

行政院國家科學委員會專題研究計畫 成果報告

山崩及土石流災害之探討--子計畫:以碎形維度理論結合數位影像分析應用於土石流潛勢之判定(III) 研究成果報告(完整版)

計畫類別：整合型
計畫編號：NSC 95-2625-Z-002-012-
執行期間：95年08月01日至96年07月31日
執行單位：國立臺灣大學土木工程學系暨研究所

計畫主持人：陳榮河

計畫參與人員：博士班研究生-兼任助理：黃永鈴、黃永鳳
碩士班研究生-兼任助理：紀泰安、許珮甄

處理方式：本計畫可公開查詢

中華民國 96年10月31日

目錄及頁次

目錄及頁次.....	I
表目錄.....	IV
圖目錄.....	V
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	2
第二章 文獻回顧.....	5
2.1 土石流發生機制.....	5
2.2 孔隙水壓引發型土石流.....	7
2.3 降雨引發型土石流.....	9
2.4 水流入滲之效應.....	10
第三章 碎形維度理論與相關推導.....	13
3.1 碎形理論.....	13
3.2 方格覆蓋維度.....	14
3.3 現地與篩分析試驗之碎形維度差異.....	19
3.4 土壤保水曲線碎形模式.....	19
3.5 案例驗證.....	23
3.6 滲透曲線碎形模式.....	29
3.6.1 理論推導.....	29
3.6.2 滲透曲線碎形模式探討.....	32
第四章 影像於篩分析之應用.....	34

4.1 二維影像分析之研究.....	34
4.2 數位影像理論.....	36
4.2.1 影像分割.....	36
4.2.2 分水嶺分割法.....	38
4.2.3 門檻值法.....	43
4.3 二維影像分析模型試驗.....	48
第五章 現地採樣及粒徑影像分析.....	55
5.1 研究區域地理位置.....	55
5.2 研究區域地形概況.....	57
5.3 研究區域地質概況.....	62
5.4 粒徑影像分析.....	66
第六章 單向度水分傳輸實驗.....	69
6.1 實驗設備.....	70
6.2 雨量校正試驗.....	76
6.3 實驗方法與步驟.....	80
6.4 實驗結果與討論.....	83
6.4.1 No.1實驗.....	83
6.4.2 No.2實驗.....	86
6.4.3 No.3實驗.....	88
6.4.4 No.4實驗.....	90
6.4.5 No.5實驗.....	92
6.4.6 綜合討論.....	95
6.5 孔隙水壓傳遞機制模式之應用.....	96
第七章 具體完成項目.....	99

7.1 現地採樣.....	99
7.2 完整粒徑分佈曲線繪製.....	101
7.3 物理模型試驗進行.....	103
7.4 土石流發生孔隙水壓傳遞機制模式建立.....	104
7.5 成果報告彙整.....	105
參考文獻.....	107

表目錄

表 3.1 估算保水曲線之基本參數.....	29
表 4.1 各種體積估算結果比較.....	53
表 5.1 台灣北部漸新世地層分層與命名表.....	68
表 6.1 水頭高與水量之關係.....	78
表 6.2 供給水量與模擬降雨強度之關係.....	79
表 6.3 本實驗之材料性質.....	80

圖目錄

圖1.1 研究流程圖.....	4
圖2.1 天然土石壩潰決的三種型態.....	7
圖2.2 雨量記錄及在nest3 處所量測孔隙水壓紀錄.....	9
圖2.3 土層內部水分累積示意圖.....	12
圖3.1 在不同網格尺規下同一顆粒之覆蓋方格數示意圖.....	15
圖3.2 方格覆蓋法邏輯與篩分析過程之比對.....	16
圖3.3 篩分析試驗各號篩停篩結果示意圖.....	16
圖3.4 方格覆蓋法計算過程示意圖.....	18
圖3.5 碎形毛細管模式示意圖.....	26
圖3.6 雙對數關係表示粒徑分佈曲線示意圖.....	27
圖3.7 篩分析曲線雙對數圖.....	27
圖3.8 改良篩分析曲線對數圖.....	28
圖3.9 保水曲線預測值與現場實驗值比較圖.....	28
圖3.10 不同顆粒分布下相關水力滲透係數與水力勢能之關係圖.....	33
圖3.11 不同顆粒分布相關水力滲透係數與正規化體積含水率關係圖..	33
圖4.1 海砂粒徑分佈之累積頻率曲線.....	35
圖4.2 義大利Ravaneto 區域影像拍攝位置之斷面全景.....	35
圖4.3 影像分析照片與再製圖.....	36
圖4.4 一灰階影像計算形態學梯度影像過程.....	39
圖4.5 形態學梯度運算處理過程示意圖.....	40
圖4.6 流域、極小區域、分水嶺線概念圖.....	41
圖4.7 流域築堤概念圖.....	42

圖4.8 門檻值法之灰階直方圖.....	45
圖4.9 彩色影像轉灰階影像.....	49
圖4.10 直接進行二值化運算.....	49
圖4.11 分水嶺演算法.....	50
圖4.12 分水嶺演算後經二值化處理.....	50
圖4.13 標註個別顆粒物體.....	51
圖4.14 分析個別顆粒物體.....	51
圖4.15 體積幾何示意圖.....	52
圖5.1 北橫公路復興至巴陵段研究區地理位置圖.....	56
圖5.2 北橫公路復興至巴陵段研究區域地形圖.....	58
圖5.3 研究區域一之土石流上游全貌.....	59
圖5.4 研究區域一之二處主要源頭之近照.....	60
圖5.5 研究區域一採樣區域照片.....	60
圖5.6 研究區域二採樣區域照片.....	61
圖5.7 研究區域三採樣區域照片.....	61
圖5.8 台灣地質分區圖.....	62
圖5.9 雪山山脈帶與西部麓山帶和脊樑山脈帶分界圖.....	63
圖5.10 北橫公路復興至巴陵段研究區域地質圖.....	65
圖5.11 土石流材料.....	66
圖5.12 影像分析二值化之結果.....	67
圖5.13 IPTK分析所得之顆粒編號之標註.....	67
圖5.14 影像分析與篩分析之比較.....	68
圖6.1 模型試驗配置示意圖.....	69
圖6.2 實驗設置全景.....	70

圖6.3 上部供水設施近照.....	73
圖6.4 微型套管套裝不銹鋼針頭.....	73
圖6.5 不銹鋼針頭形成之均勻降雨.....	74
圖6.6 透過壓克力裝置觀察模擬降雨情況.....	74
圖6.7 下部供水設施近照.....	75
圖6.8 水量校正實驗.....	77
圖6.9 水量與水頭高.....	78
圖6.10 入滲率與水頭高示意圖.....	79
圖6.11 本研究所使用之材料粒徑分布曲線.....	81
圖6.12 本研究所使用材料之碎形維度關係圖.....	81
圖6.13 No.1實驗之基質吸力與深度之關係圖.....	85
圖6.14 No.1實驗之體積含水率與深度之關係圖.....	85
圖6.15 No.2實驗之基質吸力與深度之關係圖.....	87
圖6.16 No.2實驗之體積含水率與深度之關係圖.....	87
圖6.17 No.3實驗之基質吸力與深度之關係圖.....	89
圖6.18 No.3實驗之體積含水率與深度之關係圖.....	89
圖6.19 No.4實驗之基質吸力與深度之關係圖.....	91
圖6.20 No.4實驗之體積含水率與深度之關係圖.....	92
圖6.21 No.5實驗之基質吸力與深度之關係圖.....	94
圖6.22 No.5實驗之體積含水率與深度之關係圖.....	94
圖7.1 北橫公路復興至巴陵段沿途採樣地點.....	100
圖7.2 影像分析結果示意圖.....	101
圖7.3 本研究所使用之材料粒徑分布曲線與所使用材料之碎形維度關係圖.....	103

圖7.4 No.4實驗之基質吸力與深度及體積含水率與深度之關係圖.....	103
圖7.5 No.5實驗之基質吸力與深度及體積含水率與深度之關係圖.....	103
圖7.6 利用滲透曲線碎形模式得到不同碎形維度之相關水力滲透係數與 水力勢能及正規化體積含水率關係圖.....	105

第一章 緒論

1.1 研究目的

台灣位於板塊交界帶，地質構造破碎、地震頻繁。此外降雨多集中於颱風季，且以暴雨型態出現，因此地滑、崩坍、土石流等坡地災害頻傳。近十年來因土石流造成的經濟損失及人員傷亡尤其慘重。如 1996 年 7 月賀伯颱風，造成南投縣陳有蘭溪流域發生嚴重土石流災害；1999 年 921 集集大地震，使得土石流危險溪流增至 721 條；又 2001 年 7 月桃芝颱風，土石流危險溪流暴增至 1420 條；2004 年 7 月敏督利颱風，造成中部及南部地區重大損失。根據統計，台灣地區從民國 70 年到 89 年，因土石流災害造成的死亡人數約 200 人，在鄰國日本 1967 到 1987 年有 1257 人死於土石流災害。在土石流發生的區域，常見房屋淹沒、橋樑沖毀與交通中斷，造成人民生命財產嚴重的損失。因此預測土石流發生之可能性，可以進一步預防土石流的發生，提供給下游居民預先警告，以避免及減少生命財產的損失。

早期對發生土石流預測，往往只利用降雨與破壞紀錄，如 Canon & Ellen (1985) 以美國舊金山灣區 6 次的降雨量與災害紀錄，建立該地區土石流發生的臨界降雨基準，並作為防災警報發布的依據。謝正倫與張東炯 (1996)、范正成與姚正松 (1997) 等亦提出以降雨強度與

累積雨量為指標之方法。而近年來相關的研究，則將地文因子加入考慮，亦即對分析對象進行分類，除提升分析的精度外，並藉以對災害可能發生的時間與地點一併作較佳的預測。

土石流發生破壞機制之研究方面，目前國內外學者多考慮水可位於土層內任何位置引發土石流之可能性；也有考慮土體內部滲流力作用及超額孔隙水壓引發土石流之可能性(周憲德與廖偉民，1998)，雖所考慮之機制已相當完善，但有關入滲效應所產生之孔隙水壓變化對土石流發生機制影響，尚缺深入探討。Tarantino & Bosco (2000)曾提出入滲對非飽和邊坡穩定之影響，但卻未對濕潤線 (wet front) 以上孔隙水壓變化進行討論；在土石流發生臨界雨量線方面，均以統計方法分析土石流發生之降雨特性參數，如降雨強度、降雨延時、累積雨量及臨前降雨量等四項 (詹錢登，2000)，這些方法多不考慮現場地文因子條件。因此，如何同時考慮地文及水文因子為本研究主要研究內容。

1.2 研究方法

有鑒於近年來土石流災害頻傳，嚴重影響人民生命安全、財產，因此瞭解土石流發生機制、土石流危害度分級與土石流災害防制乃為刻不容緩的工作。而土石流發生時，往往具有流速快、衝擊力大、發

生時間短等特性，而且常伴隨著豪雨、崩塌材料而發生，在此情況下，欲瞭解土石流之整體特性確有其困難，所以學者紛紛著手研究土石流發生的力學機制與影響因素，其最終目的旨在對土石流災害的成因及行為能夠有清楚的認識，並進而建立有效的防治對策。

研究土壤水分的傳輸現象是十分複雜的，若要探討土體內孔隙水壓，必須先從其傳遞機制著手。而孔隙之多寡與分佈形態，直接控制其滲透行為，且孔隙之型態或連通方式又受顆粒粒徑分佈範圍與顆粒排列方式之影響。其中，土壤內部在平衡時所保存的含水量與基質吸力大小有關，其關係曲線即所謂的土壤保水曲線（soil moisture retention curve），以下簡稱『保水曲線』。而不同土質或不同初始孔隙率狀況下，保水曲線各不相同。甚至具同一孔隙率之土體亦可能有多種不同之顆粒排列方式，若僅依孔隙率將無法反應真實情形。因此建立保水曲線之預測模式，將可進一步了解土壤顆粒內水流現象，並對了解土石流材料性質有所助益。

另一方面，土壤之篩分析可以提供一些土壤基本物性及級配情況之資料，對於土石流水分傳輸現象之完整描述亦具關鍵性的影響。然而，土石流材料粒徑差異非常大。加上土石流發生地一般位於山區，不易到達，不論是採樣或是現地直接進行篩分析試驗均非常困難。故本研究嘗試以數位影像紀錄現地土石流材料粒徑分佈情況，冀望能解

決目前所遭遇之困難。

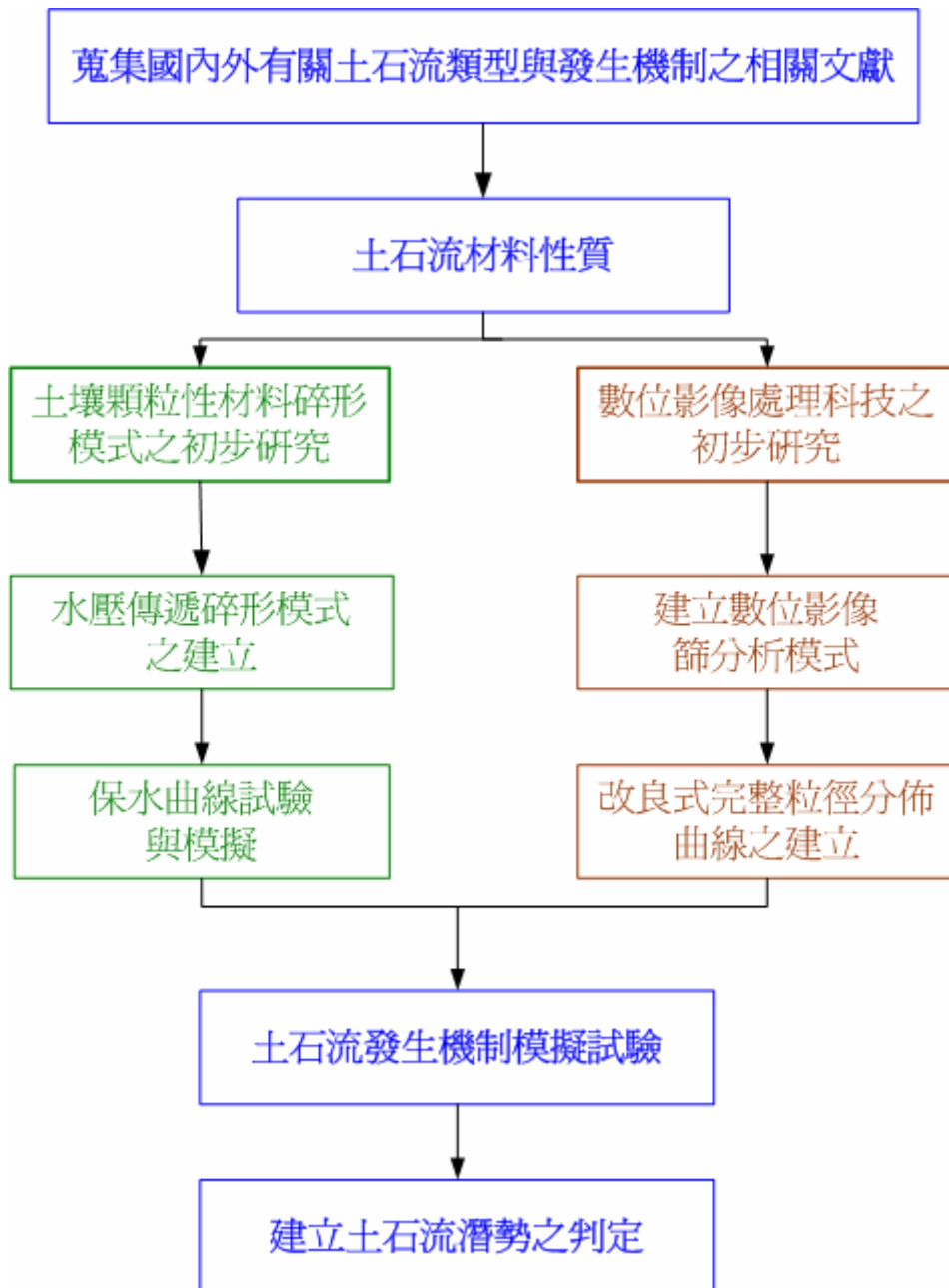


圖 1.1 研究流程圖

第二章 文獻回顧

本章對本研究相關部份作介紹，主要針對土石流發生影響因素，作一概略性描述，再就國內外各學者之相關研究文獻回顧整理，以瞭解前人研究之成果，並作為本研究之理論基礎。

2.1 土石流發生機制

Takahashi (1991)認為土石流發生之原因有三種：(1)滑動塊體之液化。(2)崩塌形成之土石壩潰決。(3)溝床材料之起動或因逕流引起沉積顆粒流動之現象。Anderson & Sitar (1995)則認為有另一種發生之情況，為地下水壓過大，造成土體內孔隙水壓變大，使土壤有效應力降低引起之破壞。綜合上述，將土石流發生機制分為下列四種現象：(引自陳榮河(1999)土石流之發生機制)。

a. 滑動型土石流

土塊滑動初期，除了滑動面附近之位移量較大以外，滑動體內之變形量並不大。然若持續滑動，塊體內之變形量逐漸增大，使得整體結構逐漸瓦解，若有足夠的水量進入孔隙中，使土體飽和並發生液化現象，將形成土石流。Takahashi(1978)由理論推測，若邊坡坡度大於 20 度，且滑動距離超過塊體厚度數十倍之距離，並有充足之水量，

通常塊體會發生液化之現象。

b. 潰壩型土石流

由滑動造成之天然土石壩，其潰決常急劇發生於急短時間內，這種破壞與某些土石流發生前，其溝谷流量突然停止或減少之現象吻合。由高橋保(1997)試驗之觀察分為：

(1)溢流沖蝕型(圖 2.1(a))—發生於土體透水性低，但剪力强度高且有大水量供應之情況，因土體之透水性低，故上游水位面上升之速度遠比入滲於土體內之速度快，且因土體剪强度高不易發生破壞，故快速上升之水位，終使水流溢流，並沖蝕壩體表面。

(2)驟然崩潰型(圖 2.1(b))—發生於土體滲透性較上述類型大，且剪力強度較弱之情況，因透水性較佳，故壩體內及上游之水位面均同時上升，直至某一臨界水位時，因剪力強度不足，土體內部發生滑動。滑動初始，崩落之土石因尚未完全飽和，故無法形成土石流，而堆積於壩趾附近，然而隨即因滑動促成上游之水體突然受到釋放，而快速沖過崩塌後之壩表面及僅短暫堆積於壩趾附近之崩落土石，而形成土石流。

(3)漸進式破壞型(圖 2.1(c))—發生於土體滲透性高之情況，其特徵為在上游水位面尚不高時，即可見滲流出現於壩下游面之低處。若土體強度不高，將於滲流出處產生破壞，並向上漸次延伸，直至接近

上游水位面時，因水之推移力，使未滑動之剩餘部分發生破壞引發土石流。

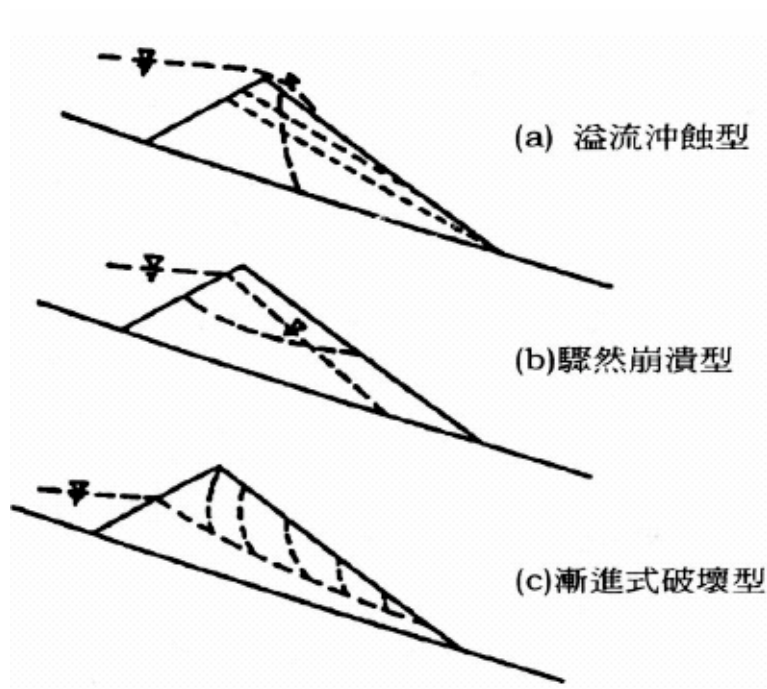


圖 2.1 天然土石壩潰決的三種型態(高橋保，1997)

c. 沖蝕型土石流

當土壤的剪力強度低於逕流產生之剪應力時，整個堆積層為不穩定之狀態，若有急速大量的地表逕流沖蝕，將使堆積層不穩定引發土石流動。

2.2 孔隙水壓引發型土石流

Sitar *et al.* (1992) ; Ellen & Fleming (1987) 等人 ; Johnson &

Sitar(1990), Ala & Mathewson (1990)等, 均認為土體內之孔隙水壓突然上升, 是導致土體不穩定, 而轉變成土石流的重要因素。傳統上, 一般假設雨水的垂直入滲(infiltration)是使土體飽和、孔隙水壓上升之最重要的途徑, 然而對於堆積於溪谷或邊坡上的崩積土層而言, 雖有構造疏鬆易於透水的內部, 但其表面可能因風化或植物之生長而不易透水, 再者, Sidle & Milner (1990) 在調查過美國 Oregon 到 Southeastern Alaska 的海岸山脈可能發生土石流的區域之後, 從孔隙水壓記錄與雨量資料來研判, Silde 認為孔隙水壓激發上升的速度相當快, 很難完全以雨水垂直入滲來解釋。

除此之外, Johnson & Sitar (1990) 於 San Francisco Bay 地區 (1982, 1983 及 1986 年)及 Ala & Mathewson (1990)等人於美國 Wasatch Front 地區 (1983 及 1984 年) 調查土石流災害, 發現在災後許多產生土石流之處, 仍有相當多的水從出露的破碎底岩中流出, 這些滲流水有時持續好幾天甚至好幾個星期。且從其水壓紀錄發現到, 土石流發生時有正的超額孔隙水壓被激發, 如圖 2.2, 初始時, 在深度為 120 公分時的水壓均低於在深度 30 公分與 75 公分的水壓值, 而當降雨強度達某一強度後, 會有兩處正的超額孔隙水壓尖峰值出現於深度 120 公分處, 即水壓有突然被激發的現象, 隨即有土石流發生。且周憲德、廖偉民(1998)亦提出孔隙水壓會使土石流發生的

臨界坡度降低，造成土石流機率大增，亦即超額孔隙水壓使土石流在緩坡時就可能發生。

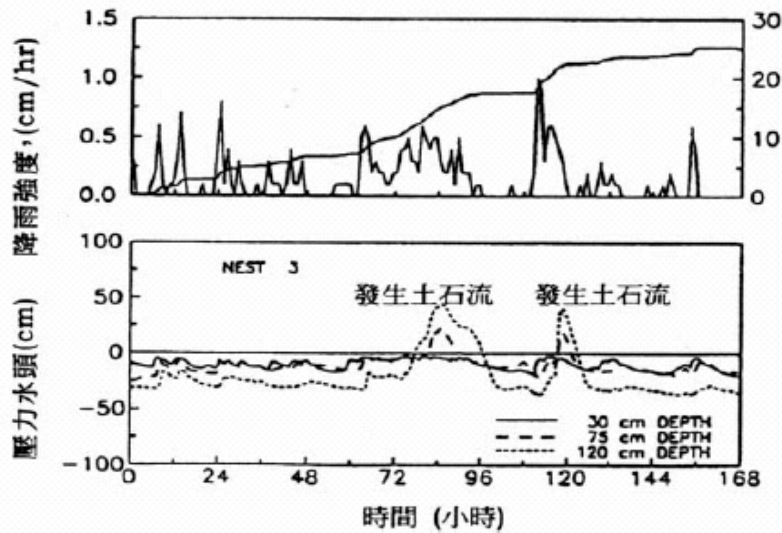


圖 2.2 雨量記錄及在 nest3 處所量測孔隙水壓紀錄 (Sitar et al., 1992)

2.3 降雨對土石流發生機制之影響

降雨會影響土體的含水量和入滲情形，進而影響土石流發生的時間和規模大小。降雨特性與土石流發生關係之模式，其中較常用的降雨特性參數為降雨強度 I 、降雨延時 T 、累積雨量 R 、以及前期降雨量 P 等。降雨量、降雨強度與降雨延時到底要多大才會發生土石流？青木佑九(1980)研究日本地區 23 場降雨所造成的 46 場土石流災害，提出日本地區土石流的降雨特性為：

- (1) 不考慮前期降雨的情況下，強度大的降雨延時數小時或普通降雨延時 12 小時以上，再加上持續 3~6 小時強度約 30~40 mm/hr 的

降雨，即會發生土石流災害(此時累積雨量達 100 mm 以上)。

(2) 若累積降雨量在 150~200 mm 以上，即使小於 30~40 mm/hr 的降雨也會發生土石流災害。

(3) 累積降雨達 400 mm 土石流災害以上，一定會發生。

降雨延時、降雨強度與累積雨量一直被視為是激發土石流的主要條件，主要因為土石流發生地附近設有雨量站或氣象觀測站，降雨量資料便能夠容易的獲得，所以國內外的學者大都以這幾個因子來劃定土石流的臨界降雨線或設立土石流預警之基準。

2.4 水流入滲之效應

水由重力及毛細力而進入土中，因此當降雨直接、間接落於地面，不論雨量是否足以聚集成地表逕流，皆會影響土壤水份的狀況。若降雨強度小於入滲率，則地面無逕流發生，雨量多轉變為地下水流；若降雨強度大於或等於入滲率，地面即生逕流；又降雨初期的入滲率最大，其值會在數小時內快速降低而達到一平衡值。

雨水會由土壤間的孔隙向下入滲，因為土體之結構不同，會有不同之入滲量，使得地下水位的變化情形亦不同，本節將土層內之孔隙水壓、滲透情形及地下水流變化狀況作一分析探討。

前期降雨能使邊坡表層充滿水分，使得水能在邊坡中更容易流

動。而邊坡破壞所需要的前期降雨量是依據土壤表層的覆蓋、土壤之水力傳導度、植生的蒸散和邊坡的水文情況來決定的。在非飽和的土壤中，水分被土壤的吸力或稱負的孔隙水壓力留在土壤孔隙中，而前期的降雨關係到土壤的水分含量和孔隙中水的張力(Johnson & Sitar, 1990)。根據 Johnson & Sitar (1990)，暴雨發生在濕的情況下，比暴雨發生在乾的情況下，更能產生正的孔隙水壓力。而隨著孔隙水壓力之上升，將逐漸降低土壤之有效應力，進而導致邊坡發生不穩定之現象。

Fiorillo & Wilson(2004) 以一厚 1 m 的土壤為例，其孔隙率 $n = 0.57$ ，說明田間含水量 (field capacity) $\theta_{\max} = 0.51$ 時累積變化的情形，如圖 2.3 所示。在體積含水量 θ 上升至 51% 前，水分不斷累積，且保持在毛細現象所維持的孔隙及吸附水中。當雨量累積與蒸散作用達到平衡時，此時的土壤含水量稱為田間含水量 (field capacity)。當降雨入滲超過排水速率時，正的孔隙水壓便會產生。

Atkinson & Farrar (1985) 於調查英國高速公路路堤之淺層破壞，並埋設水壓計，以便觀察孔隙水壓，其結果發現路堤邊坡滑動係因孔隙水壓激發造成。Tarantino & Bosco (2000) 舉出地滑造成之土石流常發生於短暫延時之高降雨強度下、延時較長之小雨，甚至發生於降雨停止後數小時內。會造成此種現象可能原因為降雨入滲造成之濕潤面影響土層穩定。

前期降雨對邊坡穩定的影響已經被研究了很多年，Lumb (1975) 發現前期降雨對邊坡破壞的影響，特別是，他發現如果前期降雨量較高的話，將會伴隨著較多的邊坡破壞事件。

根據所獲得的降雨資料，Lumb 訂定了不同等級事件的範圍，並以 15 天的前期降雨和日雨量來說明。最嚴重的事件發生在日雨量超過 100 mm，其 15 天的前期降雨量超過 350 mm；而嚴重的事件發生在日雨量超過 100 mm，其前期降雨量達到 200 mm。台灣地區夏季炎熱且多雨，若遇上颱風或豪大雨時，累積雨量甚至可高達 1000 mm 以上，故造成許多災害。

