里的臺北盆地河口灣相的出現較世界其他地區沿海的河口灣約於 7–8 千年前出現還早了 2–3 千年 (Heap and Nichol, 1997; Nichol et al., 1997; Amorosi et al., 1999; Abraham et al., 2008; Amorosi et al., 2008; Bastos et al., 2010; Sloss et al., 2010; Fornari et al., 2012)。而在 MWP 1B 之後，海水進入盆地且海水面持續快速上升，納積空間持續增加並且影響到遠離斷層的上游側，遠斷層側也開始有曲流河相沉積物堆積。

第 2 次盆地快速下陷期發生於 9.4–9.0 ka，記錄於蘆洲 1 號井、新莊井、衛工處井及士林 1 號井中，緊接其後的第 3 次盆地快速下陷期發生於 8.9–8.5 ka，於五股 1 號井、新莊井、板橋 2 號井、衛工處井、青年公園井、和平公園井、山腳斷層 5 號井及士林 1 號井等探井中皆有紀錄，此時期全球海水面仍快速上升 (Leorri et al., 2013; Tanabe et al., 2015; Bruno et al., 2017)，而盆地的河口灣環境逐漸擴大，至 8.5 ka 左右已遍布於盆地中，僅餘盆地的邊緣還保留曲流河相和砂質

瓣狀河環境。另一方面，景美層—松山層中最深的沉積環境（河口灣中央盆地相）出現於 9—8 ka，和臺灣附近最高的海水面出現的 5 ka (Chen and Liu, 1996) 有一定的時間差，故本研究推論盆地內河口灣快速擴展與河口灣出現於臺北盆地有類似的機制，即同時期海水面快速上升加上盆地快速下陷所致。

7.3 海水面相對穩定期 (6 ka—現代)

在 8—6 ka, 盆地內大部分的沉積環境仍保持在河口灣中央盆地及河口灣邊緣相 (圖 7.1 D)，但約 7 ka 後，盆地內的環境有逐漸變淺的趨勢。河口灣中央盆地逐漸被河口灣邊緣的潮坪或灣頭三角洲取代。6 ka 以後，河口灣系統開始逐漸退出盆地 (圖 7.1 E)，盆地最終被近似於現代環境的曲流河道和泛濫平原—沼澤所覆蓋 (圖 7.1 F)。在過去的 6 千年間，海水面雖仍有變動但相對較穩定，盆地的下陷速率應也相對穩定。在此條件下，盆地的沉積環境逐漸變淺應是由於較高的沉積物供給速率使得河口灣逐漸被填滿所致，沉積相變化向前堆積 (progradational) 的特徵也顯示了沉積物供應速率大於納積空間增加速率。既然此時期的海水面變動速率大致穩定，納積空間的變化應由盆地下陷主導，因此我們可推論 6 千年來沉積物的供應率應該高於長期盆地下陷速率，例如在蘆洲 1 號井位置，6 千年以來的沉積物應速率應大於 ~ 1.75 mm/yr。

在遠斷層側於 ~ 8 ka—4 ka 地層中還存在另一個沉積不連續的現象 (圖 5.3)，砂質瓣狀河相沉積物直接覆蓋在潮坪相沉積物上，兩者的沉積環境在側向上並不連續。此現象可能是砂質瓣狀河道侵蝕了原本應堆積於中間的曲流河相沉積物。也可能是由於遠斷層側缺乏納積空間造成的沉積中斷。

第 8 章 結論

臺北盆地 5 萬年以來的地層垂直向的「河流—河口灣—河流」的疊加模式顯示了一個退後堆積再向前堆積的沉積循環，此種循環通常反應海水面升降的變動。儘管臺北盆地古環境的水深變化與相應同時期的海水面波動不盡相符，本研究的結果顯示臺北盆地 5 萬年來沉積環境的主控因子仍是全球海水面的變化，盆地下陷和沉積物供應對沉積環境的變化和地層發育也有關鍵性的影響。

本研究依據岩相分析所解釋的沉積環境和豐富的年代資料以及前人以建立的全球海水面變動曲線重建臺北盆地 5 萬年以來的下陷史，發現臺北盆地至少有 3 次的盆地快速下陷事件，分別發生在 10.6—10.2 ka、9.4—9.0 ka 及 8.9—8.5 ka。盆地快速下陷期的全球海水面也快速上升，尤其發生於在第 1 次盆地快速下陷期前 11—8.8 ka 的融冰脈衝造成全球海水面瞬間大幅上升，促使臺北盆地河口灣環境於 10.2 ka 首度出現。由於處於內陸的臺北盆地河口灣環境出現的時間仍較世界各地的河口灣早了 2—3 千年，盆地快速下陷對於河口灣的出現仍有一定程度的影響。類似的海水面快速上升和盆地快速下陷的加成效應也發生在隨後的第 2 次和第 3 次盆地快速下陷期，即 9.4—9.0 ka 和 8.9—8.5 ka。持續快速上升的海水面和向內陸擴展的盆地快速下陷範圍為盆地提供了充足的納積空間，促使河口灣擴展於盆地大部份的區域。

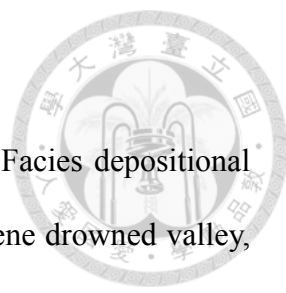
當盆地下陷速率保持相對穩定時，沉積環境變化則由沉積物供應速率之變化主導。於 35 ka 至 20 ka 氣候由冷濕轉為冷乾，上游沖刷所供應的沉積物來源減少，同時河流搬運能力也很可能因降水減少而降低，河流僅能搬運較細粒的沉積物至下游近斷層側堆積，因此近斷層地區的沉積相由礫質辮狀河相轉變為砂質辮狀河再到曲流相，上游的遠斷層側則因坡度尚可維持在礫質辮狀河環境。不過近斷層側的環境變化也有可能是由於盆地在這段時期的下陷速率較平均長期下陷速率更快導致。

而當沉積物供應速率和盆地下陷的加成速率達到平衡時 (如 20—10.2 ka)，盆地的沉積相可以長期維保持在曲流河相，不僅沉積環境穩定，由於盆地一邊下陷一邊累積沉積物，此時期堆積的沉積物厚度達到遠超過沉積環境深度的 40 公尺。然而遠離斷層側由於缺乏納積空間，在此時期並無沉積物留存。在遠離斷層側的盆地東南側和南側景美層和松山層之間並非連續沉積，而是存在著近 1 萬年的空

缺。

全球海水面約於 6 千年前達到相對穩定的階段，此時期的盆地下陷速率保持穩定，沉積物供應的速率增加則使河口灣逐漸被填滿，豐富供應的沉積物使得盆地中的河口灣約於 7 ka 即開始回填變淺，沉積環境逐漸回復到曲流河相，呈現類似現今環境的樣貌。

參考文獻

- 
- Abraham, G.M.S., Nichol, S.L., Parker, R.J., Gregory, M.R., 2008. Facies depositional setting, mineral maturity and sequence stratigraphy of a Holocene drowned valley, Tamaki Estuary, New Zealand. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 79 (1), 133-142.
- Amato, V., Aucelli, P.P.C., Ciampo, G., Cinque, A., Di Donato, V., Pappone, G., Petrosino, P., Romano, P., Rosskopf, C.M., Russo Ermolli, E., 2013. Relative sea level changes and paleogeographical evolution of the southern Sele plain (Italy) during the Holocene. *Quaternary International* 288, 112-128.
- Amorosi, A., Colalongo, M.L., Pasini, G., Preti, D., 1999. Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy). *Sedimentology* 46, 99-121.
- Amorosi, A., Dinelli, E., Rossi, V., Vaiani, S.C., Sacchetto, M., 2008. Late Quaternary palaeoenvironmental evolution of the Adriatic coastal plain and the onset of Po River Delta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268 (1-2), 80-90.
- Anthony, E.J., Lang, J., Oyede, L.M., 1996. Sedimentation in a tropical, microtidal, wave-dominated coastal-plain estuary. *Sedimentology* 43, 665-675.
- Anthony, E.J., Oyede, L.M., Lang, J., 2002. Sedimentation in a fluvially infilling, barrier-bound estuary on a wave-dominated, microtidal coast: the Oueme River estuary, Benin, west Africa. *Sedimentology* 49, 1095-1112.
- Bard, E., Hamelin, B., Delanghe-Sabatier, D., 2010. Deglacial meltwater pulse 1B and Younger Dryas sea levels revisited with boreholes at Tahiti. *Science* 327, 1235-1237.
- Bartlein, P.J., Edwards, M.D., Shafer, S.L., Barker, E.D., 1995. Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. *Quaternary*

Research 44, 417-424.

Bastos, A.C., Vilela, C.G., Quaresma, V.S., Almeida, F.K., 2010. Mid- to Late-Holocene estuarine infilling processes studied by radiocarbon dates, high resolution seismic and biofacies at Vitoria Bay, Espirito Santo, Southeastern Brazil. *Anais Da Academia Brasileira De Ciencias* 82, 761-770.

Bennett, K.D., 1994. Confidence intervals for age estimates and deposition times in Late-Quaternary sediment sequences: The Holocene, 4 (4), 337-348.

Bhandari, S., Maurya, D.M., Chamyal, L.S., 2005. Late Pleistocene alluvial plain sedimentation in Lower Narmada Valley, Western India: Palaeoenvironmental implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 24 (4), 433-444.

Bird, M.I., Fifield, L.K., Teh, T.S., Chang, C.H., Shirlaw, N., Lambeck, K., 2007. An inflection in the rate of early mid-Holocene eustatic sea-level rise: a new sea-level curve from Singapore. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 71 (3-4), 523-536.

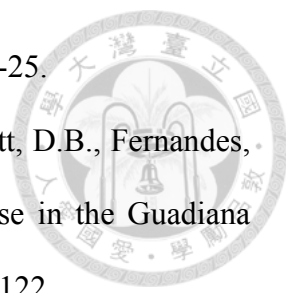
Blaauw, M., 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences: *Quaternary Geochronology*, 5, 5, 512-518.

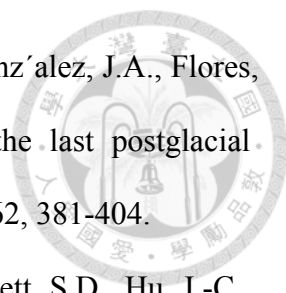
Blum, M.D., Guccione, M.J., Wysocki, D.A., Robnett, P.C., Rutledge, E.M., 2000. Late Pleistocene evolution of the lower Mississippi River valley, southern Missouri to Arkansas. *Geological Society of America Bulletin* 112 (2), 221-235.


Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47, 2-48.

Bos, I.J., 2010. Architecture and Facies Distribution of Organic-Clastic Lake Fills in the Fluvio-Deltaic Rhine–Meuse System, The Netherlands. *Journal of Sedimentary Research* 80 (4), 339-356.

