

國立臺灣師範大學地理學系系友會春季地理實察
2018年5月27日



《實察手冊》

< 山腳斷層與臺北盆地、古新店溪之關係 >

楊貴三教授 領隊指導

郭勝煒先生 助教

目 錄

壹、行程

貳、考察路線與停駐點位置圖

參、參考資料

一、臺北盆地

二、山腳斷層

三、大屯火山群

四、古新店溪下游的流路變遷

團員姓名：_____ 聯絡電話：_____

遊覽車號碼：_____，駕駛：_____先生手機：_____

壹、行程

預定時間	預定路線	停車地點	實察重點
5月27日(日) 08:00~08:30	建國高架道路 轉中山高、下 重慶北路交流 道	師大校本部大 門口旁和平東 路邊	報到集合、出發
09:10~10:00	洲美快速道路 內線下，右轉 洲美街	北投垃圾焚化 廠觀景台(高 116公尺)	展望林口台地、山腳斷 層崖線、大屯火山群及 臺北盆地地形與淡水 河河系
10:20~11:00	中央北路30巷	行天宮北投分 宮	1.古新店溪的礫石 層、岩性與源區、覆瓦 構造； 2.火山碎屑岩層與礫 石層之接觸關係(現地 露頭搭配忠義一帶的 鑽井剖面圖)
11:20~12:00	過關渡大橋、 左轉103縣 道、右轉凌雲 路	凌雲五橋公車 站牌處	林口層礫石露頭 1.河相礫石層的產狀 與組構特徵(顆粒支 持、覆瓦、粒徑、外型、 圓磨度...); 2.礫石層間的細礫 or 砂岩透鏡體與礫石層 之地層層面辨別
12:10~12:30	凌雲路	忠義橋中友交 通公司停車場	觀音坑溪南岸的河階 露頭，源自大屯山(?) 的火山泥流沉積物覆 蓋在林口層礫石(含有 來自觀音山的安山岩 質圓礫)之上
12:40~13:40	凌雲路	忠義橋中友交 通公司停車場	到成子寮自由吃午餐
14:30~15:30	64快速道路 24K中和下， 轉民樂路、員 山路	員山路245巷 口下車後，請 司機先生右轉 連城路較寬處 停車，約1小 時後電話聯繫 於中和高中大 門對面路邊上 車	中和嘉穗公園四十張 山為古新店溪所遺留 的紅土礫石小丘

16:00~16:40	連城路、中和 中正路、景平 路左轉永和中 正路	瓦礫溝附近中 正路邊	古新店溪分流的河蝕 崖、瓦礫溝曲流與潭墘 聚落的分布、地名緣由 和地形之關聯
17:30	永和中正路、 永和路、重慶 南路、和平 西、東路	要搭捷運者可 在頂溪捷運站 下車，終點師 大校本部大門 口旁和平東路 邊	賦歸

*初步規畫為大客車行程，若報名人數少則租中、小巴，以便多跑一些小路。

*凌雲路林口層礫石露頭，考量礫石層邊坡不穩定（可能落石），建議向系上借用安全帽。

*請郭勝煒負責準備羅盤傾斜儀與地質錘，講解礫石的覆瓦量測與岩性辨認。

*參考影片：

中央地質調查所全球資訊網〈地質資料查詢〉

台灣地質知識〈地質數位典藏〉推薦影片 more〉北部

1. 《臺北盆地的演化史》、

<https://www.youtube.com/watch?v=JjY9qQQiOyM>

2. 《山腳斷層—臺北盆地的重要防線》

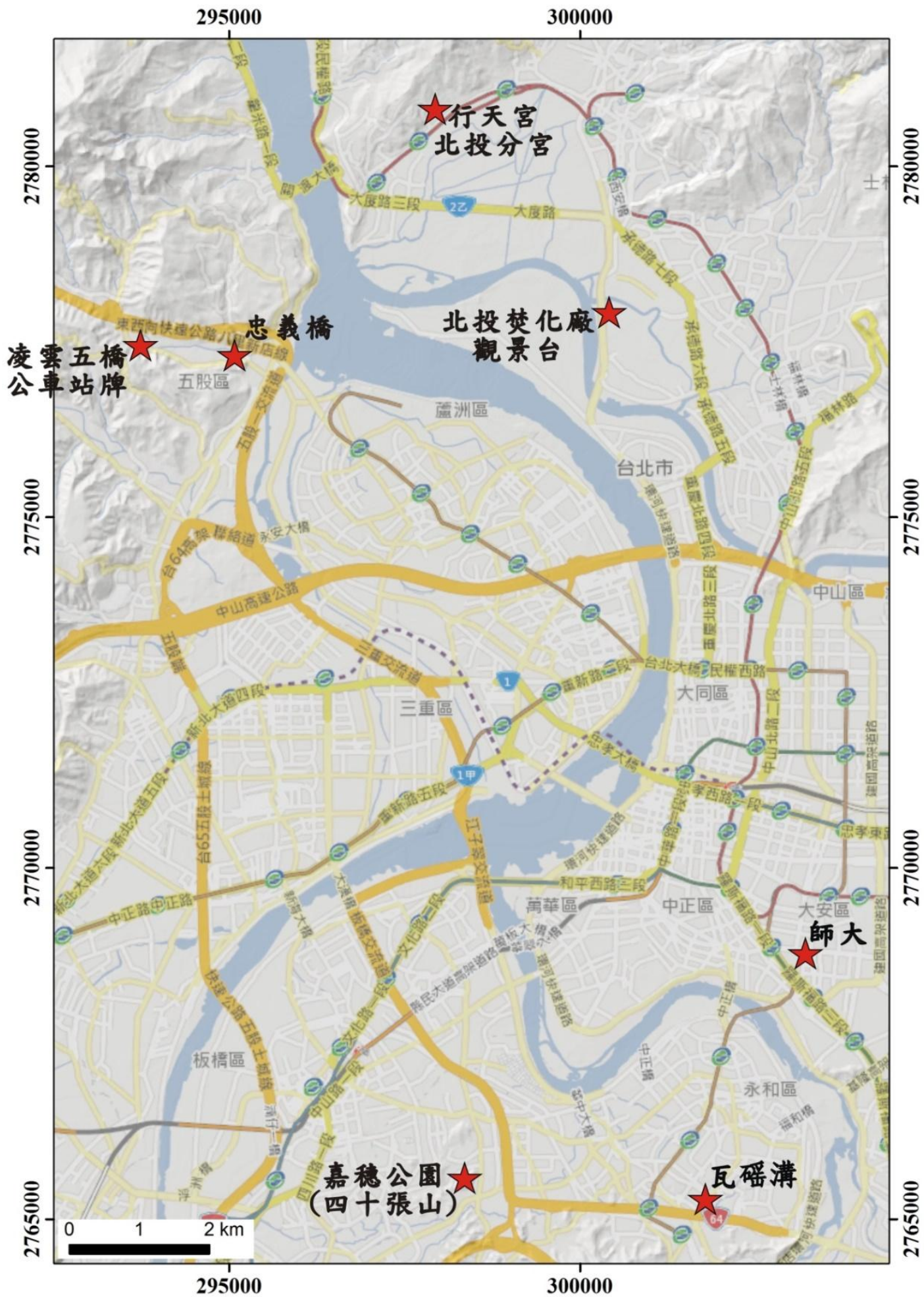
<https://www.youtube.com/watch?v=WGWPQcSGuaE>

3. You Tube 大愛電視 發現《20150328 台北的地下脈動》。

https://www.youtube.com/watch?v=LdW8IB_okXc

請下載，以便車上播放。

貳、考察路線與停駐點位置圖



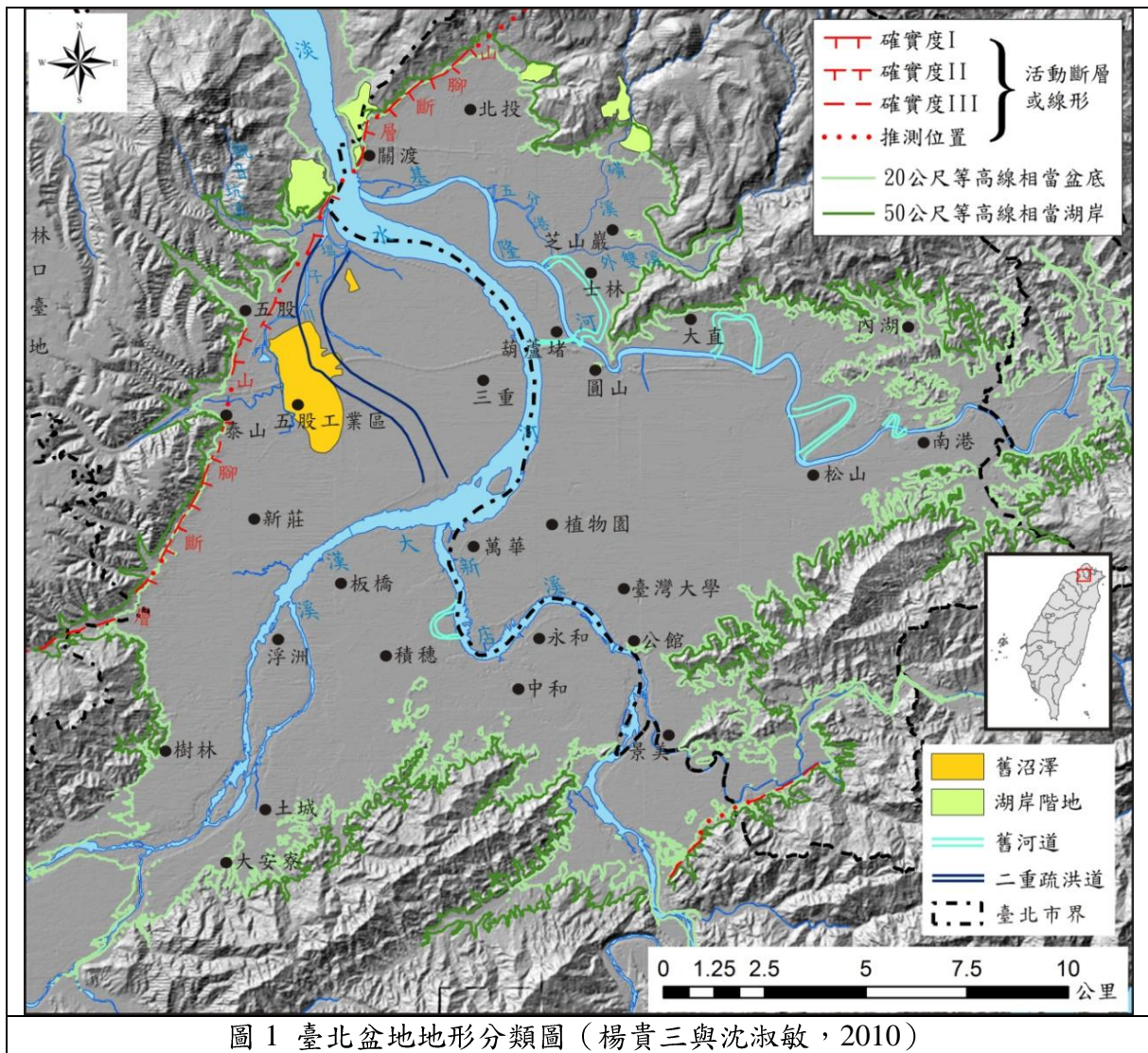
參、參考資料

一、臺北盆地¹

從空中俯瞰，臺北盆地略呈三角形。這三個頂點分別是西南的樹林，東北為南港，西北則是關渡（圖 1）。臺北盆地係為一構造陷落盆地，鄧屬予（2007）認為，在更新世初期（約一百萬年前），臺灣北部為碰撞造山帶，當時的臺北地區為山脈前緣的丘陵地而非盆地，類似於今日的西部麓山帶，而林口台地為當時造山帶前緣的新莊逆斷層崖下古新店溪為主形成的沖積扇三角洲（林口扇洲）（花井重次，1930）。約至 40 萬年左右，北部造山運動停止，且山脈受到拉張作用而垮塌，新莊逆斷層轉化為山腳正斷層，進而造成臺北地區陷落形成半地塹盆地（圖 2）。臺北盆地經淡水河主流大漢溪、支流新店溪與基隆河的共同沖積，形成今貌。盆地底部低平，大致由東南向西北降低，東南緣的高度約 20 公尺，西北緣則幾與海平面同高；淡水河主支流迂迴其上，尤其以基隆河的曲流最為發達，河道變遷也最顯著。盆緣除西北緣呈直線狀山麓外，其餘的東北緣和東南緣均呈谷灣式山麓線（圖 1）。

約 5、6 百萬年前之後，造山形成雪山山脈、古新店溪開始匯水向西北流，穿流原為一片丘陵的臺北盆地現址，於今日泰山附近的新莊斷層崖下鋪展出林口扇洲。到了 44 萬年前，山腳斷層開始間歇活動，上盤相對陷落成臺北盆地，下盤的林口扇洲抬升成林口台地；加上冰期的海面下降，盆地內堆積砂石；間冰期的海面上升，海水進入盆地，或受大屯火山群火山泥流的堰塞，數度瀦水成臺北湖；直到四千年前以來，海面不再上升，臺北盆地逐漸堆積成今貌。300 多年以來的人類進墾，臺北盆地已成佔臺灣三分之一人口的大都會，人為也改變許多地貌。

¹ 楊貴三、葉志杰 2017 〈臺北盆地地形考察紀〉《科學發展月刊》出版中。



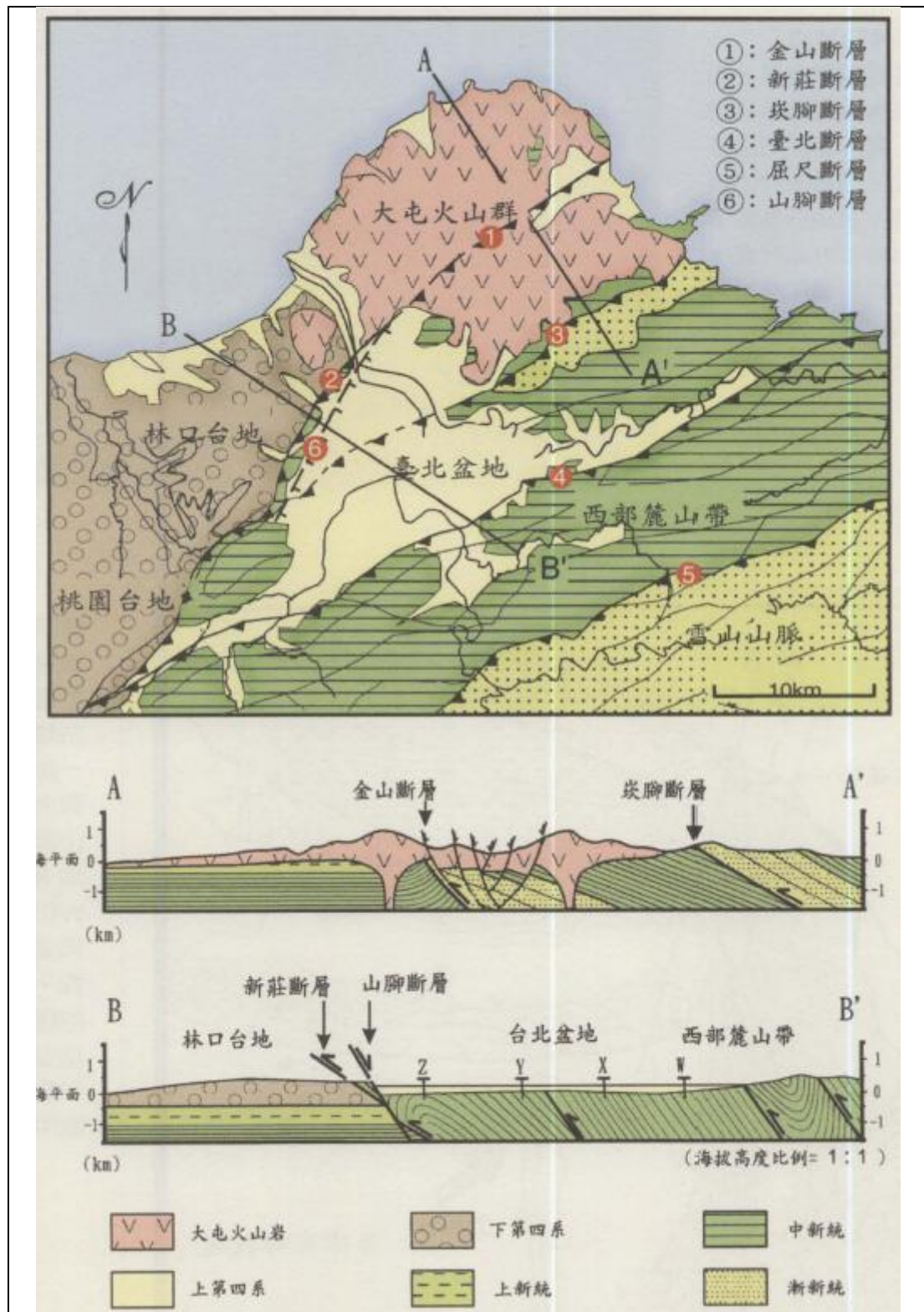
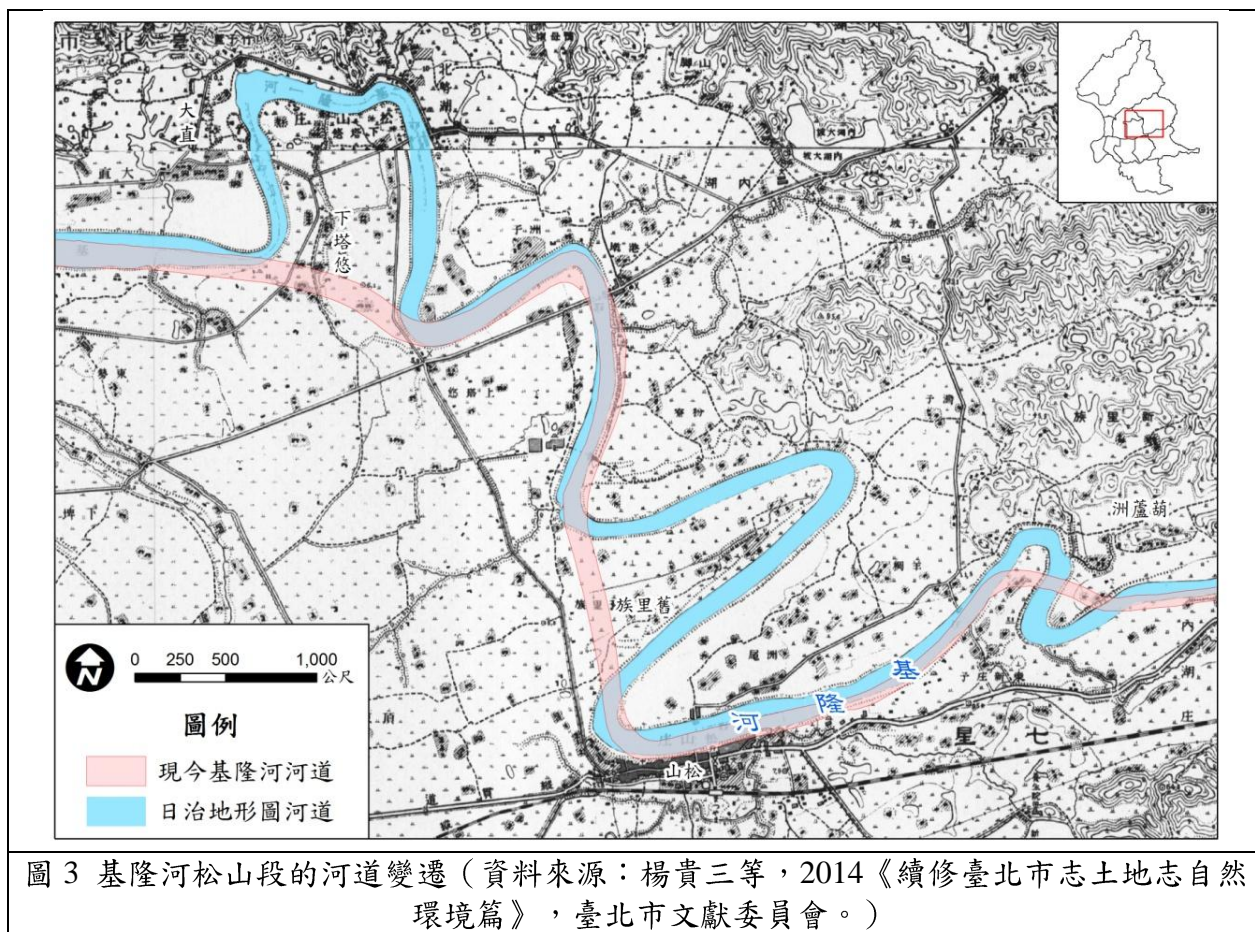


