

臺北盆地景美層岩相及沈積演育新解

蘇品如^{1,2} 林殿順³ 胡植慶²

節 要

景美層是臺北盆地的第一層礫石層，代表大漢溪被襲奪而流入臺北盆地之後的沉積物，然而過去的研究中對其年代的看法卻不盡相同，景美層內出現特別年輕的年代也僅被當成沉積環境側向改變的結果而未被予以深入探討。本研究利用中央地質調查所位於臺北盆地內的 54 口探井岩芯，蒐集彙整松山層底部、景美層內及五股層頂部的 33 組定年資料，重新進行岩相和年代的比對，重建景美層的岩相模式、年代和沉積演育過程。景美層以大漢溪和新店溪共同沖積的沖積扇相礫石為主，約於 5 萬年前開始於盆地內廣泛堆積，並於約 2 萬年前停止。沖積扇礫石厚度平均約 20-40 公尺，厚度略由東南向西增加，但向北和西北遞減，最厚處位於盆地西南側。3 萬多年前，當景美層的礫石持續堆積時，同時期盆地的西半部開始堆積松山層的砂泥沉積物並持續到現代，而盆地東半部缺少 2 萬~1 萬年的沉積物，形成了長達 1 萬年的沉積間斷。到了約 1 萬年前，盆地東半部再次有沉積物的堆積，係由新店溪帶入盆地的瓣狀河相礫石。此後沉積環境逐漸演變為曲流河相，即松山層。這些 1 萬年前左右堆積的瓣狀河相礫石，不論在岩相或年代上都與松山層相近，本研究建議應將其劃分為松山層。本研究除賦予景美層新的年代解釋外，也揭示在盆地東側景美層與松山層的不連續堆積，為臺北盆地更新世晚期以來的沉積史提供新的解釋。

關鍵詞：景美層、礫石岩相、沈積演育

-
1. 經濟部中央地質調查所
 2. 國立臺灣大學地質科學系
 3. 國立中央大學地球科學系

前 言

景美層是臺北盆地的第一層礫石層，遍布於整個盆地，是重要的地下水層，和各樣工程建設重要的基礎承載層。自日據時代以來，景美層也一直被認為具有代表大漢溪被襲奪而流入臺北盆地的事件意義（市川雄一，1929；花井重次，1930；鄧屬予等，2004；陳文山等，2008；富田芳郎；1937）。

景美層由王執明等（1978）命名，主要岩性為紅土礫石。最早丹桂之助（1939）認為松山層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（圖 1）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。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，以蘆洲 1 號井為景美層的標準剖面，並明確定義景美層的上、下界，分別為松山層的砂泥層底面和五股層的砂泥層頂面。

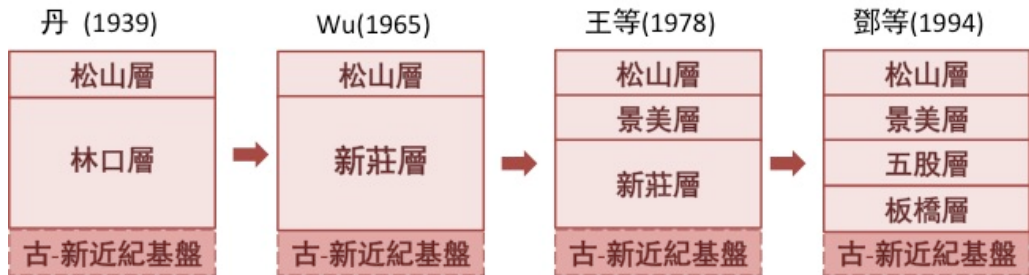


圖 1 臺北盆地地層命名變更過程。

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，吾人對景美層的認識仰賴鑽井岩芯資料，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。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。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，推論景美層的沈積年代為 2 萬 5 千年到 2 萬 3 千年間。陳文山等（2008）以五股 1 號井進行構造沈降和層序地層模擬，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 5 萬至 1 萬年間。既然景美層代表著大漢溪被襲奪的事件。此外，過去文獻中所採用的年代資料皆為未進行樹輪校正的原始試驗結果，尚有可再修正之處。近年臺北盆地陸續有新的鑽探資料和定年結果，樹輪校正曲線也日益精進，使我們得以進一步探究景美層沈積的年代、沉積環境及其與松山層之間的關係。

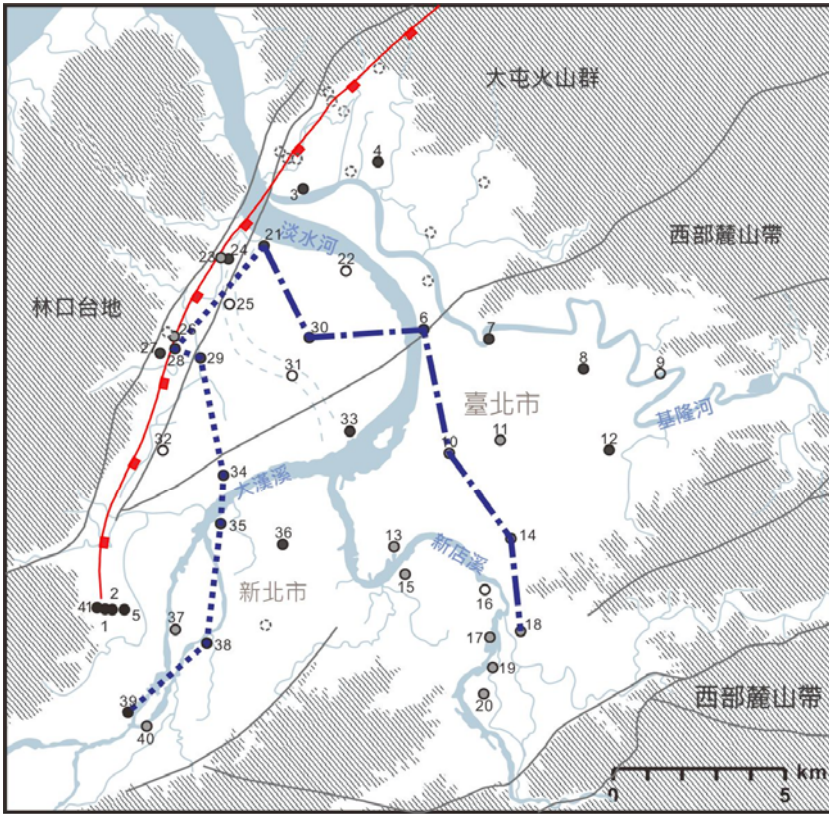
本研究重新檢視臺北盆地深探井岩芯，校正所有年代資料，相互比對岩相和年代，並在過去所定義之景美層範圍區分出兩種岩相組合，發現這兩種組合分屬於不同的年代，除了更新景美層的沈積過程外，也重新解釋景美層與松山層的接觸關係，並提出景美層上界的修正建議。

地質背景

臺北盆地為一半地塹構造盆地（Teng *et al.*, 2001; 王乾盈、孫志財，1999；鄧屬予，2007），基盤由新近系與古近系的沉積岩構成，向西北傾斜，基盤以上的四層地層，一堆积順序為：板橋層、五股層、景美層、及松山層（鄧屬予等，1994）亦都向西北側傾斜。

