

國立臺灣大學工學院土木工程學系



碩士論文

Department of Civil Engineering

College of Engineering

National Taiwan University

Master Thesis

以全波形光達次足跡技術進行河床粗糙度之分析

Sub-Footprint Roughness Analysis for Riverbeds

using Full-Waveform LiDAR Data

徐若堯

Jo-Yao Hsu

指導教授：韓仁毓 教授

Advisor: Prof. Jen-Yu Han

中華民國 107 年 7 月

July 2018

國立臺灣大學（碩）博士學位論文
口試委員會審定書

以全波形光達次足跡技術進行河床粗糙度之分析

Sub-Footprint Roughness Analysis for Riverbeds
using Full-Waveform LiDAR Data

本論文係徐若堯君（R05521114）在國立臺灣大學土木工程學系、
所完成之碩（博）士學位論文，於民國 107 年 6 月 29 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：

韓仁毓
(指導教授)

韓仁毓

史天元

史天元

蔡富安

蔡富安

楊明德

楊明德

系主任、所長 謝尚賢

謝尚賢

(簽名)

致謝



兩年的研究所生活轉眼就過了，首先要感謝指導老師韓仁毓老師給予研究上的建議，讓我在研究卡關的時候能獲得不同的思考方向解決問題，並且不厭其煩地提醒我們的目標、教授我們口頭報告的技巧，使我能順利完成口試和碩士論文。另外，也感謝政大地政測量組的所有老師們在我大學時期給予幫助並且用心栽培、奠定我的測量相關基礎，謝謝黃灝雄老師在我大一渾渾噩噩的時候伸手拉了我一把、謝謝林士淵老師在我大一毫無任何測量基礎時，讓我誤打誤撞進入研究室學習，一進就是三年，這三年的時間除了學到了最主要的 SAR 的相關研究，也同時建立了我各領域的基礎和培養了程式設計、獨立思考與問題解決的能力；謝謝邱式鴻老師指導我大專生科技部計畫、並且特別單獨加強我航測和 DP 的知識，讓我比其他同學擁有更多學習機會和實務經驗，在邱老師指導下的那兩年是我程式能力最巔峰時期，老師也如朋友般時常分享生活上的經驗，讓我面對研究時不至於枯燥乏味。在大學時期受到這麼多老師和碩班學長姊們的幫忙，覺得自己真的很幸運。

在研究所就讀期間，感謝學姊們常常看我一個人獨自在研究室待到凌晨，還會在半夜帶著咖啡來探望我、跟我聊聊天；感謝學長在畢業以後還不時回來研究室替我打氣；而有了活潑的學弟妹的陪伴，讓我的研究所生活添加了許多樂趣。

另外，特別感謝自強工程顧問有限公司提供全波形光達相關資料，使本研究能順利進行與完成；也謝謝口試委員史天元老師、蔡富安老師和楊明德老師給予的建議，讓這份論文更加完整。

摘要

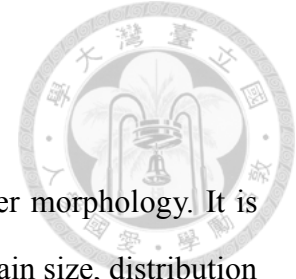


河床粗糙度是了解河流特性的一項重要的指標，常用於水利工程建設等項目之規劃；藉由河床上的粒徑大小、分布型態計算河床的粗糙度，進而可以分析河流流速與河床沖積等特性。本研究主要使用全波形光達之波形資訊輔助得到小於一個足跡範圍內的粒徑尺寸，作為河床之次足跡表面變化程度；本研究首先根據感測器的參數設定、地表面的幾何建立和河床粗糙度與粒徑大小相關等特性，進行參考波形的重建，用以作為特定航高和特定粒徑尺寸的標準波形。另一方面，將全波形光達之回波進行強度值的改正，消除在發射和接收過程中會造成能量耗損的影響因子，將回波回復至只有受到表面起伏影響的狀態。接著，將標準參考波形與改正後的回波進行波形匹配，殘差平方和最小之類別，即為該足跡的河床粗糙度值，並以正射影像、河床特性、自然灘地規則性和河床質調查報告書等資訊進行分類成果檢核與分析。

研究成果顯示，分類成果與河川之水理特性具有高度相關，粒徑的分布符合邊灘、沙洲的礫石堆積特性，且波形匹配之平均相似率達到 85%~90%、加權計算後之平均粒徑值與現地調查量測結果僅有約 3cm 之差異，表示本研究所提出的方法可以作為獲得河床粒徑大小與粗糙度的另一種有效率之可行方案，並且將新式空間資訊技術與環境分析應用具體結合，解決現地河床質調查之人力與時間成本問題，可以用於輔助歷年來河床變化與沖積特性之分析。

關鍵字：粗糙度分析、全波形光達、遙感探測、波形重建、次足跡法、河流型態

ABSTRACT



Surface roughness is an important indicator to understand river morphology. It is possible to estimate the roughness of riverbeds by surveying their grain size, distribution and type, so that the flow rate and the alluvial characteristics of the riverbeds can be analyzed. This study aims to use the waveform information of a full-waveform LiDAR data to assist in obtaining the grain size within a footprint. First, the reconstruction of the reference waveform is performed as a standard waveform based on the parameters of the sensor and the geometry of the ground surface. On the other hand, an intensity correction of observed full-waveform LiDAR data is applied. This study uses Lambertian reflectance model and DEM information to eliminate the effects of energy loss during transmission. Next, the reference waveforms are used to compare with the observed waveform data and the waveform matching is performed. Finally, the grain size category can be determined by the above approach and the actual riverbed roughness value is thus identified. The experimental results show that the classification results are highly correlated with the river's hydraulic characteristics. The average similarity rate of waveform matching is 85%~90%, and the weighted average grain size value is only about 3cm difference from the on-site riverbed sampling report. It gives an evidence that the proposed approach can become an efficient alternative for evaluating the surface roughness in a river morphology analysis. It solves the problem of laborious and time-consuming of the on-site riverbed material sampling tasks, and can be used to assist the analysis of riverbed changes and alluvial characteristics over the years.

Key words: Roughness analysis, Full-waveform LiDAR, Remote sensing, Waveform reconstruction, Sub-footprint method, River morphology.

目錄



致謝	I
摘要	II
ABSTRACT	III
目錄	IV
圖目錄	VI
表目錄	IX
第一章 緒論	1
1.1 研究背景	1
1.2 研究動機與目的	3
1.3 研究方法	5
1.4 論文架構	6
第二章 文獻回顧	7
2.1 地表粗糙度之分析	7
2.1.1 地表粗糙度之應用	7
2.1.2 河床粗糙度調查作業	9
2.2 空載全波形光達系統	12
2.2.1 全波形光達原理	12
2.2.2 回波波形特徵與分析	16
2.2.3 回波強度值影響因子	19
2.3 全波形光達於地表粗糙度之應用	21
2.3.1 全波形光達應用於地表之相關研究	21
2.3.2 粗糙度之區分方法	23
2.4 小結	24
第三章 研究方法	25



3.1 次足跡波形模板之建立	25
3.1.1 足跡分割與地形模擬	25
3.1.2 標準參考波形重建	27
3.2 觀測資料之波形改正	32
3.2.1 點雲內插 DEM	32
3.2.2 地表面坡度計算	34
3.2.3 回波強度值改正	36
3.3 粗糙度分類與成果評估	38
3.3.1 參考波形與回波之匹配	39
3.3.2 成果分析與指標評估	40
第四章 數值實驗成果與分析	41
4.1 不同地形模擬之波形重建與理論驗證	41
4.1.1 波形重建與理論驗證	41
4.1.2 波形模板的建立	47
4.2 研究區域與資料介紹	48
4.3 強度值改正成果與綜合比較	49
4.3.1 點雲內插與坡度圖建立	50
4.3.2 入射角與距離改正	51
4.4 粗糙度分類成果與指標評估	53
4.4.1 波形匹配成果與分析	53
4.4.2 區域分割與成果指標評估	60
第五章 結論與建議	66
5.1 結論	66
5.2 建議與未來工作	67
參考文獻	69

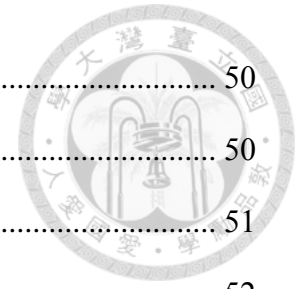
圖目錄



圖 1.1、以空載光達掃描獲得之點雲	1
圖 1.2、光達系統發射與接收記錄過程 (Fernandez-Diaz, 2011)	2
圖 1.3、研究方法與步驟流程圖	5
圖 2.1、全波形光達回波波形式意圖	4
圖 2.2、地表粗糙度於火山沉積與高山沖積扇之應用	8
圖 2.3、道路面的粗糙度應用於都市洪氾區淹水模擬 (Ozdemir <i>et al.</i> , 2013)	8
圖 2.4、調查河床粒徑大小之人工採樣作業	10
圖 2.5、空載光達系統基本原理示意圖 (Kao <i>et al.</i> , 2005)	13
圖 2.6、傳統離散型光達與全波形光達比較圖 (Wagner <i>et al.</i> , 2004)	14
圖 2.7、大小足跡光達之差異 (Mallet & Bretar, 2009)	14
圖 2.8、波形之半高全寬示意圖	16
圖 2.9、波形特徵於不同地物之差異	17
圖 2.10、回波之響應特徵示意圖	17
圖 2.11、回波之整波形特徵示意圖	18
圖 2.12、表面特徵和回波形狀 (Jutzi & Stilla, 2006)	18
圖 2.13、入射角與掃描角之間的差異 (Vain <i>et al.</i> , 2009)	19
圖 2.14、入射角對強度值的影響	20
圖 2.15、不同的強度值改正因子成果比較 (洪子敏, 2015)	20
圖 2.16、不同地物之 d_{DTM} 、FWHM 和振幅之直方圖 (Bretar <i>et al.</i> , 2009)	21
圖 2.17、以波形為基礎加入影像輔助之地表分類成果圖 (洪宇佳, 2013)	22
圖 2.18、地表粗糙度暈渲圖與實際地物 (Hollaus <i>et al.</i> , 2011)	22
圖 2.19、不同地物 SVM 分類成果 (Bretar <i>et al.</i> , 2009)	23
圖 3.1、波形模板建立方法流程圖	25
圖 3.2、足跡分割示意圖	26

圖 3.3、不同地形模擬	27
圖 3.4、粒徑點位高程計算	27
圖 3.5、LMS-Q560 波形與高斯函數之差值 (Wagner <i>et. al.</i> , 2006)	28
圖 3.6、目標物粗糙度與背向散射之間的關係 (Wagner <i>et. al.</i> , 2006)	28
圖 3.7、雷達方程式之幾何與參數 (Wagner <i>et. al.</i> , 2006)	29
圖 3.8、二維高斯分布散射示意圖 (左：上視圖、右：側視圖)	30
圖 3.9、在無能量散失且地表平坦下的回波	31
圖 3.10、不同半高全寬下波形的差異 (FWHM = 4, 5, 8)	32
圖 3.11、回波強度值改正方法流程圖	32
圖 3.12、距離反比權重法示意圖	33
圖 3.13、地表單元坡度示意圖 (張宏等人, 2006)	34
圖 3.14、權重計算核罩窗	35
圖 3.15、兩種坡度表示方法 (張宏等人, 2006)	35
圖 3.16、蘭伯特表面散射與地形對入射角的影響 (Vain & Kaasalainen, 2011) ..	36
圖 3.17、全波形光達觀測檔案示例 (紅框為 GPST)	37
圖 3.18、空載光達航線軌跡檔案示例 (紅框為軌跡時間)	37
圖 3.19、粗糙度分類與精度分析方法流程圖	38
圖 3.20、波形之波峰對齊處理	39
圖 4.1、不同測距解析度下重建的波形	42
圖 4.2、不同地表坡度之重建波形成果	43
圖 4.3、發射波形、不同地表坡度與加入蘭伯特散射特性之比較	44
圖 4.4、不同物體擺放類型的回波重建成果比較	45
圖 4.5、不同物體大小、位置、高度的回波差異	46
圖 4.6、不同粒徑平均分布於足跡內之地形模擬可視圖	47
圖 4.7、根據地形模擬成果重建之波形示意圖	48
圖 4.8、三峽河之地理位置、正射影像與航帶資訊	49

圖 4.9、點雲內插 DEM 之成果圖	50
圖 4.10、利用 DEM 計算坡度之成果圖	50
圖 4.11、入射角（地形）改正後之波形與原始波形比較圖	51
圖 4.12、距離改正後之波形與原始波形比較圖	52
圖 4.13、入射角和距離改正後之波形與原始波形比較圖	52
圖 4.14、三種改正組合與原始波形的差值	52
圖 4.15、改正後的回波與十種不同粒徑之參考波形比較示意圖（局部放大圖）	54
圖 4.16、三峽河流域之河床粗糙度分類成果圖	55
圖 4.17、三個部分區域之河床粗糙度分類成果圖	56
圖 4.18、順直（微彎）型河流深槽與邊灘示意圖	57
圖 4.19、區域四之河床粗糙度分類成果	58
圖 4.20、區域五之河床粗糙度分類成果	58
圖 4.21、順直（微彎）型河流砂洲示意圖	59
圖 4.22、區域六之河床粗糙度分類成果	59
圖 4.23、區域七之河床粗糙度分類成果	60
圖 4.24、三峽河每 1000m 分割區域示意圖	60
圖 4.25、分割區域的分類成果統計值折線圖	61
圖 4.26、三峽河河床質調查點位置圖	62
圖 4.28、三峽河上游（分割區域 1）之河床正射影像	64
圖 4.27、利用全波形光達分類成果計算分割區域曼寧係數圖	65



表目錄



表 2.1、表面採樣方法特性比較（翻譯自 Bunte & Abt, 2001）	9
表 2.2、粒徑分析計算範例表（水利規劃試驗所，2007）	11
表 2.3、現有之河道植生狀況相關數值表（Chow, 1959）	12
表 2.4、常見的小足跡全波形光達儀器參數（改編自 Thenkabail, 2015）	15
表 4.1、重建波形之波峰與發射波波峰的差值	43
表 4.2、改正後的回波與十種不同粒徑大小之參考波形的統計值	53
表 4.3、三峽河河床質平均粒徑及代表粒徑分析成果表（第十河川局，2011） ..	62
表 4.4、三峽河曼寧係數經驗公式計算成果（第十河川局，2011）	63
表 4.5、三峽河點位對應區域與平均河床粒徑計算成果比較表	63
表 4.6、點位對應區域利用分類成果進行曼寧係數計算之成果表	64

第一章 緒論



1.1 研究背景

地表粗糙度是反映地表起伏變化或侵蝕程度的指標，不同的地形起伏會有不同的粗糙度程度，換言之，粗糙度為地面凹凸不平的幾何量化呈現，於水利、地質、城市規劃、天氣與氣候變遷觀測等領域佔有重要的地位。其中，對於風向與氣候影響之評估，可藉由地表粗糙度區分土地利用型態資料，藉以模擬局部環流的現象；於山崩及土石流災害之分析中，邊坡坡度的粗糙度會影響坡面侵蝕程度與地表逕流，藉以進行邊坡穩定性分析；而河床的粗糙度則對水利工程與防災方面有極大的影響，可計算河流的流速與分析沖積特性，為了解河流型態的重要指標。

由於軟硬體設備的快速發展，現今的量測技術已可以快速地獲得高精度的地表資訊，而在這些新興的遙測（Remote Sensing）技術中，又以全波形光達（Full-Waveform LiDAR）掃描技術具有波形資訊可辨別出地表面細微的變化量，有潛力成為獲得地表粗糙度的可行方案。

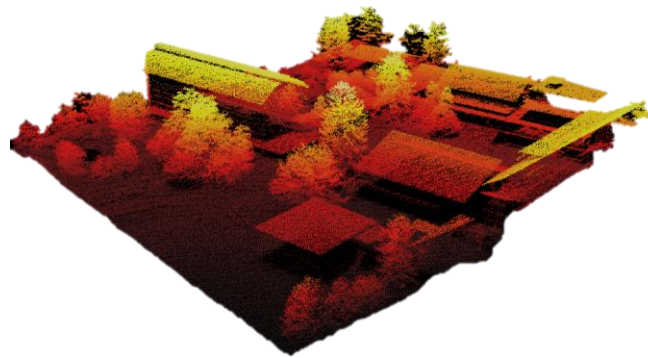


圖 1.1、以空載光達掃描獲得之點雲

光達（Light Detection And Ranging，簡稱 LiDAR）又稱雷射掃描（Laser Scanning），為一種穿透力高的主動式遙感探測技術；空載光達具有高精度、高密度與高效率等優勢，藉由密集地對地表面進行掃描與三維取樣，並且紀錄發射與接收訊號的時間間隔，經由計算得到光達到地面上各點的距離，同時藉由機上搭載的

全球定位系統 (Global Positioning System, GPS) 和慣性導航系統 (Inertial Navigation System, INS) 進行直接地理定位得到感測器位置和姿態參數，解算得到地面上密集點各點的三維坐標值，而該密集點又稱為點雲 (Point Cloud)，如圖 1.1。

相對於衛星影像、航照影像等圖像資訊，光達系統具有穿透力高、不受環境亮度的影響、並且可以短時間獲得大量地面點坐標等優勢，可以透過後續對點雲的處理得到較低層地物、植被或真實地表的表面資訊；且點雲資料具有高密度與高精度等特性，藉由光達所得到的點雲和反射強度值可以建立數值高程模型 (Digital Elevation Model, DEM)、數值表面模型 (Digital Surface Model, DSM) 等相關地理資訊的成果，常用於後續的地形分析等相關研究。由於現今科技的發展與商業化、硬體設備的進步，空載光達系統已可以密集取樣的方式將反射訊號的波形完整地接收與紀錄下來，即為全波形光達系統。如圖 1.2，光達系統發射訊號時為一連續訊號波形，碰觸物體即反射回波，而離散型光達於接收訊號時只會紀錄每個回波峰值的取樣時間與其強度值，且通常最多只記錄四個回波的資訊。全波形光達則以連續密集取樣得到回波的連續強度值，能完整的將回波的訊號記錄下來，提供更多的強度值訊息。

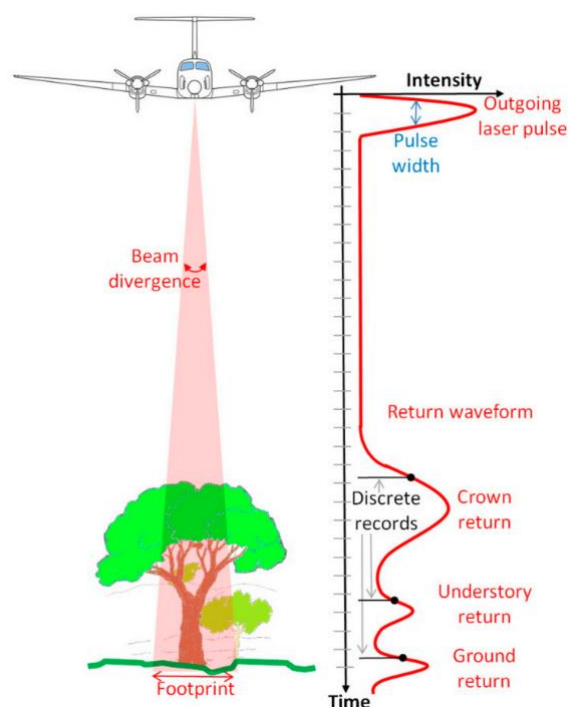


圖 1.2、光達系統發射與接收記錄過程 (Fernandez-Diaz, 2011)



1.2 研究動機與目的

根據全波形光達之特性，可以觀察光達訊號接觸到地表面後所產生的不同反應，因此當地表的物體尺寸小於光達的足跡 (Footprint)，即足跡可以完全覆蓋待測地物，且其高程變化不大、並未達到光達的最小解析度，在一般的離散光達系統僅記錄少數回波資訊，物體的回波容易被當成雜訊而忽略；但於全波形光達的波形資料上，地表的粗糙度、地形高低起伏皆會反應在回波的波形變化，因此全波形光達對於細微的起伏現象有良好的辨別成果。全波形光達可以密集地取樣從發射到接收之間的反射強度值訊號，完整記錄整條波形的變化，其取樣頻率最高可達到 1 奈秒 (Nanoseconds, ns)，因此不僅提供了幾何的資訊 (如：三維點坐標) 也提供了地表的物理訊息 (如：波形)。波形的特徵反映了該地表的情況，有助於重建地物表面模型；其特徵如：振幅 (Amplitude)、波寬 (Pulse-Width)、背向散射截面積 (Backscatter Cross-Section) 等參數，於許多前人研究上證明其可有效提供地物分類的參考依據 (Bretar *et al.*, 2009; Mallet *et al.*, 2011)，因此利用回波的波形可以較容易得知地表的真實情形，有助於地表重建及地物判識。

回顧前人的研究，有部分學者藉由雷達方程式推求光達與地表之間的反應公式得到入射強度與反射強度值之間的關係 (Wagner *et al.*, 2006)，然而多數都只針對接收到的回波進行後續分析與研究 (Bretar *et al.*, 2009；林郁珊, 2012；洪宇佳, 2013)，較少研究針對波形的成因與地表特性之間的關係進行深入探討。前人研究提到地表粗糙度或地形起伏會影響回波的振幅和波寬等波形參數，例如：地表粗糙度越大，則波寬越寬 (Jutzi & Stilla, 2006)，但其僅能表示其相對之粗糙度值、地表的反射性質和幾何結構會造成波形的改變，卻未深入研究地表和波形特徵之間的數學模式關係；且對於波形的應用，常只針對回波的單一波形分別對個別特徵進行研究，較少將完整回波帶入分析與討論。

另外，對於地表粗糙度的計算，除了傳統現地調查外，於遙測領域現今大多都是使用光達的點雲資訊，即三維點雲坐標取一固定範圍值計算其範圍內點雲高程

的標準差大小等方法作為粗糙度的表示 (Cavalli & Marchi, 2008; Whelley *et al.*, 2014), 然而上述此種做法受限於足跡之大小 (約為直徑 30~100 公分), 取範圍值獲得之粗糙度為公尺級之解析度, 對於較細微的地形變化無法得知。而全波形光達較離散型多了波形的資料 (圖 2.1), 可以藉由回波波形的變化得知地表不同的細微程度粗糙度資訊, 因此若欲觀察到小於一個足跡的地表變化情形, 則須建立次足跡 (Sub-Footprint) 的分析技術。

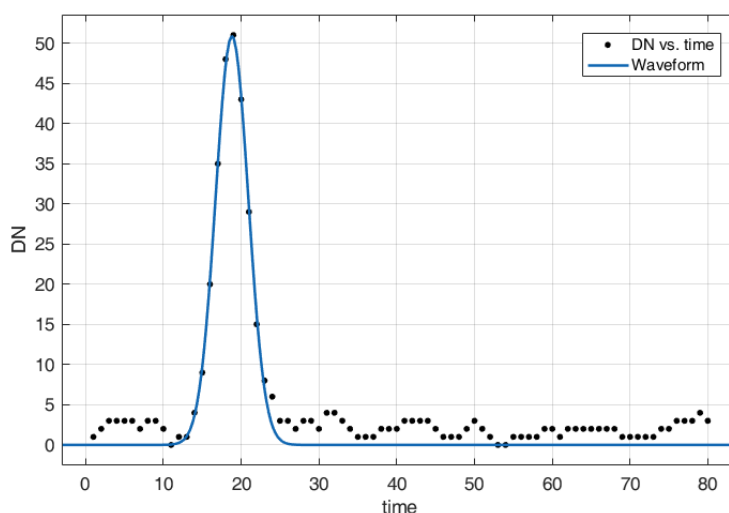


圖 2.1、全波形光達回波波形示意圖

了解地表的真實型態是近幾年逐漸重視的議題, 而地表的粗糙度是了解該地區的重要指標。隨著新式測繪技術的發展, 使用遙感探測的方式來獲得地表粗糙度或進行地表分類等, 被視為有潛力取代人工現地調查作業, 是為較省時且有效率並獲取高精度資訊的方式。因此本研究之目的為根據全波形光達的發射和接收特性進行波形的重建, 並考慮了入射角和距離等會造成強度值變化的影響因子對觀測資料進行改正, 以較快速有效率的方式完整獲取測區的細微地表資訊; 對於欲獲得大於一個足跡的粗糙度值, 可採用點雲三維坐標進行計算, 而本研究主要針對欲獲得小於一個足跡 (即次足跡) 的粗糙度進行研究。最後, 以本研究的方法進行河床粗糙度的分類, 並評估其分類精度, 提出一套數據可靠、相對便利且有效率的河床粗糙度獲取方法。



1.3 研究方法

根據上述研究目標，本研究的研究方向主要分成兩大部分：(1) 透過解析全波形光達了解其感測器的發射與接收原理，根據光達之觀測資料的入射向量決定航高與粒徑大小，用以建立地表狀態，接著藉由波形重建得到發射波形和反射接收到的波形與地表面之間的關係，得到重建後之波形，用以作為後續波形匹配、粗糙度分類之波形標準模板。(2) 利用航線資訊與光達三維點雲坐標進行入射角的計算，並加入因地表傾斜與漫反射等參數，針對原始波形進行改正，去除相關的地形、距離效應等造成接收的強度值變動之影響因子。接著，利用前述解析全波形光達得到的標準參考波形對改正後的回波進行波形匹配，得到每個足跡的粗糙度類別，並且進行分類的相似性計算與成果指標評估；最後，利用正射影像與河床砂礫分布特性證明分類的成果與河流水理特性具有高度相關性。本研究之研究方法與步驟流程圖見圖 1.3。