圖 2 臺北盆地地質與剖面圖 (鄧屬予, 1999)

(一) 河道變遷

1. 基隆河

在南港葫蘆洲及松山舊里族、下塔悠的基隆河曲流，政府為了防洪及增加新生地等因素下，於民國 82 年完成人工截彎取直工程（圖 3）。截彎取直後所產生的新生土地，造就了內湖高科技園區、明水路的新興住商混合區，以及舊宗路的新興商業區。下塔悠（今敬業三路南端）的福德爺宮，原位在基隆河南側，卻因基隆河截彎取直、河道南挪，一變為在基隆河新河道北側。



根據明治 37 年（1904）台灣堡圖，基隆河於圓山西側分叉成主、分流兩路（圖 4、5）。

首先，主流先東轉劍潭，再折向西北，繞今兒童新樂園成一曲流。後因淡水河右岸泥沙堆積量大於基隆河，基隆河被迫偏北以野支河（yazoo river）形態並行淡水河道一段後，再匯入淡水河。

民國 54 年，在今劍潭抽水站西側的三腳渡至雙溪交會口之間，截彎取直，改經今百齡橋；當時舊河道遭遺棄成一牛軛湖，後填土為今日的劍潭路、基河路。三腳渡，可能是臺北市最後一處擺渡碼頭，其得名自早期葫蘆堵、劍潭及大龍峒三地之間的對渡碼頭。

在截彎取直之時，堤內的行水區卻有乙處天德宮土地公廟，廟方不肯搬遷。這呈現一頗具意思的地理現象，人為改變河道卻進犯土地舊勢力。後來怎麼解決

這僵局？每當颱風豪雨、河水高漲時，就以機械抬起整座廟宇建築，像是踩高蹺，從而避開了水流；此番事例，應屬臺灣惟一。

而西向的分流，稱為番仔溝（圖 4），其在葫蘆堵和大龍峒之間受阻於沙嘴，成了潮曲流，先向北流，再西注淡水河。舊河道位置在今重慶北路交流道至淡水河之間的一號國道（中山高速公路）北側，亦即基隆河大龍抽水站和淡水河迪化抽水站之間。依民國 70 年的航空照片，尚可見其西段溝道。到了民國 74 年則多已填平或加蓋，今僅露出西端的一小段。這等人為消滅舊河道，讓淡水河和基隆河下游之間的社子，地理名詞從沙洲島變成半島。

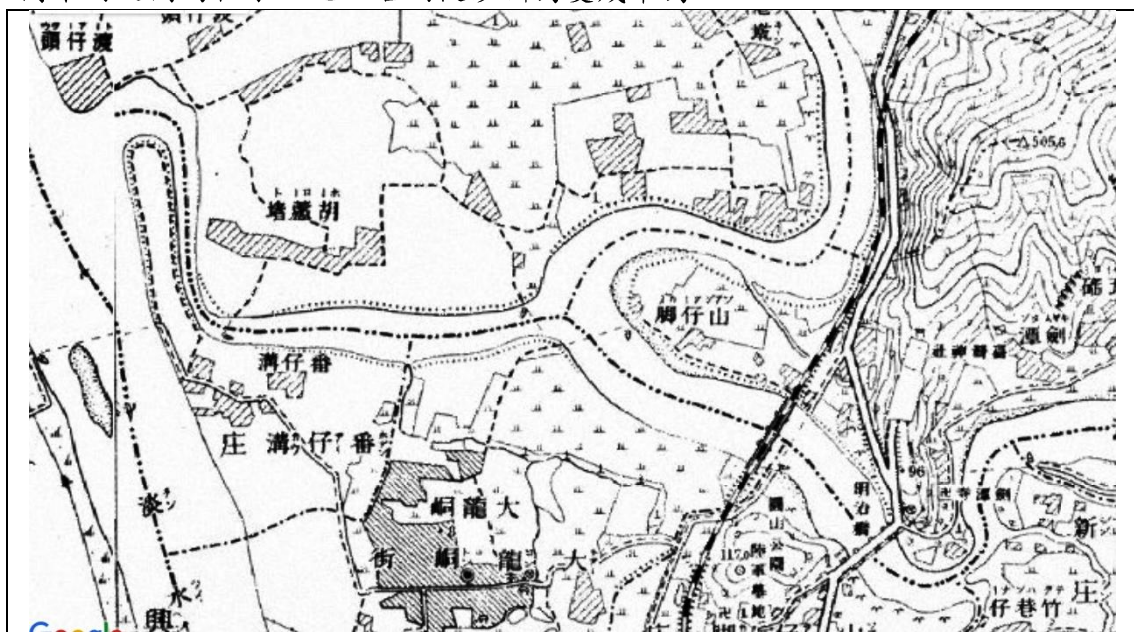


圖 4 明治 37 年（1904）台灣堡圖，圓山段的基隆河。

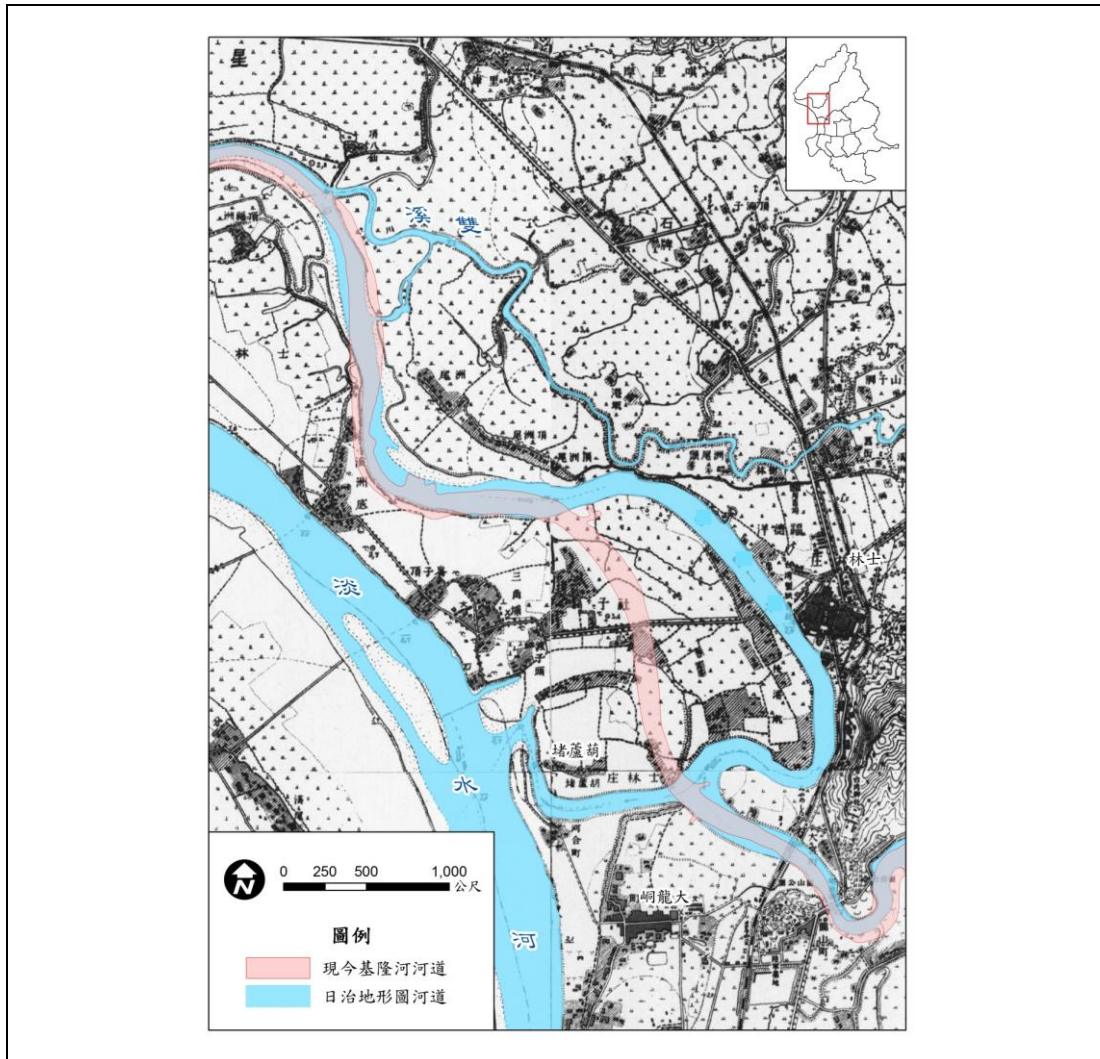


圖 5 基隆河士林段的河道變遷，資料來源：楊貴三等 2014《續修臺北市志土地志自然環境篇》，臺北市文獻委員會。

2. 雙溪，原於士林区西北側經五分港溪，亦今北投垃圾焚化廠北側，同樣為野支河注入基隆河（圖 5）。後經整治，於承德路五、六段之間的雙溪橋改向，直接匯入基隆河。於是，五分港溪遭截頭，成一斷頭河。

除了基隆河支流雙溪，關渡平原上還有貴水二溪、關渡河（淡水河支流），也被人為改變河道。

3. 關渡河，又稱中港河，前身是發源於北投區大屯里的水磨坑溪與貴子坑溪。後來，人為在大屯派出所北側，將前者改道併入後者，合稱貴水二溪，至復興崗附近以人工取直線南流，於下八仙注入基隆河。也因兩溪的上游河段都被改道，下游段皆成了斷頭河，弱水徐流至關渡附近會合，再注入淡水河，即今之關渡河。

4. 沼澤地（臺北西湖）

臺北盆地西緣，從民國 56 年開始漸漸形成一片低於海平面的廣大沼澤，其最大深度達 2.05 公尺、平均深度 0.88 公尺，面積約 5 平方公里。為何這裡會形成沼澤地？

我們不妨從地形、地質、水文三方面，解析其因²：

(1) 依地形來看，該區居淡水河系沖積地形面（大漢溪扇洲）末端，地勢較低。

(2) 在地質方面，由地面至底岩之未固結地層，其厚度在 230 公尺以上，而其中的黏土層和砂質黏土層厚達 150 公尺左右。此種黏土層甚為鬆軟，極易產生壓密沈陷。

(3) 若論及水文，本區又居臺北盆地中諸地下水系末端，地下水位原已較低，加上其上游萬華、三重、新莊一帶的人為超抽，使得地下水位急遽下降，致使上述厚細之黏土層壓密，造成地層快速下陷。

那麼，為何如今沼澤卻又消失？其緣於大漢溪與新店溪匯流淡水河後，洪峰流量可達 23,500CMS（立方公尺），但臺北橋下寬僅 400 公尺，只能承受 14,300 CMS 通過，所溢多出的 9,200 CMS，必須興建二重疏洪道予以分洪。民國 52 年（1963）石門水庫完工後，大漢溪的流量大減，且當時新店溪尚未興築翡翠水庫³，常成為淡水河山洪傾瀉的主要來源，因此，於 71-73 年（1982-1984）間，於新店溪口正對面為起點開闢了二重疏洪道，目的就在疏導臺北橋水流瓶頸的洪水。其後，在疏洪道以西與中山高速公路以南之間地區填土，78 年（1989）該地改闢為五股工業區。78 年（1989）起，又持續在高速公路以北、疏洪道以西地區填土，沼澤因而消失。

臺北盆地自民國 39 年（1950）開始大量抽取地下水，到了 59 年（1970）出現地層下陷問題，因此於 60 年（1971）實施「臺灣地下水管制辦法」，全面禁止抽取地下水。自禁止地下水抽取後，民生用水卻成了一大問題，其因乃早期的民生用水仰賴新店溪的水源為主，但新店溪的水量並不穩定，一遇枯水期，民生用水短缺問題就會浮現，故同一年（1971）政府開始規劃翡翠水庫的興建，藉由水庫來解決民生用水缺乏的問題⁴。

根據水資會資料顯示，民國 65 年（1976）臺北盆地地下水的最低水位到達 -40 公尺⁵，在政府限制地下水的利用之後，地下水位逐漸回升至 -3 公尺，地層下陷情形逐漸減緩。76 年（1987）後，地下水有明顯回補的趨勢，這是因翡翠水庫在同年（1987）完工開始蓄水，以及板新自來水廠的完成，真正解決臺北地區用水的問題。總之，地下水的抽取在政府嚴密管控以及工廠移出臺北盆地，使得地下水需求量減少之下，抽取量相對應減少，地層也逐漸恢復穩定。

根據水利署之調查結果，臺北盆地在 97 年（2008）的最大年下陷速率已減為每年 0.6 公分，民國 39-105 年（1950-2016）累積最大下陷量為 2.08 公尺，近 5 年無顯著下陷，目前顯著下陷面積為 0 平方公里⁶。

² 石再添、石慶得、張瑞津、黃朝恩、楊萬全、鄧國雄，〈塹子川沼澤區的水文地形學研究〉，《國立臺灣師範大學地理研究所地理研究報告》，8 期（1982），頁 5-9。

³ 翡翠水庫於民國 60 年（1971）開始規劃，68 年（1979）8 月動工興建，76 年（1987）6 月完工啟用。

⁴ 蔡秉宏，〈臺北地區地下水資源評估與利用之研究〉，私立中國文化大學碩士論文，頁 88。

⁵ 李振誥，2003《臺北盆地地下水管制區檢討及土壤液化評估》，臺北市：經濟部水利署。

⁶ 地層下陷防治資訊網〈防治策略與技術〉地陷現況

<http://www.lsprc.ncku.edu.tw/index.php/2015-07-07-03-53-57/thl-all-subsidence-2.html>（瀏覽日期：

筆者回想約在民國 70 年 (1981)，已故的石再添老師帶著考察臺北盆地西緣的沼澤地，當時的情景與今日大不相同。那時候，水面漂著布袋蓮，水質汙濁，也有人垂桿釣魚，竹圍中農家所種的蓮霧鮮甜。

石再添老師稱之為「臺北西湖」，並賦詩一首：

觀音臥翠疇，倒影映蘆洲；
關渡潮侵入，塭川閘制流；
三重煙裊裊，五股水悠悠；
昔日豐禾穗，今朝泛釣舟。

(二) 盆緣地形

1. 東北緣

盆地東北緣，因受埋積作用，山麓線出入頻繁，突出的山嘴如萬里山地的奇岩山、五指山山脈的劍潭山、內湖的公館山；凹入的有北投、天母、內湖、南港等地，呈谷灣式山麓 (圖 1)。另外，零星有芝山巖、圓山、內湖一帶等孤丘，散布於山麓附近。芝山巖、圓山曾是臺北湖中島嶼，為數千年前先民居住、漁獵的地方，考古發掘出許多史前時代器物。

(1) 軍艦巖

北投軍艦巖 (軍艦岩，186 公尺) 經唶哩岸山 (163 公尺) 至奇岩山 (92 公尺) 之單面山地地形發達，北陡南緩，由木山層構成，具交錯層和氧化鐵結核。軍艦巖位於單面山頂，形如軍艦而得名，為一展望臺北盆地與大屯火山群的良好地點。但因人為踐踏和風化、雨蝕作用，岩面形成許多凹槽。陽明大學位在唶哩岸山南傾的緩坡上。

奇岩山西側曾為清末建築臺北城的採石場，後因其木山層砂岩不如五指山層堅硬，乃改往內湖的金面山開採。

(2) 芝山巖

芝山巖 (芝山岩) 高 52 公尺，由含海膽、貝類及生痕等化石的大寮層構成，山頂砂岩面南傾，亦呈單面山形狀，但單面山的緩坡坡腳被雙溪切斷。

這裡存在一地形疑題，其上散布 380 餘個圓形及方形凹洞，直徑約 5-30 公分、深 1-20 公分，推論可能為壺穴地形或早期人類房屋之柱洞。不過，若凹洞為壺穴，是否為臺北湖水或古雙溪造成？還是有其它自然作用力？令人莫解。若是人類行為遺留的柱洞，則應在平面上有一定大小，此地卻又大小凹凸不一？這也許得待更多的考古證據。

芝山巖之四周，在厚層砂岩崖壁上，可看到經差別風化作用所形成的風化窗地形，組成蜂窩岩，亦有穿透者，被稱為大石象之鼻部。有些砂岩沿垂直節理崩落，在山麓堆積許多落岩塊，有人供奉為石頭公者；也有依形象命名為石筆、石硯等；另有稱太陽石者，乃因岩塊崩裂所留下的肋骨狀條紋，像似太陽光芒而得名。

(3) 圓山

位在基隆河南岸，高 36 公尺的圓山小丘，早期可能與五指山山脈相連，後來因受切割，凹地埋積、高地突出而形成孤丘。

2. 西北緣

呈直線狀山麓（圖 1），西高東低，為山腳斷層崖被侵蝕後退數百公尺所形成。斷層起於金山北方海岸，向南南西延長，經關渡至新莊迴龍捷運站附近；係東為上盤、相對陷落成臺北盆地的正斷層，也是臺北地區惟一的活動斷層。

山腳斷層是否於康熙 33 年（1694）活動、發生大地震？進而造成臺北湖的問題？目前學界仍有爭論。

3. 東南緣

屬臺北逆斷層（東南為上盤及隆起側）侵蝕後退崖，因年代較久，切割較劇，故山麓線出入十分顯著，呈標準之谷灣式山麓線（圖 1），簡述如下：

- (1) 半島狀突出，如後山埤公園、虎山、象山、三張犁山、福州山等山嘴；
- (2) 內灣狀凹入，如瑠公國中、松山家商、三張犁、六張犁等谷灣；
- (3) 島嶼狀小山，如公館觀音山、中和高中東北側四十張山、土城永寧捷運站西側土地公山等地。土地公山有新石器時代圓山文化晚期遺址。
- (4) 谷灣曾闢為灌溉用的埤塘，如東新陂（新庄子坡）、後山埤（位今南港公園內）、松山家商附近的永春坡，以及位在今瑠公園中的中坡等，後兩者已淤塞消失。

新北市中和區西隅的四十張山（標高 46.6 公尺，比高 38 公尺）、員山（39.2 公尺，33 公尺）、饅頭山（29 公尺，22 公尺）等三個小丘（圖 6），均出露紅土礫石層。或因自然侵蝕與人為整地之故，這裡所出露的紅土層很少覆於礫石層之上，而多夾於礫石之間。

這裡所見著的礫石，以大礫（約拳頭至人頭大小）為主，巨礫（比人頭還大者）佔少數，最大礫的長徑可達 1 公尺；圓磨度為次圓；岩性多為砂岩，含石英脈的變質砂岩較少；覆瓦朝西北方者佔優勢。

中和三小丘的礫石偶見含有石英脈的變質砂岩，筆者先推測搬來這些礫石的河流，可能有源於輕度變質岩區雪山山脈的新店溪與大漢溪（圖 7）。但大漢溪遲至約 2.5~6 萬年前才被襲奪，改流入臺北盆地，尤其依朝西北方向的礫石覆瓦、紅土等證據，應無疑義地排除大漢溪所為。進而推論，其為古新店溪由新店經景美，朝西北方至泰山的流路所堆積的。

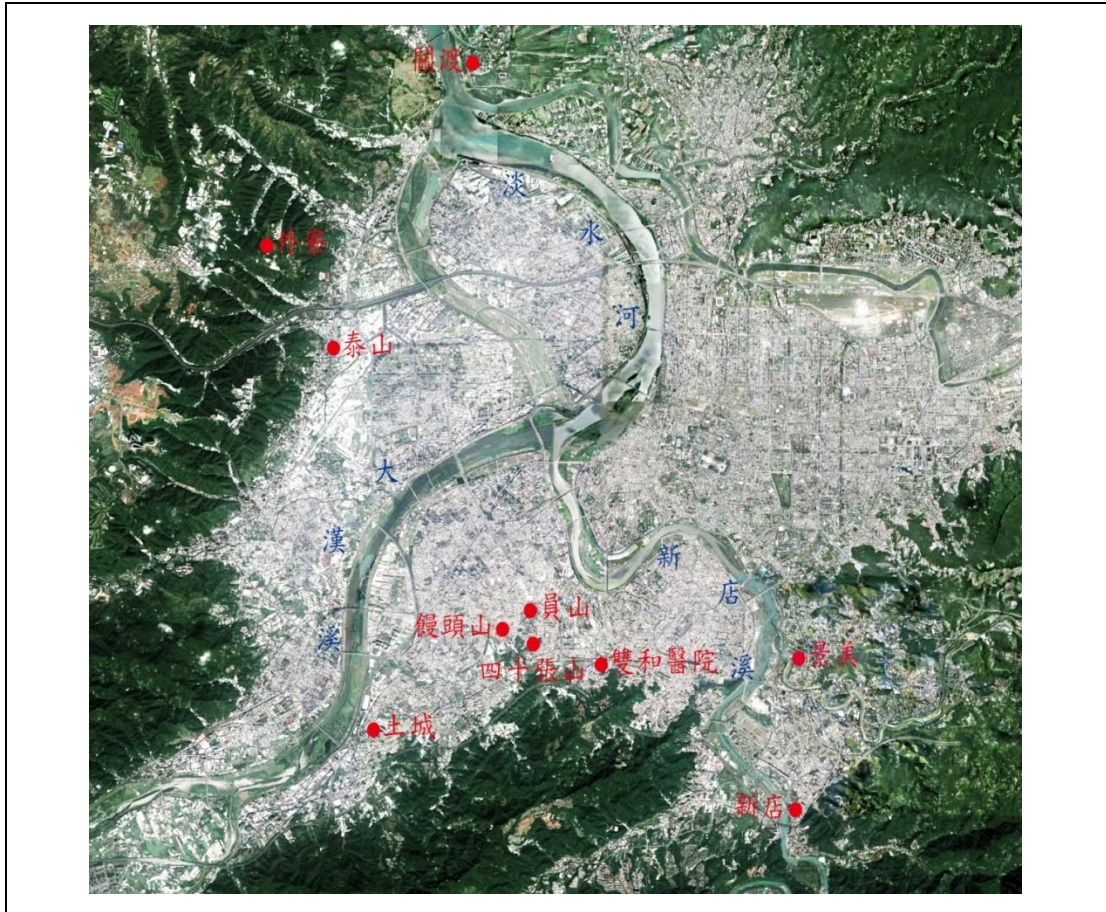


圖 6 臺北盆地及中和三小丘相對位置圖 (楊貴三與葉志杰, 2018)

