

夢幻湖生態保護區地下水觀測及 湖水位管控策略研擬

Groundwater Investigation and Surface Water
Level Control of Menghuan Pond Wetland in
Yangmingshan National Park

陽明山國家公園管理處委託報告

中華民國 110 年 5 月

(本報告內容及建議純係研究小組觀點，不應引申為本機關之意見)

張明
張明
張明

夢幻湖生態保護區地下水觀測及 湖水位管控策略研擬

Groundwater Investigation and Surface Water
Level Control of Menghuan Pond Wetland in
Yangmingshan National Park

受委託單位：國立臺灣大學

研究主持人：施上粟

協同主持人：許少瑜

研究期程：中華民國 108 年 5 月至 110 年 5 月

研究經費：新臺幣壹佰玖拾伍萬元

陽明山國家公園管理處委託報告

中華民國 110 年 5 月

(本報告內容及建議純係研究小組觀點，不應引申為本機關之意見)

目錄

目錄	I
圖目錄	IV
表目錄	VII
夢幻湖水文基礎資料	VIII
摘要	IX
ABSTRACT	XXIII
第一章 前言	1
1.1 計畫緣由.....	1
1.2 工作範圍及項目.....	2
1.3 工作項目.....	3
第二章 裂隙監測	5
2.1 水位資料收集.....	8
2.2 流量調查.....	10
2.3 裂隙水位洩降及示蹤劑試驗.....	14
第三章 地下水觀測井監測	17
3.1 地下水觀測網建置.....	17
3.1.1 地下水觀測井規劃.....	17
3.1.2 地下水觀測井設置成果.....	22
3.1.3 地下水流向分析.....	31
3.2 微水試驗.....	37
3.2.1 微水試驗步驟.....	39
3.2.2 微水試驗成果.....	40
3.3 示蹤劑實驗.....	49
第四章 湖區特性調查	50
4.1 基礎水文資料調查.....	50
4.1.1 湖水位調查.....	50
4.1.2 蒸發量調查方法.....	52
4.1.3 降雨量調查方法.....	53

4.1.4	入滲調查方法.....	54
4.2	地電阻測勘.....	57
4.2.1	地電阻測勘原理.....	57
4.2.2	地電阻反演理論.....	63
4.2.3	地電阻影像剖面法.....	66
4.2.4	常見地質電阻值域.....	68
4.2.5	地電阻測勘成果.....	69
4.2.6	地電阻影像剖面綜合成果討論.....	81
4.3	水質調查.....	84
4.3.1	夢幻湖水質與湖水位關係.....	95
4.3.2	溫度.....	96
4.3.3	導電度.....	98
4.3.4	酸鹼值.....	100
4.3.5	溶氧.....	102
4.4	地下水量與湖水位關係.....	104
第五章	地下水模式	106
5.1	地下水模擬系統 GMS.....	106
5.2	MODFLOW 地下水模式.....	107
5.3	整合資料於地下水模式.....	108
5.4	整合地下水資料於水文收支模式.....	114
第六章	夢幻湖水位控管策略建議及方案研擬	117
第七章	結論與建議	119
7.1	結論.....	119
7.1.1	裂隙監測.....	119
7.1.2	地下水觀測井監測.....	120
7.1.3	湖區水質及地下水特性調查.....	120
7.1.4	建立地下水參數及模式模擬分析.....	121
7.1.5	整合地下水資料於水文收支模式.....	121
7.1.6	研擬夢幻湖水位控管策略建議及方案.....	121
7.1.7	登錄濕地生態資料庫.....	122
7.1.8	配合研究報告成果發表會.....	122
7.1.9	投稿《國家公園學報》等期刊.....	122
7.2	建議.....	123

附錄一	評選審查意見處理情形	附-1
附錄二	第一次期中報告意見處理情形	附-4
附錄三	第二次期中報告意見處理情形	附-7
附錄四	第三次期中報告意見處理情形	附-8
附錄五	期末報告意見處理情形	附-12
附錄六	野外調查紀錄	附-15
附錄七	夢幻湖前期湖水位及雨量對照	附-51
附錄八	夢幻湖歷年之月蒸發量與月降雨量	附-52
附錄九	計畫成果發表證明	附-53
參考文獻	附-57

圖目錄

圖 1	夢幻湖生態保護區位置及研究範圍.....	2
圖 2	夢幻湖生態保護區及其周邊裂隙.....	5
圖 3	夢幻湖生態保護區裂隙區位及照片 1.....	6
圖 4	夢幻湖生態保護區裂隙區位及照片 2.....	6
圖 5	C1 裂隙安裝水位計情形.....	8
圖 6	C1 裂隙洞口高程與湖水位關係.....	9
圖 7	流量調查（量筒法）方法示意圖.....	10
圖 8	流量調查（堰槽式流量計）方法示意圖.....	10
圖 9	實驗室之堰流實驗操作過程.....	11
圖 10	量水堰之堰頂水頭與流量率定關係.....	11
圖 11	堰槽式量水堰現地照片.....	12
圖 12	C3 山壁裂隙出流量與量水堰水槽水深關係.....	12
圖 13	夢幻湖 C3 山壁裂隙出流量與湖水位關係.....	13
圖 14	夢幻湖 C3 山壁裂隙出流量與降雨量關係.....	13
圖 15	裂隙水位洩降及示蹤劑試驗試驗佈置示意圖.....	14
圖 16	裂隙 C1 水位洩降實驗過程.....	15
圖 17	本計畫裂隙 C1、C2 示蹤劑於裂隙 C3 之檢測結果.....	16
圖 18	先期計畫裂隙 S2 示蹤劑於裂隙 C3 之檢測結果.....	16
圖 19	夢幻湖試操作觀測井示意圖.....	18
圖 20	穿揚機與傳統鑽機施工示意照片.....	19
圖 21	手持式鑽孔機機具圖.....	20
圖 22	地下水井施作過程.....	23
圖 23	電子測距經緯儀進行水井座標及高程調查作業.....	23
圖 24	夢幻湖地下井佈置圖.....	25
圖 25	湖水位與各地下水觀測井水位關係圖.....	26
圖 26	觀測井觀測期間之湖水位與雨量關係圖.....	26
圖 27	湖水位與 N1 地下水觀測井水位比較圖.....	28
圖 28	湖水位與 N2 地下水觀測井水位比較圖.....	28
圖 29	湖水位與 W1 地下水觀測井水位比較圖.....	28
圖 30	湖水位與 W2 地下水觀測井水位比較圖.....	29
圖 31	湖水位與 W3 地下水觀測井水位比較圖.....	29
圖 32	湖水位與 S1 地下水觀測井水位比較圖.....	29
圖 33	湖水位與 S2 地下水位關係圖.....	30
圖 34	湖水位與 S3 地下水位關係圖.....	30
圖 35	湖水位與 GQ1 地下水位關係圖.....	30
圖 36	湖水位與 GQ1 地下水位位置關係及地下水井平面圖.....	32

圖 37	利奇馬颱風期間湖區降雨組體圖.....	32
圖 38	利奇馬颱風期間地下水流向圖.....	33
圖 39	利奇馬颱風期間湖區地下水等高線圖.....	34
圖 40	北區地下水位與湖水位差值時間變化圖（利奇馬颱風）.....	35
圖 41	西區地下水位與湖水位差值時間變化圖（利奇馬颱風）.....	36
圖 42	南區地下水位與湖水位差值時間變化圖（利奇馬颱風）.....	36
圖 43	水力傳導係數 K 值試驗方法（圖片來源：DAS AND SOBHAN, 2014； SANDERS, 1998）.....	37
圖 44	微水試驗操作示意圖.....	38
圖 45	觀測井設計參數示意圖.....	39
圖 46	微水試驗用井.....	40
圖 47	地質水力傳導係數分布範圍（FREEZE AND CHERRY, 1979）.....	42
圖 48	微水試驗水力傳導係數計算（北區試驗井）(1/4).....	43
圖 49	微水試驗水力傳導係數計算（北區試驗井）(2/4).....	44
圖 50	微水試驗水力傳導係數計算（北區試驗井）(3/4).....	45
圖 51	微水試驗水力傳導係數計算（北區試驗井）(4/4).....	46
圖 52	微水試驗水力傳導係數計算（南區試驗井）(1/2).....	47
圖 53	微水試驗水力傳導係數計算（南區試驗井）(2/2).....	48
圖 54	現地示蹤劑試驗試驗佈置及試驗過程紀錄.....	49
圖 55	自計式壓力計.....	51
圖 56	水位儀器設置及入滲試驗位置.....	51
圖 57	蒸發皿及蒸發計.....	52
圖 58	傾斗式雨量計及自計水文系統.....	53
圖 59	滲流計現地安裝測試圖.....	55
圖 60	滲流計現地測試及量測狀況.....	55
圖 61	來自單點電極的電流流動和電位等勢線分佈（LOKE, 2004）.....	58
圖 62	雙點電極的排列示意圖（REYNOLDS, 1997）.....	59
圖 63	雙點電極的電位分佈圖（TELFORD ET AL., 1990）.....	60
圖 64	非均質介質之電流折射（HALLOF, 1982）.....	61
圖 65	非均質介質之電流密度分佈圖（HALLOF, 1982）.....	61
圖 66	雙電流電極於雙層介質下的電流通過深度 Z 之比例（ ΔII ）（VAN NOSTRAND AND COOK, 1966）.....	62
圖 67	地電阻影像剖面法及其擬似電阻率剖面圖.....	66
圖 68	常見的電極排列的方式（REYNOLDS, 1997）.....	67
圖 69	電極排列方式的電位分佈圖（REYNOLDS, 1997）.....	67
圖 70	岩石、土壤和礦物等各種材質的電阻率（LOKE, 2004）.....	68
圖 71	夢幻湖鑽探深度與岩心取樣分析結果（陽明山國家公園管理處， 1990）.....	69

圖 72	夢幻湖地電阻規劃施作位置與現有地下水觀測井網位置圖.....	70
圖 73	地電阻影像剖面法之測勘作業 (2019 年 8 月 30 日)	71
圖 74	地電阻影像剖面法之測勘作業 (2020 年 7 月 14 日及 7 月 29 日)	72
圖 75	夢幻湖湖區南側 LAKE_V1 測線 (WENNER ARRAY)	73
圖 76	夢幻湖湖區南側 LAKE_V1 測線 (DIPOLE-DIPOLE ARRAY)	73
圖 77	夢幻湖湖區南側 LAKE_V2 測線 (WENNER ARRAY)	74
圖 78	夢幻湖湖區南側 LAKE_V2 測線 (DIPOLE-DIPOLE ARRAY)	74
圖 79	夢幻湖湖區南側 LAKE_S 測線 (WENNER ARRAY)	75
圖 80	夢幻湖湖區南側 LAKE_S 測線 (DIPOLE-DIPOLE ARRAY)	75
圖 81	夢幻湖湖區 LAKE_A 測線 (WENNER ARRAY)	77
圖 82	夢幻湖湖區 LAKE_B 測線 (WENNER ARRAY)	78
圖 83	夢幻湖湖區 LAKE_C 測線 (WENNER ARRAY)	79
圖 84	夢幻湖湖區 LAKE_D 測線 (WENNER ARRAY)	80
圖 85	夢幻湖湖區南側三條地電阻影像剖面 (DIPOLE-DIPOLE ARRAY)	81
圖 86	夢幻湖湖區四條地電阻影像剖面 (WENNER ARRAY)	83
圖 87	水質資料收取與設備架設位置.....	85
圖 88	水質調查之水體收集設備.....	86
圖 89	湖水水質調查成果統計比較.....	94
圖 90	水質與湖水位之關係.....	95
圖 91	水質調查點溫度與湖水溫度之關係.....	97
圖 92	水質調查點導電度與湖水導電度之關係.....	99
圖 93	水質調查點酸鹼值與湖水酸鹼值之關係.....	101
圖 94	水質調查點溶氧與湖水溶氧之關係.....	103
圖 95	湖水位與山壁出流量之相關性分析.....	104
圖 96	湖水位與山壁裂隙出流量佔整體湖水損失量比例之相關性分析.....	104
圖 97	湖水位與堰流量之相關性分析成果.....	105
圖 98	地下水模擬系統 GMS.....	106
圖 99	夢幻湖南、北區土壤分類對應之比出水量.....	109
圖 100	數值地形匯入模式示意.....	112
圖 101	實測及模擬水位對照.....	112
圖 102	地下水位模擬歷程平面圖.....	113
圖 103	夢幻湖單位歷線法 (陽明山國家公園管理處, 2018)	114
圖 104	水位控制構造物示意圖 (ANDRÉ G COCHE, 1992)	117