Bosence, D.W.J., 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins, in: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins*

- 
- Red Sea:- Gulf of Aden. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 9-25.
- Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D.B., Fernandes, S.G., 2002. Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology* 150, 103-122.
- Bruno, L., Bohacs, K.M., Campo, B., Drexler, T.M., Rossi, V., Sammartino, I., Scarponi, D., Hong, W., Amorosi, A., 2017. Early Holocene transgressive palaeogeography in the Po coastal plain (northern Italy). *Sedimentology* 64 (7), 1792-1816.
- Chen, C.-H., Lin, S.-B., 2000. Distribution and significance of volcanic materials in sediments of the Taipei Basin. *Journal of the Geological Society of China* 43 (2), 287-310.
- Chen, C.-T., Lee, J.-C., Chan, Y.-C., Lu, C.-Y., 2010a. Growth Normal Faulting at the Western Edge of the Metropolitan Taipei Basin since the Last Glacial Maximum, Northern Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 21 (3), 409-428.
- Chen, C.-T., Lee, J.-C., Chan, Y.-C., Lu, C.-Y., Teng, L.S.-Y., 2014. Elucidating the geometry of the active Shanchiao Fault in the Taipei metropolis, northern Taiwan, and the reactivation relationship with preexisting orogen structures. *Tectonics* 33 (12), 2400-2418.
- Chen, H.-W., Lee, T.-Y., Wu, L.-C., 2010b. High-resolution sequence stratigraphic analysis of Late Quaternary deposits of the Changhua Coastal Plain in the frontal arc-continent collision belt of Central Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 39 (3), 192-213.
- Chen, Y.-G., Liu, T.-K., 1996. Sea Level Changes in the Last Several Thousand Years, Penghu Islands, Taiwan Strait. *Quaternary Research* 45 (3), 254-262.
- Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L., 2001. *Changes in Sea Level*, pp. 639-694.

- 
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., Gonz'alez, J.A., Flores, J.A., 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgressionGulf of Cadiz, Southern Spain. *Marine Geology* 162, 381-404.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.-L., Willett, S.D., Hu, J.-C., Horng, M.-J., Chen, M.-C., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J.-C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426 (6967), 648-651.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 62 (6), 1130-1146.
- Davis, R.A.J., 1983. *Depositional systems: a genetic approach to sedimentary geology*. Prentice Hall College Div, New York.
- Doglioni, C., Dagostino, N., Mariotti, G., 1998. Normal faulting vs regional subsidence and sedimentation rate. *Marine and Petroleum Geology* 15 (8), 737-750.
- Donselaar, M.E., Geel, C.R., 2007. Facies architecture of heterolithic tidal deposits: the Holocene Holland Tidal Basin. *Netherlands Journal of Geosciences* 86 (4), 389 - 402.
- Fagel, N., Alleman, L.Y., Granina, L., Hatert, F., Thamo-Bozso, E., Cloots, R., André, L., 2005. Vivianite formation and distribution in Lake Baikal sediments. *Global and Planetary Change* 46 (1-4), 315-336.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637.
- Fornari, M., Giannini, P.C.F., Nascimento, D.R., 2012. Facies associations and controls on the evolution from a coastal bay to a lagoon system, Santa Catarina Coast,

- 
- Brazil. *Marine Geology* 323-325, 56-68.
- Fuller, I.C., Macklin, M.G., Lewin, J., Passmore, D.G., Wintle, A.G., 1998. River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology* 26 (3), 275-278.
- Gobo, K., Ghinassi, M., Nemec, W., Sijrsen, E., Hampson, G., 2014. Development of an incised valley-fill at an evolving rift margin: Pleistocene eustasy and tectonics on the southern side of the Gulf of Corinth, Greece. *Sedimentology* 61 (4), 1086-1119.
- Goodbred Jr, S.L., Kuehl, S.A., 2000. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges–Brahmaputra delta. *Sedimentary Geology* 133 (3–4), 227-248.
- Gould, J.M., 1900. A treatise on the law of waters : including riparian rights, and public and private rights in waters tidal and inland. Cornell University Library, Chicago.
- Granja, H., Rocha, F., Matias, M., Moura, R., Caldas, F., Marques, J., Tareco, H., 2010. Lagoa da Apúlia: A residual lagoon from the Late Holocene (NW coastal zone of Portugal). *Quaternary International* 221 (1-2), 46-57.
- Hanebuth, T., Stattegger, K., Grootes, P.M., 2000. Rapid Flooding of the Sunda Shelf: A Late-Glacial Sea-Level Record. *Science* 288 (5468), 1033-1035.
- Heap, A.D., Nichol, S.L., 1997. The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession: Weiti River estuary, New Zealand. *Marine Geology* 144 (1-3), 229-252.
- Hijma, M.P., Cohen, K.M., Hoffmann, G., van der Spek, A.J.F., Stouthamer, E., 2009. From river valley to estuary: the evolution of the Rhine mouth in the early to middle Holocene (western Netherlands, Rhine-Meuse delta). *Netherlands Journal*

of Geosciences 88 (1), 13-53.

Holz, M., 2003. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system—an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 162 (3-4), 305-331.

Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., Cheng, X., Wang, P., Sato, Y., Li, C., 2001. Sedimentary facies of the tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze) estuary during the last transgression. *Marine Geology* 177, 331-351.

Hsieh, M.-L., Lai, T.-H., Wu, L.-C., Lu, W.-C., Liu, H.-T., Liew, P.-M., 2006. Eustatic sea-level change of 11 - 5 ka in western taiwan, constrained by radiocarbon dates of core sediments. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 17 (2), 353-370.

Huang, S.-Y., Rubin, C.M., Chen, Y.-G., Liu, H.-C., 2007. Prehistoric earthquakes along the Shanchiao fault, Taipei Basin, northern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 31 (3), 265-276.

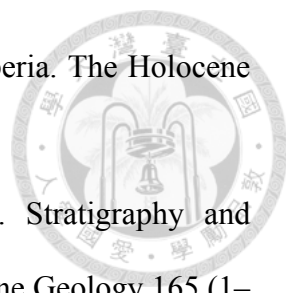
Huang, T.-C., 1962. The Sungshan Formation in the Taipei Basin. *Memoir of the Geological Society of China* 1, 133-151.

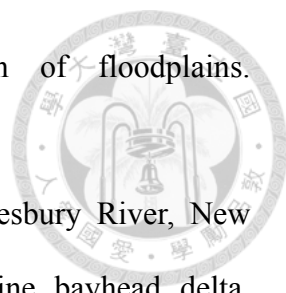
Jackson, J.A., 1997. *Glossary of Geology*, 4th ed. American Geological Institute Alexandria.


Kitazawa, T., 2007. Pleistocene macrotidal tide-dominated estuary–delta succession, along the Dong Nai River, southern Vietnam. *Sedimentary Geology* 194 (1-2), 115-140.

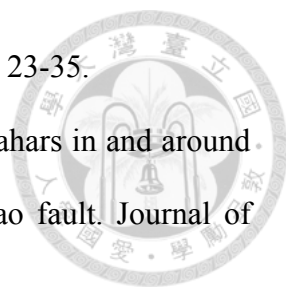
Kontopoulos, N., Koutsios, A., 2010. A late Holocene record of environmental changes from Kotihi lagoon, Elis, Northwest Peloponnesus, Greece. *Quaternary International* 225 (2), 191-198.

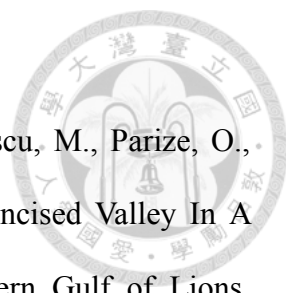
Leorri, E., Fatela, F., Drago, T., Bradley, S.L., Moreno, J., Cearreta, A., 2013. Lateglacial and Holocene coastal evolution in the Minho estuary (N Portugal):

- 
- Implications for understanding sea-level changes in Atlantic Iberia. *The Holocene* 23 (3), 353-363.
- Lessa, G.C., Angulo, R.J., Giannini, P.C., Araújo, A.D., 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology* 165 (1–4), 87-108.
- Liew, P.-m., Huang, C.-y., Tseng, M.-h., 1997. Preliminary Study On The Late Quaternary Climatic Environment Of The Taipei Basin And Its Possible Relation To Basin Sediments. *Journal of the Geological Society of China* 40 (1), 17-30.
- Liu, J.P., Milliman, J.D., 2004. Reconsidering Melt-water Pulses 1A and 1B: global impacts of rapid sea-level rise. *Journal of Ocean University of China* 3, 183-190.
- Maddy, D., Bridgland, D., Westaway, R., 2001. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. *Quaternary International* 79 (1), 23-36.
- Miall, A.D., Arush, M., 2001. Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. *Sedimentology* 48, 971-985.
- Milli, S., D'Ambrogi, C., Bellotti, P., Calderoni, G., Carboni, M.G., Celant, A., Di Bella, L., Di Rita, F., Frezza, V., Magri, D., Pichezzi, R.M., Ricci, V., 2013. The transition from wave-dominated estuary to wave-dominated delta: The Late Quaternary stratigraphic architecture of Tiber River deltaic succession (Italy). *Sedimentary Geology* 284-285, 159-180.
- Muto, T., Steel, R.J., 1997. Principles of regression and transgression; the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *Journal of Sedimentary Research* 67 (6), 994-1000.
- Muto, T., Steel, R.J., 2002. In Defense of Shelf-Edge Delta Development during Falling and Lowstand of Relative Sea Level. *The Journal of Geology* 110 (4), 421-436.

- 
- Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4 (6), 459-486.
- Nichol, S.L., Zaitlin, B.A., Thom, B.G., 1997. The upper Hawkesbury River, New South Wales, Australia: a Holocene example of an estuarine bayhead delta. *Sedimentology* 44 (2), 263-286.
- Nichols, G.J. and Fisher, J.A., 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits: *Sedimentary Geology*, vol. 195, no. 1-2, p. 75-90.
- Nichols, M.M., Johnson, G.H., Peebles, P.C., 1991. Modern sediments and facies model for a microtidal coastal plain estuary, the James Estuary, Virginia. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 61 (6), 883-899.
- Nriagu, J.O., 1972. Stability of vivianite and ion-pair formation in the system $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2\text{-H}_3\text{PO}_4\text{-H}_2\text{O}$. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 36 (4), 459-470.
- Pritchard, D.W., 1967. What is an estuary: physical viewpoint, in: Lauf, G.H. (Ed.), *Estuaries*. American Association for Advancement of Science, Washington, DC, pp. 3-5.
- Reading, H.G., Levell, B.K., 1996. Controls on the sedimentary rock record, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environment: Processes, Facies and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, Oxford, pp. 5-35.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-

- 
- 50,000 years cal BP. Radiocarbon 55 (4), 1869–1887.
- Ricci Lucchi, M., Fiorini, F., Luisa Colalongo, M., Vittorio Curzi, P., 2006. Late-Quaternary paleoenvironmental evolution of Lesina lagoon (southern Italy) from subsurface data. Sedimentary Geology 183 (1-2), 1-13.
- Roberts, H.H., 1998. Delta Switching: Early Responses to the Atchafalaya River Diversion. Journal of Coastal Research 14 (3), 882-899.
- Rosenquist, I.T., 1970. Formation of vivianite in Holocene clay sediments. Lithos 3, 327-334.
- Rossetti, D.F., Santos Júnior, A.E., 2004. Facies architecture in a tectonically influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, northern Brazil. Journal of South American Earth Sciences 17 (4), 267-284.
- Roy, P.S., 1984. New South Wales estuaries - their origin and evolution, in: Thom, B.G. (Ed.), Developments in Coastal geomorphology in Australia. Academic Press, Sydney, pp. 99-121.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Barbier, M., Raynal, O., Lofi, J., Briquet, L., Condomines, M., Bouchette, F., Certain, R., van Grafenstein, U., Jorda, C., Blanchemanche, P., 2010. Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France). Bulletin de la Societe Geologique de France 181 (1), 27-36.
- Schlische, R.W., 1991. Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. Basin Research 3 (3), 123-141.
- Séguret, M., Séranne, M., Chauvet, A., Brunel, A., 1989. Collapse basin: A new type of extensional sedimentary basin from the Devonian of Norway. Geology 17 (2), 127-130.
- Sloss, C.R., Jones, B.G., Switzer, A.D., Nichol, S., Clement, A.J.H., Nicholas, A.W., 2010. The Holocene infill of Lake Conjola, a narrow incised valley system on the