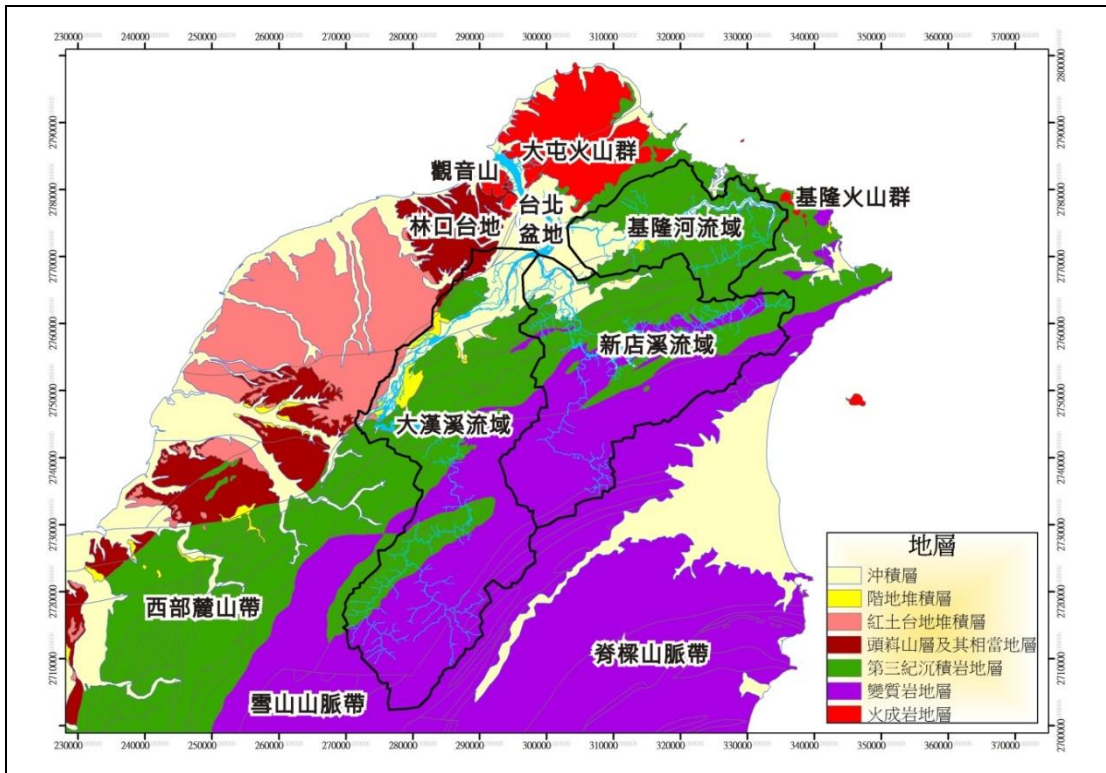


圖 7 淡水河水系流經地層分布圖 (郭勝煒, 2017)

筆者配合臺北盆地的演育過程⁷，推論其形成過程如下：

(1) 約 25 萬年以前，古新店溪源於雪山山脈輕度變質岩區，當其流經中和地區時，堆積了含石英脈的礫石夾泥沙。

(2) 約 25-16 萬年前，那時臺北湖分布臺北盆地西部，中和地區的礫石層之上未再堆積。

(3) 約 16-3 萬年前，因關渡隘口切穿，湖水流失，加上冰期的海平面下降，侵蝕基準降低，導致地表水在中和地區進行切割殘餘小丘。

(4) 約 3 萬年前之後，小丘之間的谷地受大漢溪的沖積與臺北湖的埋積，小丘的比高變小。

中和 3 小丘分別設立嘉穗、員山、自強等公園，其中饅頭山與員山山頂均設有配水池，以便採用自然流下方式配水，尤其饅頭山山頂的瑞穗配水池與其旁之山本氏紀念碑，以及員山西北麓的海山神社殘蹟，已列為新北市的市定古蹟。山本氏紀念碑的落款時間為昭和 8 年（1933），其乃板橋街民為了感念街長山本義信設置自來水之功績，而立碑為記⁸。

（三）地形演育

鄧屬予(2007)指出更新世晚期臺灣北部由碰撞造山轉變為拉張毀山的環境，新莊逆斷層轉化為山腳正斷層，造成大臺北地區陷落形成半地塹盆地。臺北盆地形成後，古新店溪開始於盆地基盤之上堆積沉積物。臺北盆地中未固結沉積物由下而上依序可分為板橋層（上部為湖相紋泥層）、五股層、景美層、松山層（鄧屬予等，1994）（圖 8）。除松山層為海相砂泥層外，其他三者均屬河相礫石層，反映盆地內淡水河系所沉積的沖積扇、氾濫平原交替變化的沉積環境（彭志雄，1998）。板橋層與五股層為古新店溪沉積的結果，景美層則為大漢溪與新店溪共同沉積（鄧屬予等，2004）。

1. 鄧屬予（2006；2007）^{9,10}

鄧屬予提出臺北盆地及週遭地區的地質演化史如下：

(1) 造山前期：300~200 萬年前，本區是一片淺海，由西北向東南變深。

(2) 造山期：200~80 萬年前，碰撞造山運動將臺北地區（以五股作代表）推擠成山，山脈沿新莊斷層向西仰衝，林口地區為山前沖積扇。

(3) 下陷初期：80~40 萬年前，造山運動停止，山脈開始垮塌，並隨著山腳斷層的上盤下滑，形成臺北盆地的雛形。林口地區上升成台地，大屯火山群大量噴發。

⁷ 陳文山、林朝宗、楊志成、費立沅、謝凱旋、龔慧敏、林佩儀、楊小青，2008 〈晚期更新世以來臺北盆地沈積層序架構與構造的時空演變〉，《中央地質調查所彙刊》21：95-97。費立沅、紀宗吉、蘇品如、黃安和，2011《臺北盆地的地質與防災》，新北市：中央地質調查所。

⁸ 楊貴三、葉志杰 2018 〈古新店溪行蹤新證：中和三小丘地形考察紀〉《地質季刊》出版中。

⁹ 鄧屬予，〈臺北盆地之地質研究〉，《西太平洋地質科學》，6 卷，頁 8-13。

¹⁰ 鄧屬予，〈臺灣第四紀大地構造〉，《中央地質調查所特刊》，18 號（2007），頁 1-24。

(4) 下陷後期：40 萬年前迄今，山腳斷層持續滑動，臺北盆地不斷擴展。大屯火山群活動休止，林口地區接受侵蝕。

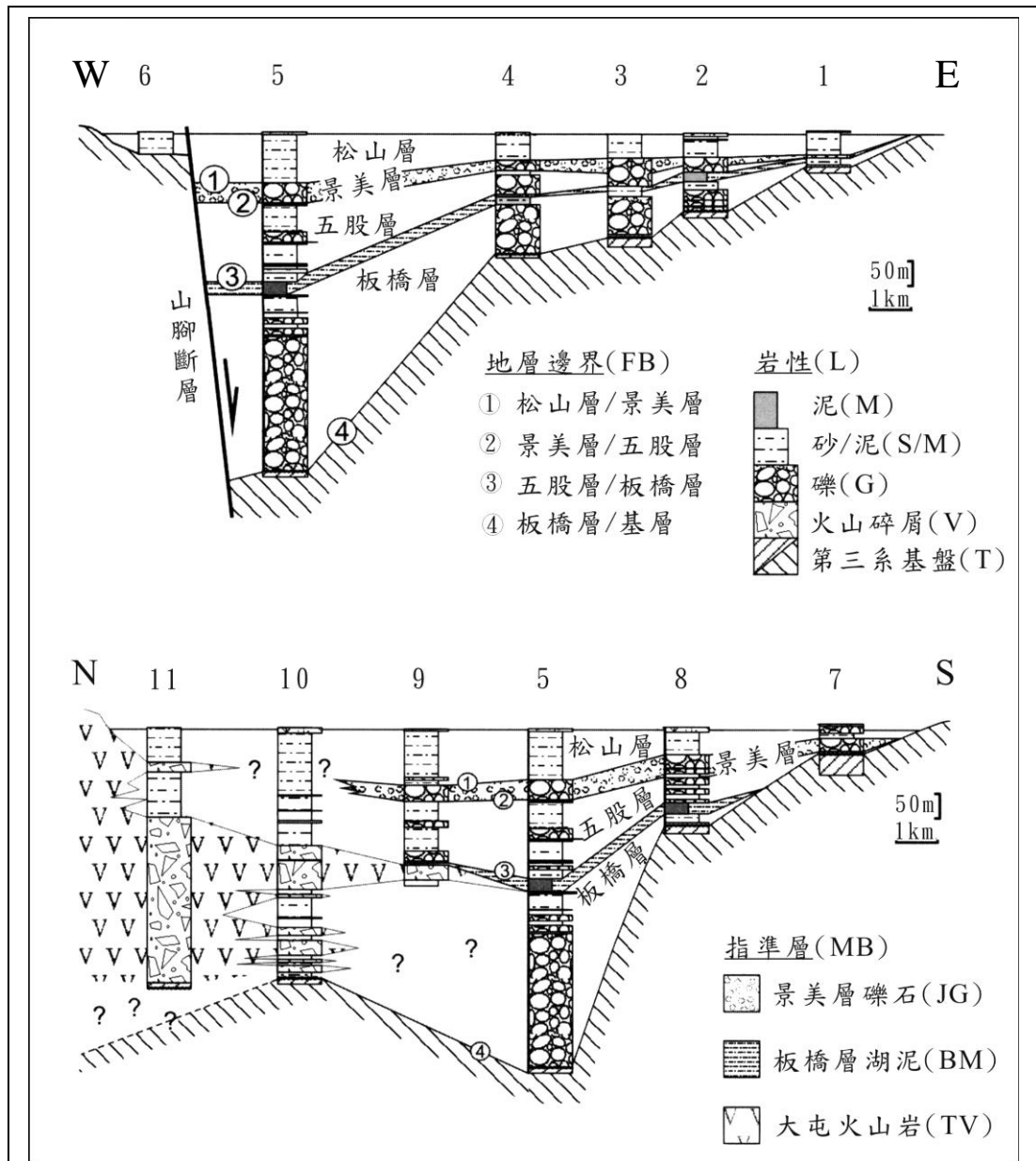


圖 8 臺北盆地地層架構與沈積物特性圖 (鄧屬予, 2006)

上圖：東西向剖面，顯示臺北盆地的沈積物主要是礫、砂、泥層及其互層。其中景美層礫石和板橋層湖泥廣布全區，是分層和對比的指準層。

下圖：盆地西部之南北向剖面，顯示盆地中南區的地層到西北角產生相變，其中礫層多尖滅，且被火山碎屑岩層取代。由於指準層無法延伸至西北角，因此西北角的地層系統難以認定。值得注意的是，板橋層上部的湖相紋泥層在五股-蘆洲 (5-9 號井) 一帶，緊貼火山碎屑岩層之上，指示火山碎屑岩層曾將盆地堰塞成湖。

2.陳文山等(2008)¹¹

陳文山等則根據鑽井岩心的對比、沈積物岩象分析，以及碳 14 定年結果，提出臺北盆地地形演育的過程分 10 期如下(圖 9)：

(1) 林口沖積扇堆積期

約 100 萬年以前，新店溪向西流，並在新莊斷層崖下堆積林口沖積扇(圖 9a)

(2) 山腳斷層開始活動期

100-50 萬年前，臺灣北部進入後造山運動期，地殼產生張裂作用，山腳斷層上盤相對下陷，造成新店溪被阻斷而停止林口沖積扇的堆積，新店溪則沿著山腳斷層崖向北流入東海(圖 9b)。

(3) 臺北盆地開始形成期

約 50 萬年前，臺北盆地開始形成，此時盆地的範圍僅限於斷層的前緣(圖 9c)。

(4) 盆地中沖積扇堆積期

約 50-25 萬年前，現今大部分盆地的範圍都已被新店溪所堆積的沖積扇覆蓋。由於基隆河流域堆積的沈積物大都為砂泥，以及當時地形還屬於山麓，所以無法形成大規模的沖積扇；大屯火山群在盆地形成之前已經陸續噴發，而來自火山區的碎屑流也在盆地北側堆積形成山麓前緣的小型沖積扇。50-22 萬年，堆積板橋層(圖 9d)。

(5) 臺北湖最大期

約 25-19 萬年前，由於氣候進入溫暖的間冰期，臺北盆地形成有史以來範圍最廣闊的湖泊，此時也因受到北側火山碎屑流阻塞淡水河河道，而造成湖泊面積更為擴大(圖 9e)。

(6) 臺北湖縮小期

約 19-6 萬年前，經歷一次冰期與間冰期的氣候變化週期，臺北湖縮小，大致呈現以沖積扇與網流為主的環境。22-6 萬年前，堆積五股層(圖 9f)。

(7) 河流襲奪期

約 6-1.8 萬年前，氣候再轉變為冰期，由於乾冷的氣候使得湖面下降，造成盆地周圍河流產生強烈的向源侵蝕，也因此造成沖積扇再度向西伸展，盆地的大部分區域覆蓋沖積扇，6-3.2 萬年前，堆積景美層；3.2 萬年之後，堆積松山層，僅在西側斷層前緣局部呈現湖泊環境；同時造成古三峽溪(包括現今大漢溪下游河段、三峽溪與橫溪)襲奪大漢溪上游，使其改道流入臺北盆地(圖 9g)。

¹¹ 陳文山、林朝宗、楊志成等，〈晚期更新世以來臺北盆地沈積層序架構與構造的時空演變〉，頁 95-97。

大漢溪被襲奪注入臺北盆地的年代，陳于高等¹²、Chen and Liu¹³由大漢溪埋沒谷碳 14 定年結果，以及利用大漢溪河階與桃園台地的關係，認為約 3 萬年前。鄧屬予等¹⁴認為位於大漢溪流域的板橋 2 號井景美層底部年代 2.5 萬年前為被襲奪的年代。鞏慧敏¹⁵分析樹林地區岩心的沈積物，推斷為 6.12±5.6 萬至 5 萬年之間或接近 6.12±5.6 萬年。陳文山等¹⁶重新檢視大漢溪流域各井砂質沈積物之岩象及組成，認為被襲奪的年代約 6.5 萬至 5 萬年前。

(8) 臺北湖再擴大期

約 1.8-1 萬年前，氣候逐漸轉變為暖濕，海水面與湖面逐漸上升，湖面面積也逐漸擴大，沖積扇退縮至山麓前緣（圖 9h）。

(9) 河口灣（江灣）期

約 1 萬至 4 千年前，海水首度入侵臺北盆地，西側區域由湖泊環境轉變為河口灣與半淡水的濕地環境（圖 9i）。

(10) 盆地淺化期

約 4 千年前以來，海水面不再上升，但沈積物持續堆積在盆地中，因而環境逐漸呈現淺化現象，潮汐大致沿著河道進入至麓山帶的前緣（圖 9j）。

¹² 陳于高、劉聰桂、王源，〈大漢溪下游埋沒谷之碳 14 定年與沈積環境〉，《地質》10：2（1990），頁 147-156。

¹³ Chen, Y.G. and Liu, T.K., "Radiocarbon dates of river terraces along the lower Tahanchi, northern Taiwan" *Proceeding of the Geological Society of China* 34(1991), pp.337-347.

¹⁴ 鄧屬予、劉聰桂、陳于高等，〈大漢溪襲奪對臺北盆地的影響〉，《師大地理研究報告》41(2004b)，頁 61。

¹⁵ 鞏慧敏，《晚第四紀以來臺北盆地樹林地區岩芯的沈積物組成特性：探討大漢溪的襲奪年代》（臺北市：國立臺灣大學地質學研究所碩士論文，2006），頁 68。

¹⁶ 陳文山、林朝宗、楊志成等，〈晚期更新世以來臺北盆地沈積層序架構與構造的時空演變〉，頁 95-97。

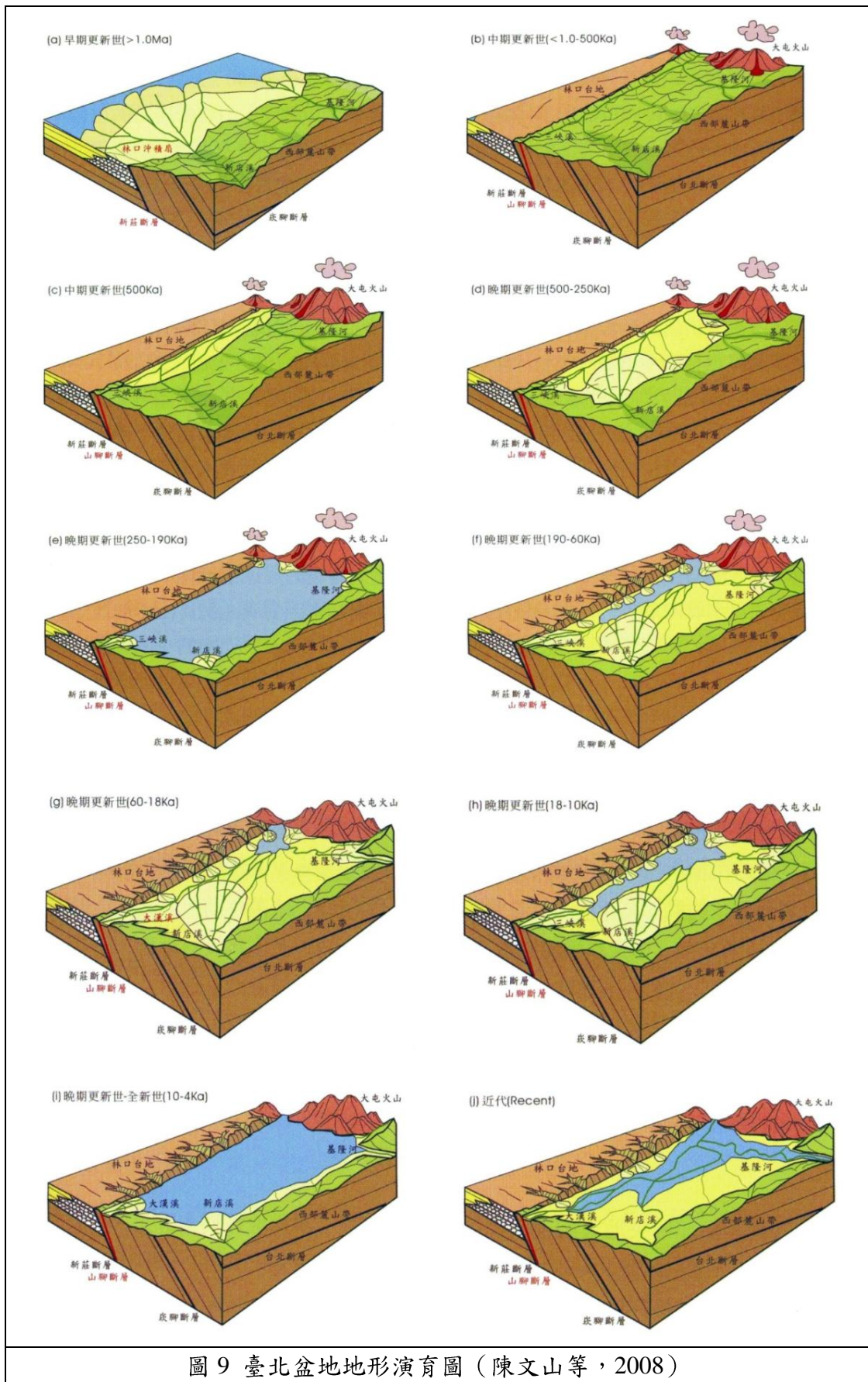


圖 9 臺北盆地地形演育圖 (陳文山等, 2008)