表目錄

表 1	工作項目與章節對照.....	4
表 2	裂隙高程與座標.....	7
表 3	裂隙示蹤劑試驗.....	16
表 4	地下水觀測井作業機具比較表.....	20
表 5	新鑽與既有地下水井設置情形一覽表.....	24
表 6	地下水觀測井座標高程等基本數據一覽表.....	25
表 7	微水試驗水力傳導係數計算成果一覽表.....	41
表 8	湖中水力傳導係數估算表.....	42
表 9	地下水示蹤劑試驗.....	49
表 10	滲流計量測數據（北區）.....	56
表 11	滲流計量測數據（南區）.....	56
表 12	水質作為環境因子調查一覽表.....	84
表 13	水質調查數據（1/6）.....	88
表 14	水質調查數據（2/6）.....	89
表 15	水質調查數據（3/6）.....	90
表 16	水質調查數據（4/6）.....	91
表 17	水質調查數據（5/6）.....	92
表 18	水質調查數據（6/6）.....	93
表 19	夢幻湖土壤粒徑分析成果.....	108
表 20	含水層土壤參數範圍表（DOMENICO AND SCHWARTZ, 1998）.....	109
表 21	地下水模式參數設定.....	111
表 22	水收支項計算方式.....	114
表 23	2019 年 1 月 19 日水收支分析表（實測資料）.....	116
表 24	2019 年 7 月 1 日水收支分析表（實測資料）.....	116

夢幻湖水文基礎資料

水文資料		備註
年均水位	EL. 867.06 m	2017/1/1~2020/12/31 平均值
年均最大水深	1.06 m	湖底最低高程約為 EL. 866 m
常水面積	5,080 m ²	以年均水位及近年地形估算
年降雨量	5,490 mm	2017/1/1~2020/12/31 平均值

摘要

關鍵詞：夢幻湖、示蹤劑、滲流計、地電阻、地下水、MODFLOW、臺灣水韭、生態保育

1. 前言

夢幻湖生態保護區為特有種植物臺灣水韭唯一自然棲地，歷年調查研究發現臺灣水韭族群消長與夢幻湖水位變化密切相關，本計畫延續「106-107 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文長期監測」及「陽明山夢幻湖裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」之研究成果，為完善夢幻湖完整的地下水研究並加以驗證調校水收支模式，進行長期且完整之夢幻湖地下水研究，以建立地下水模式分析保護區保水條件，並研擬後續水位監測方法與執行保護區保育利用計畫的相關策略。

2. 裂隙監測

夢幻湖生態保護區及其周邊存在 3 處明顯裂隙，分別標註為 C1(湖區內北側)、C2 (湖區內西側)、C3 (湖區外東南方)，3 處之洞口高程分別為 867.64 m、867.47 m、852.65 m，位置分布如摘圖 1 所示。

釐清經裂隙岩層的水體傳輸模式及傳輸量，特別是高水位時湖水位快速洩降期間的地表水流失緣由，有助於提高水文收支模式預測的準確度，並提供高水位時期湖水位管控策略的基礎。

(一) 水位資料收集

自 2019 年 12 月 11 日持續監測水位數據，湖水位曾於 2020 年 9 月 13 日及 2020 年 9 月 14 日高過裂隙洞口，裂隙水位與湖水位的連動，反映湖水位高過裂隙 C1 入口後快速流失的情形。

裂隙 C1 及 C2 如同水位控制堰，在夢幻湖湖水位超過其入口高度時可排除湖水，為影響夢幻湖高水位時水量變化的重要因子。

(二) 流量調查

「陽明山夢幻湖裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(陽明山國家公園管理處, 2019) 曾於夢幻湖外東南側山壁以量筒法人工調查裂隙 C3 之出流量，為能長期且精準的觀測，故於裂隙 C3 出口處新裝設堰槽式量水槽，以自記水位計之水深搭配堰流率定公式計算出流量，達到自動監測之目的。

該量水堰先於臺大水工試驗所完成實驗室堰流實驗，迴歸出堰流水深與流量的關係，可作為現地流量估算之用。自 2020 年 2 月 5 日起正式進行裂隙 C3 出流量的自動監測，至今測得最大流量約 820 噸/天 (CMD)，研判裂隙 C3 出流主要來源為夢幻湖 (及其集水區) 之湖水與裂隙出流地下水。

(三) 裂隙水位洩降及示蹤劑試驗

於 2019 年 12 月 11 日，利用蓄電池接電動抽水機引夢幻湖湖水灌入東北區裂隙 C1 中，抽水機流量約 30 CMD，總計灌入總水量 3.75 m³。

於 2020 年 11 月 25 日，分別在東北區裂隙 C1、西區裂隙 C2 投入羅丹明 WT、螢光素，並於裂隙 C3 下方的量水堰內放置示蹤劑檢測器，結果顯示 2 處裂隙流至裂隙 C3 之水平距離約 200~300 m，裂隙間地下水流動時間約 6 小時 (0.25 天)。

相較於「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研

究」(陽明山國家公園管理處, 2019), 其 2 種示蹤劑投放於地下水井 S2 的結果, 示蹤劑檢測器同樣放在裂隙 C3 下方, 示蹤劑投放後約 96 小時 (4 天), 檢測器濃度讀值開始有持續較高的情形。

透過兩者數據比較研判湖水經由裂隙流失的速度及水量遠大於經由湖區下之土壤保水層的滲流量及滲流速度。



摘圖 1 夢幻湖生態保護區及其周邊裂隙位置分佈及現地照片

3. 地下水觀測井監測

(一) 地下水觀測井水位流向分析

地下水流量及流向分析為水收支分析中重要的一環, 由於地下水文地質參數與特性極為複雜且無法直接目視與量測, 除利用先期計畫於夢幻湖設置之 3 孔地下水觀測井(N1、S1、S2),

再額外設置地下水觀測井（N2、GQ1、W1、W2、W3、S3），以進行水位調查與進行相關試驗以求取地下水文地質參數。

地下水觀測井可以單井孔數不同分為單孔、雙孔與多孔等，因夢幻湖生態保護區之水文地質條件較為特殊，為降低對環境及地景的破壞，且考慮到夢幻湖各區土壤厚度小於 4m、土壤成分以腐質層與黏土為主，故選擇施作時對環境影響較少之單孔觀測井，採用手持式鑽孔機，配合螺旋鑽桿及加長桿進行鑽孔。本計畫新鑽設之 5 孔水位觀測井與 2 孔水質井（其 1 兼做水位井）位置分布如摘圖 2 所示。

比對地下水位資料與湖水位可發現，兩者具有相同的時變趨勢，且都受降雨主控。當降雨事件發生時地下水位與湖水位立刻隨之上升，但當水位超過地下水井洞口高程時，地下水位與湖水位同步升降，可能與中間流流入地下水井有關；反之當夢幻湖長期未降雨時地下水位與湖水位下降皆會持續下降，但後期則呈現大部分地下水位下降幅度大於湖水位，可能代表此時周邊高地以地下水補助湖區。降雨結束後，南區地下水井（S1、S2）之水位下降速率顯著高於其他區域，肇因其為砂質壤土之故。

使用 2019 年 8 月的利奇馬颱風降雨事件進行地下水的流向分析，經由玫瑰圖的分析得知，接近山體的水朝東邊的湖區流去並幅散，地下水剛進入湖區時南北分流，南區地下水則流入湖區。

分析降雨事件中地下水位與湖水位的差值，地下水井 S1 的水位在後期發生陡降，推測地下水井 S1 可能是夢幻湖中水流失的主要熱點（或主要流路途徑上的某處）。

(二) 微水試驗

水力傳導係數表示土壤的透水性，是影響地下水數值模擬準確程度的主要參數，該參數可由實驗室試驗或現地試驗獲得。

微水試驗為現地試驗中相對較為簡易之試驗，其成本低、操作簡易、耗時短、適用於低滲透性之土層，且不影響現地既有水量，並能快速獲得可靠的參考值。試驗方法為透過井塊 (slug) 的迅速投放或抽取，使觀測井中的水位與地下水位產生水位差，並透過觀測井中的水位紀錄追蹤水位回復的過程，進一步估算水力傳導係數。

本計畫於地下水井周邊，南北區各鑽設一微水試驗專用井，並進行數次微水試驗：2020 年 2 月 21 日北區試驗井 2 次、2020 年 4 月 16 日北區試驗井 3 次、2020 年 8 月 26 日北區與南區試驗井各進行 6 次微水試驗。並使用 AQTESOLV 軟體，採非侷限含水層方式求解水平水力傳導係數 (假設 $K_x=K_y$)，北、南區試驗井的水平水力傳導係數，平均分別約為 3.651×10^{-5} m/s 及 1.062×10^{-4} m/s，南區的水平水力傳導係數較北區高 (即南區的地下水水平流速較快)。湖中的水平水力傳導係數，參考相關研究之垂直水力傳導係數 K_z 值(許耀文, 2020a)，假設湖中的 K_x/K_z 比值為北、南兩區之平均，藉此反推其值為 1.142×10^{-5} m/s。

(三) 示蹤劑實驗

於 2021 年 3 月 5 日分別於地下水井 S1 及裂隙 C2 投入羅丹明 WT 及螢光素，然實驗過程中因儀器遭遇故障，參考「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(陽明山國家公園

管理處，2019)，示蹤劑自地下水井 S1 經由地下水到達裂隙 C3 下水槽，應約需 4 天，速度遠慢於經由湖區裂隙 C1、C2。



摘圖 2 夢幻湖地下井佈置圖

4. 湖區特性調查

(一) 基礎水文資料調查

持續進行基礎水文調查以作為水收支模式及地下水模式的基礎資料及參數估計依據。調查項目包括：湖水位、蒸發量、降雨量、入滲率等，水文儀器架設位置如摘圖 3 所示。

(二) 地電阻測勘

為建置夢幻湖的地下水流模式，除透過地下水井觀測外，亦透過地電阻測勘進行非破壞性的地層調查，經由地表通電並測量回饋值，來瞭解地下電阻率的分佈狀況，輔以適當地質資訊，將能應用於地質構造與地下水資源等調查，用以評估地表下的物質真實分布狀況。本計畫採用之地電阻影像剖面法的量測原理，是藉由將電流從電極流入地層中，藉由改變不同電極間距與位置，即電極間距不斷增大，以獲得不同空間位置上的視電阻率值，此剖面空間的視電阻率稱為擬似電阻率剖面。

本計畫於 2019 年 8 月 30 日、2020 年 7 月 14 日及 29 日，完成南側 3 條 (v1、v2、S)、南北向 1 條 (A)、東西向 3 條 (B、C、D) 之地電阻影像剖面，位置如摘圖 4。

依 lake_v1、lake_v2、lake_S 高解析度 Dipole-dipole Array 電極排列法之剖面，發現從觀景台朝往湖區南側方向，湖底沉積了約 1 公尺的沉積層，而深度約在 1~2 公尺處存在一明顯的高電阻值地層（似為岩盤），深度大於 3 公尺之區域為潛在含水層。「夢幻湖及附近窪地之剖面分析及定年研究」（陽明山國家公園管理處，1990）指出夢幻湖湖區北側之外的岩盤距地表不足 1 公尺，與地電阻測勘的結果相符。

依 lake_A 低解析度 Wenner Array 電極排列法之剖面，夢幻湖南北向中線上，湖底沉積了約 4~6 公尺的沉積層，深度在 5 公尺以內之區域為潛在含水層，而風化安山岩盤分佈深度約在 10 公尺；另依 lake_B、lake_C、lake_D 高解析度 Dipole-dipole Array 電極排列法之剖面，深度 1.4 公尺以內含有較高的含水量，

為可能的地下水分佈區域。

(三) 水質調查

針對地下水井、裂隙、湖水與湖區周圍進行水質調查(各測點如摘圖 5)，調查項目包含：溫度、導電度、pH 及溶氧，可作為水源及水體傳遞路徑分析基礎、掌握環境與生物系統的變遷。

以手持式水質調查儀於現地進行調查，對雨水、樹木淋洗水、地下水、山壁出流與湖水之關係做相關性分析，重點整理水質調查發現如下：湖水溫度與湖水位呈中度負相關；地下水之溶氧長期低於湖水；地下水之導電度大於湖水；湖水水質長期處於酸性狀態，地下水則是長期呈現近中性；地下水之水溫與裂隙出流低於湖水。