盆地周緣由不同時代、不同岩性的地層組成的山地或台地所圍繞，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礫岩接觸。除了盆地西緣的山腳斷層是活動正斷層外，臺北盆地內及周緣山脈中尚有數條逆斷層分布（圖 2）。

盆地的水系由淡水河和其三條支流組成，分別為由東側流入的基隆河，由東南側流入的新店溪和由西南側流入盆地的大漢溪。新店溪的源頭北勢溪發源於雙溪區鶯子嶺北側，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流入臺北盆地，因此兩條支流所帶來的沉積物不乏沉積岩和變質岩岩屑。而源於平溪的基隆河單流經西部麓山帶，僅為臺北盆地帶來沉積岩岩屑。



- 山腳斷層
 逆斷層
 ⋯ 剖面 1
 - - - 剖面 2
- 未鑽得景美層
 鑽至景美層頂部
- 景美層與五股層界線不明
 鑽穿景美層且厚度明確

- | | | |
|------------|------------|-------------|
| 1 山腳斷層16號井 | 15 永和1號井 | 29 五股1號井 |
| 2 山腳斷層14號井 | 16 永和2號井 | 30 三重2號井 |
| 3 關渡1號井 | 17 福和 | 31 二重2號井 |
| 4 關渡2號井 | 18 萬隆 | 32 輔大1號井 |
| 5 山腳斷層17號井 | 19 景美 | 33 三重1號井 |
| 6 衛工處 | 20 十四張 | 34 新莊 |
| 7 新生公園 | 21 蘆洲1號井 | 35 板橋2號井 |
| 8 松山1號井 | 22 蘆洲2號井 | 36 江子翠 |
| 9 內湖1號井 | 23 山腳斷層5號井 | 37 浮洲 |
| 10 和平公園 | 24 山腳斷層6號井 | 38 板橋1號井 |
| 11 大安1號井 | 25 二重1號井 | 39 樹林1號井 |
| 12 松山2號井 | 26 山腳斷層3號井 | 40 城林 |
| 13 青年公園 | 27 山腳斷層1號井 | 41 山腳斷層15號井 |
| 14 臺大1號井 | 28 山腳斷層2號井 | |

圖 2 臺北盆地探井及剖面位置與地質簡圖。

景美層岩性以礫石為主，沈積材料緣自支流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與土壤，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沈積的礫石，具有事件意義。陳文山等(2008)也分析沉積物成分，確認沈積組成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沈積物。一般認為景美層與松山層整合接觸(Huang, 1962; 洪如江, 1966; 王執明等, 1978)，這兩個地層也組成了臺北盆地最上部的層序(Teng *et al.*, 2000; 陳文山等, 2008)。

研究材料

本研究蒐集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「臺北都會區工程環境與地下地質調查研究」、「地下水觀測網水文地質調查研究」、「都市防災地質圖測勘發展計畫」、「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各區域。所有的岩芯皆進行詳細的觀察描述，繪製柱狀圖及拍照，以進行後續側向比對。其中位於盆地北側士林、關渡一帶，和盆地最西側鄰近山腳斷層地區及最南側中和地區山麓前緣之 13 口鑽井未鑽獲景美層礫石(圖 2)。在鑽得景美層的 41 口探井中，有 6 口探井鑽入景美層但未能貫穿，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，較難與景美層劃分明確界線。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。

為釐清景美層沉積年代，本研究也廣泛蒐集臺北盆地內年代資料(Wei *et al.*, 1998; 國立臺灣海洋大學, 2006; 劉聰桂, 1995; 劉聰桂等, 1994; 蘇品如等，尚未發表)，篩選出可茲控制景美層年代的試樣資料共 33 組。由於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)，除兩組熱螢光定年資料外，其餘碳十四訂年結果皆以 CALIB 7.0.4 程式(Stuiver *et al.*, 2016)，依 IntCal13 曲線(Reimer *et al.*, 2013)進行年代校正，結果列於表 1。除非特別註明，本文以下所提年代皆採用校正後年代。

表 1 重要參考年代列表

井號	取樣深度 (m)	所屬地層	實驗室編號	標本材料	年代 (yr BP)	2 σ 校正年代 (cal yr BP)	資料* 來源
3	114.5	松山	—	—	33410 \pm 290	38493 — 36748	e
	156.4	景美/五股	—	—	37420 \pm 1520	44181 — 38712	e
6	57.6	松山		木	13020 \pm 70	15833 — 15301	e
	72.7	景美		有機泥	23830 \pm 150	28240 — 27627	e
	80.7	景美		植物碎屑	> 43000		e
7	64.2	松山	Beta-222129	植物碎屑	20830 \pm 100	25467 — 24701	e
10	40.3	松山		植物碎屑	9050 \pm 40	10252 — 10177	e
	46.5	景美		植物碎屑	9350 \pm 40	10690 — 10435	e
14	27.6	松山			8100 \pm 70	9269 — 8770	a
	61.9	景美			>49940		a
21	109.1	松山	NZA-5755	植物碎屑	24350 \pm 180	28755 — 27952	c
	119.6	景美	NTU-3187	植物碎屑	36500 \pm 2600	45051 — 35222	c
	163.7	五股	NTU-3182	植物碎屑	> 50000		c
28	49.0	松山			8400 \pm 160	9744 — 8992	a
	87.5	景美			34060 \pm 600	39849 — 36737	a
	102.2	五股			>50000		a
29 % %	94.1	松山	NTU-1905	植物碎屑	21300 \pm 160	25917 — 25273	b
	155.9	五股	TL-age		100000 \pm 20000		d
	177.0	五股	TL-age		98000 15000		d
30	63.7	松山	Beta-	木	9930 \pm 40	11600 — 11236	e
	78.2	景美	Beta-	木	19050 \pm 110	23319 — 22593	e
34	60.2	松山	Beta-	木	13370 \pm 70	16295 — 15842	e
	88.9	景美	Beta-	木	20620 \pm 100	25195 — 24476	e
	117.1	景美	Beta-	木	39140 \pm 970	44662 — 41675	e
35	50.3	松山	NZA-4700	植物碎屑	9260 \pm 120	10746 — 10201	b
	98.9	景美	NZA-4651	植物碎屑	25300 \pm 260	30134 — 28760	b
	117.6	景美/五股	NZA-4647	植物碎屑	45700 \pm 2300	50000 — 44994	b
	131.6	景美/五股	NZA-4645	植物碎屑	>47000		b
36	45.7	松山	Beta-	木	9610 \pm 40	11160 — 10774	e
	75.6	五股	Beta-	木	>45520		e

表 1 重要參考年代列表 (續)

井號	取樣深度 (m)	所屬地層	實驗室編號	標本材料	年代 (yr BP)	2 σ 校正年代 (cal yr BP)	資料* 來源
38	23.1	松山	NZA-3111	植物碎屑	7950 \pm 80	9005 – 8600	b
	62.5	基盤	NZA-3144	木炭	>51400		b
39	17.1	景美	Beta-309294	木	7640 \pm 40	8537 – 8381	f