3. 費立沅等 (2011)¹⁷

費立沅等先確認臺北盆地開始形成的時間點，這個時間點與山腳斷層開始活動的時間點相近，也略晚於新莊斷層最後活動的時間，因此林口台地最晚的堆積物可以提供這個時間點的下限。林口台地北緣的觀音山周邊，發現有穿插在沖積扇頂部沈積物的火山碎屑岩層，其放射性與核飛跡定年資料顯示，新莊斷層活動最晚的時間約為 44 萬年前。費立沅等將臺北盆地的演化分為 6 個階段，說明如下：

(1) 在 44 萬年以前，臺北盆地為西部麓山帶的一部分，是第三紀沈積岩構成的褶皺逆衝丘陵地帶，丘陵前緣是切過林口台地東緣的新莊逆掩斷層，走向大約呈南北向，位於山腳斷層略西側。當時在西部麓山帶由東南向西北流動的古新店溪與古基隆河，在新莊斷層崖下形成了林口扇洲，由上扇到下扇漸次堆積巨礫、砂、泥層。

(2) 約 44 萬年前，山腳斷層開始活動，其上盤相對下滑，形成雛形的臺北盆地。古新店溪與古基隆河同時轉向東北注入臺灣海峽北部，林口扇洲停止堆積。大屯火山群早已在 80 萬年前開始噴發，許多岩塊與熔岩流穿插在扇洲沈積岩層之間。在此階段，盆地中僅有靠斷層的部分陷落到海平面附近，能夠累積沈積物的空間仍很狹小，沈積物大多沒有保留下來，可能堆積在臺灣海峽之中。

(3) 在 44 萬到 18 萬年前之間，盆地西北角的五股、蘆洲到關渡平原一帶已經沈降到海平面附近，有古新店溪與古基隆河組成的河湖環境，累積了含有礫石的砂泥層。沈積物多來自雪山山脈的輕度變質沈積岩與西部麓山帶的沈積岩，也有大屯火山群的安山岩。

(4) 約 18 萬年前，古淡水河的堆積環境曾經一度發生重大的變遷，當時大屯火山群發生大規模的火山泥流，堵塞盆地河系的出海口，造成臺北堰塞湖。這一堵塞事件約在 16 萬年前結束，古淡水河切穿關渡隘口，湖水流失，湖面縮小，盆地恢復原來的河湖沈積環境，直到約 10 萬年前。此時期臺北盆地可以容納沈積物的範圍已經直逼現今的範圍，因此這個堰塞湖可以涵蓋現今盆地的西大半部，留下典型的泥質紋層沈積物，之上再覆蓋著含有礫石的砂泥層，代表湖水宣洩之後古淡水河系河湖環境。

(5) 在 10 萬年前的上次冰期開始時，臺北盆地又經歷一次大規模的環境變遷。當時全球海水面下降可達 120 公尺，古淡水河的侵蝕基準面隨之下降，向源侵蝕加強，古三峽溪襲奪原先流往桃園台地的古大漢溪，後者在石門附近轉向東北進入臺北盆地，匯入古新店溪而造就了今日的淡水河系。當時河流的搬運力與最大負載力都大增，在盆地中形成沖積扇與巨礫為主的沈積層。

(6) 約 1.8 萬年前，在最後一次冰期結束之後，快速上升的海水湧入臺北盆地，形成一個廣闊的內陸海灣，潮水出入僅能依靠狹隘的關渡口。沖積扇與網

¹⁷ 費立沅、紀宗吉、蘇品如等，《臺北盆地的地質與防災》，頁 1-105。

流環境迅速內縮到各支流上游，盆地內幾乎都是氾濫平原、湖泊沼澤、海岸濕地與瀉湖等泥質沈積環境，半鹹水到鹹水種化石遍及整個盆地。在約 8 千年前，海水入侵達到最高潮，爾後逐漸退出盆地，陸相河湖沈積環境再度廣泛重現盆地之中，現今潮汐仍影響淡水河系的水位，隨著潮汐的日月週期而升降。

(四) 盆底的河蝕崖¹⁸

淡水河主流大漢溪及其支流新店溪、基隆河均沖積於臺北盆地的底部。沖積地形本應相當平坦，但臺北盆地盆底的大街小巷卻出現一些有系統的斜坡，經過實察定位，分析其走向與崖向，推論這些斜坡為淡水河主、支流下切盆底所形成的河蝕崖，後經人為修飾而成。河蝕崖係河道岸邊的崖，若兩崖相向，更可勾勒河道的寬度，河蝕崖的分布即河流遷移的範圍，各河遷移的範圍則顯示其勢力的大小。核對 LiDAR DTM 判釋的成果圖（圖 10）¹⁹，觀察大街小巷的地形起伏，以 GPS 定崖的位置，得知臺北盆地盆底的河蝕崖總計 55 段。

1. 新店溪的河蝕崖

新店溪左岸瓦礫溝呈一彎向南的大曲流，其兩岸階崖相向，寬度約 200 公尺，LiDAR DTM 圖上顯示凹槽向上游延伸至永福、福和兩橋西端之間（圖 10、11），推論瓦礫溝為新店溪之一分流。瓦礫溝左岸具 2 段階崖，輻合於景平路 278 巷，崖高達最大（5.1 公尺）。瓦礫溝左岸的崖較右岸者高、長而連續（圖 10），推測左岸因承受來自新店溪與清水坑山塊北緣中和溝的氾濫堆積，再受瓦礫溝曲流基蝕坡的側蝕而形成較高而連續的曲流崖。中正路、福和路口，轉西南於保平路與中山路之間也呈凹槽地形，似為瓦礫溝曲流的曲流頸發生切斷、河道截彎取直所成的流路，若然，則曲流河道與取直河道之間約呈橢圓形、比高 3 公尺以下的小丘曾為一離堆丘，今因取直河道淤塞，離堆丘與原來北方的陸地連結，而可稱之為癒著丘。癒著丘中心的八二三紀念公園（中和公園）與瓦礫溝下游右岸的永平國小西北側一帶，均有呈孤立的高地與不連續的崖，為人為填土造成者（圖 11），兩處填土地面圍繞著低下約 3 公尺的原始地面。

新店溪右岸的河蝕崖（圖 10），最顯著的為同安街至南海路之間，最大崖高為 2.8 公尺。崖下於昭和 2 年（1927）臺灣地形圖仍見其流路。新店溪遷移的寬度於上游的永和、公館間約 3.5 公里，向下游遞增，至板橋區振義里與松山機場間達 8 公里，向西遷移的量較向東者為多。

¹⁸ 郭勝煒、楊貴三、劉哲諭 2018〈雙和地區瓦礫溝河流地形之研究〉《地質季刊》出版中。楊貴三、郭勝煒、劉哲諭 2018〈台北盆地底部河蝕崖之研究〉《地質季刊》出版中。

¹⁹ 經濟部中央地質調查所（2006）大台北地區特殊地質災害調查與監測—高精度空載雷射掃描（LiDAR）地形測製與構造地形分析（2/3），第 108-109 頁。

2. 盆底的地形演育

由上述河蝕崖的分布位置及其遷移情形，推論盆底地形演育過程如下：

(1) 約 8 千年前，海水入侵臺北盆地、形成臺北湖，最大海漫面到達今城林大橋、秀朗橋²⁰。湖面所成之臨時侵蝕基準，促使大漢溪、新店溪與基隆河於注入臺北湖處堆積扇洲地形。

(2) 隨後而來的海退期，基準降低加上盆底東南部相對抬升²¹、堆積較高（可導致河流的自律作用而下切）等因素，促使盆底東南部的扇洲堆積面沿河道下切而產生較西北部為多而高的河蝕崖，分合的流路主要構成網流（辮狀河）的型態。

(3) 河道的逐次遷移，致使河寬漸漸地縮窄。大漢溪與新店溪均具有兩階河蝕崖，且向西遷移的距離較大。基隆河的勢力較小，被新店溪逼迫，偏處盆地東北隅；大漢、新店兩溪勢力相當，分據盆底西部、東南中部，終於萬華附近合流為淡水河，並迫使基隆河士林以下河段以野支河（yazoo river）的型態，並行主流，至關渡方注入主流（圖 10）。

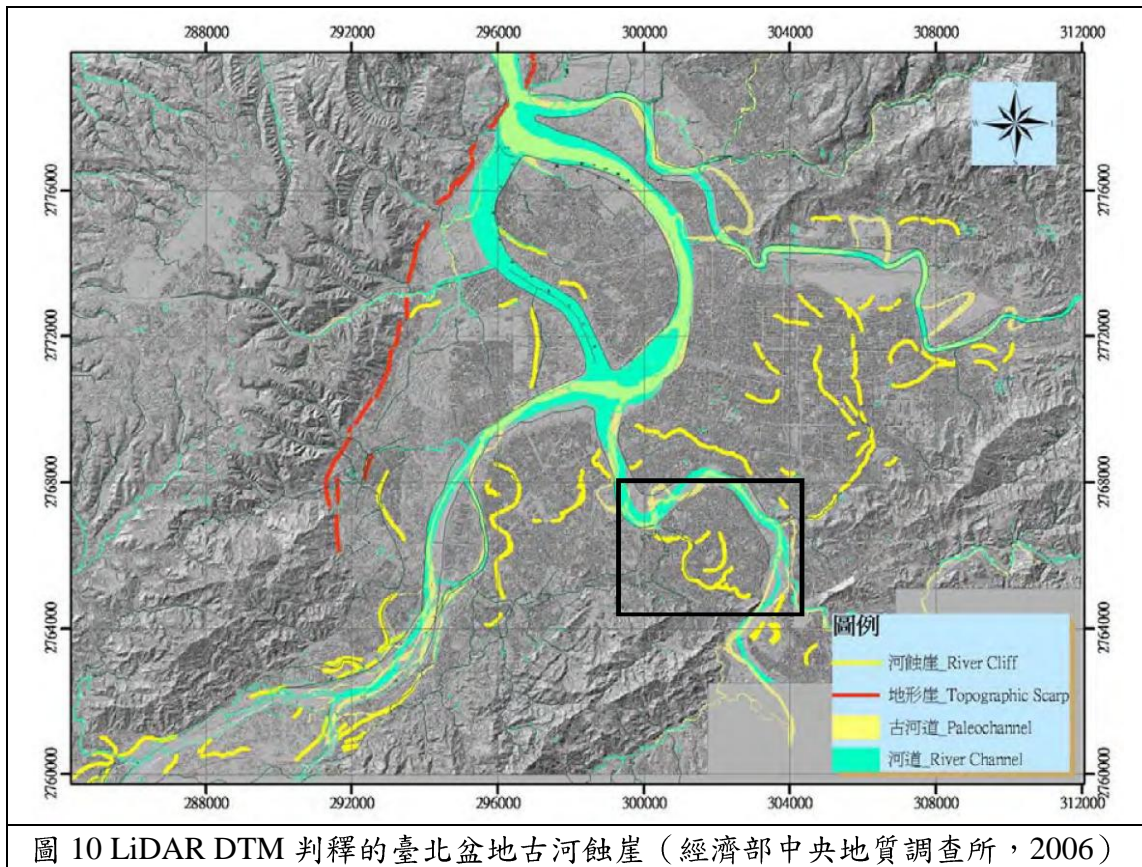


圖 10 LiDAR DTM 判釋的臺北盆地古河蝕崖（經濟部中央地質調查所，2006）

²⁰ 費立沅、紀宗吉、蘇品如、黃安和，2011《臺北盆地的地質與防災》，新北市：中央地質調查所。

²¹ 陳炳誠、謝孟龍、賴慈華、劉平妹 2007 〈由岩心碳十四定年資料與海水面曲線計算臺北盆地全新世垂直構造活動速率〉，《西太平洋地球科學》7：113-140。

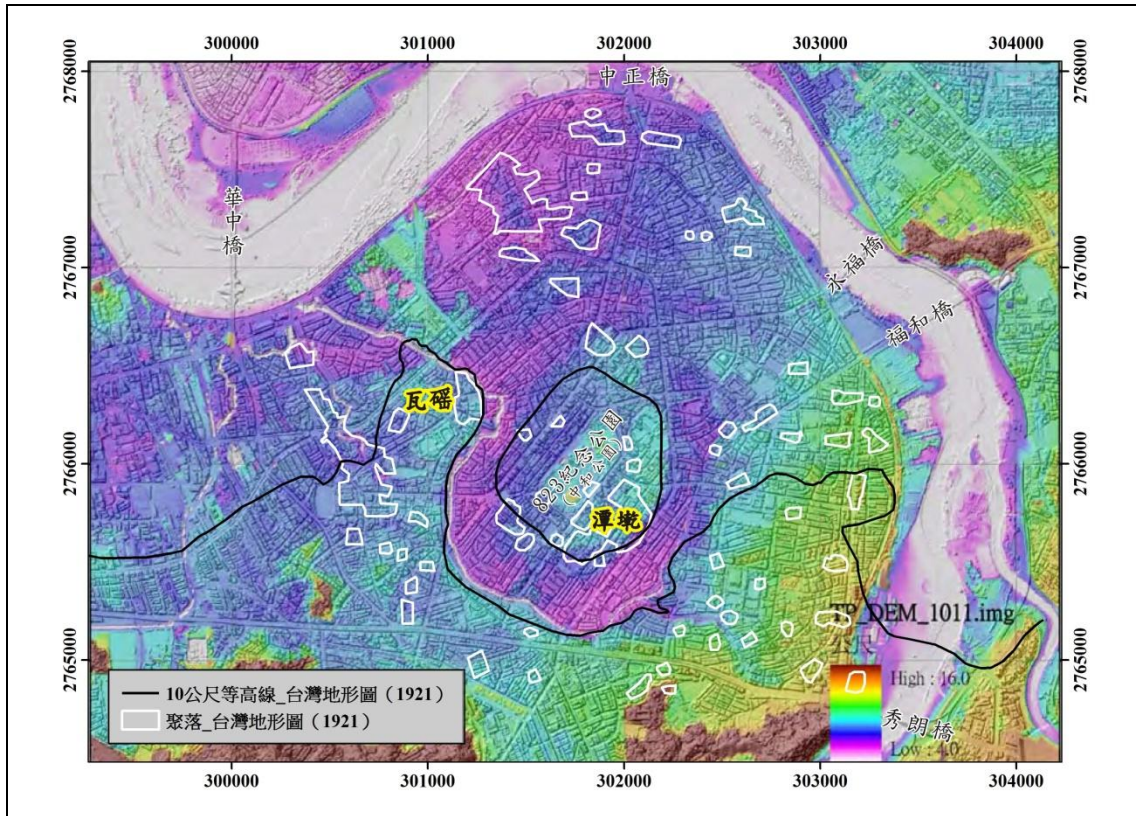


圖 11 台灣地形圖（1921-1928）之等高線與聚落分布套疊臺北盆地雙和地區之 LiDAR DTM 圖（經濟部中央地質調查所，2006）（本圖位置詳見圖 10 黑框範圍）

3. 河蝕崖與人文之關係

河蝕崖下方，地勢較低，容易淹水，因此早期聚落常選擇崖的上方，以避水患。例如板橋聚落與林本源園邸、中和潭墘聚落、古亭聚落分別位在崖的上方。同理，早期的道路也常修築於崖頂，例如土城頂埔街、廣福街、板橋長安街、臺北晉江街均位在崖頂。

水圳利用重力，以便灌溉崖下較低的田地，常依附崖坡。例如樹林後村圳、土城大安圳、臺北瑠公圳大安支線、第一幹線均位在崖坡上。

河蝕崖下方原有的河道，早期因墾拓、都市擴張而縮窄，近年因河川整治而成為水泥化的排水溝。例如潭底溝、鴨母港溝、瓦礫溝。

瓦礫溝舊河道容易淹水，其原因主要應是地勢低窪所致。大正元年（1911）至民國 90 年間的紀錄顯示瓦礫溝舊河道常有淹水現象，尤其永和中正路智光商工一帶（智光里）與中和路與景安路口的中和加油站附近最嚴重²²。民國 90 年之後因實施堤防加高、截水分流、設抽水站等措施而未再有淹水的情形²³。

²² 呂芳煙（1998）《中和市志》，中和市公所，484-485 頁。

²³ 許明正、陳東華、張品、張蔭濂 2014《我家後巷有小河：瓦礫溝的前世、今生與未來》，開學文化事業股份有限公司。

瓦礫溝因昔日中和瓦礫里地區曾設礫燒製磚瓦而得名。瓦礫溝在中和路以下至溝口、永和中正路以上至嘉新福橋的溝段為永和、中和兩行政區的天然界線；但中和路至永和中正路之間的瓦礫溝沒有成為兩行政區界線，其原因乃民國 47 年中和鄉與永和鎮分治時，因祖籍漳州的潭墘人不願併入屬泉州同安人的永和鎮，故行政界線向北彎折，而潭墘劃入中和鄉。

檢視昭和 2 年（1927）台灣地形圖（圖 11），瓦礫溝曲流北側的癒著丘四周有一圈 10 公尺等高線，其上聚落潭墘選址的條件應是地勢較高，可避水患。癒著丘東南方亦有 10 公尺等高線，其與癒著丘東南緣的等高線之間夾著的帶狀凹槽，即瓦礫溝之舊河道，因地勢低窪，容易淹水，闢為水田，而少聚落分布。

位在瓦礫溝曲流滑走坡的潭墘聚落（圖 11），其地名的由來，乃位在雙叉港附近曲流基蝕坡的水潭旁邊而得名。

二、山腳斷層

(一) 斷層的分布與特性

本斷層主位於臺北盆地之西緣，北起金山，往西南經北投，止於樹林附近，呈北北東—南南西走向，全長約35.4公里。因臺北盆地面與西側之林口台地面呈現一相當明顯之地形落差，因此學者提出臺北盆地的陷落形成和山腳斷層的活動有關^{24,25}。本斷層位在金山斷層東側，約於100-50萬年前，因板塊運動由壓力轉變為張力狀態而發生，為一條正移斷層²⁶。

由地形分析結果，研判在林口台地與臺北盆地交界的東側，山腳斷層形成的崖高約0.5-2公尺，崖寬約30-200公尺，地形上為一緩坡，地形崖不連續而呈雁行排列²⁷。

山腳斷層由地形的線形推測應通過大屯山與七星山間的鞍部附近²⁸。利用空載雷達掃描技術顯示，山腳斷層的斷層崖地形構造，雖然受到侵蝕、沈積及人為的影響而改變，在某些地區仍然可以觀察到明顯的地形崖²⁹。根據關渡地區之鑽探結果，山腳斷層兩側落差大，有向東北延伸至金山地區的趨勢，在地形上具有明顯的線形特徵³⁰。

利用5公尺DEM判釋，指出山腳斷層從樹林到關渡沿線地區，可見明顯的地形崖（圖1），這地形崖的延續性良好。根據中央地質調查所先前的鑽井岩心資料顯示，山腳斷層的地表位置，可能分布在此地形崖的東側地帶，而根據地表的高程資料亦顯示，可能的斷層位置位於此地形崖的東側約數十公尺至數百公尺之遠。從關渡到金山沿線地區，斷層跨過整個大屯火山群，斷層線的方向大致呈東北—西南走向，斷層線可分成數條，其連續性不佳，可能與數期正斷層作用相關。不過這數條斷層線，基本上落在大屯火山群主要的地形陷落帶。在金山沖積平原的北側，亦可見明顯的地形崖，但因為北磺溪持續的沖積作用，影響斷層位置的判釋。中央地質調查所已利用其他的方法，例如震測與鑽井等工作，進一步確認本區的斷層位置應在此地形崖的東南側約數十公尺至百餘公尺處。經由LiDAR

²⁴ 林朝榮，《臺灣省通志卷一土地志地理篇，第一冊地形》，頁3。

²⁵ 王執明、鄭穎敏、王源，〈臺北盆地之地質及沈積物之研究〉，《臺灣礦業》30：4（1978），頁78-108。

²⁶ 林啟文、張徽正、盧詩丁等，〈臺灣活動斷層概論第二版〉，《中央地質調查所特刊》13（2000），頁13-52。

²⁷ 陳致同、林奎含、鄭雅文等，〈臺北盆地山腳斷層之構造地形研究〉，《第10屆臺灣之第四紀暨臺北環境變遷研討會論文集》（臺北市：中國地質學會，2004），頁151-154。

²⁸ 林朝宗，〈山腳斷層與臺北盆地西緣地質構造〉，《大臺北地區火山活動與山腳斷層研討會論文集》（臺北市：中央地質調查所，2005），頁189-191。

²⁹ 詹瑜璋、李建成、陳柔妃等，〈大臺北地區空載雷射掃描地形測製與研究現況〉，《大臺北地區火山活動與山腳斷層研討會論文集》（臺北市：中央地質調查所，2005），頁87-93。