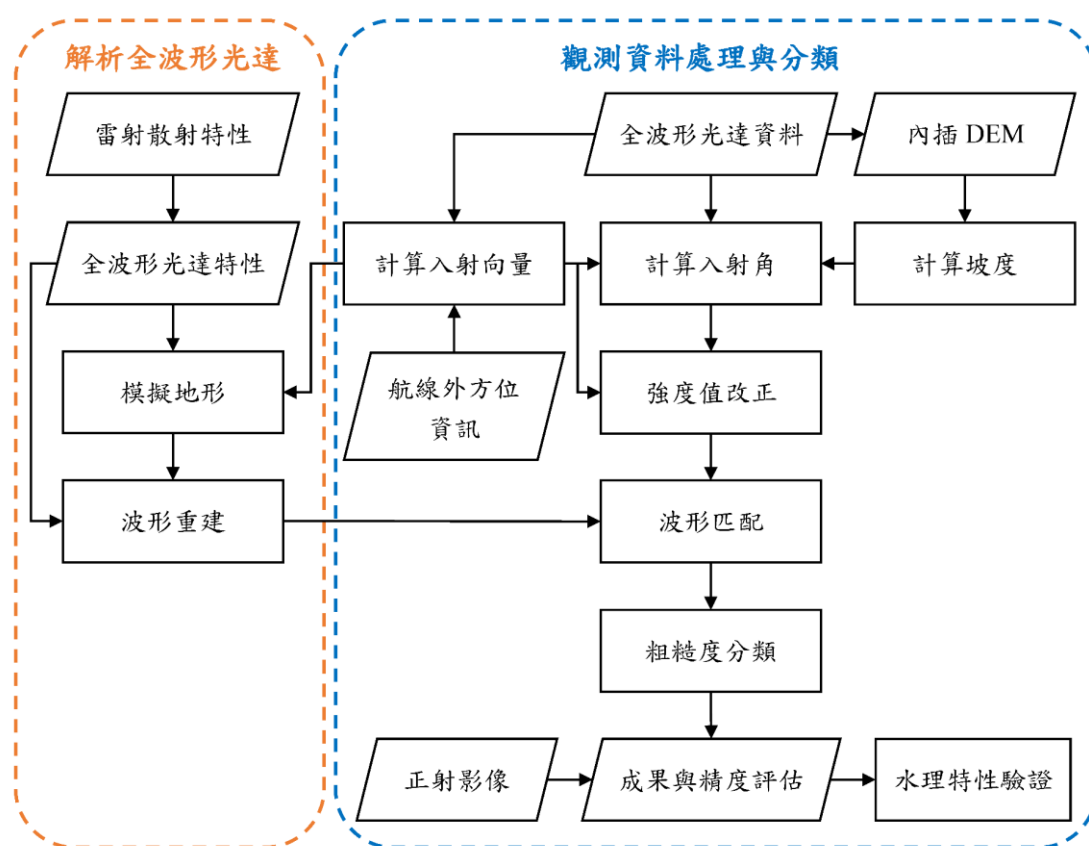


圖 1.3、研究方法與步驟流程圖



1.4 論文架構

本論文共分為五章：

第一章為緒論，介紹研究背景、動機與目的，並簡介研究的方法與流程。

第二章為文獻回顧，包含地表粗糙度應用與分類方法之選擇、全波形光達系統的介紹、原理與應用、強度值影響因子介紹等。

第三章為研究方法，介紹波形重建的設計原理與處理流程、回波強度值改正的處理步驟，最後則提出成果分析與指標的建立方法。

第四章為數值實驗分析，將重建波形數據作為標準資料對觀測資料進行粗糙度值的分類與分析，驗證本研究方法於實務方面之可行性，建立一套完整的分析流程。

第五章為結論與建議，根據數值實驗分析的成果，提出結論、建議與後續可進行的研究方向。

第二章 文獻回顧



依據相關研究背景與研究方法，本章節分為四小節進行文獻回顧與探討。第一小節針對地表粗糙度的定義與應用進行介紹；第二小節則說明空載全波形光達的原理、常用之回波特徵和影響強度值的相關因子；第三小節則回顧全波形光達應用於地表粗糙度之相關研究與粗糙度之區分方法的探討；最後則為本章節的小結，依據背景知識和研究遇到之問題，擬定本研究的方法流程與策略。

2.1 地表粗糙度之分析

於地形分析的研究上，地表粗糙度是一項重要的指標，主要具有兩種定義：1. 針對空氣中之風速，會受地表起伏的影響，風速廓線上風速為零的位置並不在高度為零的地表，而在離地表一定高度處，這高度則被定義為地表粗糙度（呂悅來、李廣毅，1992）；2. 地表粗糙度是反映地表起伏變化或侵蝕程度的指標，為地面凹凸不平的幾何量化呈現，於水利、地質、城市規劃、氣候變遷觀測等領域都佔有重要的地位，亦是本研究的主要目標。本章節回顧前人研究於地表粗糙度之應用、並詳細描述現今獲得河床粗糙度的方式與前人區分粗糙度的方法。

2.1.1 地表粗糙度之應用

對於地表粗糙度之應用，回顧前人研究，有學者利用地表粗糙度得到火山噴發後，火山沉積物的地面覆蓋趨勢與地表侵蝕程度（圖 2.2a）；該方法有助於分辨火山和火山周圍的地形，且可以應用於協助難以到達的地區進行測繪工作（Whelley *et al.*, 2014）。亦有研究藉由光達數據用於高山沖積扇粗糙程度，得到分類和粗糙度、平面曲率圖之間的關係（圖 2.2b），並得到沉積與泥石流的地表型態，進而了解該地區的地質水文災害（Cavalli & March, 2008）。

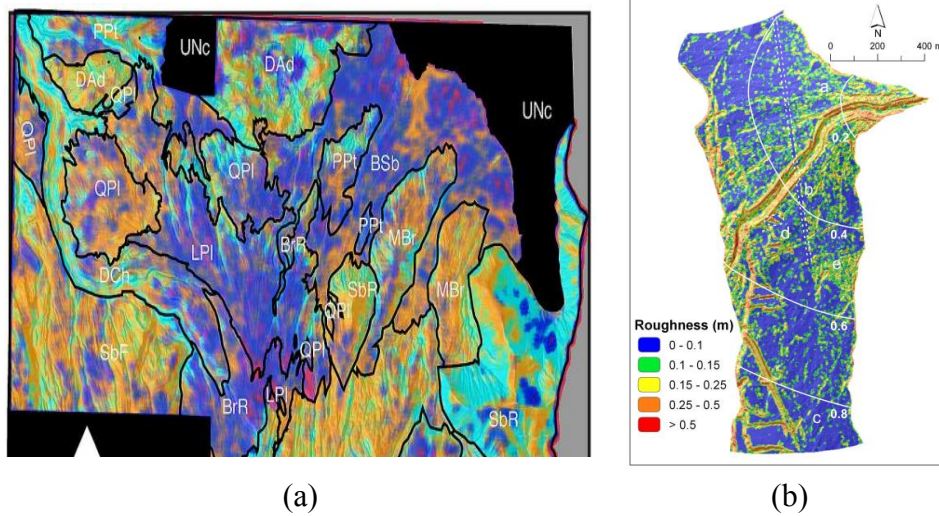


圖 2.2、地表粗糙度於火山沉積與高山沖積扇之應用
(Whelley *et al.*, 2014; Cavalli & March, 2008)

另外，亦有研究透過地表粗糙度研究因野火而造成的植被減少與風力侵蝕堆積現象之間的關聯，得到地表變動和地表粗糙度的變化是一致的結論(Sankey *et al.*, 2010)。道路面之粗糙度亦可用於計算洪氾區的淹水模擬趨勢(圖 2.3)，用於防範都市區域淹水的情形產生(Ozdemir *et al.*, 2013)。

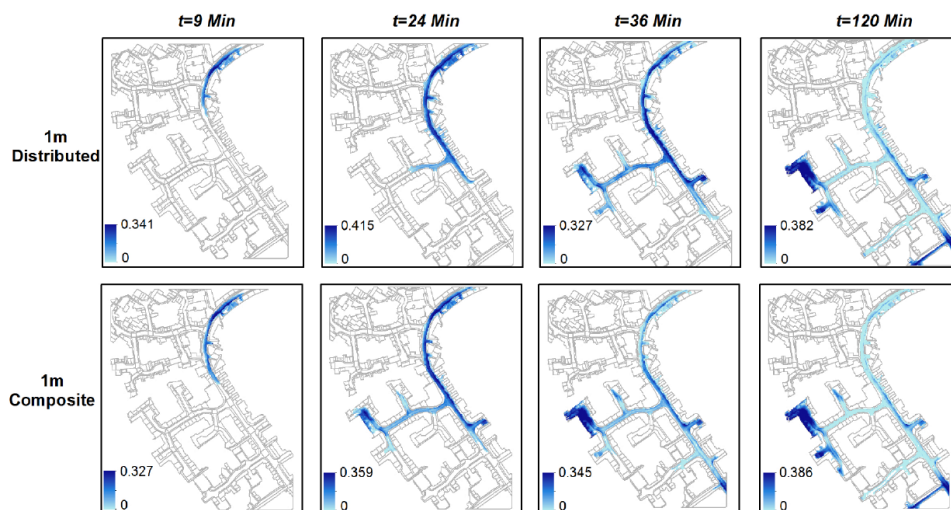


圖 2.3、道路面的粗糙度應用於都市洪氾區淹水模擬 (Ozdemir *et al.*, 2013)

而根據河床質調查作業參考手冊(水利規劃試驗所, 2007)，藉由河床上之粒徑大小、分布與型態等調查河床的粗糙程度，可以了解河床的沖積特性與水流速度等現象，然而傳統獲得河床粗糙度的方式須藉由人工進行現地調查與實地採樣，為一項耗時又費力的工作。由此可知，粗糙度指標於地表研究分析上之應用極為廣泛，



因此如何能有效率地獲得粗糙度值則是當前待面對的重要課題。

本研究目標為針對河床的粗糙度進行分析，不同於多數地表分類研究，河床的粗糙度值相對於地物高差，不同粒徑大小的波形之間差異甚小，而此差異則反映了不同的河床粗糙度值。此小節首先描述現今獲得河床粗糙度常用的方法，導入遙感探測之技術後，比較前人研究利用全波形光達對於地表粗糙度的分類方法，進一步思考如何應用至河床粗糙度值的獲取。

2.1.2 河床粗糙度調查作業

本研究主要之應用目標為分析河床表層之粒徑大小，一般表面採樣方法可分為三大類：1.網格式卵石採樣方法 (Pebble Counts)；2.方型網格採樣方法 (Grid Sampling)；3.面積採樣方法 (Areal Sampling) (水利規劃試驗所，2007)，如表 2.1。

表 2.1、表面採樣方法特性比較 (翻譯自 Bunte & Abt, 2001)

調查方法	網格式卵石採樣 (Pebble counts)	方型網格採樣 (Grid sampling)	面積採樣 (Areal sampling)
施做方式	1. 步伐測距採樣 2. 採樣繩測距採樣	1. 網框採樣 2. 照相採樣	1. 人工撿拾(配合噴漆) 2. 採樣黏著版 3. 照相採樣
採樣方式	等距離增加方式，採集預定數量的顆粒。	採集網框所有格點下的樣品。	採集所有設定面積下的樣品。
採樣面積	相對大範圍，可至 100m ² 。	相對小範圍，約 1~10m ² 。	限制於小區域下，約 0.1~1m ² 。
樣品大小	適用礫石與大卵石，不適用於砂。	適用礫石，不適用砂。	適用砂至中小礫石，不適用粗礫石及大卵石。
工作時間	現場調查時間長，不需實驗室時間。	網框採樣現調時間長，不需實驗室時間。 照相採樣現場時間短，實驗室時間長。	現場調查時間與實驗室時間均需要。

(摘自水利規劃試驗所，2007)

臺灣地區河川具有河床質粒徑變異性大以及表層粗粒化之特性，網格式採樣涵蓋面積廣、適用大型卵礫石等特性，為最佳之調查方法，此方法需佈測線拾取樣品並與開口樣板比較（圖 2.4），粒徑大於 8 毫米以上的顆粒材料達 100 顆以上才可進行分析。對於調查位置之佈設，縱向上至少選擇 3 處（上、中、下游各一處）橫斷面進行調查，而橫斷面上至少布置 3 組採樣地點，採等距離分佈，用以獲得河床質的分布趨勢（水利規劃試驗所，2007）。

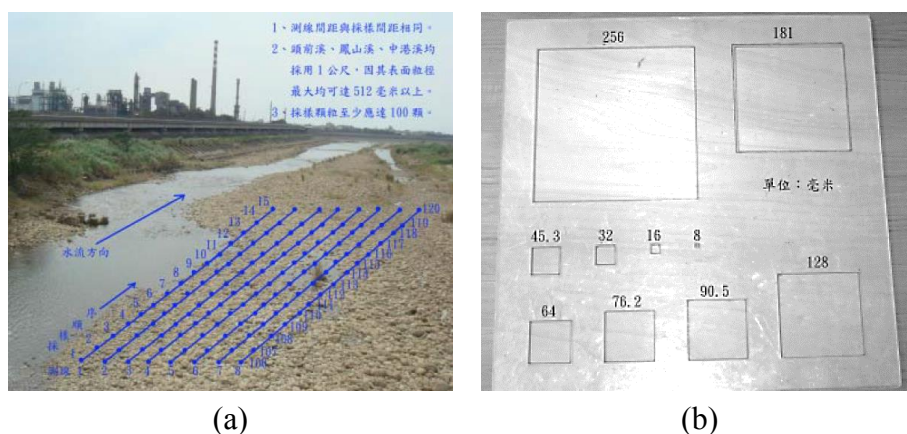


圖 2.4、調查河床粒徑大小之人工採樣作業

(a) 網格式測線組成示意圖、(b) 開口樣板（水利規劃試驗所，2007）

於水利工程建設、河川治理規劃等項目，河床質之調查作業常用於河川的水理特性分析，河床之粒徑大小可進行河道沖淤變化分析、並計算水流相關之數據，如：水流之平均速度等。水流平均速度之計算一般採用曼寧公式（Manning-Strickler Formula），如式(2.1)。其中， V 為平均流速（公尺/秒）、 R_h 為水力半徑、 S 為水力坡降、 n 為曼寧粗糙係數（Manning's Coefficient），河道的曼寧粗糙係數 n 值隨水理、現況植生、含沙量及其他因素而變，該值與流速成反比，且為影響流速推估的重要參數。

$$V = \frac{1}{n} R_h^{2/3} S^{1/2} \quad (2.1)$$

為了工程應用方便， n 值一般採用定值，而決定曼寧 n 值有兩種方式，一種為使用各斷面之河床質粒徑資料利用經驗公式計算 n 值，供作初步參考，經驗公式如式(2.2)至式(2.6)。其中， D_{50} 、 D_{65} 、 D_{75} 及 D_{90} 分別通過 50%、65%、75%及 90%

之代表粒徑（水利規劃試驗所，2006）。利用不同之經驗公式所計算出之 n 值具有不小之差異，而對於現今之經驗，大多都採用將其數值平均作為最後代表之曼寧 n 值。網格式採樣法之粒徑分析與過篩代表粒徑計算範例見表 2.2。



$$\text{Strickler (1923) : } n = \frac{D_{50}^{1/6}}{25.68} \quad (\text{單位 : ft}) \quad (2.2)$$

$$\text{Meyer-Peter Muller (1948) : } n = \frac{D_{90}^{1/6}}{26} \quad (\text{單位 : m}) \quad (2.3)$$

$$\text{Keulegam (1949) : } n = \frac{D_{90}^{1/6}}{42} \quad (\text{單位 : ft}) \quad (2.4)$$

$$\text{Einstein (1950) : } n = \frac{D_{65}^{1/6}}{75.75} \quad (\text{單位 : mm}) \quad (2.5)$$

$$\text{Lane \& Carlson (1953) : } n = \frac{D_{75}^{1/6}}{39} \quad (\text{單位 : inch}) \quad (2.6)$$

表 2.2、粒徑分析計算範例表（水利規劃試驗所，2007）

粒徑分級	撿拾個數	百分比%	累積過篩百分比%	代表粒徑	粒徑
181.0			100.00	D90	126.13
128.0	9	9.18	90.82	D84	112.34
90.5	16	16.33	74.49	D75	91.67
76.2	13	13.27	61.22	D65	81.90
64.0	15	15.31	45.92	D50	67.25
45.3	14	14.29	31.63	D25	38.65
32.0	13	13.27	18.37	D16	29.35
16.0	14	14.29	4.08	D5	17.03
8.0	4	4.08	0.00		
總拾取個數	98	100.00		粒徑單位	毫米
未拾取個數	14	12.50			

而另一種獲得河床粗糙度之方式為現地調查河床植生的覆蓋情形，包含種類、分布狀況及密度等。再依照河道表面狀況與渠床所用之材料修正初估之 n 值，n 之經驗數值可參考現有之河道植生狀況相關數值表進行查表，如表 2.3，由表中不同

渠道情況之最大值與最小值差異為 0.034，套入曼寧公式中可發現流速相差約 29 倍，會嚴重影響流速的推估成果，因此曼寧粗糙度係數的決定需更為謹慎且重要。

表 2.3、現有之河道植生狀況相關數值表 (Chow, 1959)

渠道情況	曼寧 n 值		
	最小值	正常值	最大值
1. 新開挖或疏浚河道			
(1) 乾淨的新完成平直河道	0.016	0.018	0.020
(2) 彎曲、流速慢、無植生河道	0.023	0.025	0.030
2. 天然河道			
(1) 低水河槽			
乾淨、平直、滿水、無支流或深塘	0.025	0.030	0.033
(2) 高灘地			
無灌木、短牧草	0.025	0.030	0.035
無灌木、長牧草	0.030	0.035	0.050

由上述曼寧粗糙度值之計算方式可知，其 n 值與河床上之粒徑大小有關，而為了獲得河床上之粒徑大小與粗糙程度，藉由建立不同粒徑的地形，可用於重建波形，並建立波形模板。根據外業常用之航線規劃參數進行計算：光達足跡約直徑 30~1m，然而河床粒徑大小多數小於 1m，因此若欲觀察到小於一個足跡的地表變化情形，則須建立次足跡的分析技術於不同河床粗糙度的區分。

2.2 空載全波形光達系統

本章節首先介紹全波形光達的運作原理、傳統離散型光達的不同、並比較不同足跡大小與不同的半高全寬會造成的回波差異，接著針對不同地表類型會造成的回波波形特徵差異進行分析；最後，針對回波強度值之影響因子進行文獻回顧，並引用範例說明影響之嚴重程度。

2.2.1 全波形光達原理

空載光達 (Airborn LiDAR) 系統，整合了雷射測距、全球定位系統及慣性導航系統等技術，主要包含：「雷射掃描組件」以及「定位與定向系統 (Position and

Orientation System, POS)」二大部分，如圖 2.5。利用雷射掃描組件之近紅外光脈衝雷射對地表面進行掃描，接收掃描反射回來之時間差與強度值，再藉由定位定向系統得到瞬時的飛機位置與姿態參數，進行距離解算並得到掃描點之三維點雲坐標值，即為空載光達系統之基本原理。

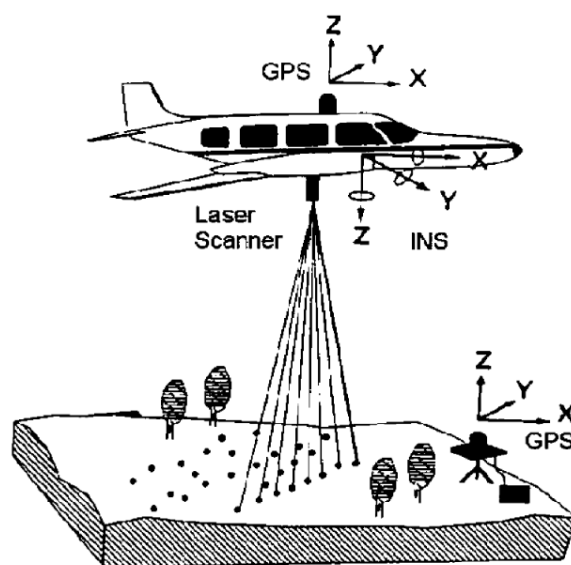


圖 2.5、空載光達系統基本原理示意圖 (Kao *et al.*, 2005)

相對於傳統離散型光達 (Discrete Return Lidar)，全波形光達已可以密集取樣的方式將反射訊號的波形完整地接收與紀錄下來，圖 2.6 展示了光達簡易的發射和接收的波形，當雷射掃描儀發出一個雷射脈衝(在這邊使用簡單的脈衝方波表示)，與地球表面相互作用以後，可得到不同時間下，接收回來得到之訊號強度值，即可組成一組波形。對離散型光達之資料紀錄方式具有多種方法，而在圖中，離散型光達資料的接收方式是設定閾值 (Threshold)，檢測到兩筆的脈衝訊號，紀錄兩組回波的強度值；而使用不同的檢測方式會得到不同的結果，會導致數據的不確定性。而全波形光達則是最高以 1ns 之頻率進行取樣與數化，紀錄完整的波形訊息，有助於地物辨識與地表的重建。

對於不同需求與用途之飛航計畫，飛航的儀器掃描參數直接地影響了施測資料的成果，其中航線規劃之掃描參數包含了：航高、雷射脈衝頻率、儀器發射波寬、雷射散射角、掃描角度、掃描頻率等。全波形光達系統類型可根據足跡大小做區分，

如圖 2.7，小足跡與大足跡之光達系統對同一區域會獲取不同的資訊、且應用於不同之領域。大足跡之足跡直徑約為 10~70m，通常多為實驗性光達，可較容易得到樹頂之資料與大範圍資訊，且多數都為衛載光達，需有較高的航高、較低的發射頻率與較高的能量，常見的系統有：GLAS (Geoscience Laser Altimeter System)、LVIS (Laser Vegetation Imaging Sensor) 等。多數商業型系統皆為小足跡，其足跡直徑約為 0.2~3m，其航高與雷射散射角是影響足跡大小的關鍵，提供了高密度點位與精確的回波訊息，常見的小足跡光達系統見表 2.4。

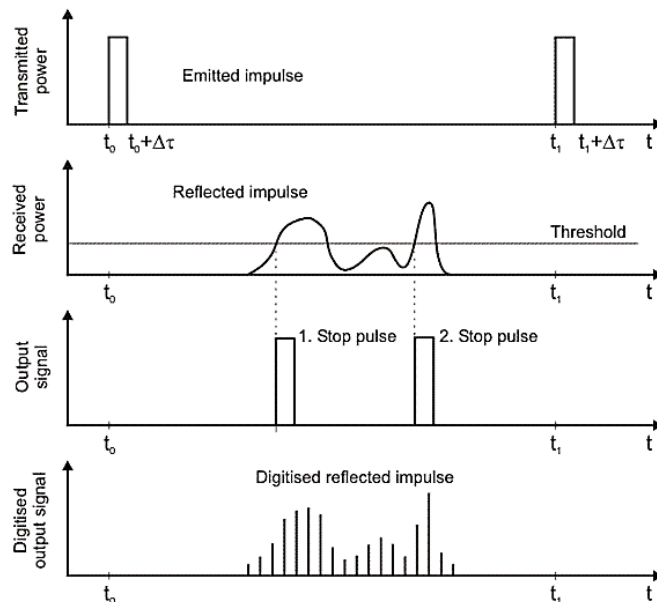


圖 2.6、傳統離散型光達與全波形光達比較圖 (Wagner *et. al.*, 2004)

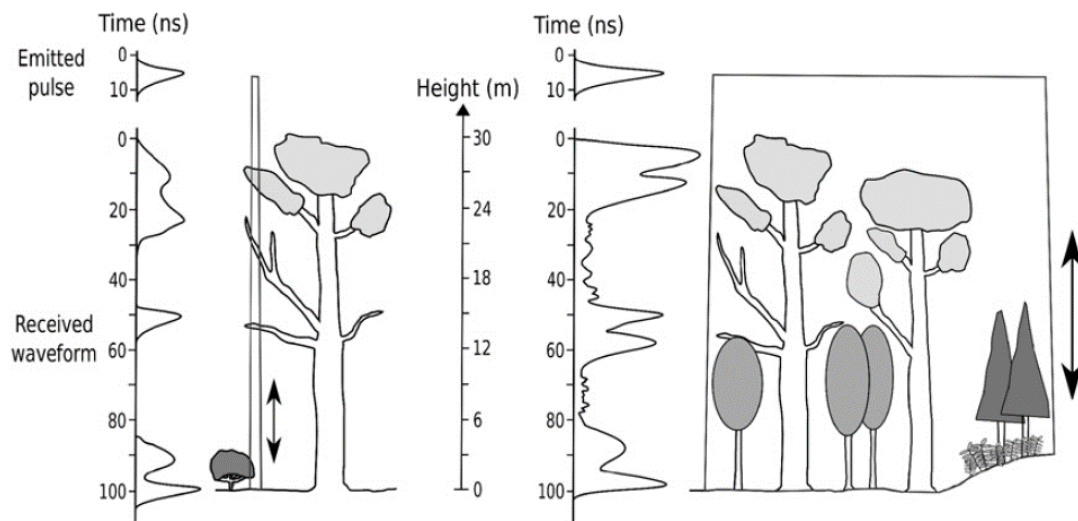








圖 2.7、大小足跡光達之差異 (Mallet & Bretar, 2009)

不同廠牌型號的全波形光達儀器，其發射的脈衝波寬亦不相同，會影響光達的測距解析度，其測距解析度約為光達的半高全寬（Full Width at Half Maximum, FWHM），即為最大振幅值一半的寬度，如圖 2.8。表 2.4 為常見的全波形光達儀器型號與各項參數，Riegl LMS 系列的儀器其 FWHM 為 4ns，即測距解析度為 4ns，因此換算成距離則表示此儀器能分辨兩回波之間最短間距約為 0.6 公尺；Leica ALS 系列的 FWHM 為 5 ns，此儀器能分辨兩回波之間最短間距為 0.75 公尺；Optech ALTM 系列則為 8 ns，則此儀器能分辨兩回波之間最短間距為 1.20 公尺（Lin *et. al.*, 2014；洪宇佳，2013）。

表 2.4、常見的小足跡全波形光達儀器參數（改編自 Thenkabail, 2015）

Manufacturer	Leica ALS70	Leica ALS60	Riegl LMS Q780	Riegl LMS Q680i	Optech ALTM Pegasus HD400	Optech ALTM 3100
Picture						
Beam deflection	Oscillating	Oscillating	Rotating polygon	Rotating polygon	Oscillating	Oscillating
Flying height (m)	1600-5000	200-5000	<4700	<1600	300-2500	<2500
Laser wavelength (nm)	1064	1064	1064	1550	1064	1064
Pulse width (ns)	5-6	5	4	4	7	8
Pulse rate (kHz)	250-500	<50	<400	<400	100-500	<200
Beam divergence (mrad)	0.22	0.22	0.25	0.5	0.2	0.3 or 0.8
Field of view (degrees)	75	75	60	60	75	50
Sampling interval (ns)	1	1	1	1	1	1

