

師大地理研究報告 第 41 期 民國 93 年 11 月  
Geographical Research No. 41, November, 2004

# 大漢溪襲奪對台北盆地的影響 \*

## Influence of Tahan River Capture over the Taipei Basin

鄧屬予 \*1      劉聰桂 \*1      陳于高 \*1      劉平妹 \*1  
Louis S. Teng   Tsung-Kwei Liu   Yue-Gau Chen   Ping-Mei Liew

李錫堤 \*2      劉桓吉 \*3      彭志雄 \*4  
Chyi-Tyi Lee   Huan-Chi Liu   Chih-Hsiung Peng

### Abstract

To investigate how the Taipei Basin responded to the capture of the Tahan River, we examine borehole stratigraphic data of the Taipei Basin and find that the area downstream of the Tahan River is dominated by fluvial sand/mud sourced from the Western Foothills. The only exception is the Jingmei Formation that is comprised of thick alluvial-fan gravels derived from the Hsuehshan Range. Because the upper Tahan River drains the Hsuehshan Range, the prevalence of Hsuehshan-derived sediment in the Jingmei Formation indicates that the Tahan River had been diverted into the Taipei Basin when the Jingmei Formation was deposited. In other parts of the Taipei Basin, the Jingmei Formation is not the only alluvial fan deposit, but its dimension is much larger than that previously laid down by other rivers (mainly Hsintien). This shows that an extra amount of gravel was fed into the Taipei Basin as a result of Tahan River capture.

Before the capture, the Taipei Basin was most likely covered with a fluvial plain drained by the Hsintien and Keelung Rivers. Eustatic sea level fall around 30 Kybp rejuvenated the Tanshui River and its tributaries, which induced deep channel incision in the Taipei Basin. One of the tributaries in the western Taipei Basin, namely the Yinge River, eroded headward through the water divide between Tachi and Yinge and cut into the Tahan River channel at 25 kybp. As a result, voluminous coarse-grained sediment was transported by the diverted Tahan River into the western Taipei Basin and deposited as an

\*承蒙張瑞津教授、洪奕星教授及兩位匿名評審人指正，林佩儀小姐與王芊小姐協助繪圖校稿。國家科學委員會支助研究經費。謹此敬申謝忱。

\*1 國立台灣大學地質科學研究所教授

\*2 國立中央大學應用地質研究所副教授

\*3 中央地質調查所技正

\*4 國立台灣大地地質科學研究所博士班學生

alluvial fan. The fan raised the base level of the Hsintien River and forced its sediment to backfill upstream to pile up another alluvial fan in the south-central Taipei Basin. The two fans overlapped to form a compound alluvial fan that lasted about two thousand years before being covered by fluvial deposits around 23 kybp.

Keywords: River Capture, Sedimentology, Stratigraphy, Geomorphology, Quaternary

## 中文摘要

大漢溪因襲奪而流入台北盆地，早已是地學界的共識。以往襲奪有關的研究多集中在桃園地區，台北盆地卻乏人問津。針對這項缺失，我們彙整了台北盆地的探井地層資料，以探尋大漢溪襲奪的沈積紀錄。我們發現在大漢溪下游的盆地西南區，景美層以下的地層大多是河相的礫砂泥層，沈積物主要來自西部麓山帶；然而景美層卻為一厚層沖積扇相礫層，具有大量來自雪山山脈的變質砂岩礫。由於大漢溪發源於雪山山脈，因此該區早期缺乏來自雪山山脈的沉積物，顯示大漢溪尚未流入台北盆地，而景美層的堆積則象徵大漢溪已被襲奪。在盆地其他地區，景美層雖不是唯一的沖積扇相礫層，但它的規模遠大於襲奪前所堆積的沖積扇，顯示當時有大量額外的礫石湧入盆地，間接地反應了大漢溪襲奪的沈積效應。

綜合地層和沉積的資料，我們推斷在大漢溪襲奪前台北盆地原本是一片河川平原。三萬年前，全球海水面下降引發了淡水河的回春作用，在台北盆地內造成強烈的切蝕。當時盆地西南角的鶯歌溪不斷向上源侵蝕，在二萬五千年前截穿了大溪和鶯歌間的分水嶺，襲奪了大漢溪的河道。大量的礫石隨即順著大漢溪湧入台北盆地，在盆地西區堆積成一沖積扇，並墊高了新店溪下游的河床。這使得新店溪的礫石也向上游回積，於盆地的中南區形成另一沖積扇。這兩個沖積扇互相交疊，覆蓋了盆地絕大部分地區。兩萬三千年前，沖積扇開始逐步被河相沈積物掩蓋，盆地最終又回覆到河川平原的環境。

關鍵字：河川襲奪、沉積、地層、地形、第四紀

## 一、前言

大漢溪是淡水河的中上游河段，發源自雪山山脈的品田山，流經巴稜、石門和鶯歌，匯入台北盆地(圖1)。大漢溪自源地以降，河道多有曲折，其中最顯著的變化就是石門附近的直角轉彎。這個突兀的河道轉折很早就引起地學家的注意，並被認為是河川襲奪的象徵。依照早期學者的說法(市川雄一，1929；花井重次，1930；富田芳郎，1937)，大漢溪原先由石門直接向西入海，爾後因襲奪而轉入台北盆地。這個說法影響深遠，常被用來解釋桃園台地群及大漢溪的地形和地層特徵(林朝榮，1957；許民陽，1981；陳于高等，1990；黃祥慶，1995；楊黃政，1996；張瑞津、劉明錡，2001；王昱，2002；陳怡葦，2003)。

根據大漢溪沉積層的年代學研究(陳于高等，1990；Chen and Liu, 1991)，襲奪大約發生在三萬年前。在此之前，台北盆地既無大漢溪，自然不受其影響；襲奪後，大漢溪挾帶大量河水及沉積物而入，勢必對盆地的沉積環境造成衝擊。不過實際的影響為何？以往無人論及。究其原委，實因台北盆地自更新世中期以來下陷快速(鄧屬予，1999)，與襲奪有關的地層證據早已深埋地下，除非有探井，否則無以得知。然而早年台北盆地的深井不多，地下地質資料有限，因此即使明知大漢溪曾被襲奪，卻難以深入探討(如林

朝榮，1957；王執明等，1978)。

近十年來，台北盆地隨著深鑽計劃的開展(林朝宗等，1999；劉桓吉等，2000、2002)，地下地質資料逐年增加。從初步的探井地層研究中，大漢溪襲奪的徵兆已隱隱浮現(鄧屬予等，1999)，不過相應的環境衝擊為何？尚無明確的論述。針對此項議題，我們彙整現有的探井資料，先勾勒襲奪有關的地層記錄，再從中解讀襲奪對台北盆地的影響。我們發現景美層可以具體展現大漢溪襲奪的地層效應，並顯示大漢溪在兩萬五千年前被襲奪後，在台北盆地內堆積了一個巨大的沖積扇，造成了為時兩千年的環境變動。

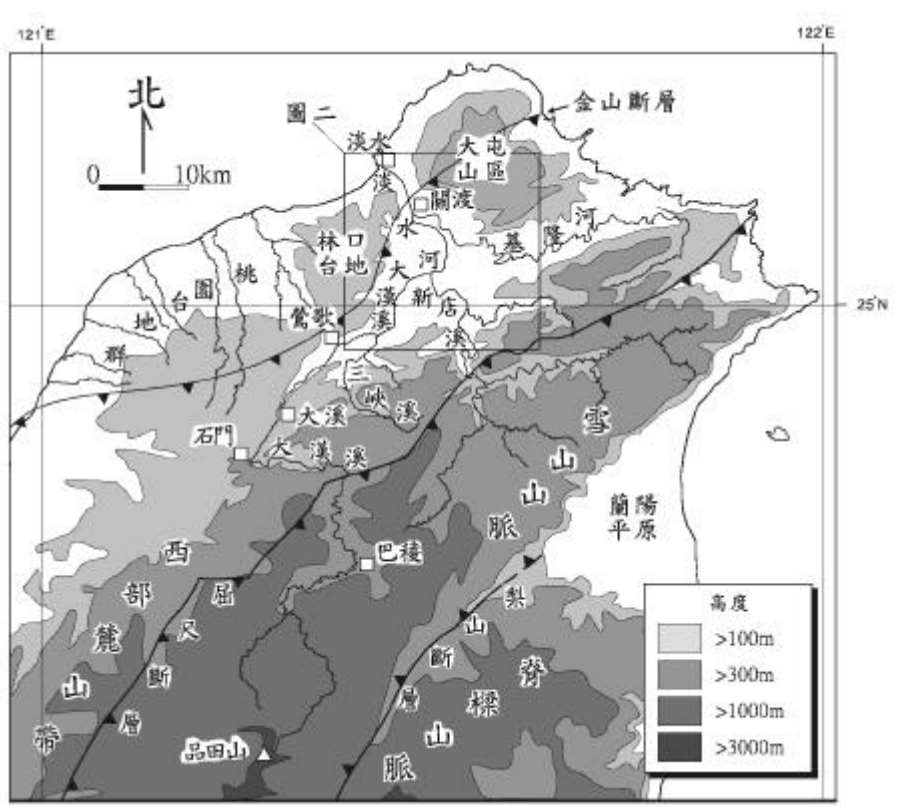


圖 1 地質與地形背景

大漢溪在石門以上呈東西走向，下游則轉向北北東流入台北盆地。桃園台地群是大漢溪被襲奪前所堆積的古石門沖積扇。如今台地上仍有殘留之扇形階面及放射狀水系。方框中台北盆地之詳情見圖 2。