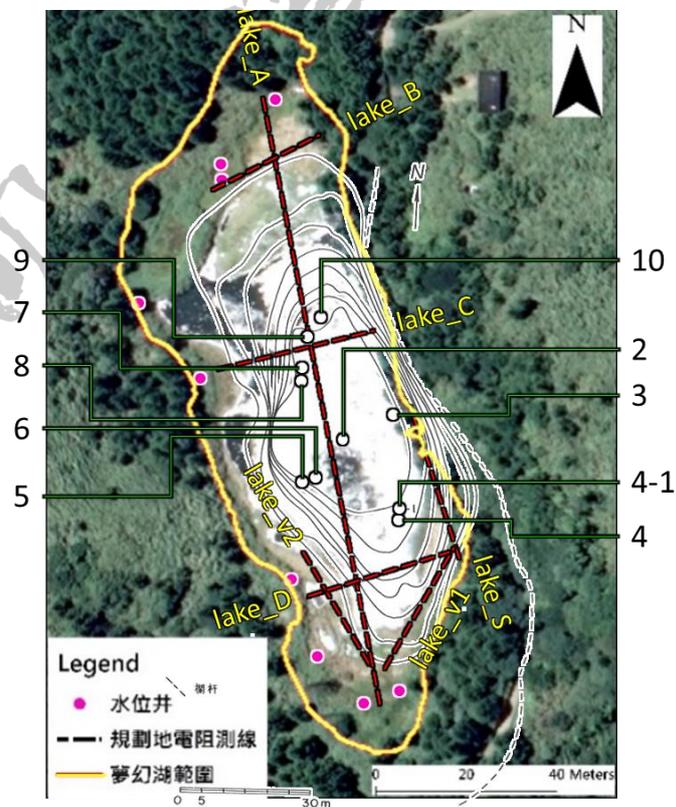
(四) 地下水出流量與湖水位關係

使用量筒法及量水堰測得之夢幻湖山壁裂隙 C3 流量，並比較與湖水位的關係，均得到湖水位越高則夢幻湖山壁裂隙 C3 流量越大之結果，惟量水堰測得數據較為密集條件下，發現該迴歸關係應為指數而非線性。

另分析湖水位與山壁裂隙出流量佔整體湖水損失量之比例，結果顯示湖水位與山壁裂隙出流量佔整體湖水損失量之比例相關性高，中低水位時夢幻湖主要以地下水流出(27%~54%)的方式呈現湖區水損失現象。



摘圖 3 水文儀器設置及入滲試驗位置



摘圖 4 夢幻湖地電阻規劃施作位置與現有地下水觀測井網位置圖



摘圖 5 水質資料收取與設備架設位置

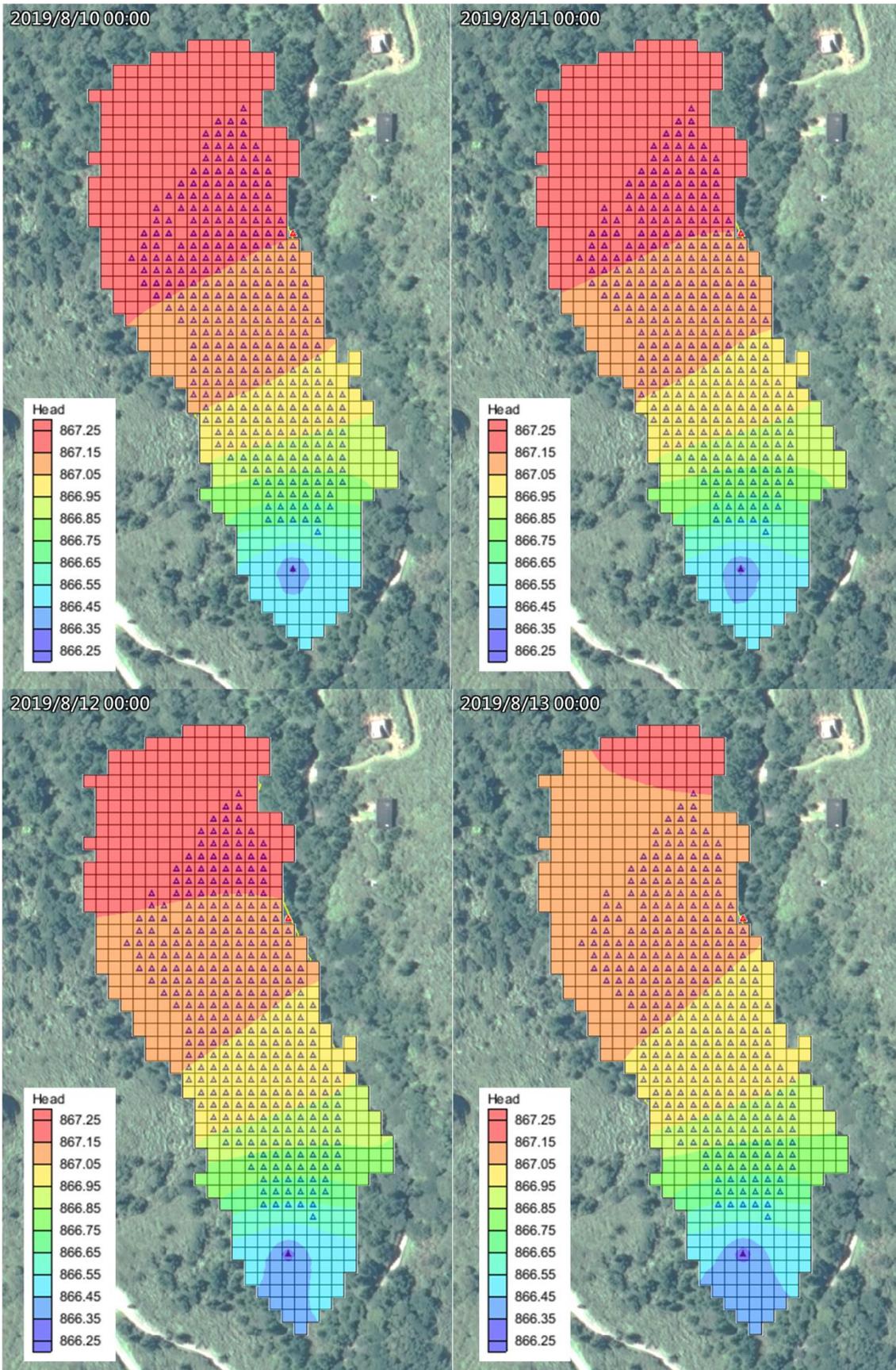
5. 地下水模式

由於現場調查都是有限的時間與空間點位，所以在做評估時常會引入模式模擬。經過現地調查及試驗獲得珍貴的現場資料後，接著放入模式建構中，便能以有限的時空資料為基礎，配合模擬模式，評估整個夢幻湖區的地面水與地下水流動情形。

本計畫採用之 MODFLOW 地下水流模式提供多組模組用於設定邊界條件、水文地質條件等，以便進行利用數值方法與現實狀況的擬合，亦能就個別模組所屬的參數各自進行校正，以符合現地狀況，並可搭配 MT3DMS 模式計算物質傳輸擴散現象。

本計畫調查及收集之地形、地下水井水位、地質參數（土壤試驗、微水試驗等結果）、湖水位、水文資料整合進前述地下水模式中，並選定長期無降雨事件（2019/8/10 00:00~2019/8/12 23:45）進行地下水位歷程模擬，該事件為利奇馬颱風過後，起始水位相對較高，較能完整觀察到湖水位及地下水觀測井水位的消退變化。

暫態 MODFLOW 模式模擬成果如摘圖 6，可反映湖水與地下水之間的交互作用，透過模擬分析可獲得湖區內全面的水位資訊（包含湖水及地下水），若經由不同的情境模擬，可預先掌握各種氣候條件下可能的湖水漲退程度，如颱風造成湖水上升的概估量、久旱不雨湖水仍不乾枯的預期最大天數等。



摘圖 6 地下水位模擬歷程平面圖

(一) 整合地下水資料於水文收支模式

「106-107 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文調查計畫」(陽明山國家公園管理處, 2018) 在水收支分析中引進單位歷線法, 提高水收支模式的精度 (降低待定量值)。

仍有誤差的部分, 以水收支法分析無降雨時夢幻湖湖水與地下水之關係, 原概念式依 Scanlon *et al.* (2007) 及 Healy *et al.* (2007) 進行展開, 再以調查區域特性適度簡化。

整理 2019 年 1 月 19 號與 2019 年 7 月 1 號 2 場事件, 經計算後發現水收支模式之待定量皆低於 10%, 剩餘待定量可能來自於植物蒸散量與地下水出流量方法之誤差等原因。

6. 夢幻湖水位控管策略建議及方案研擬

臺灣水韭族群消長與夢幻湖水位變化密切相關, 為保持臺灣水韭在此棲地具有一定競爭優勢, 有必要整合本計畫其相關研究計畫研擬夢幻湖水位管理策略。

(一) 高水位時期

因冬季平均水深約 73~83 cm, 超過臺灣水韭最適水深, 較不利臺灣水韭競爭。在颱風、梅雨或東北季風影響時夢幻湖水位較高, 現況裂隙 C1、C2 為夢幻湖之水位高程控制堰, 如需增加冬季退水速率, 可考慮些微降低裂隙 C1 入口頂部高程, 並設置可於夏季回復原高程之設施 (如擋板), 但詳細的規劃仍須視其他生態計畫的實際建議才能定案。

(二) 低水位時期

夏季常見時間較長的乾枯不利臺灣水韭競爭。2017、2018、2020 年於夢幻湖皆觀察到湖區全面乾涸之情況，為避免未來夢幻湖夏季乾枯情形發生，可考慮透過於湖區周圍（如裂隙 C1 旁於 2009 年被降挖地勢之區域）建造簡易蓄水設施，或是考慮針對湖區南側局部強化底質保水能力，以降低湖水滲漏量及地下水滲流速度，詳細規劃仍須視生態保育現況方針才能定案，且非必要情況下不以工程進行干擾。

Abstract

The ecological awareness of creatures and their habitats in mountain wetlands has risen in recent years. Understanding hydrological conditions and habitat characteristics are essential for wetland conservation and restoration. The study area is located in the Menghuan Pond wetland, Yangmingshan National Park in northern Taiwan. The altitude of the wetland is approximately 870 meters, and its watershed area and water coverage area are about 10.9 hectares and 0.5 hectares, respectively. The average temperature in the wetland ranges from 10.4°C in January to 24.4°C in July, and the annual average temperature is 17.3°C. The average yearly rainfall in the Menghuan wetland is approximately 5500 millimeters, with a large variety in wet and dry seasons. Rain is usually concentrated from August to January and occurs intensely in the typhoon period, indicating the water depth of the Menghuan Pond wetland varies seasonally. The Menghuan Pond wetland is the only natural habitat of the endemic aquatic species *Isoetes taiwanensis*. *I. taiwanensis* has been classified as a critically endangered species by the International Union of Conservation of Nature. This report aims to analyze the groundwater loss of Menghuan Pond wetland in different seasons and to study the ecological conservation measures during the dry season. This report established and investigated the spatiotemporal changes of the groundwater level of nine groundwater wells and the flow rate and transmission speed of the three cracks. At the same time, the mechanism of the lake water levels and groundwater levels was investigated. The electrical resistivity imaging profile (RIP) was applied to detect the potential geology and aquifers under the lake, and the MODFLOW groundwater model for designated scenario simulations was established.

This report established integrated surface water and groundwater model based on the measured pond water levels and groundwater levels. With the aid of tracer tests, the relevant data and parameters of the interaction model of the surface water, groundwater, and cracks of the Menghuan Pond wetland were established. The water levels from groundwater observation wells were utilized to show groundwater flow direction in rose diagrams to explore the primary flow path and hot spots of groundwater loss. The results reveal that the groundwater flow does not directly pass through the wetland, while the southern area might be on the main route or hot spot for groundwater loss. In addition, the linkage between the water level of crack C1 and the wetland water level was found, reflecting the rapid water loss when the water level was higher than the entrance of crack C1. The outflow of crack C1 was discovered greater than 30 m³/day while the maximum flow rate measured in crack C3 was about 820 m³/day. The tracer test results confirm that cracks C1 and C2 all lead to the crack C3, and the concentration-response of the tracer injected into the cracks C1 and C2 can be measured in the crack C3 in about 0.25 days. It takes four days for the tracer injected from the S2 groundwater well to finally reach the crack C3, indicating the water retention capacity of wetland soil was 16 times that of cracks.

Based on the abovementioned results, this report proposes structural measures and non-structural management recommendations for ecological conservation. The average water depth in winter was about 73-83 cm, which exceeds the optimum water depth of the *I. taiwanensis* and is not a suitable condition for the competition of *I. taiwanensis* as well. The entrance elevation of the fissures C1 and C2 was the control condition for the water level of the Menghuan Pond wetland. A slight reduction in the top elevation of the crack C1 entrance can be considered for increasing the receding rate of water depth in

winter. The long dry season, common in summer, is also detrimental to the competition of *I. taiwanensis*. In 2017, 2018, and 2020, the pond area completely dried up. In order to avoid the occurrence of summer dryness of the Menghuan Pond wetland, it is possible to consider constructing simple water storage facilities around the pond area, such as the excavation area beside the crack C1. Strengthening the water retention capacity of the bottom soil on possible leaky points of the pond area may also be considered to reduce lake water leakage and groundwater seepage velocity. The detailed plan is suggested to be finalized according to the current ecological conservation policy and the integrated assessment of the related ecological conservation projects.