*資料來源：a：本文彙整之中央地質調查所原始資料；b：劉聰桂等(1994)；c：劉聰桂(1995)；d：Wei et al. (1998)；e：國立臺灣海洋大學(2006)；f：蘇品如等(尚未發表)。符號“%”指示該定年結果來自熱螢光定年。

岩相組合

景美層的沈積物粒徑以礫石為主，基質則為中砂至粗砂或土壤。這些淘選度差且粒徑大的顆粒反映一定的水流強度 (Juyal *et al.*, 2000)，缺乏泛濫平原相的細顆粒沈積物，係因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，使得汎濫平原幾乎無法發展，在此環境下僅能發展單調的砂或礫石相 (Miall and Arush, 2001)。

本研究將位於松山層砂泥下界和五股層砂泥上界之間的「景美層」，區分出沖積扇相和辮狀河相兩種岩相組合，並記錄在各井的分布深度(表 2)。

表 2 兩岩相組合於各井位分布深度及厚度

井號	辮狀河相頂部深度 (m)	沖積扇相頂部深度 (m)	沖積扇相底部深度 (m)	辮狀河相厚度 (m)	沖積扇相厚度 (m)
1	–	39.8	92.5	0	52.7
2	–	40.2	95.58	0	55.4
3	–	134.0	137.7	0	3.7
4	–	92.5	97.7	0	5.2
5	–	38.0	105.8	0	67.8
6	–	65.2	95.1	0	29.9
7	–	65.0	67.5	0	2.5
8	–	50.3	57.3	0	7.0
9	–	46.5	未鑽穿	0	?
10	45.8	47.0	?	1.2	?
11	48.3	50.9	?	2.6	?

表 2 兩岩相組合於各井位分布深度及厚度 (續)

井號	瓣狀河相頂部 深度 (m)	沖積扇相頂部 深度 (m)	沖積扇相底部 深度 (m)	瓣狀河相 厚度 (m)	沖積扇相 厚度 (m)
12	-	49.0	55	?	6.0
13	37.8	40.0	?	2.2	?
14	40.8	44.0	?	3.2	?
15	39.0	41.8	?	2.8	?
16	30.4	32	未鑽穿	1.6	?
17	21.8	24	?	2.2	?
18	30.2	32	?	1.8	?
19	-	24.0	?	0	?
20	-	3.0	?	0	?
21	-	111.7	142.8	0	31.1
22	-	101.8	未鑽穿	0	?
23	-	62.1	?	0	?
24	-	72.5	99.7	0	27.2
25	-	108.0	未鑽穿	0	?
26	-	58.8	?	0	?
27	-	35.2	45.1	0	9.9
28	-	59.9	93	0	33.1
29	-	110.8	140.8	0	30.0
30	-	68.0	99.2	0	31.2
31	-	76.0	未鑽穿	0	?
32	-	63.4	未鑽穿	0	?
33	-	56.8	79.2	0	22.4
34	-	66.9	127.0	0	60.1
35	55.0	55.6	115.0	0.6	59.4
36	53.0	53.6	74	0.6	20.4
37	-	31.2	?	0	?
38	-	25.8	58.8	0	33.0
39	-	15.5	40.7	0	25.2
40	-	11.4	?	0	?
41	-	40.3	52	0	11.7

沖積扇相

沖積扇相的礫石粒徑約 3~6 公分，偶有直徑超過 10 公分者，礫石形狀多為次角狀，偶有次圓狀礫石（圖 3），顯示搬運距離有限。基質皆呈現黃棕色，但基質在岩芯取樣過程中較不易保存，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）。



圖 3 沖積扇相礫石，可見沖積扇礫石與上覆松山層砂銳利接觸（二重 1 號井，深度 106~111 公尺）。

沖積扇相礫石廣泛覆蓋在五股層上，除了盆地北邊的關渡平原和盆地邊緣的山麓前緣外，整個盆地都有此岩相的分布。在盆地的西半部，五股層以砂泥為主，與沖積扇相礫石容易區分，但在盆地東部，五股層以礫石為主，較難與沖積扇礫石區分，因此盆地東半的沖積扇相礫石厚度僅能由鄰近探井推估。本岩相組合除了有朝西北漸薄的趨勢外，亦有向西南增厚的變化，最厚處位於盆地西南側的新莊至板橋一帶（圖 4）。

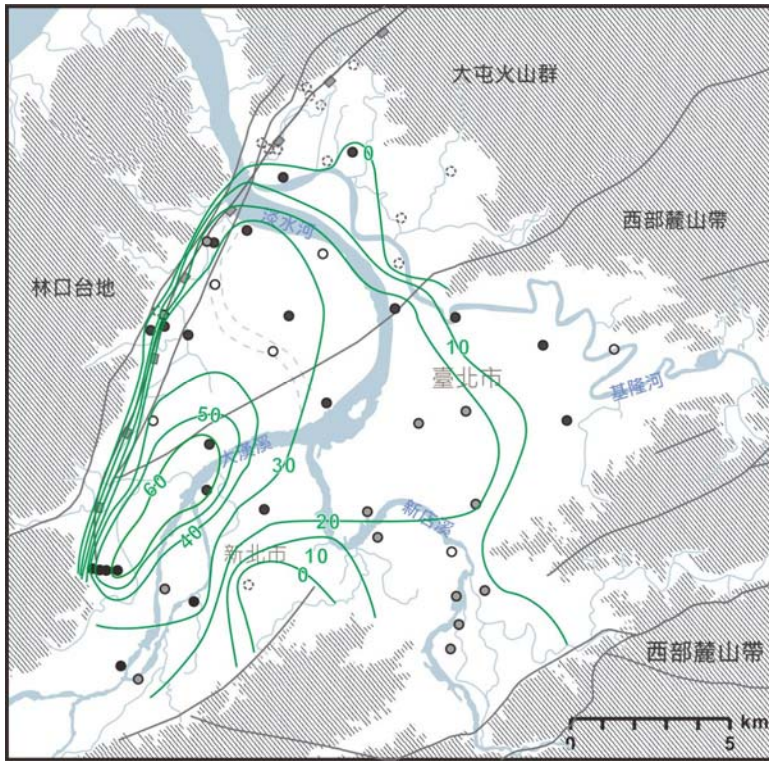


圖 4 沖積扇相礫石分布等厚圖（單位為公尺）。

辮狀河相

辮狀河相由塊狀粗砂及平均粒徑約 1~3 公分的礫石組成，中至粗砂組成的基質保存得較完整，此岩相中礫石粒徑較小（圖 5），顯示水流能量較沖積扇環境小。礫石形狀為次圓狀到次角狀，可知搬運距離較沖積扇相遠，也沒有顯著風化呈黃棕色的現象。此岩相組合可能即鄧屬予等（1999）所稱之青灰色小礫。