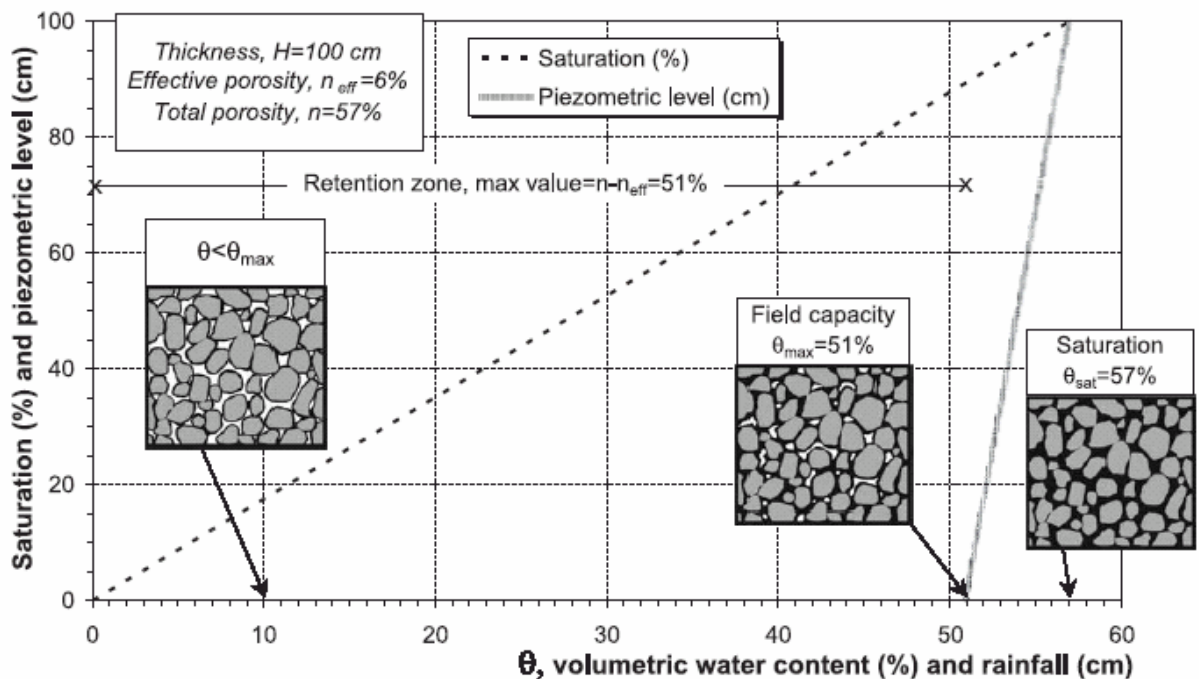


圖 2.3 土層內部水分累積示意圖(Fiorillo & Wilson, 2004)

第三章 碎形維度理論與相關推導

3.1 碎形理論

碎形的概念可以從兩方面建立起來：首先，畫一個線段、正方形和立方體，邊長都是 1。將它們的邊長二等分，此時，原圖的線段縮小為原來的 $1/2$ ，而將原圖等分為若干個相似的圖形。其線段、正方形、立方體分別被等分為 2^1 、 2^2 和 2^3 個相似的子圖形，其中的指數 1、2、3，正好等於與圖形相應的維度。一般說來，如果某圖形是由原圖以 $1/a$ 的比例縮小，且其總數為 b ，則：

$$a^D=b, \quad (3.1.1)$$

$$D=\log b/\log a \quad (3.1.2)$$

指數 D 稱為相似性維度，亦即碎形維度。如上例 $a=2$ ， $D=1$ 、 2 、 3 。其中 D 可以是整數，也可以是分數。

碎形為具有擴展對稱性的幾何對象。擴展對稱性又稱為自我相似性，它指的是：對一複雜的幾何對象，適當地取出一部份，並加以放大，觀察者所見之結果與整體對象完全相同，此種具有擴展對稱性的對象，即使在尺度的變化下亦是不變的。

3.2 方格覆蓋維度

在盒子計數法中，還有一種應用更為廣泛之測量碎形維數的方法，並特別適用於計算機的模擬。首先把空間的邊長分割成 t 等份，則產生許多大小相同的小立方體，然後計算覆蓋某一形狀所需小立方體的數目。如果所研究的碎形位於平面上，則把平面分割成邊長為 t 的許多小方格，依照上述方法計算覆蓋某一形狀所需方格的數目。

方格覆蓋維度 (box-counting dimension) 由於概念與計算並不複雜，因此常被應用於物理學與地理學之中。就平面上的碎形而言，只需將碎形圖像放在適當大小的方格中，再計算碎形圖像佔據了多少小方格即可。

如圖 3.1 所示，對同一圓形顆粒樣本分別利用 6 種不同尺規 (scale) 的網格覆蓋。再以 6 種尺規為橫座標，以各尺規所對應覆蓋格數為縱座標，將之繪成雙對數圖形並利用最小平方法回歸得一直線，該直線斜率的絕對值即為此圓形顆粒之方格覆蓋維度 D_B 。

同理，在篩分析試驗，一系列由大至小變化排列之篩網可比擬作圖 3.1 之 6 種不同尺規方格，所不同的是原本受測顆粒母體經過篩分析後已被分為多組小母體於各篩網上 (如圖 3.2(a)、(b)、(c)、(d))。換言之，各篩網上顆粒之小母體皆不同，而只是原本顆粒母體的一部

份。故若欲將方格覆蓋維度的計算觀念應用於解釋篩分析上（如圖 3.2 所示），即必須要使用同一組顆粒母體作分析計算，而只能改變篩網網格孔徑（方格尺規）大小。但是做篩分析試驗時，同一組粒料母體顆粒必會分別停留於各號篩網上，所以每號篩網上顆粒小母體都應具有各自不同篩網尺寸之覆蓋格數。

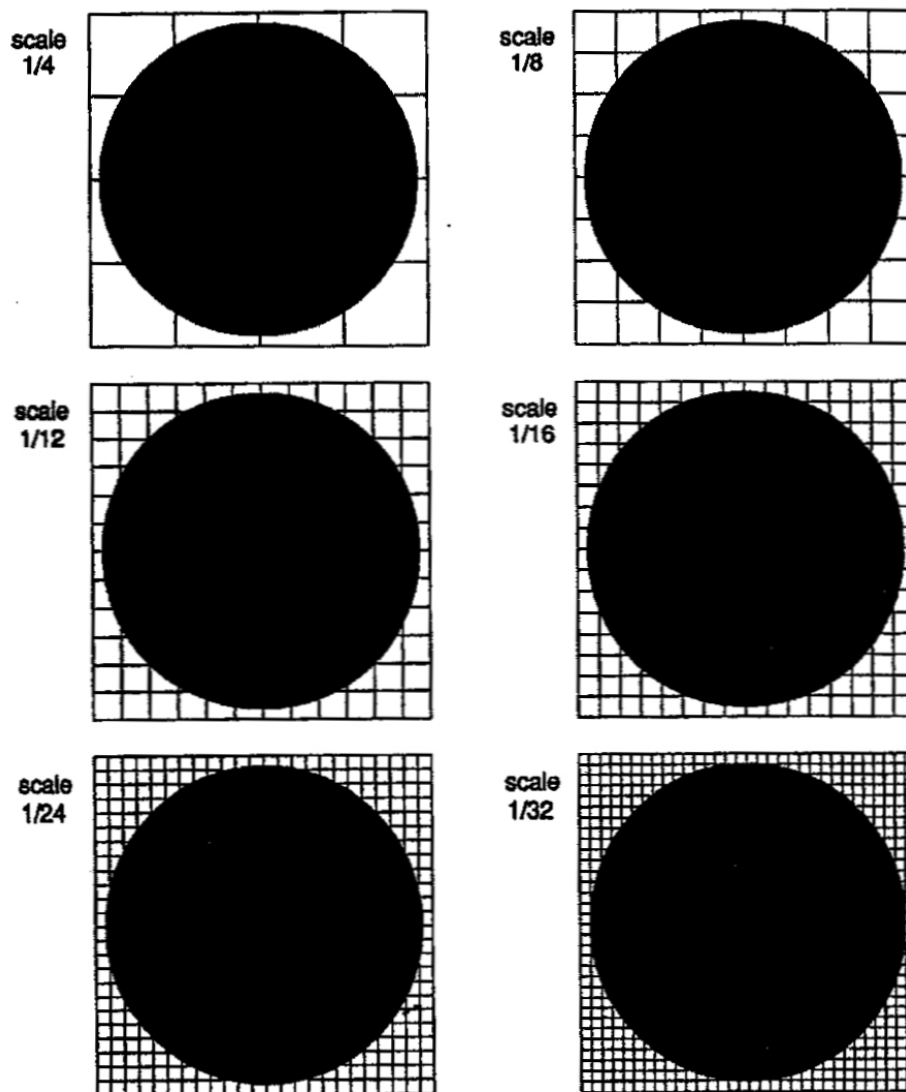
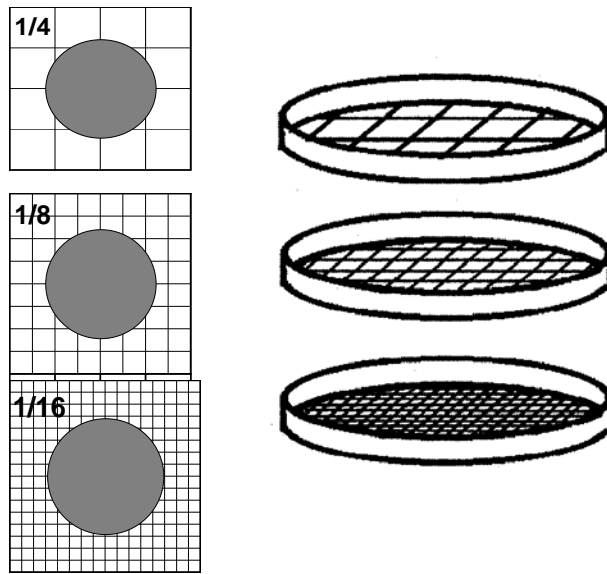


圖 3.1 在不同網格尺規下同一顆粒之覆蓋方格數示意圖



(a) 方格覆蓋法 (b) 篩分析

圖 3.2 方格覆蓋法邏輯與篩分析過程之比對(楊振榮, 2001)

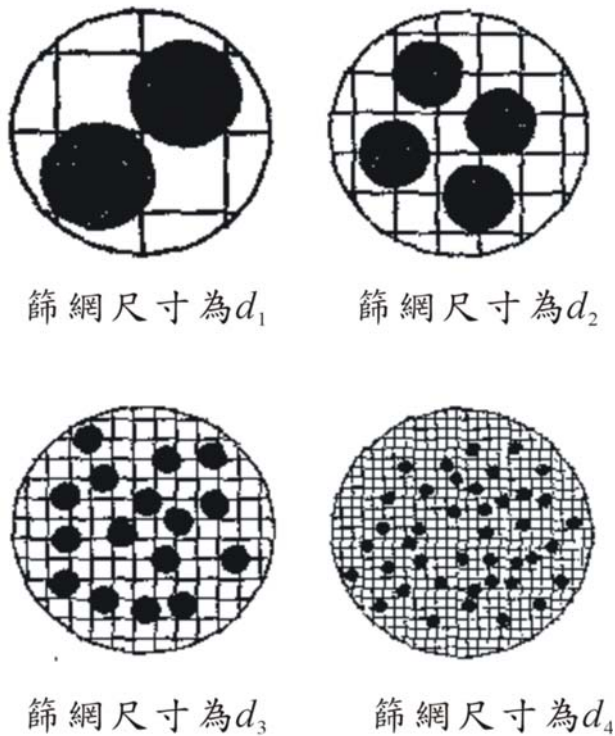


圖 3.3 篩分析試驗各號篩停篩結果示意圖 (卓佳良, 1999)

以圖 3.3 之篩分析結果為例：若令四個孔徑 d_1 、 d_2 、 d_3 及 d_4 篩網上顆粒的獨自覆蓋格數分別為 $(N_1)_a$ 、 $(N_1)_b$ 、 $(N_1)_c$ 及 $(N_1)_d$ ，則經轉換並累加相當覆蓋格數後，可得原顆粒母體於篩網尺寸 d_1 網格上之覆蓋格數應為：

$$N_1 = (N_1)_a + (N_1)_b + (N_1)_c + (N_1)_d \quad (3.2.1)$$

其中， $(N_i)_b$ 、 $(N_i)_c$ 及 $(N_i)_d$ 等三數 ($i=1$) 分別為三篩上所停留顆粒，轉換對應於網格尺寸 d_1 時之覆蓋格數。經此種轉換並累加格數，才符合方格覆蓋維度之計算中保持使用同一組粒料母體的概念。此外，其他每個篩號之篩網都必需重複這個種轉換並累加格數的動作，如此同一組粒料才會歷經不同尺寸篩網之檢測以得所對應覆蓋格數。同理，可對 N_2 、 N_3 及 N_4 作同樣處理方式。這些累加後的總格數 N_1 、 N_2 、 N_3 及 N_4 ，即表示同一組粒料母體於各篩號篩網上所覆蓋之總格數。即原本顆粒母體於篩網尺寸 d_2 上之覆蓋格數應為：

$$N_2 = (N_2)_a + (N_2)_b + (N_2)_c + (N_2)_d \quad (3.2.2)$$

而於篩網尺寸 d_3 上之覆蓋格數應為：

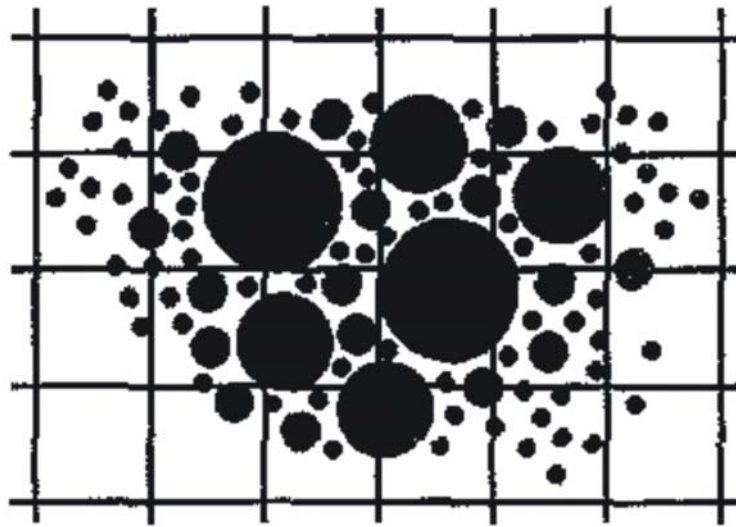
$$N_3 = (N_3)_a + (N_3)_b + (N_3)_c + (N_3)_d \quad (3.2.3)$$

而於篩網尺寸 d_4 上之覆蓋格數應為：

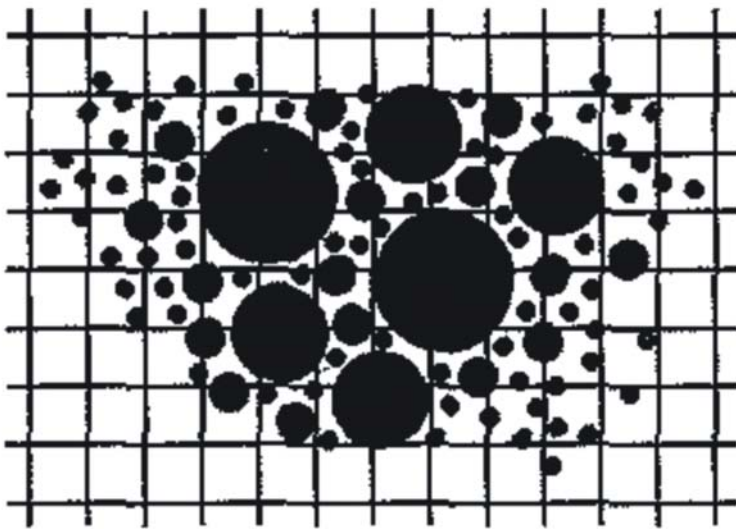
$$N_4 = (N_4)_a + (N_4)_b + (N_4)_c + (N_4)_d \quad (3.2.4)$$

式 (3.2.2) ~ 式 (3.2.4) 中， $(N_i)_a$ 、 $(N_i)_b$ 、 $(N_i)_c$ 及 $(N_i)_d$ ($i=2、3、4$)

意義類似於式 (3.2.1)。最後將累加的總格數 N_i ($i=1、2、3、4$) 與其對應篩網尺寸大小 d_i ($i=1、2、3、4$) 繪成雙對數圖，並以最小平方法求得一迴歸直線，則此直線斜率的絕對值即為所求的方格覆蓋維度 D_B (如圖 3.4 所示)。



(a) 覆蓋網格尺寸為 d_1



(b) 覆蓋網格尺寸為 d_2

圖 3.4 方格覆蓋法計算過程示意圖 (卓佳良, 1999)

3.3 現地與篩分析試驗之碎形維度差異

篩分析試驗是屬於空間中三維度之試驗，因此其所求出之碎形維度會介於 2~3 之間；而現地照片是屬於平面上二維度之量測，其所求出之碎形維度會介於 1~2 之間，理應兩者無從比較。但根據二維與三維自我相似理論的結論，如果碎形母體具自我相似特性，則二維碎形維度會與三維碎形維度僅差 1。因此若現地顆粒級配具自我相似特性，即可將現地照片之二維碎形維度加 1，以便與篩分析試驗結果之碎形維度作比較。

3.4 土壤保水曲線碎形模式

Arya & Paris (1981)以土粒之粒徑分佈、乾密度、統體密度等已知參數，由已知土粒粒徑分佈轉換成孔隙大小，提出一保水曲線模型：由土粒體積與孔隙體積關係，可知第 i 級土粒粒子所對應之孔隙體積 $V_{V(i)}$ ，如下：

$$V_{V(i)} = e_{(i)} \frac{m_{p(i)}}{\rho_p} \quad (3.4.1)$$

其中， $m_{p(i)}$ = 第 i 級土粒 p 的質量、 ρ_p = 土粒 p 的密度、 $e_{(i)}$ = 第 i 級孔隙比。若設 ρ_b = 土壤統體密度，則土體總體積為 V_b ，土粒體積為

V_p 。

$$e_{(i)} = \frac{V_b - V_p}{V_p} = \frac{m_{(i)} / \rho_b - m_{p(i)} / \rho_p}{m_{p(i)} / \rho_p} \quad (3.4.2)$$

若孔隙內不含水時， $m_{(i)} = m_{p(i)}$ ，則可進一步導得此時 $e_{(i)} = (\rho_p - \rho_b) / \rho_b$ 。由於土粒的密度 ρ_p 可假設為一定值，若設土體統體密度 ρ_b 固定，則各級孔隙比 $e_{(i)}$ 亦等於整體孔隙比 e 。

再將土粒粒徑大小分佈分成 i 個等級、設每等級的顆粒數有 $N_{(i)}$ 個，且平均半徑為 $R_{(i)}$ ，則顆粒體積為

$$V_{p(i)} = \frac{4}{3} \pi R_{(i)}^3 N_{(i)} \quad (3.4.3)$$

進一步假設每個等級顆粒間之孔隙，僅形成一條毛細管通過，且毛細管半徑為 $r_{(i)}$ 、長度為 $h_{(i)}$ ，則其孔隙體積 $V_{v(i)}$ 可計算為：

$$V_{v(i)} = \pi r_{(i)}^2 \times h_{(i)} \quad (3.4.4)$$

其中，若在每個等級內土粒球形粒徑 ($R_{(i)}$) 大小相等，則毛細高度 $h_{(i)}$ 等於 $2 \times R_{(i)} \times N_{(i)}$ ；但一般土粒常不為球形，則毛細管真實高度或長度可修正為：

$$h_{(i)}^* = 2R_{(i)} N_{(i)}^\alpha \quad (3.4.5)$$

式中，修正因子 α 經驗值介於 1 至 2。該式意義即土粒粒徑減小則孔隙管徑急速減小，毛細高度將以指數倍數升高。

再將式 (3.4.5) 中 $h_{(i)}^*$ 代入式 (3.4.4) 中可得：

$$V_{v(i)} = \pi r_{(i)}^2 \cdot 2R_{(i)} N_{(i)}^\alpha \quad (3.4.6a)$$

又因 $V_{v(i)} = e V_{p(i)}$ ，故由式(3.4.3)可得

$$V_{v(i)} = e \cdot \frac{4}{3} \pi R_{(i)}^3 N_{(i)} \quad (3.4.6b)$$

令式 (3.4.6a) = (3.4.6b) 可整理得毛細管徑為

$$r_{(i)} = R_{(i)} \left[\frac{2e}{3} N_{(i)}^{1-\alpha} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.4.7)$$

而毛細水頭高度公式為：

$$h_{(i)} = \frac{2T \cdot \cos \beta}{r_{(i)}} \quad (3.4.8)$$

其中， $r_{(i)}$ 為孔隙之半徑， T 為表面張力， β 為接觸角，故將 (3.4.7)

代入式 (3.4.8) 可得各等級土粒間之毛細水頭 $h_{(i)}$ ：

$$h_{(i)} = \frac{2T \cdot \cos \beta}{R_{(i)}} \left[\frac{2e}{3} N_{(i)}^{1-\alpha} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.4.9)$$

式 (3.4.9) 中 α 的意義，直到 Tyler & Wheatcraft (1989) 引進碎形理論觀點(如圖 3.5 所示)，認為 α 可能是管道不規則度 (degree of irregularity)，並證實可用描述粒徑分佈之碎形維度 D 替代之，即 $\alpha = D$ ，如圖 3.4 所示。其中 D 值之推求可將土體分成數等級，再以土壤重量與粒徑推估土壤顆粒數，再依碎形理論求知碎形維度 D (其中 $1 \leq D < 2$)。對土壤而言，當 $D = 1.5$ 時，管道路徑已屬非常曲折；而 D 越大，他們表示含有越多細粒黏土質土壤，去水速度較慢；例如粗

粒土壤孔隙之 $D = 1.46$ ，細粒土壤孔隙之 $D = 1.89$ 。

因此以 $\alpha = D$ 代入毛細水頭公式 (3.4.9) 得：

$$h_{(i)} = \frac{2T \cdot \cos \beta}{R_{(i)}} \left[\frac{2}{3} e N_{(i)}^{1-D} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.4.10)$$

由於水對較小孔隙之吸附能力較強，因此通常是由較小孔隙填滿後再填較大孔隙，故其含水量亦可分為 $n+1$ 級，而第 i 級之體積含水量 (volumetric water content) 便是水由第 i 級之孔隙填滿至第 $n+1$ 級所需之體積除以土體之總體積而來，其可表為：

$$\omega_{(i)} = \frac{\sum_{i=1}^{n+1} V_{v(i)}}{V_b} \quad (3.4.11)$$

由式 (3.4.10) 及式 (3.4.11) 即可求得毛細水頭。其中，由土體結構關係可知 (Arya & Paris, 1981)：

$$V_{v(i)} = V_{b(i)} - V_{(pi)} = N_{(i)} R_{(i)}^3 \left(\frac{\rho_p}{\rho_b} - 1 \right) \quad (3.4.12)$$

設 $e = e_{(i)}$ 由式 (3.4.3)、式 (3.4.12) 及原始孔隙比 (e) 定義知：

$$e = e_{(i)} = \frac{V_{vi}}{V_{pi}} = \frac{N_i R_i^3 \left(\frac{\rho_p}{\rho_b} - 1 \right)}{\frac{4}{3} \pi R_i^3 N_i} = \frac{3}{4\pi} \left(\frac{\rho_p}{\rho_b} - 1 \right) \quad (3.4.13)$$

故僅須知道土粒粒徑分佈特性 D 、土粒密度 ρ_p 、土體密度 ρ_b 等參數，便可預測保水曲線。

3.5 案例驗證

Turcotte (1986) 曾經證實土粒的分裂是一種碎形特性，土粒粒徑愈小，其數量愈多，即 $N_{(i)} \times R_{(i)}^D$ 為一個定值。故各等級土粒間具有下列關係：

$$N_{(i)} \cdot R_{(i)}^{D^*} = N_{(i+1)} \cdot R_{(i+1)}^{D^*} \quad (3.5.1)$$

其中， D^* 為土壤顆粒粒徑分佈的碎形維度；土粒的 D^* 值常接近於 3； $N_{(i)}$ = 粒徑大於 $R_{(i)}$ 之顆粒總數（累積停篩顆粒總數）。若兩邊取對數可得：

$$\log\left(\frac{N_{(i)}}{N_{(i+1)}}\right) = -D^* \log\left(\frac{R_{(i)}}{R_{(i+1)}}\right) \quad (3.5.2a)$$

即

$$-D^* = \frac{\Delta(\log N)}{\Delta(\log R)} \quad (3.5.2b)$$

類比方格覆蓋法，可由傳統進行篩分析所得到的粒徑分佈曲線半對數關係：將縱軸由（% finer）改為 $\log(\% \text{ finer})$ 重新以雙對數關係表示粒徑分佈曲線，便可由圖形中之斜率得知該顆粒大小分布之碎形維度，如圖 3.6 所示。

Tyler & Wheatcraft (1989) 指出碎形增額 D_i （即碎形維數與拓撲維數之差別）滿足： $D_i = D^* - D_T$ ，其中在粒徑分佈中土壤是以三

度空間顆粒群體，故拓撲維數 $D_T=3$ ，所以土粒的 D_i ：

$$D_i = D^* - 3 \quad (3.5.3a)$$

孔隙管道是通過此一土粒骨架之通道，故具相同的碎形增額亦是 D_i ，而且孔隙管道之 $D_T=1$ ，所以孔隙管道之碎形維數 D ：

$$D_i = D - 1 \quad (3.5.3b)$$

由式(3.5.3a) = 式(3.5.3b)得孔隙管道之碎形維數 D ，與土粒粒徑分佈的碎形維度 D^* ，具下列關係：

$$D = D^* - 2 \quad (3.5.4)$$

即土粒粒徑分布之碎形維度，與描述管道不規則度之碎形維數值差 2。因此，藉由篩分析試驗資料，可先得知土粒粒徑分布之碎形維度 D^* ，再以式(3.5.4)關係，獲知土壤內部毛細管孔隙管道分佈之特性 D 值，其值反應毛細管道彎曲的程度 D 值愈大，毛細管道愈不規則，其意義與前述 α 一致。

本研究摘錄 Bousnina (1984) 在距地表 0-0.2 m 處所採得含黏土質砂土之現地保水試驗資料，以驗證本文模式之正確性。其土粒粒徑分佈資料如圖 3.7 之篩分析粒徑分佈曲線；現地保水試驗資料則繪於圖 3.9 之保水曲線。利用土壤保水曲線碎形模式便可得到繪製保水曲線之參數，如表 3.1 所示。其中對碎形維度 D 值之求得，本研究採用兩種方法，分述如下。

(1) 改良類比方格覆蓋法

本研究中由於考慮各孔徑篩上之土體重量與篩孔直徑之關係，故將原類比方格覆蓋法中之縱軸改以累積停篩百分比 ($\log(\% \text{ accumulation mass})$)，橫軸仍維持原狀作圖，重新將粒徑分佈曲線以雙對數關係表示，結果如圖 3.7 所示，可由圖形中之斜率得知顆粒大小分布之碎形維度 ($Dr = 3 - \text{斜率}$ ， Dr 為改良類比方格覆蓋法所得之碎形維度值)。以此法將 Rieu & Sposito (1991) 土壤粒徑與累積停篩重量百分比作圖得斜率為 0.61，依前述理論得知描述土粒的碎形維度 $3-Dr=0.61$ ，即 $Dr=2.39$ ；故表達分佈於土粒間之毛細管道彎曲程度碎形值為 $D=0.61$ ，可直接以原累積停篩粒徑分佈曲線雙對數圖迴歸直線之斜率代替之，所以毛細管道的碎形維度 D 即為等於該圖的斜率。

(2) 管道不規則度估算法

於篩分析中，可由兩篩篩網網徑之平均數當作顆粒粒徑，再將粒徑除以 2 得其各部分之 $R_{(i)}$ 。由停留在此篩徑上之土重，除以土粒之單位重得其體積，再除以顆粒體積 ($(4/3) \times \pi \times R_{(i)}^3$) 而得各篩上之土粒數目 $N_{(i)}$ ，將各篩之顆粒數加起來便得到 N 值。將篩孔直徑—土壤顆粒數取雙對數作圖即可得一斜率，如圖 3.8 所示。由圖形中迴歸直線之斜率得知該顆粒大小分布關係之碎形維度 $D^*=2.66$ ，利用 D^*

值可以反應孔隙大小分佈性質或毛細管道彎曲的程度。以兩種方法得到 $D_r=2.39$ 及 $D^*=2.66$ ，再由公式(3.4.10)換算得毛細管道之 $D=0.66$ 。

將上述二法所得之 D 值分別代入，得到兩種保水曲線預測值，並與現場保水試驗作比較如圖 3.9 所示。由圖 3.9 的結果中，發現此二預測曲線趨勢與原始現場實驗所得之保水曲線趨勢相符。且以改良類比方格覆蓋法所得斜率做為毛細管道 D 值預估時，曲線前半部原實驗值有低估的情形，在曲線後半部與原實驗值相較有高估的情形；而以管道孔隙不規則度估算法所換算得之 D^* 值所得結果趨勢與真實情形較為類似。故由比較得知，若將保水曲線分為二個部分，前面部份以由管道孔隙不規則度估算法所得 D 值推估與現場實驗所得之保水曲線趨勢較為相符，後面部份 D 值以改良類比覆蓋法推估與現場實驗所得之保水曲線趨勢較為相符。但整體而言，孔隙不規則度估算法所得知結果較佳，故本研究擬採用此一模式，以預測保水曲線。