Keywords: Menghuan Pond, groundwater, tracer experiment, seepage meter, electrical resistivity imaging profile, MODFLOW, ecological conservation, *Isoetes taiwanensis*

第一章 前言

1.1 計畫緣由

夢幻湖生態保護區為特有種植物臺灣水韭唯一原生棲地，歷年調查研究發現臺灣水韭族群消長與夢幻湖水位變化密切相關，且近 2 年水文調查與監測後發現湖水位有驟降的情形發生，可能與湖水經由裂隙導致滲漏發生有關。

陽管處 2018 年研究案「106-107 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文長期監測」為降低夢幻湖水收支模式的待定量 (residual value)，於水收支分析中引進單位歷線法 (unit hydrograph)，證明該方法具備實務應用價值；2019 年研究案「陽明山夢幻湖裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」調查發現夢幻湖東南側山壁裂隙出流量佔整體湖水損失量之比例約 27%-54% 間，且夢幻湖地下水位與湖水位具有相同之變動趨勢，顯見地下水與裂隙出流皆會影響夢幻湖之水收支，為完善夢幻湖完整的地下水研究並加以驗證調校水收支模式，故啟動較長期且完整之夢幻湖地下水研究。

本計畫的主要目為研究豐水及枯期等不同時期，地下水與湖水之交流情形及裂隙入出流量，建立地下水模式分析保護區保水條件，並研擬夢幻湖水位自主監測方法與執行保護區保育利用計畫的相關策略。

1.2 工作範圍及項目

本計畫工作範圍為陽明山國家公園夢幻湖生態保護區，該生態保護區位於七星山南麓海拔高程 866m 處，為 5600 年前因邊坡崩滑堰塞產生的封閉性沼澤湖（陽明山國家公園管理處，1990），保護區面積 1 公頃，其中常水域面積占 0.508 公頃（圖 1）。

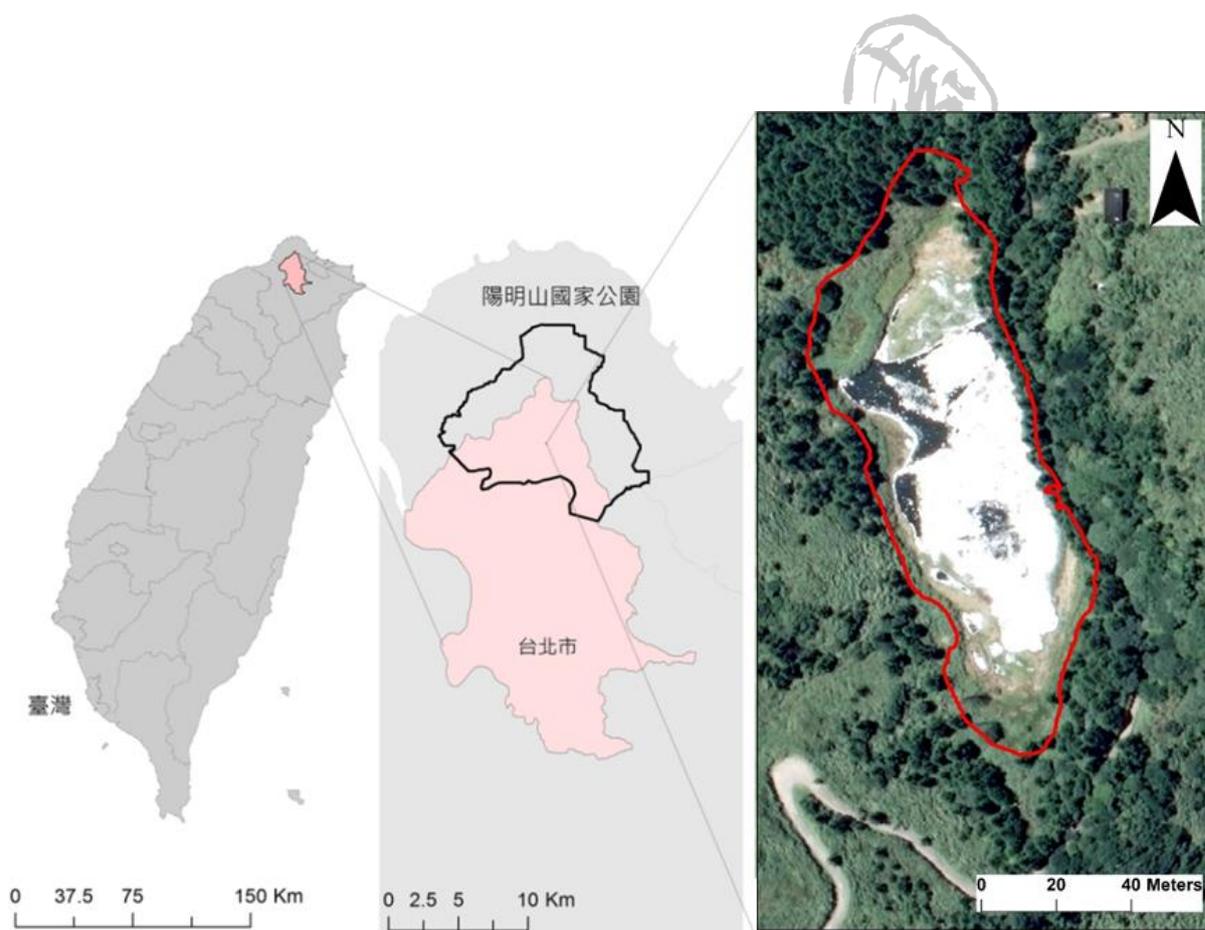


圖 1 夢幻湖生態保護區位置及研究範圍

1.3 工作項目

- (一) 裂隙監測 (108-110 年)
 - a. 裂隙水位紀錄
 - b. 水位洩降實驗
 - c. 示蹤劑實驗
 - d. 裂隙水質調查 (溶氧、酸鹼值、電導度、水溫)
- (二) 地下水觀測井監測 (108-110 年)
 - a. 建立觀測井網
 - b. 地下水位紀錄
 - c. 微水試驗
 - d. 示蹤劑試驗
 - e. 地下水水質調查 (溶氧、酸鹼值、電導度、水溫)
 - f. 建立地下水量與湖水位關係
- (三) 湖區水質及地下水特性調查 (108-110 年)
 - a. 入滲試驗 (豐水期，至少 3 次)
 - b. 地電阻剖面 (枯水期，1 次)
 - c. 湖水水質調查 (溶氧、酸鹼值、電導度、水溫)
 - d. 建立地下水量與湖水位關係。
- (四) 建立地下水參數及模式模擬分析 (110 年)
- (五) 整合地下水資料於水文收支模式 (110 年)
- (六) 研擬夢幻湖水位控管策略建議及方案 (110 年)
- (七) 每年依進度登錄內政部營建署城鄉發展分署建置之「濕地生態資料庫」
- (八) 配合機關辦理研究報告成果發表會
- (九) 投稿《國家公園學報》

表 1 工作項目與章節對照

項目	項次	工作項目	報告章節對照
(一)	a	裂隙監測 (108-110 年): 裂隙水位紀錄	2.1
	b	裂隙監測 (108-110 年): 水位洩降實驗	2.3
	c	裂隙監測 (108-110 年): 示蹤劑實驗	2.3
	d	裂隙監測 (108-110 年): 裂隙水質調查 (溶氧、酸鹼值、電導度、水溫)	4.3
(二)	a	地下水觀測井監測 (108-110 年): 建立觀測井網	3.1.1
	b	地下水觀測井監測 (108-110 年): 地下水位紀錄	3.1.2
	c	地下水觀測井監測 (108-110 年): 微水試驗	3.2.2
	d	地下水觀測井監測 (108-110 年): 示蹤劑試驗	3.3
	e	地下水觀測井監測 (108-110 年): 地下水水質調查 (溶氧、酸鹼值、電導度、水溫)	4.3
	f	地下水觀測井監測 (108-110 年): 建立地下水量與湖水位關係	2.2、4.4
(三)	a	湖區水質及地下水特性調查 (108-110 年): 入滲試驗 (豐水期, 至少 3 次)	4.1.4
	b	湖區水質及地下水特性調查 (108-110 年): 地電阻剖面 (枯水期, 1 次)	4.2.5
	c	湖區水質及地下水特性調查 (108-110 年): 湖水水質調查 (溶氧、酸鹼值、電導度、水溫)	4.3
	d	湖區水質及地下水特性調查 (108-110 年): 建立地下水量與湖水位關係	2.2、4.4
(四)		建立地下水參數及模式模擬分析 (110 年)	5.3
(五)		整合地下水資料於水文收支模式 (110 年)	5.4
(六)		研擬夢幻湖水位控管策略建議及方案 (110 年)	6
(七)		每年依進度登錄內政部營建署城鄉發展分署建置之「濕地生態資料庫」	7.1.7
(八)		配合機關辦理研究報告成果發表會	7.1.8
(九)		投稿《國家公園學報》	7.1.9

第二章 裂隙監測

夢幻湖生態保護區及其周邊存在 3 處明顯裂隙，分別標註為 C1（湖區內北側）、C2（湖區內西側）、C3（湖區外東南方），各裂隙位置如圖 2 所示，三處座標及高程分別由「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」（2019）及本計畫測得，整理如表 2；裂隙的指認最早似由「夢幻湖植物生態系之調查研究」（陽明山國家公園，1988）提出，其結論載明湖水經由大小不等的岩縫而匯集於夢幻湖東南方之岩穴中流出、孔洞大小約 30 公分且寬 5 公分高、流速估計約每小時流失 1 噸湖水（應係指裂隙 C3）。

此外，「夢幻湖台灣水韭原棲地保育監測及維護工作（2/5）」（陽明山國家公園管理處，2009）歷次調查中，分別於 2007 年及 2009 年發現湖區西側山壁漏洞及湖區北側柳杉林內漏洞；前述兩處漏洞，「夢幻湖台灣水韭原棲地保育監測及維護工作」（陽明山國家公園管理處，2010）以人工方式進行改善，北側柳杉林內漏洞（即裂隙 C1）於 2009 年將其旁邊地勢降挖以減少漏洞入流量、增加湖區集水量（如圖 3），西側漏洞（即裂隙 C2）則是於 2008 年採人工晶化底部覆土進而減少其滲漏情形（如圖 4）。



圖 2 夢幻湖生態保護區及其周邊裂隙



圖 3 夢幻湖生態保護區裂隙區位及照片 1



圖 4 夢幻湖生態保護區裂隙區位及照片 2

表 2 裂隙高程與座標

裂隙編號	TWD97 (TM2)		高程 (m)
	N (m)	E (m)	
C1	2,784,473.84	306,466.54	867.64 (底部 866.29)
C2	2,784,375.64	306,448.30	867.47
C3	2,784,311.34	306,547.67	852.65

根據「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(陽明山國家公園管理處, 2019), 該計畫於夢幻湖生態保護區內之地下水井投入無毒、可光解的羅丹明 WT (Rhodamine WT) 示試劑, 追蹤湖區地表水流失之路徑, 瞭解到水體經由裂隙岩層以地下水流型態出流為夢幻湖地表水流失的可能途徑之一, 並進一步透過夢幻湖東南側之裂隙 C3 的出流量調查, 配合湖水位監測資料分析比對, 發現在中、低湖水位時裂隙 C3 出流口的出流量與湖水位具有高度相關性, 而裂隙 C3 的出流量為湖水損失量的 27%-54%。

釐清經裂隙岩層的水體傳輸模式及傳輸量, 特別是高水位時湖水位快速洩降期間的地表水流失緣由, 對於夢幻湖生態保護區的水文收支模式有其助益, 且為湖水位管控策略研擬之基礎。本計畫透過裂隙之水位記錄、流量調查、水位洩降、示蹤劑試驗及水質調查, 探究水體經裂隙岩層的傳輸歷程。

2.1 水位資料收集

水位記錄方式為於裂隙內架設自計式水位計，定時記錄儀器感測點 (sensor) 之壓力值，再將壓力值扣除同時期之氣壓值，即可轉換為水深值，進一步搭配地形高程求得觀測點之水位，其計算公式如下所示：

$$H_C = H_g + \frac{P_W - P_A}{\rho g} \quad (2.1)$$

其中，

H_C = 裂隙水位 (m)

H_g = 地面高 (m)

P_W = 水壓力 (mba)

P_A = 大氣壓力 (mba)

ρ = 水密度 (kg/m^3)

g = 重力加速度 (9.8 m/s^2)

透過比對裂隙水位與湖水位變動，有助於瞭解裂隙是否與湖水位具有連動關係。本計畫於 2019 年 12 月 11 日在裂隙 C1 架設水位計 (圖 5)，設置高程為裂隙口內的最高平面上，該裂隙 C1 入口類似於一矩形堰，裂隙 C1 內最高平台長約 10 cm 且與更內部洞口底部高差約 1 m。



圖 5 C1 裂隙安裝水位計情形

持續水位監測數據後，發現湖水位曾 2 度高過兩處裂隙的洞口之控制高程（圖 6），經排除可能周遭干擾產生的數據，合計已記錄到 2 段水深介於 0~5 cm 之水位（2020 年 9 月 13 日及 2020 年 9 月 14 日）。