- 
- southeast coast of Australia. *Quaternary International* 221 (1-2), 23-35.
- Song, S.-R., Chen, T.-M., Tsao, S., Chen, H.-F., Liu, H.-C., 2007. Lahars in and around the Taipei basin: Implications for the activity of the Shanchiao fault. *Journal of Asian Earth Sciences* 31 (3), 277-286.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2016. CALIB Radiocarbon Calibration, 7.0.4 ed, Northern Ireland, UK.
- Tanabe, S., Nakanishi, T., Ishihara, Y., Nakashima, R., 2015. Millennial-scale stratigraphy of a tide-dominated incised valley during the last 14 kyr: Spatial and quantitative reconstruction in the Tokyo Lowland, central Japan. *Sedimentology* 62 (7), 1837-1872.
- Tanabe, S., Nakanishi, T., Matsushima, H., Hong, W., 2013. Sediment accumulation patterns in a tectonically subsiding incised valley: Insight from the Echigo Plain, central Japan. *Marine Geology* 336, 33-43.
- Teng, L.S., Lee, C.-T., 1996. Geomechanical appraisal of seismogenic faults in Northeast Taiwan. *Journal of the Geological Society of China* 39, 125-142.
- Teng, L.S., Lee, C.-T., Peng, C.-H., Chen, W.-F., Chu, C.-J., 2001. Origin and Geological Evolution of the Taipei Basin, Northern Taiwan. *Western Pacific Earth Science* 1 (2), 115-142.
- Teng, L.S., Yuan, P.B., Yu, N.-T., Peng, C.-H., 2000. Sequence stratigraphy of the Taipei Basin deposits: a preliminary study. *Journal of the Geological Society of China* 43 (3), 497-520.
- Tessier, B., Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N., Lesueur, P., 2011. Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: Sea-level fluctuations, bedrock morphology, sediment supply and climate changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel,

- 
- NW France). *Sedimentary Geology*.
- Tesson, M., Labaune, C., Gensous, B., Suc, J.P., Melinte-Dobrinescu, M., Parize, O., Imbert, P., Delhay-Prat, V., 2011. Quaternary "Compound" Incised Valley In A Microtidal Environment, Roussillon Continental Shelf, Western Gulf of Lions, France. *Journal of Sedimentary Research* 81 (10), 708-729.
- Törnqvist, T.E., 1993. Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse Delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *Journal of Sedimentary Research* 63 (4), 683-693.
- Traini, C., Menier, D., Proust, J.N., Sorrel, P., 2013. Transgressive systems tract of a ria-type estuary: The Late Holocene Vilaine River drowned valley (France). *Marine Geology* 337, 140-155.
- Tsao, S.-J., Song, S.-R., Lee, C.-Y., 2001. Geological implications of lahar deposits in the Taipei Basin. *Western Pacific Earth Science* 1 (2), 199-212.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21 (1-3), 295-305.
- Wei, K., Chen, Y.-g., Liu, T.-k., 1998. Sedimentary History Of The Taipei Basin With Constraints From Thermoluminescence Dates *Journal of the Geological Society of China* 41 (1), 190-125.
- Wescott, W.A., Ethridge, F.G., 1983. Eocene Fan Delta-Submarine Deposition in the Wagwater Trough, East-Central Jamaica. *Sedimentology* 30, 235-247.
- Willis, A., 2000. Tectonic control of nested sequence architecture in the Sego Sandstone, Neslen Formation and Upper Castlegate Sandstone (Upper Cretaceous), Sevier Foreland Basin, Utah, USA. *Sedimentary Geology* 136 (3-4), 277-317.

Wilson, K., Berryman, K., Cochran, U., Little, T., 2007. A Holocene incised valley infill sequence developed on a tectonically active coast: Pakarae River, New Zealand. *Sedimentary Geology* 197 (3), 333-354.

Wright, C.I., Mason, T.R., 1990. Sedimentary environment and facies of St Lucia Estuary Mouth, Zululand, South Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 11 (3-4), 411-420.

Wu, F.-T., 1965. Subsidence geology of Hsinchuang structure in the Taipei Basin. *Petroleum Geology of Taiwan* 4, 271-282.

Yoneda, M., Uno, H., Shibata, Y., Suzuki, R., Kumamoto, Y., Yoshida, K., Sasaki, T., Suzuki, A., Kawahata, H., 2007. Radiocarbon marine reservoir ages in the western Pacific estimated by pre-bomb molluscan shells. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 259 (1), 432-437.

王乾盈，孫志財，1999，臺北盆地震測地層解釋，經濟部中央地質調查所特刊，第 11 號，第 273-292 頁。

王執明，鄭穎敏，王源，1978，台北盆地之地質及沉積物之研究，臺灣礦業，第 30 期，第 4 卷，第 350-380 頁。

石再添，張瑞津，鄧國雄，黃朝恩，1996，地形 (土地志・地理篇)，台灣省通志稿，卷一，臺灣省文獻委員會，957 頁。

林啟文，盧詩丁，石同生，陳致言，林燕慧，2007，山腳斷層，中央地質調查所特刊，第 17 號，第 7-31 頁。


林朝宗，賴典章，費立沅，劉桓吉，紀宗吉，蘇泰維，1999，臺北盆地八十一至八十五年度地質深井鑽探取樣成果，經濟部中央地質調查所特刊，第 11 號，第 7-39 頁。


林朝榮，1954，「松山層」--臺北盆地沉積層，臺北文物，第 3 期，第 1 卷，第 43-48 頁。

洪奕星，彭慧蘭，劉桓吉，賴慈華，黃智昭，費立沅，2006，臺北盆地沉積相和



- 沉積環境的分析，西太平洋地質科學，第 6 期，第 59-86 頁。
- 洪如江，1966，台北盆地各土層土壤之物理性質，台大工程期刊，第 1-24 頁。
- 張瑞津，石再添，曾正雄，陳美鈴，高鵬飛，1989，淡水河下游感潮的研究，地理學研究，第 13 期，第 1-55 頁。
- 許誠，1992，台北盆地全新世松山層之層序地層初探，地質科學研究所碩士論文，國立臺灣大學，臺北市，59 頁。
- 陳文山，林朝宗，楊志成，費立沅，謝凱旋，鞏慧敏，林佩儀，楊小青，2008，晚更新世以來台北盆地沉積層序架構與構造的時空演變，經濟部中央地質調查所彙刊，第 21 號，第 61-106 頁。
- 彭志雄，鄧屬予，袁彼得，1999，台北盆地的岩相特徵，經濟部中央地質調查所特刊，第 11 號，第 67-99 頁。
- 曾美惠，劉平妹，1999，臺北盆地二萬年來孢粉組合與古環境初探，經濟部中央地質調查所特刊，第 11 號，第 159-179 頁。
- 黃奇瑜，1993，古生物研究(II)有孔蟲研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，21 頁。
- 黃奇瑜，2006，台北盆地有孔蟲化石研究，西太平洋地質科學，第 6 期，第 29-58 頁。
- 黃奇瑜，1995，古生物研究(II)有孔蟲研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，56 頁。
- 黃奇瑜，1994，古生物研究(II)有孔蟲研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，23 頁。
- 黃鑑水，2005，五萬分之一臺灣地質圖說明書--臺北，3 版，經濟部中央地質調查所。
- 劉平妹，1994，古生物研究(I)花粉化石研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，29 頁。
- 劉平妹，1995，古生物研究(I)花粉化石研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，23 頁。
- 劉平妹，1993，古生物研究(I)花粉化石研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，19 頁。

- 
- 劉平妹，郭兆敏，曾美惠，蕭承龍，2006，台北盆地的孢粉層序及古氣候，西太平洋地質科學，第 6 期，第 87-114。
- 劉平妹，黃奇瑜，1993，古生物研究計畫，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，37 頁。
- 劉聰桂，1992，碳十四年代與地下水水質研究，台北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，35 頁。
- 劉聰桂，1994，碳十四年代與地下水水質研究，台北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，50 頁。
- 劉聰桂，1995，碳十四定年研究，台北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，中央地質調查所，51 頁。
- 劉聰桂，1993，碳十四年代與地下水水質研究，台北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，32 頁。
- 鄧屬予，2007，臺灣第四紀大地構造，經濟部中央地質調查所特刊，第 18 號，第 1-24 頁。
- 鄧屬予，劉聰桂，陳于高，劉平妹，李錫堤，劉桓吉，彭志雄，2004，大漢溪襲奪對台北盆地的影響，師大地理研究報告，第 41 期，第 61-78 頁。
- 鄧屬予，王世忠，張致斌，許誠，袁彼得，陳培源，1994，臺北盆地第四系地層架構，臺灣之第四紀第五次研討會暨臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究成果發表會，第 192-135 頁。
- 鄧屬予，袁彼得，陳培源，彭志雄，賴典章，費立沅，劉桓吉，1999，臺北盆地堆積層的岩性地層，經濟部中央地質調查所特刊，第 11 號，第 41-66 頁。
- 謝孟龍，李慶堯，王秋美，陳炳誠，蘇品如，2016，台北盆地全新世最高海漫面的證據：新店溪福和橋上游的古紅樹林，2016 年臺灣地球科學聯合學術研討會，臺北市，第 ST2-3A-05 頁。
- 謝英宗，1998，古生物研究(II)有孔蟲研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，經濟部中央地質調查所，新北市，54 頁。
- 謝英宗，1999，古生物研究(II)有孔蟲研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，經濟部中央地質調查所，新北市，60 頁。
- 謝英宗，2004，超微及有孔蟲化石分析及地層對比，臺灣地區地下水觀測網第三

- 
- 期九十三年度水文地質調查研究計畫，經濟部中央地質調查所，新北市，100 頁。
- 謝英宗，2005，超微及有孔蟲化石分析及地層對比，臺灣地區地下水觀測網第三期九十三年度水文地質調查研究計畫，經濟部中央地質調查所，新北市，180 頁。
- 謝英宗，郭兆敏，1999，地下地質-古生物之花粉及有孔蟲化石研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，經濟部中央地質調查所，新北市，97 頁。
- 蕭承龍，1997，古生物研究(I)花粉化石研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，47 頁。
- 蕭承龍，1998，古生物研究(I)花粉化石研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，中央地質調查所，43 頁。
- 蕭承龍，1999，古生物之花粉化石研究，臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究，51 頁。
- 蘇品如，紀宗吉，費立沅，蘇泰維，鄧屬予，尚未出版。臺北盆地松山層岩相特徵與沉積環境演化，西太平洋地質科學。
- 蘇泰維 (1999) 臺北盆地岩芯紀錄，中央地質調查所。未發表資料。
- 丹桂之助，1939，臺北盆地的地質學考察，矢部教授還曆紀念文集，第 371-380 頁。
- 出口雄三，1911，臺北附近の鑽井，地質學雜誌，第 18 期，第 216 卷，第 260-262 頁。
- 齊藤齊，1942，臺北盆地の泥炭層に就いて，臺灣礦業會報，第 206 期，第 9-15 頁。