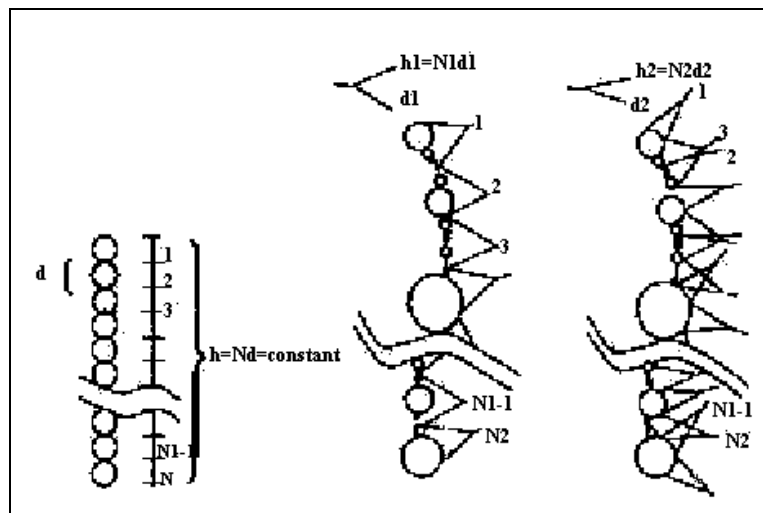


圖 3.5 碎形毛細管模式示意圖(Tyler & Wheatcraft, 1991)

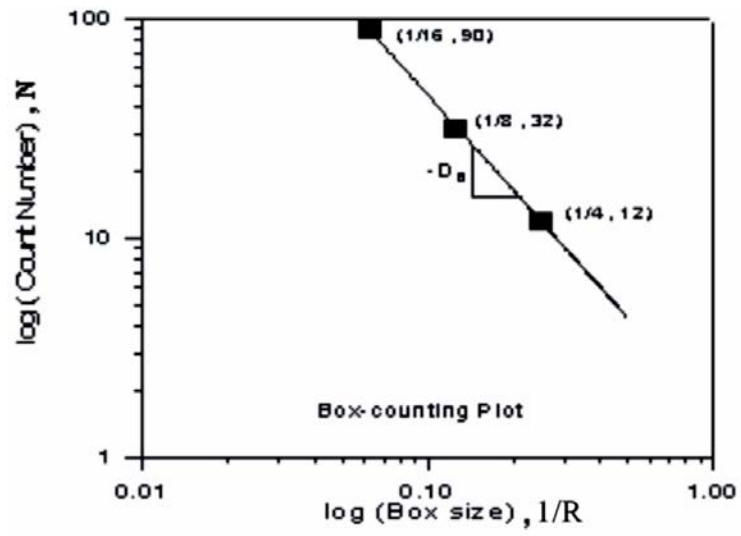


圖 3.6 雙對數關係表示粒徑分佈曲線示意圖(楊振榮, 2001)

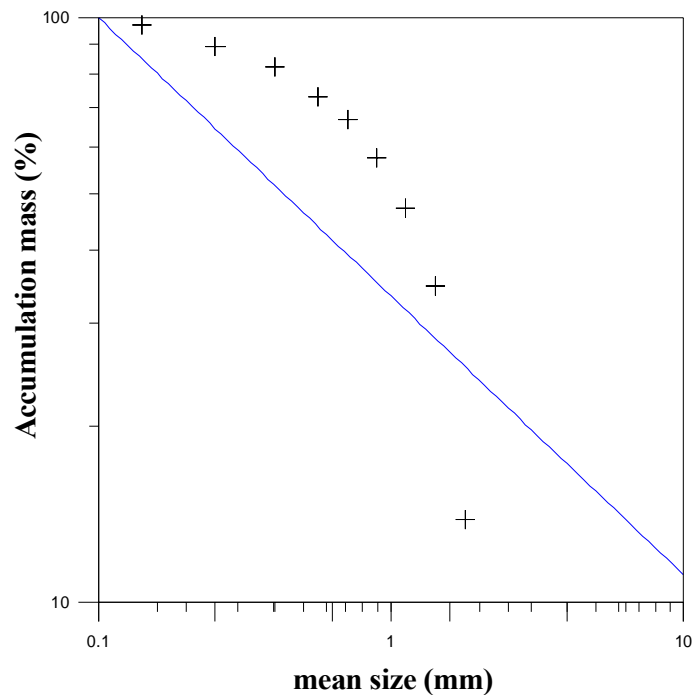


圖 3.7 篩分析曲線雙對數圖 (Slope=0.61)

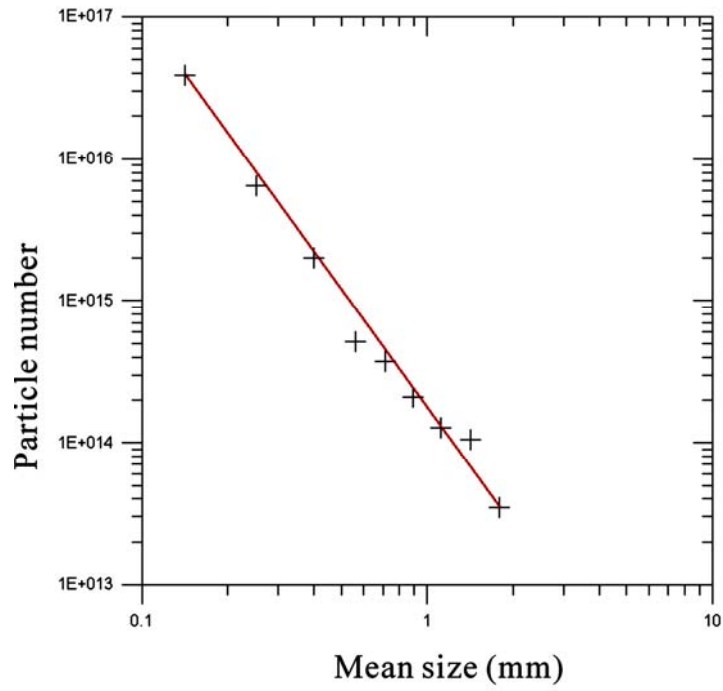


圖 3.8 改良篩分析曲線對數圖 (Slope=2.66)

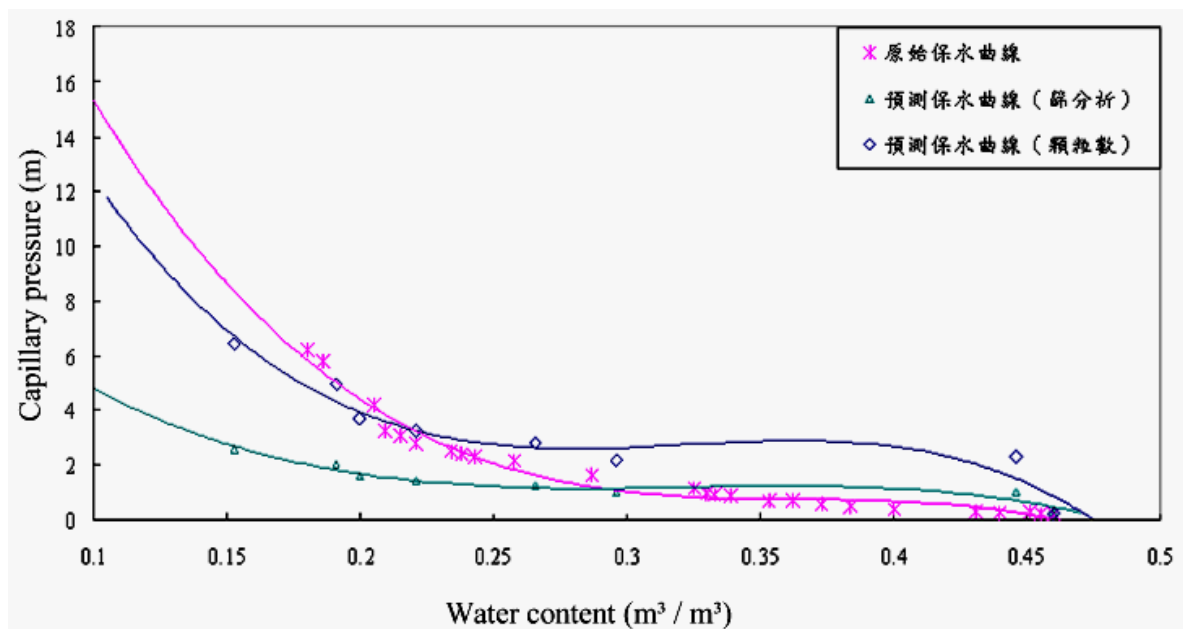


圖 3.9 保水曲線預測值與現場實驗值比較圖

表 3.1 估算保水曲線之基本參數

累積停篩 百分比 (%)	顆粒數 (E+15)	各層孔隙 體積 $V_{V(i)}$	各層含水量 $w_{(i)}$	水頭高 H_i ($D^* = 2.66$) (cm)	孔隙比 e	水頭高 H_i ($D^* = 2.39$) (cm)
13.864	0.034	21154	0.296	2.202	0.203	1.01
34.735	0.105	31845	0.446	2.306	0.203	1.029
47.168	0.127	18971	0.266	2.825	0.203	1.254
57.503	0.210	15771	0.221	3.26	0.203	1.429
66.846	0.373	14254	0.2	3.705	0.203	1.601
73.176	0.513	9660	0.135	4.442	0.203	1.905
82.121	2.001	13648	0.191	4.944	0.203	2.049
89.276	6.48	10918	0.153	6.452	0.203	2.597
96.899	38.94	11631	0.163	8.468	0.203	3.258

3.6 滲透曲線碎形模式

3.6.1 理論推導

根據碎形維度理論，土壤孔隙分布數目可寫為下式：

$$N(r) = Cr^{-D} \quad (3.6.1)$$

其中 N 為在半徑 r 範圍內的孔隙數目， C 是常數， D 為孔隙之碎形維度值。因此，土壤孔隙體積分佈關係式可寫為：

$$f(r) = Ar^{3-D} \quad (3.6.2)$$

其中 $A = 4\pi C/3$ 。將半徑 $r \rightarrow r+dr$ 範圍之孔隙填滿所需含水量可寫為：

$$d\Lambda = df(r) \quad (3.6.3)$$

式中 Λ 為相關體積含水率(relative volumetric water content)， $\Lambda = \theta - \theta_r$ ，

θ 與 θ_r 為體積及殘餘含水率，再將(3.6.3)式積分為下式：

$$\Lambda = \frac{A}{(3-D)} r^{3-D} \quad (3.6.3a)$$

而相關體積含水率在飽和時可將(3.6.3a)式改寫為下式：

$$\Lambda_s = \frac{A}{(3-D)} R^{3-D} \quad (3.6.3b)$$

式中 Λ_s 為飽和時之相關體積含水率， R 為孔隙之最大半徑值。

此時水之表面曲率為 r ，因為在相關體積含水率 Λ 時，孔隙半徑小於 r 者皆被水填滿。而水力勢能 ψ 與孔隙半徑之關係可改寫自(3.4.8)式

$$\psi = \frac{2T \cos \beta}{r} \quad (3.6.4a)$$

$$\psi_e = \frac{2T \cos \beta}{R} \quad (3.6.4b)$$

式中 ψ 為水力勢能， ψ_e 為空氣進氣值(air-entry value)， T 為表面張力， β 為接觸角。將(3.6.4a)、(3.6.4b)式與(3.6.3a)及(3.6.3b)式結合便是體積含水率與水力勢能之關係式，

$$\Theta = \left(\frac{\psi}{\psi_e} \right)^\delta \quad (3.6.5)$$

其中 Θ 為正規化之體積含水率值($\Theta = \Lambda/\Lambda_s$)， δ 是一常數，其與碎形維度之關係為：

$$\delta = D - 3 \quad (3.6.6)$$

對照(3.5.3a)式此處 D 值即為土粒粒徑分布之碎形維度 D^* 值。

Burdine(1953)發展出一相關水力滲透方程式（水力滲透係數與飽和度之比例式）

$$k_r = \Theta^2 \frac{\int_0^\Lambda \frac{d\Lambda}{\psi^2}}{\int_0^1 \frac{d\Lambda}{\psi^2}} \quad (3.6.7)$$

其中 k_r 為相關水力滲透係數， $k_r = k_s/k_w$ ； k_w 與 k_s 為在任何飽和度下之滲透係數與飽和狀態下之滲透係數。

將(3.6.5)式代入(3.6.7)式，並且考慮 $d\Theta = d\Lambda$ ，則相關水力滲透方程式可得到下式：

$$k_r = \Theta^\lambda \quad (3.6.8)$$

$$k_r = \left(\frac{\psi}{\psi_e} \right)^\eta \quad (3.6.9)$$

$$\lambda = \frac{3D-11}{D-3} \quad (3.6.10)$$

$$\eta = 3D-11 \quad (3.6.11)$$

(3.6.8)式顯示了相關水力滲透係數與正規化之體積含水率之關係，而

(3.6.9)式顯示了相關水力滲透係數與水力勢能之關係。

由土壤顆粒之孔隙分布進而推導出非飽和土壤之水力滲透係數之重要參數可由(3.6.10)式及(3.6.11)式決定。

3.6.2 滲透曲線碎形模式探討

本研究以 Bousnina (1984) 在距地表 0-0.2 m 處所採得含黏土質砂土之現地資料，討論在土壤水分分布情形於不同顆粒排列下，其相關水力滲透係數與正規化之體積含水率及水力勢能比之關係。此處之原始水分分布情形如圖 3.9 及表 3.1 所示。其空氣進氣值為 2.0 kPa，在假設土粒分布分別維度值為 $D = 2.2$ 、2.5、2.7 三種情形下之水分變化情形。

圖 3.10 表示相關水力滲透係數 ($k_r = k_s/k_w$; k_w 與 k_s 為在任何飽和度下之滲透係數與飽和狀態下之滲透係數) 與水力勢能值之關係圖。如圖所示，隨著水力勢能值增加，其相關水力滲透係數隨之減少，其變化幅度在維度值較低時 ($D=2.2$) 較為明顯。但在水力勢能值較小時，相關水力滲透係數幾乎重合，這表示在低水力勢能值時，土壤顆粒的變化並不會對相關水力滲透係數造成太大的影響。

圖 3.11 表示相關水力滲透係數 ($k_r = k_s/k_w$) 與正規化之體積含水率值 ($\Theta = A/A_s$, A 及 A_s 分別為任何飽和度下之相關體積含水率與在飽和狀況下之相關體積含水率) 關係圖。由關係圖得知在高相關體積含水率情形時，可得到高相關水力滲透係數值；此外，其顆粒變化時 ($D = 2.2$ 、2.5、2.7 三種情形下) 相關水力滲透係數變化明顯，尤

其在維度值較高時 ($D = 2.7$) 最為明顯。此圖表示體積含水率與滲透係數之關係受到顆粒分布影響十分顯著，完全沒有重合的情形發生。

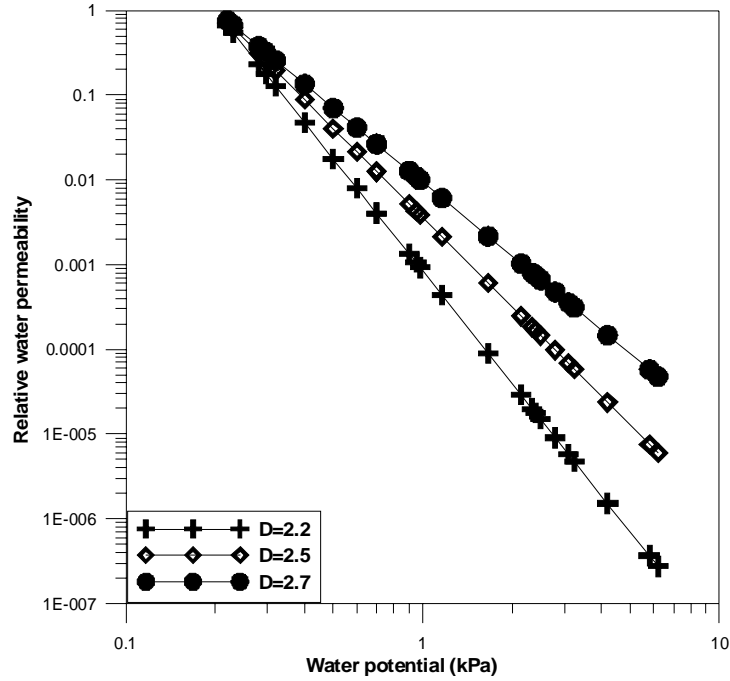


圖 3.10 不同顆粒分布下相關水力滲透係數與水力势能之關係圖

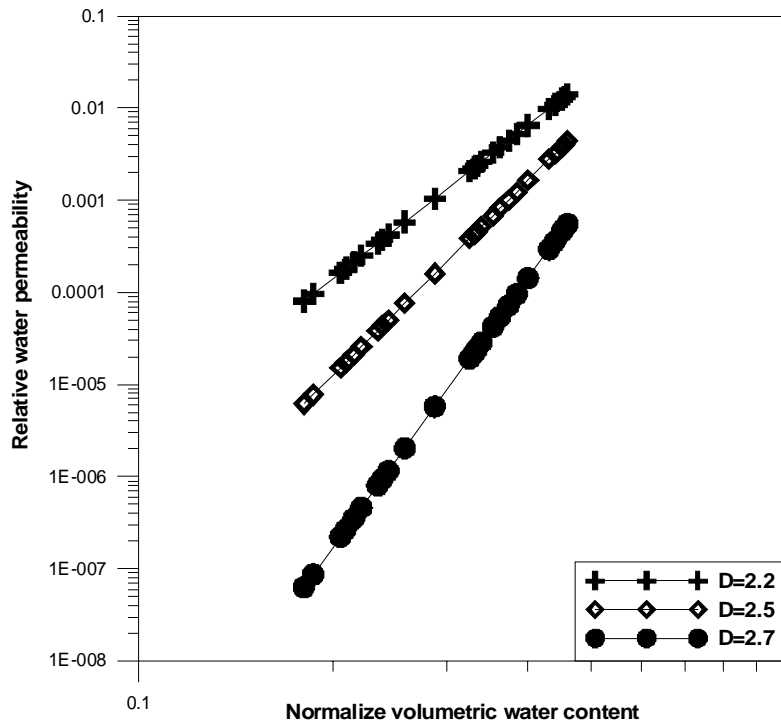


圖 3.11 不同顆粒分布相關水力滲透係數與正規化體積含水率關係圖

第四章 影像於篩分析之應用

4.1 二維影像分析之研究

大部分的研究中，多以實驗室所得篩分析曲線描述粒徑分佈，僅有少部分採用現地照片，進行土石流材料完整顆粒大小之判識。

(Bonnet-Staub, 1999, Ter-Stepanian, 2002, Varnes, 1978, Znamensky & Gramani, 2000)。

Mancini et al. (1987) 提出影像分析之步驟如下：

- (1) 在土石流發生區內取樣，且影像取景必須垂直於取樣平面，同時照片中需含比例尺。
- (2) 無論使用影像軟體或人工判讀照片，必須同時紀錄其顆粒之周長、長軸長度、短軸長度、等值圓半徑、及顆粒距離影像圖形之中心軸位置及密度等資料。
- (3) 顆粒大小的量度，必須以圖中比例尺為衡量標準。
- (4) 為避免大顆粒遮蔽效應，經驗上以分佈係數作為計算之比例。
- (5) 根據上述資料所得之體積百分比，需經由經驗修正才可轉換至重量百分比。

Baroni et al. (2003) 於義大利 Ravaneti 發生土石流之上游區域實地拍攝 (如圖 4.1)，並利用影像軟體描繪現地影像 (如圖 4.2)，利用

上述 Mancini et al. (1987) 提出之影像分析方法計算粒徑分佈曲線，結果發現粒徑在 10mm~100mm 範圍內，以傳統篩分析及影像分析所得粒徑分佈曲線斜率相同。Baroni et al.認為可將兩種結果疊合，成為完整粒徑分佈曲線，如圖 4.3 所示。



圖 4.1 義大利 Ravaneto 區域影像拍攝位置之斷面全景

(Baroni et al., 2003)

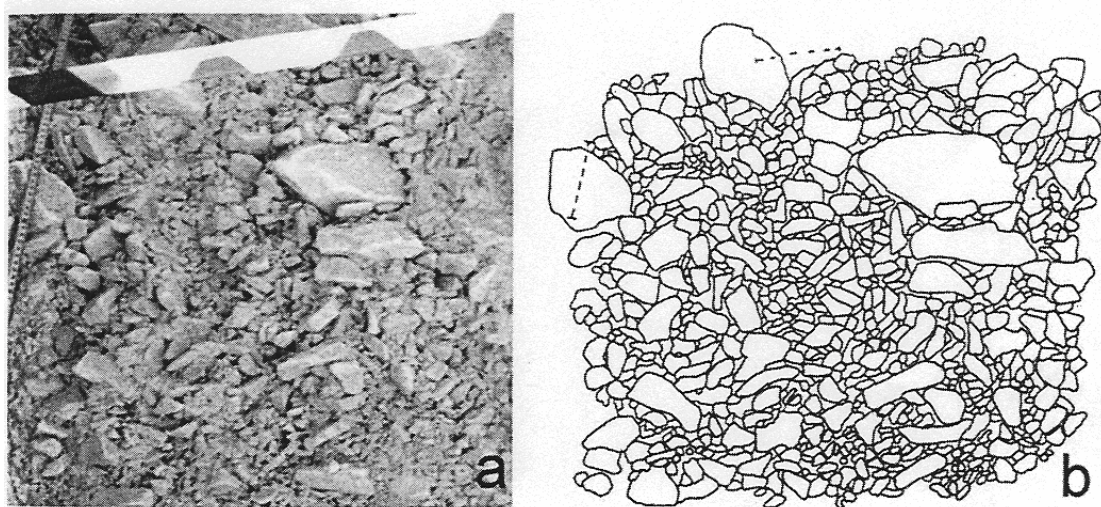


圖 4.2 影像分析照片與再製圖 (Baroni et al., 2003)

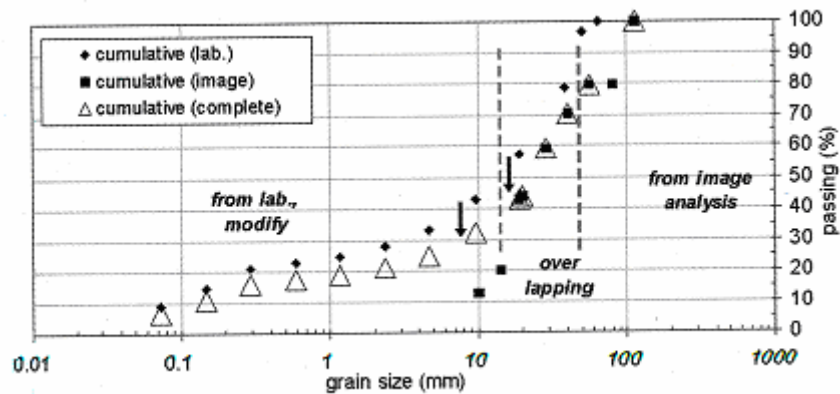


圖 4.3 影像分析與篩分析比對 (Baroni et al., 2003)

4.2 數位影像理論

本研究擬以土石材料現地之數位影像，發展數位影像篩分析法，此套簡易方式主要功用是繪製無法採樣部分之粒徑分佈曲線。可採樣部分仍採用傳統篩分析法，而顆粒大小超過標準篩號尺寸之部分則以二維影像分析取代篩分析。即嘗試以兩種方法之結合彌補傳統篩分析之不足，以繪製完整粒徑分佈曲線。本研究擬進行二維影像分析，所謂二維影像分析是指以數位相片紀錄現地土石之分佈情況。而影像分析前，必須先了解數位影像的一些基本特性。

4.2.1 影像分割

影像分割(image segmentation)的主要目的是從影像中，將有興趣

的目標、物體、物件分割出來，再分析所得的有效資訊，經由資料數據的判別，將不同意義給予不同的指令，並做不同的處理動作，此為影像分割的功用。

灰階影像是一個二維亮度函數 $f(x,y)$ ，而彩色影像是三個二維亮度函數 R、G、B 組成。茲定義點的空間坐標為 (x,y) ，該點影像的亮度或灰度為 $f(x,y)$ 。影像分割演算法通常以影像亮度值的兩個基本特性之一為基礎：相似性和不連續性。在相似特性中，因為原屬同一個物件，其影像亮度值相似，所以根據影像亮度值的相似性，從影像中找出物件。而在不連續特性中，利用位於物件邊緣的影像亮度值產生明顯的變化（即影像亮度值的不連續性），找出物件邊緣的封閉曲線，進而找出物件。一般來說，一個物件可以使用封閉的曲線來表示，同理，一個封閉的曲線可以描述一個物件，所以無論是找出物件的封閉邊緣曲線或是直接找到物件，都是達到影像分割的目的。

影像分割主要問題之一是影像資料含糊不清的特性。由於影像常受到外來雜訊的影響，使得影像呈現出亮度不均，或物件與背景間亮度值產生低對比的情況。影像中的物件往往受到光影上的影響，造成原本應該一致的顏色可能變為漸層色，或是有些地方變為陰影，有些地方則變為反光面，造成這些區域原本應該被分類為同一物件，卻因為亮度不均而被分類為另一物件。

對於影像分割來說，除了使用影像亮度值的基本特性外，還需要一些額外的資訊來輔助，以便達到分割物件的目的。影像分割的方法，根據使用的特性分析可以分成四大類：

(1)門檻值法(Thresholding)：利用統計整張影像或部份影像的灰階統計長條圖 (histogram) 來分析。

(2)以邊緣為基礎的分割法(Edge-based Segmentation)：利用物件和背景間，影像亮度值產生明顯變化的特性找出物件邊緣。

(3) 以區域為基礎的分割法(Region-based Segmentation)：利用同一物件中，其影像亮度值相似的特性，從影像中找出物件。

(4)分水嶺分割法(Watershed Segmentation)：使用前面三種方法混合的特性分割影像。

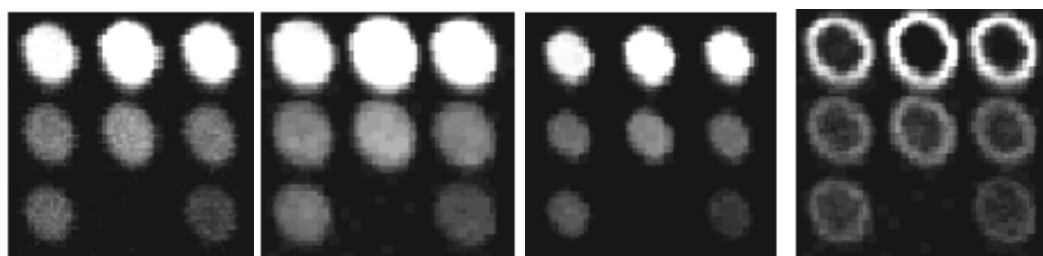
在這一節中，將分別描述本研究使用的二種方法：分水嶺分割法與門檻值法中的二值化法。

4.2.2 分水嶺分割法

(1)形態學梯度(morphological gradient)

在邊緣檢測影像處理中有多種梯度計算方式，其基本原理大多基於下面考量：如果影像中某一像素點位置的梯度值大，則表示在該點位置影像有快速明暗變化，意味該點可能為邊緣通過。這些梯度計算

多半以數學微分形式求得 (Michael, 1999)。在數學形態學影像處理中也提出了幾種梯度計算方法，此處僅討論本研究所用的形態學梯度。形態學梯度運算能夠針對影像中物件邊緣創造出一邊緣加強的影像，此影像的產生過程如下：複製原始影像 A 成為 A' ，對 A 進行侵蝕，對 A' 進行膨脹。接著從膨脹運算後的 A' 減去侵蝕運算的 A 。由於被膨脹過影像物件的大小會輕微地增加，而被侵蝕過影像物件的大小會輕微地減少，兩者之間的差異便能標示出物件的邊緣 (Baxes, 1994)。圖 4.4(a)~(d) 展示計算一灰階影像的形態學梯度過程。(a) 為輸入影像，(b) 為膨脹後影像，圖(c) 為侵蝕後影像，計算圖(b)與圖(c)的差異即產生梯度影像圖(d)。