## 二、地質背景

大漢溪流域橫跨雪山山脈、西部麓山帶和海岸台地群三區(圖1)。雪山山脈是一高山區，山峰高度多在一千公尺以上，主稜線超過三千公尺。山脈中出露的岩盤為板岩及變質砂岩層，以漸新統為主，始新統及中新統次之(何春蓀，1986)。西部麓山帶是一丘陵區，高度多在一千公尺以下，出露的岩盤主要是中新統的砂頁岩層，亦有少許漸新統及上新統(何春蓀，1983)。桃園台地群由一系列不同高度的河階組成(林朝榮，1957；石再添等，1996)，高度低於三百公尺，其下出露的岩盤為第四系的礫砂泥層(市川雄一，

1929；塗明寬、陳文政，1990；黃祥慶，1995；胡剛、毛爾威，1996)。台北盆地位於西部麓山帶的西緣，是一個晚第四紀的半地塹，座落在山腳斷層的上盤(圖2、3)。盆地的基盤為西部麓山帶的第三系，盆地內為水平的第四系碎屑沉積物。台北盆地的北面有大屯火山群，西面則為更新統的林口台地。

大漢溪中上游河道貫穿山區(圖1)，河谷狹窄，坡降甚大，除了少許河階頂部有薄層沉積物外，沿河幾無堆積(林朝榮，1957；石再添等，1996；楊黃政，1996)，是一個侵蝕為主的環境。下游河道在石門流出山區後，坡降減緩，河谷寬闊，谷中有多段河階，並有厚層的河相礫石(許民陽，1987；Chen and Liu, 1991；黃祥慶，1995)，形成一個以堆積為主的環境。在台北盆地中，大漢溪先後會合三峽溪和新店溪，形成淡水河，會基隆河後再流經關渡隘口，從淡水出海。新店溪是淡水河最大的支流，集水區橫跨雪山山脈和西部麓山帶。基隆河和三峽溪的集水區較小，僅限於西部麓山帶。除了上述的主要支流外，淡水河還有一些小支流源自大屯山區和林口台地(圖2)。

大漢溪流域的地貌起源於上新世以來的蓬萊造山運動。雪山山脈和西部麓山帶都是蓬萊造山運動的產物。當造山活動在更新世早期達到高峰時，新莊斷層以東之地，包括台北盆地，都曾隆起成山(鄧屬予，1999)。不過到了80萬年前左右，台灣東北部的造山運動逐漸停歇，山脈開始垮塌下沉(Teng, 1996)。台北地區的岩盤順著山腳斷層下滑，形成半地塹盆地；斷層的下盤則相對抬升，形成林口台地。與此同時，

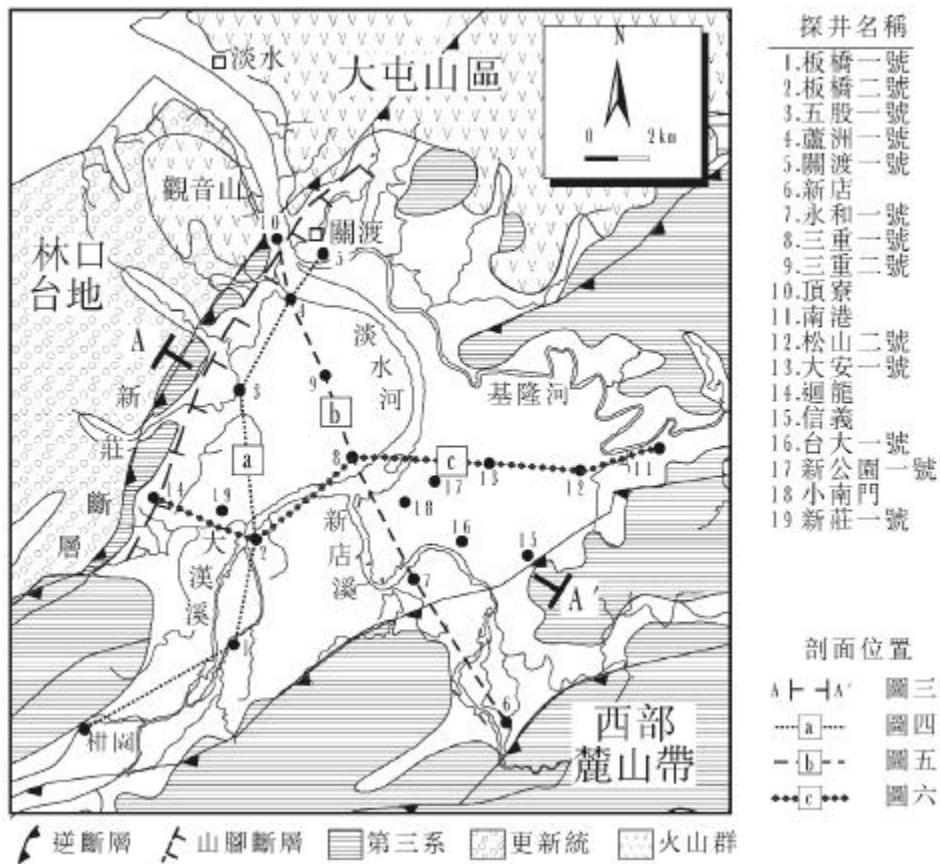


圖2 台北盆地的地質架構與探井位置

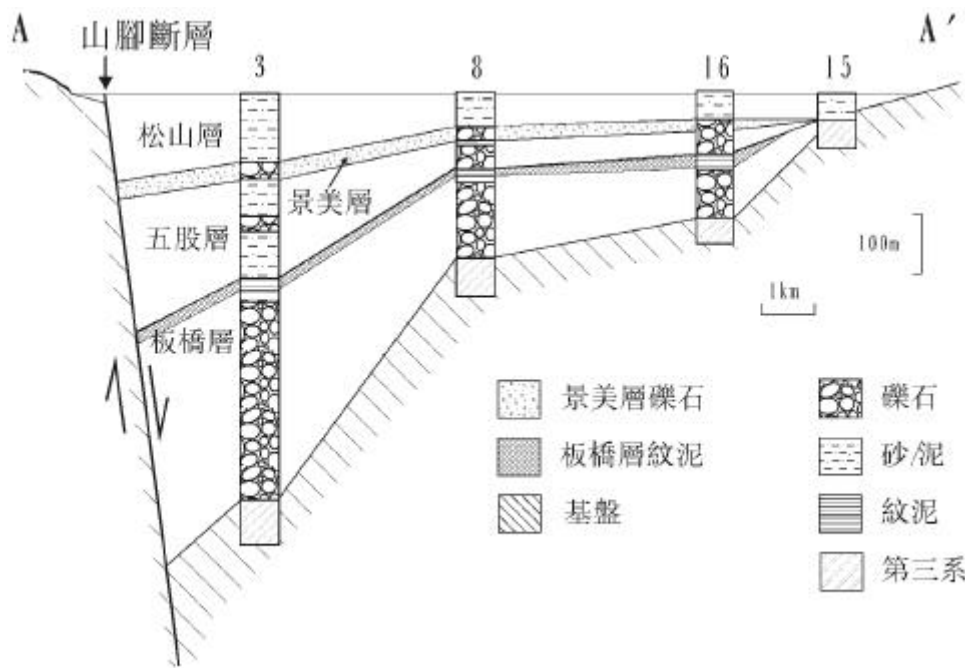


圖3 台北盆地的構造和地層架構

台北盆地是一個半地塹，由山腳斷層上盤陷落而成。盆地內第四系堆積層厚達680公尺，可分為四個岩性地層單位。其中景美層的礫層和板橋層上部的紋泥層延伸最廣，是分層和對比的主要依據。