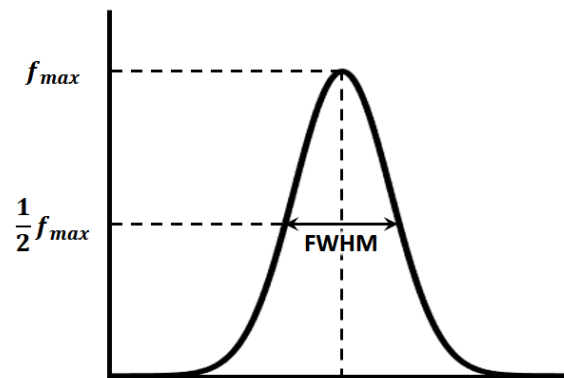


圖 2.8、波形之半高全寬示意圖

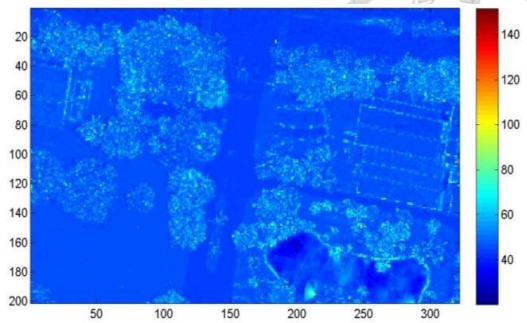
波形反映了地表的變化，藉由分析波形的特徵可分辨不同的地物與地表形態，本章節回顧了前人研究對於不同波形特徵的萃取方法與應用，並且針對不同的訊號傳遞情形對回波強度值的進行介紹。

2.2.2 回波波形特徵與分析

當地表的物體尺寸小於光達的足跡，即足跡可以完全覆蓋待測地物，且其高程變化不大、並未達到光達的最小解析度，在一般的離散光達系統僅記錄少數回波資訊，該物體的回波容易被當成雜訊而忽略；但於全波形光達的波形資料上，地表的粗糙度、地形高低起伏皆會反應在回波的波形變化，因此全波形光達對於細微的起伏現象有良好的辨別成果。全波形光達可以密集地取樣從發射到接收之間的反射強度值訊號，可以完整記錄整條波形的變化，其取樣頻率最高可達到 1ns 紀錄一筆強度值資料，提供了三維點雲坐標）和波形資訊。波形的特徵（如：振幅、波寬、背向散射截面積）反映了該足跡內的地表情況，藉由連續強度值資料有助於重建地物表面變化，於許多相關研究上證明其可有效提供地物分類的參考依據，如圖 2.9 為利用波寬的特徵進行不同地物類別的區分，因此利用回波的波形可以較輕易分辨出地表面的真實情形（Bretar *et al.*, 2009; Mallet *et al.*, 2011）。



(a)



(b)

圖 2.9、波形特徵於不同地物之差異

(a) 彩色影像、(b) 波寬特徵圖 (林郁珊, 2012)

前人研究利用對稱函數 (如：高斯函數) 與不對稱函數 (如：韋伯函數) 進行波形擬合後計算得到多個波形特徵參數，並比較在不同的監督式分類演算法中，波形特徵對於地物分類的重要性，最後用以進行不同地物種類的分類 (林郁珊, 2012)。另外亦有研究對波形資料進行小波轉換響應偵測與高斯函數擬合，比較了不同的響應特徵 (圖 2.10) 與整波形特徵 (圖 2.11)，並使用支持向量機與單純貝氏分類器對不同地物進行分類，最後得到波寬對於區分是否為植物有最佳的分類成果、而使用背向散射截面積則對於道路與植物類別區分性較高 (洪宇佳, 2013)。

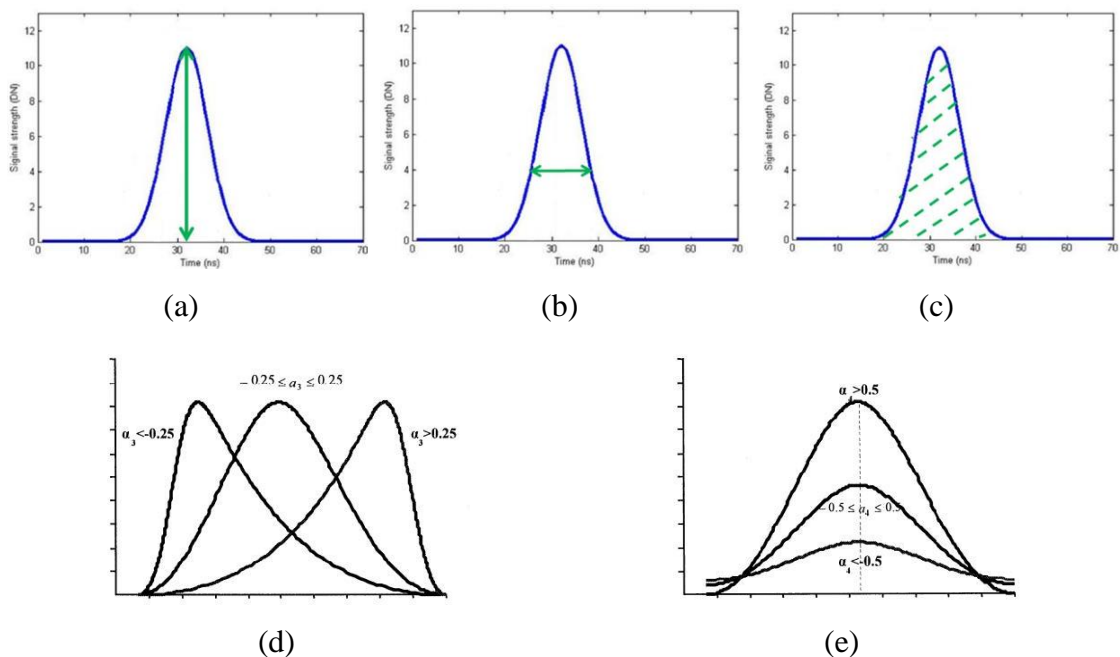


圖 2.10、回波之響應特徵示意圖

(a) 響應振幅、(b) 響應波寬、(c) 響應面積、(d) 響應偏態、(e) 響應峰度 (洪宇佳, 2013)

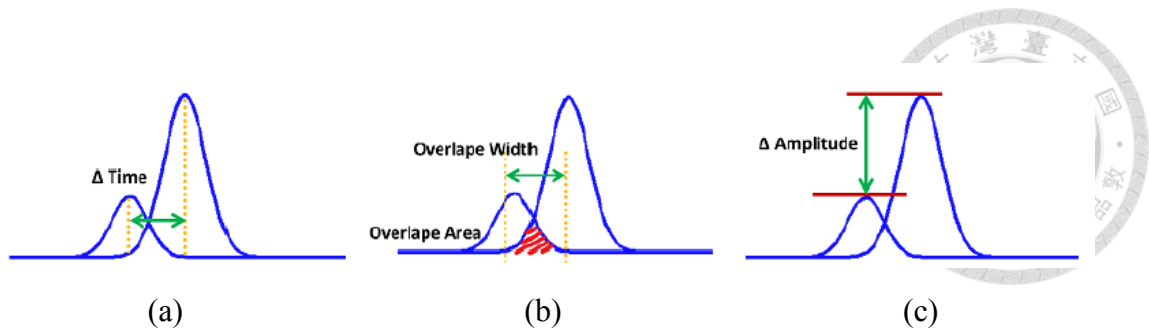


圖 2.11、回波之整波形特徵示意圖

(a) 時間差、(b) 重疊面積、(c) 振幅差值 (洪宇佳, 2013)

回顧前人的研究，可藉由雷達方程式推求光達與地表之間的反應公式得到入射強度與反射強度值之間的關係 (Wagner *et al.*, 2006)，然而多數研究都只針對接收到的回波進行特徵分析與研究 (Bretar *et al.*, 2009; 林郁珊, 2012; 洪宇佳, 2013)，僅有少數研究針對成因與地表特性之間的關係進行深入探討。另有研究提到地表粗糙度或地形起伏會影響回波的振幅和波寬等波形參數，如圖 2.12，但其僅能表示其相對之粗糙度值、地表的反射性質和幾何結構會造成波形的改變，卻未深入探討地表和波形特徵之間的數學模式關係；且對於波形的應用，常只考慮回波的單一波形分別對各個特徵進行影響程度之分析，較少將完整回波資訊帶入進行討論；而波形的特徵於取樣的過程中容易因擬合的模型不佳等因素而造成資訊的遺失、呈現與真實不符的情形產生。

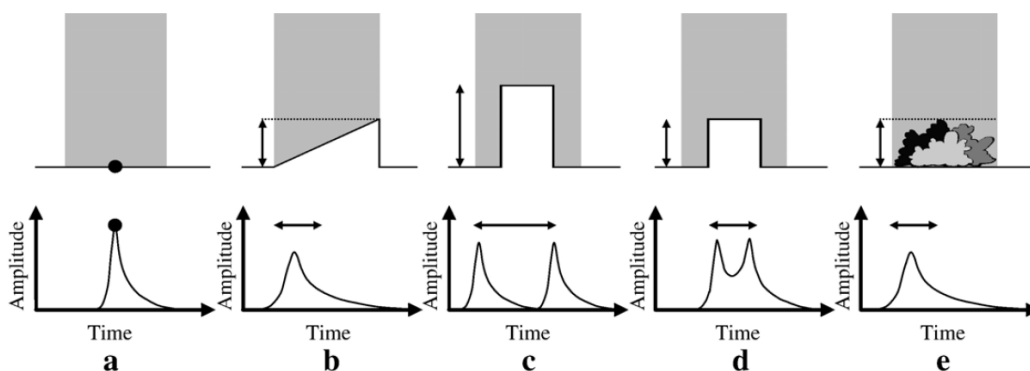


圖 2.12、表面特徵和回波形狀 (Jutzi & Stilla, 2006)

由前述可知，波形與地表粗糙度具有相關性，可由波形推得地表粗糙度值，然而若欲快速的區分每區域的粗糙度值的不同，則利用波形為特徵進行地表分類是一項最簡單的方法，而不同地物間的差別即為不同地表粗糙度下所造成的波形差

異。對於地表的分類，在現今的研究當中，使用不同的波形特徵、不同的方法去計算的粗糙度值會得到不同的分類成果，而根據地貌所選擇的波形特徵，若使用少數或單一特徵所得到的成果可能較不盡理想，因而許多研究針對不同目標物選擇合適的特徵與參數進行分類 (Whelley *et al.*, 2014; 洪宇佳, 2013)，但是較少研究直接針對完整的波形進行粗糙度的計算，因此本研究提出了建立波形模板的方法，藉由不以萃取波形特徵的方式，來達到區分不同河床粗糙度的目的。

2.2.3 回波強度值影響因子

全波形光達之波形強度值於傳輸過程中會受到許多因子影響而有能量損耗的現象，為了減少該影響，須對波形進行改正。目前的波形改正主要針對以下四種：入射角改正(又稱為地形改正)、大氣改正、距離改正與能量改正 (Vain & Kaasalainen, 2011)。入射角改正為最基本之改正方法，因地表面起伏、掃描角 (Scan Angle) 等關係，如圖 2.13，對不同入射角會有強度值的差異，且對於入射角大於 20 度之強度值會明顯下降 (Kukko *et al.*, 2008)。圖 2.14 為不同航線的強度值可視化圖，黑色箭頭為感測器的觀察方向，人字形屋頂為該研究之興趣區域，由圖上可看出面向感測器方向的屋頂可達到較高的強度值 (Jutzi & Gross, 2009)。而現今最常使用且最為簡單的方法為假設地表面為蘭伯特表面 (Lambertian Surface)，進行強度值的改正 (Bretar *et al.*, 2009; Wagner *et al.*, 2006)。

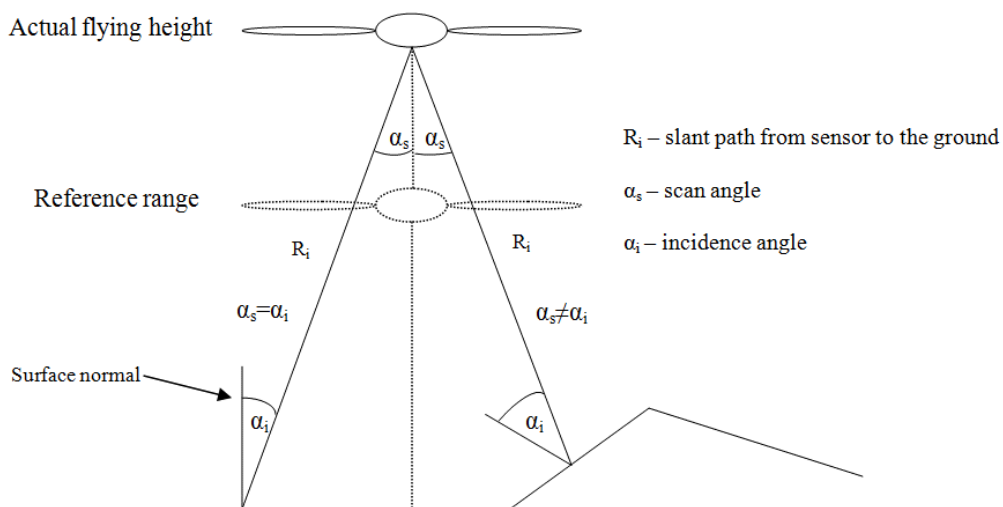
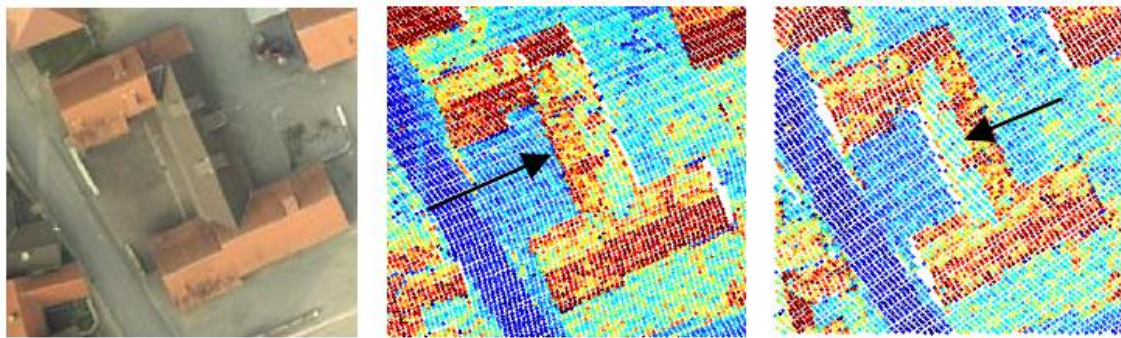


圖 2.13、入射角與掃描角之間的差異 (Vain *et al.*, 2009)



(a) (b) (c)

圖 2.14、入射角對強度值的影響

(a)彩色影像、(b)左側航線之強度值、(c)右側航線之強度值 (Jutzi & Gross, 2009)

除了入射角會影響回波的強度值外，大氣、距離與不同發射能量的改正亦是強度值改正的考慮因子。圖 2.15 比較了同一數據應用不同改正方法的成果，由圖上可明顯看出大氣改正成果與原始數據差異不大，而地形（入射角）改正則對邊緣的數據有明顯的強度值的改正。差異最大的因子為距離的改正，此資料為三種不同航高下，對同一地區進行量測，因此從原始資料可明顯看出三個航帶的差異，而透過距離改正以後，將三個航帶的強度值進行標準化，消除不同航帶之間因為高度而造成強度值的差異，且與進行所有因子改正的成果差異甚小。因此，飛機和物體之間的距離是主要的強度值變動因子（洪子敏，2015）。

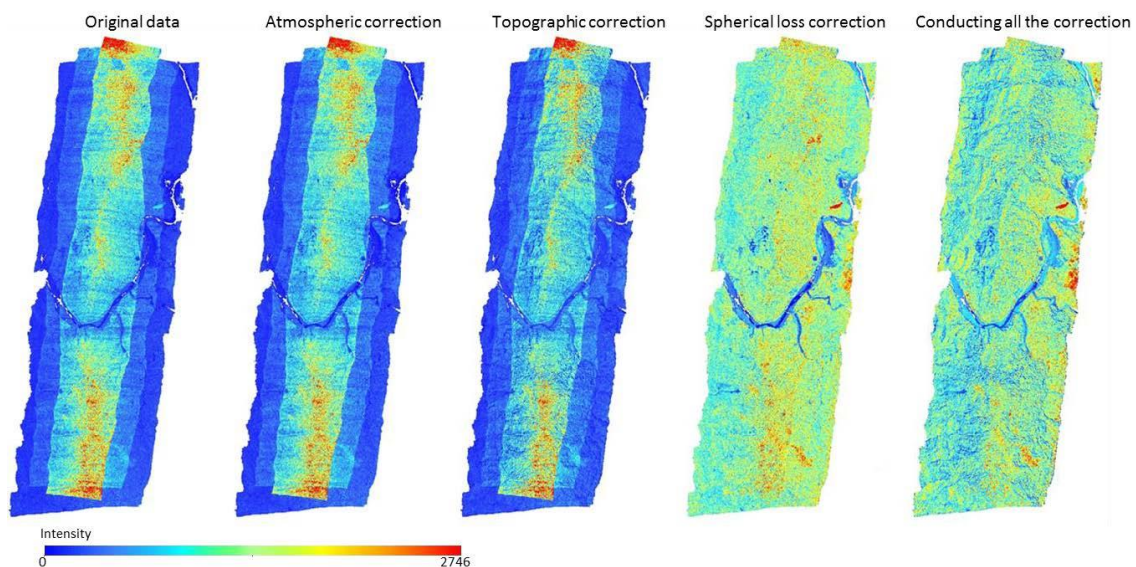


圖 2.15、不同的強度值改正因子成果比較 (洪子敏，2015)



2.3 全波形光達於地表粗糙度之應用

全波形光達於現今研究中，多數用於進行地表面之地物分類，不同地物亦代表了大範圍的地表粗糙度之變化，本小節回顧了應用全波形光達於地表面資訊的獲取之相關研究，並且統整目前遙測領域用於粗糙度之區分方法有哪些，最後提出若要達到本研究的目的，需使用何種方式進行粗糙度之獲取。

2.3.1 全波形光達應用於地表之相關研究

全波形光達目前廣泛用於 DEM 之產製與地物分類之應用，圖 2.16 則為將不同地物之距離 DTM 之高程差 d_{DTM} 、半高全寬和振幅以直方圖的方式畫出，由此可看出特徵趨勢分布於相同地物中具有集中之現象，如道路面之 FWHM 多數集中在 3.85ns、植被之振幅明顯集中在較小振幅值的區域，與其他類別差異甚大。圖 2.17 為利用波形特徵為基礎、並加入影像輔助後之 SVM 地表分類成果圖，該分類成果整體精度達到 86.01%，可將多數地物清楚分類出。

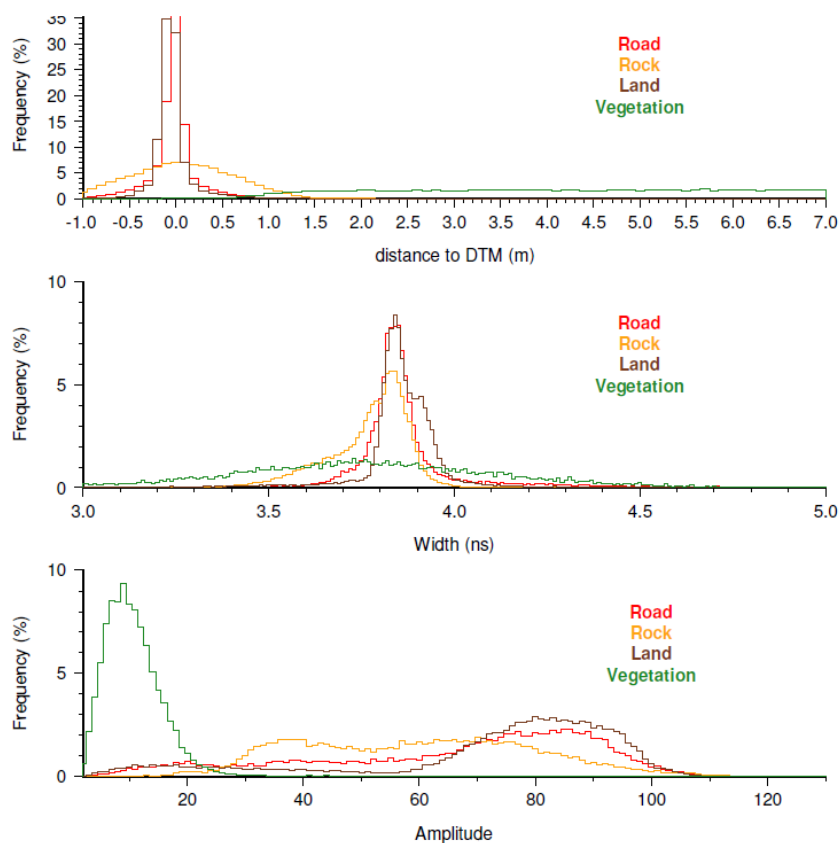
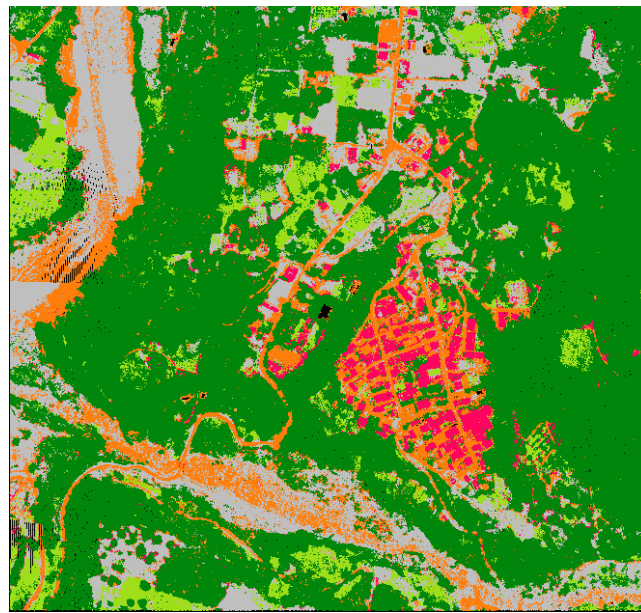


圖 2.16、不同地物之 d_{DTM} 、FWHM 和振幅之直方圖 (Bretar *et al.*, 2009)



●：道路 ●：植被 ●：草地農地 ●：裸露地 ●：建物

圖 2.17、以波形為基礎加入影像輔助之地表分類成果圖（洪宇佳，2013）

另外，對於垂直粗糙度的應用，有研究於森林地區使用全波形光達多次回波波形，計算每個高程層級的粗糙度，用以進行森林植被類型分類的工作（圖 2.18），可得到細緻的資訊，例如登山小徑、傾倒樹幹、草地等（Hollaus *et al.*, 2011）。綜合上述相關研究，可得到全波形光達之回波資訊不僅對於大範圍的地物有良好的分類效果、對於不同細微之垂直粗糙度亦有不錯的區分成果；因此全波形光達是有潛力應用於獲得河床粗糙度之研究。

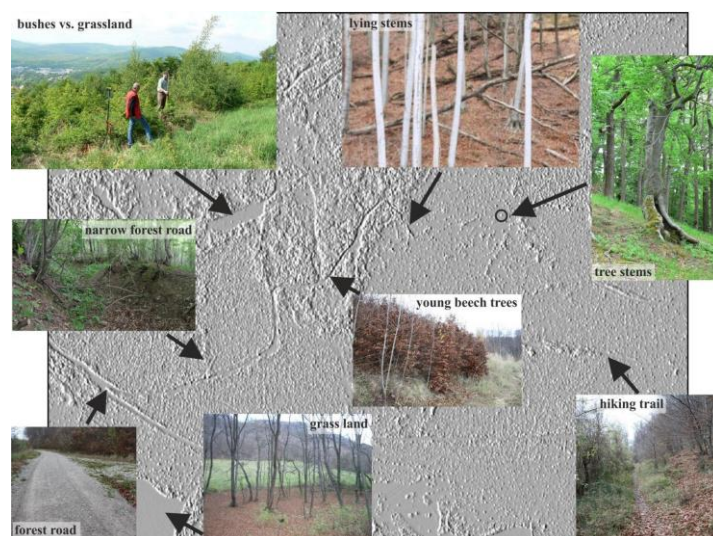


圖 2.18、地表粗糙度暈渲圖與實際地物（Hollaus *et al.*, 2011）



2.3.2 粗糙度之區分方法

對於不同地表粗糙度值的區分，目前許多遙測領域之研究最常使用、最直觀且最為方便的方法為利用現有分類器進行分類。在遙測領域中，影像分類是將影像的光譜值進行計算和分析的過程，而全波形光達的波形資料如同影像的光譜資訊，不同地表起伏的回波亦不同，因此可透過分析波形的變化達到分類目的。在影像分類中，監督式分類 (Supervised Classification) 為在分類前先將已知的資料進行訓練，是為訓練區樣本，藉由每個分類的類別所選取的訓練區的像元光譜值，進行統計分析與計算該類別的相關統計值，再依照這些統計資料分類其他的像元。而在全波形光達資料處理方式中，將上述的光譜值代換為波形資訊，即可進行分類；最常見且在許多研究上皆證明可有效應用在全波形光達資料的地表分類的分類器為支持向量機 (Support Vector Machine, SVM)、單純貝式分類器 (Naive Bayes Classifiers)、隨機森林 (Random Forests, 簡稱 RF) 等方式。(Mallet *et al.*, 2008; 林郁珊, 2012; 洪宇佳, 2013)。圖 2.19 為使用支持向量機對不同地物進行分類，深褐色為土地、紅色為道路、橘色為岩石、深綠色則為植被。

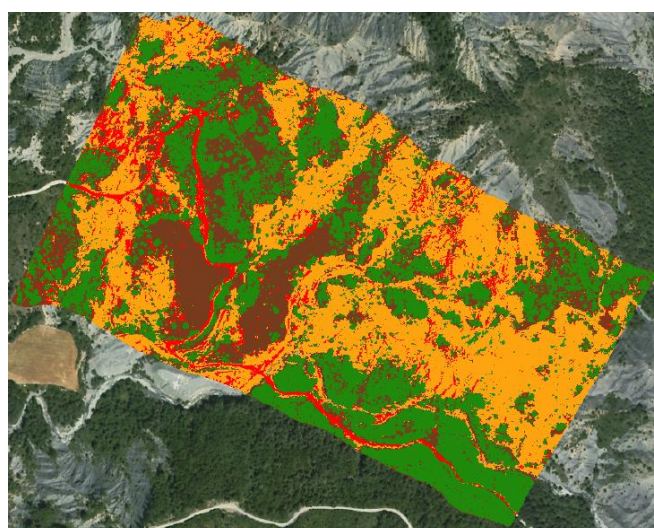



圖 2.19、不同地物 SVM 分類成果 (Bretar *et al.*, 2009)