(a)輸入影像 (b)膨脹後影像 (c)為侵蝕後影像 (d)梯度影像

圖 4.4 一灰階影像計算形態學梯度影像過程

影像將只會呈現出物件的輪廓並使得輸入影像中的尖銳灰階變化過程變亮了。形態學梯度運算在一維灰階處理過程展示則如圖 4.5 所示。

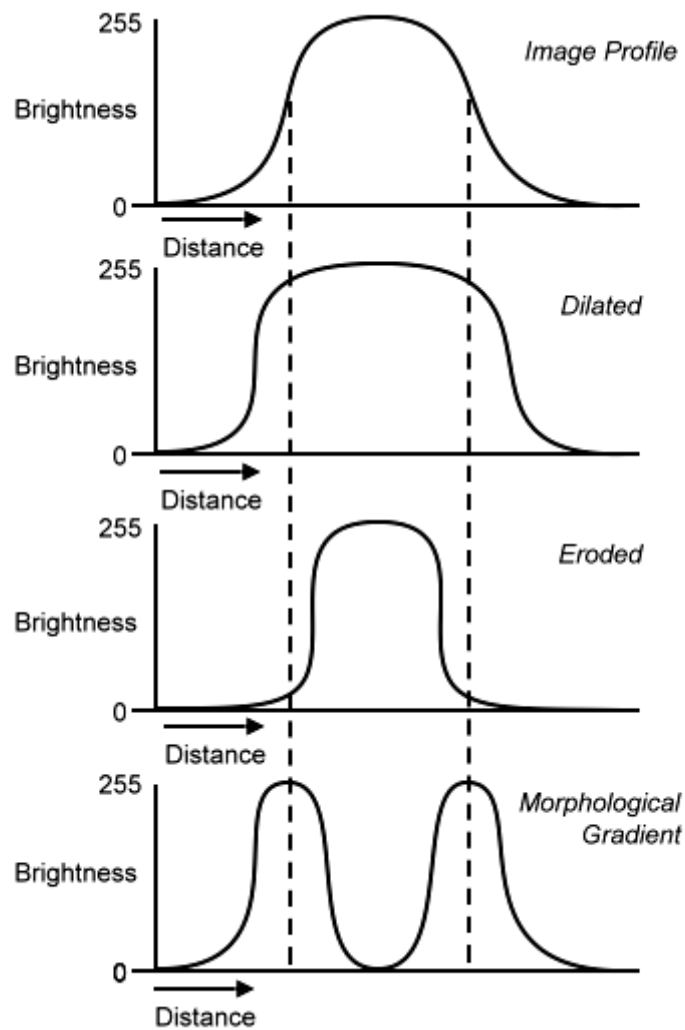


圖 4.5 形態學梯度運算處理過程示意圖 (Baxes, 1994)

(2) 分水嶺演算法 (Watershed algorithm)

分水嶺演算是一種流域方法概念。將流域方法應用在待分割影像的形態學梯度，可以得到非常有效的灰階值分割方法。假設待分割的影像由不連接的物體組成，且物體具有較暗的灰階值。影像中具有均勻低灰階值得區域將其稱為極小區域。影像中有三種空間點：(a) 屬於極小區域的點；(b) 若一滴水珠落於影像上某點處，水珠必定滾入

極小區域的點；(c) 水珠由該點滾入一個以上極小區域的可能性相同之點。對於一個給定的極小區域，水珠會滾入該區域的所有點所構成的集合，稱為該極小區域的流域或集水域。水珠從脊線滾入一個以上極小區域的可能性均等的點所構成的集合，稱為分水嶺線 (Baxes, 1994)。此概念可參見圖 4.6。

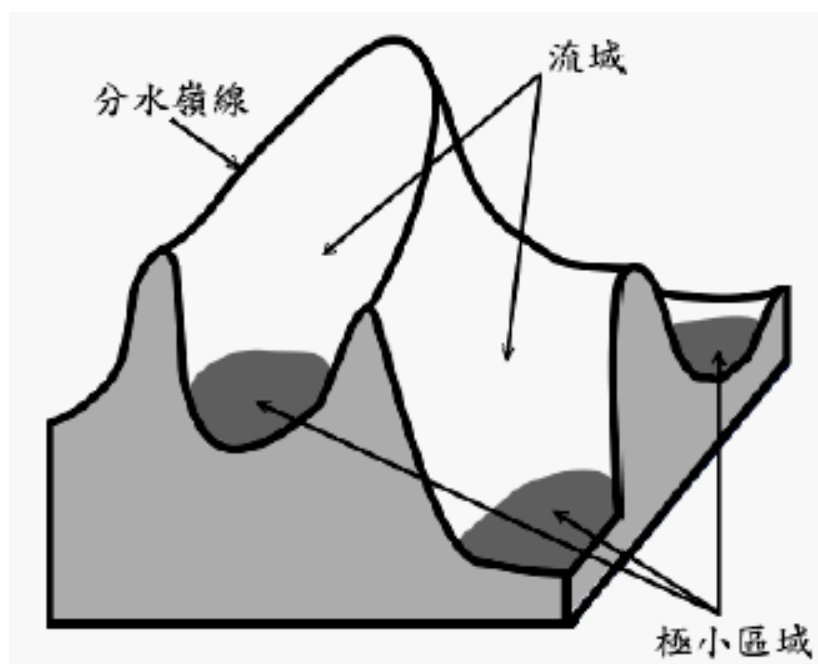


圖 4.6 流域、極小區域、分水嶺線概念圖 (Baxes, 1994)

依上所述，影像分割問題可歸類成一種求影像流域分界線的問題。現在假設水珠不是從流域滾下，而是從水溢出的角度來看，假設影像中極小區域部分被打了小孔，水從這些小孔中以一定速度溢出，當不同流域中的水面不斷升高到要匯合在一起時，築起一道堤防防止不同流域中的水匯合。水面持續上漲直到所有的分水嶺線被找出

(Baxes, 1994)。此概念可參見圖 4.7。

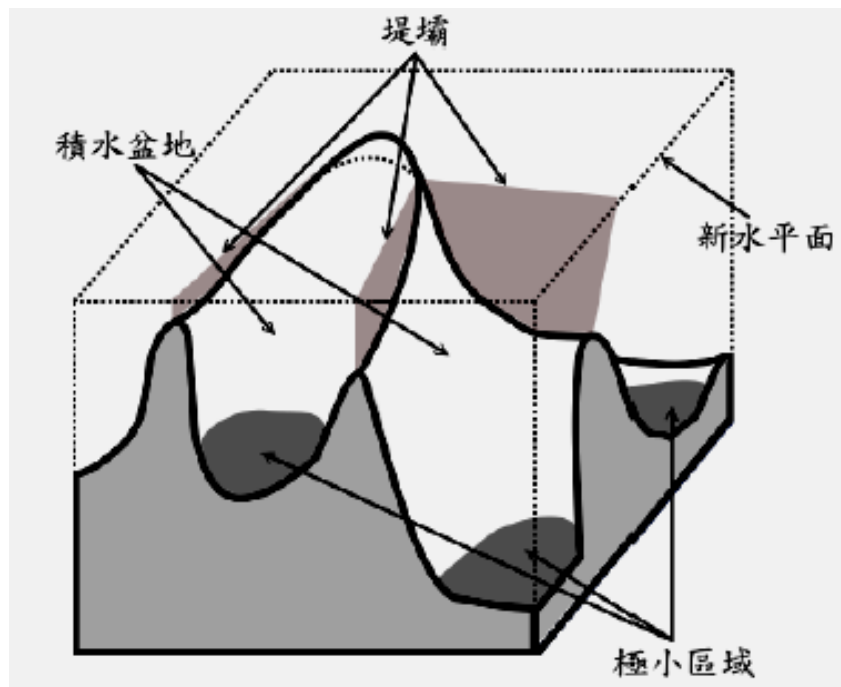


圖 4.7 流域築堤概念圖 (Baxes, 1994)

從地形學(topographic)的角度來看，把一張影像的灰階值看成是地形上高低起伏的表面高度時，運用地形學的概念，影像就猶如有高低起伏的地理景觀。因此，根據這些灰階值，將每個局部區域高度最小值當成是地表一個盆地(basin)的最低點，然後想像用水逐步浸入，模擬水從不同盆地的最低點開始慢慢的上漲，直到來自兩個不同盆地區域的水將要混合時，便建立一分隔水壩將彼此隔離，而此分隔水壩就等於所要找的分水嶺線 (watershed line)。直到水漲到最高點後，所有的分水嶺線就都能被找出來，而每一個分水嶺區間被給予一個單一

編號，此時就完成了分水嶺演算法分割過程。這樣的方法稱為是以浸泡(immersion)的模擬方式求得分水嶺演算法，此方法快速、簡單、準確且計算效率高，本研究所採用的分水嶺演算法即以此為基礎。一個浸泡式分水嶺演算一維灰階處理過程展示見圖 4.7。

在整個處理過程中，通常是以水漲的高度來決定影像中的像素是否要被處理，也就是以像素的灰階值大小來與水上漲的高度來做比較，當水漲高度等於某一灰階值 H 時，所有小於 H 的灰階值是已被處理完畢並給一適當標籤(label)值。此方法是以每個像素為中心，依其周圍 8 個鄰近點的標籤值來決定此像素的標籤值 (Vincent, 1991)。

4.2.3 門檻值法(Thresholding)

(1) 二值化 (Binarization)

影像二值化處理作業是將每個像素的灰階值，降低至特定範圍的亮度值。每個二值化的作業，將把整張影像轉變成兩個灰階值：0，以及影像中最大的灰階值(若是 8 位元的影像，則最大值即為 255)。

在進行二值化作業時，門檻值的選取是相當重要的。若門檻值設定不理想，經過二值化的影像會遺失許多原有的細節，將無法找出待測物體的正确邊界與某些特定輪廓特徵。

(2) 二值化基本概念

二值化的運算方法，是將整張影像中，每個像素之灰階值與預設之門檻值 (Threshold) 逐一比較，若高於門檻值，則該像素的灰階值將被設定為最大值；反之，則設定為 0。

以圖 4.8 為例，假設(a)中所示的灰階直方圖對應到由陰暗背景上的明亮物體所組成一幅影像 $f(x, y)$ 上，使得物體和背景的像素被分類為兩個主要群體的灰階。若要從背景中抽取出物體的一個明顯方式即選擇分開這些群體的門檻值 T 。於是，對 $f(x, y) > T$ 的任一點 (x, y) 稱為物體點 (Object Point)，其餘則為背景點 (Background Point)。

圖 4.8(b) 為一般較常見的情況，其中在此影像直方圖上有三個主要群體的特徵 (例如，在陰暗背景上的兩種明亮物體)。此處，如果 $T_1(x, y) \leq T_2$ ，則多階門檻值法 (Multilevel Thresholding) 將點 (x, y) 歸屬於一個物體點；如果 $f(x, y) > T_2$ ，則歸屬於另一個物體點；如果 $f(x, y) \leq T_1$ ，則歸屬於背景點。

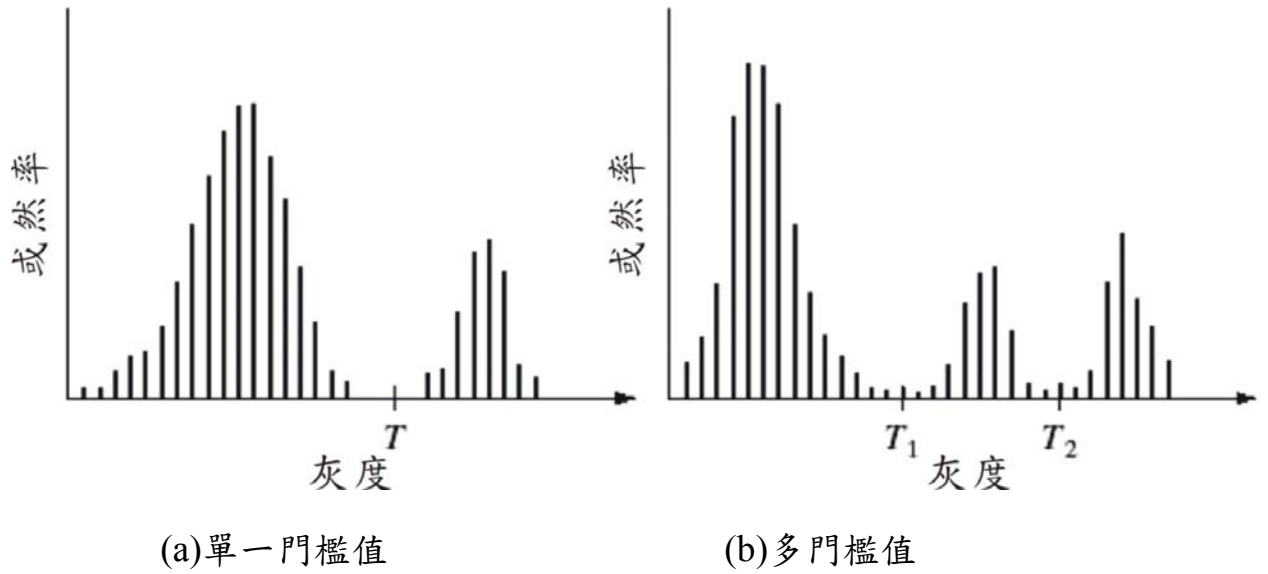


圖 4.8 門檻值法之灰階直方圖

根據以上所述，門檻值法可以看成是一種依據函數 T 檢測的運算，其中 T 的形式為：

$$T = T[x, y, p(x, y), f(x, y)] \quad (4.2.1)$$

其中 $f(x, y)$ 是點 (x, y) 的灰階， $p(x, y)$ 代表了這一點的區域性質——例如，以 (x, y) 為中心其鄰域的平均灰階值。一個門檻值化的影像 $g(x, y)$ 定義為：

$$g(x, y) = \begin{cases} 1 & \text{若 } f(x, y) > T \\ 0 & \text{若 } f(x, y) \leq T \end{cases} \quad (4.2.2)$$

因此，這些標記為 1（或其他自訂的灰階值）的像素對應於物體，標記為 0（或其他沒有指定給物體的灰階值）的像素對應到背景。

當 T 只跟 $f(x, y)$ 有關時，這個門檻值稱為整體（global）門檻值。

如果 T 與 $f(x, y)$ 和 $P(x, y)$ 有關，這個門檻值稱為區域 (local) 門檻值。

(3) Otsu Method

Otsu(1979)提出運用組間 (between-class) 差距越大越好的概念來進行二值化分割。若灰階影像之長條圖具有雙峰特性，則可以利用統計學的原理，來找出最佳的門檻值，以分割灰階影像中的二個群集的像素。設一已知影像像素的灰階分佈為 $[1, 2, \dots, L]$ ，灰度值為 i 的像素個數 n_i ，且像素之總和 $N=n_1+n_2+n_3+\dots+n_i$ 。則機率分佈為： $[1, 2, \dots, K]$ 之 C_0 像素群； C_1 則表示灰度值範圍為 $[K+1, \dots, L]$ 之像素群。此時二個群集之機率分佈分別為：

$$\begin{aligned}\omega_0 &= P_r(C_0) = \sum_{i=1}^k P_i = \omega(k) \\ \omega_1 &= P_r(C_1) = \sum_{i=1+k}^L P_i = 1 - \omega(k)\end{aligned}\tag{4.2.3}$$

和平均數

$$\begin{aligned}\mu_0 &= \sum_{i=1}^k i P_r(i|C_0) = \sum_{i=1}^k i P_i / \omega_0 = \mu(k) / \omega(k) \\ \mu_1 &= \sum_{i=1+K}^L i P_r(i|C_1) = \sum_{i=1+k}^L i P_i / \omega_1 = [\mu_r - \mu(k)] / [1 - \omega(k)]\end{aligned}\tag{4.2.4}$$

其中 $\omega(k) = \sum_{i=1}^k P_i$ ， $\mu(k) = \sum_{i=1}^k i P_i$ 分別為長條圖之中前 K 個值的零階和一階動量 (Moment)，且

$$\mu_r = \mu(L) = \sum_{i=1}^L i P_i\tag{4.2.5}$$

為原始影像的總平均數，我們可以任一值來得到下列之關係：

$$\omega_0\mu_0 + \omega_1\mu_1 = \mu_r ; \omega_0 + \omega_1 = 1$$

$$\sigma_1^2 = \sum_{i=1+k}^L (i - \mu_1)^2 P_r(i|C_1) = \sum_{i=1+k}^L (i - \mu_1)^2 P_i / \omega_1 \quad (4.2.6)$$

為了求取最佳的門檻值（第 k 個灰度值），可以分辨分析中之分辨標準量測（Discriminant Criterion Measures）來討論。其中

$$\eta = \sigma_B^2 / \sigma_r^2 \quad (4.2.7a)$$

$$\begin{aligned} \sigma_B^2 &= \omega_0(\mu_0 - \mu_r)^2 + \omega_1(\mu_1 - \mu_r)^2 \\ &= \omega_0\omega_1(\mu_1 - \mu_0)^2 \end{aligned} \quad (4.2.7b)$$

$$\sigma_r^2 = \sum_{i=1}^L (i - \mu_r)^2 P_i \quad (4.2.7c)$$

分別是組間（between-class）變異數和總變異數。由於 Otsu 法的概念是組間差距越大越好（組間變異數越大越好），即 η 越大越好。因此求 η 值是找出閾值 K 最簡單途徑。亦即

$$\begin{aligned} \eta(k) &= \sigma_B^2(k) / \sigma_r^2 \\ \sigma_B^2(k) &= [\mu_r\omega(k) - \mu(k)]^2 / [\omega(k)(1 - \omega(k))] \end{aligned} \quad (4.2.8)$$

此方法中，若兩個高峰的高度差異不大，則 Otsu 法可以找到不錯的閾值。但是當灰階長條圖中，兩個高峰的高度大小差異過大，此時利用 Otsu 法找到的值將會過度偏向總個數比較大的高峰，如此便無法取得理想的閾值。本研究中大顆粒材料灰階差異不大，因此可以 Otsu 此法獲得不錯之結果。

4.3 二維影像分析模型試驗

本研究以影像處理分析程序，改良人工描繪之缺點，最終目標冀望以程式自動搜尋土石邊緣，以利後續估算土石之面積、體積、重量，並將資料轉換至篩分析曲線。

以一般數位相機拍攝之影像，先將影像轉灰階處理，如圖 4.9 所示。再者，以 Otsu 法直接對影像進行二值化處理，結果如圖 4.10 所示。比較圖 4.9 與 4.10，雖然二值化過程明顯判別出物體與背景值差異，但許多物體均呈相連狀態，對於後續分析十分不利。因為此過程會低估物體數量及高估物體尺寸，甚至也未達完全分離(segmentation)的效果。所以在二值化處理前必需先配合其他影像處理方法。

本試驗先以分水嶺演算法將灰階圖像進行分析，結果如圖 4.11 所示。將所得結果利用 Otsu 法對影像進行二值化處理，結果如圖 4.12 所示。即可獲得邊界較清楚及個別顆粒較明顯之二值化圖形。將此二值化圖形以軟體 IPTK(Image Processing Tool Kit, V5.0)進行後處理分析。IPTK 先將個別顆粒判識、圈繪並標註號碼，如圖 4.13。利用 IPTK 強大之後處理運算技術，將顆粒進行周長、長短軸長、圓度(Roundness)、中心點位置...等分析，如圖 4.14。

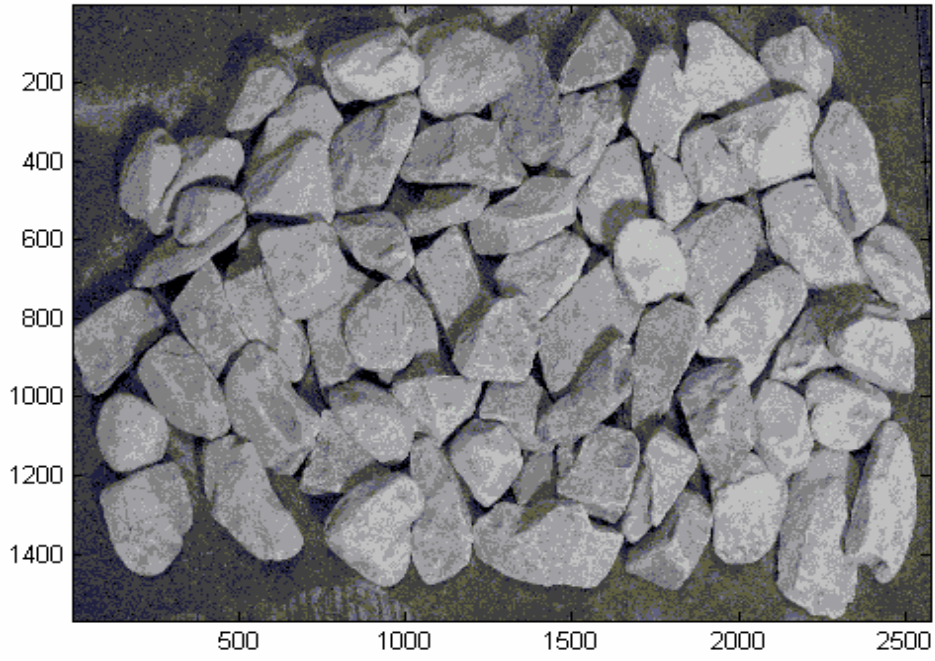


圖 4.9 彩色影像轉灰階影像

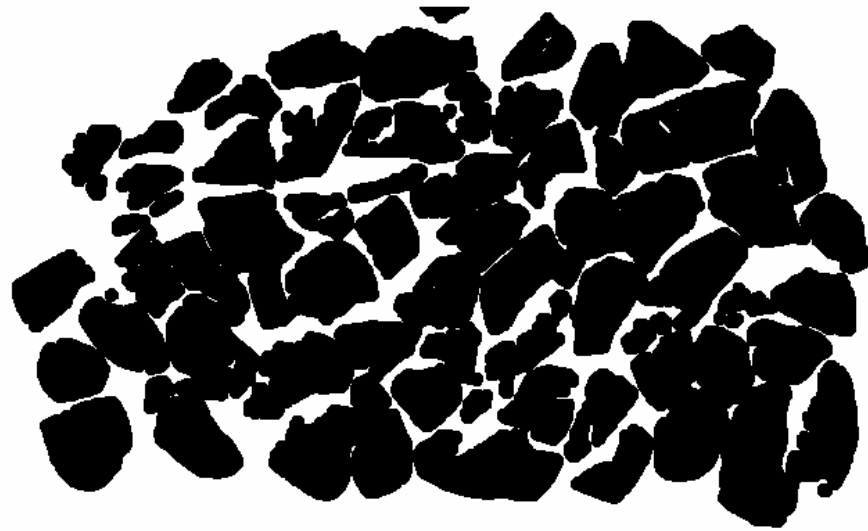


圖 4.10 直接進行二值化運算

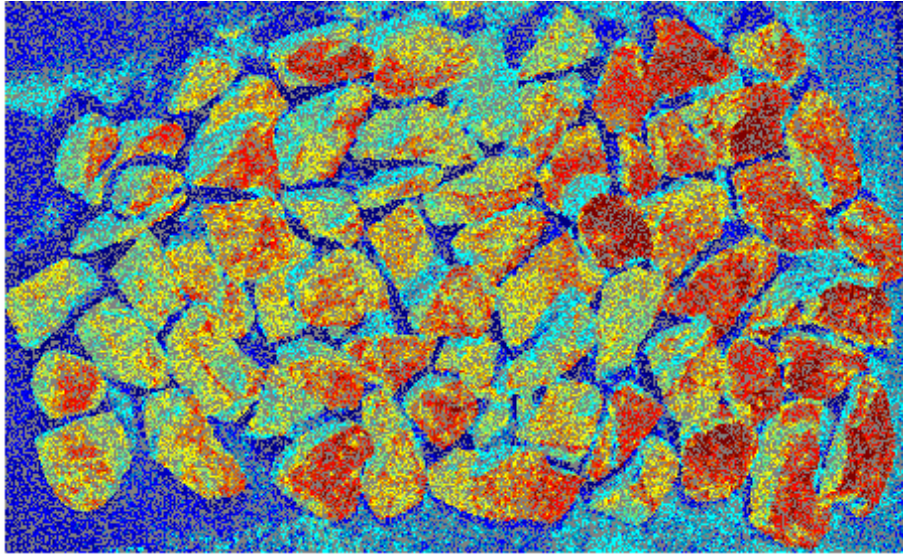


圖 4.11 分水嶺演算法後之結果

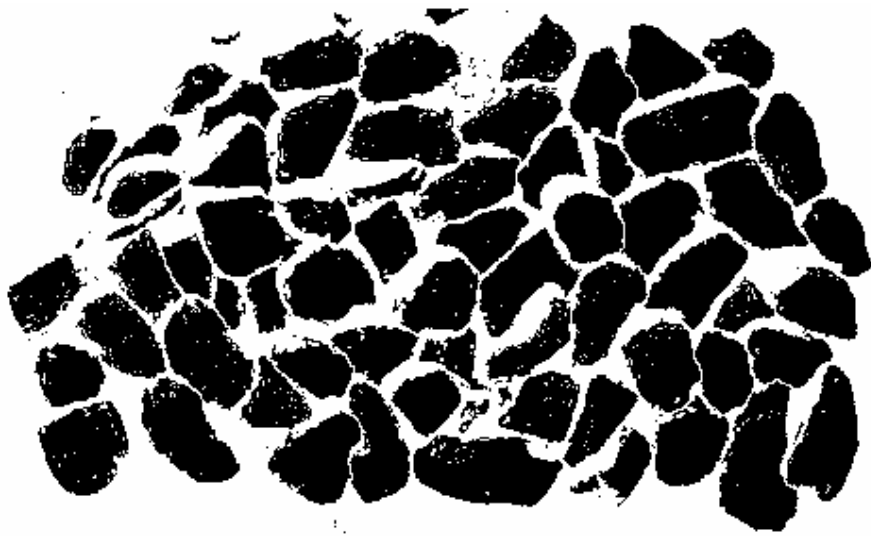


圖 4.12 分水嶺演算後經二值化處理之結果

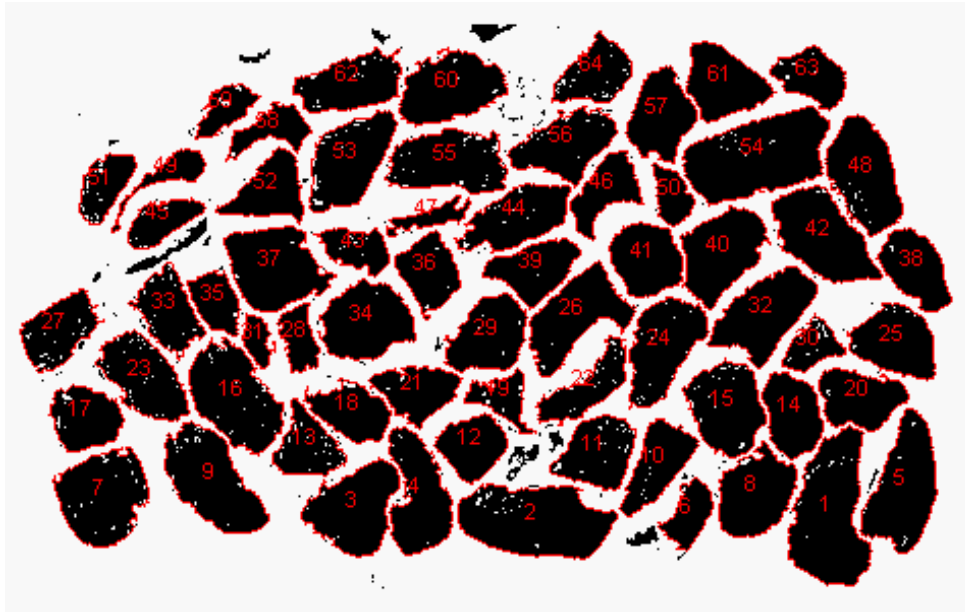


圖 4.13 標註個別顆粒物體

	Perimeter	Major Axis	Major Axis Angle	Minor Axis	Minor Axis Angle	Elongation	Roundness	Feret
Mean	160.58	50.35	9.94	29.89	1.52	1.76	0.51	
Std. Dev.	34.06	11.35	51.58	7.53	55.65	0.53	0.11	
1	247.79	79.76	82.07	40.45	-8.53	1.97	0.45	
2	218.99	78.31	-5.13	35.13	85.10	2.23	0.57	
3	185.75	52.77	27.05	41.59	-62.82	1.27	0.54	
4	204.38	63.39	-83.66	30.15	5.71	2.10	0.41	
5	205.75	71.34	84.37	33.14	-5.19	2.15	0.49	
6	115.30	36.40	74.05	20.88	-16.70	1.74	0.51	
7	196.82	52.39	66.37	44.78	-23.70	1.17	0.53	
8	175.78	49.34	72.30	35.74	-17.93	1.38	0.52	
9	200.34	65.30	-40.03	35.47	49.57	1.84	0.52	
10	159.51	51.97	59.98	25.55	-30.58	2.03	0.46	
11	141.81	46.96	26.57	37.12	-62.74	1.26	0.67	
12	125.71	36.12	4.76	31.14	95.53	1.16	0.65	
13	142.05	41.40	-52.85	30.00	36.87	1.38	0.50	
14	129.64	43.93	-78.18	26.48	10.89	1.66	0.71	
15	159.02	49.25	-84.17	36.22	6.34	1.36	0.68	
16	204.55	62.39	111.63	36.40	20.92	1.71	0.51	
17	130.40	37.80	-37.48	32.80	52.43	1.15	0.67	
18	150.20	44.65	-34.05	25.24	56.31	1.77	0.47	
19	147.64	40.46	-39.99	23.43	50.19	1.73	0.29	
20	151.61	44.91	-11.56	28.64	77.91	1.57	0.54	

圖 4.14 分析個別顆粒物體之各項參數

經過校正單位後可獲得一些基本資料(如周長、長短軸長、圓度、中心點位置...等)，利用以下幾種體積之估算模式計算體積：

(1) Frey (2003)法

$$V = \frac{\pi}{6} \alpha \bar{d}^2 D \quad (4.3.1)$$

其中， \bar{d} 為中值尺寸 (Medium dimensions)； D 為最大尺寸 (Maximum dimensions)； α 為形狀係數 (Shape coefficient)。