裂隙 C1 水位與湖水位的連動，主要係反映湖水位高過裂隙 C1 入口後快速流失的情形，以及裂隙 C1 洞口過高以致於流入的頻率甚低。

裂隙 C1 及 C2 如同水位控制堰，在夢幻湖湖水位超過其入口高度時可由此快速排出湖水，是影響夢幻湖高水位時水量迅速變化的主因。

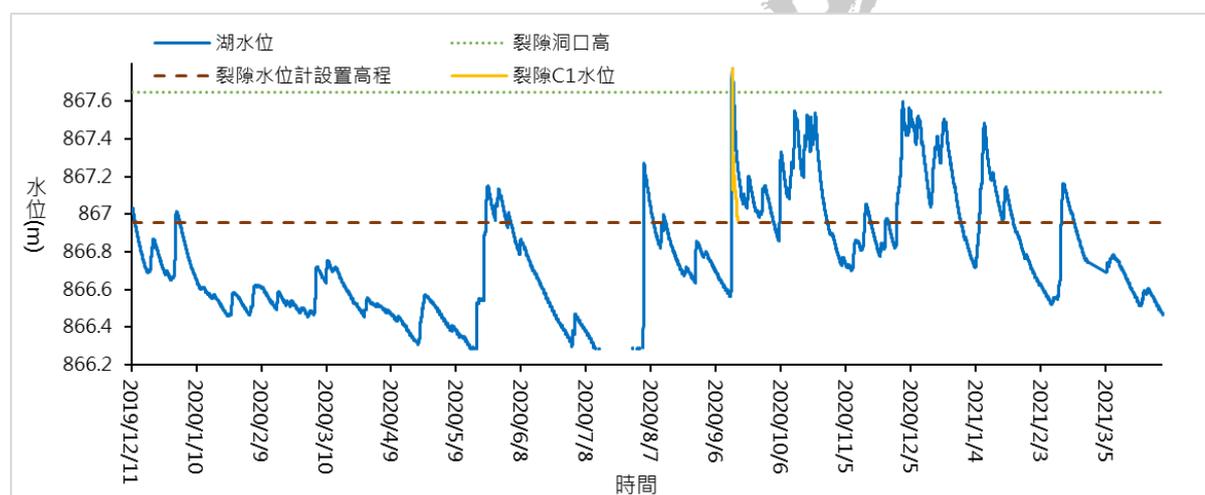


圖 6 C1 裂隙洞口高程與湖水位關係

2.2 流量調查

「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(陽明山國家公園管理處, 2019) 中發現夢幻湖東南側山壁有水長期出流的狀態, 且透過示蹤劑試驗發現該處出流疑似來自於夢幻湖的湖水滲漏, 當時之流量調查屬簡易調查, 是採用量筒法人工調查裂隙之出流量 (圖 7)。

本計畫為求長期且精準的流量觀測, 故於裂隙出口處裝設堰槽式量水槽進行出流量的自動監測 (圖 8), 裂隙出口以取水道銜接出流水體至量水槽內, 並於水槽末端出流處設置薄壁三角堰, 搭配自記水位計及縮時攝影相機監測及觀測堰上水頭高, 即可採用堰流率定公式計算出流量。

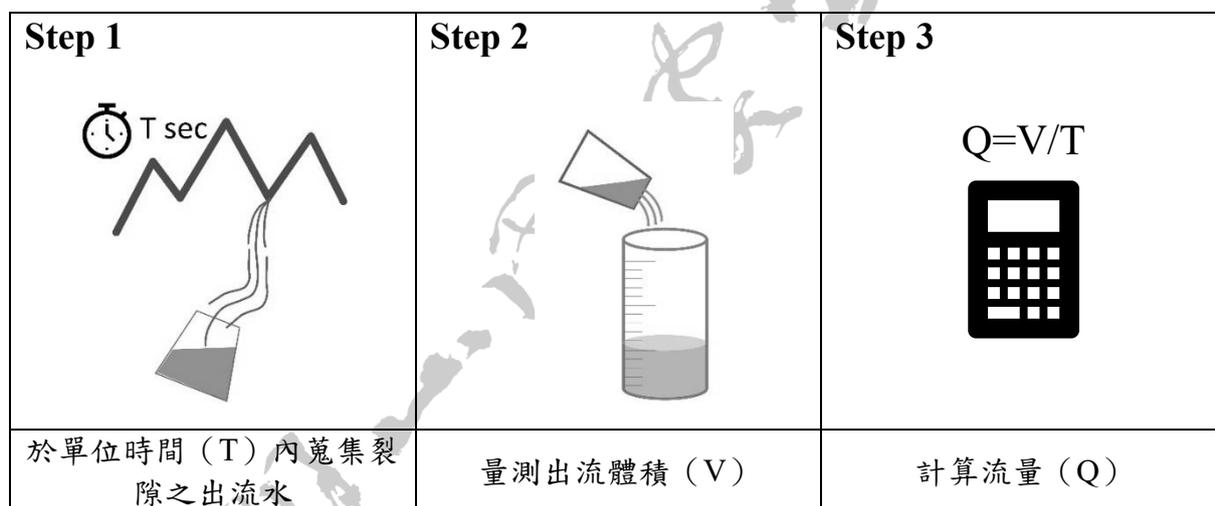


圖 7 流量調查 (量筒法) 方法示意圖

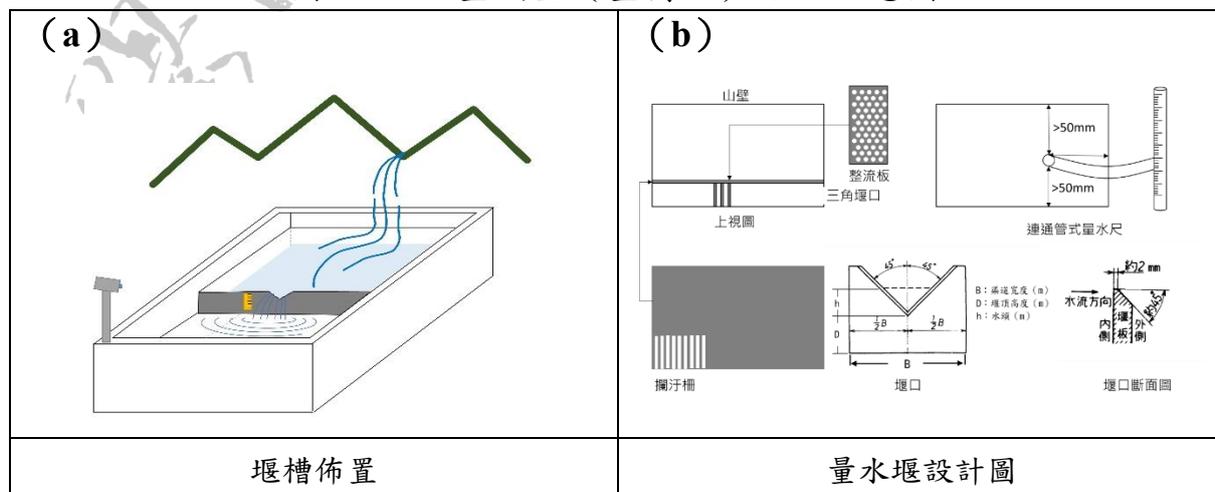


圖 8 流量調查 (堰槽式流量計) 方法示意圖

該量水堰於臺大水工所完成實驗室堰流實驗(如圖 9)，計算堰流水深與流量之率定曲線，觀察不同流量之堰流水深的差異，藉此迴歸出堰流水深與流量的關係，如圖 10 所示。

由於高流量時之自由水舌 (free nappe) 會因重力與毛細現象形成貼附水頭 (clinging nappe) 而影響出流量，所以須調查 2 段水頭及流量的率定公式，包括當堰上水頭低於 0.06 m 的低流量數據。結果發現，率定後之水頭流量迴歸公式與實測數據呈現高度正相關 (高流量與低流量之相關係數分別為 0.998 與 0.989)，可作為現地流量估算之用。

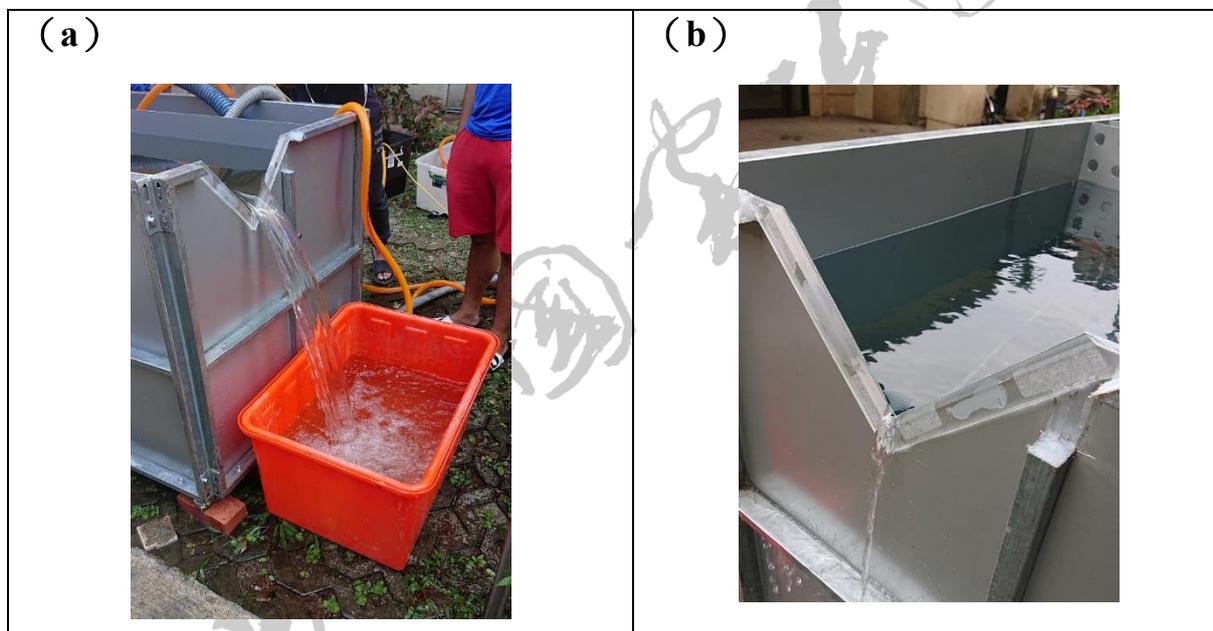


圖 9 實驗室之堰流實驗操作過程

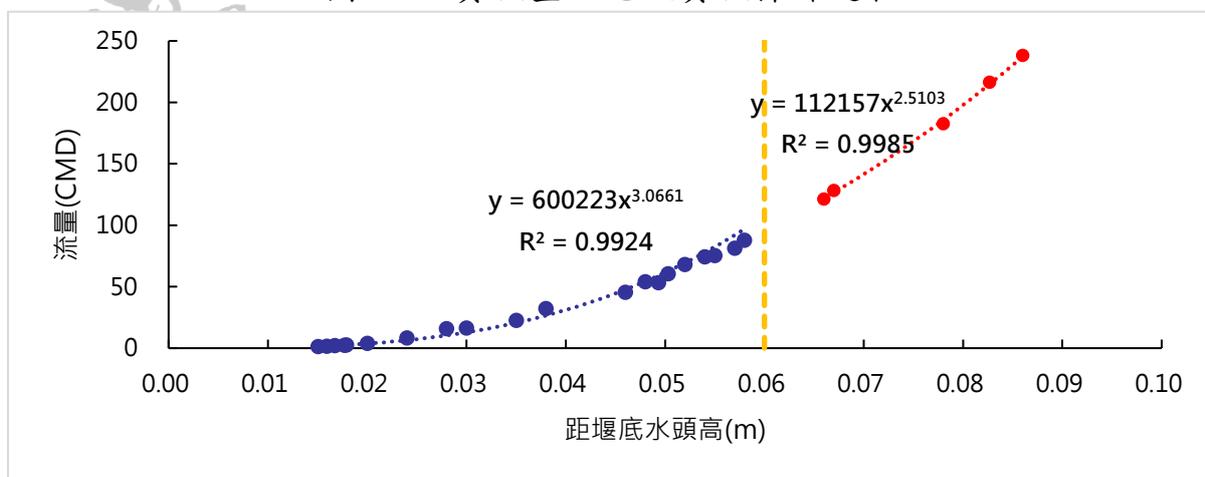


圖 10 量水堰之堰頂水頭與流量率定關係

完成堰流實驗後，已將量水堰運至裂隙 C3 出流區進行組裝，並安裝水位計(圖 11)。由於量水堰槽內水體會蒸發損失，除了水深高於堰頂換算之迴歸流量，無效水深以下的水體積增速率亦納入流量計算。現場安裝測試完成後至目前為止，蒐集的數據結果整理如圖 12 至圖 14 所示，2020 年 2 月 5 日至今測得最大出流量約為 820 CMD (m^3/day)，為湖水位於 2020 年 12 月 1 日來到相對高值(867.599 m)且發生前有持續高水位之狀況下測得，當時水位高於裂隙 C2 但略低於裂隙 C1。由於量水堰上方帆布偶會因水流過強等因素而破裂，應定期檢修以確保流量之準確性。