³⁰ 盧詩丁、劉彥求、衣德成等，〈山腳斷層調查與研究〉（臺北市：中央地質調查所93年度業務成果發表手冊，2005），頁3。

DTM資料判讀關渡至金山沿線地區，得到較為確定的斷層線分布，這些斷層線的方向大致呈東北—西南走向，斷層線斷斷續續，常呈雁行排列，斷層的形態為正斷層，錯移量約數公尺，大部份的斷層截切地勢平坦的火山熔岩流表面³¹（圖12）。

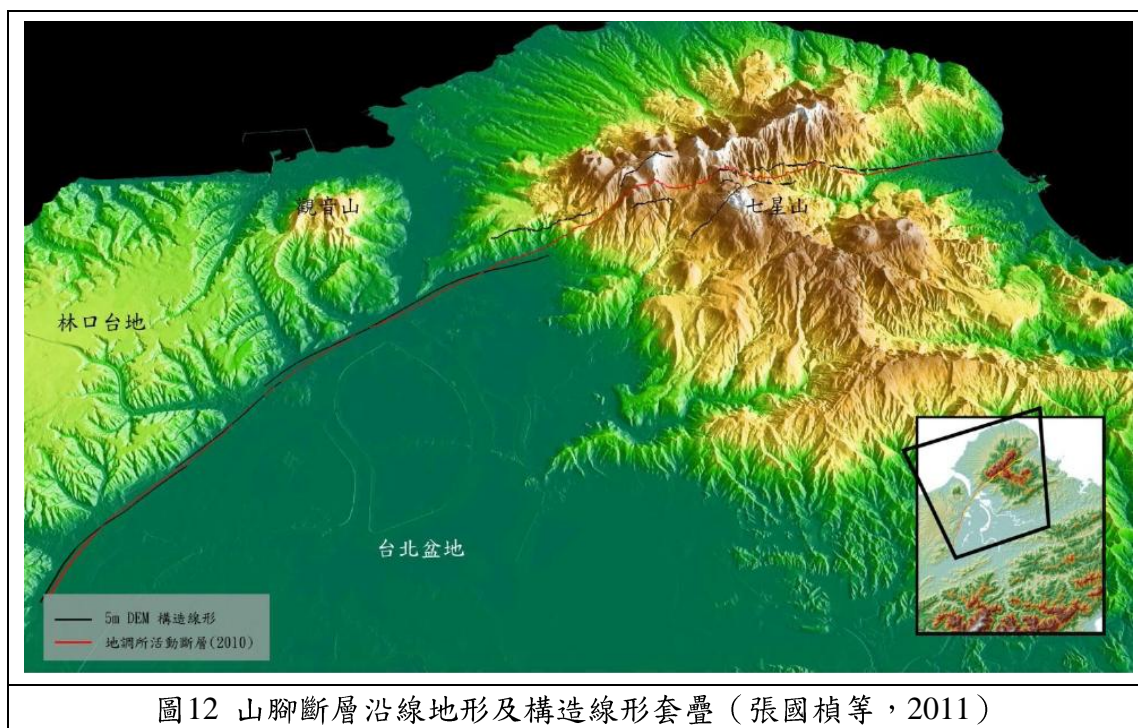


圖12 山腳斷層沿線地形及構造線形套疊（張國楨等，2011）

（二）康熙臺北湖是否為山腳斷層活動引發的地震所造成？

清康熙 33 年（1694）的地震在郁永河的《裨海紀遊》一書中記載，臺北盆地因地震活動而形成一個大湖。陳正祥認為陷落約 5 公尺，湖面約與今日 10 公尺等高線一致，面積約 150 平方公里³²。林朝榮認為該次地震地面陷落不過 5 公尺，之後關渡水口（水隙）內成一大湖，後人稱為「康熙臺北湖」，因此認為該次地震為山腳斷層最近一次的活動³³。

林明聖³⁴回顧康熙 36 年（1697）郁永河所撰《裨海紀遊》的文字敘述與康熙 56 年（1717）陳夢林所繪《干豆門與靈山宮地圖》、雍正年間的《臺灣輿圖》內容，對比明永曆 8 年（1654）荷蘭人所繪製的《大臺北古地圖》的原始地形，並配合原住民遺址與漢人墾耕等觀點，認為康熙臺北湖的範圍包括西從成子寮經

³¹ 張國楨、徐浩德、陳柔妃等，《重要活動斷層調查特性研究—近斷層高精度地形資料之判釋與分析(1/4)》（臺北市：中央地質調查所，2011），頁 3。

³² 陳正祥《臺灣地誌下冊》（臺北市：數明產業地理研究所研究報告第 94 號，1959），頁 3。

³³ 林朝榮，《臺灣省通志卷一土地志·地理篇，第一冊地形》，頁 13。

³⁴ 林明聖，《談康熙臺北大湖神話》（臺北市：臺灣之第四紀第七次研討會論文集，1998），頁 63-67。

關渡，北至紗帽山西南附近的山麓，向東南到士林的基隆河沿岸區域，南至現今的大龍峒以北地區，再向西過蘆洲連接成子寮的封閉區域。該湖成因可能是地震山崩所造成的堰塞湖。林明聖等³⁵則認為此湖極有可能是地震後土壤液化所產生的湖泊。

謝英宗以自然史的觀點重建郁永河所見「康熙臺北湖」的景象，並探討其消長。研究結果顯示漲潮時該湖的水深可達 4-5 公尺，但其因地震所造成的地陷量可能僅在 3 公尺以內。該湖滿潮時的水域可能包括現今基隆河下游及其北側、社子島、淡水河社子島段的河道和關渡平原的一部分，估計其面積約為 30 平方公里。盆地地面的上升、沈積物的加積、降雨量的減少和人為的拓墾等是該湖消失的因素³⁶。

陳洲生、謝昭輝應用暫態電磁波法估計臺北湖之涵蓋範圍達 100 平方公里以上，其中心分別位於三重、蘆洲、松山一帶³⁷。由事件前明永曆 8 年（1654）荷蘭人所繪製的《大臺北古地圖》與事件後清康熙 38 至 43 年間（1699-1704）繪製之《康熙臺灣輿圖》研判，認為並沒有康熙臺北湖的存在^{38,39}。鄭世楠等模擬康熙 33 年（1694）臺北地震的等震度分布，在淡水地區顯示為震度 VII，應造成相當顯著的破壞，在郁永河《裨海紀遊》中張大居住在淡水的通事卻未提及淡水地區的災害，顯示康熙 33 年（1694）是否由地震所引發的康熙臺北湖有再進一步探討的必要⁴⁰。

（三）山腳斷層的活動性

活動斷層指曾經活動過，未來可能再度活動的斷層。當斷層活動時，會引發地震，造成鄰近地區房舍建物之損毀。根據中央地質調查所活動斷層第 3 版資料⁴¹，臺北市與新北市唯一之活動斷層為山腳斷層，未來有引發大地震的可能。約 40 萬年前，山腳斷層開始活動，其上盤相對滑落形成臺北盆地，現今臺北盆地基盤最深為 679 公尺，因此，山腳斷層的平均滑動速度達每千年 1.7 公尺，屬活動性甚高之斷層⁴²。

³⁵ 林明聖、蕭謙麗、夏黎明等，〈康熙臺北大湖考釋〉（臺北市：第三屆臺灣地理學術研討會論文集，1999），頁 125-146。

³⁶ 謝英宗，〈康熙臺北湖古地理環境之探討〉，《臺灣大學地理學系地理學報》27(2000)，頁 85-95。

³⁷ 陳洲生、謝昭輝，〈臺北盆地之電性地層〉，《中央地質調查所特刊》8(1994.6)，頁 299-317。

³⁸ 唐羽，〈清代基隆河流域墾史之探討(上)：從河名之演變探討流域墾地之開發〉，《台北文獻》90(1989)，頁 33-74。

³⁹ 翁佳音，〈大台北古地圖考釋〉（臺北市：台北縣立文化中心，1988）。

⁴⁰ 鄭世楠、江嘉豪、陳燕玲，《中央氣象局地震技術報告-臺灣地區歷史地震資料的建置》（臺北市：中央氣象局，2011），頁 427-448。

⁴¹ 林啟文、盧詩丁、石同生等，〈臺灣北部的活動斷層〉，頁 7-31。

⁴² 林啟文、張徽正、盧詩丁等，〈臺灣活動斷層概論第二版〉，頁 13-52。

考證臺北湖的淹沒範圍與文獻資料，無法確定與山腳斷層有關，且沒有找到該次地震造成的斷層崖的報導⁴³。依據鑽探資料，研判山腳斷層最近1萬年來沒有明顯的活動現象⁴⁴。另分析山腳斷層兩側的鑽井岩心紀錄與定年資料，研判在14,000年內山腳斷層至少發生3次古地震事件，分別為11,000、9,100-9,300、8,400-8,600年前，分別記錄到2.3、3.3-4.5、3.7的垂直位移量⁴⁵。

山腳斷層下盤山前界線的彎曲度為1.2；從彎曲度來看，山腳斷層具有活動性⁴⁶。

以五股一號加深井的深度估計，山腳斷層開始陷落至今，最大的陷落量達700公尺以上。山腳斷層劇烈活動的時期可能距今1萬年前。如果山腳斷層形成於50萬年前，而最大的陷落量為700公尺，則這個斷層的平均滑移速率約每千年1.4公尺，就斷層活動度的分類而言，應屬於高活動度的斷層。由成子寮及五股鑽井剖面，50至60公尺以下，盆地內的第四紀沈積物都是以代表山腳斷層的崖面與中新世地層接觸，亦即隨著斷層上盤的陷落，沈積物一直累積於斷層的上盤，未曾越過斷層崖堆積於下盤之上。但在60公尺以上，沈積物跨越了基盤的斷層崖，向西連續堆積達現今的林口台地斜坡下方。顯然在距今約一萬年前，山腳斷層的活動漸趨和緩，斷層崖得以有充分的時間接受沿著斷層崖下方向北流的古新店溪的側蝕而向西退縮。隨後的全新世海進使得海水進入臺北盆地，形成一半鹹水湖，並沈積臺北盆地分布廣泛的松山層，山腳斷層的崖線也因此而覆蓋於松山層之下。盆地邊緣覆蓋在斷層崖上的地層僅有輕微的向盆地中心下陷的現象，可能表示地層沈積之後（全新世），斷層並未繼續活動，或僅緩慢且微量的向下潛移。種種證據顯示了最近一萬年或稍短時間內，山腳斷層的活動已較緩和，則康熙33年（1694）山腳斷層陷落形成康熙臺北湖的說法就值得商榷了。更何況今天在已知的山腳斷層位置，並無任何該斷層崖的遺跡。如果當時山腳斷層陷落了3-5公尺，則這個斷層崖應不至於在300年內被夷平而完全消失⁴⁷。

利用民國82年（1993）至民國94年（2005）的水準測量得知在淡水河北岸，山腳斷層上盤（東側）的年平均下降速率約5公釐，下盤之年平均抬升速率近0.8公釐，顯示山腳斷層仍有活動的趨勢^{48,49}。由雷達差分干涉量測法分析民國

⁴³ 李錦發、林朝宗、賴典章，〈臺北盆地成因之探討〉，《中央地質調查所特刊》11（1999），頁207。

⁴⁴ 林啟文、盧詩丁、石同生等，〈臺灣北部的活動斷層〉，頁7-31。

⁴⁵ Huang, S.Y., *Prehistoric earthquakes along the Shanchiao Fault, Taipei Basin, northern Taiwan* (A thesis presented to the graduate faculty of Central Washington University, 2003), pp.83.

⁴⁶ 陳文山、楊志成、吳樂群等，〈沈降環境的山麓河谷地形特性—探討臺北盆地、蘭陽平原與屏東平原鄰近山麓地形與構造的關係〉，《中央地質調查所彙刊》17（2004），頁79-106。

⁴⁷ 林朝宗，〈臺北盆地地質〉，《第十屆臺灣之第四紀暨臺北盆地環境變遷研討會論文集》，頁1-19。

⁴⁸ 侯進雄、陳于高、胡植慶等，〈臺北盆地近年來之地殼變形研究〉，《第11屆臺灣之第四紀研討會論文集》（臺北市：中國地質學會，2006.9），頁123-128。

⁴⁹ 侯進雄、陳于高、胡植慶等，〈臺北地區近期的地殼變形研究〉，《中央地質調查所特刊》20號（2008.5），頁193-221。

82 年（1993）至民國 92 年（2003）臺北盆地的地表變形情形，顯示靠近山腳斷層的五股、新莊一帶，局部地區有下陷發生，但下陷趨勢不明顯（ <10 公釐/年），下陷速度也不穩定⁵⁰。

由臺北盆地的 15 口岩心中，最近 15,000 年內的 94 個碳 14 定年，配合海水面變化曲線，得知山腳斷層沿線的構造活動速率（負號代表沉降，正號表抬升），上盤為負 1.5-0.5 公尺/千年；下盤為 0 公尺/千年，顯示山腳斷層有明顯的活動性⁵¹。

但由碳十四樣本定年結果推測一萬年來，山腳斷層沒有顯著的再活動現象⁵²。民國 93 年（2004）以來至民國 89 年（2010）為止，中央地質調查所用於山腳斷層監測之測站，共有 37 組臨時地表寬頻地震站、6 組井下地震儀及周圍山區 6 組地表固定站等，監測結果顯示近年來臺北盆地內山腳斷層附近鮮少有地震活動⁵³。

在臺灣北部橫移伸張的應力環境下，山腳斷層仍有可能再次活動。模擬山腳斷層的活動，其結果是隨著模擬的規模越大，地表下陷範圍和下陷量越大。當模擬規模 6.5 以上的地震發生時，地表下陷最深可超過 1 公尺；當模擬規模 7 的地震發生時，地表下陷量可超過 2.1 公尺，在北投、關渡、蘆洲、五股、泰山、新莊一帶都有下陷到 0 公尺以下的情況，面積達 40 平方公里，這些區域有直接受到暴雨或潰堤河水影響而發生洪災的可能性⁵⁴。

鄧屬予等（2010）根據林口台地北緣之井下火山碎屑岩與林口礫石層的互層關係，推論林口台地面之形成年代距今約 44 萬年，而過去亦有研究比對臺北盆地關渡一號井下與盆地周緣關渡、獅子頭、成子寮地區之火山碎屑岩層，發現其為同一源區（Song and Lo, 1995）且年代相近，因此推論山腳斷層在距今 40 萬年內開始活動（曹恕中等，2000；Tsao et al., 2001；Song et al., 2007）。

⁵⁰ 張中白、陳錕山，〈地殼變形研究計畫〉，《中央地質調查所 93 年度研究報告》（2003），共 227 頁。

⁵¹ 陳炳誠、謝孟龍、賴慈華等，〈由岩心碳十四定年資料與海水面曲線計算臺北盆地全新世垂直構造活動速率〉，《西太平洋地球科學》7（2007），頁 113-140。

⁵² 劉桓吉、蘇泰雅、李錦發等，〈山腳斷層之活動性及其對工程安全之影響〉（臺北市：經濟部 89 年度研究發展專題報告），頁 89-015。

⁵³ 費立沅、紀宗吉、蘇品如等，〈臺北盆地的地質與防災〉，頁 1-105。

⁵⁴ 邱俊穎、胡植慶、陳致言等，〈山腳斷層再活動對於臺北盆地內地形變化之探討〉，《中央地質調查所特刊》20（2008.5），頁 97-110。

三、大屯火山群

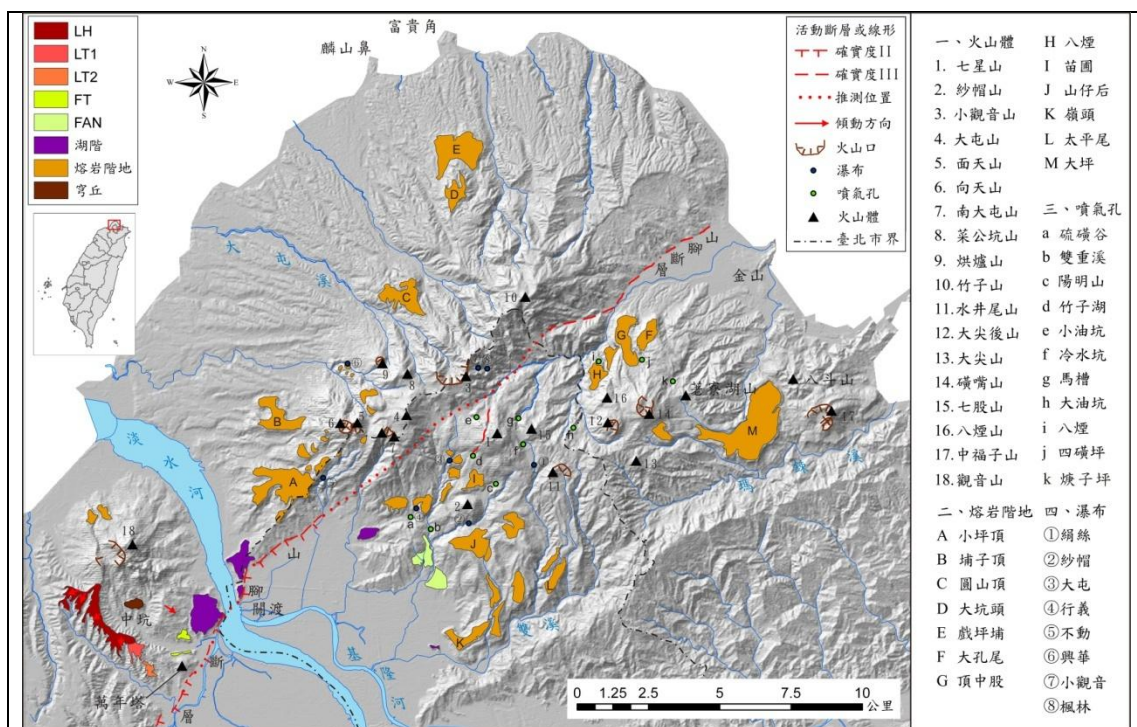


圖 13 大屯火山群地形分類圖 (楊貴三與沈淑敏, 2010)

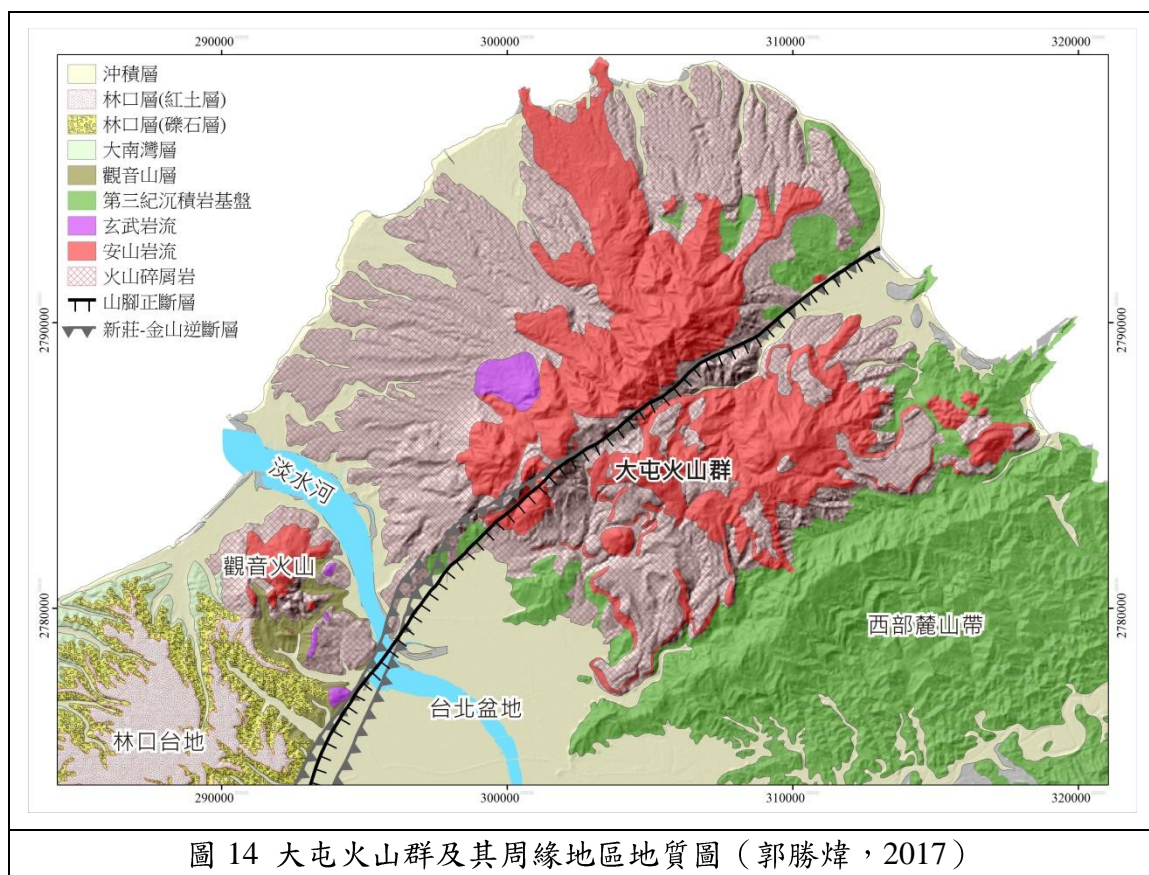


圖 14 大屯火山群及其周緣地區地質圖 (郭勝煒, 2017)