然而上述方法雖可區分出不同的地物，但無法得到區域的粗糙度值，難以判別地表面起伏變化的大小，且對於監督式分類，訓練樣本的品質是影響整體分類模型的關鍵，若要取得較佳的樣本，常需進行人工的判識與選取，降低了自動化的程度。



另一方面，根據前述，本研究所使用的訓練樣本為根據實際參數，自行模擬地形並重建波形之資料，於同一離地高之下，單一粗糙度類別僅有一組具有代表性的波形模板（即每一類別只有一組訓練樣本），因此無需使用計算較複雜之機器學習分類器。本研究將提出利用最小二乘條件，將已知粗糙度值之波形模板（可藉由地表模擬與波形重建獲得）對觀測資料進行波形的匹配，若最為相似則分類為該類別，且因波形模板具有粒徑大小的資訊，除了可以區分不同粗糙度外，亦可量化與偵測地表所代表之粗糙度數值。

2.4 小結

綜合上述問題，本研究主要為根據全波形光達的發射和接收特性，提出可用於獲得河床粗糙度值的方法、並將獲得之波形進行強度值的改正；最後，藉由波形匹配進行粗糙度分類，區分待測區域不同粗糙度值的類別、得到量化的粗糙度數值，並計算粗糙度分類的分類相似度與成果驗證，目標為建立一套數據可靠、相對便利且有效率的河床粗糙度獲取方法。

第三章 研究方法



本研究主要分為兩大步驟，分別為解析全波形光達與觀測資料處理與分類。對於解析全波形光達的部分，主要為透過全波形光達的物理特性與雷射散射特性來了解發射和接收的原理，藉由該原理進行波形的重建以建立波形模板。另外於觀測資料處理方面，先將得到的回波進行強度值改正，使回波回復至僅受到地表面影響之狀態，再將兩波形進行波形匹配得到粗糙度分類成果，最後建立成果評估指標。

3.1 次足跡波形模板之建立

為了判別某足跡內的河床粒徑大小，須建立標準的粒徑波形模板、並與觀測波形比較，差異最小的即判定為該粒徑尺寸。因此本研究建立了在不同離地高下、不同的粒徑大小的標準參考波形，以類似資料庫的方式做儲存與資料提取（圖 3.1），建構完整的波形模板用於後續的波形匹配步驟。

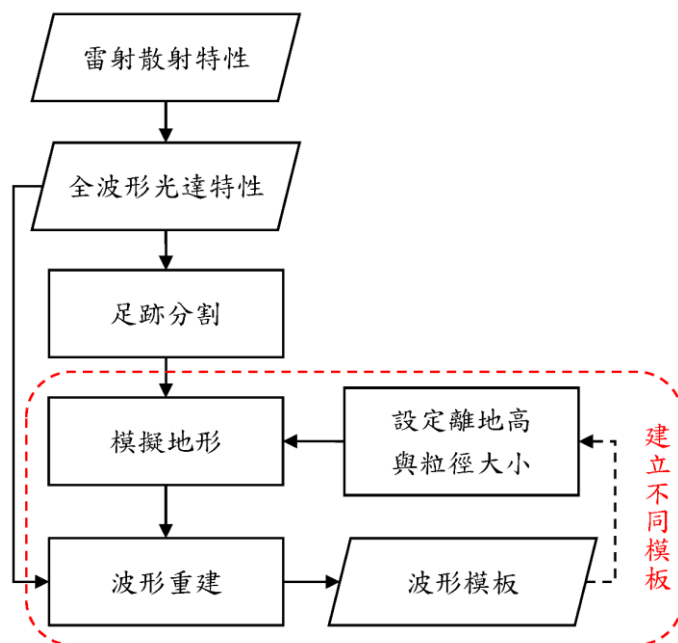


圖 3.1、波形模板建立方法流程圖

3.1.1 足跡分割與地形模擬

本研究將透過模擬多種地表模式，觀察其回波形狀，並參考前人之研究是否符合模擬資料之趨勢。例如：參考一般資料獲得的相關感測器參數，並以式(3.1)進行

足跡的直徑大小計算，如：假設航高(H)為 1000m、雷射散射角(ε)為 0.5 mrad，對應於平坦地面之足跡直徑(D)約為 50cm 之圓形區域。為了模擬一個足跡內之波形，須將整個雷射光束視為由多個微小雷射光束組成而成，因此將一個足跡分割成如圖 3.2 所示，藉由這些微小光束的發射、地表面的反射與接收之間時間變化之強度值加總，可以構成一個完整的回波波形。

$$D = 2 \times H \times \tan^{-1}\left(\frac{\varepsilon}{2}\right) \quad (\text{單位：m}) \quad (3.1)$$

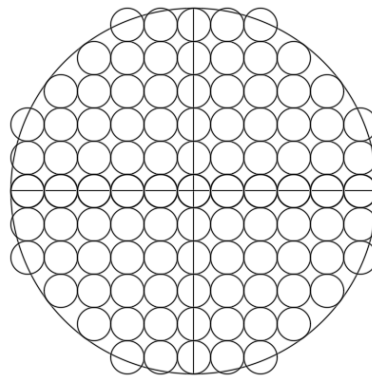


圖 3.2、足跡分割示意圖

由前述所說，接收到之回波波形會受到表面粗糙度、坡度、高差等影響而有所不同，本研究會先根據波形重建之流程，驗證坡度、物體是否會影響波形、且是否符合前人之論述，如：粗糙度越大、波寬越寬等結論。接著，需針對本研究之目標進行不同粒徑大小之地表模擬與波形重建。

在波形重建之前，需先模擬地形，圖 3.3a 為足跡上放置物體並可設定物體之高度、圖 3.3b 為不同坡度下之微小光束高程差異、圖 3.3c 則為設定固定之粒徑半徑 s_g ，且充滿整個足跡之地形模擬，該粒徑以圓球為基本模型（圖 3.4），根據式 (3.2) 計算點位 (x, y) 距粒徑中心 (x_0, y_0) 之水平距離 d ，最後以式 (3.3) 計算得到分割點位的高程 h_{grain} 且加入標準差為 2 mm 之微小的高程誤差 $rand$ ，以更加符合實際情況。依照上述流程可依序計算完所有點位，而地形模擬的資料紀錄方式為矩陣形式，記錄分割的小足跡中央點位的相對平面坐標與高程值，最後進行波形重建即可得到標準參考波形。

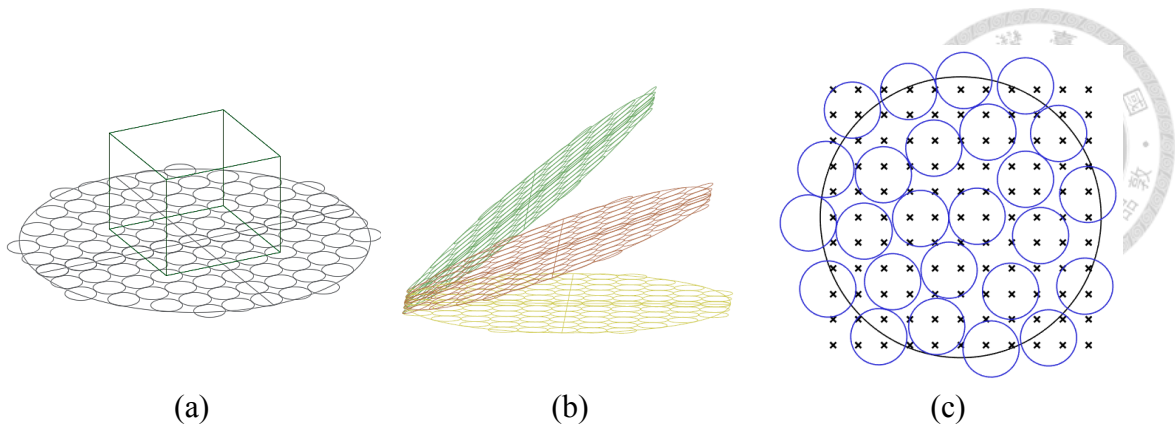


圖 3.3、不同地形模擬

(a) 足跡中央放置物體、(b) 不同地形坡度、(c) 圓球粒徑充滿足跡

$$d = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2} \quad (3.2)$$

$$h_{grain} = \sqrt{s_g^2 - d^2} + s_g + rand \quad (3.3)$$

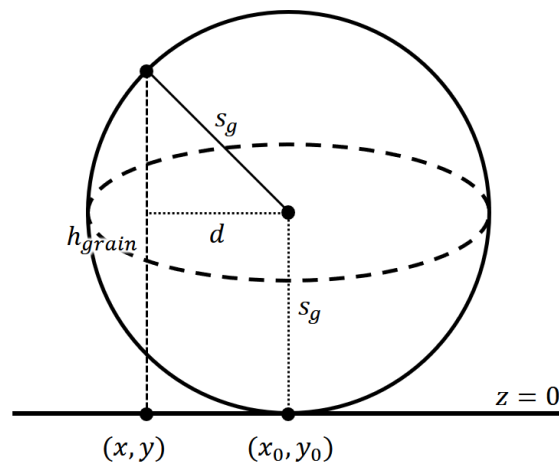


圖 3.4、粒徑點位高程計算

3.1.2 標準參考波形重建

光達系統利用直接地理定位與透過雷射測距原理得到發射與接收的時間差，乘上光速計算感測器與物體之間的距離得到掃描點的三維坐標。雷射發射出的脈衝波 (Pulse) 通常呈現近似高斯分布 (Gaussian Distribution)，如圖 3.5，兩者之差值非常微小，僅±2% 的訊號振幅之差異，因此可視發射波形為高斯分布 (Wagner *et. al.*, 2006)，公式見式(3.4)，而該波形為不同時間下發射器所發射的強度值的變化。



$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (3.4)$$

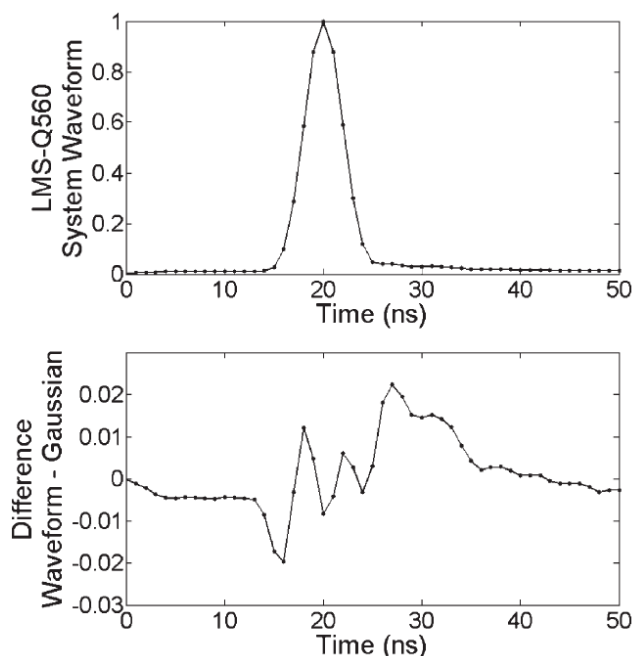


圖 3.5、LMS-Q560 波形與高斯函數之差值 (Wagner *et. al.*, 2006)

當雷射脈衝接觸到地表時，會在地面上產生散射，這種散射稱為表面散射；在表面散射中，散射面的粗糙度是重要的影響因子，因此在非鏡面的情況下必須計算其表面粗糙度。通常散射截面積是入射方向和散射方向的函數，而在光達，所觀測的散射波的方向與雷射入射方向相同，這個方向上的散射就稱作背向散射 (Backscatter)。不同的地面粗糙度其散射的能量與結果亦不相同，如圖 3.6 則為反射體的粗糙度於背向散射之影響的示意圖 (Wagner *et. al.*, 2006)。

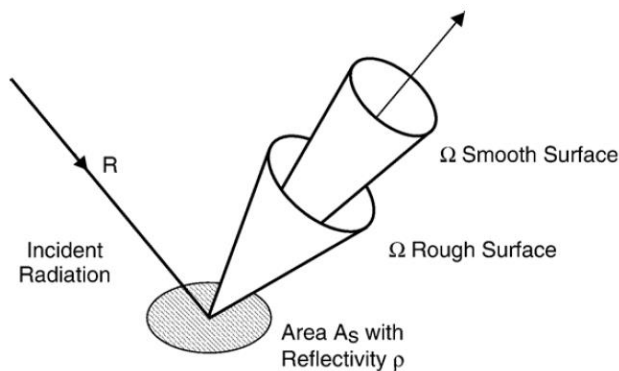


圖 3.6、目標物粗糙度與背向散射之間的關係 (Wagner *et. al.*, 2006)

Wagner *et. al.* (2006) 提出根據雷達方程式 (式(3.5)) 推算光達的發射與接收能量公式, 如式(3.6)。其中, σ 為背向散射截面積, 與接觸面積、地表反射率、立體角等參數相關, 可以將整個反應式視為兩大部分: 一個是與能量相關的感測器參數、另一部分為背向散射截面積, 即為目標物的參數, 如式(3.8)。圖 3.7 為訊號發射與接收之幾何, 然而雷射掃描儀皆為單站, 即發射和接收位於同一位置, 圖上顯示不同邊僅為了清楚表達而繪製的示意圖。假設散射是由許多微小的距離反應聚集而成, 則整個公式為多個微小能量加總, 但航高遠高於儀器的測距解析度 ($\Delta R \ll R$), 因此可將回波反應式寫成式(3.9)。假設於發射與接收路徑中, 共接觸到 N 個目標物、共有 N 個回波, 因此可將完整接收記錄到之波形加總並簡化為式(3.10)。

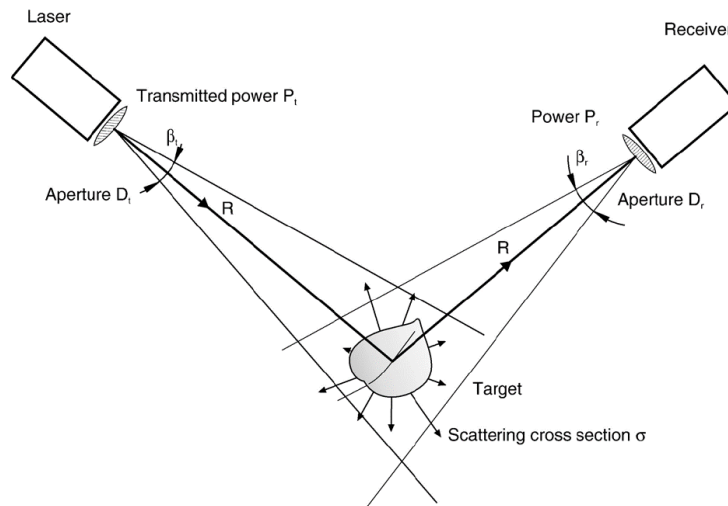


圖 3.7、雷達方程式之幾何與參數 (Wagner *et. al.*, 2006)

$$P_r = \frac{P_t D_r^2}{4\pi R^4 \beta_t^2} \sigma \quad (3.5)$$

$$P_r(t) = \frac{D_r^2}{4\pi R^4 \beta_t^2} P_t(t-t') \sigma \quad (3.6)$$

$$t' = \frac{2R}{v_g} \quad (3.7)$$

$$\sigma = \frac{4\pi}{\Omega} \rho A_s \quad (3.8)$$



$$\begin{aligned}
 P_{r,i}(t) &\approx \frac{D_r^2}{4\pi R^4 \beta_t^2} \int_{R_i - \Delta R}^{R_i + \Delta R} P_t \left(t - \frac{2R}{v_g} \right) \cdot \sigma_i(R) dR \\
 &= \frac{D_r^2}{4\pi R^4 \beta_t^2} P_t(t) * \sigma_i'(t)
 \end{aligned} \tag{3.9}$$

$$P_r(t) = \sum_{i=1}^N \frac{D_r^2}{4\pi R^4 \beta_t^2} P_t(t) * \sigma_i'(t) \tag{3.10}$$

其中， P_r 為接收訊號強度、 P_t 為發射訊號強度、 D_r 為接收孔徑大小、 R 為感測器到物體的距離、 β_t 為雷射發散角、 Ω 為立體角、 ρ 為物體反射率、 A_s 為接觸面積、 v_g 為能量傳遞速度。

根據前述，雷射發射出的脈衝波呈現近似高斯分布，因此將式(3.10)加入接收器的脈衝函式 $\Gamma(t)$ ，如式(3.11)

$$P_r(t) = \sum_{i=1}^N \frac{D_r^2}{4\pi R^4 \beta_t^2} P_t(t) * \sigma_i'(t) * \Gamma(t) \tag{3.11}$$

光達訊號發射到地面的接觸範圍其散射能量於地表足跡並非均勻分布，而是呈現二維的高斯分布，其兩軸的標準差相同，公式如式(3.12)，又稱為高斯光束 (Gaussian Beams) (Renslow, 2012)。如圖 3.8 所示，越靠近足跡中心的區域在地表上的能量越高，越靠近足跡邊緣則越低，符合 TEM₀₀ (Transverse Electromagnetic Wave) 的雷射光散射特性。式(3.14)為加入高斯散射因子後的背向散射截面積公式 (Wagner *et. al.* 2006)。

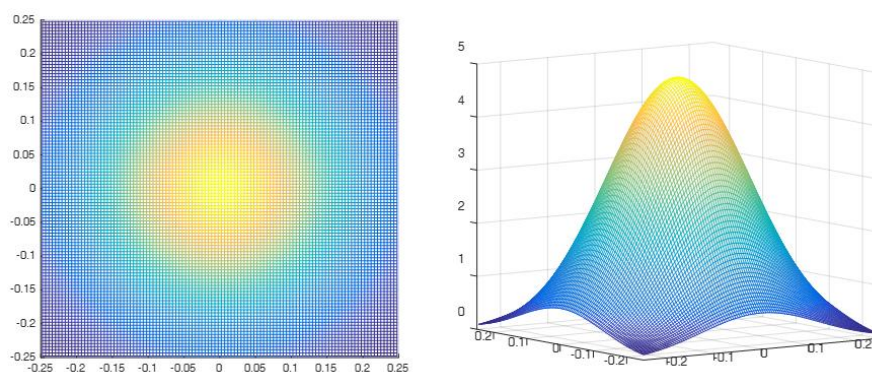


圖 3.8、二維高斯分布散射示意圖 (左：上視圖、右：側視圖)



$$f(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{(x^2+y^2)}{2\sigma^2}} \quad (3.12)$$

$$\sigma_i'(t) = \sigma_i(R) = \hat{\sigma}_i e^{-\frac{(t-t_i)^2}{2s_i^2}} \quad (3.13)$$

$$\sigma_i = \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_i'(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \hat{\sigma}_i e^{-\frac{(t-t_i)^2}{2s_i^2}} dt = \sqrt{2\pi} s_i \hat{\sigma}_i \quad (3.14)$$

其中， $\sigma_i(R)$ 為不同距離下的微分背向散射截面 (Differential Backscatter Cross-Section)、 $\hat{\sigma}_i$ 為 i 個數據集的振幅、 s_i 為 i 個數據集的標準差、 σ_i 為加入高斯散射因子後整個足跡範圍的總背向散射截面積。

根據上述公式，雷射發射能量呈現一維高斯分布、散射呈現二維的高斯分布，因此可推得瞬時之總發射能量、足跡分割對應瞬時發射的能量、分割點的高程等資訊，即可繪出以時間為函數的發射和接收波形。設航高為 1000m、雷射散射角 0.5 mrad、總能量為 2000W、使用 FWHM 為 5ns 之空載光達系統，在地表平坦、且無能量散失(即能量完全反射回接收器)下，所得到的回波即為發射之波形，見圖 3.9。

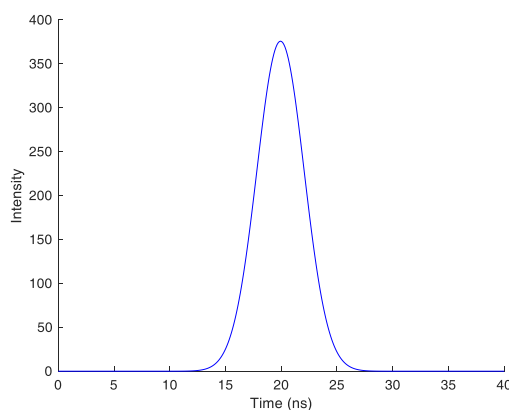


圖 3.9、在無能量散失且地表平坦下的回波

不同型號的儀器具有不同的波寬，其影響測距解析度。式(3.15)為半高全寬與標準差之間的轉換公式 (Renslow, 2012)，藉由得到的標準差代入高斯函數可繪出在總能量相同下，不同 FWHM 其發射波形的差異，見圖 3.10。

$$\sigma = \frac{FWHM}{2\sqrt{2\ln 2}} \quad (3.15)$$

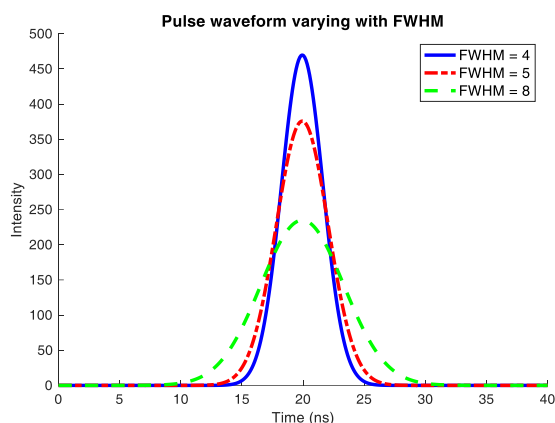


圖 3.10、不同半高全寬下波形的差異 (FWHM = 4, 5, 8)

3.2 觀測資料之波形改正

進行空載全波形光達外業量測後，儀器的型號與參數設定值為固定值，另可獲得全波形光達的完整紀錄資料(包含波形、三維點雲坐標、接收時間與入射角等)，與飛機搭載的 GPS 和 INS 系統所記錄的航線資訊(包含 GPS Time、三維坐標與姿態參數)，即可進行強度值的改正。本小節介紹研究使用之點雲內插與坡度計算方法，並假設地表符合蘭伯特表面散射的特性，利用目前得到的資料根據蘭伯特餘弦定理對波形進行入射角的改正，並且依據離地斜距進行距離改正，統稱為回波強度值的改正，本小節細部流程如圖 3.11。

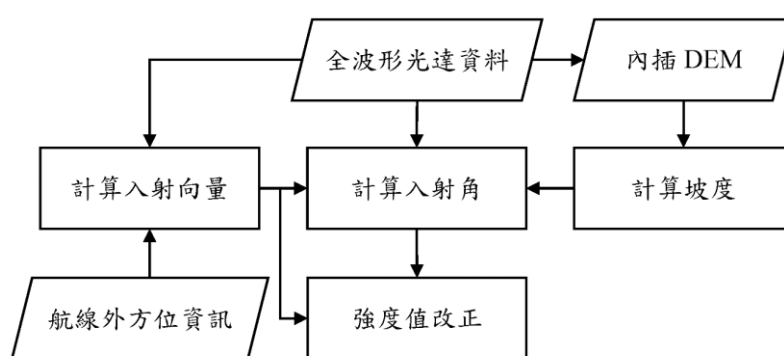


圖 3.11、回波強度值改正方法流程圖

3.2.1 點雲內插 DEM

空間數據的內插方法可以分為幾何方法、統計方法、空間統計方法、函數方法、隨機模擬方法等五種方法。幾何方法是最簡單且最有效率的方法，其優點為計算量

小、不須修改參數。若資料量密度大時，通常都可以達到不錯的成果，但無法進行誤差的計算，常見的方法有泰森多邊形、距離反比權重法（Inverse Distance Weighting, IDW）等。統計方法為假設數據之間有相關性，具有特定趨勢和週期，缺點是需要具有可代表地表面變化的取樣設計，常見的方法為多元回歸方法。空間統計方法與採樣點之間的相對距離相關，可克服誤差難以分析的問題，缺點為函數需要根據經驗決定，以克利金法（Kriging）為代表。隨機模擬方法可產生非唯一之結果，找尋較好的相關模型代表整體數據，與空間高度相關，缺點為計算量大，常用的方法有類神經網路（Neural Network）等（張宏、溫永寧、劉愛利，2006）。

因本研究之光達點雲密度非常高、遠大於欲內插之 DEM 的網格大小，且為了去除大範圍的地形效應，DEM 的網格尺寸約為 30~50 公尺左右為較適宜，若解析度過高則會導致去除過度細微的地表資訊。對於不同內插方法於不同地形內插之檢核統計成果，前人研究提出在裸露地類別的平地區域中，不同方法之內插誤差近乎完全相同（黃俊翔，2012），且本研究所使用之光達資料數據非常大量，因此本研究選擇計算簡單且省時的內插方法－距離反比權重法。

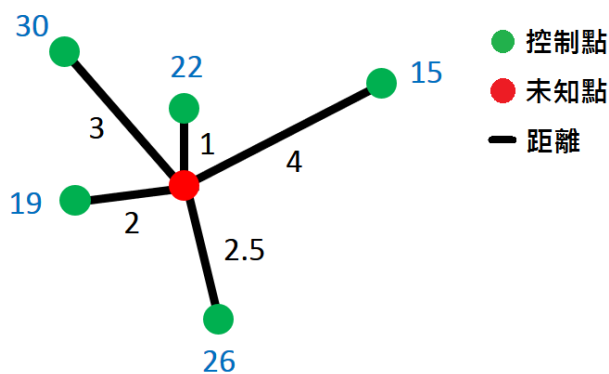


圖 3.12、距離反比權重法示意圖

距離反比權重內插法是一種局部內插的方法，其假設未知的點受到離它較近的控制點的影響程度比較遠的控制點還來的大，如圖 3.12，紅色的點為未知點、綠色的則為控制點；而影響的程度（即權重）以點之間的距離平方的倒數來表示，如式(3.16)、式(3.17)。式中， z_0 為未知點的估計值、 z_i 為控制點 i 的 z 值、 d_i 為控制點 i 與未知點的距離、 s 為在計算中用到的控制點數目、 K 為指定的冪次參數（張宏

等人，2006)。



$$z_0 = \frac{\sum_{i=1}^s z_i \frac{1}{d_i^K}}{\sum_{i=1}^s \frac{1}{d_i^K}} \quad (3.16)$$

$$d_i = \sqrt{(x_0 - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2} \quad (3.17)$$

本研究使用全部光達點雲數千萬筆資料之最後一個回波的坐標值進行 DEM 的內插，光達具有多重回波的特性，越晚接收到之資訊越接近地表面，得到 DEM 後便可進行後續的坡度計算。