圖 11 堰槽式量水堰現地照片

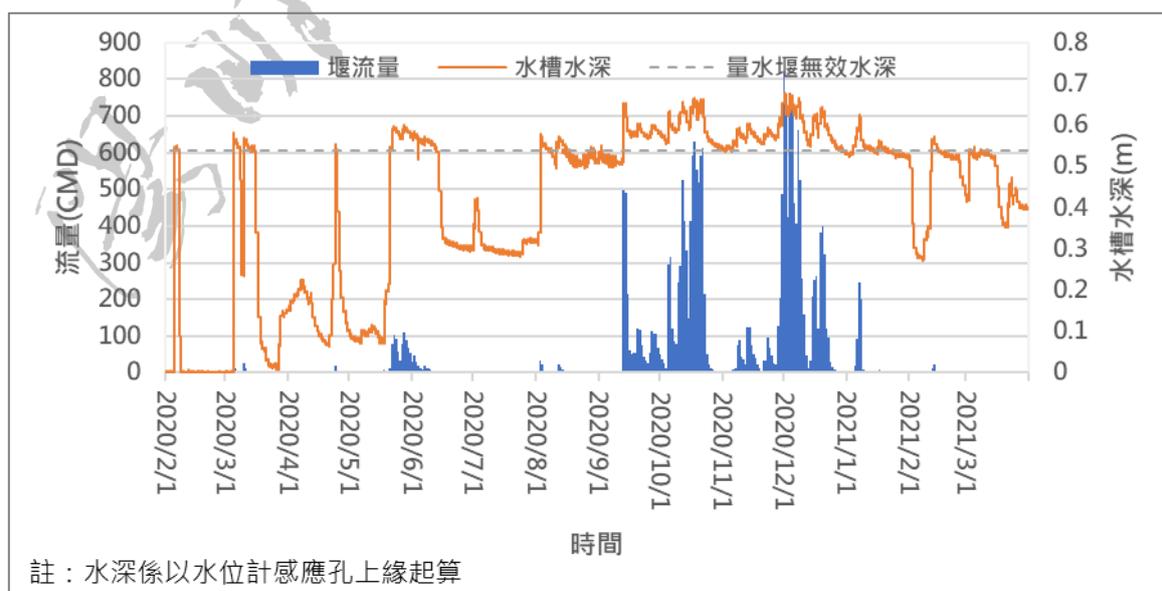


圖 12 C3 山壁裂隙出流量與量水堰水槽水深關係

從資料中可發現，量水堰幾乎整年都可收集到自裂隙 C3 流出的水（反映在水槽水位的上升），然而夢幻湖較長期乾枯且無雨的期間則是除外，因此可以推論裂隙 C3 出流來源僅為夢幻湖（及其集水區）之湖水與地下水。

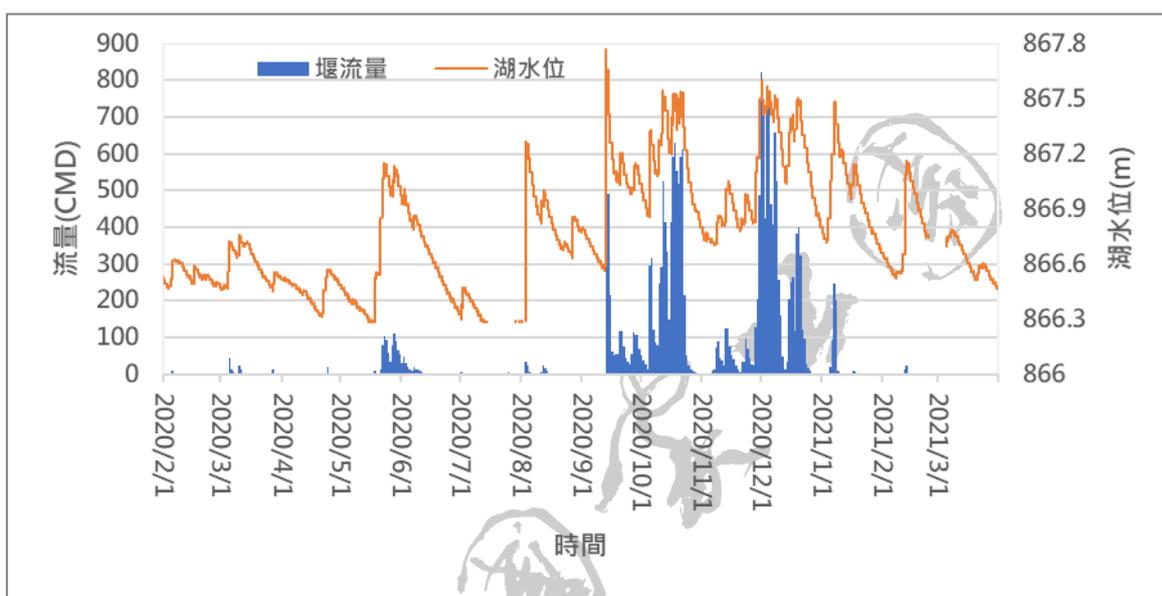


圖 13 夢幻湖 C3 山壁裂隙出流量與湖水位關係

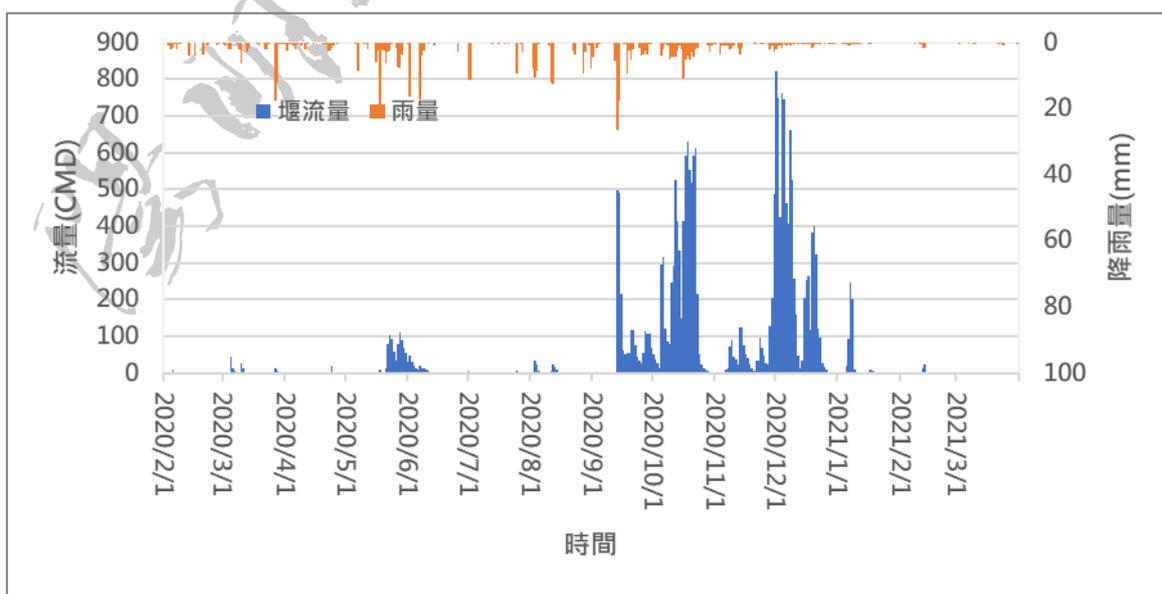


圖 14 夢幻湖 C3 山壁裂隙出流量與降雨量關係

2.3 裂隙水位洩降及示蹤劑試驗

國際上已有許多應用示蹤劑試驗探討湖泊水系與地下水系間傳遞關係的成功案例（如：Lee et al., 1980; Thies et al., 2002; Wilson and Rocha, 2016; Petermann et al., 2018），一般的示蹤劑試驗是在水體中瞬間（slug dose）或階段（step dose）投入螢光或放射性的示蹤劑（tracer），再於出口處或下游處量測示蹤劑濃度。

透過夢幻湖生態保護區內可能造成湖水溢流的裂隙口（如 C1 及 C2，位置如圖 2），以瞬間或階段式入流方式投入示蹤劑，並視水位操作條件適時地搭配抽水馬達抽水提供示蹤劑往下游傳遞之介質及動量，同時於下游裂隙 C3 量測流量及示蹤劑濃度變化（圖 15），便能追蹤及釐清湖水滲漏的歷程。

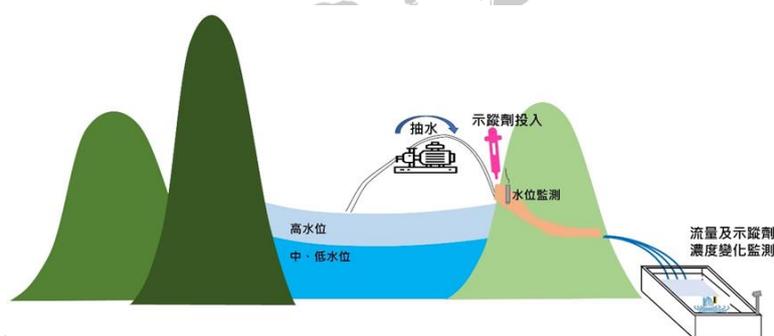


圖 15 裂隙水位洩降及示蹤劑試驗試驗佈置示意圖

本計畫於 2019 年 12 月 11 日進行夢幻湖北側裂隙水位洩降實驗，該實驗是利用蓄電池接電動抽水機以減少對湖區影響，引夢幻湖湖水灌入東北區裂隙 C1 中（圖 16），並透過水位計紀錄裂隙水位升降數據，抽水機流量為 29.64 CMD，總計實驗實驗時間為 3 小時 2 分鐘，總計灌入總水量為 3.75 m³，但水位計於實驗過程中並未紀錄到水位上升，故該裂隙 C1 之出流量應遠高於 29.64 CMD。



圖 16 裂隙 C1 水位洩降實驗過程

依前述裂隙 C1 的流失情形，可先行計算擬投入裂隙之示蹤劑的量，及補注之水量（換算為投入之濃度）。本計畫於 2020 年 11 月 25 日，分別在東北區裂隙 C1、西區裂隙 C2 投入羅丹明 WT、螢光素（詳細資訊如表 3），並於裂隙 C3 下方的量水堰內放置示蹤劑檢測器，以記錄不同示蹤劑的濃度變化（如圖 17），結果顯示 2 處裂隙流至裂隙 C3，在水平相距約 200~300 m 之情況下都僅需約 6 小時（0.25 天）。

相較於「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」（陽明山國家公園管理處，2019），其示蹤劑投放於地下水井 S2（2019/1/15 14:00）的結果，示蹤劑檢測器同樣放在裂隙 C3 下方，示蹤劑投放後約 96 小時（4 天），檢測器濃度讀值開始有持續較高的情形（圖 18），該出流速度比起經由裂隙還要慢上許多（約為 1/16）。

因此，透過先期研究與本計畫的試驗比較，推測湖水經由裂隙流失的速度及流量都遠大於經由湖區地下滲漏量，且因目前裂隙 C1、C2 的洞口高程甚高，故只會排出相對高水位的湖水（高程詳見表 2）。

表 3 裂隙示蹤劑試驗

試驗	示蹤劑	投放地點	投放時間	投放濃度	投入體積
				(%)	(ml)
確認裂隙 C1、C2 是否通往 C3	羅丹明 WT	C1	2020/11/25 15:01	21.33%	50
	螢光素	C2	2020/11/25 14:46	40.50%	50