(一) 火山體

從 LiDAR 的 2 公尺×2 公尺數值模擬地形分析發現完整的火山體計 20 座，以及不完整的火山體 31 座。保存最完整且最大的單一火山體以磺嘴火山為代表，直徑約 2.4 公里，最小火山體是火燒火山，直徑約 310 公尺⁵⁵。

(二) 熔岩（火山碎屑）階地

熔岩（火山碎屑）階地由向天山至關渡有數階（圖 13），由東北向西南遞降，主要者如興福寮階地，高度 550-500 公尺，小坪頂山階地 450-380 公尺，小坪頂階地 280-220 公尺，階面最寬，鑽井資料顯示該階面上覆厚層的火山碎屑岩，推論可能為源自大屯山的火山泥流所造成；大成崗階地 140-120 公尺，已被切割成 2 段平坦稜；關渡階地 60-40 公尺。由山仔后至嶺頭的階地沿仰德大道分布，根據中央地質調查所出版的 1/50000 分幅地質圖（圖 14），該階面邊緣出露安山岩質熔岩，研判這些階面應屬熔岩階地，推論可能為源自七星山的熔岩流所造成，其階面上覆的火山碎屑岩應為熔岩表層被風化的結果。

(三) 火山活動時間及監測

Song, et al. (2000) 認為大屯火山群的火山活動可分為 2 期：早期約在 280 萬年前開始火山活動，持續約 30 萬年，噴發少量的安山岩流及火山碎屑岩；然後火山沈寂了一段長時間。晚期約 80 萬年前再度噴發，於 50-70 萬年前火山活動達到頂峰，然後於約 20 萬年前結束其火山噴發⁵⁶。

坐落於臺灣北部的大屯火山群，因無最近的噴發作用，故過去一直都認為其可能為一座死火山。但 Song, et al. (2000)⁵⁷指出：過去幾年有關大屯火山群地區的微震、熱水作用、火山氣體和氦同位素的研究，顯示在大屯火山群地底下，可能存在一岩漿庫，故大屯火山群的火山可能為一活火山。

最近初步的氦同位素研究結果顯示，大屯火山群的噴氣與溫泉氣仍有大於 60% 源於深部地函源的氣體組成^{58,59,60,61}，暗示其地底下仍有非常大可能性有岩

⁵⁵ 陳文山、楊志成、楊小青等，〈從 LiDAR 的 2 公尺×2 公尺數值模擬地形分析大屯火山群的火山地形〉，頁 101-128。

⁵⁶ Song, S.R., Tsao, S.J. and Lo, H.J., "Characteristics of the Tatun volcanic eruptions, north Taiwan: Implications for a cauldron formation and volcanic evolution" *Journal of the Geological Society of China* 43:2(2000a), pp.378.

⁵⁷ Song, S.R., Yang, T.F., Yeh, Y.H., Tsao, S.J. and Lo, H.J., "The Tatun volcano group is active or extinct?" *Journal of the Geological Society of China* 43:3(2000b), pp.534.

⁵⁸ Yang, T.F., Sano, Y., and Song, S.R., "3He/4He ratio of fumaroles and bubbling gases of hot springs in Tatun Volcano Group, north Taiwan" *Il Nuovo Cimento* 22c(1999), pp.281-286.

⁵⁹ Yang, T.F., Lan, T.F., Lee, H.F., Fu, C.C., Chuang, P.C., Lo, C.H., Chen, C.H., Chen, C.T.A. and Lee,

漿庫的存在，其最可能之岩漿庫位置可能在有最高氦同位素比值火山氣體成份的大油坑底下。

大屯火山群主要火山噴氣之氦同位素成分呈現有系統的變化：位於七星山附近的大油坑噴氣成分有最高的岩漿比例地函訊號（>80%的氦氣來自地函），而往西南角的地熱谷與東北方的大埔溫泉逐漸降低（50-60%）。推估大油坑地熱區底下最有可能存在有岩漿庫持續活動中⁶²。

地震監測資料分析結果顯示，在七星山及大油坑附近底下確有異常的地震活動，可能與岩漿活動所引發的微震有關。林正洪、黃柏壽⁶³根據現有大屯火山群地震觀測網所記錄多種具有火山特性的地震訊號，包括高頻、單頻及多頻等，強烈顯示該地區淺部地殼中，存在明顯地熱來源。這些地熱可能來自七星山與大油坑間淺部地殼的岩漿庫⁶⁴。根據大地電磁法資料分析，深度6公里下有一冷卻中的岩漿庫，此岩漿庫將逐漸死亡，大屯火山群將不是活火山，但是臺灣北部因碰撞作用所生成的造山崩解張裂活動亦逐步加強發育當中⁶⁵，張裂活動隨時有可能提供充分管道給岩漿噴發至地表，致七星山地區觀測到類似岩漿相關活動，如噴氣、微震活動等⁶⁶。

由臺北盆地之鑽井岩心（岩芯）中，發現在松山層中夾有原生火山灰薄層，且推論其最有可能為大屯火山群之噴發產物，假設松山層最老的沈積年代為兩萬年以前，所以推論大屯火山群最近的一次噴發紀錄應該年輕於兩萬年前⁶⁷。最近在紗帽山下的乾涸古湖中挖到年代距今11,600-19,500年，甚至年輕至5,500年前的火山灰，為大屯火山群最近一次噴發的證據⁶⁸。

C.S., "Gas compositions and helium isotopic ratios of fluid samples around Kueishantao, NE offshore Taiwan and its tectonic implications." *Geochemical Journal* 39(2005), pp.469-480.

⁶⁰ 楊燦堯，〈陽明山國家公園大屯火山群噴氣之氦同位素比值研究〉，《國家公園學報》10：1(2000)，頁73-94。

⁶¹ 楊燦堯、何孝恆、謝佩珊等，〈大屯火山群火山氣體成份與來源之探討〉，《國家公園學報》13：1(2003)，頁127-156。

⁶² 楊燦堯，〈大屯火山群的火山噴氣觀測〉，《地質》31：1(2012.3)，頁28-31。

⁶³ 林正洪、黃柏壽，〈聽到大屯火山群的脈動微震監測〉，《地質》31：1(2012.3)，頁24-27。

⁶⁴ 林正洪，〈大屯火山群潛在岩漿庫及微震觀測網長期監測計畫(四)〉(臺北市：陽明山公園管理處，2006)，頁3。

⁶⁵ Wang, K.L., Chung, S.L., Chen, C.H., Shinjo, R., Yang, T.F. and Chen, C.H., "Post-collisional magmatism around northern Taiwan and its relation with opening of the Okinawa Trough." *Tectonophysics* 308(1999), pp.363-376.

⁶⁶ 林正洪、楊燦堯、陳洲生等，〈大屯火山群環境監測計畫〉(臺北市：陽明山國家公園管理處，2009)，頁23。

⁶⁷ Chen, C.H. and Lin, S.B., "Eruptions younger than 20Ka of the Tatun Volcano Group as viewed from the sediments of the Sungshan Formation in Taipei Basin" *Western Pacific Earth Sciences* 2(2002), pp.191-204.

⁶⁸ Belousov, A., Belousova, M., Chen, C.H., Zellmer, G.F., "Deposits character and timing of recent eruptions and large-scale collapses in Tatun Volcanic Group, Northern Taiwan: hazard-related issues" *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 191(2010), pp.205-221.

中央地質調查所自民國 93 年（2004）起即展開大屯火山群活動性的基礎調查與監測工作，調查結果雖然有密集的微震，但是此現象目前評估是與地下熱水流動有關。其餘的火山氣體成分及地溫都維持穩定狀態；尤其是一直沒有發現地殼隆起的現象，可以確定大屯火山群沒有立即噴發的威脅⁶⁹。

中央地質調查所於民國 99 年（2010）8 月召開國內火山學者專家諮詢會議，會中整合學者共識，根據民國 83 年（1994）Szakacs 對火山的分類、噴發年代及活動現象定義，將大屯火山群歸類為「休眠活火山」（Dormant active volcano）。即大屯火山群屬於活火山，但目前處於休眠狀態，短期內不會噴發，但火山地區地殼內部仍有岩漿活動，不排除未來有噴發的可能性。至於未來會噴發的可能性有多大，則需要先確定岩漿庫存在的範圍和狀態，因此大型的科學整合調查計畫十分必要，尤其是能採取類似國外以高密度地震儀陣列，接收炸測地下地層反射折射等訊號，利用震波層析成像判讀火山底下是否有岩漿庫存在⁷⁰。

有鑑於大屯火山群未來有再噴發的可能，遂由國科會主導，將中央研究院、中央氣象局、中央地質調查所及國內各大學在大屯火山群所建立的各项觀測資料，整合於陽明山國家公園的菁山自然中心，於民國 100 年（2011）10 月 17 日設置了大屯火山觀測站（TVO），推動長期的大屯火山群整合性研究與觀測，以守護大臺北地區 6 百萬居民免於火山的威脅⁷¹。目前主要的火山即時監測方法包括有：（1）火山地震活動監測、（2）火山氣體與溫泉水的化學成份分析調查、（3）地殼變形的量測、（4）地溫監測及（5）噴氣即時影像監測。未來正積極規劃加入傾斜儀、重力、地磁、衛星影像、地電等不同方法，以達到更完整之火山監測目的^{72,73}。

⁶⁹ 費立沅、紀宗吉、蘇品如等，《臺北盆地的地質與防災》，頁 1-105。

⁷⁰ 陳棋炫、曹恕中、林啓文，〈大屯火山群的噴發潛能〉，《地質》31：1（2012.3），頁 44-49。

⁷¹ 林朝宗，〈大臺北地區的火山問題〉，《地質》31：1（2012.3），頁 6-7。

⁷² 林正洪、楊燦堯、陳洲生等，《陽明山國家公園大屯火山群監測工作》（臺北市：陽明山國家公園管理處，2011），頁 3。

⁷³ 林正洪，〈整合人力與資源的大屯火山觀測站〉，《地質》31：1（2012.3），頁 22-23。

四、古新店溪下游的流路變遷⁷⁴

(一) 林口台地與觀音山區

更新世晚期的古新店溪，原於新莊逆斷層崖下沉積林口扇洲。由礫石之粒徑分布及覆瓦方向，及地形面向西北緩傾斜，推知該扇洲之扇頂位於泰山附近。林口扇洲後因山腳斷層下盤相對抬升而成為台地^{75,76}。

台地東南部分布的地層稱林口層，西北部為大南灣層（圖 14）。林口層為古新店溪沖積扇的沉積物；上覆數公尺至十數公尺之紅土層，下接數十公尺厚的礫層，後者在台地東南部者較厚，向西北減薄，粒徑亦向西北變小，推知其來源地為其東方的高地起伏區；其礫層中平均含有 3% 的安山岩礫，最高者達 13%，且近觀音山區者含量較高，向西南則減少⁷⁷。礫石層下方及西北側為砂層、泥層或砂泥互層的大南灣層，為三角洲環境的沉積物質（陳文福，1989）。林口與大南灣兩地層呈犬牙交錯之接觸關係（Ho, 1969）。

在台地西北角、觀音山周緣地區另有觀音山層出露（圖 14），觀音山層與林口層及大南灣層之最大差異在於觀音山層因受觀音火山噴發隆起的作用影響，地層有傾動現象，而林口層與大南灣層則為水平岩層（圖 15）。

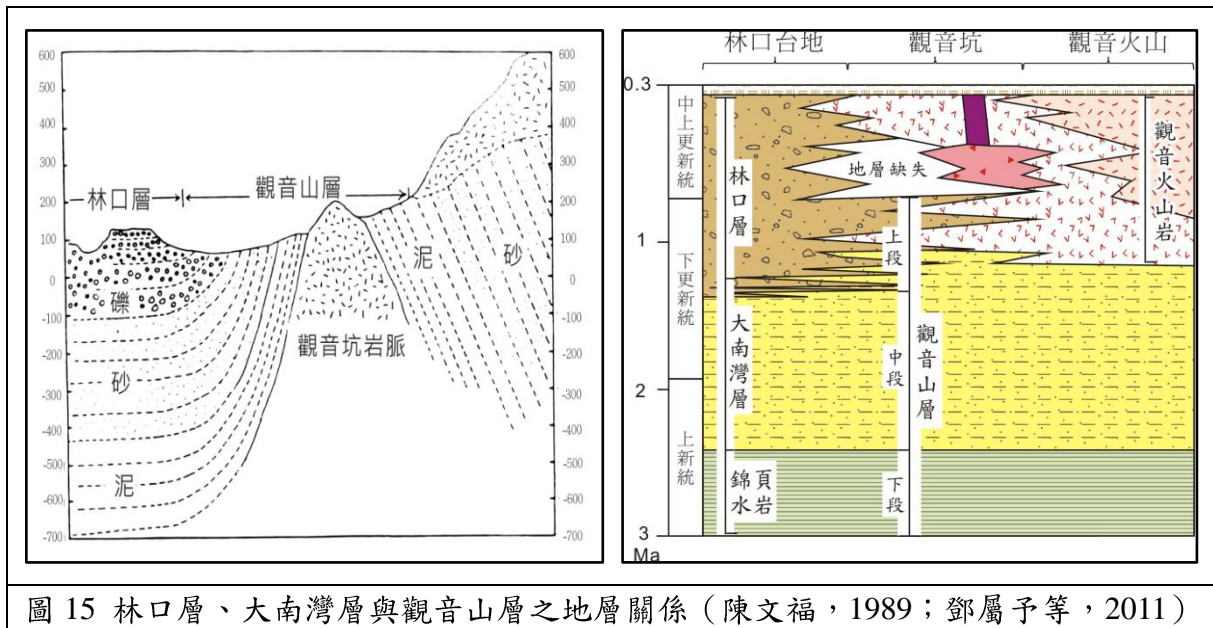


圖 15 林口層、大南灣層與觀音山層之地層關係（陳文福，1989；鄧屬予等，2011）

⁷⁴ 郭勝煒，《更新世晚期古新店溪下游流路變遷之研究》（國立臺灣師範大學地理學系碩士論文，2017）。

⁷⁵ 陳文福，《林口礫石之地層與沈積學研究》（國立臺灣大學地質研究所碩士論文，1989）。

⁷⁶ Chen, W.F., Teng, L.S. "Depositional environment of Quaternary deposits of the Linkou Tableland, northwestern Taiwan" Proceedings of the Geological Society of China 33: 1 (1990), pp. 63.

⁷⁷ Wang Lee, C.M. "Petrology and origin of the Linkou gravel in Taipei, Taiwan, China" Proceedings of the Geological Society of China 12 (1969), p.64.

林口台地的東側為觀音火山區，大抵以中性的安山岩質火成岩為主，其他還有玄武岩質的熔岩，例如福隆山、萬年塔等（圖 14、19）。火山活動的時間主要落在距今 34-63 萬年左右，而萬年塔玄武岩流被認為是觀音火山最後一期的噴發產物，其形成年代約距今 20 萬年。此外於觀音坑溪上游有一突起 59-63 萬年的安山岩質火成岩脈（莊文星與陳汝勤，1989；Juang, 1993；Tien et al., 1994），其外圍為一近乎半圓形的窪地，鄧屬予等（2011）認為其為一巨火口，後來被侵蝕殆盡，目前僅留有火山底座與周緣殘跡。但楊貴三與沈淑敏（2010）由火成岩脈小丘及其周圍呈半圓形的環狀水系及向外傾動的地形面判斷，似為一穹丘（圖 16、19）。



圖 16 觀音坑地區的地形特徵（↓指示地形面傾動方向）（鄧屬予等，2011）

（二）研究方法

郭勝煒（2017）透過地形特徵及野外露頭調查、比對鑽井資料，探討古新店溪下游在更新世晚期的可能流路位置，並討論山腳斷層、火山活動對流路變遷的影響。

根據岩性與岩相特徵在研究區內找尋所有可能指示古新店溪流路的礫石層露頭，並挑選具顯著覆瓦狀構造的礫石層露頭進行量測。找尋的露頭在岩性上須符合含有變質砂岩礫（部分夾有石英脈的特徵）（圖 18，右圖），並須具有河相礫石圓磨度佳的特性（圖 17、18）。並參考 Miao et al. (2008) 與張頌平（2014）的調查方法，主要在礫石層露頭上圈選出邊長為 1 m 的方格，並量測面積為 1 m²

方格內的礫石覆瓦方向（圖 17，左圖），主要挑選方格內 25 顆具有覆瓦構造的礫石，以羅盤傾斜儀進行覆瓦方向的量測（圖 18，左圖），如果在面積 1 m^2 方格內無法找足 25 顆的礫石，則會在方格範圍外附近找尋具有覆瓦方向的礫石量測，補足 25 顆具覆瓦方向的礫石。但覆瓦狀構造會受到礫石的外形影響，因此在測量時須挑選盤狀、長條狀的礫石進行測量，圓礫則無法判斷其覆瓦構造方向，又 Miao et al. (2008) 亦指出在野外量測時，覆瓦構造需量測扁平狀礫石之長中軸共面之傾斜方向，較能顯示古水流方向的準確性。最後，並將測量結果繪製為玫瑰圖（圖 18，左圖），以展示其古水流方向趨勢；並搭配高精度 GPS (RTK) 進行露頭定位與量測礫石層的出露高程（圖 17，右圖），以利進行後續的高程對比與重建古流路工作。



圖 17 礫石覆瓦構造方向量測與露頭高程定位及量測（郭勝煒，2017）



圖 18 礫石覆瓦構造方向量測、古水流方向玫瑰圖與含石英脈的變質砂岩（紅色箭頭所指為石英脈）（郭勝煒，2017）

(三) 地形面判釋

在地形面判釋上，僅林口台地東北緣向東遞降的三階可對比為高位河階面(LT)，其他觀音—大屯火山群周緣的8處地形面則屬火山碎屑岩階地(圖19)。

階面之分布橫跨五股坑南北兩側(圖19)，南側的三個階面高度依序為LH 220 m、LT1 200 m、LT2 175-185 m。林口台地面(LH)與LT1面以20 m高的階崖區隔；LT1、LT2階面之間，南段階崖顯著，高差約15 m，北段則因侵蝕谷的發育而使階崖不顯著，不過仍可根據階面與侵蝕溝谷的延續方向，指示河階崖整體由西南折向東北的趨勢(圖19)。五股坑北側則有4階河階，階面高度依序：LH為150-270 m、LT1為140-150 m、LT2為110 m、LT3為70-75 m。階面材料為紅土礫石層(圖20)，其階崖主要延展方向為向東北，可指示古新店溪的流路方向。

五股坑南北側的階面大致平坦或向北緩傾，唯一例外的是五股坑北側的LT1面。該面應該是受到其北側中坑穹丘的上拱作用而略為向南傾動(圖16、19)，不過其階面邊緣的礫石層露頭(高程為68 m)覆瓦，仍指示古水流方向偏北、東北(圖22，露頭6，詳見(四)地表與井下材料)。此外，在五股坑南側的LT1、LT2階面，分別顯著高於北側的同一地形面，本研究暫延用楊貴三與沈淑敏(2010)的看法，以五股線形來解釋高程上的顯著落差。

在觀音坑以北、福隆山以東至淡水河北岸、大屯山西南緣地區，地形上之特徵為高低不同的數段階面(圖19)，五萬分之一「林口」與「臺北」地質圖標示該幾處階面均屬凝灰角礫岩(林朝宗，1981；黃鑑水，2005)(圖20)，鑽井資料與本研究野外調查亦確認其為火山碎屑岩階地。小坪頂面(高程240-80 m；圖19，階面H)與關渡面(高程50-60 m；圖19，階面G)位在淡水河北岸，兩面大致平坦，但小坪頂面(階面H)略為向南緩傾；兩地形面高度差異甚大，其中小坪頂面末端已稜線化，其與關渡面間之顯著地形崖的崖高約達20公尺。中央地質調查所出版的地質圖(黃鑑水，2005)將此二面的地層標示為凝灰角礫岩(圖20)，本研究調查野外露頭及根據三芝北投公路工程鑽井資料(圖24，詳見(四)地表與井下材料)，確認此二面的表層皆由火山碎屑岩所覆，即小坪頂面(階面H)與關渡面(階面G)為火山碎屑岩階地。