此岩相組合出現於沖積扇相礫石上部，上方與松山層曲流河相的砂、泥（蘇品如等，尚未發表）整合接觸，但僅分布於淡水河以東，厚度由東南向西北先遞增至 3 公尺，又再朝西北遞減。整體厚度變化方向略垂直於新店溪流向（圖 6），因此沉積物的來源很可能是新店溪。

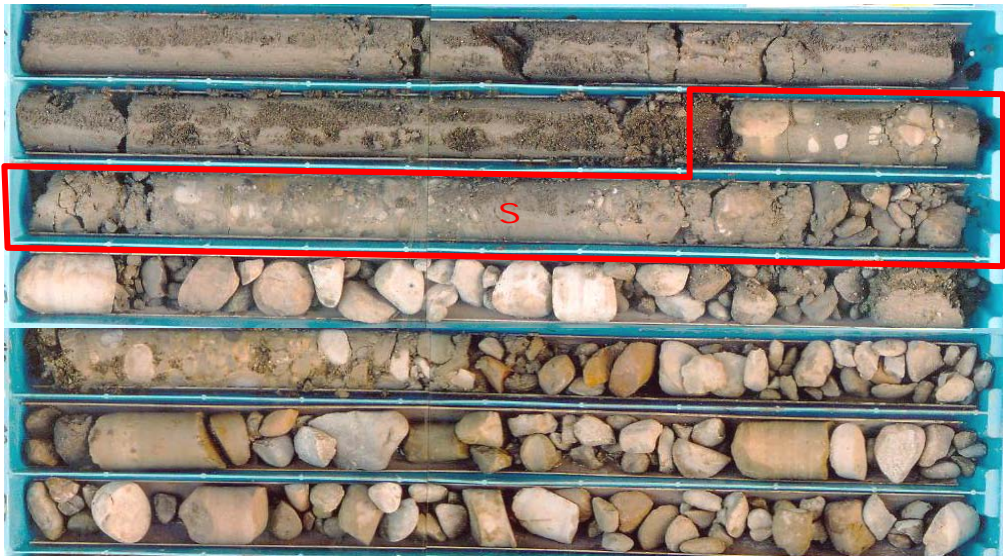


圖 5 辮狀河相礫石（紅色框標示處），辮狀河相礫石覆蓋在沖積扇相礫石上，而其上方則為松山層的河相砂層（和平公園井，深度 44~51 公尺）。紅色 S 標示碳十四定年取樣位置，該樣本所得年代為 10690—10435 年前。

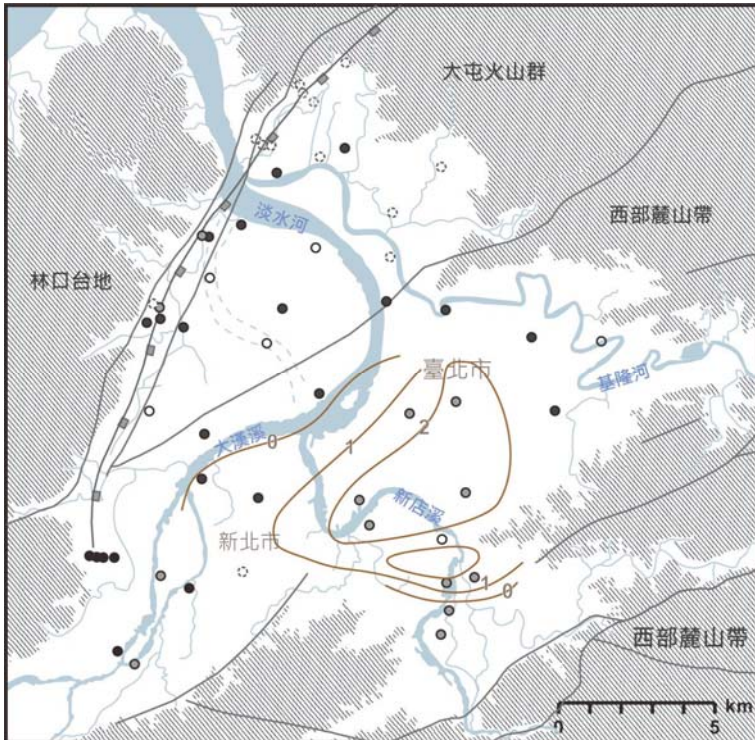


圖 6 辮狀河相礫石分布等厚圖（單位為公尺）。

討 論

景美層堆積年代

前言已略述過去對景美層年代的爭議。在景美層下界的年代界定，除了對景美層範圍的劃分差異以外，也受限於碳十四定年的年代範圍。礫石組成的景美層內較不易尋找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，卻因五股層年代老於 5 萬年，僅能靠少數的熱螢光定年資料界定，但熱螢光定年所得最年輕的年代約 10 萬年前，又與景美層內所定出將近 5 萬年前的最老年代有所落差。

鄧屬予 (2004) 對景美層的下界年代解釋主要依據板橋 2 號井 (No. 35)，深度 98.9 公尺處的定年結果，原本 2 萬 5 千年的年代校正後為 2 萬 9 千年前 (圖 7)。然而，在這段礫石層下方，深度 101.2~115.0 公尺處，仍有一段礫石層 (圖 7 斜線區域)，鄧屬予等 (1999)、鄧屬予 (2004) 將這段礫石劃分為五股層。以花粉資料來看，這段礫石屬於更新世第 1 帶暖期 (Pw I) (Liew *et al.*, 1997; 蕭承龍、何秀蘭, 1998)，相當於海洋氧同位素階 (marine isotope stage, MIS) 第 5 階，而五股層與景美層之間的不整合約相當於 MIS 4 (Teng *et al.*, 2000)，因此這段礫石似應劃分為五股層。然而陳文山等 (2008) 認為這段礫石組成成分屬於大漢溪與新店溪之沉積物，與其下部的古三峽溪沉積物可明顯區分，應將此部分劃入景美層內。在此段礫石下，深度 117.6 公尺和 131.55 公尺處尚有碳十四定年提供的絕對年代資料，分別為 4 萬 8 千年和大於 4 萬 7 千年，時代上屬於 MIS 3 的範圍，與其他地點所得的五股層年代差異較大，反倒較接近景美層的年代。因此從岩性組成和年代上來看，此段礫石應屬於景美層範圍，如此則將景美層下界年代推到至少 4 萬 8 千年前。

再檢視其他鑽井中的景美層下部的年代 (表 1、圖 7、圖 8)，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，究竟超過多少無有定論，僅有的熱螢光定年定出的年代則在 10 萬年前左右，也難以作為景美層上界年代的依據。較可依據的年代為臺大 1 號井 (No. 14) 的景美層底部與五股層交界處所測得的老於 49940 年前，此年代與景美層下部其他年代也接近，作為景美層開始堆積的年代較合理，因此本研究推論景美層開始沈積的年代約在 5 萬年前。