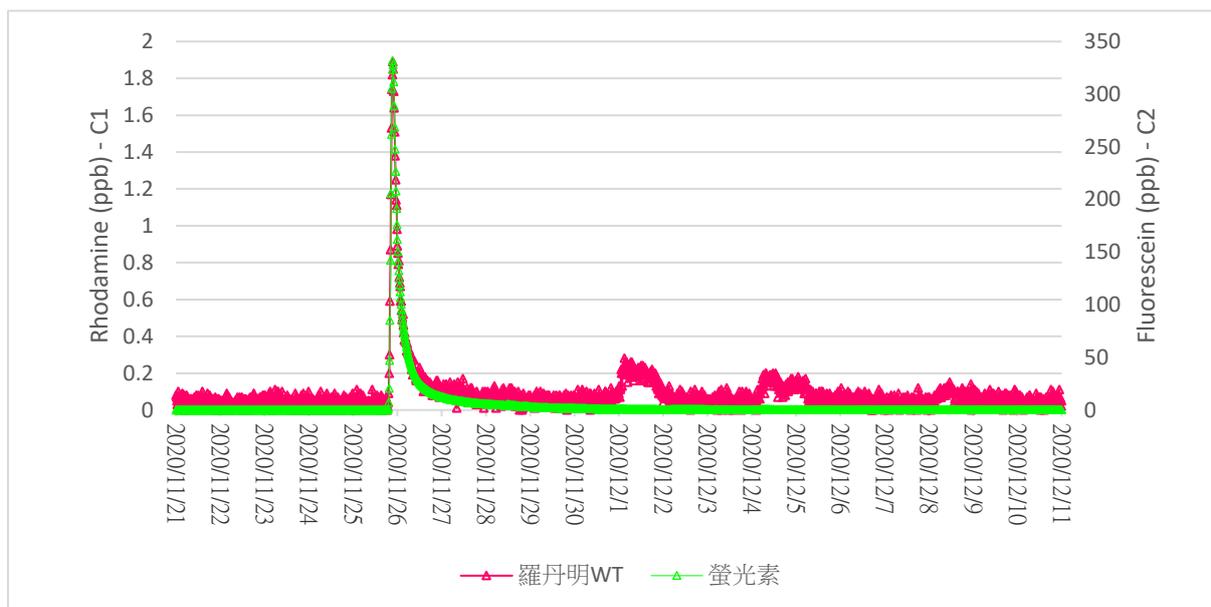
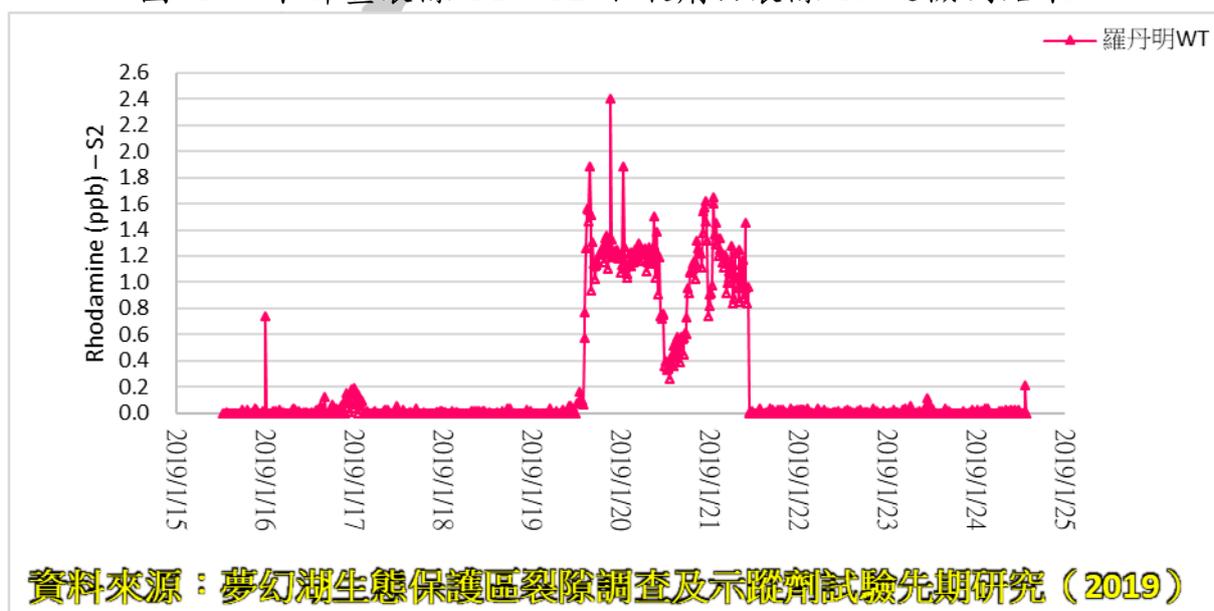


圖 17 本計畫裂隙 C1、C2 示蹤劑於裂隙 C3 之檢測結果



資料來源：夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究（2019）

圖 18 先期計畫裂隙 S2 示蹤劑於裂隙 C3 之檢測結果

第三章 地下水觀測井監測

3.1 地下水觀測網建置

「106-107 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文長期監測」(陽明山國家公園管理處, 2018) 透過單位歷線法改善本區水收支模式的地表水估算精度, 惟地下水等資料尚待調查。地下水為水收支分析中重要的一環, 表面水及地下水間之傳遞可能造成夢幻湖水位的變化, 有助於完善夢幻湖水收支模式。

由於地下水文地質參數與特性極為複雜且無法直接目視與量測, 若要完整了解則需仰賴地下水觀測網。本計畫利用先期計畫於夢幻湖設置之 3 孔地下水觀測井 (N1、S1、S2), 再額外設置地下水觀測井, 以進行水位調查與進行相關試驗以求取地下水文地質參數。

另外, 表面水及地下水間之傳遞可能造成夢幻湖水位的變化, 因此針對地下水進行監測能更加完善夢幻湖水收支模式。

3.1.1 地下水觀測井規劃

傳統地下水觀測井可以單井孔數不同分為單孔、雙孔與多孔等, 因夢幻湖生態保護區之水文地質條件較為特殊, 為降低對環境及地景的破壞, 故選擇施作時對環境影響較少之單孔觀測井 (如圖 19 所示)。

圖中觀測井尺寸、長度為建議規格, 未註明者則視當地水文地質情況或觀測井設置目的而定, 茲就本計畫設計之觀測井設計說明如下:

- (一) 地下水觀測井選點時會選擇具遮蔽處, 避免影響民眾觀感, 但仍有可能季節變化水位上升造成景觀變化, 故選擇較接近隱藏式

觀測井之設計，避免影響夢幻湖景觀。

- (二) 為避免對現地造成過多干擾，試操作時僅會於地表處以少量水泥進行封井。
- (三) 因未有人針對夢幻湖地下水進行調查，故沒有地下水位資料，也無從判斷地下水豐、枯水期之水位，故本計畫以井篩覆蓋整體地下井管，並以主要濾料進行封填以確保高於井底之地下水位皆能量測到。
- (四) 觀測井主體構件為塑膠管，管外以 2 層濾網或非織物包裹。此塑膠管外徑約為 3.4 cm，底部鑽有至少四排之透水孔，其透水孔孔徑為 0.5 cm，上下排透水孔需間距 8 cm。

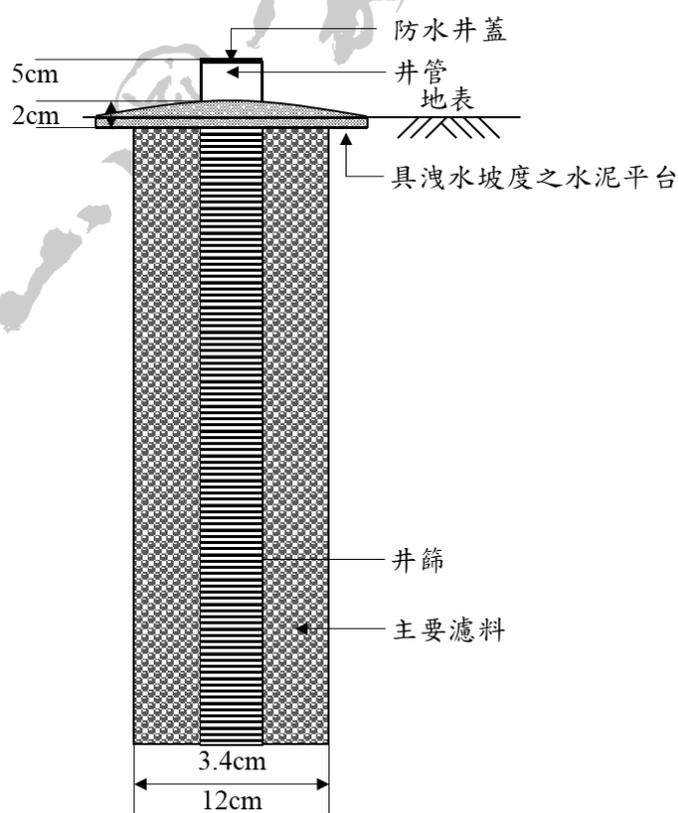


圖 19 夢幻湖試操作觀測井示意圖

常見的鑿井工法包括傳統較大型的機器鑽機及簡易小型穿揚機（圖 20），考量到研究區位在夢幻湖生態保護區內，需盡量減少對保護區內生態之擾動，而傳統鑽機進場需於鑽井地點清出 30m^2 （ $3\text{m}\times 10\text{m}$ ）之施工區域、穿揚機也需 18m^2 （ $3\text{m}\times 6\text{m}$ ）施工區域，對於生態保護區干擾較大。

為減少對環境之衝擊，且考慮到夢幻湖各區土壤厚度小於 4m （陽明山國家公園管理處，1990），而土壤成分以腐質層與黏土為主，故採用手持式鑽孔機，配合螺旋鑽桿及加長桿進行鑽孔，如圖 21 所示；配合本區之土壤厚度（ $1\text{-}4\text{m}$ 間），採用之前端螺旋鑽桿 0.83m ，加長桿 $1.06\text{m}\times 3$ （共有 3 支加長桿），所以可施作深度範圍最深可達 4m ；操作時原則上以 3 人為一組其相較於傳統井機具不僅所需操作範圍較小也不需大型機具進場施作，對當地環境影響較少（表 4）。

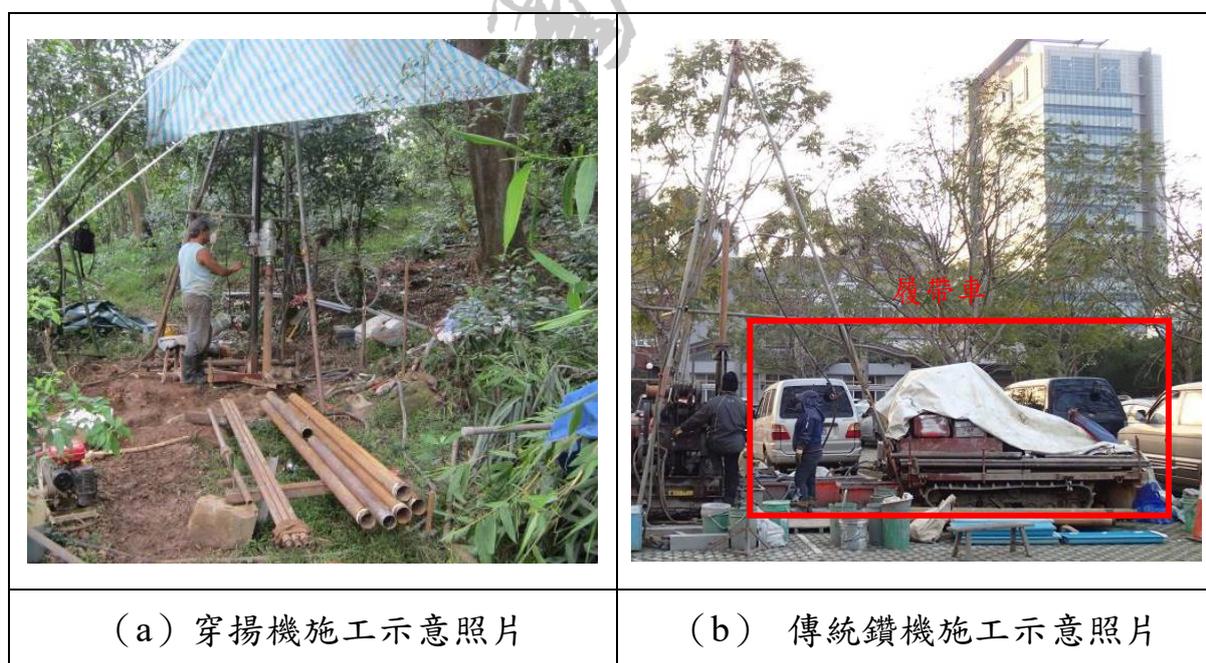


圖 20 穿揚機與傳統鑽機施工示意照片



圖 21 手持式鑽孔機機具圖

表 4 地下水觀測井作業機具比較表

項目	傳統鑽機	穿揚機	鑽孔機
主要機具設備	大型三腳架、柴油引擎、鑽機動力設備組、履帶車、中型柴油抽水機	小型三腳架、電動馬達、小型抽水機、鑽桿、小型發電機	鑽孔機、螺旋鑽桿及加長桿、電池、小型電子式抽水機
操作人數	2-5 人	1-3 人	1-3 人
所需場地大小	約 5 m×10 m	約 3 m×6 m	約 1 m x1 m
施工對環境影響	<p>1.機具設備重量大，須利用履帶車載運，履帶輾壓地面影響及破壞大。</p> <p>2.需雙人操作，對環境影響大。</p> <p>3.以柴油引擎為動力，外加中型柴油抽水機，空氣汙染影響程度較大。</p>	<p>1.施工機械及設備重量輕，皆可以人工方式搬運，運輸時對環境破壞小。</p> <p>2.單人即可施工，對環境影響中等。</p> <p>3.以小型發電機為動力來源，空氣汙染影響程度中等。</p>	<p>1.施工機械及設備重量輕，皆可以人工方式搬運，運輸時對環境破壞小。</p> <p>2.單人即可施工，對環境影響小。</p> <p>3.以電力抽水機為洗孔裝置降低空氣汙染，對環境影響程度較小。</p>