大屯山區的火山也相繼噴發，形成屏障盆地北面的火山群，並逐步圈合出台北盆地今日的面貌(Teng et al., 2001)。

在台北盆地形成的過程中，大漢溪的河道也隨之變動。早在台北地區還是一片山地時，大漢溪在石門流出山區後，就直接向西逕流入海，並在山前堆積了一個沖積扇(古石門沖積扇；富田，1937)。當台北地區開始下滑成盆地時，大漢溪流域的造山運動尚未停歇，石門一帶的岩盤仍不斷受到壓縮而抬升(Teng and Lee, 1996；王昱，2002)。這使得台北盆地與古石門沖積扇的高差日益擴大，終於在三萬年前引發了大漢溪的襲奪(陳于高等，1990)。襲奪後，大漢溪改道北流，原本位於山前的古石門沖積扇就形成桃園台地群(花井重次，1930；富田芳郎，1937)。

### 三、地層架構

台北盆地的地層以陸相碎屑堆積物為主，包含礫、砂、泥及其互層(圖3)。這些沉積物大多來自西部麓山帶和雪山山脈(Lin and Chen, 2002)，經由淡水河各支流帶入盆地，堆積在沖積扇、河川平原、湖泊和河口灣的環境中(彭志雄等，1999；Teng et al., 2000)。依據岩性特徵，盆地堆積層可分為松山層、景美層、五股層和板橋層四個岩性地層單位(鄧屬予等，1999)。地層年代最老可回推至四十萬年前(Teng et al., 2001)。

由於大漢溪襲奪發生在三萬年前，它的前後變化主要顯現在盆地地層的上半段，也就是二十萬年以來的堆積物(圖 4、5、6)。在這段地層中，有兩層明顯的指標層可以作為分層和對比的依據(鄧屬予等，1999)：一是板橋層上部的湖相紋泥層，一是景美層的沖積扇相礫層(圖 3)。不過由於岩相的側向變化，這些指標層的岩性也會因地而異。以盆地西部為例(圖4)，在板橋和蘆洲之間，各層的延續性良好，但向北到關渡，景美層特有的礫層尖滅，找不到岩性相同的地層。另一方面，景美層和五股層都具有厚層的沖積扇相礫石(圖5、6)。在三重地區，這兩層礫石可由五股層上段之砂層分隔；然而在永和、大安一帶，五股層的砂層尖滅，兩層礫石合而為一，難以區分。這些地層變化雖然造成了一些分層和對比上的困擾，不過不會影響本文的推論，詳情將於後續章節中說明。

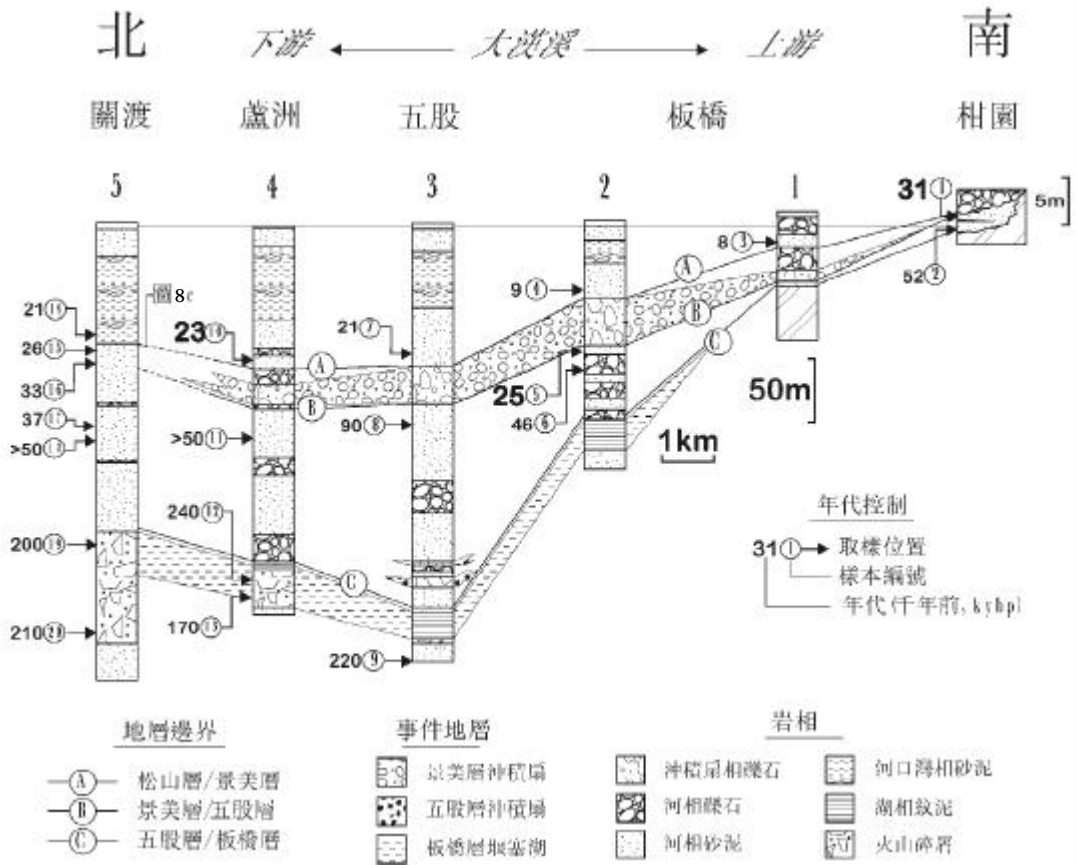


圖 4 大漢溪下游的地層記錄

本區以河相堆積物為主，僅有景美層為沖積扇相礫層，是大漢溪襲奪後的堆積物。剖面底部的紋泥層和火山碎屑岩為堰塞湖堆積物(鄧屬予等，2004)，可視為同時代的地層。剖面及探井位置見圖 2；年代資料見表 1。探井地層整理自中華顧問工程司(1979：158)，彭志雄(1998)，彭志雄等(1999)，鄧屬予等(1999)，謝英宗(2001)及劉桓吉等(2000、2002)。柑園之地層資料取自陳于高等(1990)，其厚度比例列於右。

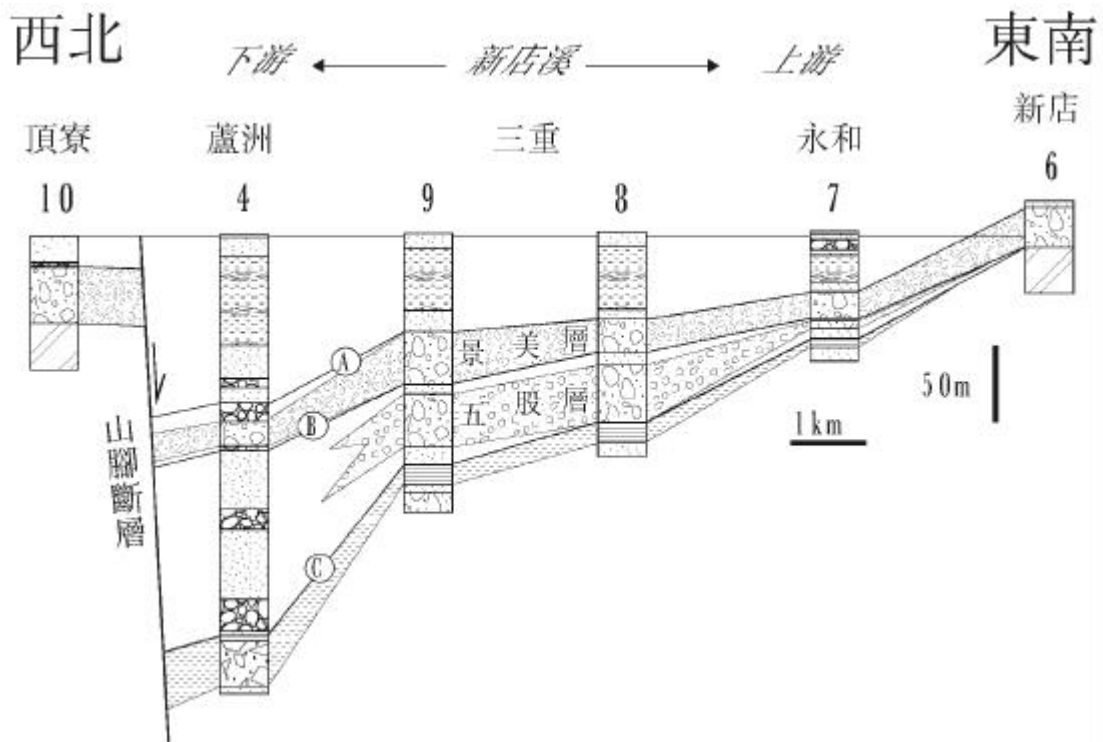


圖5 新店溪下游的地層記錄

在大漢溪被襲奪前，新店溪曾經堆積五股沖積扇。襲奪後，大漢溪帶來的礫石淤積在下游地區，迫使礫石向新店溪上游回填，擴展了景美層沖積扇的範圍。剖面及探井位置見圖2；圖例及資料來源見圖4。