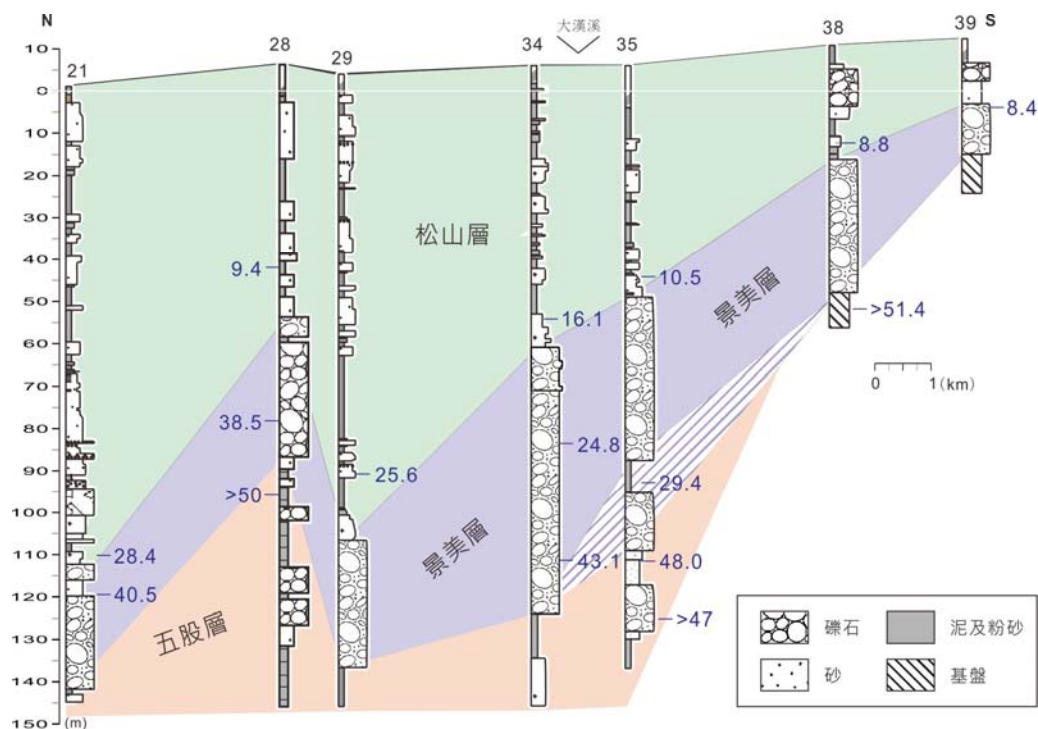


圖 7 臺北盆地松山層與景美層南-北向剖面。剖面位置如圖 2 剖面 1 所示。紫色區塊標示鄧屬予 (2004)；Liew *et al.* (1997)；蕭承龍、何秀蘭 (1998) 解釋的景美層範圍，斜線區域則為陳文山等 (2008) 所納入的景美層範圍。五股層以下非本文討論範圍故不繪出。藍色文字標示年代以千年為單位，詳細定年結果請參閱表 1。

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可達約 2 萬年的差距。例如鄧屬予 (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，且有愈向盆地邊緣愈年輕的趨勢。此一現象可能是岩相側向改變的結果，即同一時間在山脈前緣堆積沖積扇礫石，愈向下游的盆地中心，岩相則漸變為曲流河相。然而，沖積扇與曲流河的沈積環境在側向上並不連續，辮狀河相的沈積物僅有薄層出現在盆地東南半部，在盆地西半部，卻見曲流河相沈積物直接覆蓋在不連續的沖積扇礫石上，僅在盆地最西北端的松山層底部堆積著辮狀河相小礫石及砂，因此岩相側向改變似不足以解釋此現象。另一方面，倘若沖積扇礫石與曲流河相的砂泥在 3 萬至 1 萬年前皆連續沈積，而沖積扇相礫石向西漸變為曲流相，則東側和南側的礫石層應較西側為厚。然而景

美層的厚度變化卻是由東南向西增厚，再向西北和北變薄，最厚的區域出現在盆地西南側（圖 4），且在東南-西北向的剖面上（圖 8），景美層的厚度變化並不顯著。而松山層的厚度雖然有明顯往西北增厚的現象（圖 7，圖 8），主要是由構造下陷所影響，而非岩相側向改變所致（Su *et al.*, 2015）。因此，沖積扇相和曲流河相沉積物直接接觸，以及景美層頂部時代差異如此之大的現象，勢必尚受到其他因素的影響。

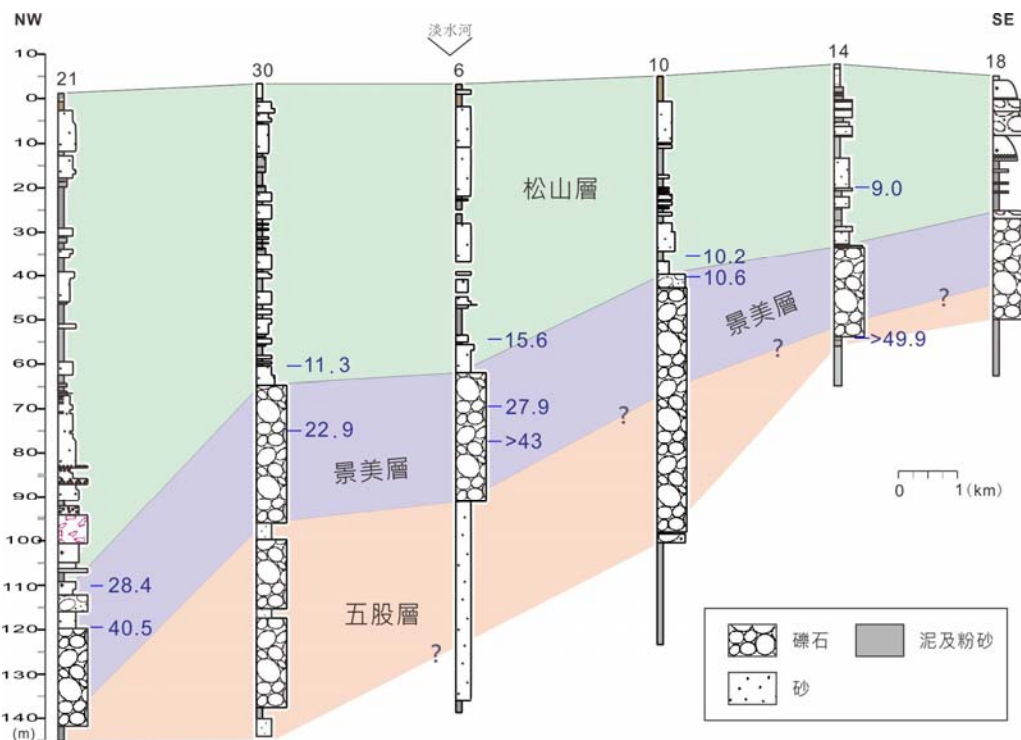


圖 8 臺北盆地松山層與景美層東南-西北向剖面。剖面位置如圖 2 剖面 2 所示。紫色區塊標示景美層深度，五股層以下非本文討論範圍故不繪出。藍色文字標示年代以千年為單位，詳細定年結果請參閱表 1。盆地東南側的五股層以礫石為主，與景美層之界線較難分辨。