3.2.2 地表面坡度計算

坡度為地表面上任一點的切平面與水平地面的夾角，為地表面上該點的傾斜程度，等於過該點的地表微分單元的法向量 n 與 z 軸的夾角，見圖 3.13，其公式為式(3.18)，但實際處理時常採用簡化的差分公式如式(3.19)。其中， $\partial H / \partial x$ 為 x 方向的高程變化量、 $\partial H / \partial y$ 為 y 方向的高程變化量，上述兩個變化量最常採用的方法為三階反距離平方加權差分法 (Third-order Finite Difference Weighted by Reciprocal of Squared Distance, 3FDWRSD)，對每個網格點都取 3×3 大小的核罩窗 (圖 3.14)，計算鄰近周圍 8 個網格高程值來得到中間網格的變化量 (Horn, 1981)，見式(3.20)、(3.21)，其中 Δx 與 Δy 為網格的 x 與 y 方向的大小。

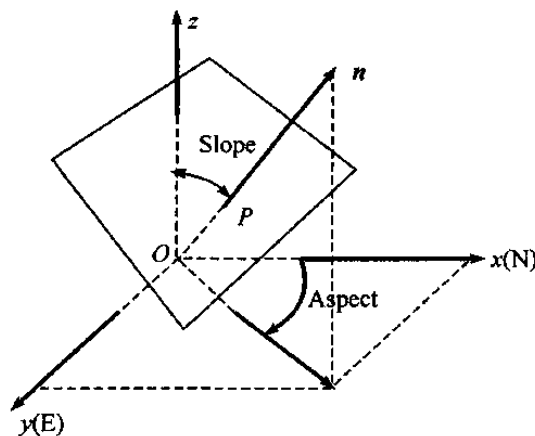


圖 3.13、地表單元坡度示意圖 (張宏等人，2006)



$$Slope = \arccos\left(\frac{z \cdot n}{|z| \cdot |n|}\right) \quad (3.18)$$

$$Slope = \arctan\left(\sqrt{\left(\frac{\partial H}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y}\right)^2}\right) \times \frac{180}{\pi} \quad (3.19)$$

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{(c + 2f + i) - (a + 2d + g)}{8 \times \Delta x} \quad (3.20)$$

$$\frac{\partial H}{\partial y} = \frac{(c + 2b + a) - (i + 2h + g)}{8 \times \Delta y} \quad (3.21)$$

<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>
<i>g</i>	<i>h</i>	<i>i</i>

圖 3.14、權重計算核單窗

地表面的坡度為地表面微分點的概念，地表上每一個點都有坡度，是地表曲面函數在東西與南北方向上的高程變化率，共有兩種表示方法：(1) 坡度 (Degree of Slope)：即水平面與地表面之間的夾角。(2) 坡度百分比 (Percent of Slope)：為高程變化量 (rise) 與水平變化量 (run) 之百分比數 (張宏等人，2006)；見圖 3.15。

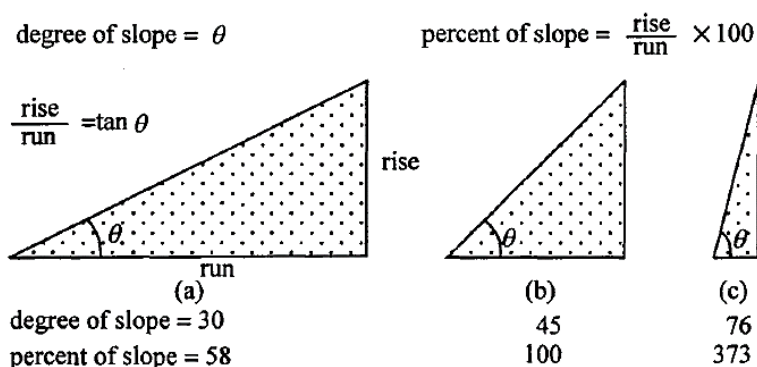


圖 3.15、兩種坡度表示方法 (張宏等人，2006)

藉由上述坡度的計算，可以得到整個測區的坡度值，藉由入射向量、坡度值可計算地表法向量與入射向量之間的夾角，即可進行強度值的改正。



3.2.3 回波強度值改正

由全波形光達的原理可以得知發射與接收公式（式(3.11)）會受到地面粗糙度的影響，導致接收到的回波能量強度值不相同；實際的表面漫反射是非常複雜的，較難以數學公式量化之，因此許多前人研究大多以蘭伯特表面模型（Lambertian Surface Model）作為基本地表反射率的入射角改正模式（Bretar *et al.*, 2009; Wagner *et al.*, 2006）。蘭伯特表面為一種理想的漫反射模型，即漫反射光的強度僅與光的入射方向和反射點處之表面法向夾角的餘弦成正比，如式(3.22)，稱為蘭伯特餘弦定理（Lambert's Cosine Law），因此入射方向與地表法向量之間的夾角為決定蘭伯特表面模型反射能量大小的關鍵，如圖 3.16。

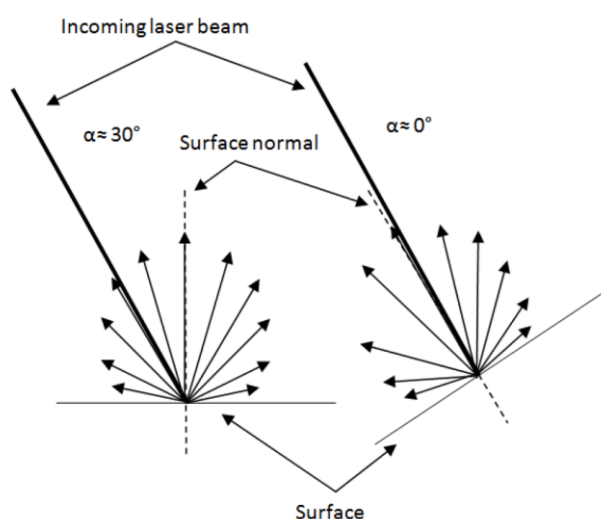


圖 3.16、蘭伯特表面散射與地形對入射角的影響（Vain & Kaasalainen, 2011）

$$I_{\theta} = I_0 \cos \theta \quad (3.22)$$

為了得到入射角的夾角，需有獲取光達資料時的航線外方位（Exterior Orientation）資訊，可利用光達資料中的全球定位系統時間（Global Positioning System Time, GPST）作為索引資料（如圖 3.17），對航線資訊內（圖 3.18 的 Time 資訊）同時間的感測器位置進行內插，再藉由感測器的外方位與光達點雲的三維坐標可以建構物空間的入射向量。接著，利用光達點雲最後回波的三維坐標內插 DEM 並計算每個像素的坡度值，再以點雲的三維坐標當作索引值，針對每個點進行 DEM



坡度值的獲取再搭配該點的入射向量，即可求出入射角，最後針對波形進行蘭伯特表面的入射角改正。

291091.475	2751388.785	148.300	4	346517.077622	16	80	3	3	3	4	2	3	3	3	3	3	3	3	6	14	24	33	36	31	22	14	7		
291091.326	2751388.301	148.343	4	346517.077625	16	80	2	2	3	1	1	2	3	4	3	2	2	2	3	4	6	11	19	26	29	25	19	1	
291091.188	2751387.829	148.298	4	346517.077628	16	80	3	5	4	3	3	4	4	4	3	2	2	3	3	4	8	12	16	15	13	9	5	4	
291091.648	2751390.702	148.268	4	346517.068071	16	80	1	2	2	3	2	2	2	2	1	0	0	1	1	4	6	10	14	15	13	9	7	5	4
291091.505	2751390.241	148.371	4	346517.068074	16	80	2	2	1	2	1	2	2	2	2	2	4	5	5	4	5	10	20	33	42	42	34	2	
291091.361	2751389.749	148.292	4	346517.068077	16	80	1	2	2	3	4	4	4	4	4	4	4	5	7	10	12	14	10	7	5	3	2	2	2
291091.212	2751389.252	148.282	4	346517.068080	16	80	2	1	2	2	2	1	1	1	1	1	2	1	3	7	16	27	38	41	37	26	15	7	
291091.077	2751388.804	148.303	4	346517.068083	16	80	2	2	3	3	3	3	2	3	3	3	4	4	4	5	8	16	26	36	40	37	27	1	
291090.926	2751388.300	148.297	4	346517.068085	16	80	3	3	2	2	1	2	2	2	2	2	3	3	5	9	15	23	27	26	20	13	8	5	
291091.632	2751393.174	148.295	4	346517.058518	16	80	3	3	3	4	4	4	3	2	2	2	3	7	19	38	59	70	68	53	34	18	8		
291091.492	2751392.710	148.308	4	346517.058521	16	80	2	2	1	1	2	3	3	2	1	1	2	2	3	5	9	20	36	48	49	39	26	1	
291091.362	2751392.263	148.241	4	346517.058524	16	80	3	3	1	2	1	1	2	3	5	5	4	4	4	8	15	22	26	24	19	12	7	4	
291091.221	2751391.795	148.249	4	346517.058526	16	80	1	1	2	4	4	4	3	2	2	2	2	4	6	9	10	9	8	7	5	4	3	3	2
291091.072	2751391.308	148.312	4	346517.058529	16	80	4	3	2	4	5	4	4	3	3	2	2	2	3	4	9	13	16	16	12	7	5	3	3

圖 3.17、全波形光達觀測檔案示例（紅框為 GPST）

Time[s]	Northing[m]	Easting[m]	Elevation[m]	Roll[deg]	Pitch[deg]	Yaw[deg]
350330.640000	2646805.537	302402.466	3818.350	2.521200000000	1.644800000000	294.880000000000
350330.644000	2646805.654	302402.286	3818.348	2.524000000000	1.643800000000	294.880000000000
350330.648000	2646805.770	302402.106	3818.345	2.526500000000	1.646300000000	294.880000000000
350330.652000	2646805.887	302401.926	3818.342	2.527400000000	1.651400000000	294.880000000000
350330.655000	2646806.004	302401.746	3818.339	2.525700000000	1.658600000000	294.880000000000
350330.659000	2646806.120	302401.566	3818.337	2.523200000000	1.665300000000	294.890000000000
350330.663000	2646806.237	302401.386	3818.334	2.521300000000	1.669400000000	294.890000000000
350330.667000	2646806.354	302401.206	3818.331	2.520600000000	1.670700000000	294.890000000000
350330.671000	2646806.470	302401.026	3818.328	2.521500000000	1.668600000000	294.890000000000
350330.675000	2646806.587	302400.846	3818.326	2.524200000000	1.663000000000	294.890000000000
350330.679000	2646806.703	302400.666	3818.323	2.527200000000	1.656100000000	294.890000000000
350330.683000	2646806.820	302400.486	3818.320	2.529300000000	1.649800000000	294.890000000000
350330.687000	2646806.937	302400.306	3818.317	2.530300000000	1.645300000000	294.890000000000

圖 3.18、空載光達航線軌跡檔案示例（紅框為軌跡時間）

距離改正則考慮了雷射傳遞過程中的能量耗損，與距離 R_i 平方成正比，又稱為 Spherical Loss，傳遞距離越長，則耗損越多、接收到的能量越小，如式(3.23)。若有多組航高，則需選定參考的距離，例如：若有 1000m、200m 和 500m 的航高，常選擇最小高度作為參考距離 R_{ref} (如 200m) (Vain *et al.*, 2009)。其餘之影響強度值因子的改正，如大氣改正若在範圍不大之區域，大氣的影響程度差異非常小，式(3.24)為大氣改正公式，其中 T 為大氣透過率 (Atmospheric Transmittance) 該參數包含了能見度、氣溫、濕度與氣溶膠濃度等天氣狀況，該值難以估計，僅能使用經驗值，因此本研究不引入大氣改正方法；能量的改正常用於在不同航線之儀器設定下所獲取之資料分析，如式(3.25)，而本研究所使用的資料皆為相同儀器設定下所獲得之資料，對於能量的改正無影響。整體而言，不考慮除了入射角改正與距離改正外之強度之改正方法，式(3.26)為本研究用於回波強度值改正之完整公式。



$$I_{Rcorr} = I_{obs} \frac{R_i^2}{R_{ref}^2} \quad (3.23)$$

$$\eta_{atm} = \frac{1}{T^2} \quad (3.24)$$

$$I_{Ecorr} = I_{obs} \frac{E_{Tref}}{E_{Tj}} \quad (3.25)$$

$$I_{corrected} = I_{original} \frac{R_i^2}{R_{ref}^2} \frac{1}{\cos \alpha} \quad (3.26)$$

其中， I_{obs} 為原始觀測之強度值、 I_{Rcorr} 為距離改正後之強度值、 R_i 為觀測之離地斜距、 R_{ref} 為參考距離、 η_{atm} 為大氣參數、 I_{Ecorr} 為能量改正後之強度值、 E_{Tref} 為參考能量、 E_{Tj} 為觀測能量、 $I_{corrected}$ 為應用距離與入射角改正後之強度值。

3.3 粗糙度分類與成果評估

本小節主要描述粗糙度區分的方法，利用波形匹配的方式找尋最接近觀測波形的波形模板，則分類為該粒徑大小，最後進行分類的成果與精度分析；粗糙度分類與精度分析方法流程見圖 3.19。

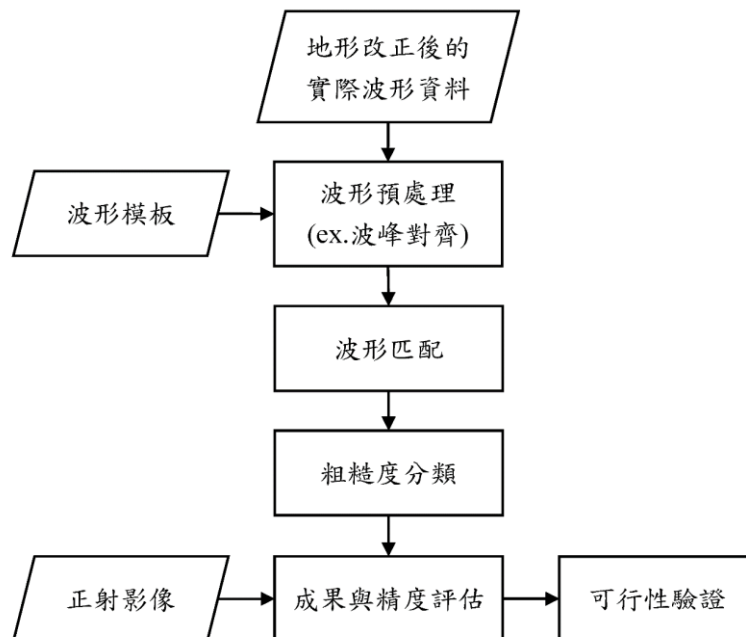


圖 3.19、粗糙度分類與精度分析方法流程圖



3.3.1 參考波形與回波之匹配

經過波形重建與地形改正後，本階段目前的資料有波形模板與地形改正後的觀測波形資料，而每個波形模板代表了在不同離地高下的不同粒徑大小，為了判別該點的觀測波形資料是屬於何種粒徑分布，因此須對波形進行匹配。然而，因為每個波形於感測器接收訊號的開始與結束時間皆不相同，而該時間並不具有時間或空間之意義，因此波形的波峰對齊是必要的前處理步驟。圖 3.20a 為兩組不同的波形，該波峰並未位於相同的地方，若直接進行匹配會造成嚴重的匹配錯誤問題，因此取兩波形之最大值（即波峰）進行對齊，但時間總長依舊維持不變，若有部分時間沒有強度值的情形發生，則全數補 0，如圖 3.20b，此波峰對齊步驟同時對所有觀測波形與波形模板進行處理。

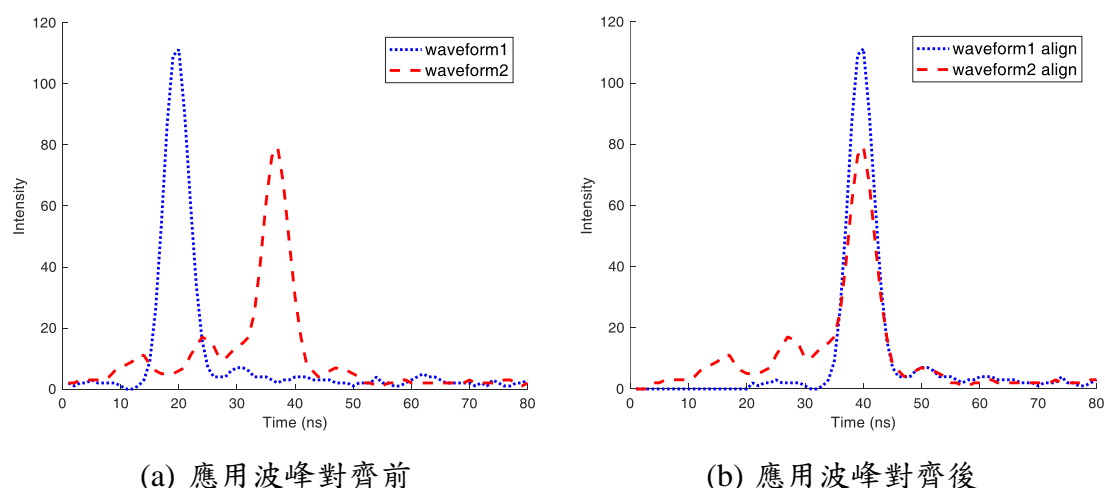


圖 3.20、波形之波峰對齊處理

波峰對齊後，即可進行波形匹配，本研究所使用的波形匹配方法為基於最小二乘條件，計算回波與多個不同粒徑的參考波形之間的殘差的平方和，如式(3.27)，殘差平方和越小則代表真實回波與該參考波形越相近，找出最小值即歸類為該粒徑尺寸類別。其中， SSE_g (Sum of Squared Errors) 為特定粒徑大小 g 的殘差平方和、 w_i 為波形紀錄長度為 n 的待分類資料、 $w_{g,i}$ 為波形紀錄長度為 n 、粒徑大小為 g 的標準參考波形。式(3.28)則是將計算與每個類別之間的相似度，並進行標準化，將特定粒徑大小 g 的殘差平方和除上全部粒徑的殘差平方和加總、再以 1 減去該值



並計算百分比，藉由此方法可以在統一標準下比較不同足跡的回波與全部參考波形之間的分類相似度，作為河床粗糙度分類的依據。

$$SSE_g = \sum_{i=1}^n (w_i - w_{g,i})^2 \quad (3.27)$$

$$v_g (\%) = \left(1 - \frac{SSE_g}{\sum_{j=1}^N SSE_j} \right) \times 100\% \quad (3.28)$$

3.3.2 成果分析與指標評估

由於本研究缺乏地真數據進行成果檢核，因此主要根據同時期之正射影像，依照灘地自然特性等河流性質分析成果是否合理，計算相關統計值並參照非同時期的公開報告書之河床質人工現地調查成果作為驗證數據之一。此外，測區範圍為整個流域、光達資料多，較難以直接進行分析，因此本研究採用固定距離將測區分區，進行粒徑尺寸之統計值的計算，如：平均值、標準差等，觀察每個區域的變化進行成果分析與討論。本研究分類後之粗糙度成果為一個足跡的分類成果，換言之是以一個足跡為單位，而現地調查之計算方式是以顆粒數為單位進行平均值的計算，因此須對足跡之粒徑尺寸進行加權分析。本研究之成果指標評估主要針對兩大主題：

1. 河床粗糙度之足跡分類情形與分類相似度的計算
2. 與水利署公開報告書之現地採樣點位之平均值進行加權計算比較

加權之方式考慮了實際足跡大小與粒徑尺寸之間的關係，以粒徑塞滿整個足跡為基準，根據兩者的面積賦予權重 W_i ，如式(3.29)，其權重為足跡直徑 D_L 的平方除上粒徑直徑 $D_{GS,i}$ 的平方；式(3.30)則為在加權情形下計算標準差 S_{Area} 之公式。

$$W_i = \frac{D_L^2}{D_{GS,i}^2} \quad i = 10, 20, \dots, 100 \quad (3.29)$$

$$S_{Area} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k W_i x_i - \left(\frac{\sum_{i=1}^k W_i x_i}{\sum_{i=1}^k W_i} \right)^2}{\sum_{i=1}^k W_i - 1}} \quad (3.30)$$

第四章 數值實驗成果與分析



本章節可分為解析實驗與觀測資料分析兩大部分。解析全波形光達首先測試研究方法中所提出的波形重建方式是否符合前人的研究論證，並比較不同參數設定的差異；接著，針對後續處理所需之模板進行地形模擬與波形重建，用於建立分類粗糙度的參考波形。第二部分則是進行觀測資料的改正與分類，驗證本研究所提出的方法於獲得河床粗糙度上的可行性。

4.1 不同地形模擬之波形重建與理論驗證

本小節分為兩小部分，分別為理論的驗證與波形模板的建立，由於波形重建需要基本參數的設定，如：離地高、發射波形的半高波寬、雷射散射角、掃描角、總能量與地表情形，前幾項皆可參考儀器設定與飛行規劃所得到的固定參數、而地表情形則是藉由模擬地形而獲得。

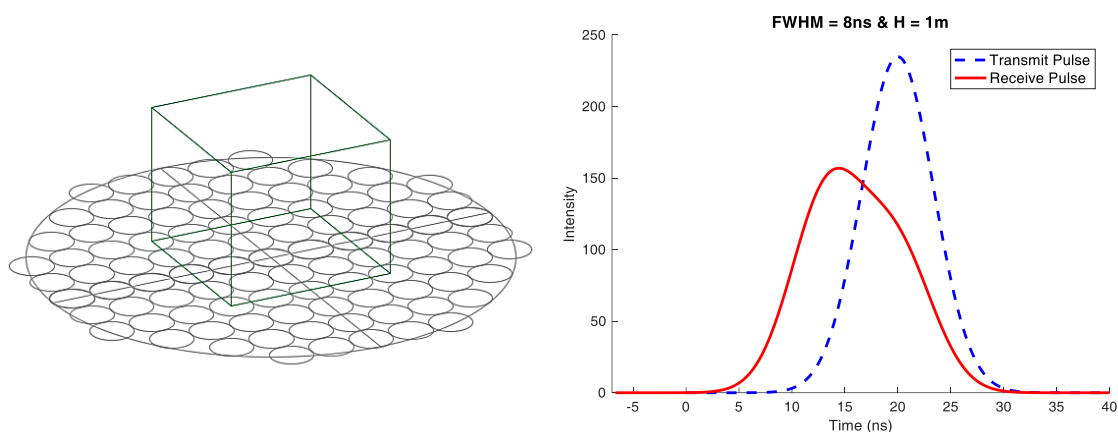
4.1.1 波形重建與理論驗證

為進行後續應用波形模板於河床粗糙度的分類的研究，需要得到已知粒徑大小的標準波形進行波形的匹配，因此地形模擬與波形的重建是必要的步驟。此小節藉由模擬不同地形來驗證重建後的波形是否符合前人的理論，並藉由此過程更加認識波形的形成，因此本研究實驗可分為四大部分：Case1 針對相同地表情形、不同發射波形的 FWHM 所得到的回波進行比較；Case2 則為比較不同坡度造成的波形差異；Case3 比較了不同物體個數、高度、分布於地表下所重建的波形差異，在同樣地表皆為平坦的情況下，其差異即為不同地表粗糙度的比較。除此之外，不僅對比了不同參數的差異，於上述幾個案例亦分析了加入地形效應後波形的變化，最後進行整體的探討。

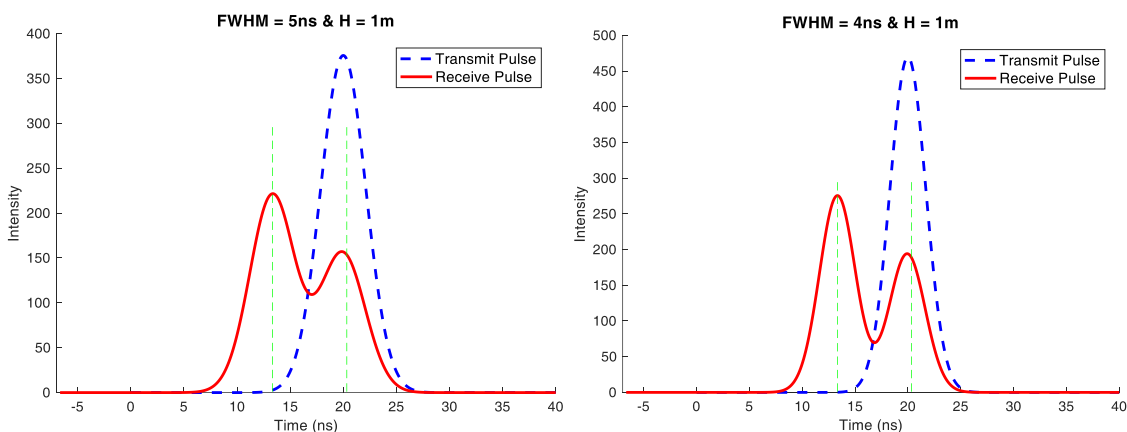


Case1 – 不同測距解析度的回波差異

Case1 比較了不同發射波的 FWHM 於相同地表下，產生的波形差異。採用了當 FWHM 為 8、5、4 的參數配置，分別代表了 Optech ALTM 系列、Leica ALS 系列和 Riegl LMS 系列的發射波，參照表 2.4；並對地表平坦且足跡中央放置一個物高為 1m 的長方體進行波形重建，圖 4.1 為波形重建的成果。



(a) 地表模擬示意圖（物體高度為 1m） (b) FWHM = 8ns（Optech ALTM 系列）



(c) FWHM = 5ns（Leica ALS 系列） (d) FWHM = 4ns（Riegl LMS 系列）

圖 4.1、不同測距解析度下重建的波形

由上述成果可知，發射波形的 FWHM 會影響回波的分離解析度，而根據 2.2.1 小節所述，當 FWHM 為 8ns 時，其測距解析度為 1.2m，由圖 4.1 (b) 可清楚看出當物體高為 1m 時，無法清出區分是否有兩個波形存在，而當 FWHM 為 5ns 和 4ns 時，可清楚看出兩回波的組成，FWHM 越小、波形解析度就越高。



Case2 – 不同地形坡度的回波差異

Case2 則為模擬不同坡度的地形，假若在理想狀態下，發射的能量與接收到的能量需相同，對坡度越大的地形，依照圖 2.12 (b)所示，其得到的波形相對於發射波應呈現較矮、寬的現象，即振幅較小、波寬較寬。為了驗證上述理論，本研究以 0 度開始每 10 度重建一個波形至 50 度止（一般地表的坡度應不會大於 50 度），藉由波形的模擬了解地表坡度對波形的影響；設定入射角為 0 度、發射波之波寬為 5ns、雷射散射角為 0.5mrad、總能量 2000W，重建波形的成果如圖 4.2、與發射波的差值見表 4.1。