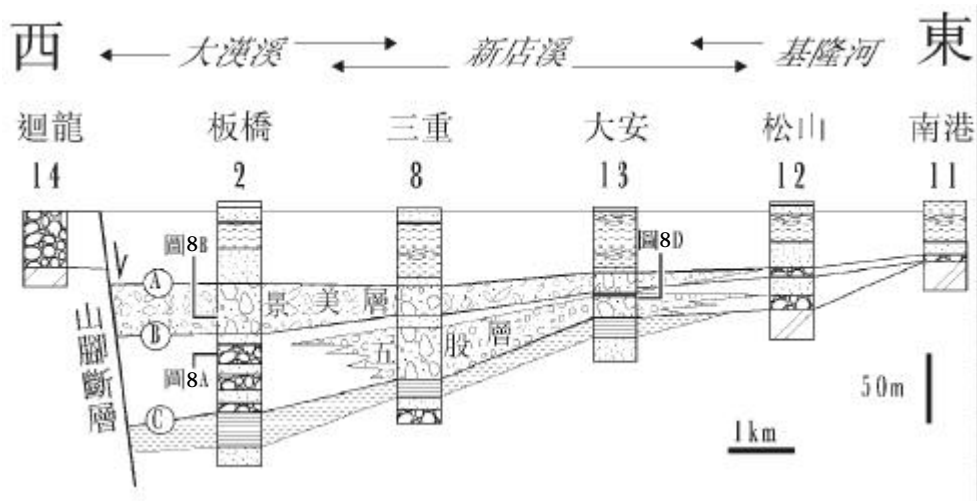


圖6 台北盆地的橫切地層剖面

新店溪是台北盆地沈積物的主要供應源，曾兩度堆積沖積扇相礫層。大漢溪在襲奪後才堆積景美層沖積扇。基隆河是次要的沈積物供應源，只堆積少量的河相地層。剖面及探井位置見圖2；圖例及資料來源見圖4。

台北盆地的地層年代有兩種不同的線索。一是放射性定年(劉聰桂等, 1994; 曹恕中等, 2000; Wei et al., 1998; Tsao et al., 2001), 一是孢粉和層序地層(Liew et al., 1997; 蕭承龍等, 1999; Teng et al., 2000)。放射性年代隨定年方法的不同而各有誤差, 彼此間也不盡相容, 不過在相互比較及適當的篩選下(如曹恕中等, 2000; 鄧屬予等, 2004), 即可找出一套比較可靠的數據作為年代的控制(表 1)。孢粉和層序地層在這些年代控制點的輔助下, 可以明確地和海洋沉積物的氧同位素曲線對比(圖7)。由於氧同位素曲線為一連續的年代序列(Martinson et al., 1987), 並可反應全球性的冰川消長、氣候冷暖和海水面升降

表 1 放射性年代資料

圖四所示		原始數據		
編號	年代(千年)	距今年代	定年法	資料來源
1	31	30500±250	碳十四	陳于高等(1990)
2	52	51600±2800	碳十四	陳于高等(1990)
3	8	7950±80	碳十四	劉聰桂等(1994)
4	9	9000±40	碳十四	劉聰桂(1995)
5	25	25320±260	碳十四	劉聰桂(1995)
6	46	45700±2300	碳十四	劉聰桂(1995)
7	21	21300±160	碳十四	劉聰桂(1995)
8	90	90000±18000	熱螢光	Wei et al. (1998)
9	220	220000±66000	熱螢光	Wei et al. (1998)
10	23	23450±180	碳十四	劉聰桂(1995)
11	>50	>50000	碳十四	劉聰桂(1995)
12	230	23000±200	鉀氬	曹恕中等(2000)
13	170	17000±120	鉀氬	曹恕中等(2000)
14	21	21150±150	碳十四	謝英宗(2001)
15	26	26040±160	碳十四	謝英宗(2001)
16	33	33320±290	碳十四	謝英宗(2001)
17	37	37470±1520	碳十四	謝英宗(2001)
18	>50	>50000	碳十四	謝英宗(2001)
19	200	20000±400	鉀氬	曹恕中等(2000)
20	210	21000±200	鉀氬	曹恕中等(2000)



(Chappel and Shackleton, 1986; Linsley, 1996), 因此透過盆地地層和氧同位素曲線的對比關係, 我們不但獲得一套完整的年代地層序列, 並可藉以了解盆地沉積環境、氣候及海水面之間的相關性。

根據岩相和礦物組成分析(彭志雄等, 1999; Lin and Chen, 2000; Teng et al., 2000), 台北盆地的沉積物主要來自淡水河的三大支流 - 大漢溪、新店溪和基隆河。其他來自林口台地和大屯山區的小支流(圖2)雖然也提供一些沉積物, 但只侷限在台北盆地的西緣和北緣(如圖4之關渡), 對盆地大部分地區幾無影響。為了突顯大漢溪襲奪的沈積效應, 我們沿著南 - 北、東南 - 西北和東 - 西向建立三條地層剖面(圖4、5、6), 以展示大漢溪、新店溪和基隆河的沉積記錄。這些剖面並不完全依循現今的河道, 但大體上切過各河的主要堆積區。唯一的例外是東 - 西剖面(圖6)。由於基隆河的堆積量遠遜於大漢溪和新店溪, 它的沉積物特性在盆地東區還可以看出, 在其他地區則幾乎完全被掩蓋。

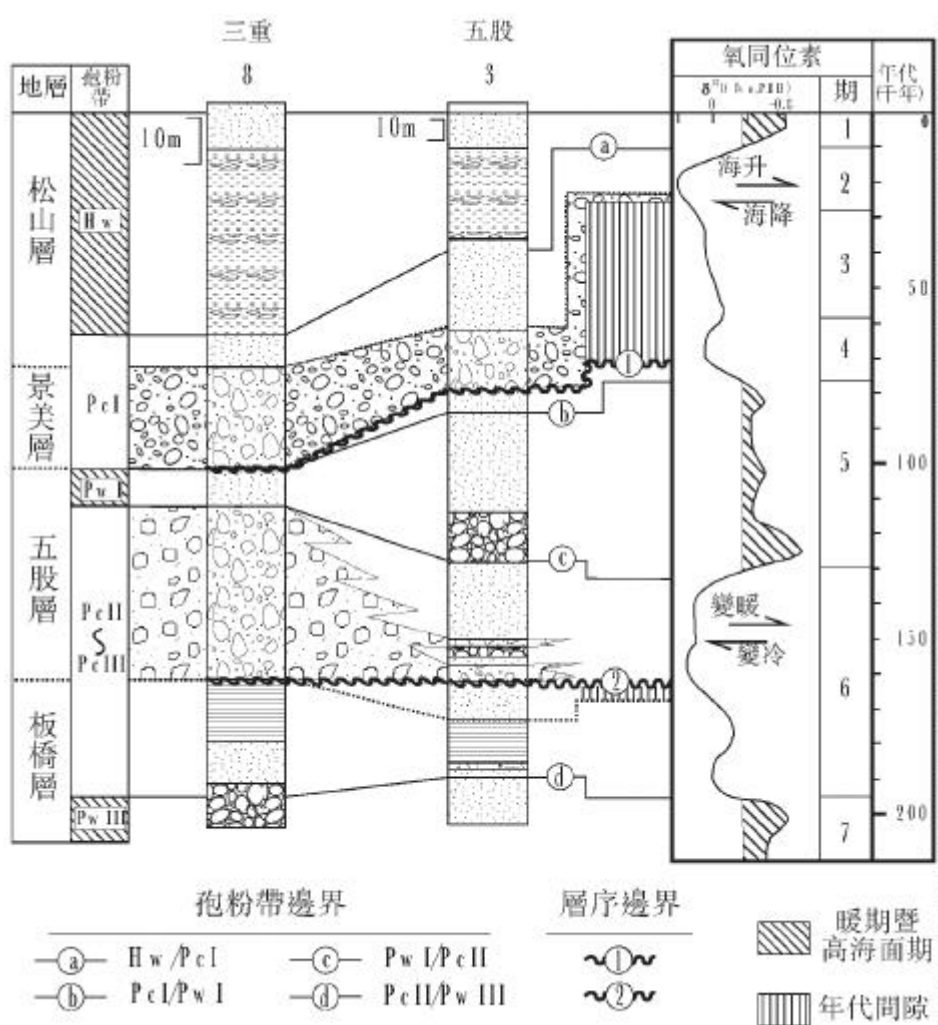


圖7 地層年代與氣候 / 海水面的關連

景美層沖積扇礫層的底部位在兩萬五千年前的海降期, 其下有四萬年的地層年代缺失。這顯示台北盆地在水面下降時, 先受到強烈的侵蝕, 爾後再被沖積扇覆蓋。孢粉帶劃分依 Liew et al. (1997); 層序邊界依 Teng et al. (2000); 修改自鄧屬予等(2004)。圖例同圖4。