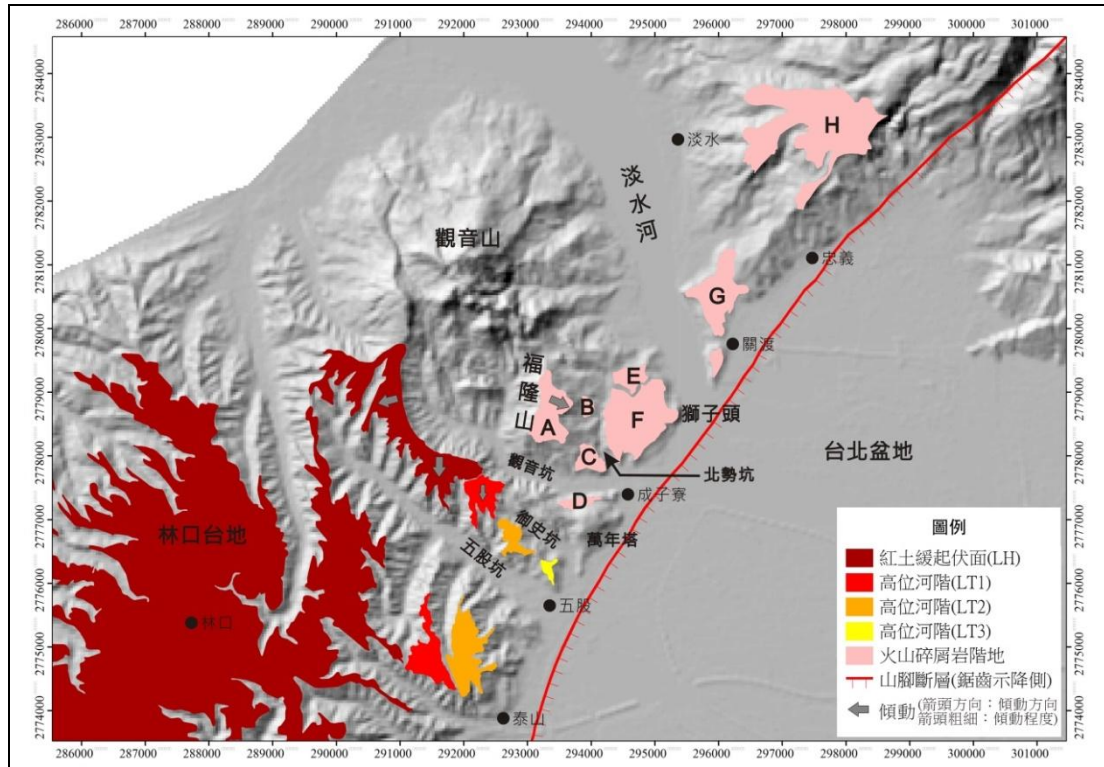


圖 19 楊貴三、沈淑敏 (2010) 與郭勝煒 (2017) 判釋的地形面類型與分布

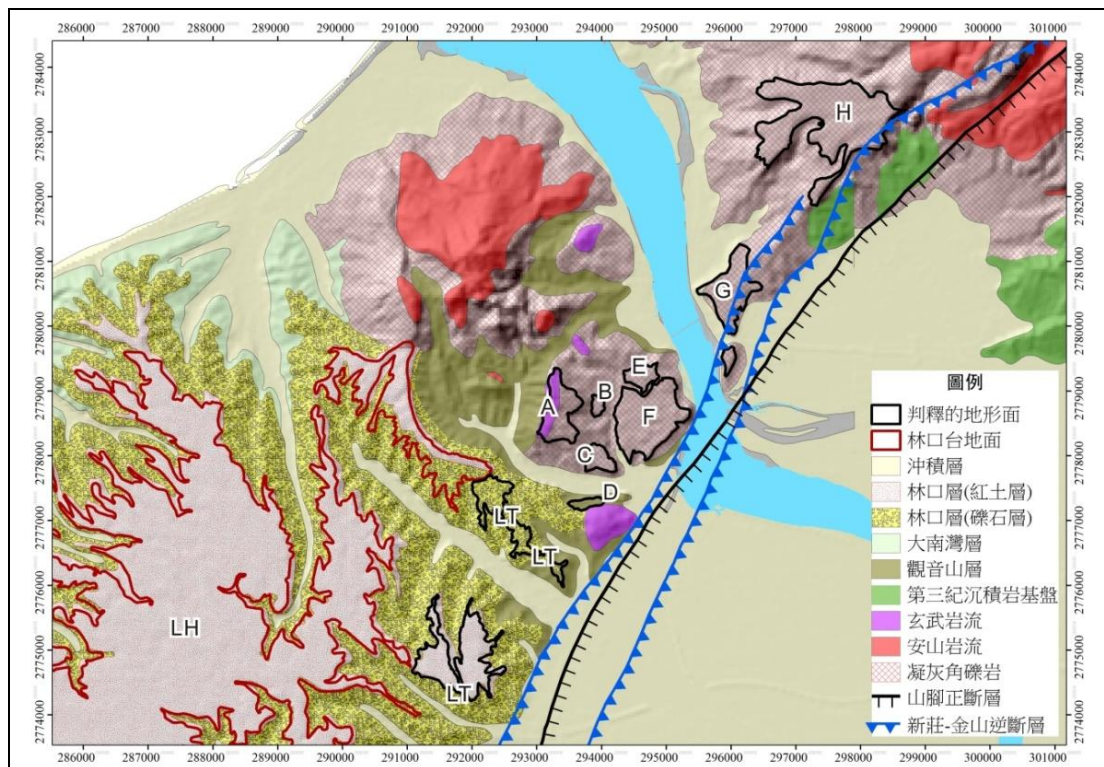


圖 20 楊貴三、沈淑敏 (2010) 與郭勝煒 (2017) 判釋的地形面套疊地質圖

(四) 地表與井下材料

在地表與井下材料方面，研究區 18 處礫石層露頭中（圖 21），有 17 處含變質砂岩的河相礫石，有 7 處可測得覆瓦方向（圖 22），其中露頭位置相對較高者之礫石覆瓦方向較偏北或東北，而較低處者為偏西北；在所比對的 167 口鑽井資料中，有 20 口井鑽遇含變質砂岩的河相礫石層（圖 24）。這些地表與地下的礫石層應是古新店溪堆積的產物，惟並無年代資料，不過這些礫石層之上均為火山沉積物，顯示古新店溪最下游段被後來發生的火山沉積物覆蓋。

在林口台地邊緣，五股坑、觀音坑等地 4 處露頭的礫石層厚度可達數公尺，甚至數十公尺，礫石層為顆粒支持，可見偶夾於礫石層中凸鏡狀砂岩層，此為林口礫石層產狀特徵。本區礫石的圓磨度佳，岩性多屬變質砂岩（部份礫石夾有石英脈）與砂岩（部分礫石具有砂層水平紋理特徵）。在較北側的觀音山、大屯火山區邊緣，礫石層出露厚度逐漸變薄（約 1-3 m，最厚不超過 5 m），且分布於火山碎屑岩層之下或階地邊緣，此區 14 處露頭中，除了露頭 11 之外，其他均符合前述之林口層產狀。此外，在觀音坑南岸成子寮地區的河階邊緣（圖 19，階面 D），上部出露一層源自大屯火山的火山碎屑岩層（Song and Lo, 1995），其下部為林口層礫石（圖 21，露頭 16），礫石層中含有約 30% 比例的火成圓礫，應該是由發育自觀音山的河系所沉積（陳文福，1989；Song and Lo, 1995）（圖 23）。楊貴三認為該階面向東緩傾，階面呈長條形，並與階崖走向均平行觀音坑溪，若其覆瓦向東，則可確定為來自觀音山方面而非來自大屯火山。本區所發現的礫石層露頭，符合林口層產狀者可視為古新店溪所堆積的，即具有圓磨度可達圓礫程度，且岩性中含有變質砂岩礫（部分礫石夾有石英脈）的特徵。但即使符合此二特徵，若礫石層出露之所在位於觀音山層出露地區，或礫石層出露之位置位於成子寮、獅子頭一帶最低階火山碎屑岩階地邊緣，礫石層之出露高程約低於 50 m，則研判可能為古新店溪於早期所沉積之林口扇洲礫石層或是林口層被再作用而堆積的礫石層。據此，可以排除下列幾處露頭（位置詳見圖 21），依序為：露頭 13（觀音山層上部的礫石層），露頭 11、16（後期觀音坑溪堆積的礫石層），露頭 8、9、14、15（出露於最低階火山碎屑岩階地邊緣，高程約為 50-60 m）。

根據礫石層露頭，礫石層分布於火山碎屑岩層之下或階地邊緣，且由礫石層之覆瓦，可指示古水流方向向北、東北（圖 22，露頭 1-3）。此外，上述礫石層之出露高度可對比於前述河階邊緣之礫石層露頭，因此可以推知古新店溪流路係由五股坑南側向東北改道，中途經觀音坑、成子寮地區，並可橫跨至淡水河北岸的忠義地區（圖 27）。

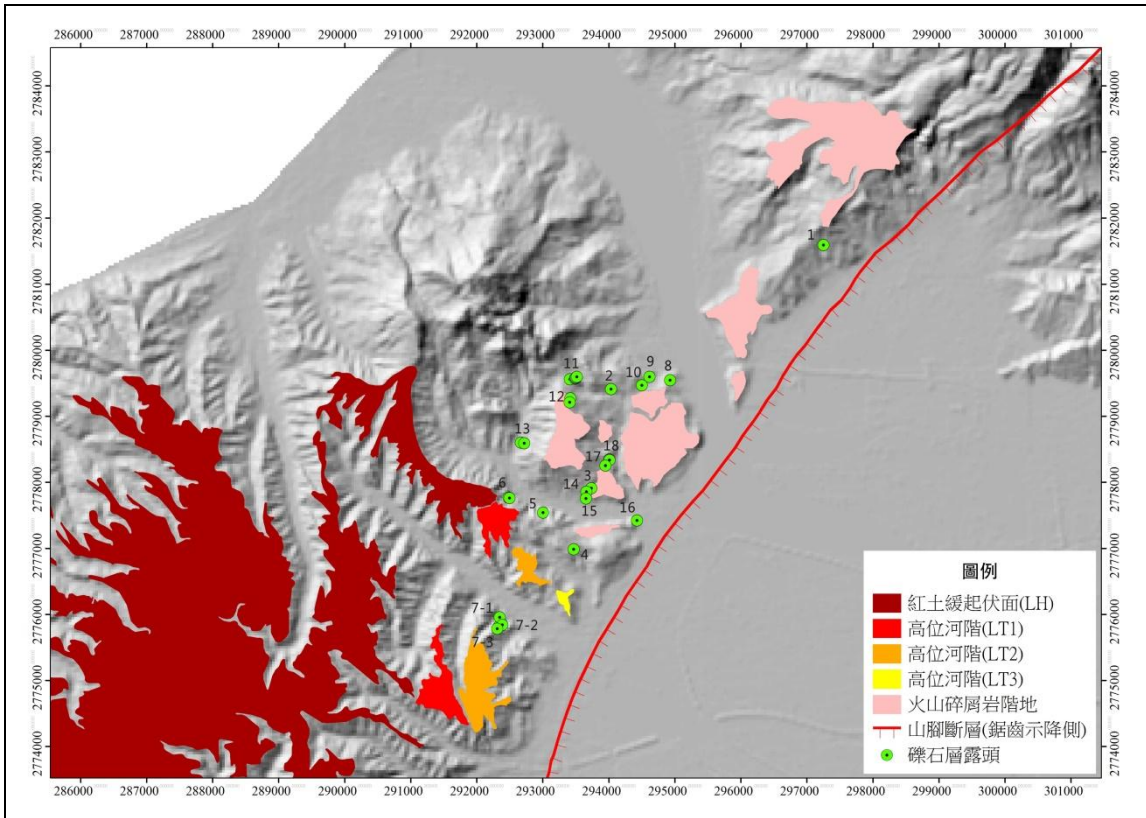


圖 21 礫石層露頭分布 (郭勝煒, 2017)

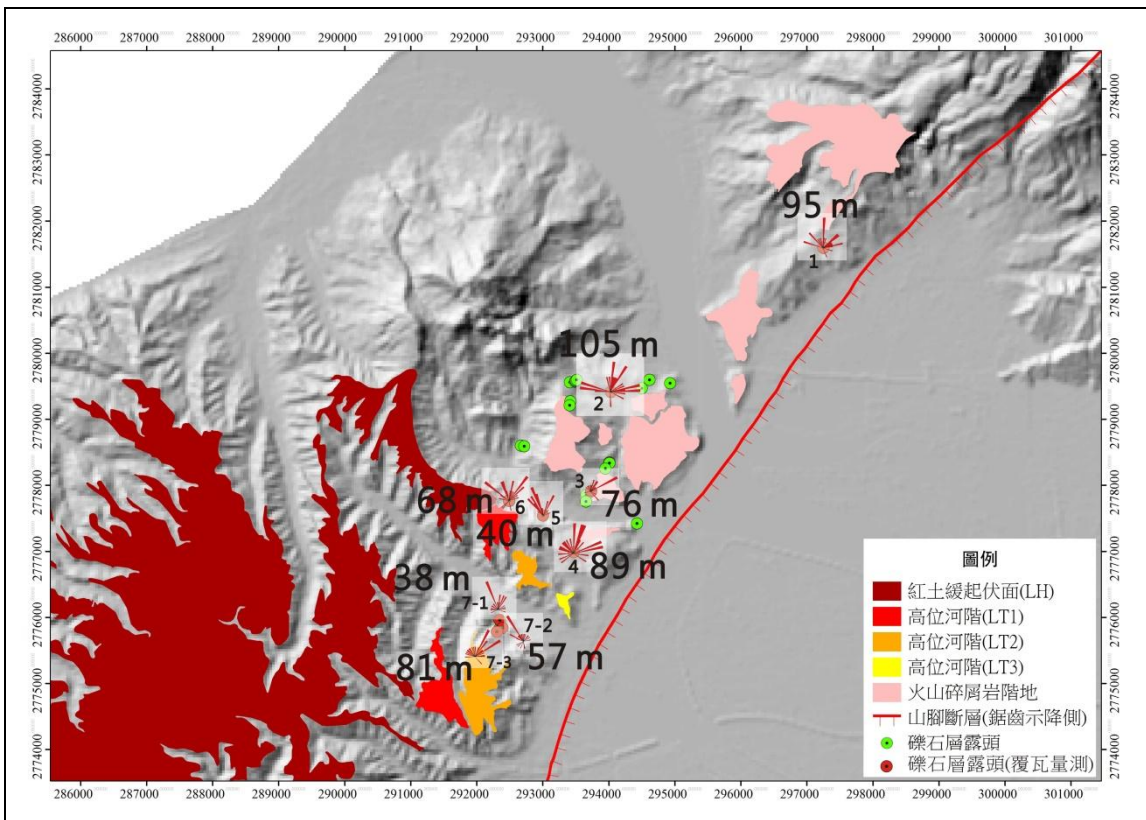
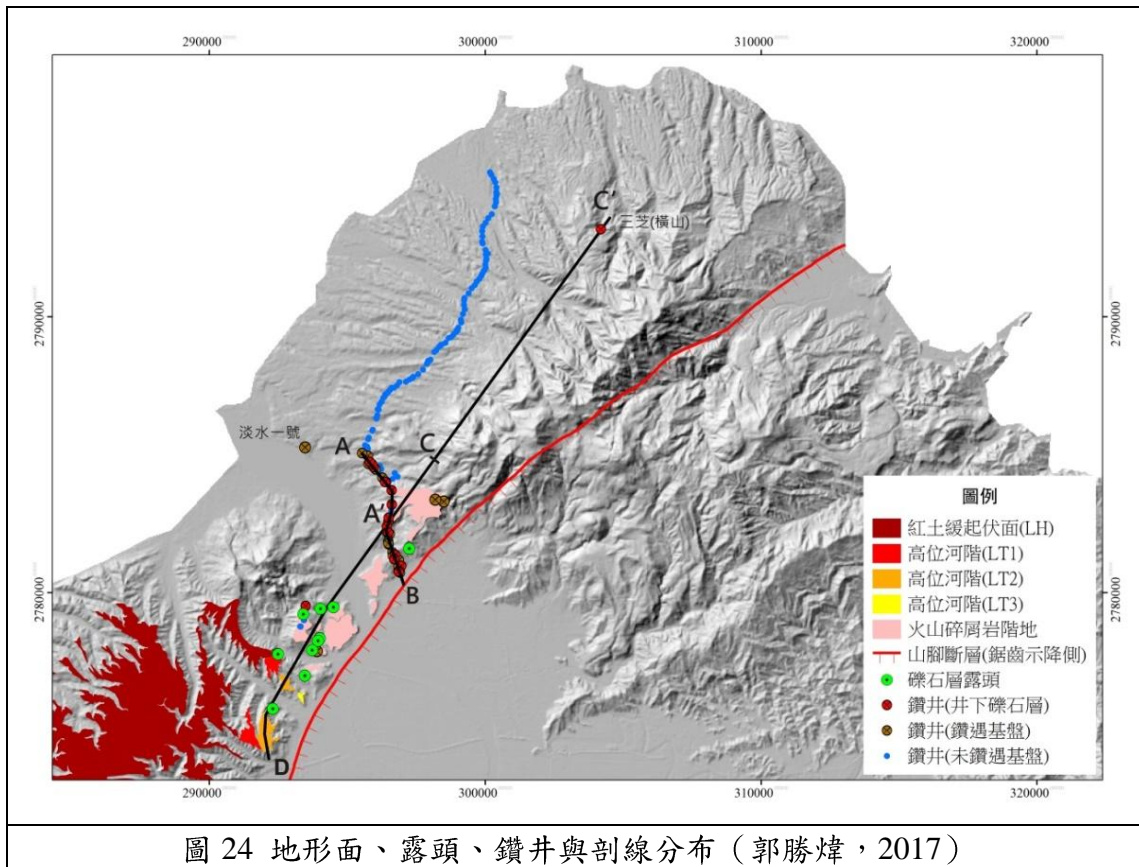
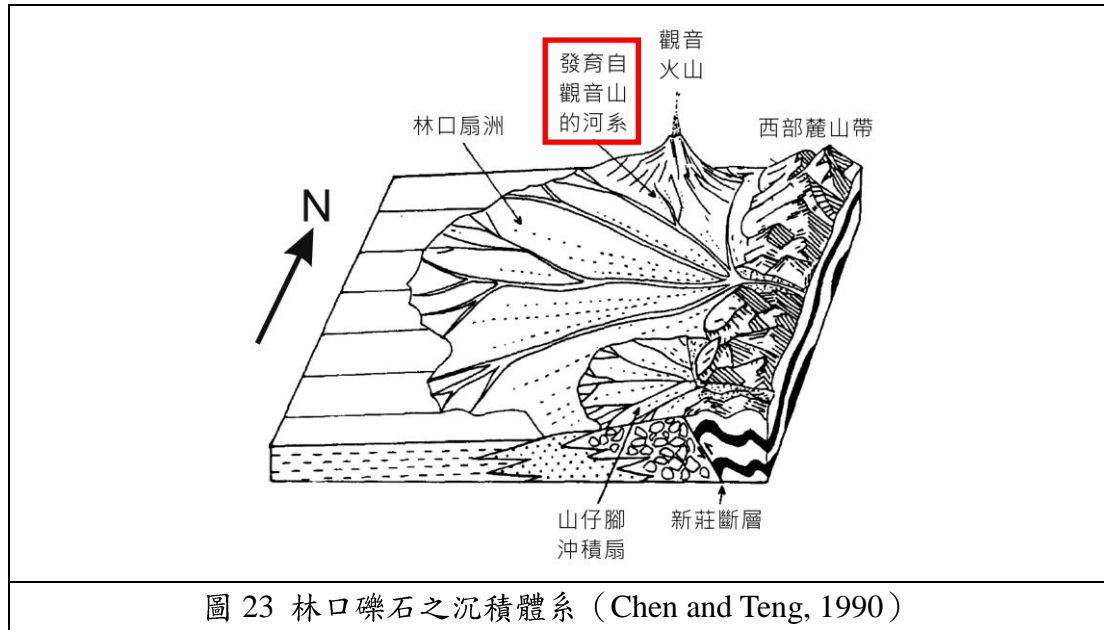
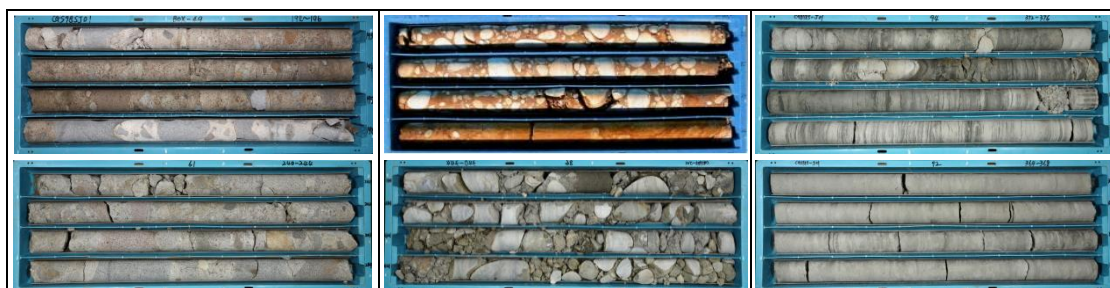
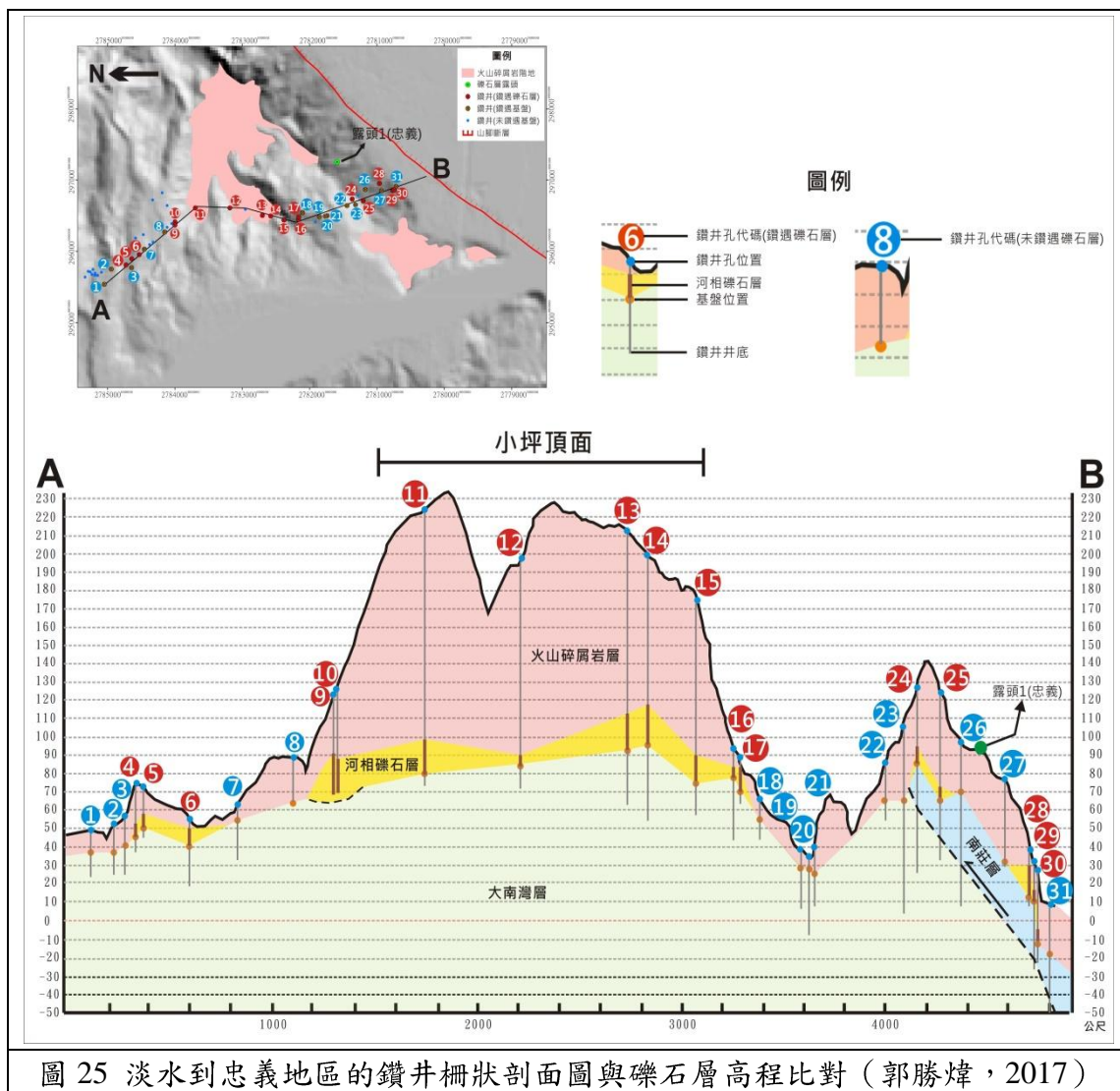