(2) Illerström (1998)法

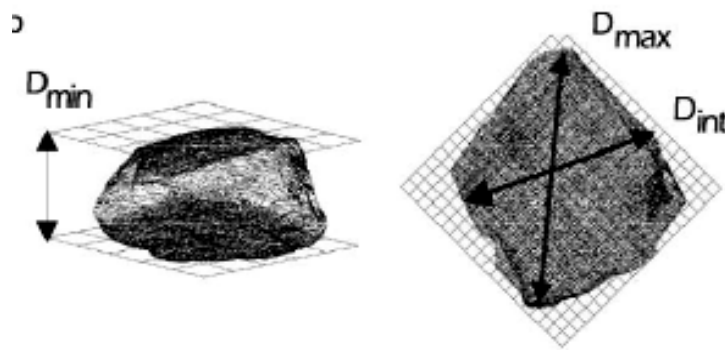


圖 4.15 體積幾何示意圖 (Illerström,1998)

$$V = d \cdot \bar{d} \cdot D = A \cdot d \quad (4.3.2)$$

其中， \bar{d} 為中值尺寸； D 為最大尺寸； d 為最小尺寸； A 為面積。

(3)以球體模擬法

$$\text{圓球體：} V = \frac{4}{3} \pi r^3 \quad (4.3.3)$$

其中， r 為等面積圓之半徑；

$$\text{橢圓體：} V = \frac{4}{3} \pi ab^2 \quad (4.3.4)$$

其中， a, b 代表橢圓體最大或最小軸長。若 $a > b$ 為橄欖球狀， $a < b$ 為鐵餅狀。

將經由 IPTK 統計資料，分別以上述各種方法計算，並與物理量測（阿基米得法）所得結果比較，整理如下表所示：

表 4.1 各種體積估算結果比較

	Frey 法	Illerström 法	圓球體法	橢圓體法	修正圓球體法	物理量測法
體積 (cm ³)	7824.7	6981.7	5676.3	42135.1	4164.9	4080
誤差 (%)	91.8	71.1	39.1	932.7	2.0	0

由表 4.1 之前四欄得知，圓球體模擬結果較佳，因此將圓球體另乘一修正係數，結果更接近物理量測。本研究選定之修正係數為 Compactness factor(緊密係數)，所謂 Compactness factor 為量測物體圓度的指標。計算方法為：Compactness factor=等面積圓直徑/長軸長度。係數介於 0 之 1 間，越接近 1 代表物體形狀越接近圓形。反之，越接近 0 代表物體形狀與圓形差異越大。

利用上述方法進行其他大小石頭影像量測，誤差範圍約介於2~35.3%之間。推論誤差可能原因來自於(1)石頭排列方式：若遮蔽越多，則誤差越大(2)前景與背景色差：色差越大，較易將石頭獨立分離出來；因此石頭與土壤顏色差別越大，分析結果越好。(3)形狀規則度：形狀較規則、較無稜角之石頭，以公式估算體積較接近真實大小。

第五章 現地採樣及粒徑影像分析

5.1 研究區域地理位置

本研究區域選定位於北部橫貫公路(省道台七線)復興至巴陵段(參考圖 5.1)，二度 TM 座標左上角為 280000，2746000；右下角為 2730000，292000。本區域屬於桃園縣石門水庫集水區內，以大漢溪流域為區域中心。由於自民國 53 年起北橫公路通車多年，雖縮短桃園、宜蘭縣間的距離，但沿途崩坍及土石流常造成交通中斷的情形，故本研究將以此路段之材料進行物理模型試驗。

北橫公路由復興(17K)至巴陵橋(48.2K)，全長約 31.2 公里，主要沿大漢溪左岸修築，為區域內主要對外交通通道。區域內交通除了北橫公路外，僅在羅浮附近有桃-188 號公路通往新竹縣關西鎮，此外也僅有少數產業道路連接聚落與北橫公路。



圖 5.1 北橫公路復興至巴陵段研究區地理位置圖

5.2 研究地點地形概況

從巴陵以下到石門之間為大漢溪的中游，是水庫、攔砂壩等水利工程集中的河段。在此，大漢溪主流斜切地層走向，向北流經蘇樂、高義、榮華、高坡、義興、合流，並且在合流附近以直角轉向西流，直抵石門，參照圖 5.2。在蘇樂到高坡之間，大漢溪橫切過插天山背斜構造，而在背斜位置上露出來的岩層，正好是經過輕度變質的堅硬板岩層。岩性堅硬，維持陡坡而不易崩壞，使得板岩為峽谷的形成提供了有利的條件。這段河谷深窄，兩岸裸露岩石絕壁，是標準的峽谷地形，被稱為高坡峽谷。特別是匹亞外到榮華攔砂壩之間的一段，大漢溪橫切插天山背斜軸部，使得河谷更具峽谷外形。高義與高坡之間常有堅硬的砂岩構成的山脊突出，形成顯著的交切山腳，位於北橫公 30.5~31 公里、41~45 公里間者最為顯著。至於峽谷的南、北兩端，巴陵到蘇樂之間以及高坡到羅浮之間，露出來的地層是由砂、頁岩互層所構成，使得大漢溪在這兩段的河谷，擁有較不穩定的邊坡，河谷因而比較開闊，並且出現河階地形，例如巴陵、高坡、義興、合流等地。合流又稱羅浮或拉號，是霞雲坪以南面積最大的河階。從巴陵到合流的大漢溪河谷，明顯表現出岩性與河流地形之間的密切關係。

★ 採樣處

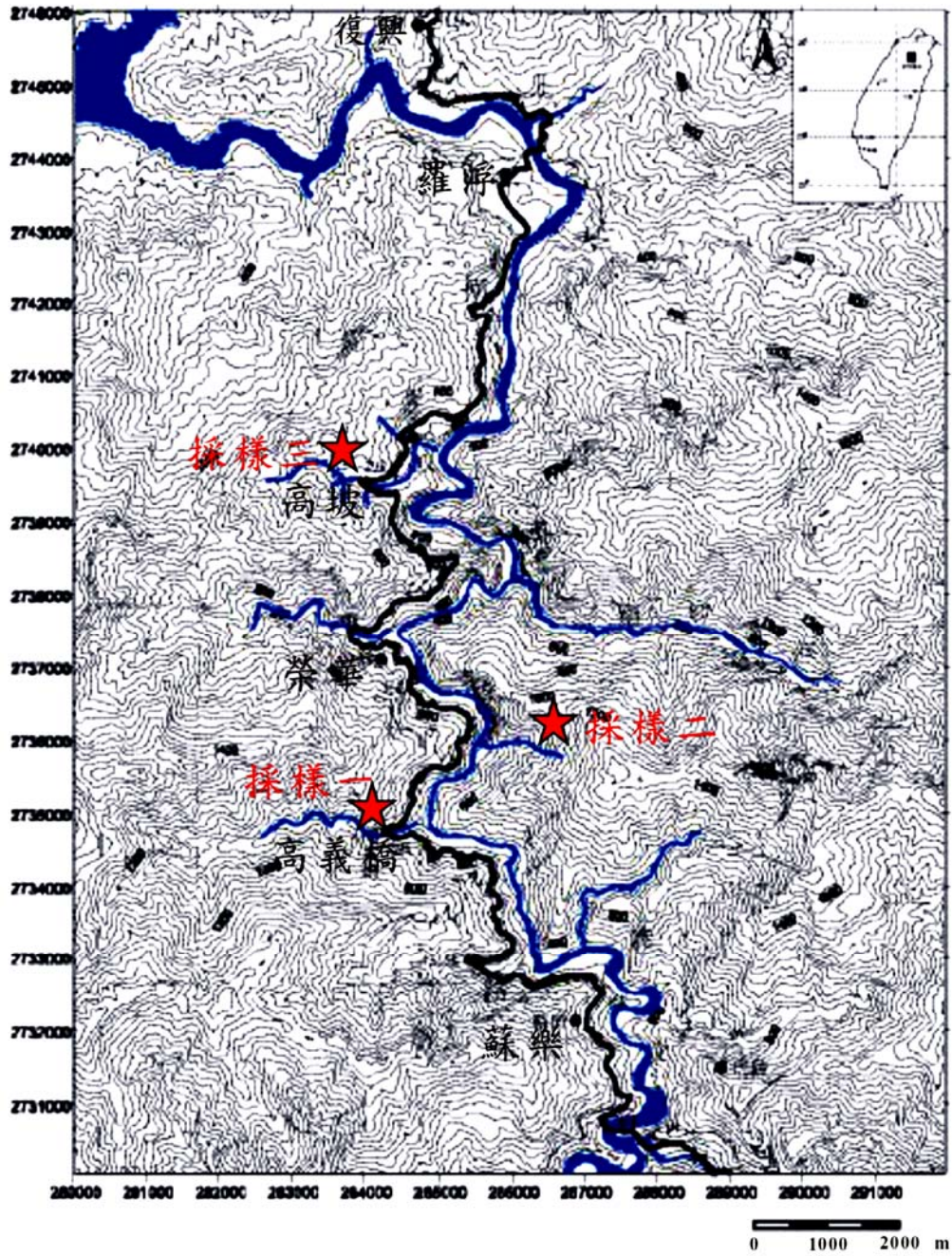


圖 5.2 北橫公路復興至巴陵段研究區域地形圖

採樣地點如圖 5.1 與 5.2 中紅色星號所標示。土石流源頭地區，如圖 5.3 ~ 5.7 所示。經沿線調查發現，附近岩性十分複雜，沿途出現頁岩、砂岩、板岩等。甚至於區域一內有二處主要源頭區，由肉眼觀察顏色的顯著差異，也可判斷為分屬二種不同土石材料，如圖 5.4 所示。本研究採樣一地點為圖 5.4 中左側。此區近照如圖 5.5 所示。其餘之區域二及區域三照片分別為圖 5.6 及 5.7 所示，此三區域皆位於北橫公路沿線。



圖 5.3 研究區域一之土石流上游全貌



圖 5.4 研究區域一之二處主要源頭之近照



圖 5.5 研究區域一採樣區域照片



圖 5.6 研究區域二採樣區域照片



圖 5.7 研究區域三採樣區域照片

5.3 研究地點地質概況

本研究區屬於雪山山脈地質區的北部，在何春蓀（1997）的台灣地質圖概論中提到，雪山山脈地質區屬於中央山脈地質區的西面，通稱雪山山脈帶，參照圖 5.8。雪山是台灣第二高山，約位於本帶的中央，本帶即因其而得名。本帶長約 200 公里，平均寬約 20~25 公里。東北起自北海岸的福隆，向南延經烏來、雪山、埔里和日月潭地區，到達玉山山脈南邊的荖濃溪的上游為止，全省最高的玉山山嶺也包括在本地質亞區之內。雪山山脈帶在西邊以屈尺斷層和西部麓山地質區分隔，在東邊以梨山斷層和脊樑山脈帶相隔，參照圖 5.9。

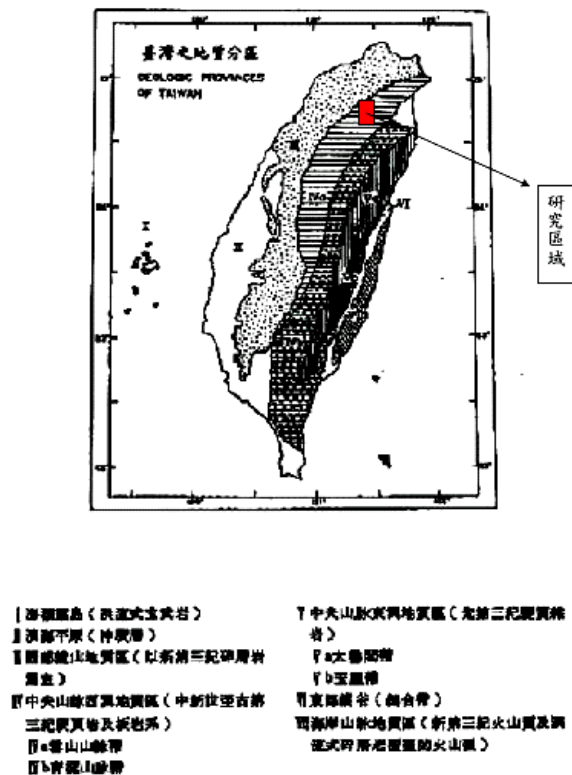


圖 5.8 台灣地質分區圖 (何春蓀, 1974)

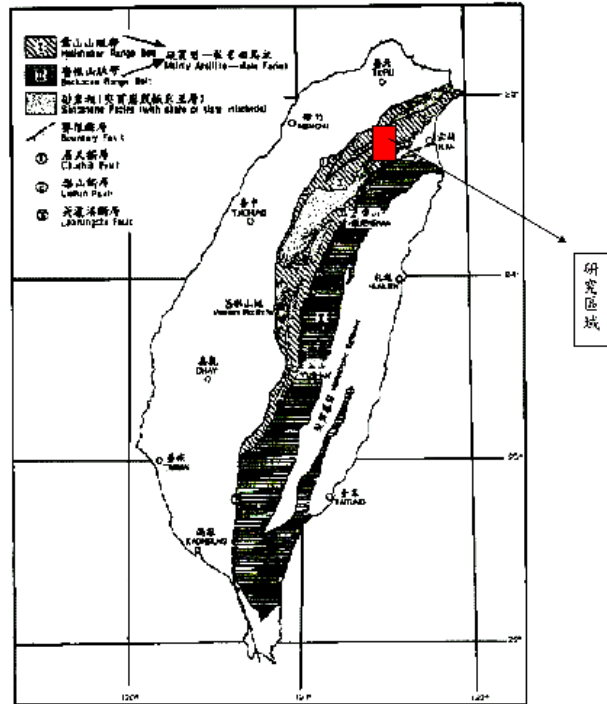


圖 5.9 雪山山脈帶與西部麓山帶和脊樑山脈帶分界圖

(何春蓀, 1974)

本研究區域的地層為中新世至漸新世的地層，參照圖 5.10，其敘述如下：

【木山層】(MF)

屬中新世地層，本層以厚層之白灰色、黃灰色及白色，細粒至粗粒砂岩及砂泥岩為主，夾有灰色頁岩，或細粒砂岩及頁岩之互層，偶夾有薄煤層。砂岩含少量黏土礦物。部分地區有玄武質之火山凝灰岩。

【大寮公館層】(TK)

屬中新世地層，本層以深灰色至黑色頁岩為主，中段夾有灰色細粒泥質砂岩，部分地區砂岩含有鈣質，常造成懸崖或山脊，部分地區

夾凝灰岩。頁岩中偶夾有薄層細粒砂岩，頁岩風化後呈洋蔥狀之構造。

【媽岡層】(MK)

屬中新世地層，本層應歸為澳底層之上段，由深灰色頁岩夾有灰色細粒砂岩薄互層組成。這些岩石只受到輕微的變硬作用，葉理結構並不明顯。

【石底層】(ST)

屬中新世，以厚層或中厚層，淺灰色或黃灰色細粒至中細粒砂岩為主，夾有薄層頁岩及砂頁岩互層，岩質堅硬緻密，層理發達。

【大桶山層】(TTS)

屬漸新世地層，本層以黑色硬頁岩為主，夾有灰至灰黑色細粒泥質變質砂岩，所夾之變質砂岩較乾溝層為多，堅硬緻密的泥質粉砂岩抗蝕力強，常沿河床形成陡壁。此層在許多地方含有狹小的玄武質火山碎屑岩，或玄武岩流，通常成為不規則體。

【粗窟砂岩】(TSK)

在雪山山脈帶北部，大桶山層的下部岩層中有一厚砂岩段，砂岩是暗灰色、泥質、細粒，並含有少許硬頁岩的夾層，此砂岩段後來被命名為粗窟砂岩，屬漸新世，可以成為大桶山層和其下乾溝層分界的依據。

【乾溝層】(KK)

屬漸新世地層，本層主要是由黑色硬頁岩夾有灰黑色泥質緻密細粒變質砂岩組成，硬頁岩一般呈厚層狀。本層層理較不清楚。以粗窟砂岩段和大桶山層分界。

大致而言，霞雲坪至高坡及蘇樂至巴陵間為砂頁岩互層區。而大灣至高義間及巴陵附近為黑色頁岩與板岩狀黑色頁岩。

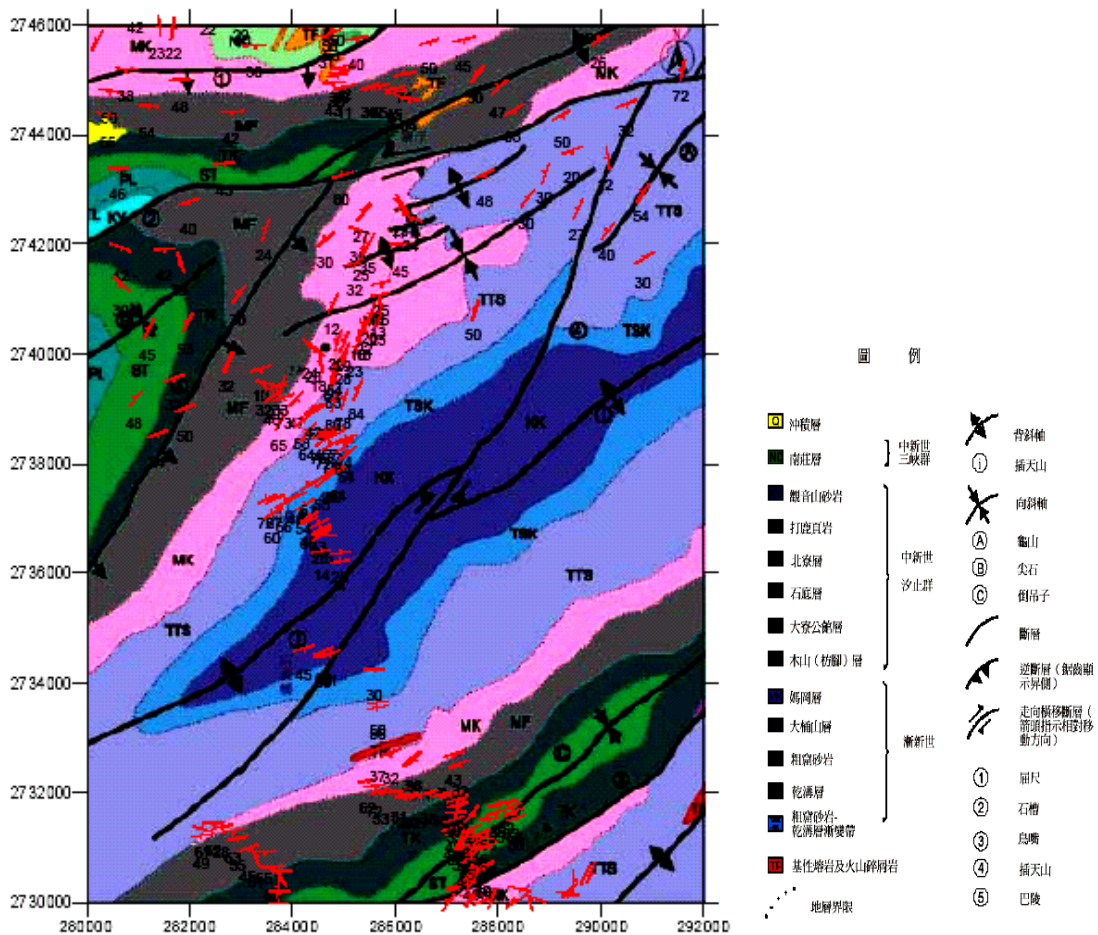


圖 5.10 北橫公路復興至巴陵段研究區域地質圖 (蔡允瀚, 2002)

5.4 粒徑影像分析

本研究於桃園縣復興鄉榮華壩上游之土石流發生地採樣。並將所採集之土石攜回實驗室，進行室內試驗。土石流材料如圖 5.11 所示。

利用影像之分水嶺演算後，再經二值化處理，可獲得圖 5.12 之結果。再以軟體 IPTK 進行判識及分析，結果如圖 5.13 所示。最後經統計影像分析結果，並與土石真實篩分析曲線與比對，可得圖 5.14 之結果。誤差在 10% 左右，效果不錯。誤差之產生主要來自於 (1) 遮蔽效應 (2) 石頭與土顏色差異：色差越大，較易將石頭獨立分離出來。(3) 形狀規則度：形狀較規則、較無稜角之石頭體積估算較準確。



圖 5.11 土石流材料

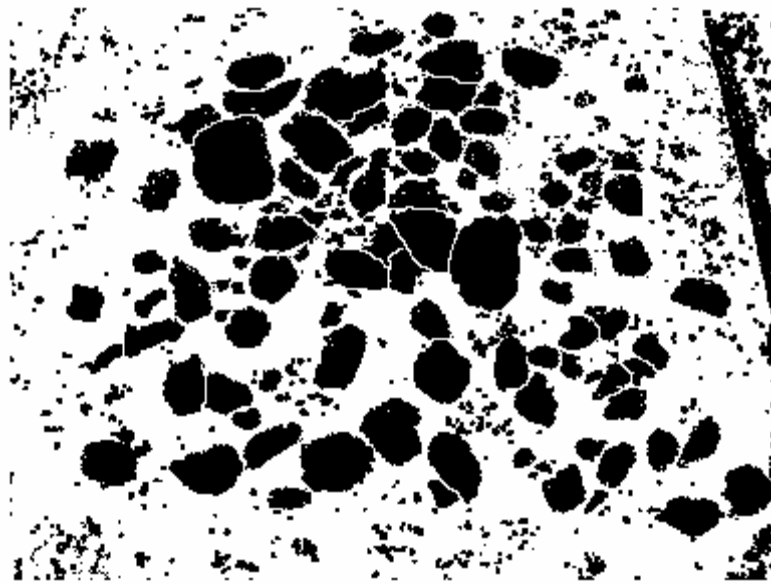


圖 5.12 影像分析二值化之結果

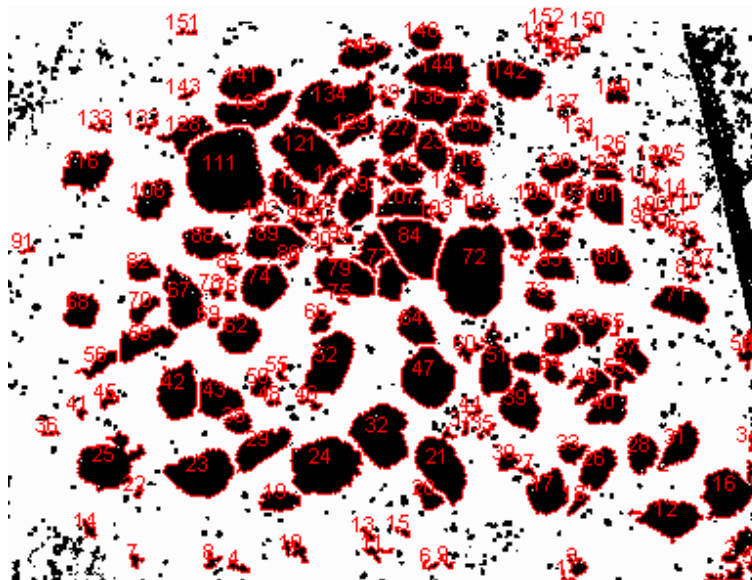


圖 5.13 IPTK 分析所得之顆粒編號之標註

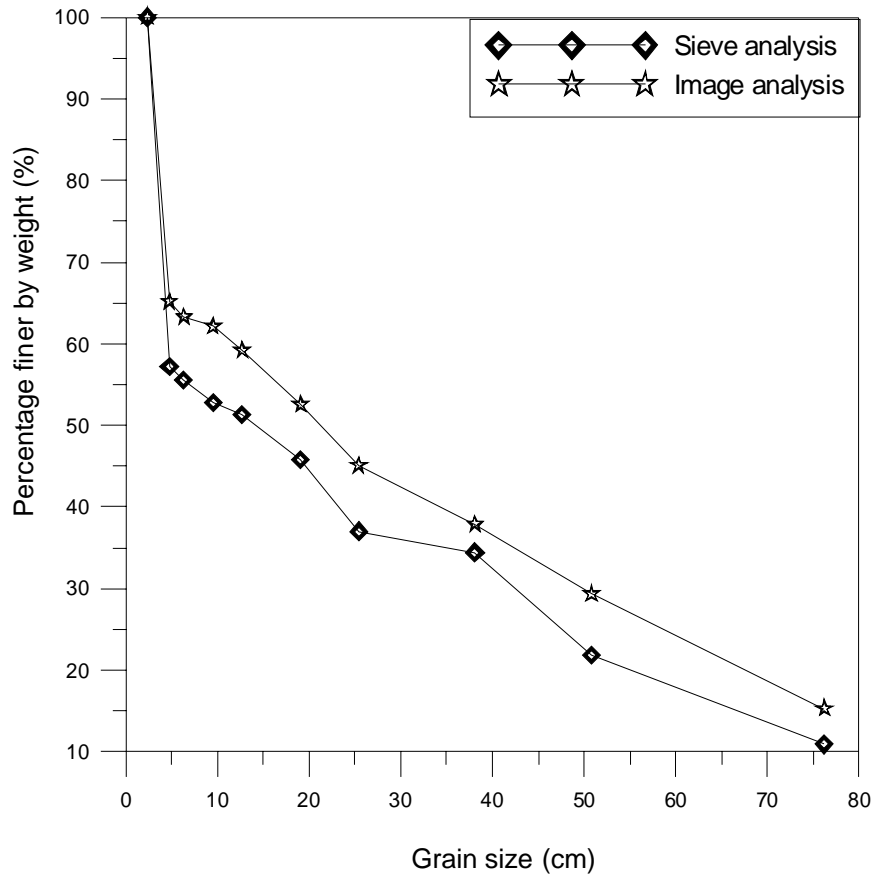


圖 5.14 影像分析與篩分析之比較

第六章 單向度水分傳輸實驗

本研究製作一可同時模擬降雨入滲，及不同地下水湧昇情形之模型試驗，以量測土體水壓及含水量變化的情形，相關配置情形如圖 6.1 所示。由此簡易之物理試驗可清楚地了解在不同地下水位，及不同雨量情況下土體之反應情形。另外，藉由此一簡易模型試驗，亦可驗證相關入滲公式之合理性，並透過保水曲線之碎形模式，以同時考慮毛細現象之影響。因此，可對由於降雨入滲及地下水湧昇對土石流之發生做一全面性的探討。

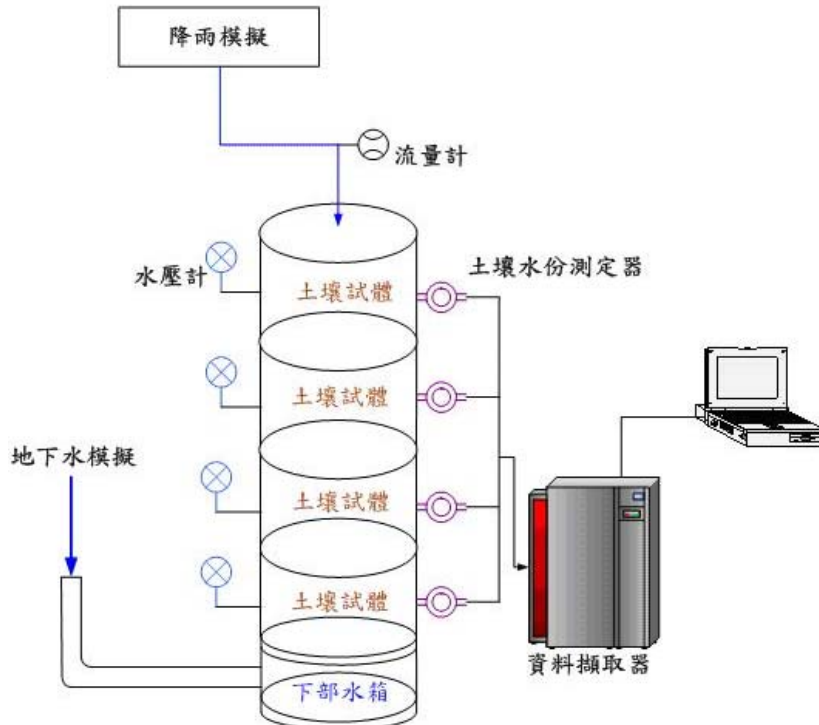


圖 6.1 模型試驗配置示意圖

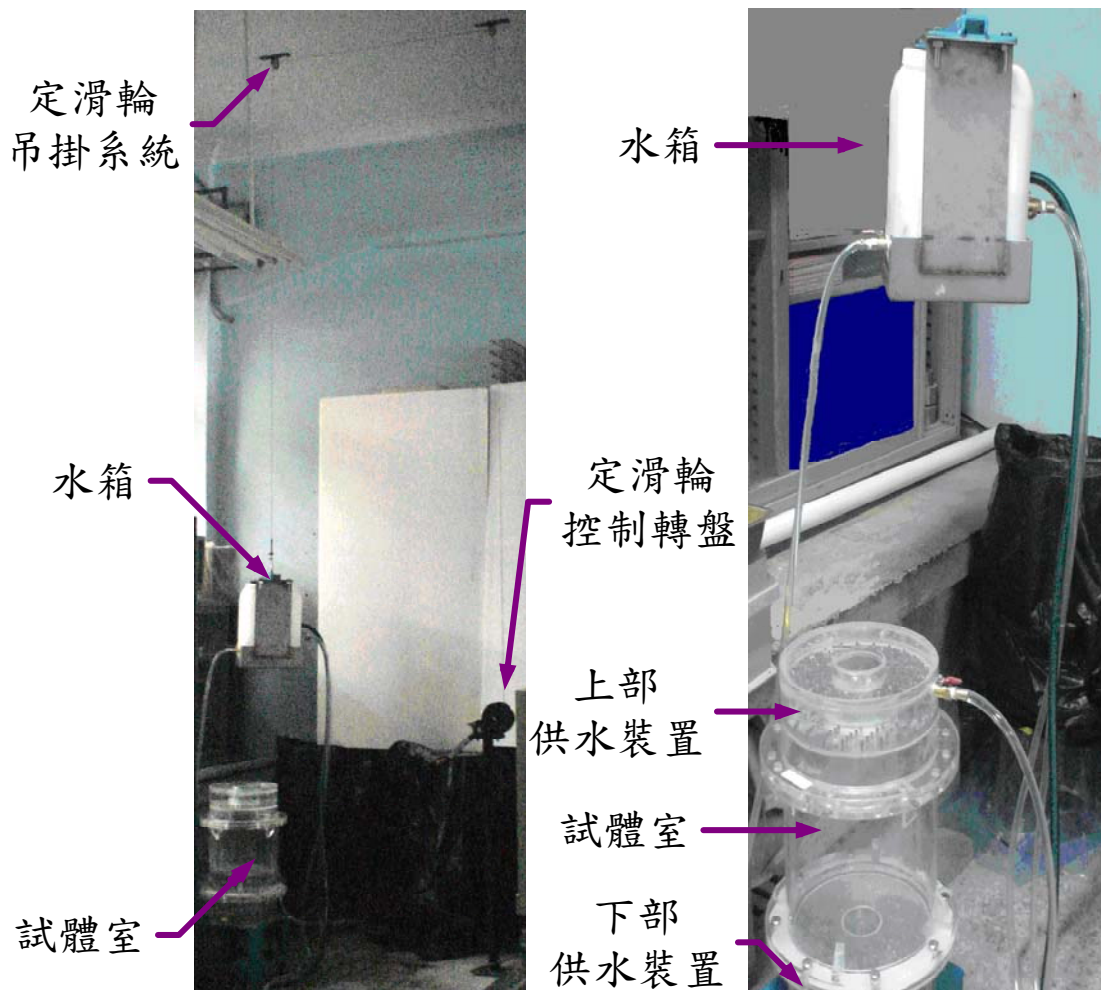


圖 6.2 實驗設置全景

6.1 實驗設備

茲將實驗設備各部份，如圖 6.2，並略述如下：

(1) 圓型壓克力試體室

本次研究由於採用土石流之材料，故需採用較大尺寸之亞克力環裝置土壤試體，並參考 ASTM 規範採用直徑 30 cm、高度 30 cm、厚度 1.5 cm 之亞克力環裝置試體。本設備採分層裝置，分為七層。分層裝置之優點如下：可考慮夯實能量之影響及控制、裝置試體之方便