#### 四、沉積物的訊息

在台北盆地的地層記錄中，大漢溪襲奪前後的主要差異在於「是否出現大漢溪的沉積物？」。由於台北盆地沉積物除了來自大漢溪外，尚有三峽溪、新店溪和基隆河(圖1)。因此在解讀大漢溪襲奪的沉積記錄前，我們需針對上述各河的沉積物特性加以剖析。

大漢溪貫穿雪山山脈和西部麓山帶，其沉積物可來自雪山山脈的板岩和變質砂岩層以及西部麓山帶的砂頁岩層。通常在風化、侵蝕和搬運的過程中，板岩和頁岩很容易破碎成細粒的岩屑；而砂岩和變質砂岩則比較堅硬，常形成粗粒的岩礫。如果河川流經西部麓山帶，它的沉積物就會現出砂岩礫，若流經雪山山脈，則會帶來變質砂岩礫。大漢溪流經兩區，其沉積物中既有砂岩礫，也有變質砂岩礫。不過大漢溪在雪山山脈中的流域面積較廣，河道坡降較大，所帶出的沉積物較多，因此大漢溪的堆積物中常有大量的變質砂岩礫。新店溪發源於雪山山脈，其集水區和沉積物特性近似大漢溪。三峽溪和基隆河只流經西部麓山帶，不但流域面積小，河道坡降亦緩。因此，其堆積物多小礫，而且只有砂岩礫，無變質砂岩礫。

在台北盆地的地層中，有兩種不同類型的礫層：一為河相的青灰色礫石(圖 8A)，一為沖積扇相的黃棕色礫石(圖 8B)。河相礫層的厚度多在五公尺以下，側向延伸性不高，夾雜在河相砂泥層中，代表了河道的堆積物。沖積扇相礫石的厚度多在 20 公尺以上，延伸範圍非常廣(圖 4、5)。河相礫石和沖積扇相礫石在組成上也不同。河相礫石以中小礫(< 20 公分)為主，多砂岩礫(圖 8A)。沖積扇相礫石則多大礫(> 20 公

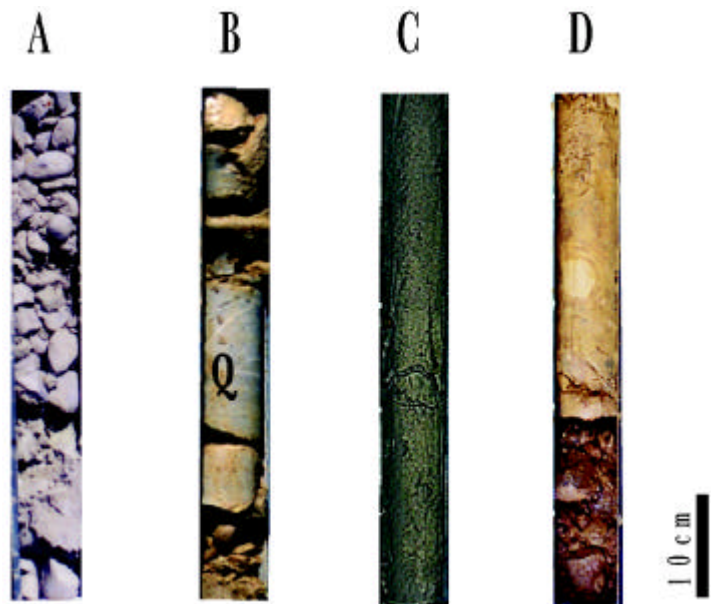


圖 8 岩相特徵

- A. 河相礫石。以青灰色中小礫為主，淘選度佳，是河道堆積物。(位置見圖 6)
- B. 沖積扇相礫石。以棕黃色大礫為主，淘選度差。其變質砂岩礫(Q)來自雪山山脈，是大漢溪及新店溪特有的沈積物。(位置見圖 6)
- C. 河相砂泥。盆地北區與景美層層位相當之河相砂泥層，代表景美層沖積扇外緣的堆積物。(位置見圖 4)
- D. 紅壤化帶。在盆地東南區之沖積扇相礫層中(上段)，有一紅壤化帶(下段)，代表一沈積間斷，可作為景美層/五股層的分界。(位置見圖 6)

分), 不但有砂岩礫, 還有許多變質砂岩礫(圖 8B)。在空間分布上, 沖積扇相礫石多出現在大漢溪和新店溪的下游(圖 4、5), 而基隆河下游就只有河相礫石(圖 6)。這些特性充分顯示沖積扇相礫石主要來自雪山山脈, 是大漢溪和新店溪特有的堆積物。

如果我們進一步觀察大漢溪下游的地層剖面(圖 4), 就可發現景美層是唯一廣布全區的沖積扇相礫層。景美層之下多為河相沈積物, 除了五股地區外, 幾乎沒有沖積扇相礫石, 也就是沒有大漢溪的沈積物。這個地層變化充分顯示在景美層堆積之前該區本無大漢溪, 爾後大漢溪才被襲奪入盆地。因此, 大漢溪襲奪大致發生在景美層開始堆積之時, 而景美層主要是襲奪後的產物。

## 五、沖積扇的分布

景美層在台北盆地的分布廣闊(圖 4、5、6), 顯示大漢溪在襲奪後堆積了一個巨大的沖積扇。不過在勾畫這個沖積扇的分布範圍之前, 我們必須先釐清景美層相關的地層問題。由於景美層本身缺乏定年數據, 它的年代需由下伏的五股層和上覆的松山層來夾控。以現有的定年資料看來(表 1, 圖 4), 五股層頂部最新的年代是兩萬五千年前(圖 4, 2 號井之 25 kybp), 松山層底部最老的年代是兩萬三千年前(4 號井之 23 kybp)。因此, 景美層的年代就在兩萬五千到兩萬三千年前之間。

在掌握景美層的年代後, 我們可進一步探討盆地邊緣的地層疑義。在盆地的北緣, 關渡地區的景美層雖然尖滅(圖 4), 不過在年代相當的層位上(26~21 kybp)出現一套河相砂泥層(圖 8A), 類似沖積扇邊緣的堆積物, 可視為景美層同時異相的地層。在盆地的東南部, 景美層和五股層的礫層雖然合而為一(圖 5、6), 然而其間有一明顯的紅壤化帶(圖 8D), 很可能代表一個沉積的間斷(Kraus, 1999), 可作為劃分兩層的依據。這些邊緣地帶的地層關係釐清後, 景美層的厚度變化(表 2)和分布範圍(圖 9)即可全面標定。