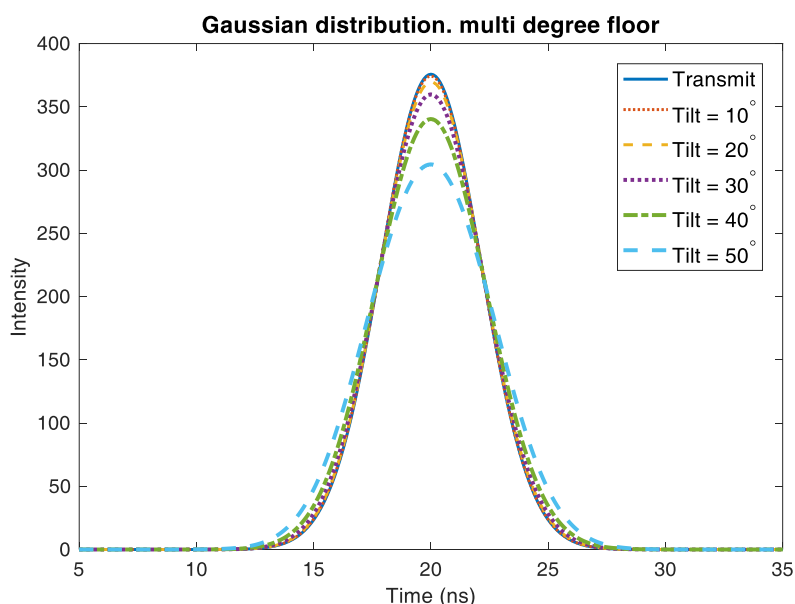
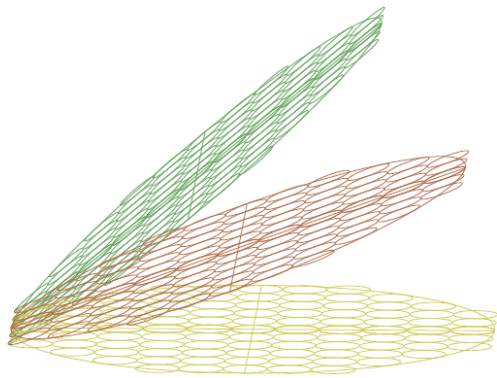


圖 4.2、不同地表坡度之重建波形成果

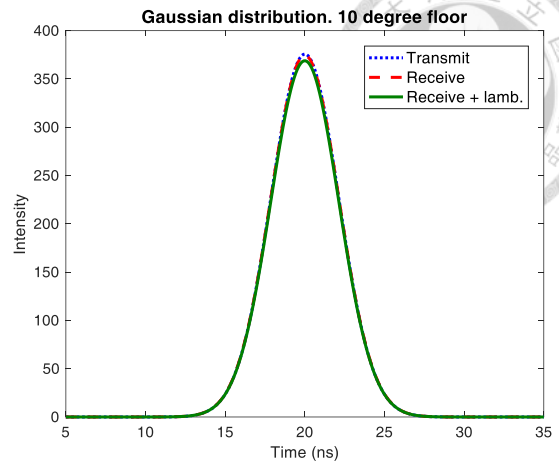
表 4.1、重建波形之波峰與發射波波峰的差值

坡度	0°/發射	10°	20°	30°	40°	50°
強度值	375.7749	374.3067	369.6572	359.8162	340.3194	304.4755
差值	0	1.4682	6.1177	15.9587	35.4555	71.2994

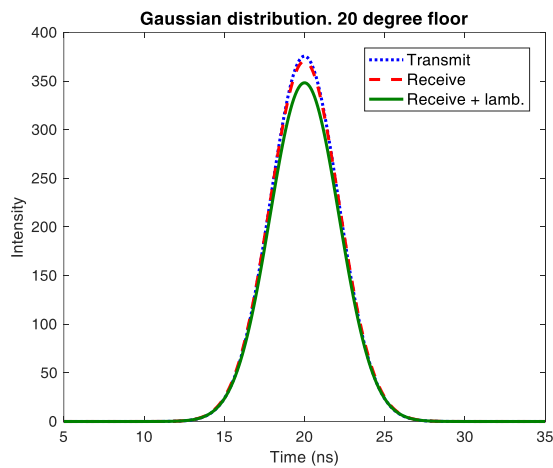
上述成果為理想成果，而現實所獲得之回波會受到地表面散射而有強度值的變動，因此根據研究方法所提出之步驟，視地表面為簡單的蘭伯特散射表面，回波的強度值與入射角的餘弦成正比，圖 4.3 為不同坡度加入蘭伯特散射特性後的波形示意圖。



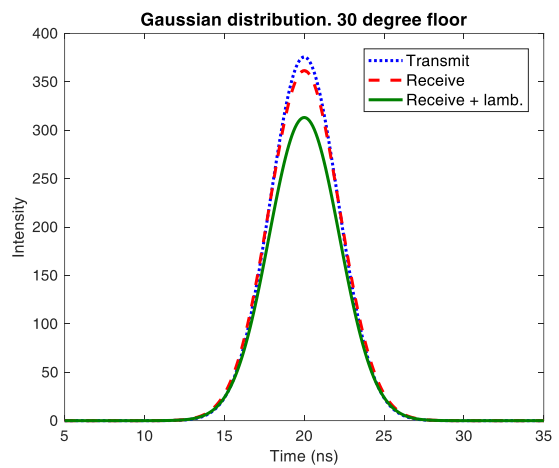
(a) 不同坡度地表示意圖



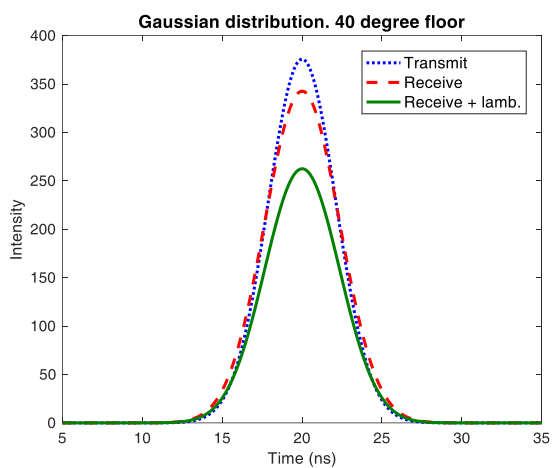
(b) 坡度為 10° 之波形



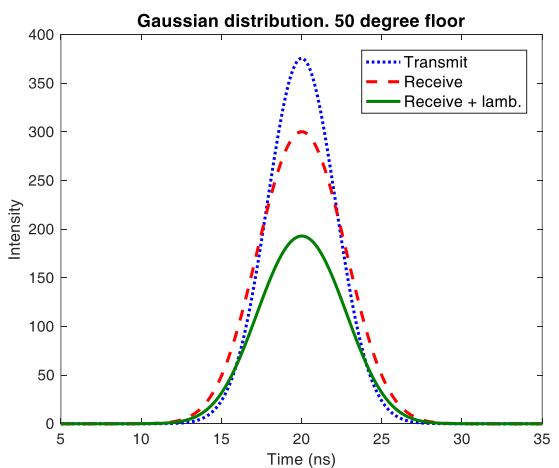
(c) 坡度為 20° 之波形



(d) 坡度為 30° 之波形



(e) 坡度為 40° 之波形



(f) 坡度為 50° 之波形

圖 4.3、發射波形、不同地表坡度與加入蘭伯特散射特性之比較

當入射角與坡度皆為 0° 、地表面平坦且能量無損失的情況下，接收到的波形

會與發射波形完全相同；而從上述成果可看出整體的成果趨勢與 2.2.2 小節的論述相同，且與 2.2.3 節所述互相印證：入射角（相對於坡度）大於 20 度之強度值會明顯下降，於坡度 20 度以下之強度值的變動可忽略，因一般接收到的回波雜訊約在 2~3 個強度值，而表 4.1 之坡度為 10° 的波峰與發射波的差值僅只有 1.4682，比因雜訊而造成的強度值變化還小。圖 4.3 則可清楚看出坡度越大則能量散失越多，故可知本實驗成果為合理且與圖 2.12 之情形相互符合。

Case3 – 不同地表的回波差異

第三部分則是模擬各種不同高低、物體個數與擺放位置，來分析回波波形的差異。本小節分成兩個比較組合，第一組為比較不同物體的擺放狀態與是否地表有傾斜造成波形上的差異程度，如圖 4.4、第二組則為比較不同物體大小、位置、高度等會造成的波形變化。

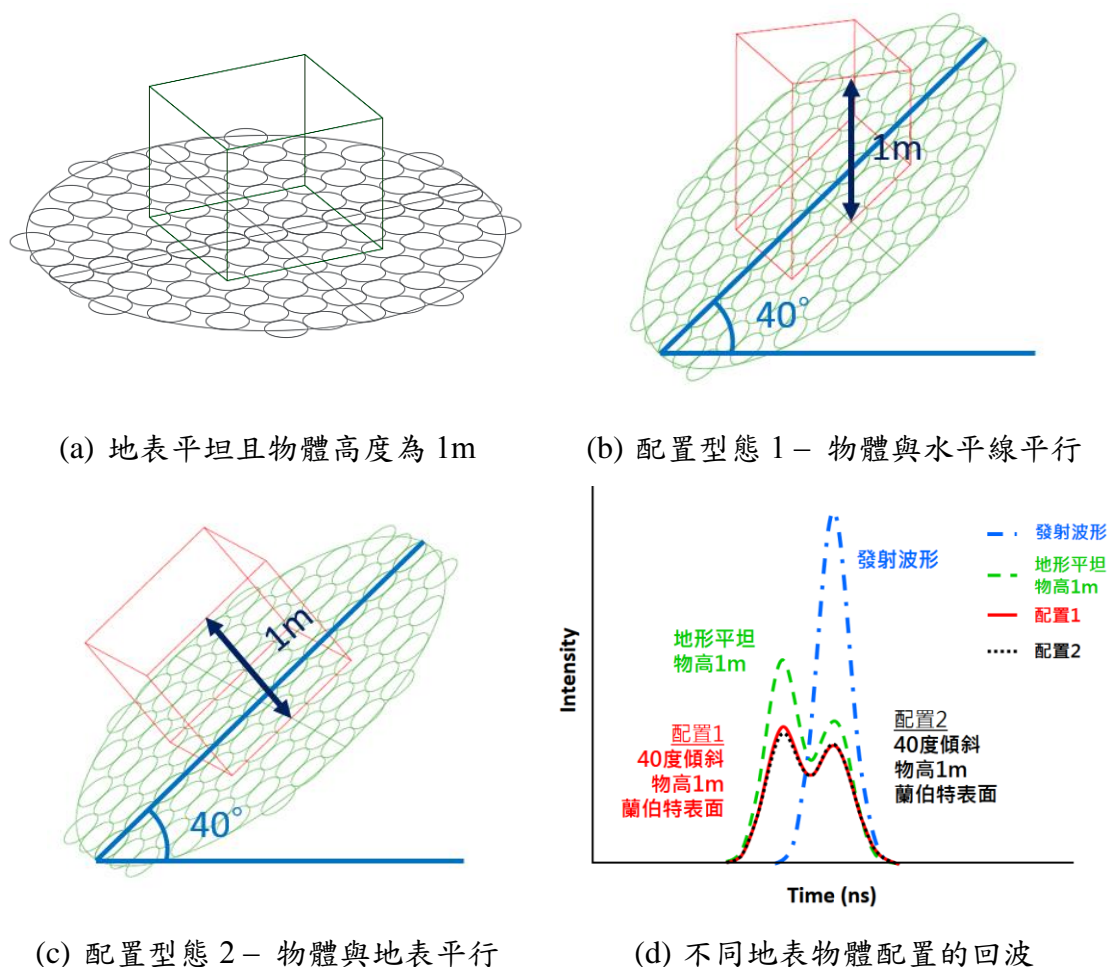
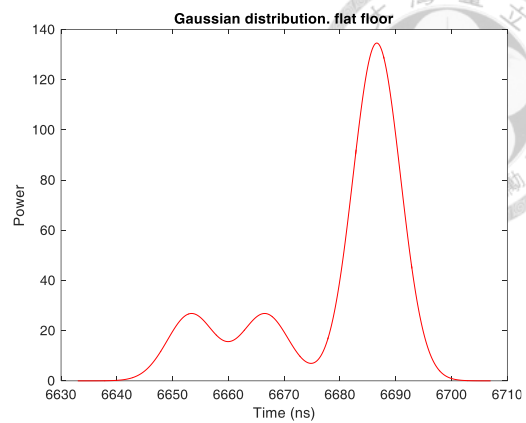
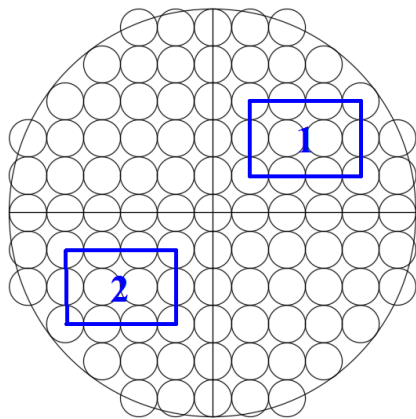
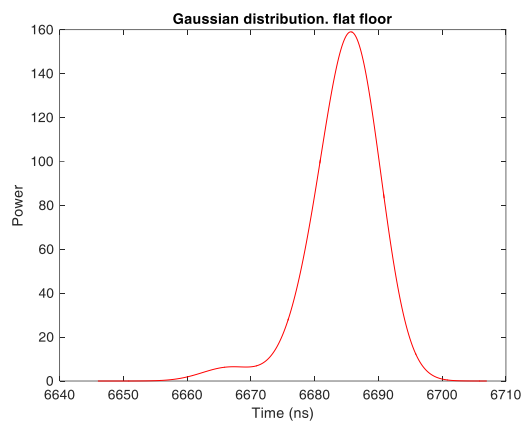
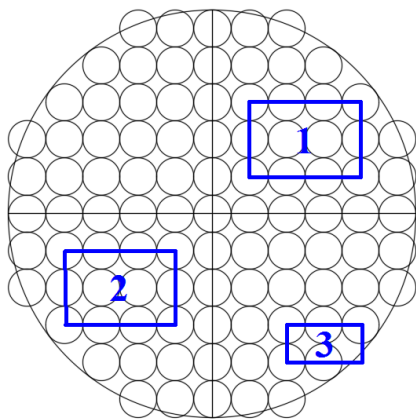


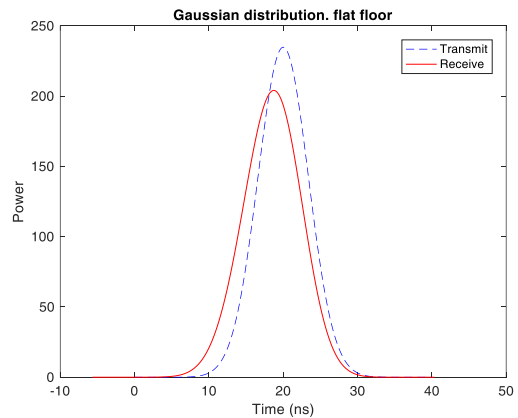
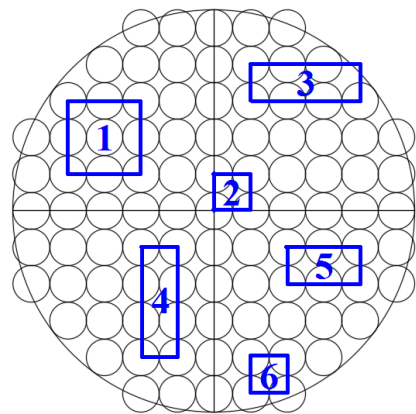
圖 4.4、不同物體擺放類型的回波重建成果比較



(a) 當區域(1, 2) = (5, 3)m 時重建的波形



(b) 當區域(1, 2, 3) = (1, 0.5, 3)m 時重建的波形



(c) 當區域(1, 2, 3, 4, 5, 6) = (0.8, 0.6, 0.4, 0.5, 0.2, 0.3)m 時重建的波形

圖 4.5、不同物體大小、位置、高度的回波差異

第一組之成果雖然同樣坡度、同物體高度在不同擺放方式下的波形有些微差異，然而該差異甚小、兩回波近似重疊，且足跡的範圍亦不大，因此可忽略該微小差異。第二組比較則是說明了物體的高度、個數、分布等會明顯影響回波波形，且圖 4.5 (c)可代表為表面粗糙度，其波寬較發射波形寬，與全波形光達的實驗特性相



同，因此可驗證本研究所提出的波形模擬方法具有一定程度的可靠性，可用來重建各種不同的模擬地表產生的回波。

4.1.2 波形模板的建立

根據研究方法所提出之參考波形的重建與波形模板的建立步驟，圖 4.6 為在波寬為 4ns、雷射散射角為 0.25mrad、離地斜距為 2000m 時，每 10cm 之粒徑差異所模擬的地形，粒徑的中心點為隨機產生，但設有限制條件：第一顆之中心點距足跡中心之水平距離需大於足跡與粒徑之半徑、第二顆為最靠近第一顆且兩者中心點距離大於粒徑直徑，依此類推。圖 4.7 為利用模擬的地形進行波形重建的成果，該成果為同一參數跑迴圈 10 次後之平均波形，且確保 10 次所產生出之參考波形之間的差異標準差不超過平均雜訊值（在此情形為 2），使重建的參考波形具有穩定性與準確性。

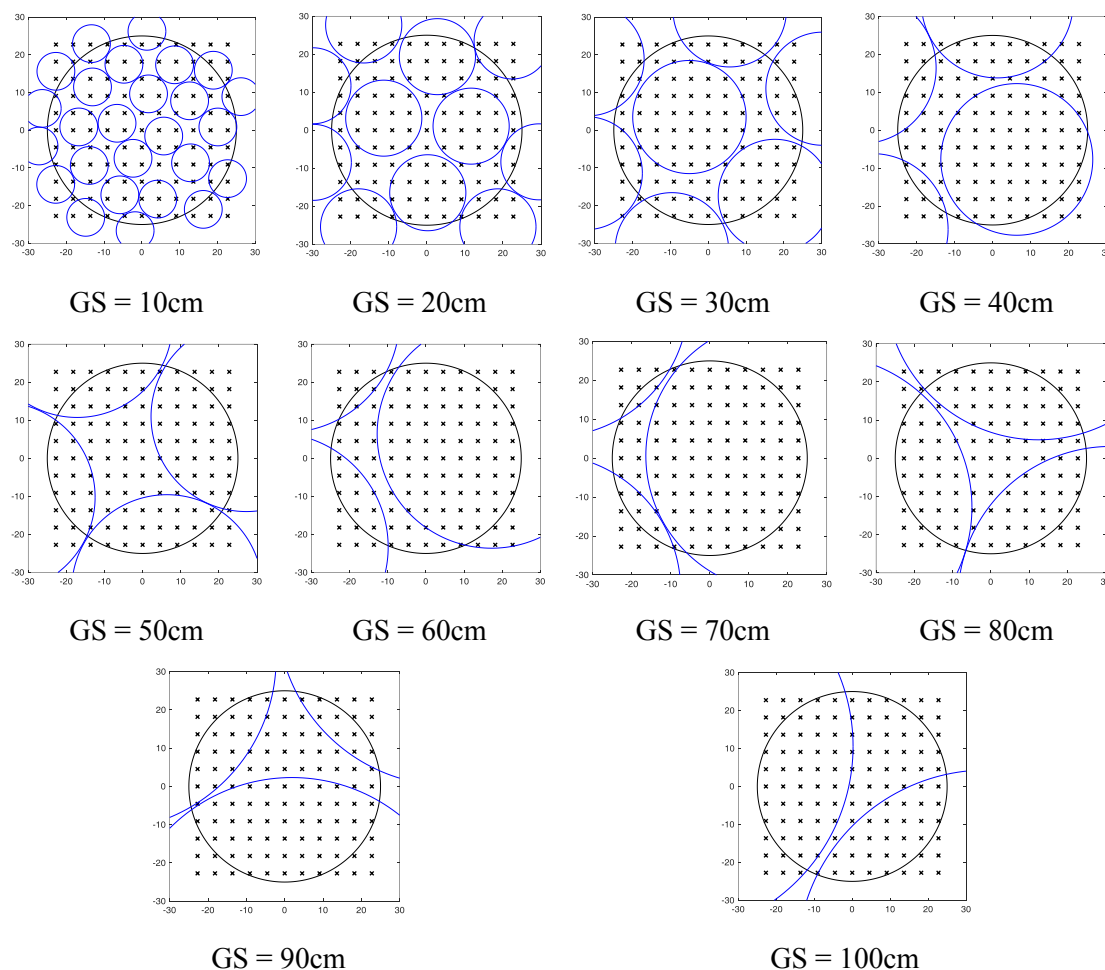


圖 4.6、不同粒徑平均分布於足跡內之地形模擬可視圖

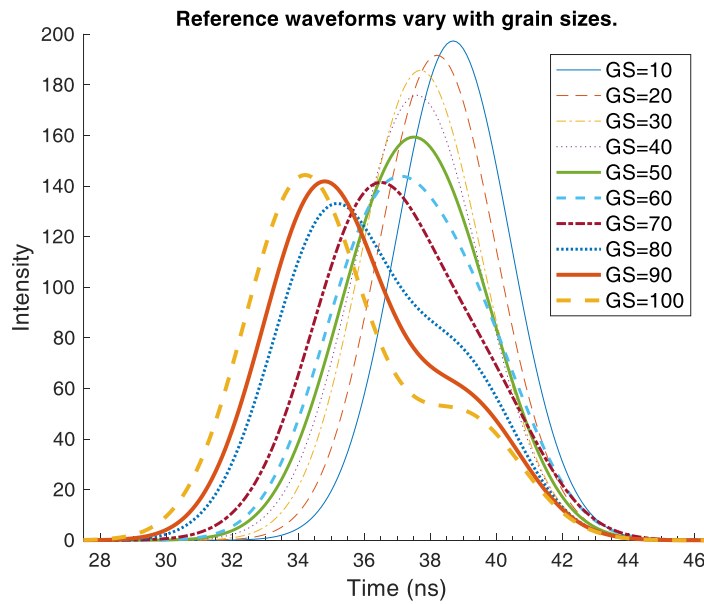


圖 4.7、根據地形模擬成果重建之波形示意圖

上述的一組離地高的波形重建成果，在本研究稱為一套波形模板。於參數的設定上，波寬與雷射散射角的值可由觀測資料所使用的儀器型號來獲得；而離地斜距為一組範圍值，能將測區內所有的離地斜距都包含在內，其間隔的距離可依照研究需求與測距解析度的限制自行設立。經過測試，本研究所採用的波形重建方式適用於粒徑為 10cm 至 120cm 之顆粒大小，小於 10cm 之粒徑近乎無差異、大於 120cm（即兩倍的測距解析度）會有波形變異性大於設定之標準差門檻值的情形產生。

觀察地形模擬之成果，大於一個足跡的粒徑（如 60cm~100cm）之分布在二維圖上看似相同，但其三維高程值會有差異，且重建的回波亦無兩條完全重疊的波形，可證明參考波形模板的可靠性。因此，該模板可作為後續波形匹配步驟所使用的標準參考波形（對應相同離地斜距）。

4.2 研究區域與資料介紹

本研究的區域為新北市三峡河（柑城橋至東眼橋）的河床，資料年份為 2017 年蒐集之數據，使用的全波形光達掃描系統為 Riegl LMS Q-780，該儀器的 FWHM 為 4ns、雷射散射角為 0.25mrad、航高約為 800~1600m。該資料包含了具有波形資料的 LAS 1.3 版本之光達資料、解析度為 25cm 之正射影像與飛行載具每隔一段時

間所紀錄之航線外方位資料檔。圖 4.8 為研究區域三峽河之資訊，包含其地理位置、正射影像與航帶資料。

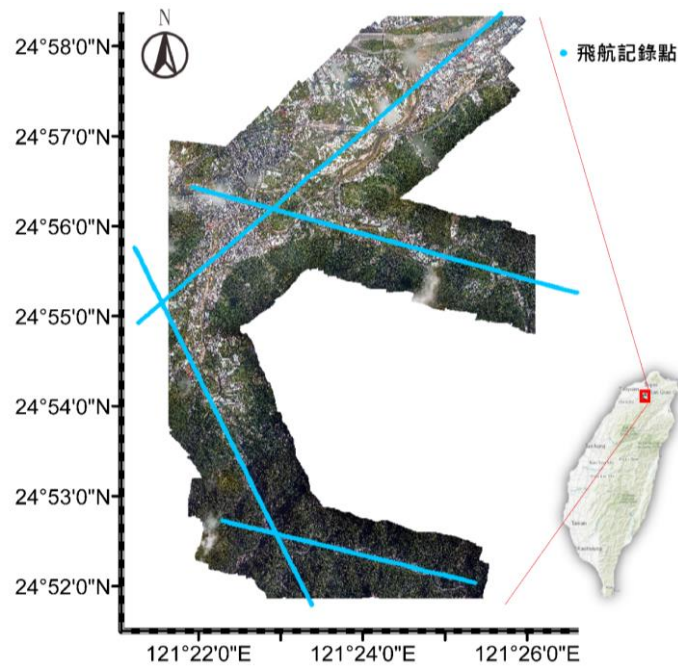


圖 4.8、三峽河之地理位置、正射影像與航帶資訊

將觀測資料參數作為建立波形模板之參考，斜距之值必會大於離地高，因此應用於本資料之離地斜距設定為 500~2000 公尺；觀察觀測資料，波形強度值的雜訊約落在 1.5~2 個強度值，而藉由測試，當航高差距為 10m 時，其波峰強度值差異約為 2，因此採用 10m 間隔是能夠辨別出雜訊或是地表面造成的波形差異。且因全波形光達取樣間隔為 1ns，來回可辨別出來的距離為 $0.5 \times 10^{-9} \times 3 \times 10^8$ m，即可辨別出 7.5~15cm 的距離，因此取 10cm 作為粒徑差距分級。最後以每 10 公尺建立一套波形模板，會有 151 組離地斜距值、每個離地斜距皆有 10 種粒徑大小的波形，應用於本研究之波形模板總共有 1510 組標準參考波形。

4.3 強度值改正成果與綜合比較

強度值會受到許多因子影響而造成變化，而本研究主要針對入射角與距離進行回波強度值的改正。其中，入射角的改正需有坡度資訊，因此本節步驟分為兩部分：第一部分為利用點雲三維坐標內插，並計算每個像素的坡度值；第二部分為進行回波的改正並分析改正成果。