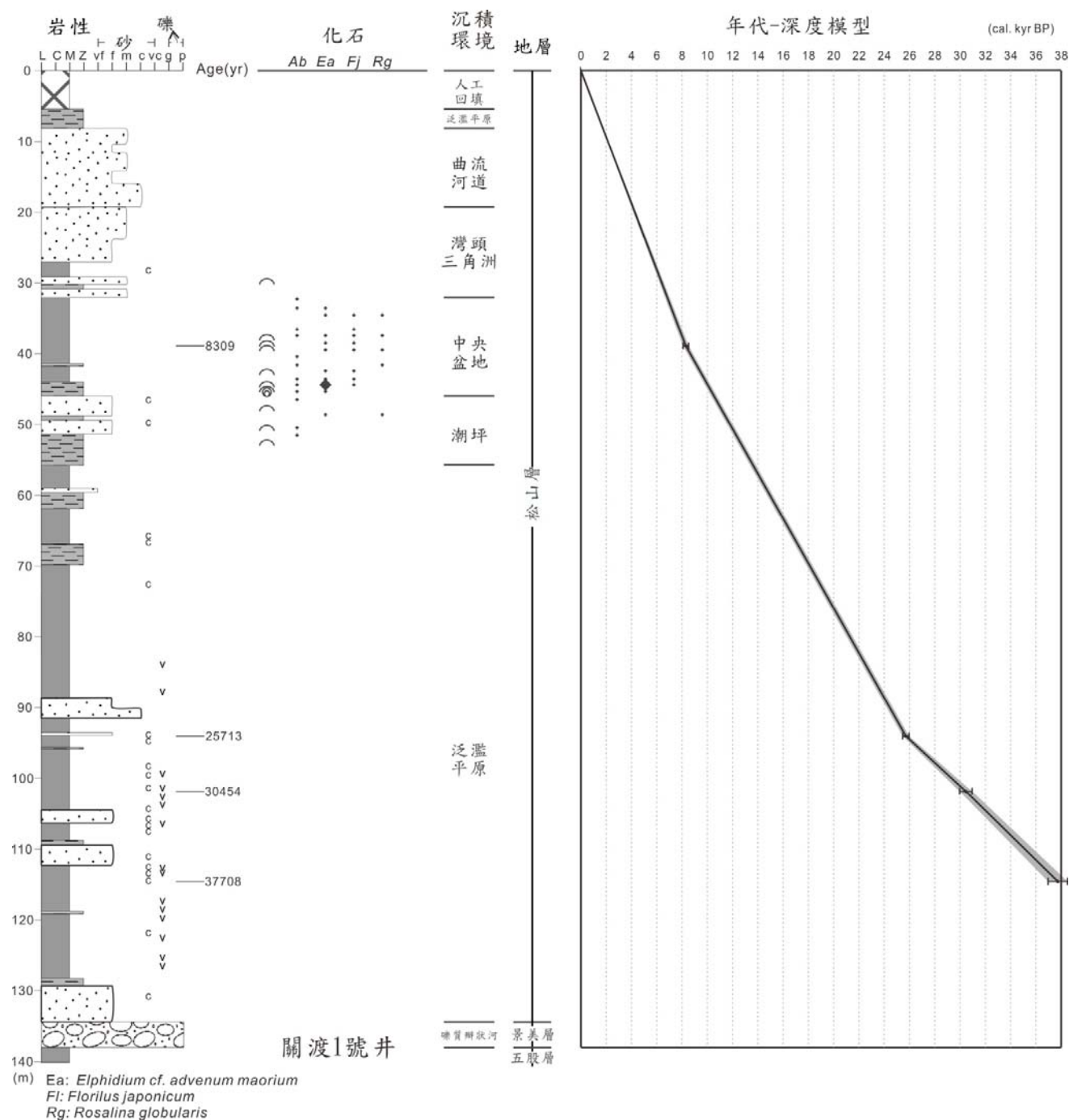
附錄 臺北盆地探井岩芯柱狀圖

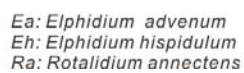




所有探井柱狀圖所採用之圖紋與縮寫皆同圖 3.2。

no. 1



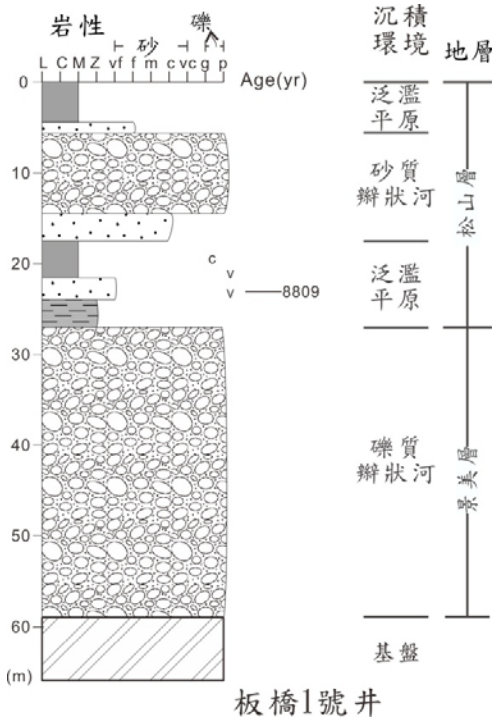




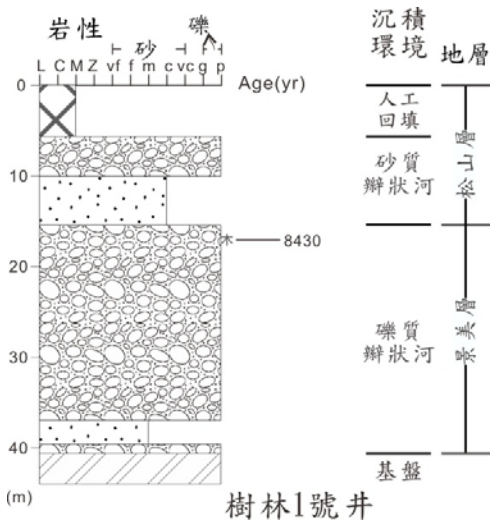




no.6



no.7



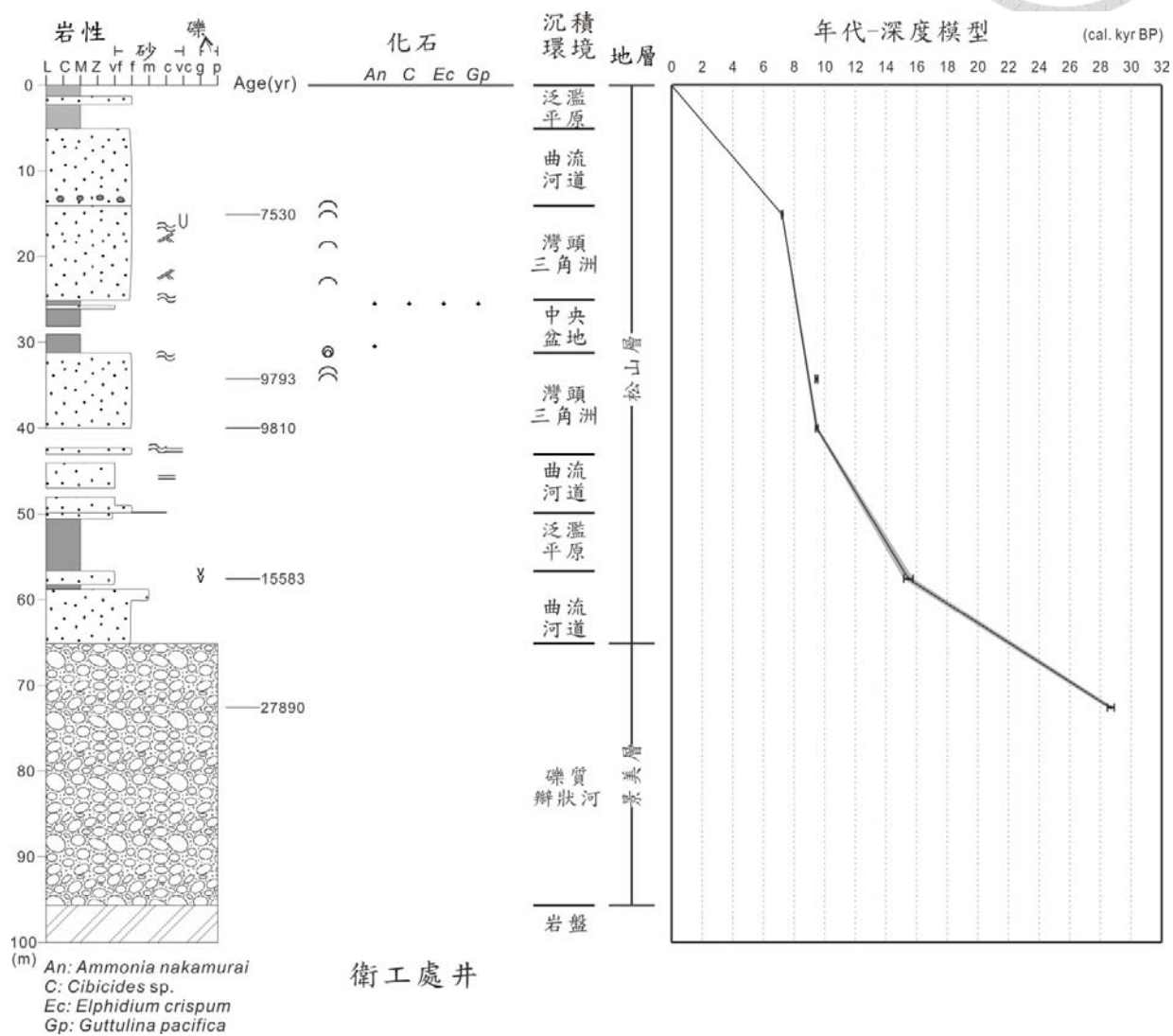






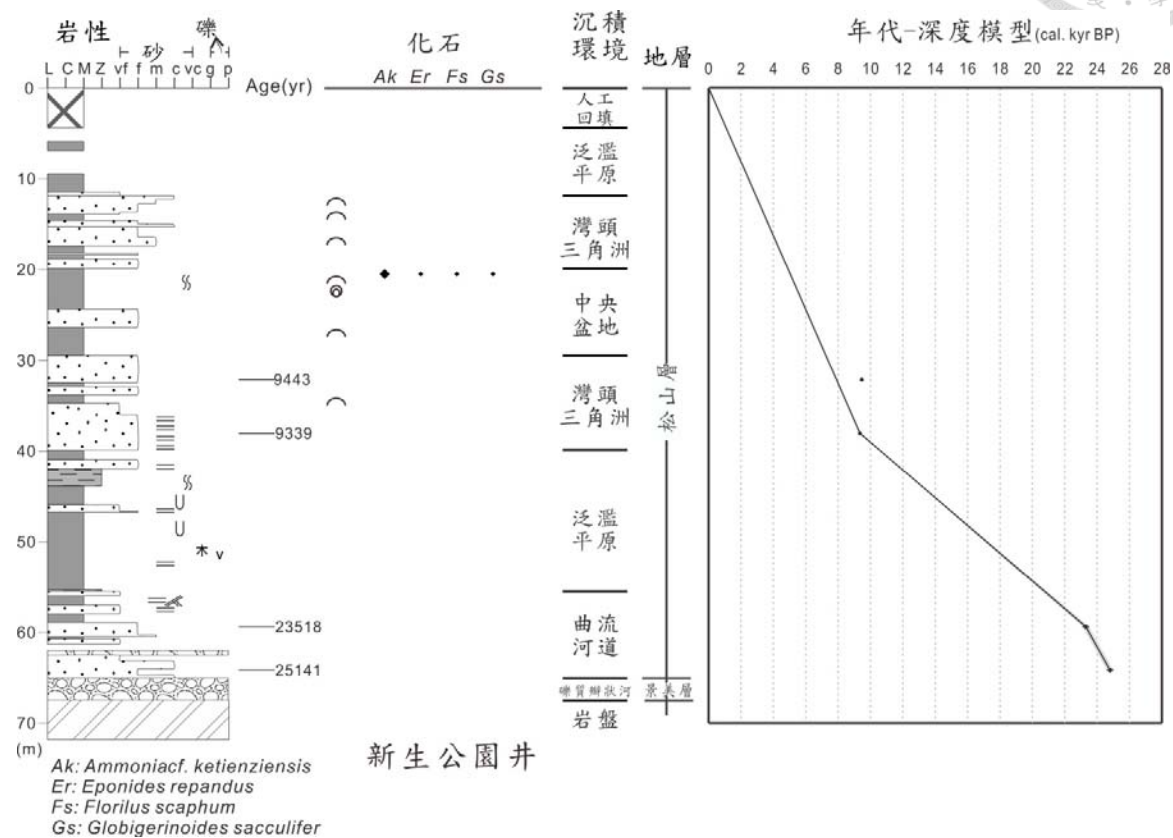


no.12





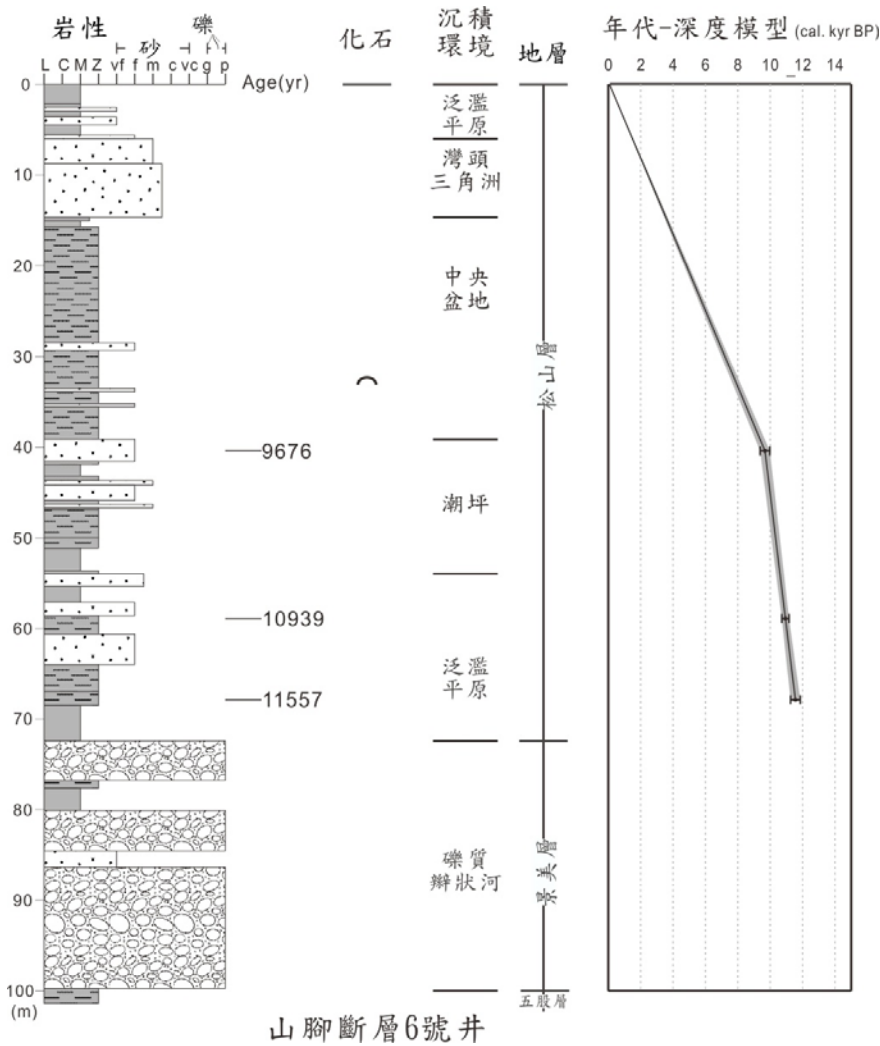
no.13