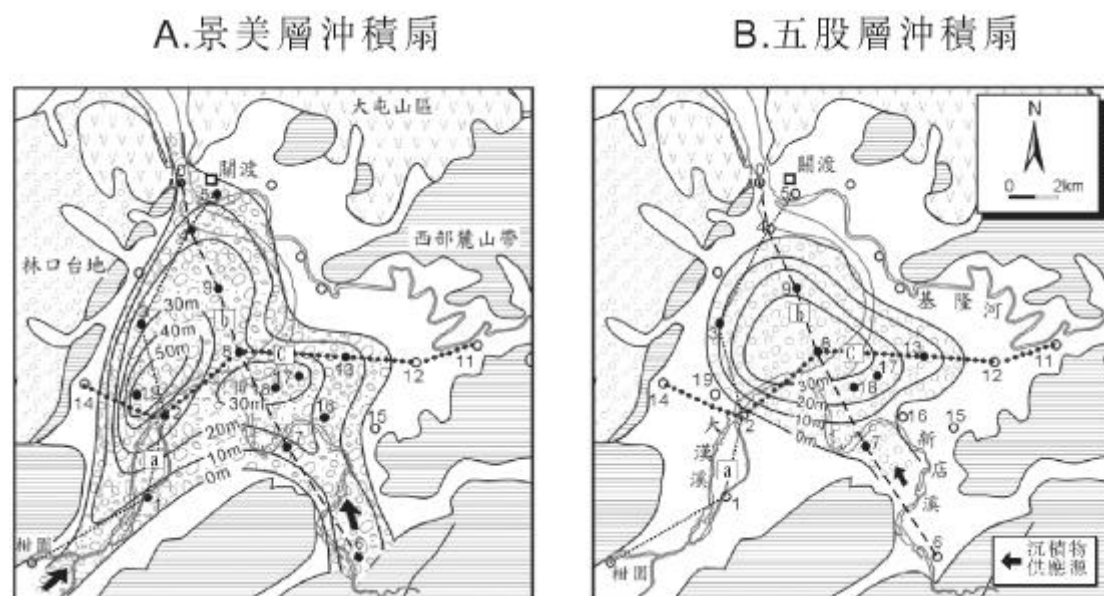


圖 9 沖積扇分布範圍

景美層沖積扇的覆蓋面積和厚度超過五股層沖積扇甚多。兩者間的差異在盆地西部尤其明顯, 具體展現了大漢溪襲奪的影響。剖面及探井位置同圖 2。厚度資料見表 2。

表 2 沖積扇相礫層厚度(單位公尺)

井位	景美層	五股層
1.板橋一號	8	0
2.板橋二號	35	0
3.五股一號	26	8
4.蘆洲一號	15	0
7.永和一號	17	8
8.三重一號	22	38
9.三重二號	28	28
13.大安一號	16	15
16.台大一號	12	0
17.新公園一號	31	26
18.小南門	31	22
19.新莊一號	55	0

註：限於岩芯品質，厚度僅取整數。

很顯然地，景美層沖積扇有兩個沈積中心，一是大漢溪下游的盆地西區，另一在新店溪下游的盆地中南區(圖 9A)。因此，它是一個聯合沖積扇，由大漢溪和新店溪共堆積而成。這個沖積扇除了覆蓋台北盆地外，並向西越過關渡隘口，伸入淡水河的河口灣。不過在新店溪下游地區，景美層之外，五股層中另有一沖積扇相礫層(圖 5、6)。相較於景美層沖積扇，五股層沖積扇的分布範圍較窄(圖 9B)，厚度較薄(表 2)。因此，大漢溪襲奪前新店溪雖曾堆積過沖積扇，但規模較小，只侷限在盆地的中心。襲奪後，沖積扇的規模倍增；礫石不但淤積在新店溪下游，並且向上游地區回積(圖 5)。

## 六、襲奪前的環境

根據探井地層資料(圖 4、5、6)，景美層下方緊鄰的地層大多是河相堆積物。如果照正常的地層層序研判，則大漢溪襲奪前台北盆地應是一片河川平原。不過這種解釋必須假設景美層和五股層之間是連續的沉積。事實上，這兩層並非連續的層序，其間有地層的缺失(Teng et al. 2000)。這個缺失指示台北盆地在襲奪前是一個侵蝕的環境，而且和大漢溪襲奪息息相關。

從區域的地形架構裡(圖 1、2)，我們可以看出台北盆地並不是一個完全封閉的內陸盆地。它和海之間有淡水河連通，海水如今仍可隨著潮汐侵入盆地(張瑞津等，1986、1988)。在這種水文條件下，盆地的沉積環境很容易受到海水面升降的影響。如果海面上漲，盆地會因海水入侵而泛濫。如果海水面下降，河川則因侵蝕基準面降低而下切。在過去二十萬年裡，全球海水面隨著冰川的消長呈週期性的升降(Martinson et al., 1987; Linsley, 1996)，不斷地影響台北盆地的沉積作用，在地層中留下多次氾濫和侵

蝕的記錄。五股層的頂界就是其中一個主要的侵蝕面(Teng et al., 2000)。

五股層上部所隱含的地層缺失可從五股地區的地層記錄中看出(圖7)。該區五股層頂部的年代大約在七萬年前, 景美層底部的年代則小於三萬年。兩者間有將近四萬年的年代缺失。在五股 - 蘆洲一帶, 五股層的厚度約 150 公尺, 在永和 - 大安一帶不足 20 公尺, 再往東南則完全消失(圖 5、6)。這個厚度變化指示五股層頂部不但有地層缺失, 而且缺失的範圍由西北向東南逐次加大(Teng et al., 2000)。事實上, 大安 - 永和一帶的五股層上部出現紅壤化作用(圖 8D), 也間接反映了其間的沉積間斷和年代缺失。

五股層頂部的地層缺失其實和更新世晚期的全球性海退有關。當海水面從八萬年前(即氧同位素第 5 期末期)開始逐步下降時(圖 7), 淡水河會隨之回春下切, 使台北盆地內部遭受侵蝕。不過在 8 - 2 萬年前這段海退期間, 海水面曾於 6 萬年前小幅回升, 造成 6~3 萬年前一段相對高海水面期(即氧同位素第 3 期)。在此期間, 台北盆地是否一直遭受侵蝕仍不確定。事實上, 在大漢溪下游地區的柑園、板橋和關渡一帶, 地層中保存有 5~3 萬年前的河相堆積物(圖 4), 表示當時台北盆地仍有河川在堆積。因此, 台北盆地在 3 萬年前可能還是一片河川平原。不過爾後海水面再度下降, 盆地的地層就受到強烈的剝蝕。景美層緊跟其後堆積, 代表大漢溪隨即被襲奪而入。這種前後關係顯示 3 萬年前開始的河川下蝕作用是引發大漢溪襲奪的直接導因。

## 七、環境演變過程

綜合上述的地層和沉積資料, 我們可勾畫出台北盆地在大漢溪襲奪前後的環境變化, 其過程大致如下(圖 10) :

在襲奪發生前, 大漢溪原本由石門向西流經古石門沖積扇入海(參見圖1)。隨著石門一帶的地盤持續隆昇, 大漢溪的河道逐步向東北遷移, 並且在大約五萬年前, 移動到古石門沖積扇的東北緣。當時大漢溪從石門流出山區後, 先向北流經大溪, 再轉向西北入海(陳于高等, 1990; 張瑞津、劉明錡, 2001; 陳怡葦, 2003)。台北盆地是一片河川平原, 由新店溪、基隆河和三峽溪共同淤積而成(圖 10A)。

到了三萬年前, 全球海水面開始急速下降, 淡水河隨之回春下蝕。回春作用順著淡水河本支流向上游發展, 台北盆地內各河川一方面向下挖深河床, 另一方面則向兩側侵蝕河岸。盆地表面的沉積層受到強烈的剝蝕, 沉積物則順著河谷流出盆地(圖 10B)。

在這段期間, 盆地的西南角可能有一條小河(在此稱之為鶯歌溪), 從鶯歌附近的山丘流向柑園, 注入淡水河。當淡水河的回春作用上溯到鶯歌溪時, 鶯歌溪也隨之下切, 一方面造成柑園地區的埋積谷(陳于高等, 1990), 另一方面則向上游切蝕盆地西南緣的基盤山區, 逐步逼近大溪附近的大漢溪。

兩萬五千年前, 鶯歌溪的上游截穿了大溪和鶯歌之間的山丘, 切進大漢溪的河床, 並引導大漢溪流入台北盆地。由於襲奪前大漢溪位於桃園台地群之桃園面上(陳于高等, 1990; 張瑞津、劉明錡, 2001; 陳怡葦, 2003), 標高約 100 公尺, 而鶯歌溪的河床高度則低於 50 公尺(現今鶯歌附近之河床高度), 兩者間有 50 公尺以上的高差。因此當大漢溪被截流時, 襲奪處會形成一個陡峭的遷急點(很可能是瀑布), 並且立刻開始加速溯源侵蝕。

隨著大漢溪向上游切割石門和大溪一帶的古石門沖積扇, 大量的礫石隨即湧入台北盆地。這些礫石一開始可能先填塞在河谷中(圖 10C), 接著溢散到兩岸的河川平原上, 很快地在盆地的西側堆積出一個沖積扇。這個沖積扇墊高了新店溪下游的河床, 促使新店溪的礫石向上游回積, 在盆地的中南區形成另一個沖