4.3.1 點雲內插與坡度圖建立

光達於同一個發射波會記錄多個回波資訊，會有多個三維點位資料，而本研究其中一個改正步驟為地形效應的去除，因此選取最後紀錄之回波點雲坐標作為地表面之資訊，進行點雲內插 DEM、並由 DEM 計算坡度，即可進行地形的改正。內插解析度的決定需考慮使用的目的，而本研究需進行大範圍的地形改正，若解析度太高，其提供的資訊為地表面上的變化，會造成改正過細的現象；而若解析度太低，則地表變化會過度平滑，無法有效代表實際情形；因此以 30m 為內插之解析度最為適當。

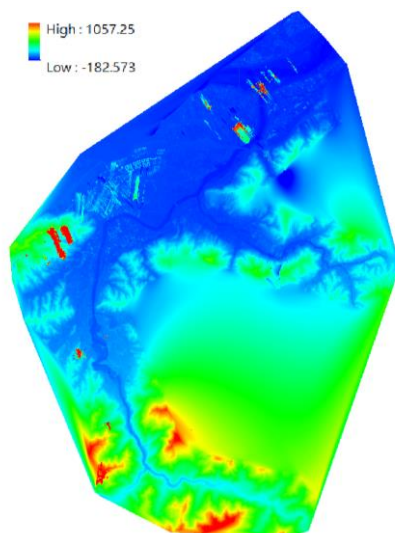


圖 4.9、點雲內插 DEM 之成果圖

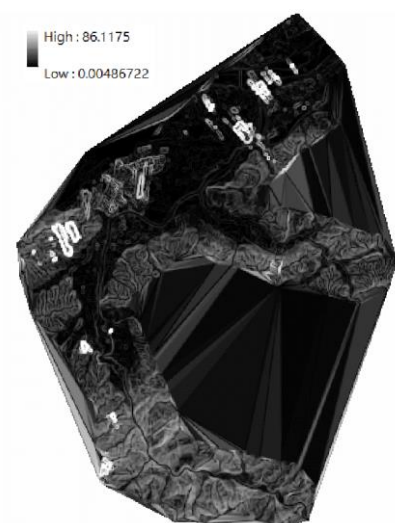


圖 4.10、利用 DEM 計算坡度之成果圖

圖 4.9 為點雲內插 DEM 的成果，而圖上可看出有一些錯誤的雜訊點，推論為因河川水面的反射等影響而造成錯誤，且在此假設光達的穿透力足以穿透到達地表，若穿透力不佳，取最後回波的坐標時亦會造成此現象；由於未嚴重影響河床的區域，因此未特別人工去除。圖的下方為河流上游、上方為河流的下游，上游的河床高程值約為 150m、下游的河床高程值約為 30m。圖 4.10 為利用圖 4.9 進行坡度計算得到的成果，若僅觀察河床區域，其值約介在 0° 到 10° 之間，為合理的坡度值供後續使用。

4.3.2 入射角與距離改正

改正的目的是為了去除一些系統性的誤差、還原最原始的回波狀態，本實驗採用之入射角（地形）改正方法為應用蘭伯特餘弦定理、距離改正則為設定參考之離地斜距，因此需要有入射角度、參考離地高與離地斜距等參數。圖 4.11 至圖 4.14 為同一條回波套用不同的改正得到的成果示意圖，主要針對：(1)只有進行入射角改正、(2)只有進行距離改正、(3)入射角和距離皆改正等三種改正方案進行討論。

而該條回波的點位參數如下：

- 掃描角： 25.052°
- 入射角： 20.876°
- 坡度： 4.1760°
- 離地斜距：1238.514m
- 點位高程：95.185m
- 參考離地高：830m
- 瞬時航高：1217.188m

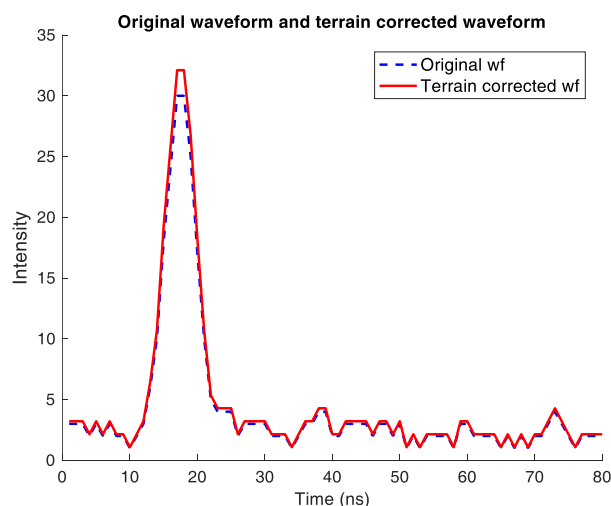


圖 4.11、入射角（地形）改正後之波形與原始波形比較圖

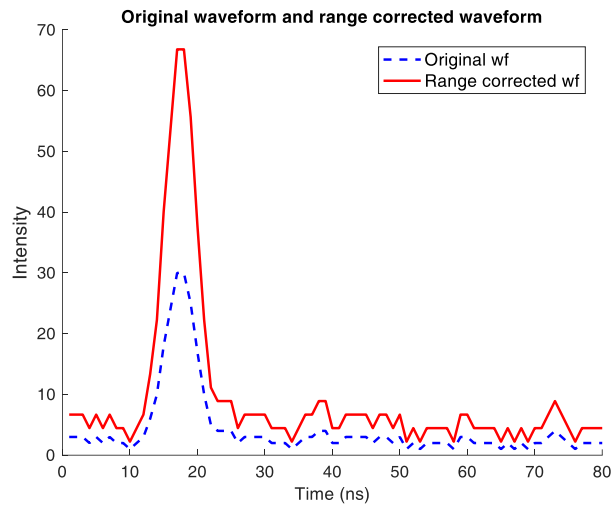


圖 4.12、距離改正後之波形與原始波形比較圖

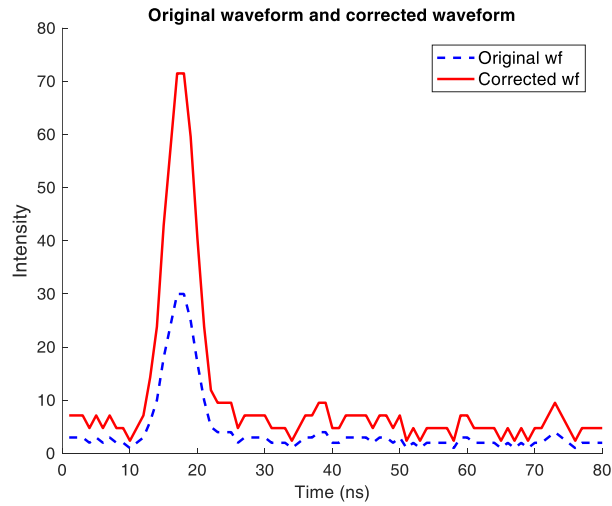


圖 4.13、入射角和距離改正後之波形與原始波形比較圖

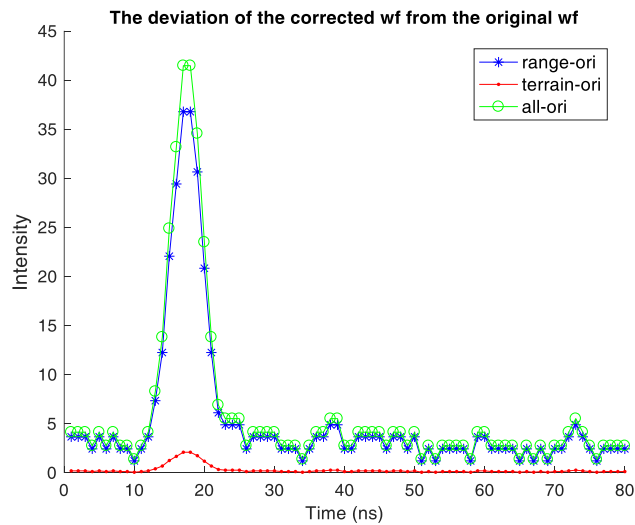


圖 4.14、三種改正組合與原始波形的差值

由上述的改正範例示意圖，地表面的散射影響會造成能量的散失，藉由改正可依照改正模型將其散失的能量值加回，因此改正後之回波的強度值會大於原始的回波，距離改正亦是如此。觀察改正的成果，入射角 20.876° 對於入射角改正的幅度不大，最大僅有約 2 個單位強度值的差異，如圖 4.11；而離地斜距 1238.514m 相對於參考的離地高 830m 具有大幅度的改正效果，如圖 4.12。若將兩者的改正皆應用於回波上，則可消除大部分的系統性誤差，如圖 4.13、圖 4.14，可提高分類的正確率、使成果更符合實際情形。

4.4 粗糙度分類成果與指標評估

有了參考波形、且觀測到的回波也已經經過改正，藉由這兩組資料即可進行粗糙度的分類，因此本節主要針對：(1) 波形匹配的成果；(2) 區域分割與指標評估等兩大部分進行分析。

4.4.1 波形匹配成果與分析

經過波形對齊等預處理的步驟之後，藉由計算參考波形和改正後的回波之間的 SSE 值，即可決定該筆資料的類別，圖 4.15 為改正後的回波與十種不同粒徑之參考波形比較示意圖，本研究原始的回波紀錄長度為 80ns，該圖為局部放大圖。表 4.2 為計算回波與參考波形之間的統計值成果。

表 4.2、改正後的回波與十種不同粒徑大小之參考波形的統計值

粒徑(cm)	10	20	30	40	50
v_g	41.9%	74.9%	81.1%	80.9%	71.5%
粒徑(cm)	60	70	80	90	100
v_g	91.0%	87.4%	93.0%	89.1%	61.4%

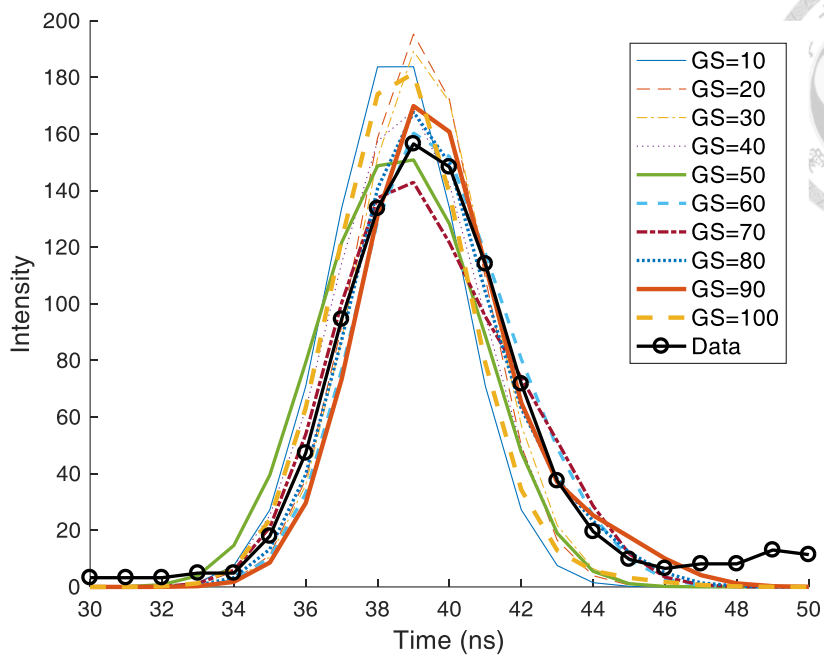


圖 4.15、改正後的回波與十種不同粒徑之參考波形比較示意圖（局部放大圖）

觀察圖 4.15 之成果，雖然已進行波形對齊的步驟，但於若進行波形擬合該波峰並非位於同樣位置，會造成該現象是因為波形的資料為每 1ns 紀錄一筆，本研究的對齊方式為使用最大值進行對齊，因此會有 0.5ns 以下的對齊差距，差距非常小因此可忽略此差異。

表 4.2 計算了殘差平方和之 SSE 值，再藉由 SSE 值計算類別相似性 v_g ，將殘差平方和對整條河流進行標準化計算，並將其值固定在 0 至 100 之間，做為分類的相似度，類別相似性越大，則越跟比較的參考波形相近，即可分類為該類別。在此筆資料成果， v_g 指標顯示將資料分類為粒徑大小為 80cm 的類別、分類相似度達到 93.0%，藉由該值可以用於後續的區域分析與分類指標評估之計算。

上述的比較都是使用一條回波作為範例進行討論，然而本研究欲得到三峽河流域之分類成果，因此先將河流區域切出以減少資料處理量，並且將上述方法套用至全部河床上之全波形光達數據，最終的河床粗糙度分類成果如圖 4.16 所示。

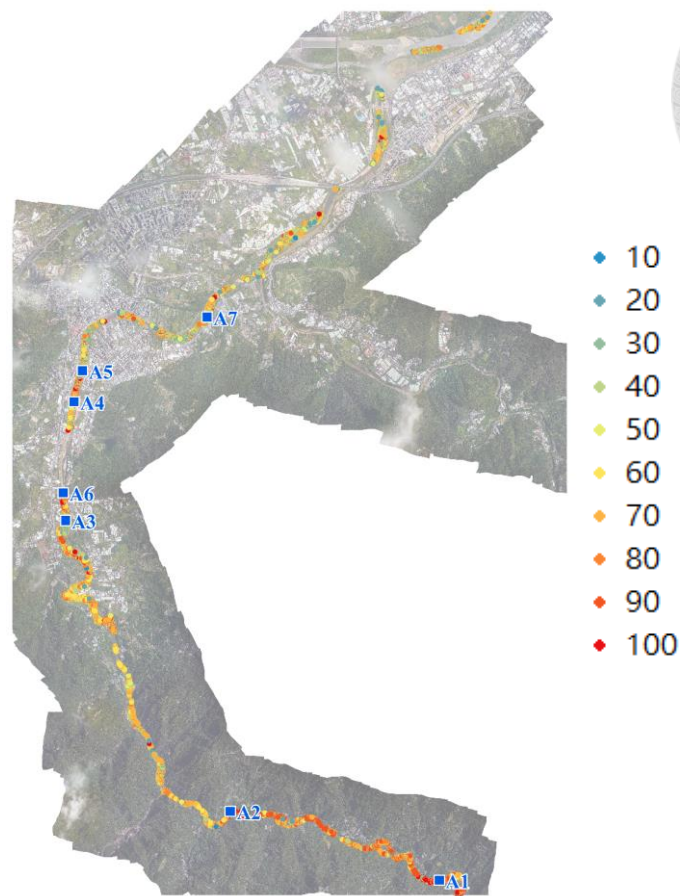


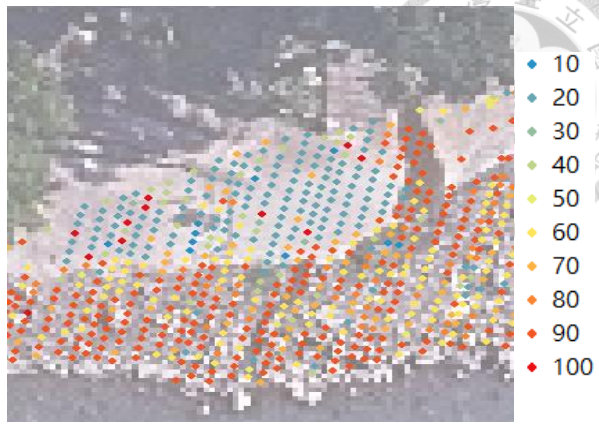
圖 4.16、三峽河流域之河床粗糙度分類成果圖

由於區域範圍太大，南北縱長約 12.07km、東西方向約 7.59km，從圖 4.16 的整體成果圖中難以看出趨勢，其中編號 A1 至 A7 為區域一到區域七之位置，以下針對兩大特性進行河川水理特性分析，分別為：(1) 粒徑與周圍環境之間的關係、(2) 自然灘地的規則性。

本研究之三峽河全波形光達資料其足跡直徑約為 27.5cm，若足跡內的粒徑小於足跡的大小，則整體的粗糙度會反映在回波上；然而若足跡內的粒徑大於足跡的尺寸，則回波會顯示該涵蓋範圍內的地表趨勢，觀察周圍多個足跡即可看出地表面情形。由於本研究獲得的成果解析度較高，因此沒有適合的地真資料供全面檢核使用，主要依據 25cm 解析度之正射影像進行肉眼檢核，觀察成果是否符合河床的特性。圖 4.17 為區域一到區域三之河床粗糙度分類的成果，粒徑由小至大的顏色分布設定為由藍到紅。



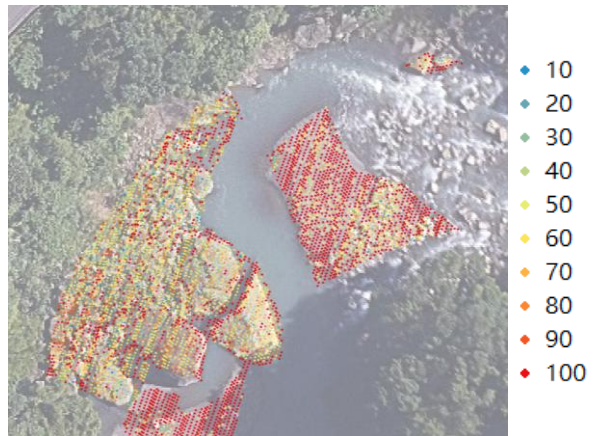
(a) 區域一之正射影像



(b) 區域一之分類成果



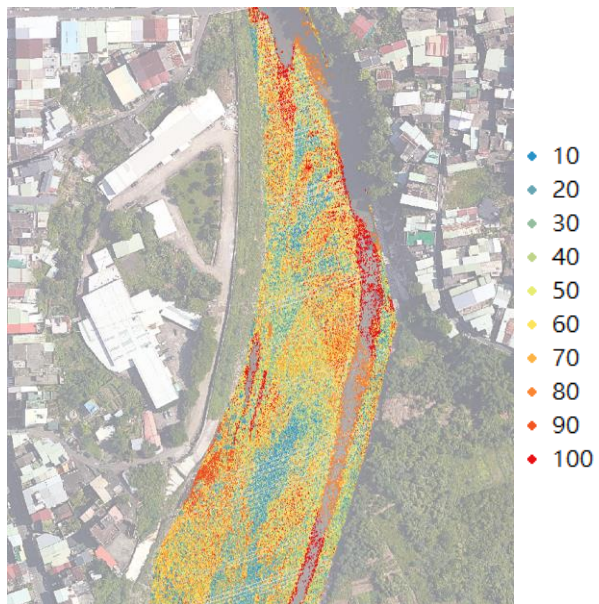
(c) 區域二之正射影像



(d) 區域二之分類成果



(e) 區域三之正射影像



(f) 區域三之分類成果

圖 4.17、三個部分區域之河床粗糙度分類成果圖

由於影像的解析度亦不高，難以用以檢核一個足跡內的資訊，但可以藉由周圍環境粗糙度的變化判斷成果是否合理。圖 4.17 三個測區的成果可以明顯看出分類成果呈現規律的趨勢，區域一有一塊較大的平坦的平台，粗糙度分類的成果也顯示為最小粒徑的類別，也就是足跡內的地表變化近乎無變化；而對於平坦外的河床部分，由影像上就可看出粒徑變化非常大，有不少的巨礫分布在上面，而粗糙度的分類成果亦呈現一個足跡內具有較大粒徑之趨勢。區域二則位於上游地區，巨石數量非常多，且都為足跡大小的 10 倍以上，由分類成果可以看出對於巨石中央的部分，因其表面的起伏相對於巨石的尺寸差異非常大，對於足跡可視為近乎平坦的表面，而巨石的邊緣容易會有明顯的高低差，因此會被判斷為具有較大粒徑的存在。區域三是位於下游區域，於正射影像就已經可以明顯看出粒徑尺寸上的差異，可辨識整個邊灘的紋理變化情形，而分類的成果亦符合影像上的分布。因此可藉由分類成果看出粒徑與周圍環境之間的關係，且與正射影像相互符合，可證明成果之可靠性。

對於自然灘地上之河床質，其粒徑分佈是具有規則性的，具有以下兩種趨勢（水利規劃試驗所，2007）：

1. 邊灘上河床質粒徑的分佈與深槽之距離有相關性，接近深槽處之粒徑通常大於離深槽較遠處之粒徑。
2. 砂洲上游端、兩側之粒徑通常大於砂洲中央、下游端之粒徑。

因此後續主要針對上述兩種特性進行成果之分析，圖 4.18 為順直（微彎）型河流深槽與邊灘示意圖。

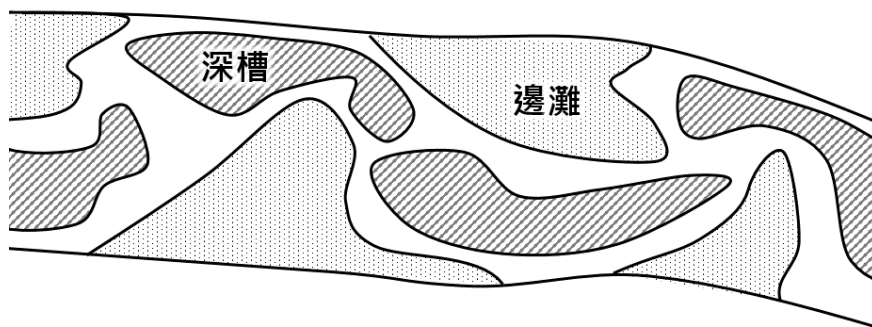


圖 4.18、順直（微彎）型河流深槽與邊灘示意圖

三峽河之下游屬於順直（微彎）型河段，河道平面保持順直或是略有彎曲，兩岸具有犬牙交錯的深槽和邊灘分佈，在洪水時，邊灘會被淹沒，河道較為順直、於低水位時河床仍然為彎曲型態（李廣賀，1998）。根據自然灘地之現象，接近深槽處之粒徑通常大於離深槽較遠處之粒徑，由圖 4.19 與圖 4.20 之成果可以看出越接近河床水面處之粒徑較大，呈現紅橘色點，而越遠離水面、越靠近河岸之分類顏色越接近藍綠色，則表示粒徑越小，證明了本研究的分類成果是符合自然灘地的邊灘粒徑分佈的特性。

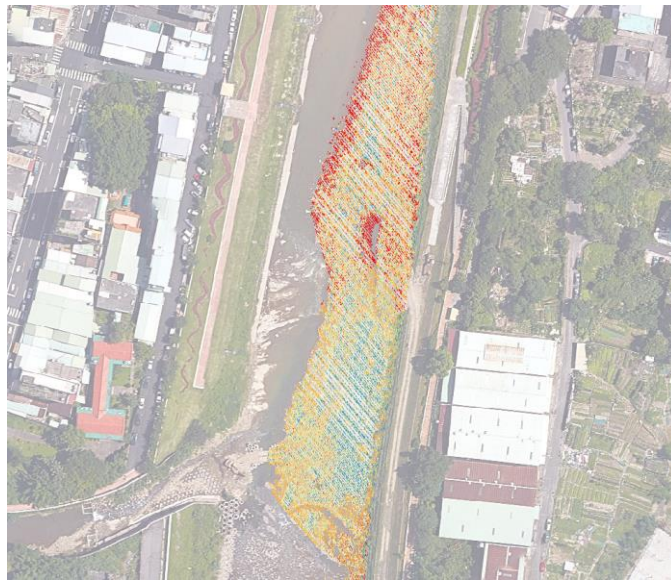


圖 4.19、區域四之河床粗糙度分類成果

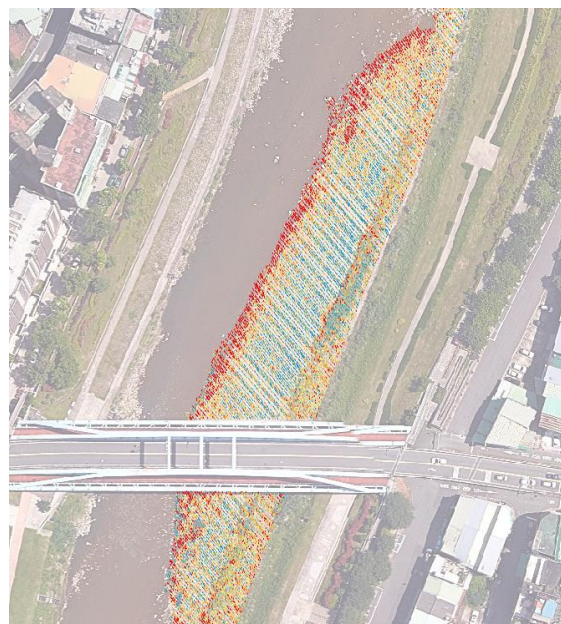


圖 4.20、區域五之河床粗糙度分類成果

另一個自然灘地的特性為針對砂洲的粒徑分佈進行分析，在此所講的砂洲又稱為江心洲，為只有豐水期才會被淹沒的泥沙堆積體，見圖 4.21。由於江心洲的上游端會被不斷的沖刷，而慢慢地將較為細小之石頭往下游端帶，再藉由環流作用下，會不斷的淤積延伸（李廣賀，1998），因而造成砂洲上游端與兩側之粒徑通常大於砂洲中央與下游端之粒徑的特性。由圖 4.22、圖 4.23 的成果亦可看出此現象，圖的下方皆為上游端的方向，該區域的粗糙度分類成果確實較中央、下游端來得粗糙、砂洲兩側的粒徑大小亦較中間來得大，由此可知本成果亦符合自然灘地的第二個特性。而成果圖中具有一條條紋理分布情形是因為本研究所使用的儀器掃描模式為 Rotating Polygon，為條帶式掃描所造成的正常紋理現象。