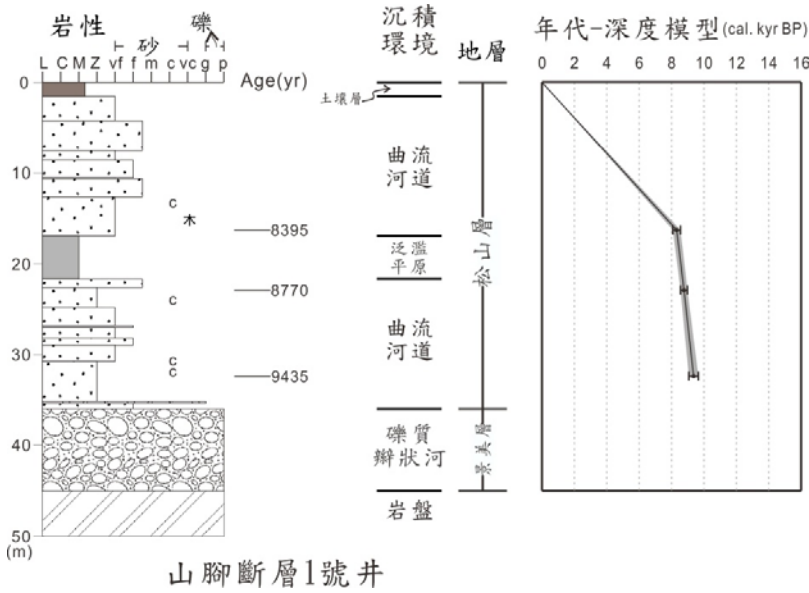


no.16



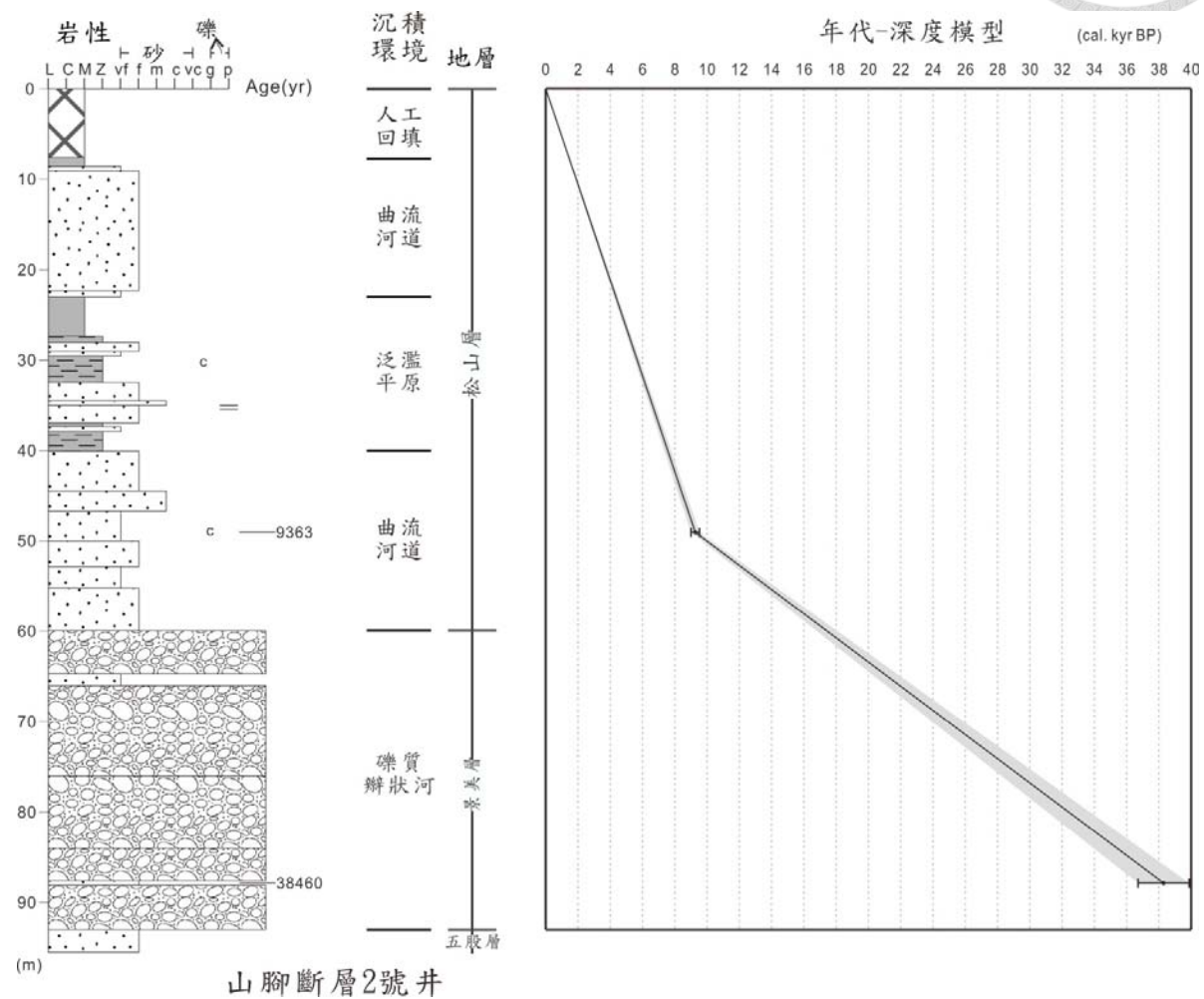


no.17



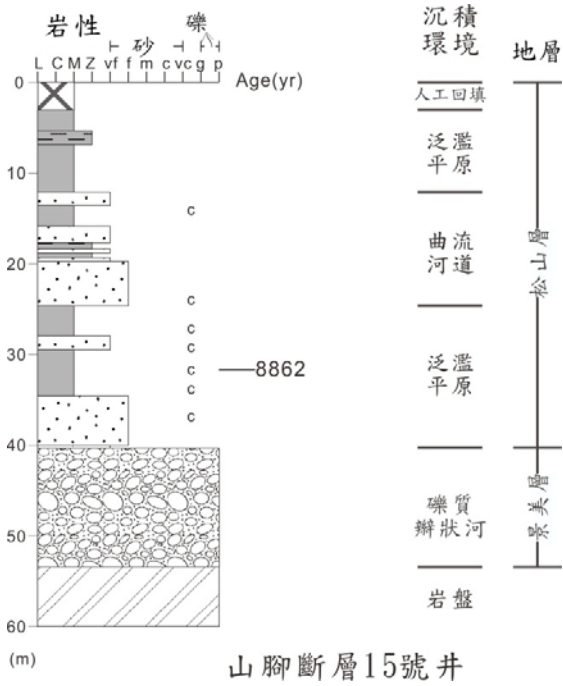


no.18



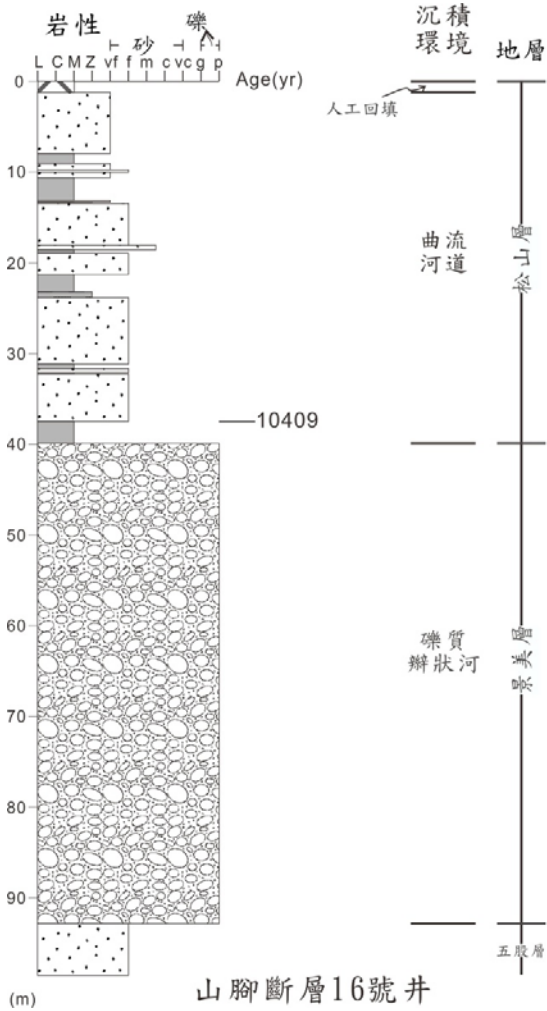


no.19



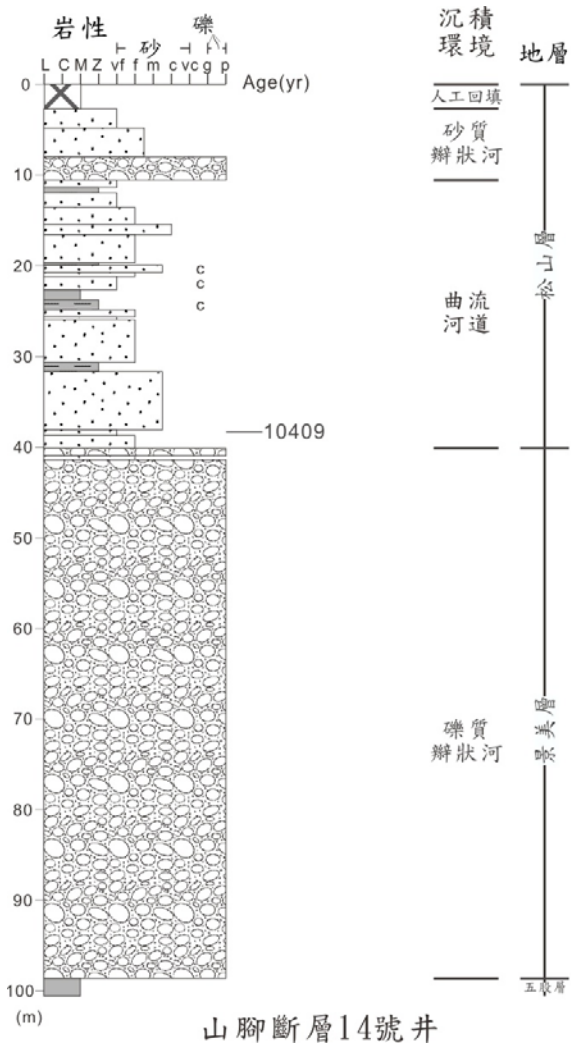


no.20



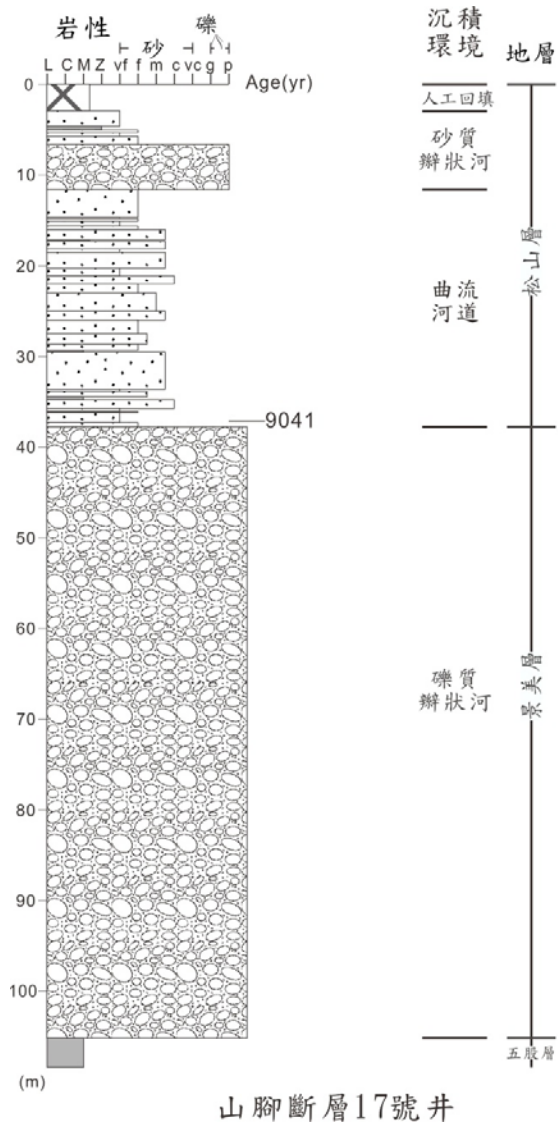


no.21



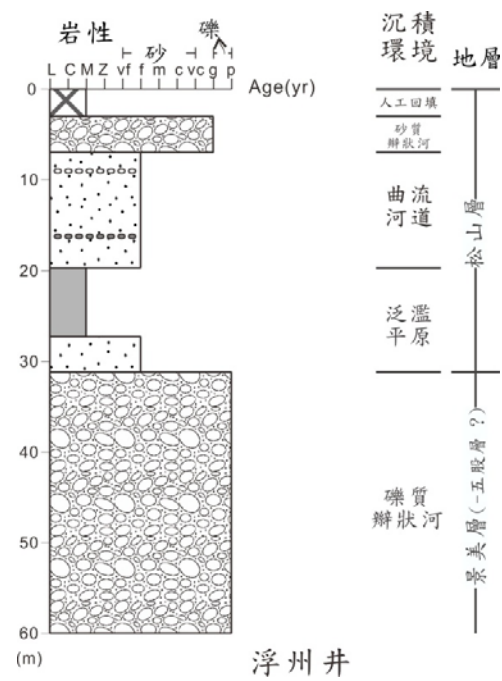


no.22

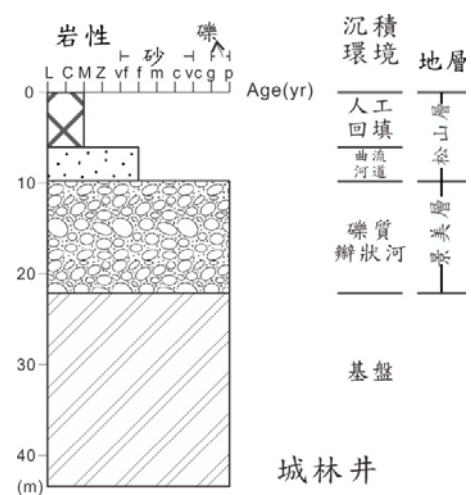