景美層內有兩處非常年輕的年代，一是和平公園井 (No. 10) 的景美層頂部，年代約在 1 萬多年前；另一出現在樹林 1 號井 (No. 39) 的景美層頂部，過去研究中皆未被特別提及討論。樹林 1 號井的景美層頂部係沖積扇相的礫石，由於井位靠近山麓前緣，較可能是岩相側向改變而形成和松山層同時異相的地層，而和平公園井的景美層頂部則有一層瓣狀河相的礫石，此 1 萬多年前的年代樣本即來

自於辮狀河相礫石（圖 5、圖 8），和上覆松山層的 1 萬多年前的曲流河相（蘇品如等，尚未發表）在時代和沈積環境上都較連續，且沖積扇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。沖積扇相的礫石層內出現的最年輕年代為三重 2 號井的 2 萬 3 千年前，接近末次冰盛期，當時全球海水面較現今海水面低約 120 公尺（Miller *et al.*, 2005; Waelbroeck *et al.*, 2002），世界各地同時期堆積的河流環境也在此時停止堆積（Bhandari *et al.*, 2005; Blum *et al.*, 2000; Fuller *et al.*, 1998; Maddy *et al.*, 2001）。因此這些沖積扇相的礫石很可能也在同時期停止堆積，覆蓋其上的年輕辮狀河相礫石實則間隔了 1 萬多年。而在沖積扇相礫石停止堆積的時期，盆地西北側之所以還能持續堆積松山層的砂泥，係因構造下陷提供了納積空間所致（Su *et al.*, 2015）（圖 9）。

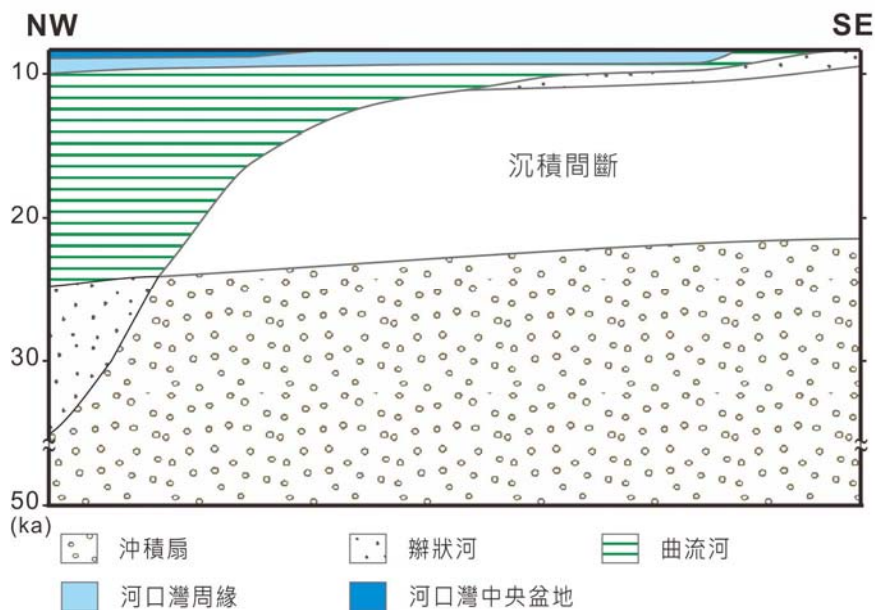


圖 9 臺北盆地 5 萬年至 9 千年前東南-西北向時帶地層剖面。

景美層頂部的辮狀河相礫石和沖積扇相礫石，在岩相和沉積年代上皆有所差異，辮狀河相的礫石反倒沉在沉積年代上和松山層的曲流河相砂泥連續。盆地西側，例如蘆洲 1 號井，底部的辮狀河相岩相沉積序列也被劃入松山層（彭志雄等，1999；蘇品如等，尚未發表；鄧屬予等，1999），因此盆地東半側這些辮狀河相

的礫石也應納入松山層中，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。如此景美層僅限於沖積扇相礫石，其最後堆積的年代，則可參考所得的定年結果和末次冰盛期的年代，推至 2 萬年前左右。

景美層雖然代表大漢溪被襲奪進入臺北盆地後的沈積物，然而新店溪亦為景美層提供了大量的沈積物，且不同的地點所得到的年代，也因主、支流，和受新店溪影響的程度不同而有不一致的結果（陳于高等，1990；陳文山等，2008）。因此尚不宜直接以景美層開始堆積的時間解釋大漢溪被襲奪的時間。

景美層至松山層下部沈積演育

釐清年代與岩相的分布後，便可建構景美層至松山層下部沉積演育的過程：景美層的沖積扇相礫石於 5 萬年前開始堆積，除了在盆地北側礫石層粒徑逐漸減小而尖滅以外，沖積扇相礫石遍布於整個盆地中（圖 10A）。由於盆地西側快速的構造下陷，且下陷速率高於全球海水面下降速率（Su *et al.*, 2016），提供了足夠的納積空間，在全球海水面下降的階段，盆地西北端的沉積基準面（base level）卻在上升，因此在 3 萬多年前沉積物開始轉變為辮狀河相至曲流相（圖 10B），這部分的沈積物被劃入松山層。但構造下陷的效應並未影響到盆地東側和南側（Su *et al.*, 2015），此時盆地東側和南側仍持續堆積景美層沖積扇相礫石。這些由砂岩到變質砂岩組成的礫石，係大漢溪與新店溪共同沖積而成，在盆地的西南邊最厚，可能反映兩條河流匯集以及盆地下陷的結果。

約在末次冰盛期前後，即 2 萬年前，全球海水面降到最低點，盆地內普遍缺乏納積空間，在各地出現時間長短不等的沈積中斷，中斷的時間愈朝盆地東南側愈長，最長可達約 1 萬年。先前堆積的景美層沖積扇相礫石暴露於空氣中，受風化作用而變黃。此時期僅盆地西北端由於構造下陷提供的納積空間仍持續增加，故可繼續沉積松山層的曲流相沉積物。