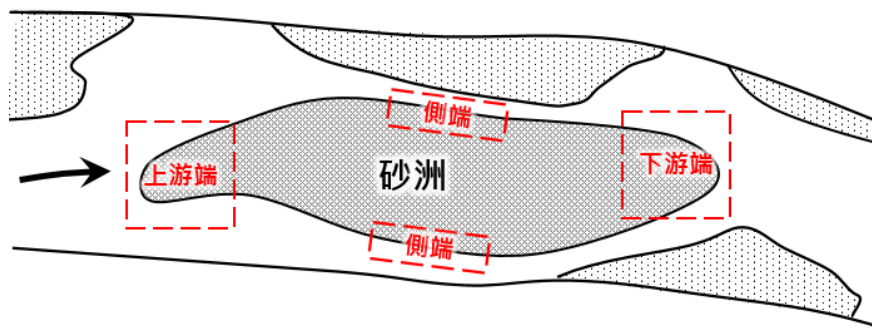


圖 4.21、順直（微彎）型河流砂洲示意圖

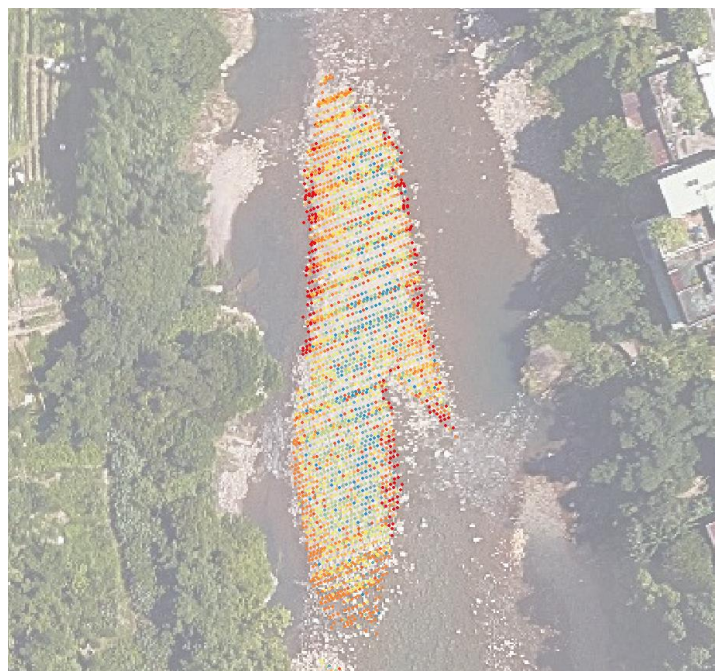


圖 4.22、區域六之河床粗糙度分類成果

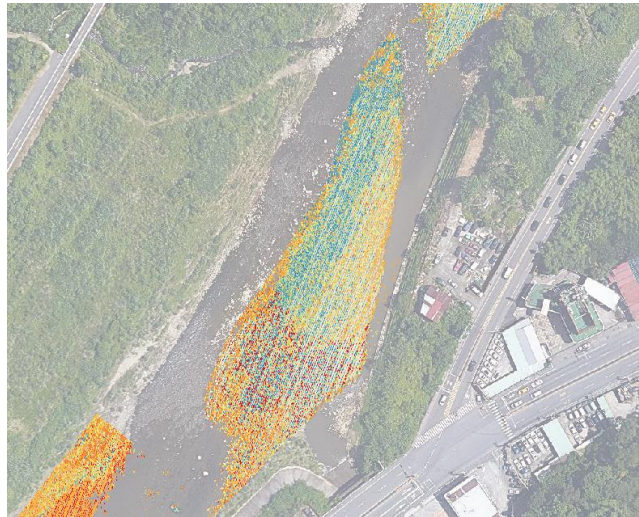


圖 4.23、區域七之河床粗糙度分類成果

藉由上述正射影像的檢核方式，皆可顯示此分類成果具有相關性，除了可由肉眼進行觀察外，亦可透過量化之數據進行分析。

4.4.2 區域分割與成果指標評估

因全波形光達之資料非常密集，較難以直接進行分析，因此本研究由上游開始，沿著河床區域每 1000m (1km) 將河流分成多個區域，共可分為 18 區，分割區域的示意圖如圖 4.24，從上游到下游之區域編號為 1~18 區，後續主要以此分區進行成果的分析與比較。

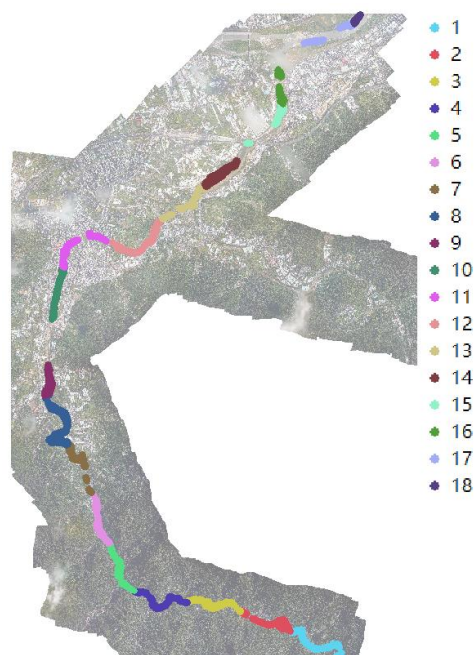


圖 4.24、三峡河每 1000m 分割區域示意圖

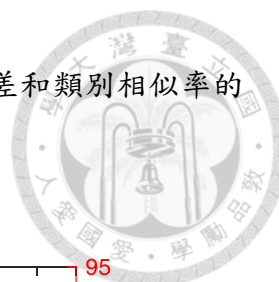


圖 4.25 為根據分割之區域計算足跡的平均粒徑大小、標準差和類別相似率的平均值，進行每個區域的比較與成果評估。

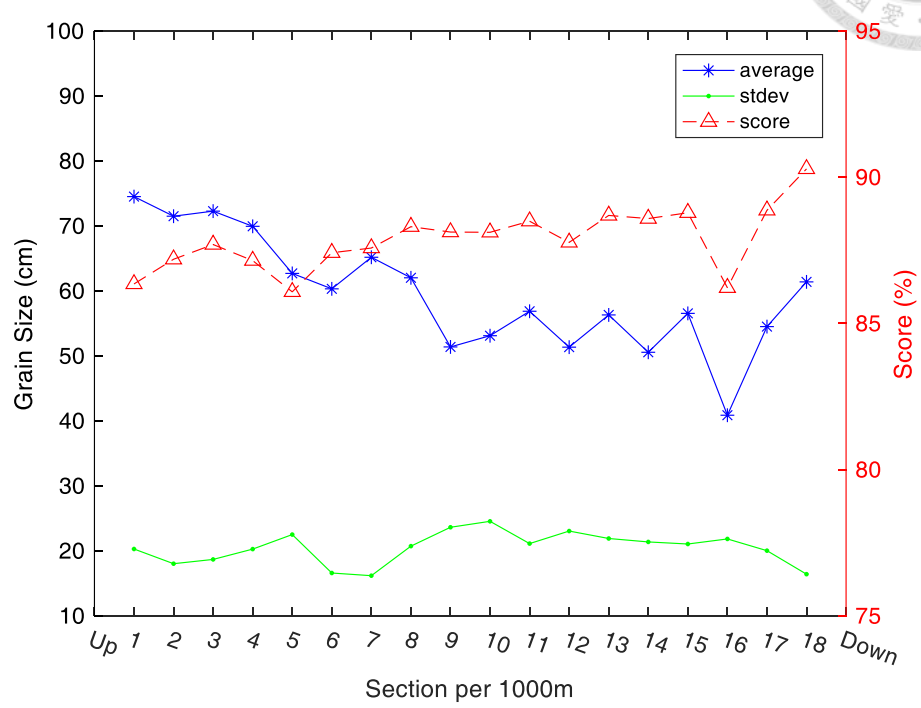


圖 4.25、分割區域的分類成果統計值折線圖

觀察統計值成果，整體平均粒徑偏大，約落在直徑 40 至 80 公分之間，標準差則代表該區域的變異程度，該值變化差異小，約落於 15 到 25 之間，且於上游部分的值相對較小，表示多數足跡皆判定為粒徑一致的分類成果，代表該區域的粒徑呈現較為一致的情形。整體的平均粒徑尺寸趨勢為上游大於下游，且於下游的最後兩個區域（17、18）之值皆反向增大；而紅色線則為類別相似率之平均值，相似率越大、表示觀測資料越與參考波形相近，而本研究的成果皆落於 85%至 90%之間，表示此分類具有高度之可靠性。

此外，參考 2011 年經濟部水利署第十河川局出版之「三峽河治理規劃檢討報告」之內容，該報告書附有人工現地之河床質調查成果，於三峽河河段內共採取 6 個樣本砂礫（點位 S1 至 S6），如圖 4.26，每個區域以 1m×1m×1m 採樣孔進行採樣，其調查後之粒徑分析成果表如表 4.3，可藉由曼寧經驗公式計算出之曼寧粗糙

度值與其平均值，見表 4.4。利用實際人工採樣之粒徑值與本研究分類出之成果進行比較與檢核。

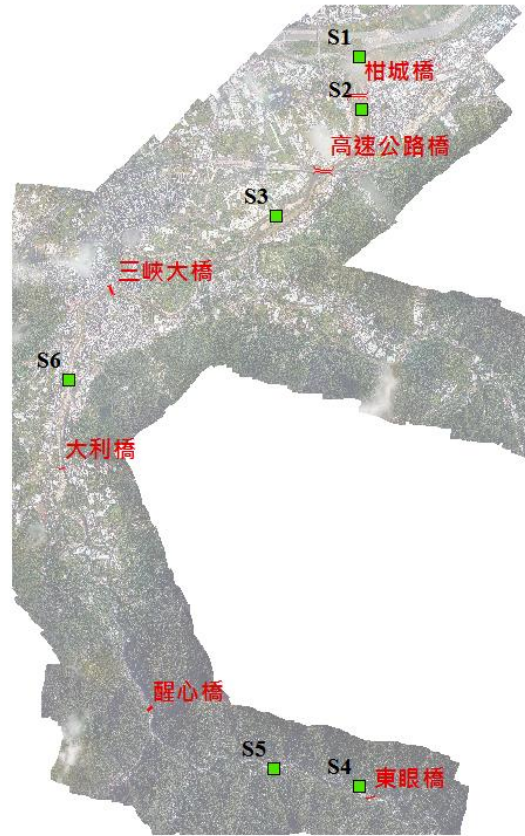


圖 4.26、三峽河河床質調查點位置圖

表 4.3、三峽河河床質平均粒徑及代表粒徑分析成果表（第十河川局，2011）

點位	代表粒徑(mm)										D _m
	D ₁₀	D ₂₀	D ₃₀	D ₃₅	D ₄₀	D ₅₀	D ₆₅	D ₇₅	D ₉₀	D ₁₀₀	
S1	0.25	0.71	2.46	4.39	10.68	18.47	66.73	198.48	377.62	848.28	271.13
S2	0.10	0.22	1.62	6.89	13.45	24.34	63.42	167.56	296.33	382.14	162.38
S3	0.97	3.47	13.05	18.71	26.02	48.11	128.19	182.21	360.39	478.57	207.50
S6	1.37	5.42	16.92	25.74	37.80	111.45	212.33	277.77	410.20	498.4	252.44
S5	0.97	1.96	4.13	7.15	11.52	22.38	68.05	144.00	256.07	332.14	142.69
S4	1.84	4.62	10.38	15.30	20.80	35.67	68.97	130.36	248.71	322.14	142.58

表 4.4、三峽河曼寧係數經驗公式計算成果（第十河川局，2011）

點位	Strickler	Meyer-Peter Muller	Einstein	Lane & Carlson	平均 n
S1	0.025	0.033	0.027	0.036	0.0303
S2	0.026	0.032	0.026	0.035	0.0298
S3	0.029	0.032	0.030	0.036	0.0318
S6	0.033	0.033	0.032	0.038	0.0340
S5	0.025	0.031	0.027	0.035	0.0295
S4	0.027	0.031	0.027	0.034	0.0298

表 4.5、三峽河點位對應區域與平均河床粒徑計算成果比較表

點位	對應區域	D_m (mm)	D_{LiDAR} (mm)
S1	17	271.13	306.002
S2	16	162.38	194.788
S3	14	207.50	259.137
S6	10	252.44	228.332
S5	3	142.69	477.735
S4	2	142.58	455.633

觀察表 4.3、表 4.4 之成果，平均的粒徑大小與曼寧係數 n 值具有高度相關性，已知平均粒徑越大、則曼寧係數越大。表 4.5 則為利用 S1 至 S6 之地理位置，於本研究的分割區尋找相對應區域，分別為 17、16、14、2、3、10 等區域，並計算該區域加權後之平均粒徑尺寸 D_{LiDAR} ；兩者的差異約差距 30mm，且 S1 至 S3 的趨勢兩組數據皆相同。然而越到上游地區人工採樣的粒徑較小（S4、S5），推論造成此現象的原因為：人工採樣所使用的採樣孔規格為 $1m \times 1m \times 1m$ ，因此不可能會有 1m 或以上的粒徑納入計算，觀察圖 4.27 上之粒徑大小，於三峽河上游區域之粒徑直徑大多都超過 1m，於人工現地調查採樣中會被忽略不計，因而造成表 4.3 中，上

游區域平均粒徑甚至比下游平均粒徑小的情形產生，該成果不符合一般之河流特性，而使用全波形光達資料分類的成果亦呈現相反的現象，因此亦可突顯出人工現地調查之缺點與主觀性。本研究所計算出之上游平均粒徑成果較符合河流特性，且大顆之礫石亦會加入計算，因此認為本研究之成果與現地量測成果相比，較符合實際情形。



圖 4.27、三峽河上游（分割區域 1）之河床正射影像

表 4.6、點位對應區域利用分類成果進行曼寧係數計算之成果表

點位	Strickler	Meyer-Peter Muller	Einstein	Lane & Carlson	平均 n
17	0.037	0.035	0.035	0.040	0.0346
16	0.033	0.032	0.030	0.035	0.0310
14	0.035	0.034	0.033	0.039	0.0332
10	0.032	0.034	0.031	0.038	0.0320
3	0.042	0.037	0.038	0.044	0.0378
2	0.041	0.037	0.038	0.044	0.0376

表 4.6 則是使用加權後之全波形光達粒徑分類成果進行採樣點位的過篩率參數計算，並藉由過篩率參數與經驗公式計算曼寧粗糙度係數，通常採用平均值作為最後的曼寧粗糙度係數值，與表 4.4 相比，同樣於下游區域有較一致的成果，其相對趨勢相同，絕對值則有些微之差異，圖 4.28 則是將每個區域的曼寧粗糙度係數

計算出來，並繪製出圖，可以看出不同經驗公式所算出來的整體趨勢大致相同，上游區域之曼寧粗糙度係數略大於下游區域，顯示上游之河床粗糙程度較大，然而因無更多組數據可進行驗證，因此本研究無法針對絕對之數據值進行經驗公式之建立。

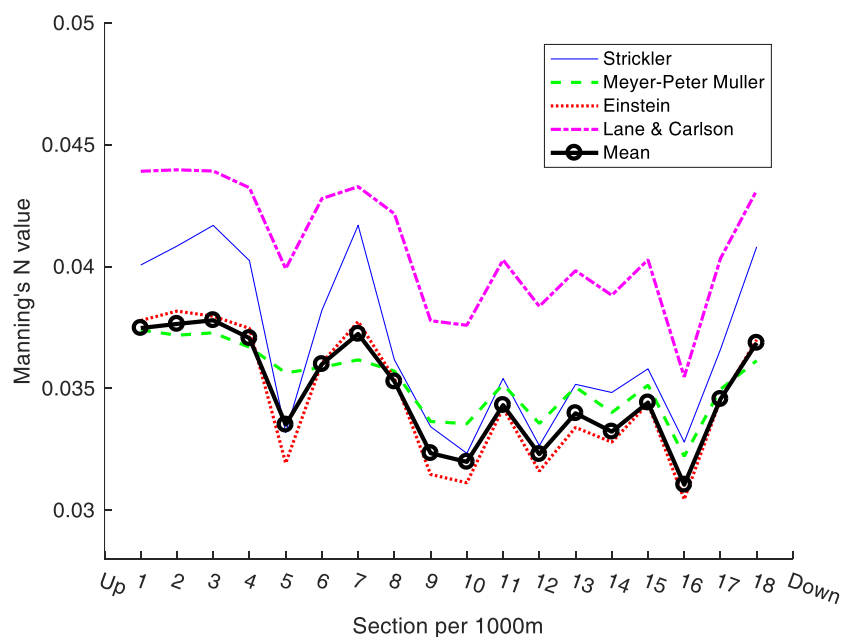


圖 4.28、利用全波形光達分類成果計算分割區域曼寧係數圖

藉由上述各項檢核與成果評估方式，皆可得到利用全波形光達得到之河床粗糙度成果與實際河流情形具有高度相關之結論，因此本研究所提出之方法可有效作為獲得河床粗糙度的一種較有效率之方案。

第五章 結論與建議




本研究透過空載全波形光達，突破傳統現地觀測、較低解析度粗糙度計算的限制，藉由波形重建方式獲得參考波形模板，並將觀測波形資料進行強度值改正後，進一步將改正後之波形與波形模板進行匹配、分類河床粗糙度、建立評估指標，最後加入外部檢核資料驗證成果之正確性，建立一套應用全波形光達獲得河床粗糙度值之方法。以下針對本研究之方法與數值實驗成果整理出結論與未來工作方向之建議。

5.1 結論

本章針對本研究所提出的河床粗糙度獲取方法與實驗結果，歸納出以下五點結論：

1. 本研究藉由解析全波形光達、足跡分割與地表模擬建立參考波形之重建流程，不同地表變化會重建出不同波形，而該波形特徵符合理想回波變化特性，因此藉由本研究所提出之方法與流程可以快速且自動化的建立具有高度可靠性的波形。透過設定離地斜距範圍、粒徑尺寸，便可藉由固定的波形重建流程建立理想的參考波形，並集合所有參考波形組成波形模板，作為波形匹配之標準值。
2. 對於參考波形之重建，本研究採用隨機亂數取粒徑之坐標值，但每顆粒徑中心坐標必須符合本研究設定的限制條件，藉由跑十次迴圈得到十條同樣參數設定、不同顆粒分布之波形，並將其平均後得到該代表粒徑尺寸之最終之參考波形。因設定每條波形之標準差不能超過 2 個強度值，因此本研究提出之波形重建方法適用粒徑尺寸為 10cm 至 120cm 之地表模擬成果。
3. 在回波的強度值改正過程中，考慮了入射角改正與距離改正，而分析成果顯示距離是主要造成強度值變化之影響因子，入射角改正雖僅只有不到 5 個強度值單位的變化，但些微的變化皆為地表面特徵之反應，藉由改正能有效將回波回復至原始反映真實地表面的狀態。

- 
4. 透過標準參考波形與改正後之回波進行粗糙度的分類，並加入同時期正射影像的檢核輔助，顯示該成果高度符合粒徑與周圍環境之間的關係和自然灘地的規則性，可觀察到一個砂洲上之礫石顆粒大小與分布變化，證明本研究所提出之次足跡分析流程為合理獲得粗糙度之方法。
 5. 於成果指標的評估上，本研究將測區分割並計算相關統計值，由分析成果顯示未加權之值反映了以完整足跡為單位的分類情形，得到分類過程中之相似度值；而加權之值則為該段河床上之真實平均粒徑，後者考慮了一個足跡內的顆粒數，與現地採樣之觀念較為相似。參考現有水利署公開之河流調查報告書上的人工現地採樣成果，得到於中、下游區域兩者的趨勢具有一致性，由此可知本研究之成果具有高度可靠性。
 6. 河床的粗糙度與水流速度具有高度相關性，本研究將新式空間資訊技術與環境分析應用具體結合，解決現地河床質調查之人力與時間成本問題，並得到次足跡且可靠的粗糙度成果，可成為往後獲取河床粗糙度的一種高效率之作業方法，可以用於輔助歷年來河床變化與沖積特性的分析。

5.2 建議與未來工作

根據本研究建立之方法與數值實驗成果，提出的建議與未來工作如下：

1. 強度值改正除了地形、距離改正外，土壤濕度、石頭材質等地表反射率的不同亦會影響回波之強度值變化，本研究目前僅考慮幾何造成的影響，未來可以將地表面成份以經驗值之方式加入強度值的改正，確保改正之完整性，獲得更符合實際表面散射之狀態。
2. 河流流速與曼寧粗糙度有關，而曼寧粗糙度值又與河床粒徑大小相關，然而經驗公式皆使用過篩率之代表粒徑進行計算，而本研究所獲得的成果為平均粒徑值，若未來具有多組河床數據能將曼寧粗糙度值與本研究所獲得之平均粒

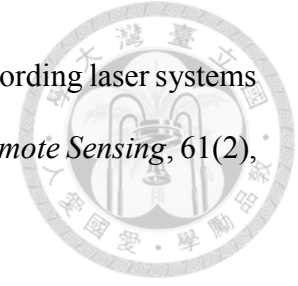
徑進行迴歸分析、得到兩者之間的轉換數學模式，便可直接由本研究的成果轉換至曼寧粗糙度值，建立一套經驗公式便於河流分析上之應用。

3. 於河床粗糙度的分析可整合其他更細微資訊的輔助資料，如 UAV 影像等較高解析度之數據或影像，用以輔助判識地表面狀態（如：獲得地表面材質、土壤濕度、植被覆蓋情形或實際粒徑尺寸與分布），亦可用以自動化區分出河道之範圍，減少人工作業、提升自動化程度。

參考文獻



- Bretar, F., Chauve, A., Bailly, J. S., Mallet, C., & Jacome, A. (2009). Terrain surfaces and 3-D landcover classification from small footprint full-waveform lidar data: application to badlands. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(8), 1531-1544.
- Bunte, K., & Abt, S. R. (2001). Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. *Gen. Tech. Rep. U. S. Dep. Agric., RMRS-GTR-74*, 428 pp.
- Cavalli, M., & Marchi, L. (2008). Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(2), 323-333.
- Chow, V. T. (1959). *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill Book Company, Inc; New York.
- Fernandez-Diaz, J. C. (2011). Lifting the canopy veil: Airborne LiDAR for archeology of forested areas. *Imaging Notes Magazine*, 26(2), 31-34.
- Hollaus, M., Aubrecht, C., Höfle, B., Steinnocher, K., & Wagner, W. (2011). Roughness Mapping on Various Vertical Scales Based on Full-Waveform Airborne Laser Scanning Data. *Remote Sensing*, 3(12), 503-523.
- Horn, B.K.P. (1981). Hill shading and the reflectance map. *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers IEEE*, 69(1), pp. 14-47.
- Jutzi, B., & Gross, H. (2009). Normalization of LiDAR intensity data based on range and surface incidence angle. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 38, 213-218.



Jutzi, B., & Stilla, U. (2006). Range determination with waveform recording laser systems using a Wiener Filter. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 61(2), 95-107.

Kao, D. L., Kramer, M. G., Love, A. L., Dungan, J. L., & Pang, A. T. (2005). Visualizing distributions from multi-return lidar data to understand forest structure. *The Cartographic Journal*, 42(1), 35-47.

Kukko, A., Kaasalainen, S. & Litkey, P. (2008). Effect of incidence angle on laser scanner intensity and surface data. *Applied Optics*, Vol. 47, No. 7, pp. 986-992.

Lin, Y. C., Mills, J. P., & Lin, C. L. (2014). Reliability Assessment of Gaussian Estimates Derived from Small-footprint Waveform Lidar. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 19(2), 93-106.

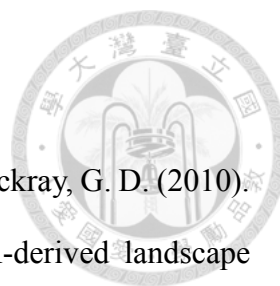
Mallet, C., & Bretar, F. (2009). Full-waveform topographic lidar: State-of-the-art. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(1), 1-16.

Mallet, C., Bretar, F., & Soergel, U. (2008). Analysis of full-waveform lidar data for classification of urban areas. *Photogrammetrie Fernerkundung GeoInformation (PFG)*, 5, 337-349.

Mallet, C., Bretar, F., Roux, M., Soergel, U., & Heipke, C. (2011). Relevance assessment of full-waveform lidar data for urban area classification. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 66(6), S71-S84.

Ozdemir, H., Sampson, C., de Almeida, G. A., & Bates, P. D. (2013). Evaluating scale and roughness effects in urban flood modelling using terrestrial LIDAR data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 5903-5942.

Renslow, M. S. (2012). *Manual of Airborne Topographic Lidar*. American Society for



Photogrammetry Remote Sensing, Bethesda, Maryland.

- Sankey, J. B., Glenn, N. F., Germino, M. J., Gironella, A. I. N., & Thackray, G. D. (2010). Relationships of aeolian erosion and deposition with LiDAR-derived landscape surface roughness following wildfire. *Geomorphology*, 119(1-2), 135-145.
- Thenkabail, P. S. (2015). *Remotely Sensed Data Characterization, Classification, and Accuracies*. CRC Press, 362-363.
- Vain, A., & Kaasalainen, S. (2011). *Correcting Airborne Laser Scanning Intensity Data*. In *Laser Scanning, Theory and Applications*. InTech.
- Vain, A., Kaasalainen, S., Pyysalo, U., Krooks, A., & Litkey, P. (2009). Use of naturally available reference targets to calibrate airborne laser scanning intensity data. *Sensors*, 9(4), 2780-2796.
- Wagner, W., Ullrich, A., Ducic, V., Melzer, T., & Studnicka, N. (2006). Gaussian decomposition and calibration of a novel small-footprint full-waveform digitising airborne laser scanner. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 60(2), 100-112.
- Wagner, W., Ullrich, A., Melzer, T., Briese, C., Kraus, K. (2004). From single-pulse to full-waveform airborne laser scanners: potential and practical challenges. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 35 (Part B3), 201–206.
- Whelley, P. L., Glaze, L. S., Calder, E. S., & Harding, D. J. (2014). LiDAR-derived surface roughness texture mapping: application to Mount St. Helens pumice plain deposit analysis. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(1), 426-438.



呂悅來、李廣毅，1992。地表粗糙度與土壤風蝕，土壤學進展，20(06)：38-42。

李廣賀，1998。水資源利用工程與管理，清華大學出版社有限公司。

林郁珊，2012。應用空載全波形光達資料於波形分析與地物分類，國立交通大學土木工程學系碩士論文：新竹市。

洪子敏，2015。空載光達於森林地區之反射強度值校正，國立成功大學測量與空間資訊學系碩士論文：台南市。

洪宇佳，2013。全波形空載光達資料之波形特徵分析與分類，國立成功大學測量與空間資訊學系碩士論文：台南市。

張宏、溫永寧、劉愛利，2006。地理資訊系統演算法基礎，科學出版社。

黃俊翔，2012。空載光達於內插方法與不同地形類別精度分析，國立成功大學地球科學研究所碩士論文。

經濟部水利署水利規劃試驗所，2006。河床質調查方法之比較研究專題報告書。

經濟部水利署水利規劃試驗所，2007。河床質調查作業參考手冊(草案)。

經濟部水利署第十河川局，2011。三峽河治理規劃檢討報告(東眼橋至大漢溪匯流口河段)(含橫溪由成福橋至三峽河匯流口止)。