no.23



no.24

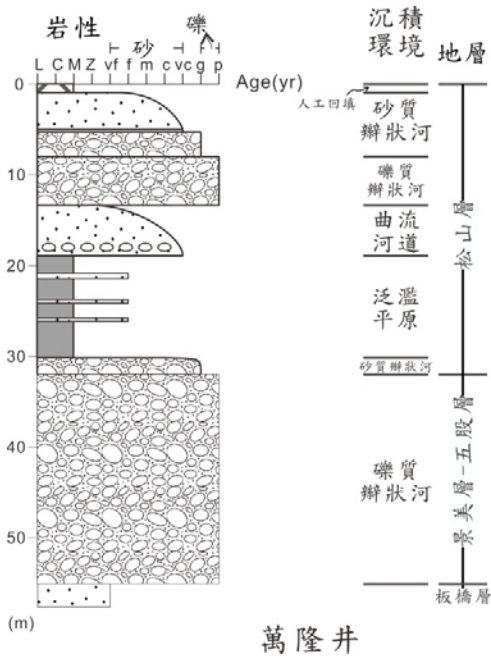




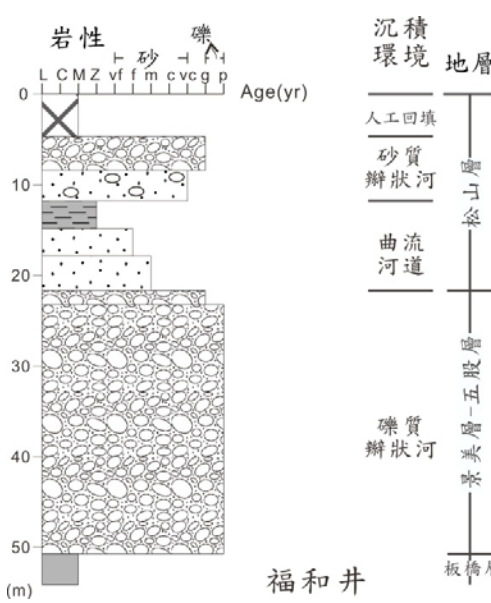




no.30

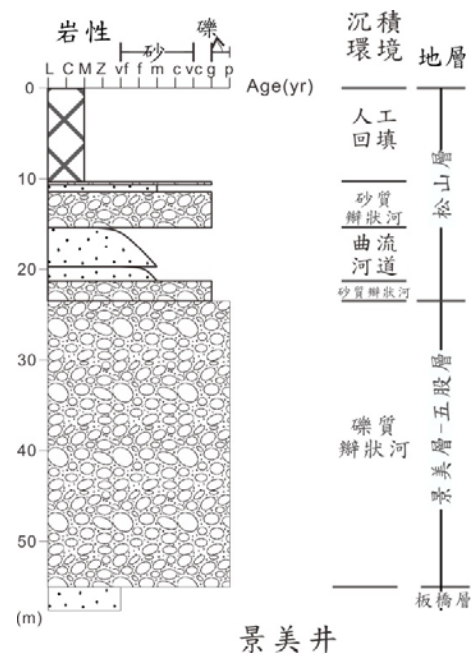


no.31

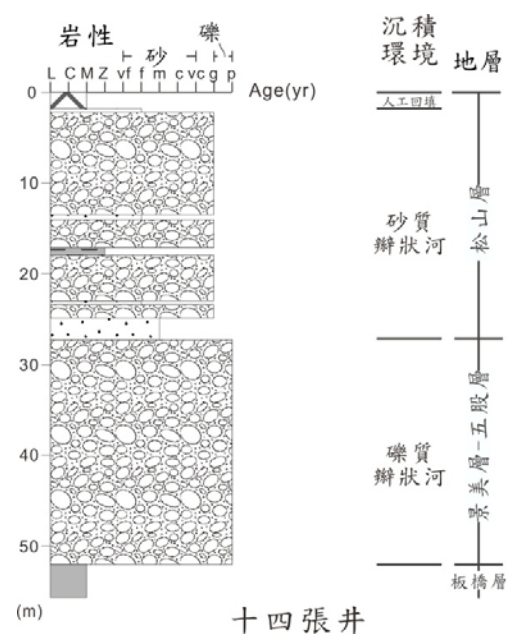




no.32

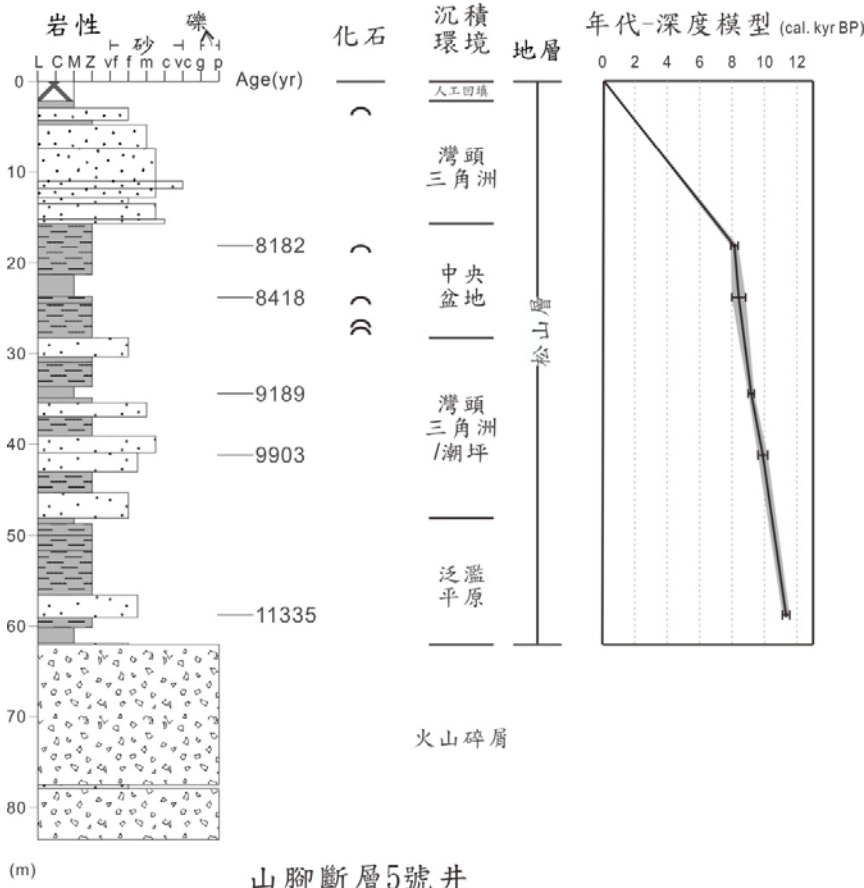


no.33





no.34



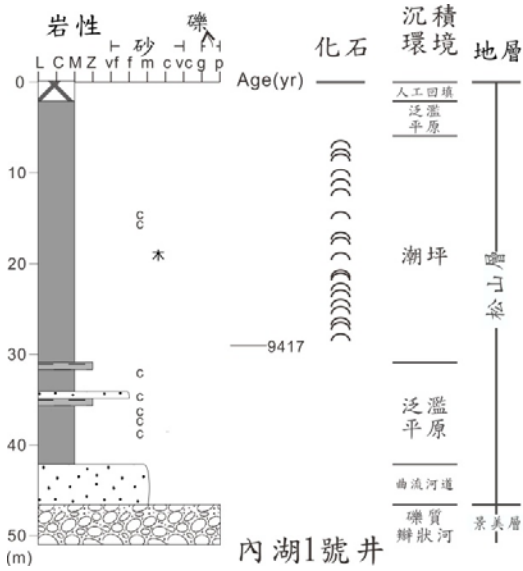


岩性 L CMZ vf 砂 c vc g p 礫
 化石
 沉積環境 人工回填 泛濫平原 曲流河道 潮坪 泛濫平原
 地層
 山脚斷層3號井
 (m)