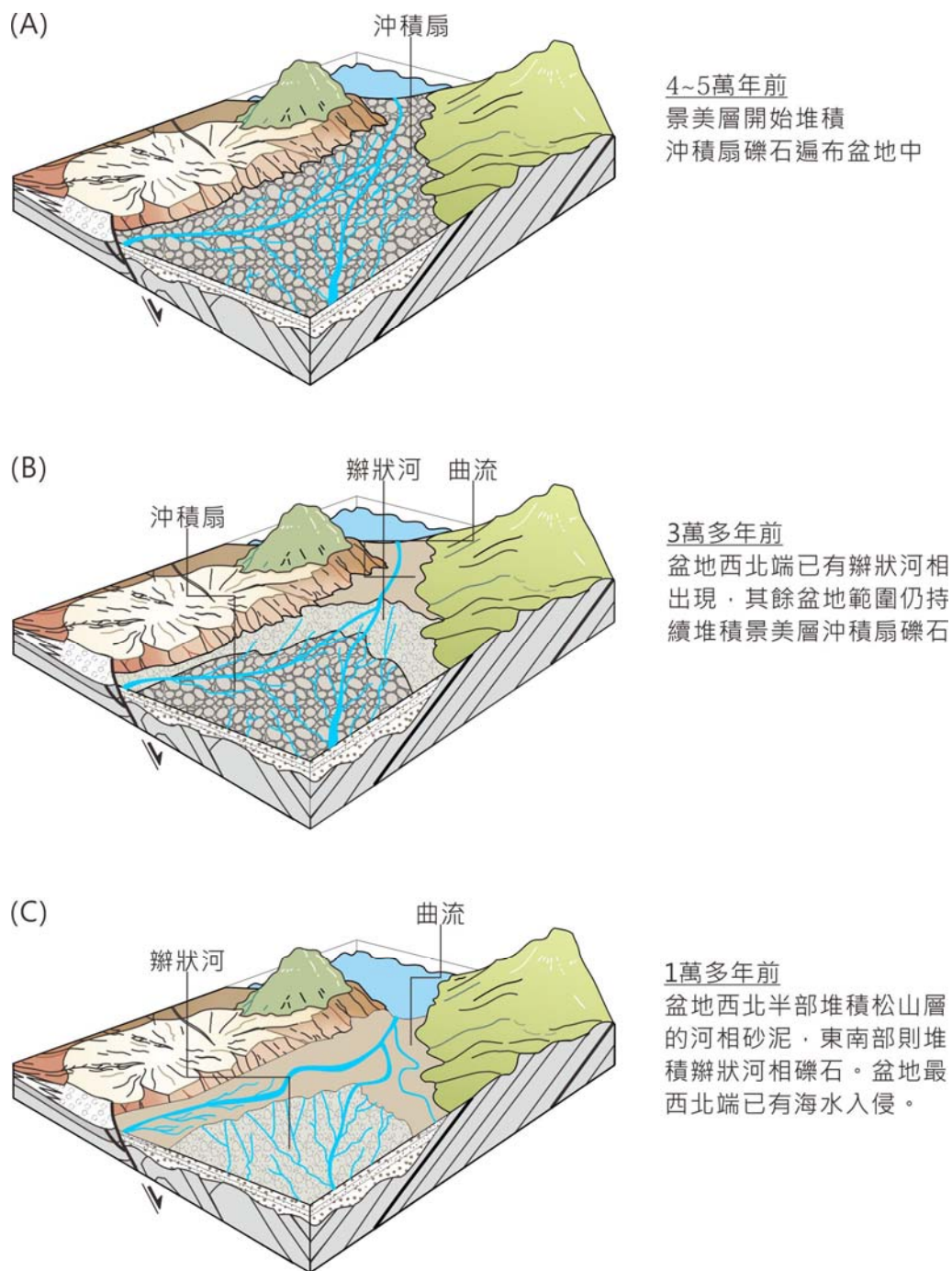


圖 10 景美層至松山層初期沉積環境演育過程。景美層約 5 萬年前開始堆積 (A)，3 萬多年前盆地最西北端開始堆積松山層的瓣狀河至曲流河相砂泥 (B)，約 2 萬年前盆地東半部停止堆積，1 萬年前沉積環境轉變為以瓣狀河相小礫和曲流相砂泥為主 (C)，已屬松山層之沉積物。

約至 1 萬多年前盆地東側才有辮狀河相的礫石覆蓋在沖積扇相礫石上（圖 10C），而同時期盆地西側的沉積物仍為曲流河相。由辮狀河相的礫石厚度分布趨勢顯示：辮狀河相礫石係來自新店溪，在盆地東南側的景美小盆地，則因相對位置較上游，岩相側相改變的緣故，以沖積扇相礫石較發達，因而造成最東南側的辮狀河相礫層厚度較薄，先朝西北厚度增加，接著因粒徑向下游逐漸變細，而轉變為曲流河相，辮狀河相的礫石又朝西北逐漸變薄（圖 6）。盆地東側看來整合的辮狀河相礫石與沖積扇相礫石之間，實則具有 1 萬年的年代差距。此時全球海水面持續上升，已有海水入侵盆地最西北端。

隨著全球海水面的上升，新店溪的辮狀河退縮至更上游，整個臺北盆地的沉積環境逐漸轉變為曲流河相至河口灣相（蘇品如等，尚未發表）。類似樹林 1 號井中非常年輕的沖積扇相礫石，則是由於該地點非常接近河流流入盆地的山麓谷口，受到海水面和構造活動的影響都非常有限，因此環境直到約 8 千年前，河口灣已覆蓋大半個盆地時，才轉變為辮狀河相（蘇品如等，尚未發表）。

結 論

本文重新檢視景美層的岩相和年代，發現過去所界定的景美層中，可分出辮狀河相與沖積扇相兩類不同岩相組合的礫石層。其中沖積扇相礫石較符合過去對景美層的認識，除了關渡平原、盆地北邊和南邊的山麓前緣外，廣泛分布於整個盆地中，厚度由東南逐漸向西側增加，再向北和西北減少，最厚的地點在盆地西南的新莊至板橋一帶。沉積年代約在 5 萬~2 萬年前。在 5 萬年前起，全球海水面下降的期間，景美層的沖積扇廣泛向下游延伸至整個盆地，而在景美層沖積扇礫石沉積的後期，約 3 萬多年前起，由於盆地的西側的構造下陷速率大於海水面上升速率，沉積基準面上生，開始堆積辮狀河相至曲流相的沉積物，但此效應未能影響到盆地東側，因此東側仍堆積沖積扇相礫石。約在末次冰盛期的 2 萬年前，沖積扇礫石因缺乏納積空間而停止堆積，同時其西側的曲流河相沉積物則因構造下陷和後續全球海水面的上升而持續堆積。

直到 1 萬多年前，全球海水面上升提供的納積空間增加的效應逐漸影響到盆地內部，來自於新店溪的辮狀河相的礫石和砂泥開始在盆地東半部堆積，並隨著全球海水面不斷上升，辮狀河相更向上由退縮，整個盆地的沉積相在 9~8 千年間逐漸轉變為曲流河相至河口灣相。在盆地最南側和東南側邊緣，即大漢溪谷及新店溪谷河床附近，由於離海洋較遠，全球海水面變動影響十分有限，亦不受盆

地西側構造沉陷的控制，保持沖積扇相的環境直到 8 千多年前。

由於 1 萬多年前沉積的瓣狀河相沉積物，其岩相組合和沉積序列皆與松山層西部相同，都在瓣狀河相上整合堆積曲流河相，沉積年代也和上覆的松山層連續，與景美層的沖積扇礫石反而有 1 萬年左右的沉積間斷，因此這些瓣狀河相的礫石層劃為松山層較為合宜。由此年代差距我們也發現：因為臺北盆地特殊的半地塹盆地型態，松山層和景美層在盆地西側整合接觸，但在盆地東側則不連續。