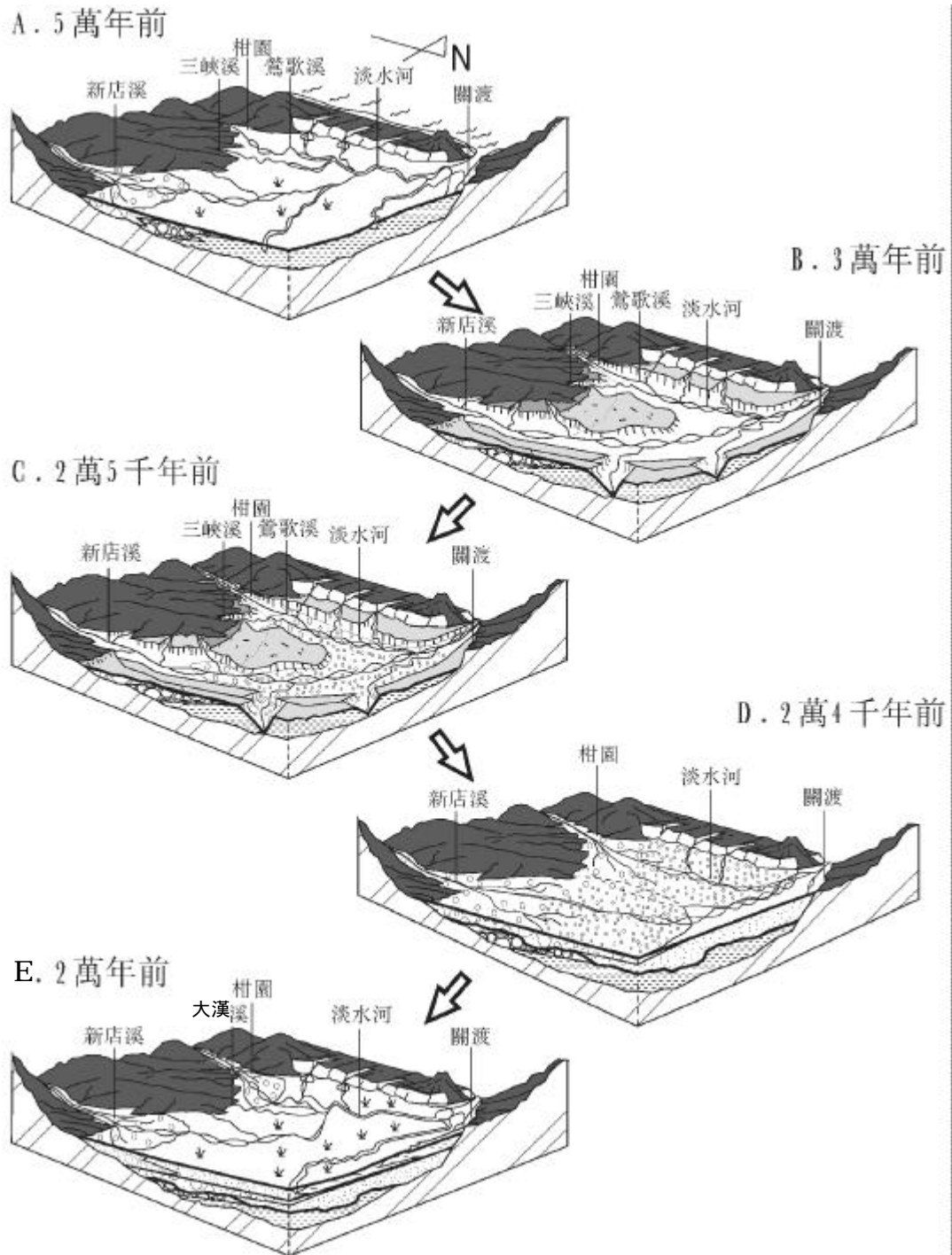


圖 10 環境變遷過程

台北盆地原本為一河川平原(A)，襲奪前因海水面快速下降，使盆地內之河川下蝕(B)。當時盆地西南部角之鶯歌溪向上源切穿了上游的分水嶺，襲奪了大漢溪(C)。大量的礫石隨大漢溪湧入盆地，堆積成景美層沖積扇(D)。爾後盆地又很快地回復到河川平原的環境(E)。

積扇。這兩個沖積扇相互交疊，佔據了盆地大部分的地區，只有邊緣地帶才有砂泥層堆積(圖 10D)。

到了兩萬三千年前，襲奪所引發的河道侵蝕作用顯然減緩。盆地西北角已不再堆積沖積扇相礫石，開始發展出一河川平原(圖 10E)。這個河川平原不斷擴大，並逐步覆蓋到盆地東南面的沖積扇之上。在大約一萬年前，盆地大部分地區已被河相砂泥層覆蓋，再度回覆到河川平原的環境。

## 八、討論

在台北盆地西區，景美層是唯一廣布全區的沖積扇相礫層(圖 4)，也是大漢溪襲奪的明證。在盆地的其他地區(圖 5、6)，景美層雖然不是唯一的沖積扇相礫層，但它拓展了沖積扇的幅員(圖 9)，間接地反應了大漢溪襲奪的效應。從景美層和上下地層間的岩相序列，我們大致推斷出大漢溪襲奪的過程和台北盆地相應的環境變化(圖 10)。這些推論主要是依據盆地中心和西部的地層記錄，即使景美層在盆地的邊緣仍有些分層和對比的疑義，並不會影響本文主要的結論。

作為大漢溪襲奪的地層記錄，景美層的年代也讓我們重新思考襲奪發生的時間。在過去，一般人都認為襲奪發生在三萬年前。這個年代來自大漢溪堆積層的地形和定年學研究(陳于高等, 1990; Chen and Liu, 1991)。其中最重要的年代控制來自柑園地區(陳于高等, 1990)。然而細究柑園地區的定年數據和採樣位置(圖 4)，可以發現襲奪前的堆積層中雖有 52~31 kybp 的年代，襲奪後的堆積層卻沒有任何年代控制。這種數據只能表示襲奪發生於三萬年前之後，而不是三萬年前。事實上，在台北盆地的地層記錄中，板橋地區在兩萬五千年前還是一片河川平原，景美層礫石尚未堆積(圖 4 之 2 號井)。如果從襲奪作用的發展過程來考量(圖 10)，柑園地區三萬年前的侵蝕作用可能反應鶯歌溪的回春下切(圖 10B)。然而鶯歌溪由柑園溯源侵蝕到大溪，並切穿其間分水嶺的中新統岩盤，勢必需要經過一段時間。一旦鶯歌溪截穿大漢溪，礫石蜂擁而下，無需多時就可在台北盆地內堆積成景美層。因此，相較之下，大漢溪被襲奪的時間應近於景美層開始堆積的年代，也就是兩萬五千年前。

在襲奪的初期，台北盆地內的河川多因回春下切而成深谷(圖 10B)。當大漢溪挾帶大量溪水和沉積物而入，很可能先順著河谷直接沖出盆地，流向淡水河下游。頂寮的地層記錄顯示礫石已越過了關渡隘口(圖 5、9A)，是否繼續向下游延伸則不得而知。不過有趣的是，在現今淡水河口附近的淺海中有礫石堆積(Hong et al., 2000)。這些礫石以沈積岩礫為主，岩性類似景美層，而與鄰近大屯火山岩層截然不同。這似乎指示景美層礫石已經延伸到沿海地區。不過由於頂寮的地層記錄摘自工程鑽探報告(中華顧問工程司, 1979)，其中雖有基本的岩性描述，但無詳實的層位和年代資料。因此作為推論的證據仍嫌薄弱，未來有待進一步的鑽探加以驗證。

當礫石填滿河谷後，就開始堆積在盆地的地表，形成沖積扇(圖 10C)。隨著沖積扇的增長，盆地的地面會逐步升高。對淡水河的上游河谷而言，這代表基準面在上升，會使礫石向上游回積。在大漢溪的中上游河道中，有多段河階蓋有礫層(林朝榮, 1957; 楊黃政, 1996; 張瑞津、劉明錡, 2000)，其中富田芳郎(1937)所定的 FT1 階地礫層在地形和層位上可以和景美層銜接，很可能代表當時的河谷堆積物。此外，新店溪中上游也有相當於 FT1 的階地礫層(林朝榮, 1957; 張瑞津等, 2000)。這些階地礫層的延伸甚廣，在地形上也可追蹤對比。然而缺乏定年資料，是否和景美層同層仍有待進一步探索。

大漢溪襲奪對台北盆地環境的衝擊雖然廣泛，但時間不長。從 25 kybp 襲奪開始到 23 kybp 景美層沖積扇停止發育，其間不過兩千年。以地質作用而言，這是一件非常短暫的事件。事實上，這個時段還有壓