圖 22 可量測覆瓦方向之礫石層露頭位置、玫瑰圖與出露高程 (郭勝煒, 2017)



從圖 25 剖面圖來看，淡水到忠義一帶地下廣佈礫石層，礫石層依其空間分布呈現不同的高度變化，大致上可以區分為兩部分，東側緊貼於南莊層基盤之上的礫石層具有顯著的高程落差，根據高程分布，這些礫石層可能受到成子寮斷層（詹佩臻等，2012）（亦有研究認為是新莊斷層（林啟文等，2007））的錯移變位，可能代表年代更久遠的礫石層；另外則為分布於小平頂面以西的礫石層，從鑽井

剖面中可看出其下伏之基盤大南灣層呈現一向西傾的特徵，可能代表一西北向的流路。這意味著廣布於淡水到忠義地區的井下礫石層，可能代表古新店溪流路於此有轉向西北流的趨勢。此外，井下礫石層與其上下地層的層位關係存在一共通性，即礫石層以上均為火山碎屑岩層，礫石層以下為沈積岩基盤，基盤中未再出現礫石層與火山沉積物（圖 26）。



(五) 古新店溪與山腳斷層及大屯火山群之關係

前述各項證據都分布於山腳斷層的下盤側，可能表示最初斷層上盤側之累積陷落量不大，古新店溪流路仍可流過山腳斷層下盤的相對抬升區，之後隨著斷層累積陷落量加大，阻隔古新店溪西流，河流逐漸下切並往東擺移。

鄧屬予等(2010)透過林口台地(北側傾動的LH面，圖16、19)之鑽井發現井下火山碎屑岩與林口層礫石相互穿插，並將各火山碎屑岩層對比至觀音山三層熔岩流，據此推論觀音山與林口台地幾乎同時生成，並推論林口台地面形成年代約為44萬年左右。此外，透過彙整盆底沉積物當中的火成岩放射性定年年代、地層資訊及氧同位素曲線，推論古淡水河(即本研究稱之古新店溪)流路可能在距今18萬年左右，在今北投復興崗一帶被堰塞，並積水形成臺北湖，約兩萬年後才切穿關渡地區的湖堤，形成經關渡隘口出海之西北向流路(鄧屬予等，2004)。由此可知古新店溪流路應於距今44-18萬年之間向北改道。

現今之大屯火山群大抵在距今80-20萬年左右即已形成今日之規模(宋聖榮，2007)。根據前人的研究，分布於古流路北側的幾座火山體，其形成年代約老於40-50萬年(Juang and Bellon, 1984; 莊文星與陳汝勤，1989; Wang and Chen, 1990; Juang, 1993; 曹恕中，1994)，可知這些火山體在古流路開始向北改道之前即已存在，因此古流路在往北改道的過程中必然會受到北側之大屯火山群與西北側的觀音山屏障。

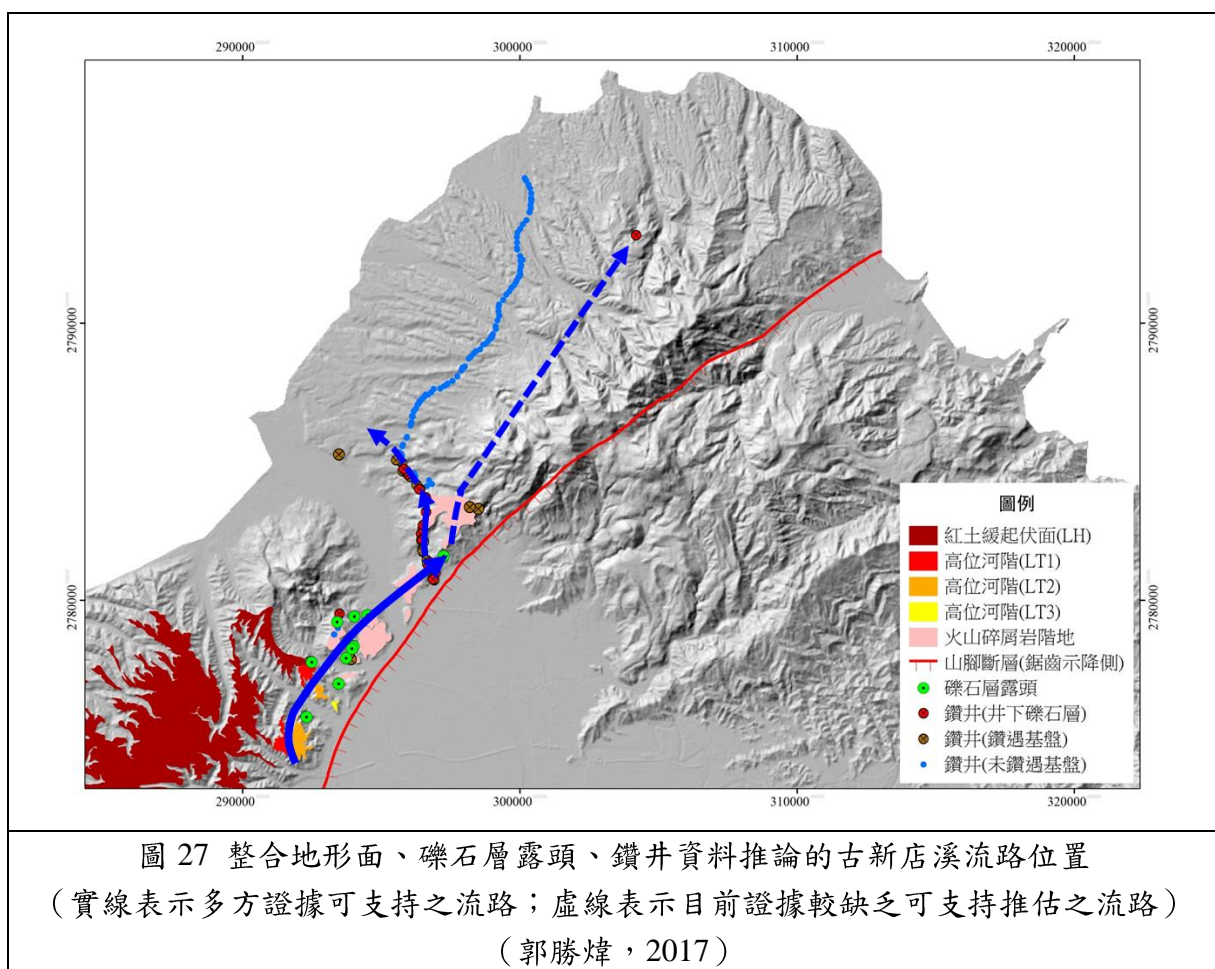
此外，本研究追蹤野外礫石層露頭並比對井下礫石層，及其上下所接觸的地層，發現古流路進入到觀音火山區後，礫石層大致分布於火山碎屑岩層階地之邊緣或位於熔岩流與火山碎屑岩層之下部；在淡水河北岸，根據鑽井資料(圖25)，古流路堆積的礫石層之上均為火山碎屑岩層，礫石層以下則為沉積岩基盤，未再出現火山沉積物。由此可以推知，在古流路通過之後，才因更後期的火山噴發，而使古流路被厚層的火山碎屑岩層與熔岩流所覆蓋。

(六) 古新店溪流路

整合前述討論的地形面、礫石層露頭與鑽井資料，大致可勾勒出更新世晚期古新店溪北流之流路位置(圖27)，流路之地形剖面詳見圖28、29。古新店溪各段流路遂依據不同重量的證據建立，在林口台地東緣的古新店溪流路大致沿著台地邊緣向北改道，具有良好的河階及礫石層覆瓦證據以指示流路；在觀音山東緣，僅有礫石層覆瓦證據指示流路；古流路向北跨越至現今大屯山南緣地區，除忠義一處露頭覆瓦指示古流路外，尚有17口鑽井井下礫石層指示古流路，且古流路可能在此轉向西北，並大致平行於今日之淡水河流路；在忠義以北，目前僅一口鑽井(三芝橫山井)之井下礫石層指示古流路，證據較為薄弱。此外，在觀音坑以南，透過河階的階序比對，可以得知古新店溪在轉向東北改道時至少存在三期的流路；相對在觀音坑以北地區，目前並沒有找到古新店溪作用形成的河階面，

僅有少量的礫石層露頭與井下礫石層，且受限於礫石層出露的完整性及鑽井分布、深度等因素，因此尚無法進一步追蹤與連結三期流路延續到本區時的特徵與變化。

綜合研判上述地形面與源自古新店溪之礫石層露頭或井位的空間分布證據，本研究推測，山腳斷層作用開始後，古新店溪沿今林口台地東緣往東北流，且流路受斷層活動影響逐漸向東遷移形成三段階面；古流路向北可達淡水河北、大屯山南之北投忠義一帶，此段並受火山地形屏障；忠義以下游，根據工程排鑽井下的河相礫石層，指示古新店溪流路曾大致沿今淡水河流路向西而行。值得一提的是，在新北市三芝區橫山村竹子火山北緣之地質井下也發現應是源自古新店溪的含變質砂岩河相礫石，這是否表示古新店溪最下游段曾在更大的範圍擺盪，或曾發育面積更廣的河口扇洲？仍待進一步調查。



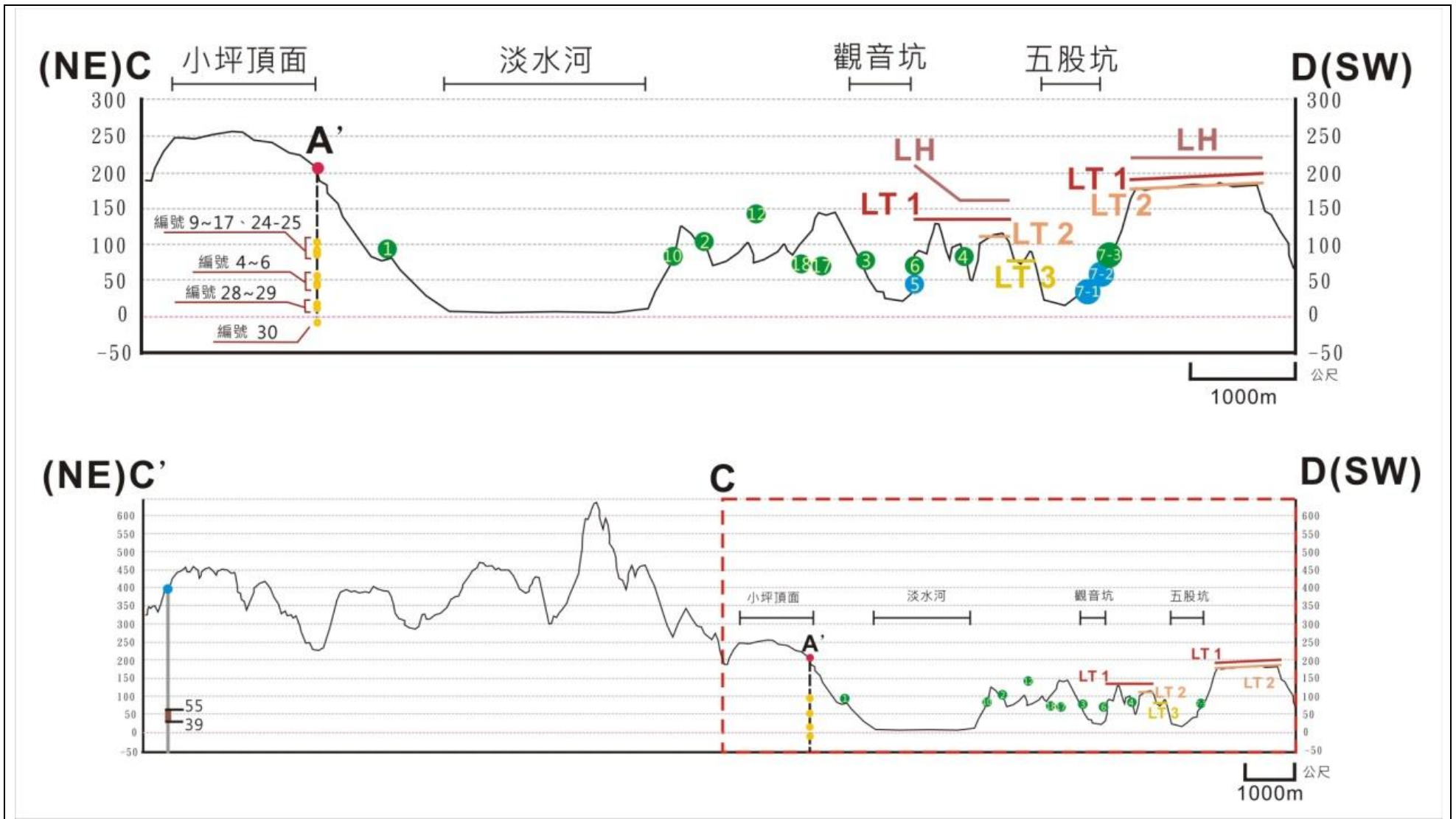


圖 28 古新店溪的地形面與礫石層高程對比圖（北-南向剖面）（郭勝煒，2017）

（剖線位置詳見圖 24，C'-C-D 剖面；C-D 剖面圖中的紅點為剖面圖 25 井下礫石層之高程對比圖，井下礫石層的高程落在 4 個區間）

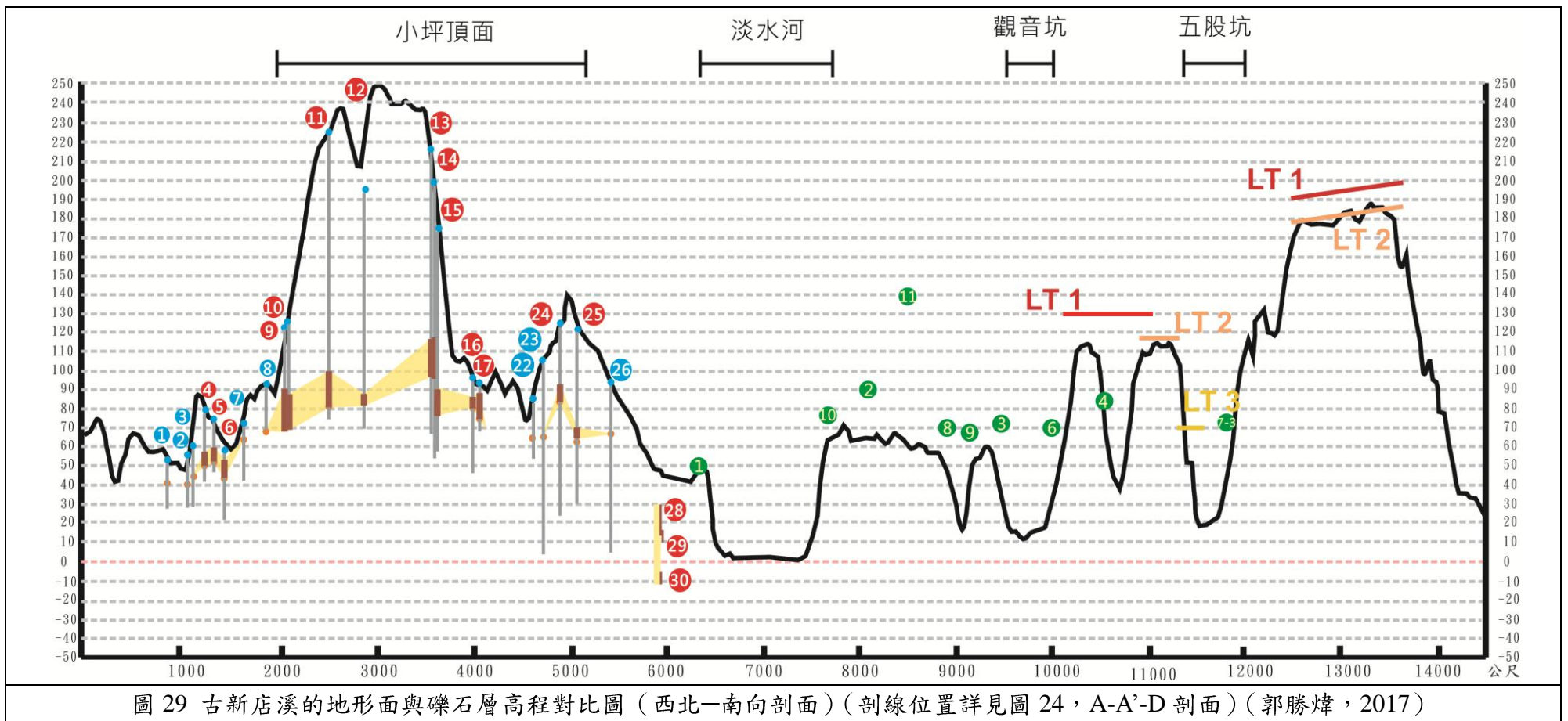


圖 29 古新店溪的地形面與礫石層高程對比圖 (西北—南向剖面) (剖線位置詳見圖 24, A-A'-D 剖面) (郭勝煒, 2017)