誌 謝

感謝鄧屬予教授、吳樂群教授對本文的啟發，蘇泰維先生、陸挽中先生、張閔翔先生提供岩芯資料及原始定年結果，以及王靜婷小姐協助繪圖，特此申謝。

參 考 文 獻

- 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。
- 王乾盈、孫志財（1999）臺北盆地地震測地層解釋。經濟部中央地質調查所特刊，第 11 號，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。臺灣鑛業，第 30 卷，第 350—380 頁。
- 市川雄一（1929）臺灣桃園臺地的礫層研究。地學雜誌，第 41 卷，369—403。
- 花井重次（1930）臺灣桃園台地之活斷層。地理學評論，第 6 卷，第 226—237 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。
- 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 卷，第 59—86 頁。
- 國立臺灣海洋大學（2006）台灣地區地下水觀測網第三期九十五年度水文地質調查研究計畫：沉積霧與沉積環境（3/3）期末報告。經濟部中央地質調查所，新北市。
- 陳于高、劉聰桂、王源（1990）大漢溪下游一埋沒谷之碳十四定年與沈積環境。地質，第 10 卷，第 2 期，第 147—156 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。經紀部中央地質調查所彙刊，第 21 號，第 61—106 頁。
- 富田芳郎（1937）淡水河河岸段丘地形面對比研究。臺灣地學紀事，第 8 卷，第 101—119 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。

劉聰桂 (1995) 碳十四定年研究。八十四年度台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，共 51 頁。鄧屬予 (2007) 台灣第四紀大地構造。經濟部中央地質調查所特刊，第 18 號，1-24。

劉聰桂、陳于高、吳文雄、羅嘉轍、魏谷 (1994) 臺北盆地沉積物與地下水之年代與水質研究。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論文集，第 143-146 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、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 卷，第 61-78 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。

蕭承龍、何秀蘭 (1998) 臺北盆地地下地質-花粉化石研究。臺北盆地地下地質與工程環境調查研究，經濟部中央地質調查所，共 43 頁。

蘇品如、紀宗吉、費立沅、蘇泰維、鄧屬予 (尚未發表) 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。

Bartlein, P.J., Edwards, M.D., Shafer, S.L. and Barker, E.D. (1995) Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. *Quaternary Research*, 44, 417-424.

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

Blum, M.D., Guccione, M.J., Wysocki, D.A., Robnett, P.C. and Rutledge, E.M. (2000) Late Pleistocene evolution of the lower Mississippi River valley, southern Missouri to Arkansas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 221-235.

Fuller, I.C., Macklin, M.G., Lewin, J., Passmore, D.G. and Wintle, A.G. (1998) River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology*, 26, 275-278.

Huang, T.-C. (1962) The Sungshan Formation in the Taipei Basin. *Mem. Geol. Soc. China*, 1, 133-151.

Juyal, N., Raj, R., Maurya, D.M., Chamyal, L.S. and Singhvi, A.K. (2000) Chronology of Late Pleistocene environmental changes in the lower Mahi basin, western India. *J Quaternary Sci*, 15, 501-508.

- Liew, P.-m., Huang, C.-y. and Tseng, M.-h. (1997) Preliminary Study On The Late Quaternary Climatic Environment Of The Taipei Basin And Its Possible Relation To Basin Sediments. *J. Geol. Soc. China*, 40, 17-30.
- Maddy, D., Bridgland, D. and Westaway, R. (2001) Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. *Quatern. Int.*, 79, 23-36.
- Miall, A.D. and Arush, M. (2001) Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. *Sedimentology*, 48, 971-985.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F. (2005) The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310, 1293-8.
- 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., Hafliðason, 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. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W. (2016) CALIB Radiocarbon Calibration 7.0.4 edn, Northern Ireland, UK.
- Su, E.P., Lin, A.T. and Hu, J.-C. (2016) Tectonic subsidence history since 40 ka in the western Taipei Basin. In: 2016 Taiwan Geosciences Assembly, Taipei, ROC.
- Su, P.-J., Lin, A.T. and Hu, J.-C. (2015) Upper Pleistocene to Holocene sequence stratigraphy of a sea-connected inland collapse basin: The Taipei Basin, Taiwan. In: 31st IAS Meeting of Sedimentology, pp. 508, Krakow, Poland.
- Teng, L.S., Lee, C.-T., Peng, C.-H., Chen, W.-F. and Chu, C.-J. (2001) Origin and Geological Evolution of the Taipei Basin, Northern Taiwan. *Western Pacific Earth Science*, 1, 115-142.
- Teng, L.S., Yuan, P.B., Yu, N.-T. and Peng, C.-H. (2000) Sequence stratigraphy of the Taipei Basin deposits: a preliminary study. *J. Geol. Soc. China*, 43, 497-520.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. and Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Sci. Rev.*, 21, 295-305.
- Wei, K., Chen, Y.-g. and Liu, T.-k. (1998) Sedimentary History Of The Taipei Basin With Constraints From Thermoluminescence Dates. *J. Geol. Soc. China*, 41, 190-125.
- Wescott, W.A. and Ethridge, F.G. (1983) Eocene fan-delta-submarine fan deposition in

the Wagwater Trough, east-central Jamaica. *Sedimentology*, 30, 235-247.

Wu, F.-T. (1965) Subsidence geology of Hsinchuang structure in the Taipei Basin. *Petrol. Geol. Taiwan*, 4, 271-282.

NEW DEFINITION OF LITHOLOGICAL FACIES AND EVOLUTION OF JINGMEI FORMATION, TAIPEI BASIN

Pin-Ju Su^{1,2}, Andrew T. Lin³, Jyr-Ching Hu²

ABSTRACT

Jingmei Formation is the first gravel layer in the Taipei Basin. It represents the deposition of captured Dahan River. However, the depositional age of Jingmei Formation remains uncertain, and the interpretation of the unusually young age data was lacked. This study collected 54 borehole cores and 33 sets of age data in the Taipei Basin from Central Geological Survey. Via correlating age data and facies associations, we reconstructed the facies model, age model, and evolution history of the Jingmei Formation.

The alluvial-fan gravels from Dahan River and Xindien River were deposited since 50 ka and were stopped around 20 ka. The thickness of the gravels is from 20 to 40 meters, and thickened toward southwest but thinned toward north and northwest. About 30s ka, when the alluvial-fan gravels were deposited continuously in the eastern part of the basin, the braided to meandering sediments of Sungshan Formation were deposited in the western part due to the rapid tectonic subsidence. In the last glacial maximum, the eastern part of the basin, however, was not affected by the tectonic subsidence, and a ten-thousand-years depositional hiatus formed during 20 to 10 ka. About 10 ka, the braided-river gravels carried by Xindien River were deposited in the eastern part of the basin. With the eustatic sea-level rising, the sedimentary environments change to meandering river and estuarine subsequently.

1. Central Geological Survey, MOEA

2. Department of Geosciences, National Taiwan University

3. Department of Earth Science, National Central University

The facies associations and age of the 10 ka braided-river gravels are similar to the Sungshan Formation so they should be divided into it. This study provides new age and facies interpretation of the Jingmei Formation and lower Sungshan Formation, and declares the hiatus between Jingmei and Sungshan Formation. A new evolution history of Taipei Basin is also constructed.

Key words: Jingmei Formation, gravel lithology, sedimentary evolution