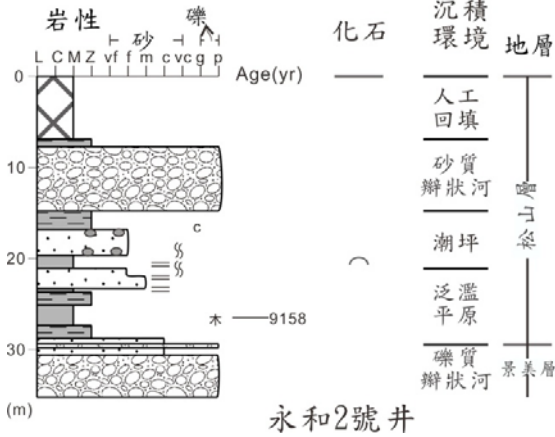




no.40

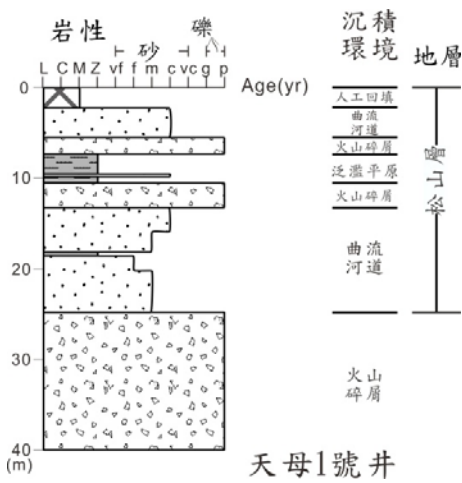


no.41





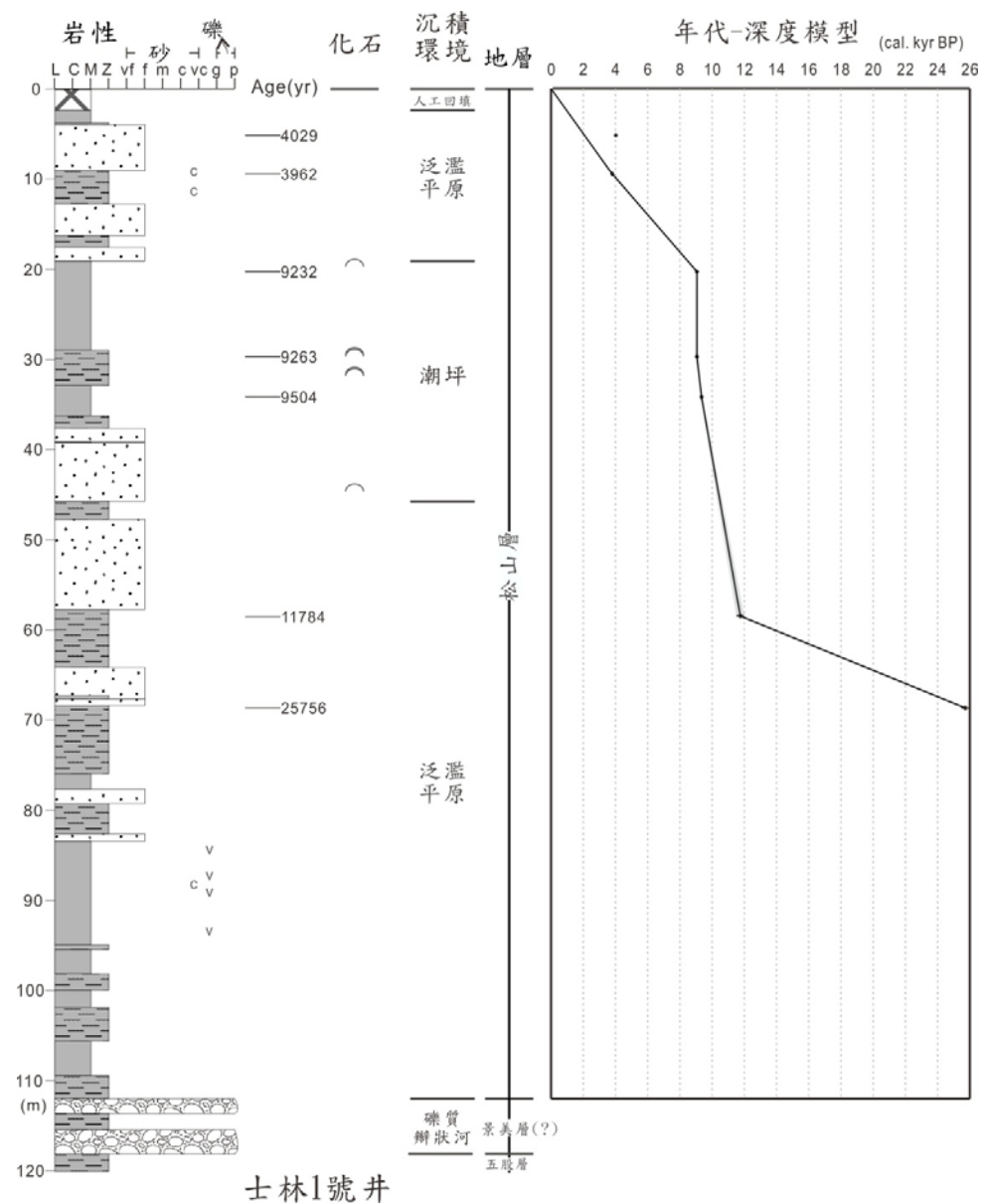
no.42





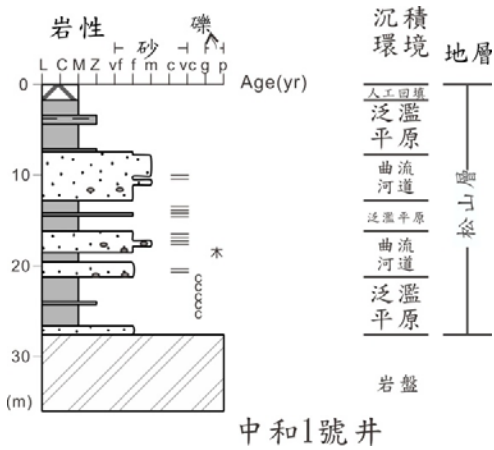


no.44



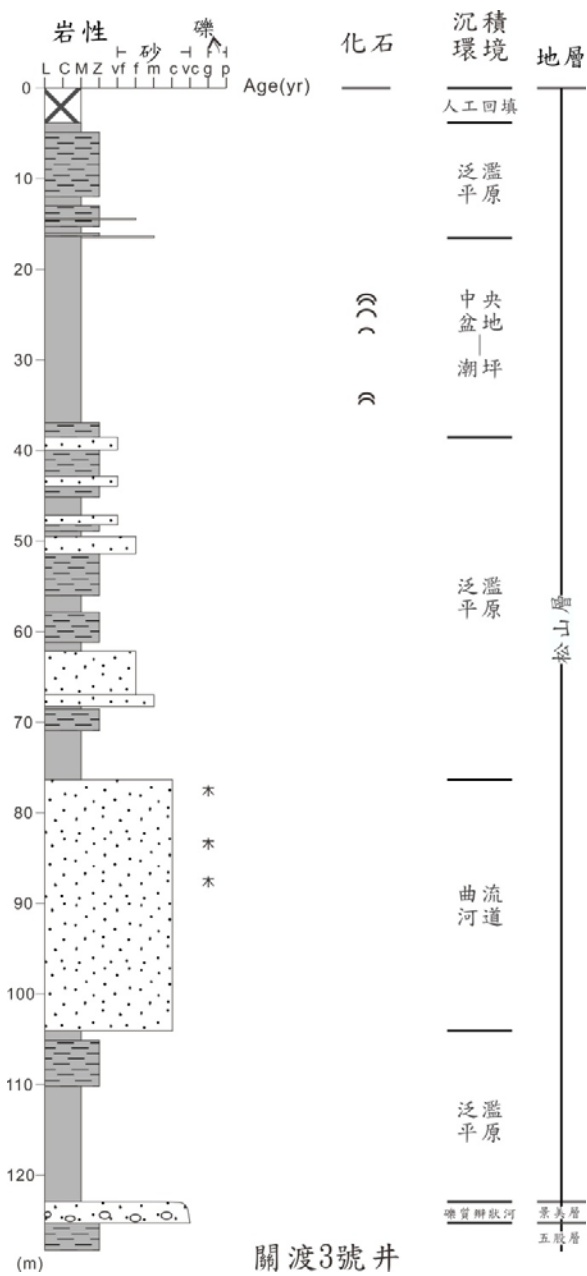


no.45



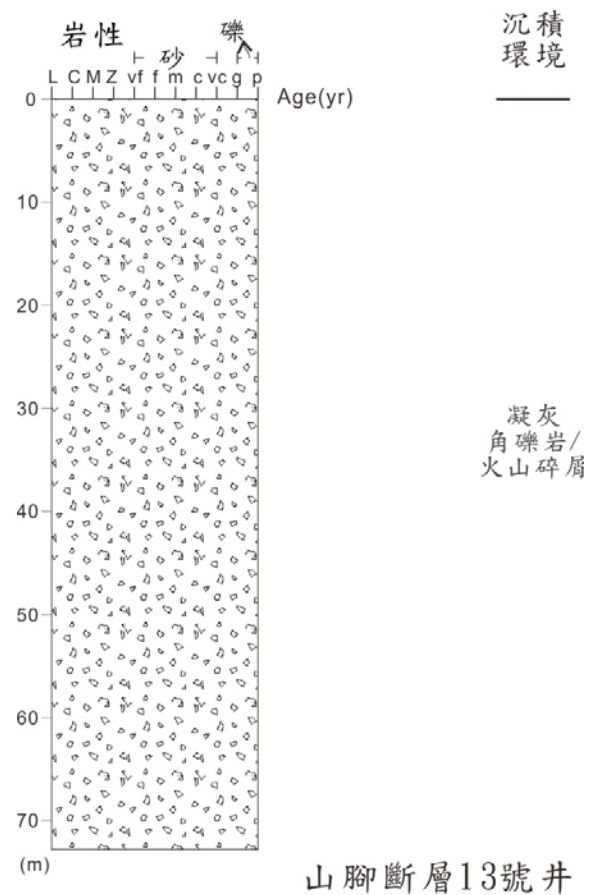


no.46