性，並可視其需要調整不同高度施作，此項設備尚包含有層與層之間連接螺栓等。

(2) 定滑輪裝置

定滑輪裝置設置於天花板上，以便藉由地面控制之轉盤將水箱高度改變。透過水箱高度變化可調整供水量，並控制地下水位上升與入滲之速度。定滑輪裝置最大的優點在於機動性高，且與傳統固定於牆壁之升降裝置相比，價格便宜許多。施作上，需特別注意吊掛系統之安全性，並保持適當之淨空。

(3) 上部水箱

上部供水設施主要用於供應模擬上部降雨所需水量，其中除了進水與出水閘門之外，尚包含一定水頭之溢流水口，用以穩定水頭。此外，上部水箱與定滑輪裝置連結，用以控制出水量之大小。本實驗之注水口與循環水流連結，故可將溢流之水流重新注入，以節省水量。

(4) 下部水箱

下部供水設施有二項工作，一是模擬地下水位面上升時，進行供水。二是探討入滲影響時，進行排水。下部水箱之上方尚設置一極密之不銹鋼網以防止土石流入。

(5) 循環水流系統

降雨模擬最重要的便是穩定供水，尤其長時間實驗下，如何能持

續並穩定地提供水量為重要考量。本實驗於地面設置一方型水箱，並以低流量之抽水馬達將水抽入上部水箱中，再配合上部水箱之定水頭溢流裝置，可提供穩定之水流系統。

(6) 上部降雨模擬系統

本系統包含不銹鋼微型套管與不銹鋼針頭等。模擬降雨所設計之上部構造：將上部壓克力座台鑽孔，並埋置特別訂作之不銹鋼微型套管，圖 6.3 為其近照。將 26 號不銹鋼針頭裝置於微型小套管上，如圖 6.4 所示。透過水箱與上部構造閥之開關控制上部供水量，上部供水再透過不銹鋼針頭形成均勻之降雨，如圖 6.5 所示。此降雨模擬較一般傳統只用鑽孔方式之供水設置更接近自然界狀況，因為供水穩定且對土層擾動程度小很多，因此可將因注水所造成對土體之衝擊量降至最低的程度。同時透過針頭可將供水進行微量調整，避免因為供水過多，使地表土體因入滲不及，形成漫地流之不合理情況。透過壓克力透明之優點，還可以隨時觀看入滲情況，如圖 6.6 所示，一旦出現漫地流，即停止供水或減少水量。而針頭所形成降雨之均勻與穩定特性與人工降雨機類似，但成本明顯降低許多。

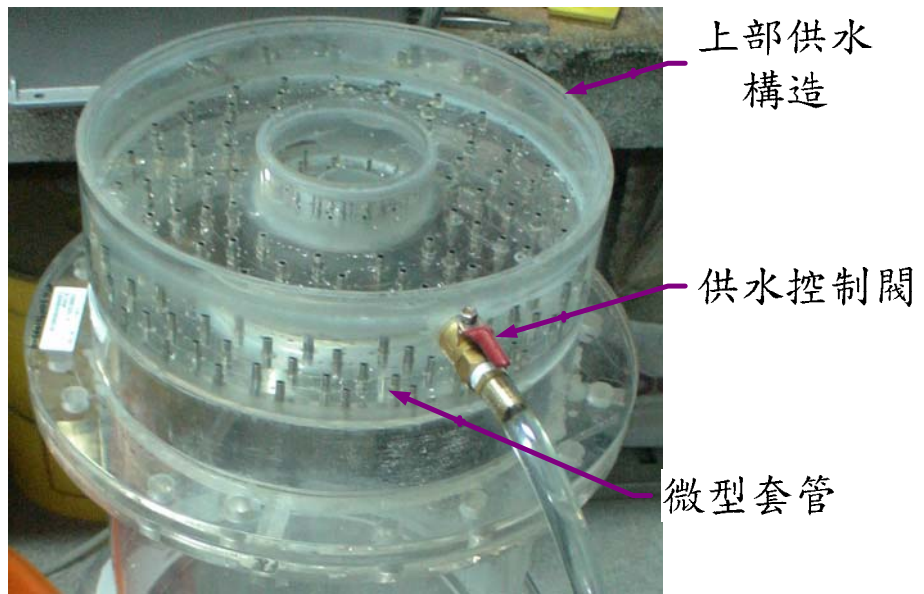


圖 6.3 上部供水設施近照



圖 6.4 微型套管套裝不銹鋼針頭

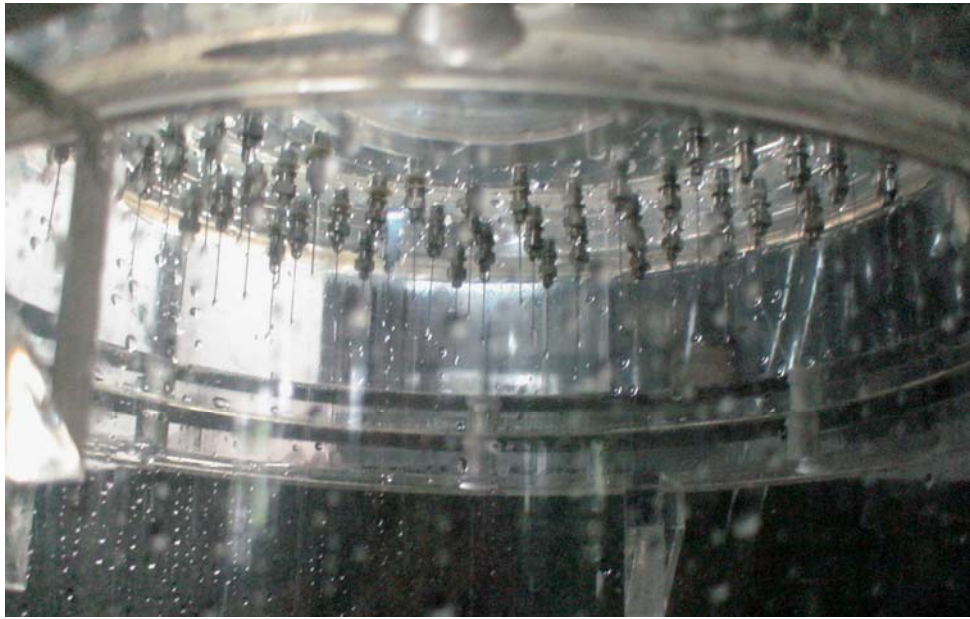


圖 6.5 不銹鋼針頭形成之均勻降雨

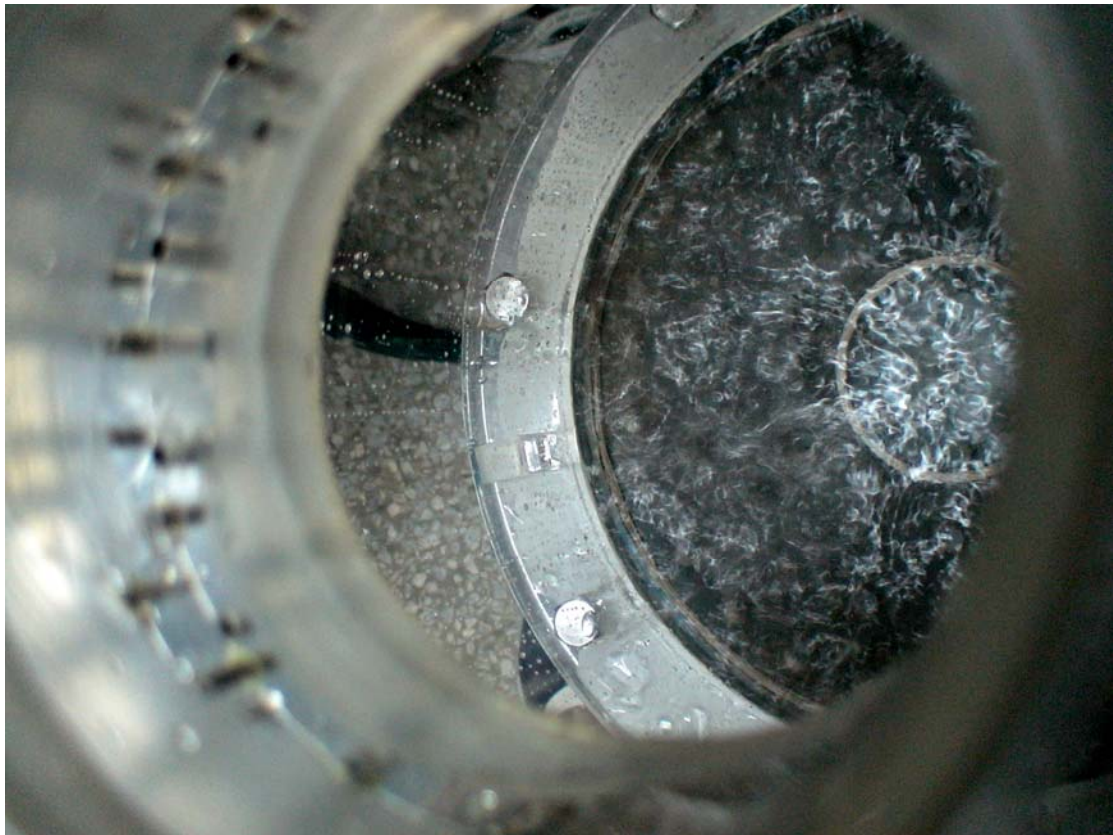


圖 6.6 透過壓克力裝置觀察模擬降雨情況



圖 6.7 下部供水設施近照

(7) 土壤水份測定桿

用以測定土壤水份連續變化的測定設備，配合裝置高頻率土壤水份測定環之設備，且其感測間距可任意調節，依需求之深度安裝及固定之，其測桿含資料傳輸介面，可與資料收集處理器 Data logger 連接使用。配合感應器可分別讀取不同深度之土壤水分含量之測定質，且其最大特點為可直接使用於現地量測。

(8) 高頻率土壤水份測定環

高頻率土壤水份測定環是使用電流量來量測土壤含水率，它是以高頻率電場讀取每一個感應器，通過延伸管道到達土體深處內部，將所取得資料透過資料擷取器讀得量測值。使用時將測桿頭及測桿置入

埋設之套管中，並與主機連線，即可直接讀取不同土壤深度之含水量，並能快速了解各土層之含水量分佈狀況。

(9) 資料收集紀錄器

CAMPBELL CR10X 具備類比輸入、類比輸出、電阻量測、計數輸入、數位信號輸出/輸入等功能，可以程式控制進行資料收集與傳送，為一新式之資料擷取系統。

(10) 電子式張力計 LP/p

LP/p 是以最小探針設計法所設計的實驗室設備，供標準試體設備如土壤圓柱或未擾動之薄管土樣探測使用，並透過資料擷取器讀取即時數據，經轉換可得土壤水份基質吸力值。安裝時，以引導探針前端螺旋狀裝置旋入。這段範圍將可防止空氣進入感應陶瓷吸力帽及土壤中，且使探針順利插入土壤中。LP/p 插入土中且以螺帽固定，它可被設置於土壤試體管壁或薄管鋼管壁上，以垂直式掃描產生即時之水勢能變化數據圖表。藉由此裝置可量得水分基質吸力資料，無論是逐漸乾燥或逐漸浸潤的情形。

6.2 雨量校正試驗

上部供水設施的校正試驗係用以測試降雨系統之施設，主要利用改變上部水箱高度來改變水頭高度，再透過不銹鋼針頭均勻降雨。實

驗設置如圖 6.8 所示。本次校正試驗主要分六段調整水箱高度，同時換算六段之水頭高。利用下部水箱搜集降雨，量測並記錄單位時間降下之雨量，列於表 6.1 中，真實降雨量列於表 6.2 中。將水頭高與水量作圖如 6.9 所示，而入滲率與水頭高作圖於 6.10 所示，此結果呈現直線代表供水量經過反覆測試非常穩定，符合實驗要求。因此測試效果良好。



圖 6.8 水量校正實驗配置

表 6.1 水頭高與水量之關係

Hydraulic Head (cm)	Quantity (g/sec)
81.5	4.24
69.5	3.69
56.5	3.04
43.5	2.41
34	1.87
16.5	0.91

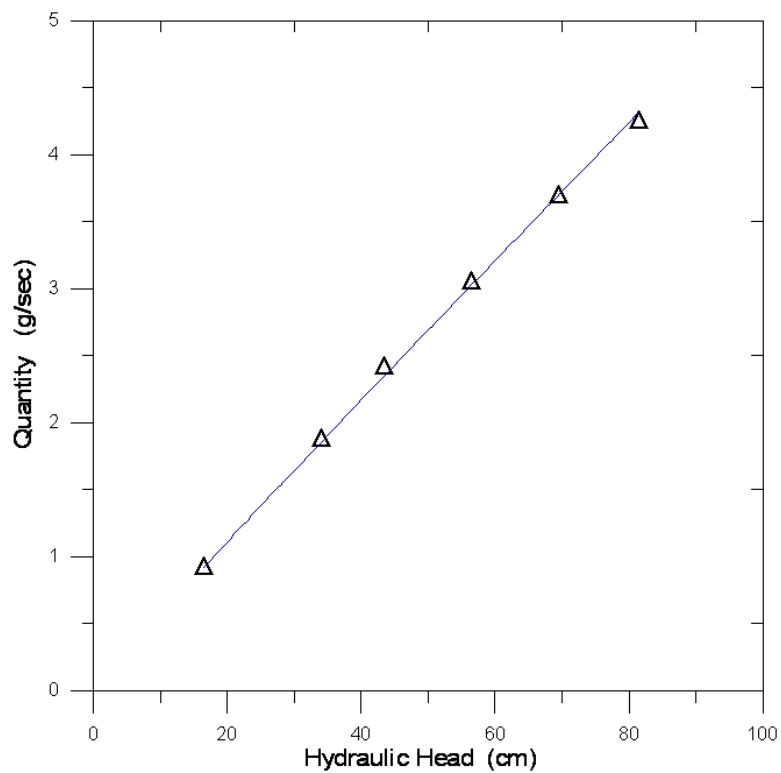


圖 6.9 水量與水頭高

表 6.2 供給水量與模擬降雨強度之關係

Hydraulic head (<i>cm</i>)	Quantity (<i>g / sec</i>)	Infiltration rate (<i>mm / hr</i>)	Rainfall intensity (<i>mm / hr</i>)
81.5	4.24	121.467	1214.67
69.5	3.69	105.711	1057.11
56.5	3.04	87.090	870.90
43.5	2.41	69.041	690.41
34	1.87	53.572	535.72
16.5	0.91	26.070	260.70

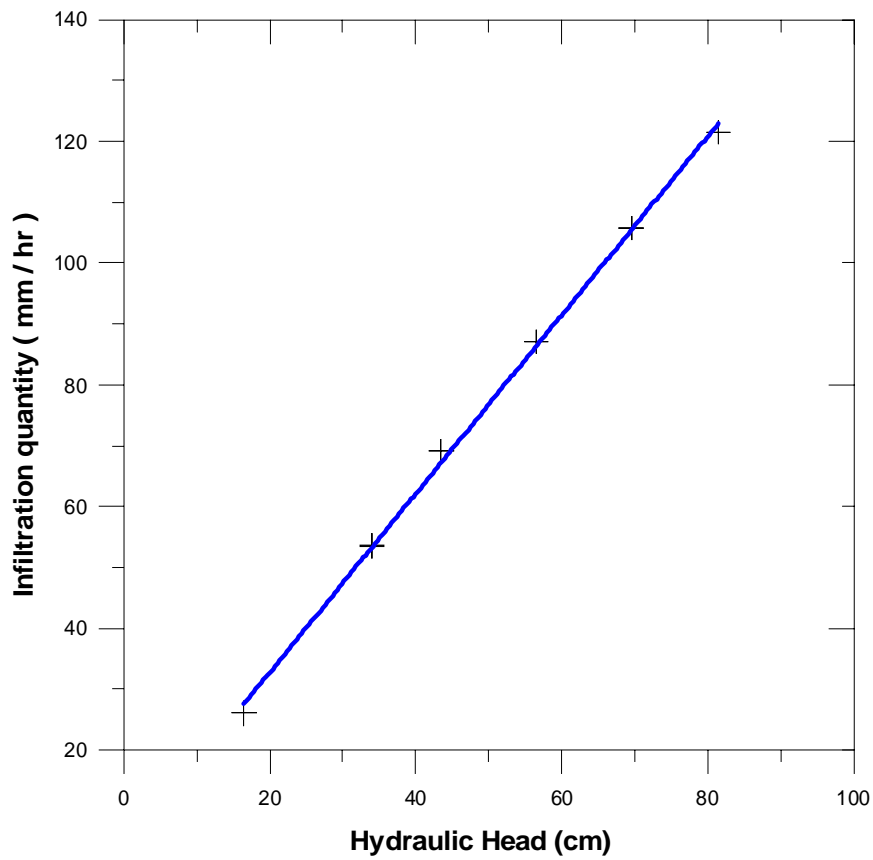


圖 6.10 入滲率與水頭高示意圖

6.3 實驗方法與步驟

(a) 試體準備

模型試驗之試體準備，首先將試體預先烘乾，再經由篩分析以分離不同粒徑之土石。由於本研究主要藉由碎形維度理論，在滿足空間分佈特性條件下，以決定實驗室模型試驗之級配。因此，本年度試驗選擇三種不同碎形維度值之土壤試體進行試驗。並為了控制各層試體的均勻度，本實驗預先估算每層試體所需之土體量及密度，再配合所要求之粒徑預先混合完畢，並以分層堆積方式堆置試體以控制各層之密度。此外，各層材料皆由碎形模式預先拌合所需含水量，但亦由於試體深度較深之緣故，無法非常精準控制其含水量。試體之粒徑分佈曲線及相關物理性質如圖 6.11、6.12 及表 6.4 所示。

表 6.4 本實驗之材料性質

Sample	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5
平均粒徑 d_{50} (mm)	1.3	2.5	3.9	3.57	1.14
比重 G_s	2.73	2.74	2.73	2.74	2.74
Fractal Dimension, D	2.47	2.45	2.24	2.27	2.49
Infiltration Rate (mm/hr)	10	10	10	10	10
採樣地點	區域一	區域一	區域一	區域二	區域三

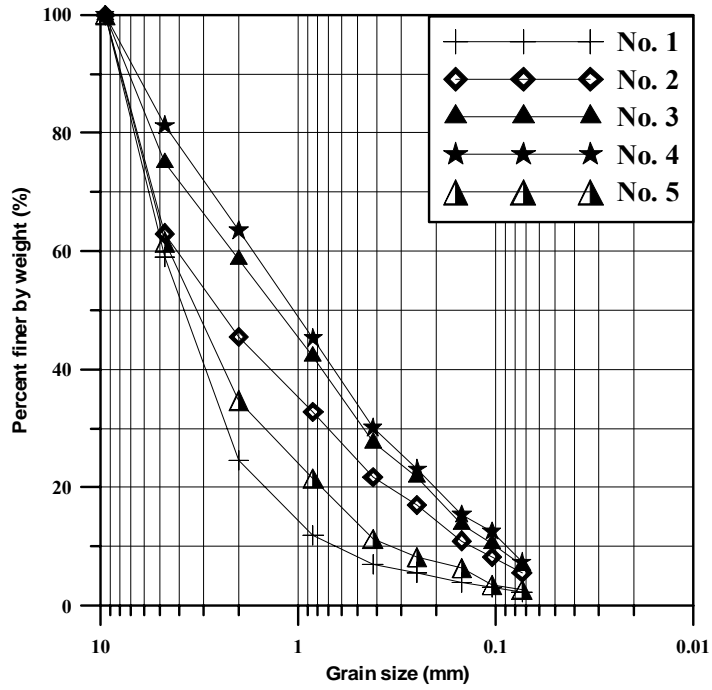


圖 6.11 本研究所使用之材料粒徑分布曲線

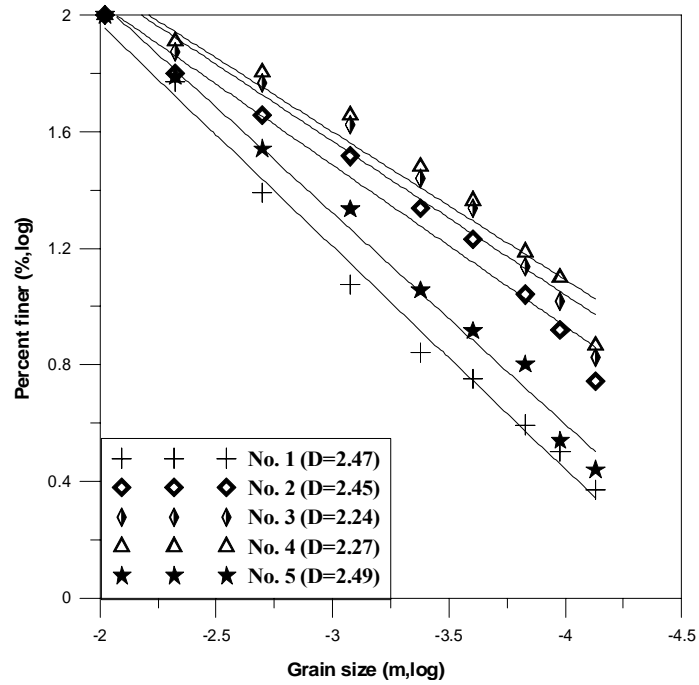


圖 6.12 本研究所使用材料之碎形維度關係圖

(b) 供水模式

物理模型試驗設計兩種供水模式，上層模擬降雨之影響，下層模擬地下水位上升之影響。本年度主要針對降雨作用下，土體內部水壓及含水量改變情形進行探討。

(c) 實驗步驟

- a. 首先將水分測定桿校正至試體中心位置，並將水箱內的水控制在一定高度，且將循環水流所需水量準備完畢。
- b. 將試體以固定密度方式分層堆置，並於堆置至每層深度一半處插入張力計再繼續堆置。控制每層土樣表面皆與每層壓克力試體室高度相同。
- c. 堆置完畢後，首先將各感應器（包含高頻率土壤水份測定環及電子式張力計）與資料收集紀錄器連接，並與電腦相連，在測試訊號接收良好情況下準備開始試驗。
- d. 將循環水流系統、抽水馬達打開，在維持定水頭情形下準備供水。
- e. 開啟入水閥，同時記錄時間及周遭與水流溫度，此時資料收集紀錄器亦同時接收訊號。
- f. 收集資料收集紀錄器中資料，並紀錄水溫及室溫。

6.4 實驗結果與討論

6.4.1 No.1 實驗

實驗控制於表面不積水的情況，圖 6.13 顯示土壤剖面基質吸力分佈之關係。本試驗中基質吸力正值代表吸力，負值則是壓力。由實驗結果觀察發現，當實驗過程經過 13 小時後，試體基質吸力明顯產生變化。這表示在前面的 13 小時水未完全浸潤整個土壤剖面。在實驗過程中，因為試體剖面中淺層之張力計受環境因素影響較大，故第三層以下之張力計所量測之數值較具參考價值。另一方面，土壤剖面最下方保持排水狀態，一方面方便空氣排出，使水流動順暢，同時也產生類似自然界土層下方地下水帶動的情形。因此深度約 135 cm 以下，基質吸力變化情形呈現較明顯的一致性。在超過 31 小時之後，土層內部優勢水流路徑已明顯生成，在水流穩定供應的狀態下，呈現較明顯的一致性。但在觀察最後入滲的趨勢中發現，在深度約 105 cm 處基質吸力始終呈現較高的趨勢。

由上述實驗觀察得知，淺層變化十分明顯，在 4 小時前水份未完全抵達試體底部，因此較無反應；但在 4 小時之後，尤其在 13 小時後，基質吸力產生明顯變化。此外，淺層由於水分較易自由進出，基質吸力較小。值得注意的是，即使每層土壤密度接近（由人工配

比)，基質吸力變化過程仍有明顯不同，就後期整體趨勢而言，淺層基質吸力接近負值，深層土壤以正值為主，且在土層深度約一半處有明顯最大之正值存在。

圖 6.14 顯示整個土壤剖面體積含水率變化之情形，雖然改變量較基質吸力大，但後期仍顯現一致的趨勢。同樣地，表層所受環境因素影響較大，因此深層處之體積含水率較具參考價值。由於本實驗試體為土石流材料，因此粒徑變化大，此一因素亦會造成體積含水率測定產生較大的變化。此外，體積含水率在 4 小時已有明顯改變，但前述之基質吸力在 4 小時前未有明顯變化，其可能原因為儀器埋設位置不同所致。由於體積含水率測定儀器埋於試體中心處，其埋設周圍孔隙較張力計位置處大，因此變化較為明顯，變化範圍為 0.017%。值得注意的是在深度超過 100 cm 的位置，體積含水率隨著時間的增加而緩慢上升。