縮的空間。由於蘆洲探井之 23 kybp 控制點並非緊貼在景美層沖積扇礫層的上界(圖 4)，其間尚有一段河相礫砂層。這段河相地層的厚度(16 公尺)與沖積扇礫層(15 公尺)相當，如果此間的堆積速率沒有很大的變化，則景美層沖積扇礫層所代表的年代還可減半。如此一來，襲奪所帶來的環境動盪就只維持了一千年。

## 九、結論

在台北盆地的地層記錄中，景美層可以具體展現大漢溪襲奪的沉積效應。根據景美層和上下地層之間的沉積相變化，我們可以推斷在大漢溪襲奪前，台北盆地原本是一片河川平原。這片平原在三萬年前，因全球海水下降所引發的河川回春作用，而開始遭受強烈的剝蝕。當時盆地西南角的鶯歌溪不斷向源侵蝕，在兩萬五千年前截穿了鶯歌和大溪之間的分水嶺，襲奪了大漢溪的上游河道。襲奪後，大漢溪挾帶大量礫石而入，在盆地的西緣堆積成一個沖積扇，並迫使新店溪的沉積物向上游回積，在盆地的中南部形成另一個沖積扇。這個聯合沖積扇大約維持了兩千年。在兩萬三千年前，盆地的西北角開始形成河川平原，並逐步向東南超覆到沖積扇之上，最後使盆地回復到以前河川平原的環境。

## 參考文獻

### 《中文部分》

- 中華顧問工程司(1979)：關渡橋新建工程鑽探及試驗報告，編號(CECI-GD-050)，158 頁。
- 王昱(2003)：桃園 - 新竹台地區構造活動與地形特徵，國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，104 頁。
- 王執明、鄭穎敏、王源(1978)：台北盆地之地質及沈積物研究，台灣礦業，30(4)：350-380。
- 石再添、張瑞津、鄧國雄、黃朝恩(1996)：地形(土地志 地理篇 第一冊)，台灣省通志稿卷一，臺灣省文獻委員會出版，修訂版，957 頁。
- 何春蓀(1983)：臺灣基隆沿海區至桃園縣大溪間煤田地質及構造。經濟部中央地質調查所彙刊，2：17-70。
- 何春蓀(1986)：臺灣地質概論 台灣地質圖說明書(增訂第二版)。經濟部中央地質調查所出版，164 頁。
- 林朝宗、賴典章、費立沅、劉桓吉、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，11：7-39。
- 林朝榮(1957)地形(土地志 地理篇 第一冊)：台灣省通志稿卷一，臺灣省文獻委員會出版，424 頁。
- 胡剛、毛爾威(1996)：台灣地質說明書桃園圖幅，中央地質調查所，42 頁。
- 張瑞津、石再添、高麗珍、曾正雄(1986)：基隆河感潮之研究：地理學研究，10：1-20。
- 張瑞津、石再添、周坦弘、曾正雄(1988)：淡水河 - 大漢溪及新店溪感潮之研究：地理學研究，12：61-90。
- 張瑞津、鄧國雄、劉明錡(2000)：新店溪河階之地形學研究，地理研究報告，33：179-197。
- 張瑞津、劉明錡(2001)：大漢溪階地之地形學研究，第五屆台灣地理學術研討會論文集，75-91。
- 曹恕中、宋聖榮、李寄嶠、王詠絢、許銘義、林明昌、蘇泰維(2000)：臺北盆地關渡一號井火山泥流堆積物初步研究。經濟部中央地質調查所彙刊，13：103-118。
- 許民陽(1981)：大溪河階群地形特徵的研究，師大地理系友會刊，3：31-36。



- 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沉積環境，地質，10(2)：147-156。
- 陳怡葦(2003)：桃園地區活斷層與地形面之研究，國立彰化師範大學地理學系碩士論文，85頁。
- 彭志雄(1998)：台北盆地晚第四紀沉積環境，國立台灣大學地質研究所碩士論文，77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，11：67-99。
- 黃祥慶(1995)：桃園台地群之礫石堆積物。國立中央大學應用地質研究所碩士論文，92頁。
- 塗明寬、陳文政(1990)：台灣地質說明書中壢圖幅，中央地質調查所，53頁。
- 楊黃政(1996)：大漢溪中游段河階地形研究。國立中央大學應用地質研究所碩士論文，127頁。
- 劉桓吉、蘇泰維、李錦發、紀宗吉、林朝宗(2000)：山腳斷層之活動性及其對工程安全之影響，經濟部89年度研究發展專題報告第89-015號，54頁。
- 劉桓吉、蘇泰維、邱禎龍、曾俊傑、紀宗吉、林文哲、李錦發、費立沅、賴典章、林朝宗、黃健政(2002)：台北盆地地下地質與工程地質研究 環境與工程地質調查研究，90年度中央地質調查所年報，59-64。
- 劉聰桂(1995)：八十四年度台北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究 - 碳十四定年研究，中央地質調查所報告第84-019號，38頁。
- 劉聰桂、陳于高、吳文雄、羅嘉轍、魏谷(1994)：台北盆地沉積物與地下水之年代與水質研究，「台灣之第四紀」第五次研討會暨「台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，143-146。
- 鄧屬予(1999)：滄海桑田話台北，臺灣博物，18(1)：4-17。
- 鄧屬予、袁彼得、陳培源、彭志雄、賴典章、費立元、劉桓吉(1999)：台北盆地沉積層的岩性地層，經濟部中央地質調查所特刊，11：41-66。
- 鄧屬予、李錫堤、劉平妹、宋聖榮、曹恕中、劉桓吉、彭志雄(2004)：台北堰塞湖考證，地理學報，36：77-100。
- 蕭承龍、劉平妹、蘇夢淮(1999)：臺北盆地花粉化石研究，經濟部中央地質調查所特刊，11：145-157。
- 謝英宗(2001)：關渡一號井的有孔蟲化石及其古環境初探，經濟部中央地質調查所彙刊，14：83-102。

#### 《日文部分》

- 市川雄一(1929)：台灣桃園台地的礫層研究，地學雜誌，41：369-403。
- 花井重次(1930)：台灣桃園台地之活斷層，地理學評論，6(7)：226-237。
- 富田芳郎(1937)：淡水河河岸段丘地形面對比研究：台灣地學記事，8：101-119。

#### 《英文部分》

- Chappell, J. M. A. and Shackleton, N. J. (1986): Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324: 137-138.
- Chen, Y. G and Liu T. K. (1991): Radiocarbon dates of river terraces along the lower Tahanchi, north Taiwan: their tectonic and geomorphic implications: *Proceedings of the Geological Society of China*, 34: 337-347.
- Hong, E., Ou, C. H., Tseng, S. S., Kuo, N. J., Huang, T. C. and Lee, W. C. (2000): The future impact of the Tanshui harbor on its nearby coastal environment, *Journal of the Geological Society of China*, 43: 341-360.

- Kraus, M. J.(1999): Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications: *Earth Science Review*, 47: 41-70.
- 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: *Journal of the Geological Society of China*, 40: 17-30.
- Lin, S. B. and Chen, C. H. (2000): Variations of lithologic characters and clay mineral compositions of sediments in the Taipei Basin: *Journal of the Geological Society of China*, 43: 311-332.
- Linsley, B. K. (1996): Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150,000 years, *Nature*, 380: 234-237.
- Martinson, D. G., Pisias, N., Hay, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., and Shackleton, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages. development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy: *Quaternary Research*, 27: 1-30.
- Teng, L. S. (1996): Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt: *Geology*, 24: 945-952.
- Teng, L. S., and 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., Yuan, P. B., Yu, N. T. and Peng, C. H. (2000): Sequence stratigraphy of the Taipei Basin deposits: A preliminary study: *Journal of the Geological Society of China*, 43: 497-520.
- Teng, L. S., Lee, C. T., Peng, C. H., Chan, W. F. and Chu, C. J. (2001): Origin and geological evolution of the Taipei Basin, Northern Taiwan: *Western Pacific Earth Sciences*, 1: 115-142.
- Tsao, S. J., Song, S. R. and Lee, C. Y. (2001): Geological implications of lahar deposits in the Taipei Basin: *Western Pacific Earth Sciences*, 1: 213-226.
- Wei, K., Chen, Y. G. and Liu T. K. (1998): Sedimentary history of the Taipei Basin with constraints from thermoluminescence dates: *Journal of the Geological Society of China*, 41: 109-125.

收稿日期：93年5月13日

修正日期：93年8月20日

接受日期：93年9月15日