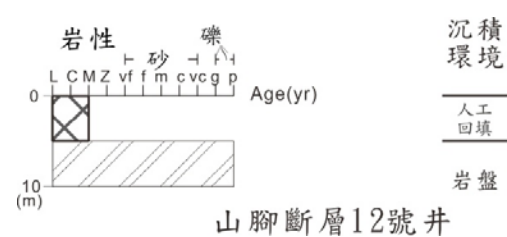




no.47

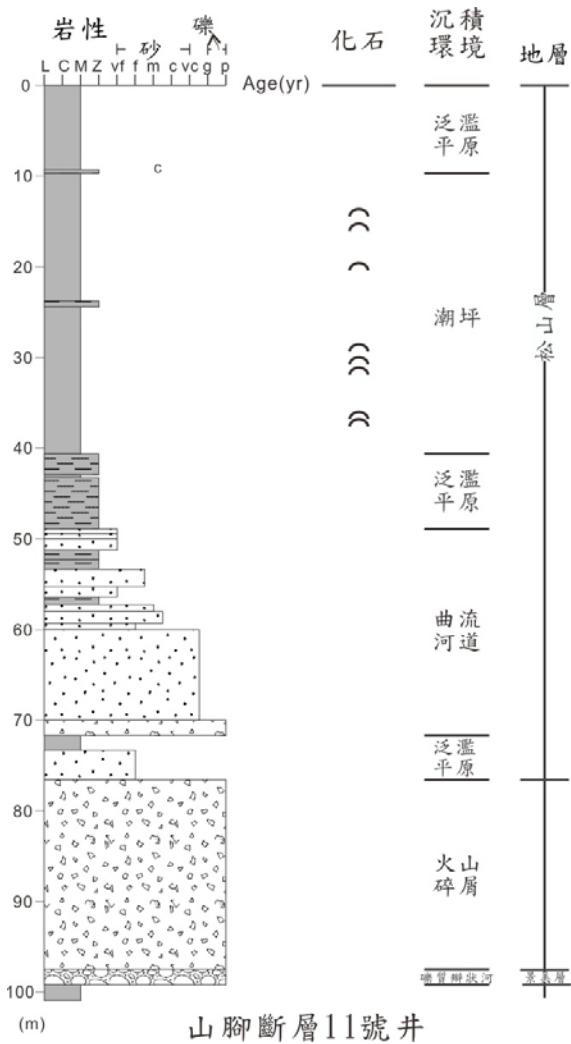


no.48



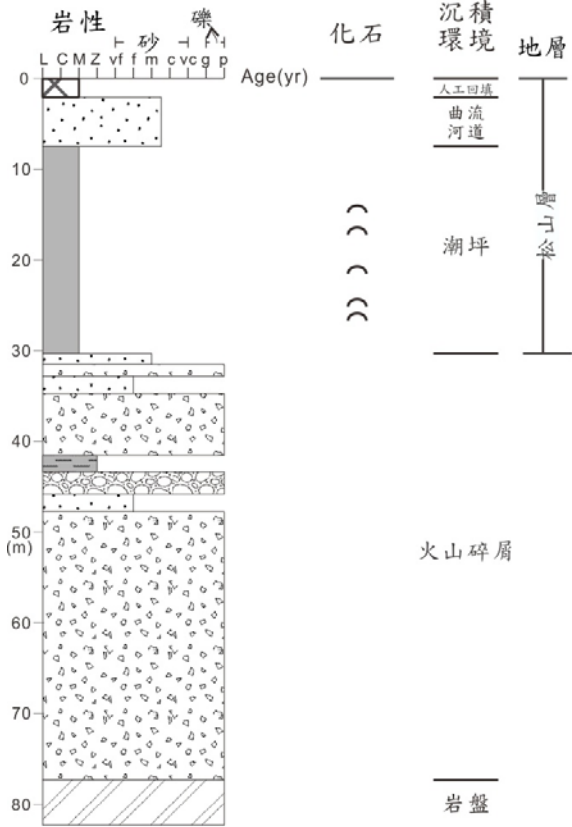


no.49





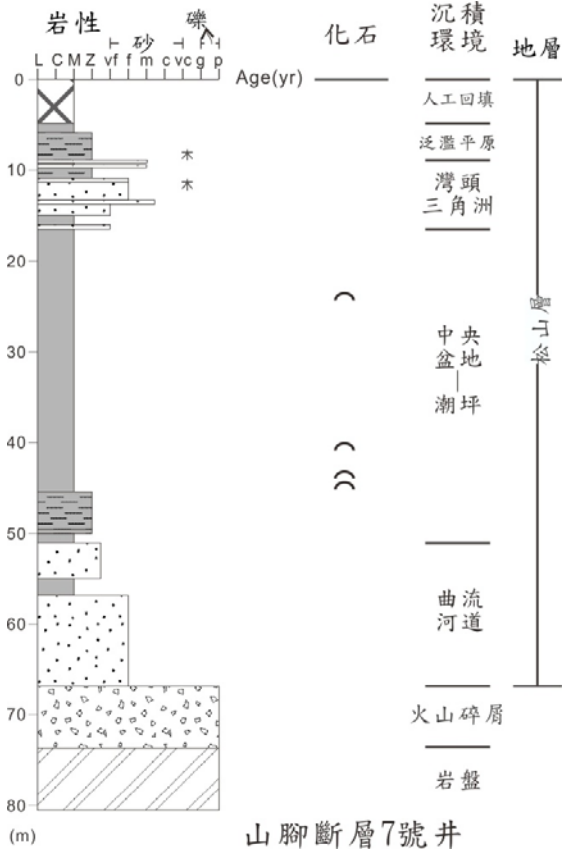
no.50



山脚斷層10號井

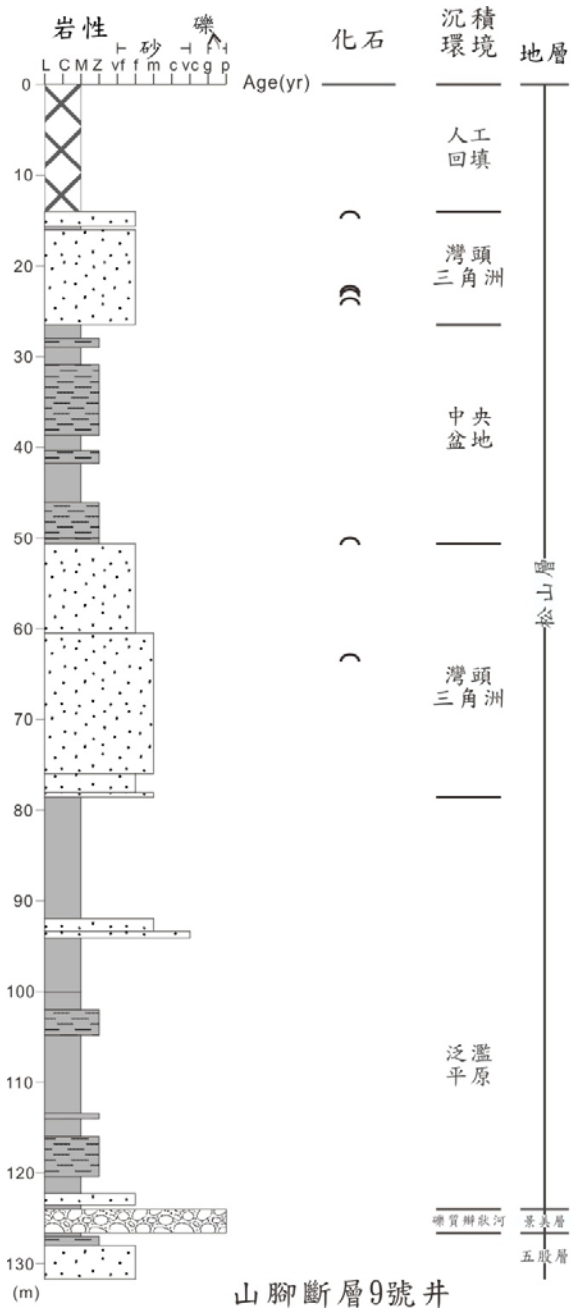


no.51



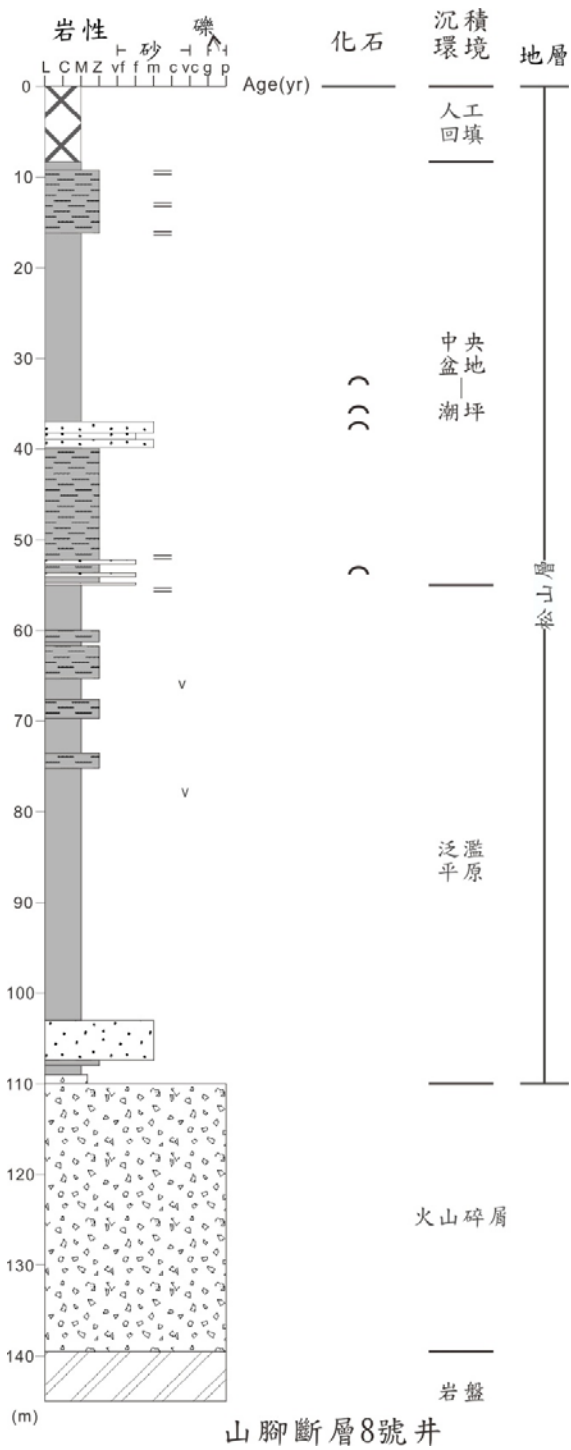


no.52





no.53





no.54