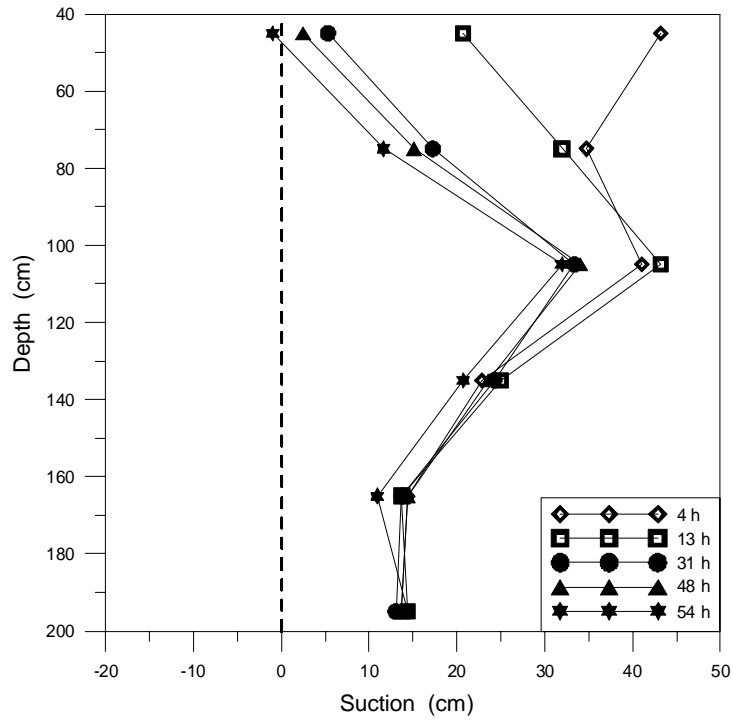


圖 6.13 No.1 實驗之基質吸力與深度之關係圖

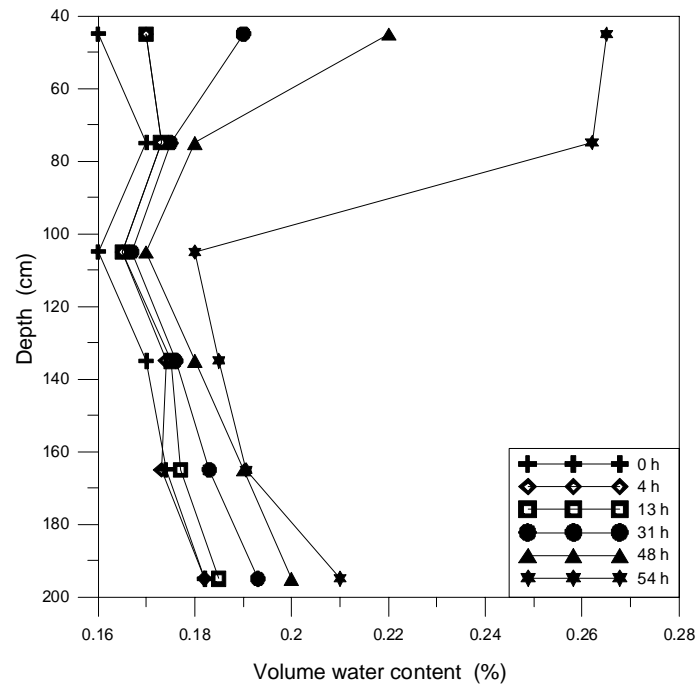


圖 6.14 No.1 實驗之體積含水率與深度之關係圖

6.4.2 No.2 實驗

No.2 之實驗仍控制表面無蓄積水之情形。基質吸力於整個土壤剖面變化的情形，如圖 6.15 所示。由實驗結果發現 4 小時後產生明顯變化，推測在 4 小時前水並未完全入滲整個土層。此外，淺層之張力計所受環境因素影響較大，故在深度超過 75 cm 位置張力計量測之數值較具參考價值，且基質吸力隨著時間有緩慢下降的趨勢。土體淺層處由於空氣可自由進出，基質吸力較接近負值狀態。試體最下方仍保持水流順利排出狀態，使入滲情形接近自然地下水流狀態。因此底部基質吸力變化較小。

體積含水率於試體內變化之情形如圖 6.16 所示，可歸納結果如下：

- (1) 如同 No.1 實驗，由於埋置試體耗時過長，使土層水分重新分佈，其初始含水量與預設值產生些許差異。
- (2) 在 13 小時前，體積含水率與基質吸力均無明顯變化。
- (3) 由於水流在土層中孔隙分佈變化較大，使土體體積含水率改變量隨時間變化大。
- (4) 在深度超過 105 cm 處，體積含水率明顯隨時間增加而增加，但在深度 135 cm 處卻較無明顯改變。

(5) 在實驗結束時 (54 小時處)，淺層體積含水率有明顯極大值，推測原因為體積含水率測定儀附近土體已接近飽和狀態，或是孔隙中產生水分集中，致使量測值產生此種結果。

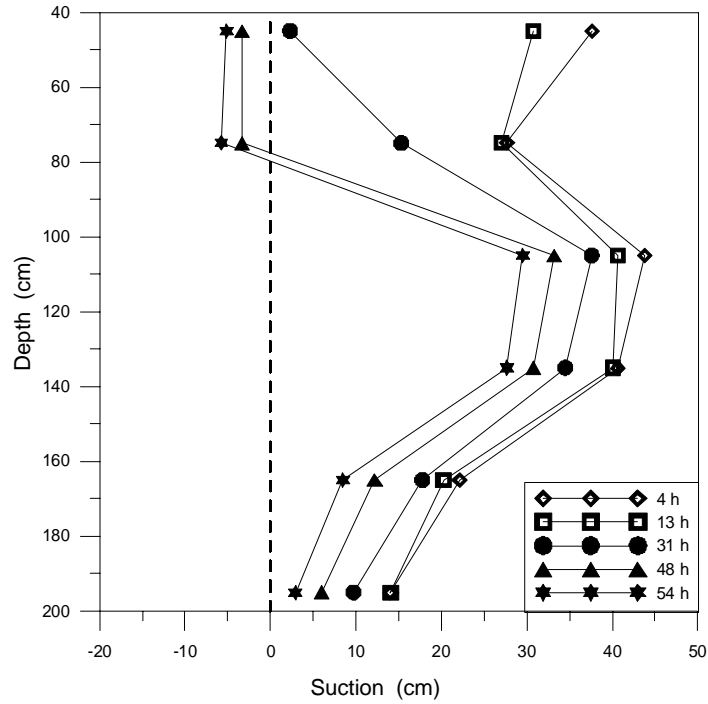


圖 6.15 No.2 實驗之基質吸力與深度之關係圖

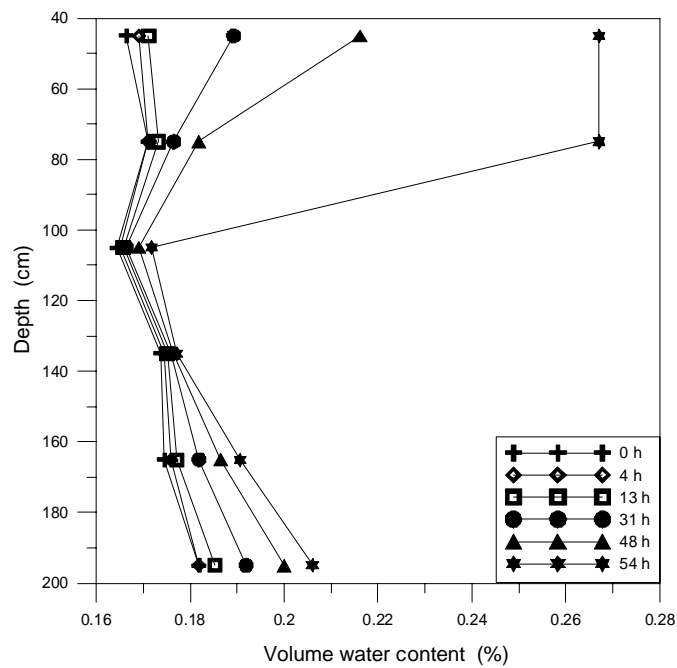


圖 6.16 No.2 實驗之體積含水率與深度之關係圖

6.4.3 No.3 實驗

圖 6.17 顯示 No.3 土壤剖面基質吸力分佈之關係，此時實驗控制於無表面積水之情形。由實驗結果發現 4 小時，試體基質吸力產生明顯變化，可能是因為當時水分已流通整個土壤剖面。此外，表層張力計量測值相對而言較不具參考價值。在深層處張力值變化情形趨勢明顯；而如同 No.1 及 No.2，實驗較大正值仍出現於 105 cm 深處。但較有趣的是，在 4 小時後優勢水流路徑已生成，在水流供應穩定的情形下，基質吸力在各深度土層變化不大。由於本實驗之試體以粗顆粒為主，因此流通速率較前二組實驗快得多。但就整體趨勢而言，與前二組類似。

圖 6.18 顯示整個試體內體積含水率變化情形，雖然基質吸力在 4 小時後無明顯變化，但體積含水率仍隨時間而產生緩慢增加的情形。如同前述，淺層量測值較無參考價值；但是，在實驗結束時，體積含水率產生較明顯最大值。推測原因如同 No.2 實驗，體積含水率測定儀附近土體已接近飽和狀態，或是孔隙中產生水分局部集中的情形，使得儀器量測值產生變化。

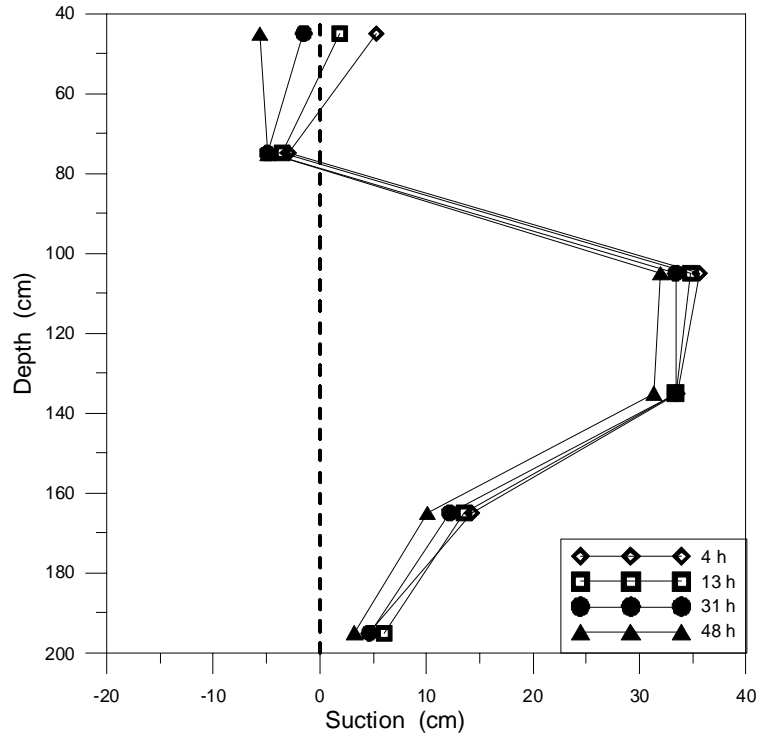


圖 6.17 No.3 實驗之基質吸力與深度之關係圖

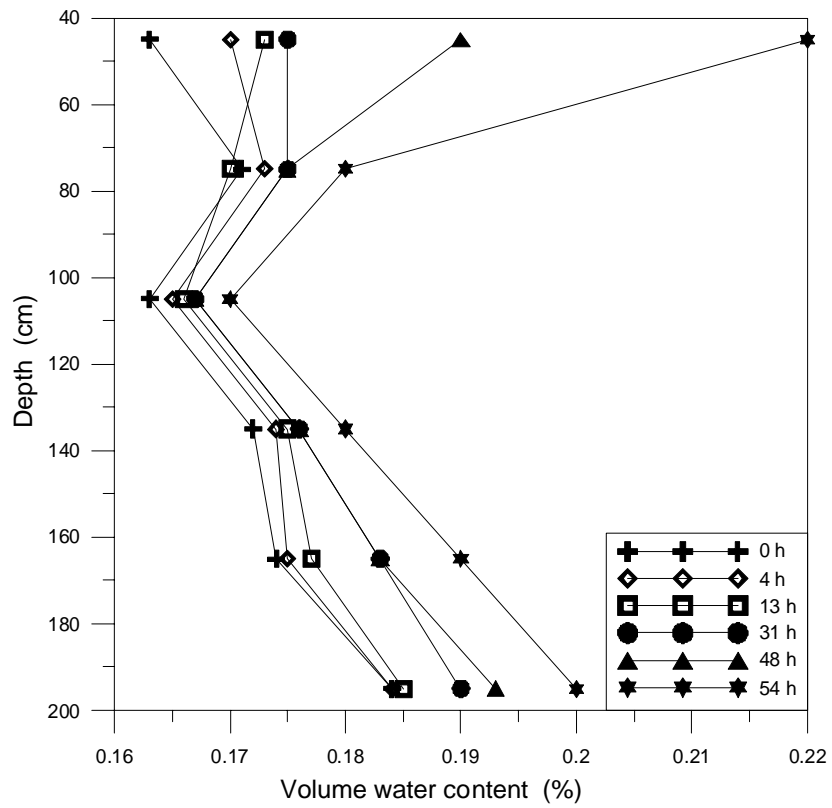


圖 6.18 No.3 實驗之體積含水率與深度之關係圖

6.4.4 No.4 實驗

No. 4 實驗為第二採樣地點之試體，試驗情形同樣控制為表面無積水狀況，試體平均粒徑為 3.57 mm，碎形維度值為 2.27。圖 6.19 顯示土壤剖面基質吸力分佈之關係，由實驗結果發現超過 13 小時後，土層深度 45 cm 處之基質吸力明顯降低。在 31 小時後土層基質吸力變化明顯，這表示在 31 小時前水分未完全浸潤整個土壤剖面。其中，在 45 cm 深度處由 4 小時到 13 小時變化幅度約為總變化的 41%，之後在 13 小時到 31 小時變化幅度為 12%。由於土壤剖面最下方保持排水狀態以利空氣排出，類似於下方有地下水流動，故於深處超過 105 cm 量測之基質吸力變化情形呈現較明顯的一致性。在超過 31 小時之後，土層內部優勢水流路徑明顯已生成在水流穩定供應的狀態下，呈現較明顯的一致性。但在觀察最後入滲的趨勢中，可發現在土壤深度約 105 cm 處之基質吸力始終呈現較高的趨勢。值得注意的是，在保持每層土壤密度接近的情況下（由人工配比），基質吸力變化過程於各階段仍有明顯不同。此外，淺層土壤試體由於水分較易自由進出，基質吸力接近負值狀態。就長時間水分變化趨勢而言，淺層基質吸力接近負值，深層土壤較偏向正值，且在土層深度中間處有較大正值存在，與其他之實驗結果有類似的情形。

圖 6.20 顯示整個土壤剖面體積含水率變化之情形。由於本實驗試體為土石流材料，因此粒徑分布大，此一因素亦會造成體積含水率測定產生較大的變化。此外，體積含水率在 4 小時已有明顯改變，而基質吸力在 4 小時前未有明顯變化，其可能原因為儀器埋設之位置不同所致，如前所述，體積含水率測定儀器埋於試體中心處，其埋設周圍孔隙較張力計位置處大，因此變化較為明顯。在體積含水率變化情形方面，以淺層變化較大，尤其在深度 75 cm 以上變化最為明顯：如深度 45 cm 處，31 ~ 48 小時間之變化量佔總變化量的 28%；在 48 ~ 54 小時間的變化量佔總變化量的 46%。而在深度 75 cm 處，48 ~ 54 小時間之變化量則高達總變化量的 87%。值得一提的是在深度超過 105 cm 的位置，體積含水率隨著時間而緩慢上升。

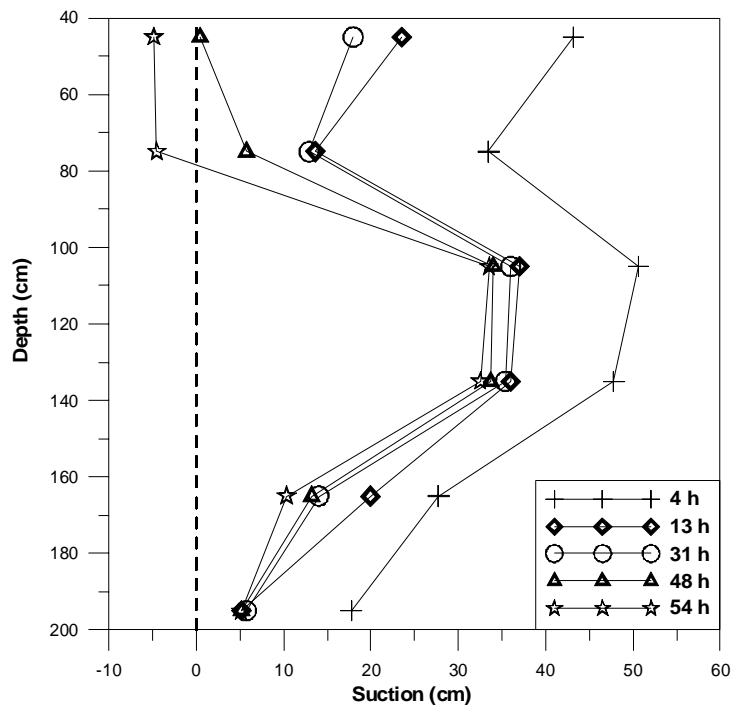


圖 6.19 No.4 實驗之基質吸力與深度之關係圖

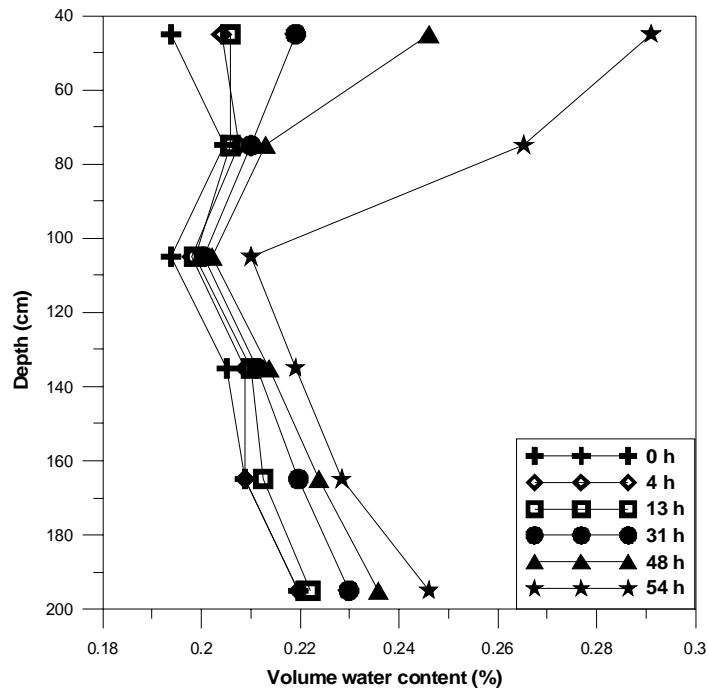


圖 6.20 No.4 實驗之體積含水率與深度之關係圖

6.4.5 No.5 實驗

No. 5 實驗試體採自第三採樣地點，試驗情形同樣仍需控制土體表面無積水狀況，入滲率控制在 10 mm/hr ，試體平均粒徑為 1.14 mm ，碎形維度值為 2.49 。圖 6.21 顯示土壤剖面基質吸力分佈之關係，由實驗結果發現實驗進行 13 小時後，淺層深度土壤試體基質吸力明顯降低。在 31 小時後，土層整體基質吸力變化明顯改變，這顯示在 31 小時之前，水分未完全到達整個土壤試體。在探討變化幅度方面，土體於深度 45 cm 處，由 4 小時到 13 小時之變化幅度約為總變化的

35%，在 13 小時到 31 小時之變化幅度則高達 50%。土體在 75 cm 深度處，13 小時到 31 小時變化幅度最大，約為 43%。由於土壤剖面最下方保持排水狀態，故超過 105 cm 深度所量測之基質吸力變化情形呈現較明顯的一致性。在超過 31 小時之後，土層內部優勢水流路徑明顯生成，在水流穩定供應的狀態下，呈現近乎相同比例增加之趨勢。在觀察最後入滲的趨勢中，如同其他實驗，在土壤深度約 105 cm 處基質吸力始終呈現較高的趨勢。雖然盡量保持每層土壤密度接近的情況下，基質吸力變化過程於各階段仍然各不相同。

土壤剖面體積含水率變化情形如圖 6.22 所示。雖然，在 4 小時的土體體積含水率已有明顯改變，但基質吸力在 4 小時前並無明顯變化。如同其他實驗結果，在土層深度 75 cm 以上變化最為明顯，在深度 45 cm 處，13~31 小時間之變化量佔總變化量的 28%；在 48~54 小時間變化量則佔總變化量的 47%。特別是在深度 75 cm 處 48~54 小時變化量高達總變化量的 89%。同樣地，在深度超過 105 cm，體積含水率隨著時間呈緩慢上升。

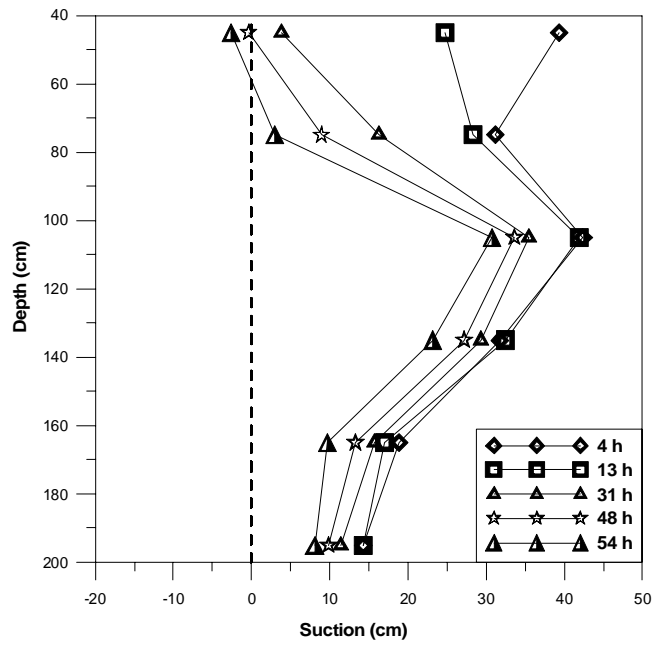


圖 6.21 No.5 實驗之基質吸力與深度之關係圖

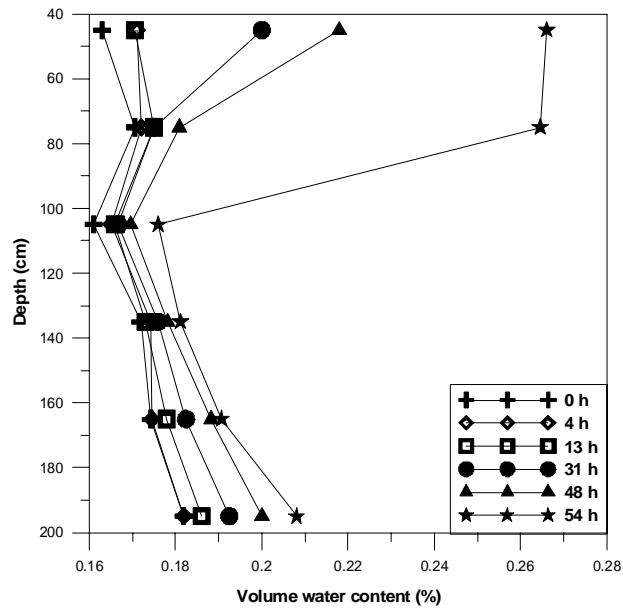


圖 6.22 No.5 實驗之體積含水率與深度之關係圖

6.4.6 實驗結果之綜合討論

由 No.1 ~ No.5 之實驗結果，可歸納出以下幾個特點：

- (1) 表層張力計量測值易受環境因素影響較不準確。因此本實驗主要探討土層深度超過 45 cm 之量測資料。此外，在土體較深處之張力值變化情形有成比例降低的趨勢。
- (2) 在優勢水流路徑生成後，且後續水流供應穩定的情形下，基質吸力在各深度處呈現微幅增加的趨勢。
- (3) 優勢水流路徑之生成時間及特性與材料性質產生明顯關聯。參考圖 6.13 ~ 6.22 結果顯示，在 No.1 ~ No.3 採樣一處實驗中，No.3 土樣之碎形維度值 $D = 2.24$ 、 $d_{50} = 3.9 \text{ mm}$ ，相較於 No.1 土樣 ($D = 2.47$ 、 $d_{50} = 1.3 \text{ mm}$) 及 No.2 土樣 ($D = 2.45$ 、 $d_{50} = 2.5 \text{ mm}$)，入滲速度明顯快許多。另外，比較三不同採樣地點之實驗結果發現，No.1 實驗 ($D = 2.47$ 、 $d_{50} = 1.3 \text{ mm}$)、No.2 土樣 ($D = 2.45$ 、 $d_{50} = 2.5 \text{ mm}$) 與 No.5 實驗 ($D = 2.49$ 、 $d_{50} = 1.14 \text{ mm}$) 因碎形維度值接近，土體內部水分變化情形較為類似。而 No.3 土樣 ($D = 2.24$ 、 $d_{50} = 3.9 \text{ mm}$) 與 No.4 實驗 ($D = 2.27$ 、 $d_{50} = 3.57 \text{ mm}$) 之碎形維度值較為接近，土體內部水分變化情形也較為類似。
- (4) 雖然各實驗之顆粒分布及入滲速率各不相同，但淺層基質吸力以

接近負值（壓力）為主，深層土壤以正值（吸力）為主，且在土壤深度約一半處有明顯之較大值存在。

- (5) 初始含水量雖係由人為控制，但與量測結果並不一致，推測原因可能為埋置試體耗時過長，使土壤水分重新分佈之故；但仍可透過體積含水率之量測觀察到各深度處之體積含水率隨時間變化的情形。
- (6) 實驗結束時淺層處之體積含水率明顯較高，推測應為體積含水率測定儀附近之土體已接近飽和狀態，或是孔隙中產生水分集中現象，而使儀器量測值產生此種結果。

6.5 孔隙水壓傳遞機制模式之應用

一般而言，影響土石流的發生有三大要素：充足的土石料源、足夠的水量和適當的坡度。土石流作用的過程是一種物質與能量不斷傳遞和轉變的過程，在上游形成區，土與水混合，將位能轉變為動能並開始移動；隨著向下搬移的過程中，不斷帶進土石材料並增加能量，更加速向下游運動；一直到下游地形平坦地區，才逐漸停止並開始堆積。

水因重力及毛細管力而進入土中，大致上以垂直的方向向下，因此當降雨直接或間接落於地面，不論雨量是否足以聚集成地表逕流，

皆會影響土壤水份的狀況。雨水由土壤間的孔隙向下入滲，並因土體結構之不同，而有不同之入滲量，也使得地下水位的變化情形亦不同，本節將土石流發生孔隙水壓傳遞機制模式作一分析探討。

本模式首先考慮土石流材料性質，並以粒徑分佈曲線代表土石流材料性質。若現地土石材料大部分為細顆粒材料(最大顆粒尺寸 $< 4.75\text{mm}$)，可以現場或採回實驗室進行傳統篩分析。若大部份材料為大顆粒(尺寸 $> 4.75\text{mm}$)，則以 3.3 節與 3.5 節之影像方法進行粒徑影像分析，換算出粒徑分佈曲線。再將粒徑分佈曲線之座標軸改為雙對數座標。在雙對數座標系統中，粒徑分佈曲線會改變成較接近直線，而該直線斜率即為該材料所代表之碎形維度 D 值。本研究已成功將影像分析模式應用於真實土石流材料中。利用影像之分水嶺演算後經二值化處理，再以軟體 IPTK 進行判識及分析。最後統計影像分析結果，並與土石真實篩分析曲線與比對繪製完整粒徑分佈曲線，並得到該材料所代表之碎形維度 D 值。

獲得土石流材料基本性質後，代入 3.4 節所建立之土壤保水曲線碎形模式，以推求土體之初始含水量。同時，亦代入 3.5 節中之滲透曲線碎形模式，可推估土體孔隙中水流傳遞速度。

本研究初步探討土壤材料與水分傳遞之關連性。土體達飽和狀態前主要是土體內蓄積水流的過程，此是本研究探討的重點。在實驗設

置上水流係以單向度傳遞為主此實驗裝置也無法觀察到土體達完全飽和至啟動土石流之過程；且水流只限制於有效降雨入滲量（不考慮雨水逕流量）。雖然以上的缺點於土石流之流槽試驗中都可以一一克服，但這些流槽試驗所欠缺的正是缺乏土體達飽和狀態前，蓄積水流過程之探討。此過程可以透過土體體積含水率，量測了解不同土壤蓄積水流之能力，也可透過滲透係數之推估，了解水流傳遞之速率。因此，將本研究之成果結合其他水文與地文因子將有助於土石流潛勢之判定。

第七章 成果自評

本計劃預定執行及完成之項目包含下列各項，說明如下：

7.1 現地採樣

本年度已進行另二處土石流發生區域採樣工作，並將所採土樣進行材料試驗與影像分析。合計前期採樣地點共有三處，目的在於比較材料差異性條件之影響。其中，現地採樣地點仍位於北部橫貫公路(省道台七線)復興至巴陵段榮華壩上游土石流發生地。由於北橫公路通車多年，但沿途崩坍及土石流常造成交通中斷，故選擇此路段發生土石流區之材料進行物理模型試驗。此研究區屬於雪山山脈地質區的北部，區內大部分的沈積物是經過變堅或變質的泥質岩石，在西部以硬頁岩為主，向東漸漸變為板岩或千枚岩。此外，本研究區域的地層為中新世至漸新世的地層，包含木山層、大寮公館層、媽岡層、石底層、大桶山層、粗窟砂岩及乾溝層等。

此次採樣範圍集中於高義與高坡之間，因其中常有堅硬的砂岩構成突出的山脊，形成顯著的交切山腳；以位於北橫公路 30.5~31 k、41~45 k 間者最為顯著。至於峽谷的南、北兩端，即巴陵到蘇樂之間，以及高坡到羅浮之間，露出來的地層是由砂、頁岩互層所構成，使得

大漢溪在這兩段的河谷，擁有較不穩定的邊坡，河谷因而比較開闊，並且出現河階地形，例如巴陵、高坡、義興、合流等地。合流又稱羅浮或拉號，是霞雲坪以南面積最大的河階。從巴陵到合流的大漢溪河谷，明顯表現出岩性與河流地形之間的密切關係。本項工作已完成現地採樣、拍攝、土樣分析等，如圖 7.1 所示。

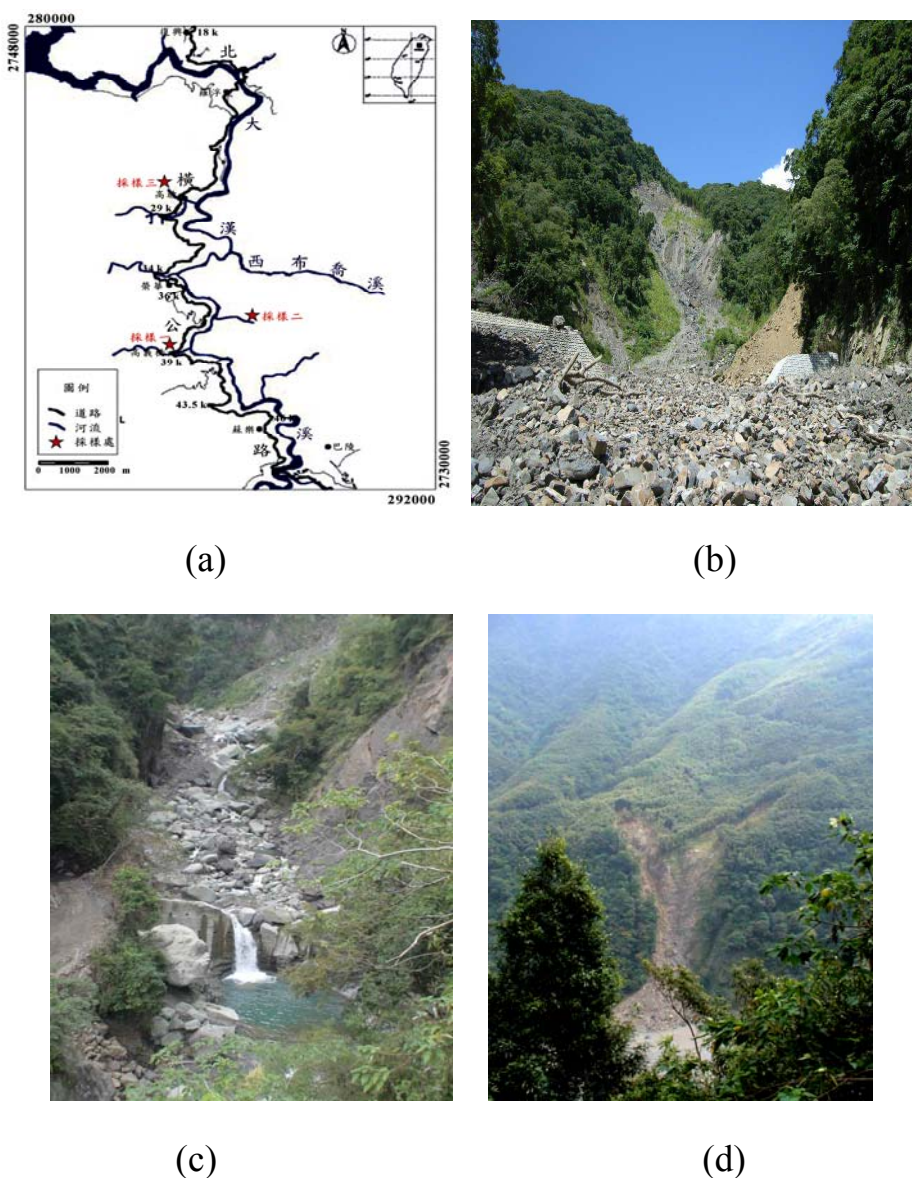


圖 7.1 北橫公路復興至巴陵段沿途採樣地點(a)地理位置示意圖(b)採樣地點一(c)採樣地點二(d)採樣地點三

7.2 完整粒徑分佈曲線繪製

本研究於土石流發生區野外採樣時，同時進行影像分析之拍攝工作。結合採樣土石之篩分析與影像篩分析，繪製現地完整粒徑分佈曲線。本研究進行之粗顆粒級配材料之影像分析模擬，同時輔以篩分析驗證。目的為建立並驗證數位影像之分析模式。研究方法為先以分水嶺演算法將灰階圖像進行分析，再利用 Otsu 法對影像進行二值化處理。最後將此二值化圖形以軟體 IPTK 將個別顆粒判識、圈繪、並標註號碼，同時進行土石顆粒之周長、長短軸長、圓度、中心點位置...等分析。體積計算則利用圓球體估算，並另乘一修正係數，使結果更接近物理量測值。此外，並利用上述方法進行其他大小石頭影像量測，誤差範圍約介於 2~35.3% 之間，尚屬合理。

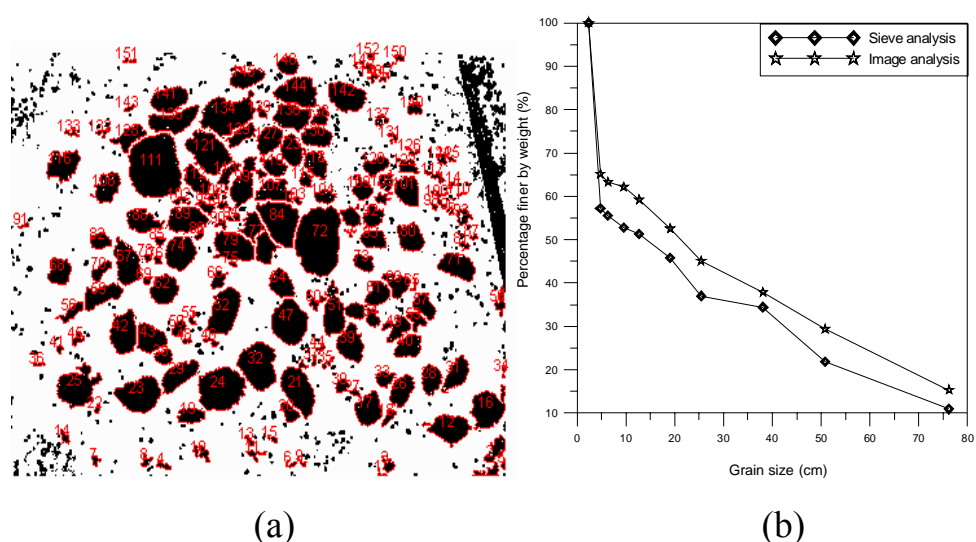


圖 7.2 影像分析結果示意圖：(a) IPTK 分析所得之顆粒編號之標註，

(b) 影像分析與篩分析結果比較

7.3 物理模型試驗進行

本研究製作一模擬單向度降雨入滲之模型試驗，以量測土體水壓及含水量變化的情形。由此簡易之物理試驗可清楚地了解在不同雨量情況下土體之反應情形。並透過保水曲線之碎形模式（圖 7.3），以同時考慮毛細現象之影響，如此可針對降雨入滲導致土體破壞之土石流發生機制進行探討。結果包含不同採樣區域之基質吸力與深度之關係，與體積含水率與深度之關係，詳細結果討論如下。

由實驗結果顯示（圖 7.4，圖 7.5），就平均粒徑而言在採樣一處之 No.1 ~ No.3 實驗中，No.3 土樣之平均粒徑 $d_{50} = 3.9 \text{ mm}$ ，相較於 No.1 土樣（ $d_{50} = 1.3 \text{ mm}$ ）及 No.2 土樣（ $d_{50} = 2.5 \text{ mm}$ ），入滲速度明顯快許多。而在考慮碎形維度值方面，No.1 實驗（ $D = 2.47$ ）、No.2 土樣（ $D = 2.45$ ）與 No.5 實驗（ $D = 2.49$ ）碎形維度值接近，土體內部水分變化情形較為類似。另外，No.3 土樣（ $D = 2.24$ ）與 No.4 土樣（ $D = 2.27$ ）也因碎形維度值接近，土體內部水分變化情形亦較為類似。雖然，各實驗之顆粒分布及入滲速率各不相同，但淺層基質吸力以接近負值（壓力）為主，深層土壤以正值（吸力）為主，且在土層深度約一半處出現明顯較大值。

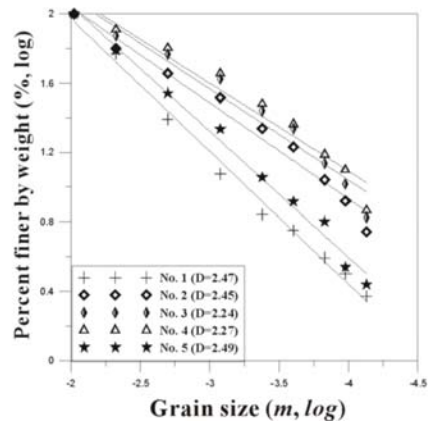
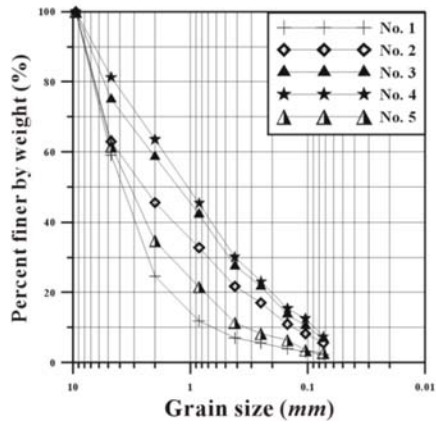


圖 7.3 本研究所使用之材料粒徑分布曲線與所使用材料之碎形維度關係圖

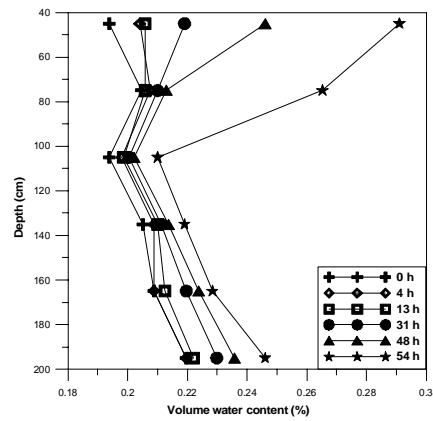
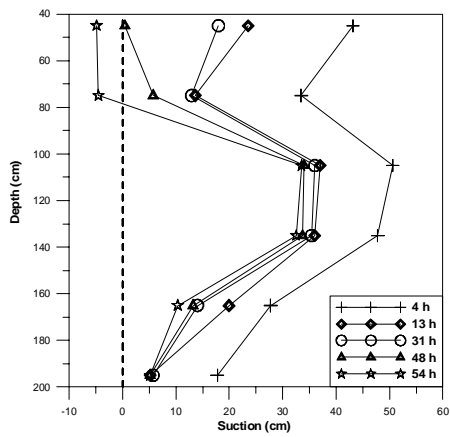


圖 7.4 No.4 實驗之基質吸力與深度及體積含水率與深度之關係圖

(h : 小時)

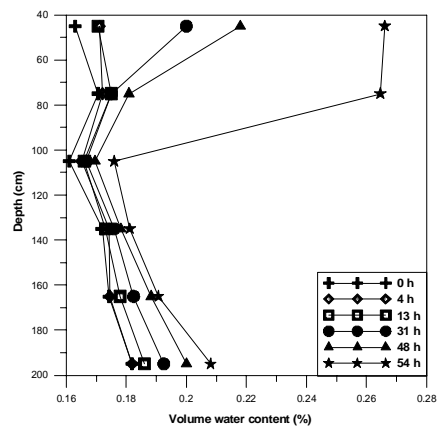
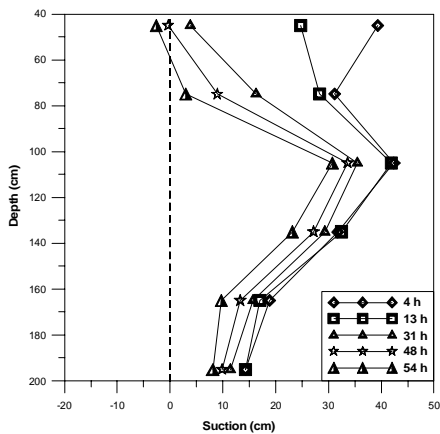


圖 7.5 No.5 實驗之基質吸力與深度及體積含水率與深度之關係圖

(h : 小時)

7.4 土石流發生孔隙水壓傳遞機制模式建立

一般而言，影響土石流的發生有三大要素：充足的土石料源、足夠的水量和適當的坡度。土石流作用的過程是一種物質與能量不斷傳遞和轉變的過程。於上游形成區，土與水混合並由位能轉變為動能開始移動；隨著向下搬移的過程中，不斷帶進土石材料並增加能量，加速向下游運動；直到下游地形平坦地區，才逐漸停止並開始堆積。

水因重力及毛細管力而進入土中，大致上以垂直方向向下流動，因此當降雨直接或間接落於地面，不論雨量是否足以聚集成地表逕流，皆會影響土壤水份的狀況。雨水由土壤間的孔隙向下入滲，因為土體之結構不同，會有不同之入滲量，使得地下水位的變化情形亦不同。

本模式首先考慮土石流材料性質，並以粒徑分佈曲線代表土石流材料性質。若現地土石材料大部分為細顆粒材料可以現場或採回實驗室進行傳統篩分析。若大部份材料為大顆粒，則以影像方法進行粒徑影像分析，換算出粒徑分佈曲線。再將粒徑分佈曲線之座標軸改為雙對數座標。在雙對數座標系統中，粒徑分佈曲線會改變為直線，而該直線斜率即為該材料所代表之碎形維度 D 值。本研究已成功地將影像分析模式應用於真實土石流材料中。利用影像之分水嶺演算後，經

二值化處理，再以軟體 IPTK 進行判識及分析。最後統計影像分析結果，並與土石真實篩分析曲線比對繪製完整粒徑分佈曲線，並得到代表該材料之碎形維度 D 值。

此外，本研究由土壤顆粒之孔隙分布進而推導出非飽和土壤之相關水力滲透係數，以得到滲透曲線之碎形模式。藉由輸入重要相關參數，得到相關水力滲透係數與正規化之體積含水率之關係，及相關水力滲透係數與水力勢能之關係，如圖 7.6 所示。

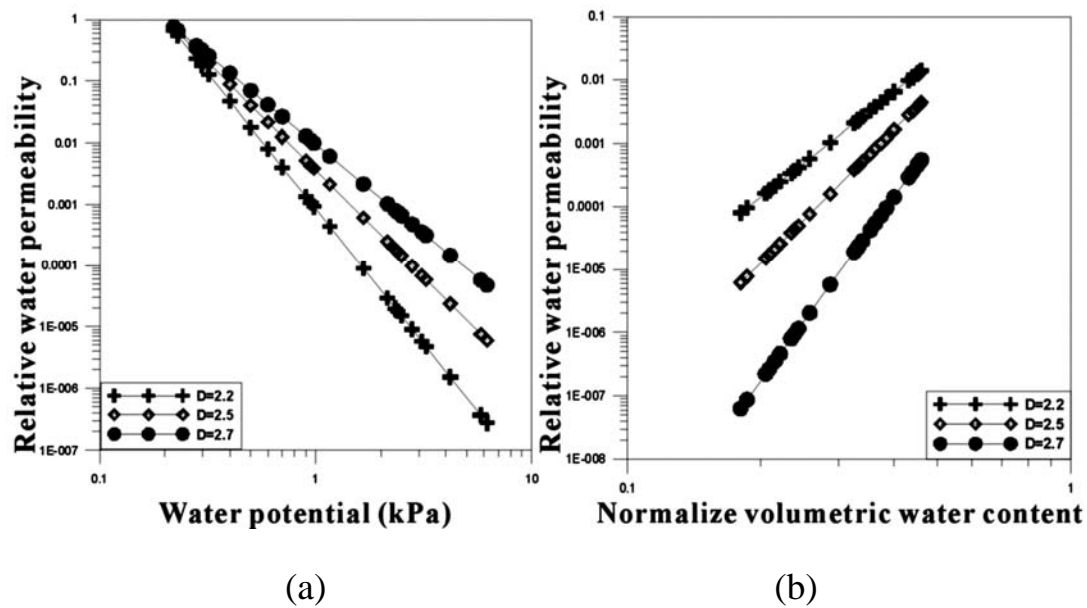


圖 7.6 利用滲透曲線碎形模式得到不同碎形維度相關水力滲透係數與(a)水力勢能及(b)正規化體積含水率之關係圖

7.5 成果報告彙整

本年度已將三年之研究成果彙整與本成果報告中。

參考文獻

1. 江永哲、鄭瑞昌，1986，「土石流發生特性之初步研究」，**中華水土保持學報**，第 17 卷，第 2 期，第 50-69 頁。
2. 何春蓀，1990，「普通地質學—第三版」，五南圖書出版公司，台北，第 62-122 頁。
3. 何春蓀，1997，「台灣地質圖概論—台灣地質圖說明書—第二版三刷」，經濟部中央地質調查所，第 18-53 頁。
4. 吳成柯、戴善榮、程湘君、雲立實，1993，「數位影像處理」，儒林圖書公司，臺北。
5. 林美聆、王幼行，1999，「地表水及地下水對土石流破壞型態之影響」，**地工技術**，第七十四期，第 29-38 頁。
6. 林炳森、馮賜陽、李俊明，1993，「礫石層土石流發生特性之研究」，**中華水土保持學報**，第 24 卷，第 1 期，第 55-64 頁。
7. 青木佑久，1980，「過去土石流降雨特徵之研究」，**土木技術**，第 22 卷，第 2 期，第 71-76 頁。
8. 卓佳良，1999，**碎形維度於描述礫石層級配特徵之應用**，淡江大學土木工程研究所，碩士論文。
9. 游繁結，1987，「土石流之基礎研究(I)土石流發生機制之研究」，**中華水土保持學報**，第 18 卷，第 2 期，第 28-40 頁。

- 10.周憲德、廖偉民，1998，「孔隙水壓對溪床土石流發生機制之影響」，**中華水土保持學報**，第29卷，第3期，第211-217頁。
- 11.范正成、姚正松，1997，「台灣東部地區土石流發生之水文及地文條件應用於土石流預警之初步研究」，**中華民國第一屆土石流研討會**，第125-139頁。
- 12.唐常青、呂宏伯、黃錚、張方，1990，「**數學形態學方法及其應用**」，科學出版社，北京。
- 13.高橋保（1997），「**橫跨土石流潛勢區域之橋梁工程問題**」，**土木工程防災系列講習會系列四**，國立中央大學土木工程學系橋梁工程研究中心，中壢。
- 14.連惠邦、柴鈺武，1997，「**切口式防砂壩對土石流之攔擋效率**」，**中華水土保持學報**，第28卷，第4期，第341-351頁。
- 15.崔屹，2002，「**圖像處理與分析—數學形態學方法及應用**」，科學出版社，北京。
- 16.黃宏斌，1993，「**非飽和堆積層土石流發生之臨界角度與含水量之關係研究**」，**中華水土保持學報**，第24卷，第1期，第21-27頁。
- 17.謝正倫、張東炯，1996，「**中部地區土石流現場調查與分析**」，**農業工程學報**，第43卷，第3期，第31-46頁。
- 18.黃進富，1996，**土壤中水/有機液體保持特性研究**，國立交通大學

- 土木工程學系，碩士論文。
- 19.陳榮河、江英政，1999，「新中橫公路邊坡破壞之調查」，第二屆土石流研討會，第 180-189 頁。
 - 20.陳榮河，1999，「土石流之發生機制」，地工技術，第 74 期，第 21-28 頁。
 - 21.陳榮河、連惠邦，2000，「土石流流出規模之研究」，行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告，NSC 89-2625-Z035-001。
 - 22.陳晉琪，2000，土石流發生條件及發生機率之研究，成功大學水利及海洋工程學系，博士論文。
 - 23.張守陽，1997，「台灣地區二十四小時設計雨型之研究」，農業工程學報，第 43 卷，第 2 期，第 21-33 頁。
 - 24.張守陽，1998，「逕流破壞土石流之實驗研究」，第九屆水利工程研討會，第 H19-H28 頁。
 - 25.張守陽、林鼎祥，1999，「土石流流動特性與偵測系統之研究」，第二屆土石流研討會論文集，第 110-119 頁。
 - 26.張東炯、謝正倫，1997，「中部地區土石流現場調查與分析」，農業工程學報，第 43 卷，第 3 期，第 31-46 頁。
 - 27.趙世照，1992，天然土石壩漸進破壞過程之探討，國立中興大學水土保持學研究所碩士論文。

- 28.詹錢登，2000，「土石流概論」，科技圖書股份有限公司。
- 29.楊長義、楊振榮，2001，「以方格覆蓋法解釋卵礫石篩分析粒徑分佈特徵」，第九屆大地工程學術研討會，桃園，第 B007-1-8 頁。
- 30.蔡允瀚，2002，北橫公路復興至巴陵段岩石單壓強度之初步預估模式，碩士論文，國立中央大學應用地質研究所，中壢。
- 31.龔煒、石青雲、程民德，1997，數位空間中數學形態學—理論及應用，北京。
- 32.Ala, S., Mathewson, C. C., 1990, “Structural control of ground-water induced debris flow: Hydraulics”, *Hydrology of Arid Lands*, pp. 590-595.
- 33.Atkinson, J. H., Farrar, D. M., 1985, “Stress Path Tests to Measure Soil Strength Parameters for Shallow Landslips”, *Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, pp. 983-986.
- 34.Anderson, S.A., Sitar, N., 1995, “Shear strength and slope stability in a shallow clayey soil regolith”, in *Reviews in engineering geology*. Edited by W.C. Haneburg and S.A. Anderson. *Geological Society of America, Boulder, Colo.* Vol. 10, pp. 1-11.
- 35.Arya, L. M., Paris, J. F., 1981, “A Physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data,” *Soil Science of America*, Vol. 42, pp. 103-130.
- 36.Baroni, C. et al., 2003, “Complete grain-size analyses on debris-flow source area in the Carrara marble basins”, Apuane Alps, Italy,

Proceedings 3rd International DFHM Conference, Davos, Switzerland, September 10-12, pp. 809-820.

37. Baxes G. A., 1994, *Digital Image Processing: Principles and Applications*, JOHN WILEY & SONS, New York.
38. Biegel, R. L., C. G. Sammis, and J. H. Dieterich, 1989, "The frictional properties of a simulated gouge having a fractal particle distribution", *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, No. 7, pp. 827-846.
39. Bonnet-Staub, I., 1999, "Définition d'une typologie des dépôts de laves torrentielles et identification de critères granulométriques et géotechniques concernant les zones sources", *Bulletin of Engineering Geology and Environment*, Vol. 57, pp. 359-367.
40. Burdine, N. T., 1953, "Relative permeability from pore size distribution data", *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, Vol. 198, pp. 71-78.
41. Cannon, S. H., Ellen, S. D., 1985, "Rainfall conditions for abundant debris avalanches in San Francisco Bay region California", *California Geology*, Vol. 38, No. 12, pp. 267-272.
42. Crosta, G. B., Dal N. P., 2003, "Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, Vol. 4, pp. 57-72.
43. Dougherty, E., & Lotufo, R. A., 2003, *Hands-On Morphological Image Processing*, SPIE.
44. Ellen, S.D., and Fleming, R.W., 1987, "Mobilization of debris flows from soil slips, San Francisco Bay region, California", in Costa, J.E., and Wieczorek, G.F., eds., *Debris flows/avalanches: Process,*

- recognition and mitigation, *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, Vol. 7, pp. 31-40.
45. Frey, E., Wilhelm, J., “Elasticity of Stiff Polymer Networks”, *Phys. Rev. Lett.*, Vol. 91, No. 10, pp. 108103.
46. Friedman, G. M., J. E. Sanders, 1978, *Principles of Sedimentology*, John Wiley & Sons, Canada, pp. 63-72.
47. Fiorillo, F., Guadagno, F. M., Aquino, S., Blasio, A., 2001, “The December 1999 Cervinara landslides: further debris flow in the pyroclastic deposits of Campania (Southern Italy)”, *Engineering Geology*, Vol. 60, pp. 171-184.
48. Fiorillo, F., Wilson, R. C., 2004, “Rainfall induced debris flows in pyroclastic deposits, Campania (southern Italy)”, *Engineering Geology* Vol. 76, pp. 243-269.
49. Gimenez, D., Perfect, E., Pachepsky Y., 1997, “Fractal models for predicting soil hydraulic properties”, *Engineering Geology* Vol. 46, pp. 141-163.
50. Illerström, A., 1998, “A 3-D laser technique for size, shape and texture analysis of ballast”, master thesis at Division of Engineering Geology, Royal Institute of Technology, Stockholm.
51. Iverson, R. M., Reid, M. E., LaHusen, R. G., 1997, “Debris-flow mobilization from landslides.” *Annual Rev. of Earth and Planetary Science*, Vol. 25, pp. 85-138.
52. Jenkins, J. T., Mancini, F., 1987, “Balance laws and constitutive relations for plane flows of a dense, binary mixture of smooth, nearly elastic, circular disks”, *Trans. ASME: J. Appl. Mech.*, Vol. 54, pp. 27-34.

53. Johnson, K. A., Sitar, N., 1990, "Hydrologic conditions leading to debris flow initiation." *Can. Geotech. J.*, Vol. 27, No. 6, pp. 789-801.
54. Krohn, C. E., 1988, "Fractal measurements of sandstones, shales, and carbonates," *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. B4, pp. 3297-3305.
55. Lumb, P., 1975, "Slope Failures in Hong Kong", *Quarterly Journal Engineering Geology*, Vol. 8, pp. 31-65.
56. Mandelbrot, B., 2002, *The Fractal Geometry of Nature*, W. H. Freeman., pp. 95.
57. McCarthy, D. F., 1982, *Essentials of Soil Mechanics and Foundations*, Prentice-Hall, Virginia, pp. 65-70.
58. Michael, D. A., 1999, "JasPer: A software-based JPEG-2000 codec implementation", *Proc. of IEEE International Conference on Image Processing*, Vancouver, BC, Canada.
59. Moore, C. A., Krepfl, M., 1991, "Using fractals to model soil fabric," *Geotechnique* Vol. 41, No.1, pp. 123-134.
60. Nakagaawa, H. and Takahashi, T., 1997, "Estimation of a debris flow hydrograph and hazard area", *Proceedings of the 1st int. conf. On Debris flow hazard Mitigation*, Cal. USA, pp. 697-706.
61. Otsu, N., 1979, "A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms", *Journal of IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics*, SMC-9, pp. 62-66.
62. Rieu, M., Sposito, G., 1991, "Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties: II. Applications," *Soil Science of America*, Vol. 55, pp. 1239-1244.
63. Sammis, C. G., G. King, and R. Biegel, 1987, "The kinematics of

- gouge deformation , " *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 125, pp. 777-794.
64. Sidle, R.C., A.M. Milner, 1990, "Physical facts influencing stream development in Glacier Bay National Park, Alaska". In: *Second Glacier Bay Science Symposium*, 1988. Milner, A.M. and J.D. Wood, Jr. (eds). Glacier Bay National Park & Preserve, AK, U.S. National Park Service, pp. 19-25.
65. Sitar, N., 1990, "Seismic Response of steep slopes in weakly cemented sands and gravels", *Proceedings of the H.B. Seed Memorial Symposium*, Bitech Publishers, Vancouver, BC, pp. 67-82.
66. Sitar, N., Anderson, S.A., Johnson, K.A., 1992, "Conditions for initiation of rainfall-induced debris flows. In Stability and Performance of Slopes and Embankments II, R.B. Seed and R.W. Boulanger editors", *ASCE, Geotech, Spec. Pub.*, Vol. 31, No. 1, pp. 834-849.
67. Takahashi, T., 1978, "Mechanical characteristics of debris flow" *Journal of Hydraulics Div ASCE*, Vol. 104, No. 8, pp. 1153-1169.
68. Takahashi, T., 1991, *Debris Flow*, IAHR Monograph, Balkema.
69. Ter-Stepanian, G., 2002, "Suspension force and mechanism of debris flows", *Bull Eng Geol Environ* Vol.61, pp. 197-205.
70. Tapobrata, L., Abhijit, C., Anjan, K. D., 1998, "Multilamellar vesicular clusters of phosphatidylcholine and their sensitivity to spectrin: A study by fractal analysis", *Journal of Structural Biology* Vol. 121, pp. 176-183.
71. Tarantino A., Bosco G., 2000, "Role of soil suction in understanding the triggering mechanisms of flow slides associated with rainfall",

Proceedings of the Second International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Taiwan, pp. 81-88.

72. Turcotte, D. L., 1986, "Fractals and fragment", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B2, pp. 987-996.
73. Tyler, S. W., Wheatcraft, S. W., 1989, "Application of fractal mathematics to soil water retention estimation," *Soil Science of America*, Vol. 53, No. 4, pp. 987-996.
74. Tyler, S. W., Wheatcraft, S. W., 1990, "Fractal processes in soil water retention," *Water Resources Research*, Vol. 26, pp. 1047-1054.
75. Tyler, S. W., Wheatcraft, S. W., 1992, "Fractal scaling of soil particle size distribution: Analysis and limitations." *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 56, pp. 362-370.
76. Varnes, D.J., 1978, "Slope movement and types and processes in Landslides—Analysis and control, Transportation Research Board", *National Academy of Sciences*, Washington, D.C., Special Report 176, Chapter 2, Figure 2-1.
77. Vincent, L., 1991, "Morphological Transformations of Binary Images with Arbitrary Structuring Elements", *Signal Processing*, Vol. 22, No. 1, pp. 3-23.
78. West, T. R., 1995, *Geology Applied to Engineering*, Prentice-Hall, New Jersey, pp. 162-165.
79. Znamensky, D., Gramani, M. F., 2000, "Debris-flow grain-size analysis", *Debris-Flow Hazards Mitigation 1*, A.A. Balkema, Rotterdam, 149X.