依據觀測井構造設計內容，觀測井試操作流程包含井孔鑽鑿、下管與濾料填實以及完井處理等步驟。茲就地下水觀測井施工流程說明如下：

(一) 井孔鑽鑿

- a. 於預定位置，鑽掘直徑約 12cm 之井孔，孔壁必要時以套管保護，鑽掘深度為預定埋設觀測井之深度下約 50cm 處或直至無法下鑽為止。
- b. 以進行洗孔作業直至井孔出水清澈後始進行下一步

(二) 下管與濾料填實

- a. 將套管以自重慢慢垂降至井孔內
- b. 於套管外部進行主要濾料回填並緩慢將套管抽出 50cm，以濾料封住井孔底部。
- c. 將已鑽有排水孔之井管以井篩包覆後插入井孔。
- d. 一邊於套管外部進行濾料回填，並緩慢將套管抽出直至回填至地表下 2cm。
- e. 進行洗孔直至井孔出水清澈後始進行下一步

(三) 完井

- a. 以水泥砂漿回填其餘部份至地表面為止。
- b. 架設相關地下水監測儀器與加蓋，避免外物與雨水進入井間，完成後之觀測井如所示。
- c. 以基地地面高程基準點引測觀測井頂部標高並紀錄之。

3.1.2 地下水觀測井設置成果

本計畫自 2019 年 7 月 10 日至 7 月 31 日已於夢幻湖湖緣新鑽設 5 孔水位觀測井與 2 孔水質井（圖 22），並使用電子測距經緯儀（Total Station，圖 23）量測地下水井之高程與座標。水位計之高程是先利用全站儀與連通管測量儀進行地表高程調查後，利用觀測井相關數據加以計算。EL_W 表示地下水位可由下式得到：

$$EL_W = EL + X_1 - X_2 + X \quad (3.1)$$

其中，

EL_W = 地下水位 (m)

EL = 地面高 (m)

X₁ = 管高 (m)

X₂ = 儀器長 (m)

X = 水深 (m)

而水深 X 可透過下式得到：

$$X = \frac{P_W - P_A}{\rho g} \quad (3.2)$$

其中，

X = 水深 (m)

P_W = 水壓力 (mba)

P_A = 大氣壓力 (mba)

ρ = 水密度 (kg/m³)

g = 重力加速度 (9.8 m/s²)

整合 (3.1) 式與 (3.2) 式可得到下式：

$$EL_W = EL + X_1 - X_2 + \frac{P_W - P_A}{\rho g} \quad (3.3)$$



圖 22 地下水井施作過程



圖 23 電子測距經緯儀進行水井座標及高程調查作業

根據式 (3.3)，調查地表之絕對高程、儀器長與管高，並可利用自計式水位計與氣壓資料，即可獲得地下水位值。

現場操作需要留意，由於地下水溫度較低、流動較慢，地下水水位計取出讀取資料時，應避免使水位計直接受到太陽曝曬或是置於井外過久，以免水位計回放造成井內水溫過度抬升、造成水溫平衡期間的水密度換算產生較大誤差。地下水井網設置成果簡述如表 5，分布如圖 24 及表 6 所示。

表 5 新鑽與既有地下水井設置情形一覽表

井名	用途	位置描述	地面高程 (EL m)	井深 (m)	地下水位偵測極限 (EL m)	備註
N1	地下水位觀測	湖區北側之空地上	866.965	1.83	865.225	前期既有井
N2		湖區北側之空地上	866.97	1.03	866.03	鑽孔過程中疑似遇到岩塊或岩盤導致無法下鑽
W1		湖區西北側之坡地上	867.14	2.24	864.96	
W2		湖區西側之空地上	867.33	1.51	865.99	
W3		湖區西南側之坡地上	866.98	0.82	866.28	
S1		湖區南側之空地上	866.98	0.79	866.25	前期既有井
S2		湖區南側之空地上	867.04	0.45	866.67	
S3		湖區西南側之坡地上	867.00	0.99	866.11	鑽孔過程中疑似遇到岩塊或岩盤導致無法下鑽
GQ1		水質調查、地下水位觀測	湖區北側之空地上	866.97	2.58	864.578
GQ2	水質調查	湖區南側之空地上	866.96	0.60	無設置水位計	

備註：所有地下水井之地下水位偵測極限受井深與儀器長所影響



圖 24 夢幻湖地下井佈置圖

表 6 地下水觀測井座標高程等基本數據一覽表

井名	地表高 (m)	地下水位 偵測極限 (m)	水位計安 裝時間	座標	
				N	E
N1	866.965	865.225	2019/6/26	2,784,445.84	306,448.00
N2	866.97	866.03	2019/7/24	2,784,463.60	306,460.01
W1	867.14	864.96	2019/7/26	2,784,418.05	306,429.78
W2	867.33	865.99	2019/7/31	2,784,401.54	306,443.50
W3	866.98	866.28	2019/7/31	2,784,356.42	306,463.71
S1	866.98	866.24	2019/6/26	2,784,328.72	306,479.46
S2	867.04	866.69	2019/6/26	2,784,331.52	306,487.14
S3	867.00	866.11	2019/7/26	2,784,339.28	306,469.18
GQ1	866.97	864.578	2019/7/10	2,784,449.16	306,448.05

比對地下水位資料與湖水位可發現，兩者具有相同的變化趨勢（圖 25 與圖 26），且都受降雨控制；當降雨事件發生時，地下水位與湖水位立刻隨之上升，但當水位超過地下水井洞口高程時，地下水位與湖水位同步升降；反之，當夢幻湖長期未降雨時，地下水位與湖水位皆會持續下降。

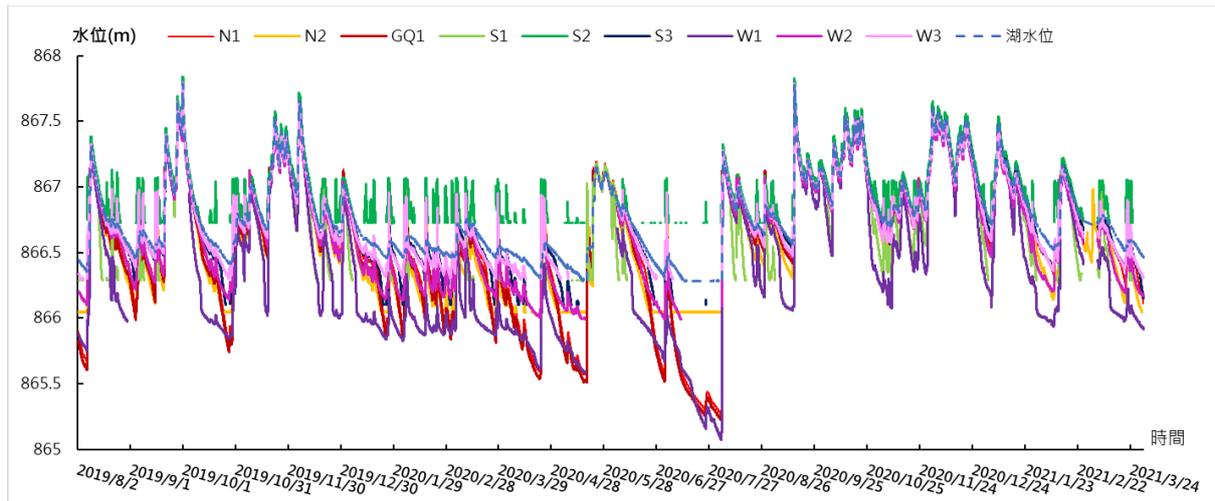


圖 25 湖水位與各地下水觀測井水位關係圖

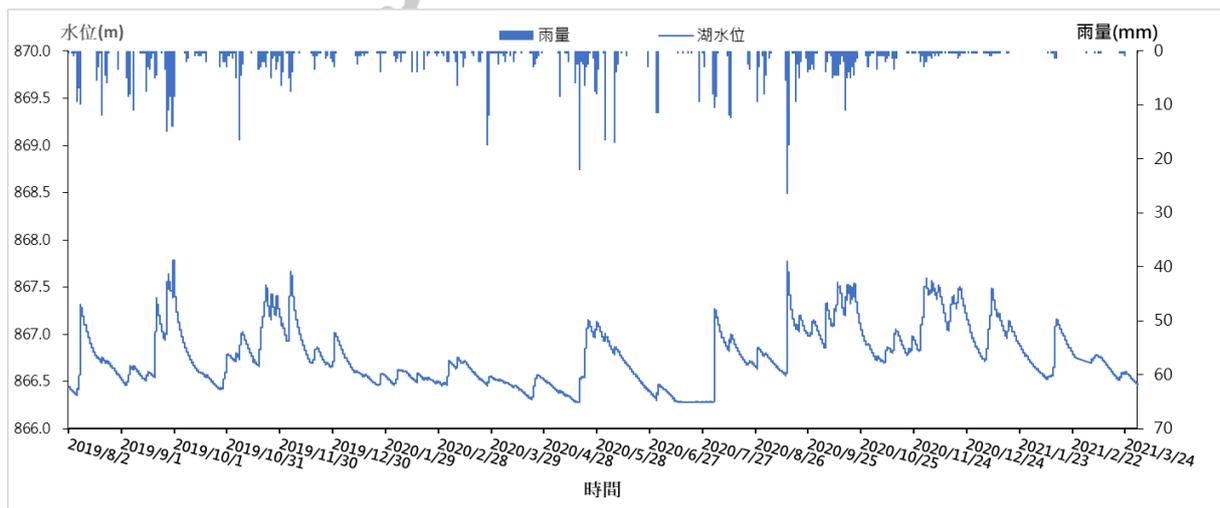


圖 26 觀測井觀測期間之湖水位與雨量關係圖

降雨初期地下水位上升速度略比湖水位快(圖 27 至圖 35),可能是由於地下水井建置於低地,當降雨發生時會於水井處發生窪蓄現象,導致中間流流入地下水井所致,而地下水井施工封井時僅以瀘料和頂部薄層水泥(約 2 cm)填封,故可能造成地表水進入,又表土的孔隙率因為上方負重較小、植物根系發展增加孔隙等因素而較大,亦有增加中間流流入地下水井之可能。

至於無降雨時期,初期地下水位下降速度與湖水位相當,但後期則呈現大部分地下水位下降幅度大於湖水位,一方面可能代表此時周邊高地以地下水補助湖區,一方面可能也代表湖區底質可能因植物有機體堆積形成腐植層,及降雨沖刷而下的沈泥堆積具一定保水能力。

比較各地下水井,無降雨時南區地下水井 S1 與 S2 之水位下降速率,顯著高於其他區域之地下水井。根據「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(陽明山國家公園管理處,2019)土壤粒徑調查結果,主因可能為南區土壤為砂質壤土,水力傳導係數較高之故。

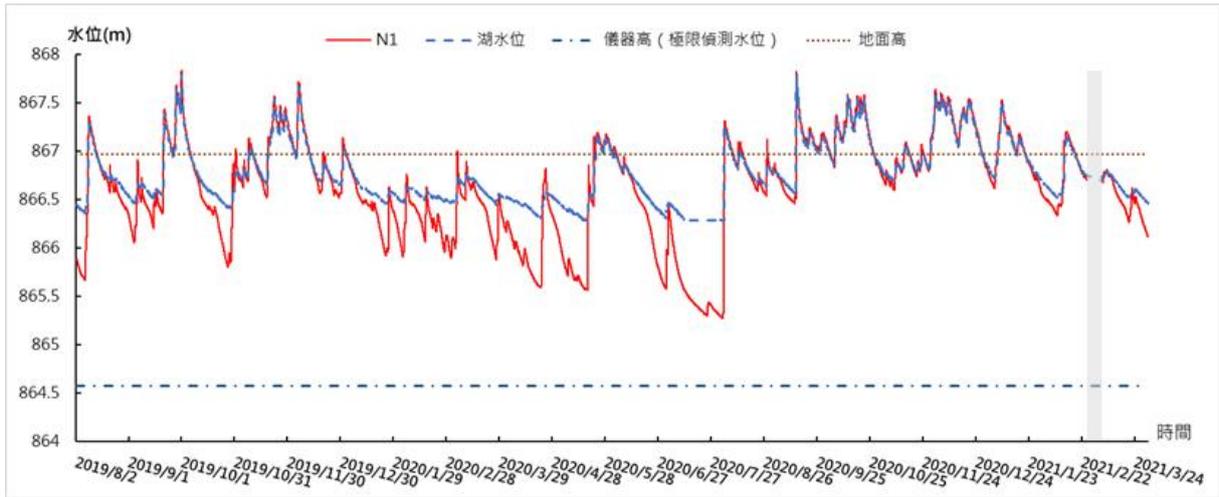


圖 27 湖水位與 N1 地下水觀測井水位比較圖

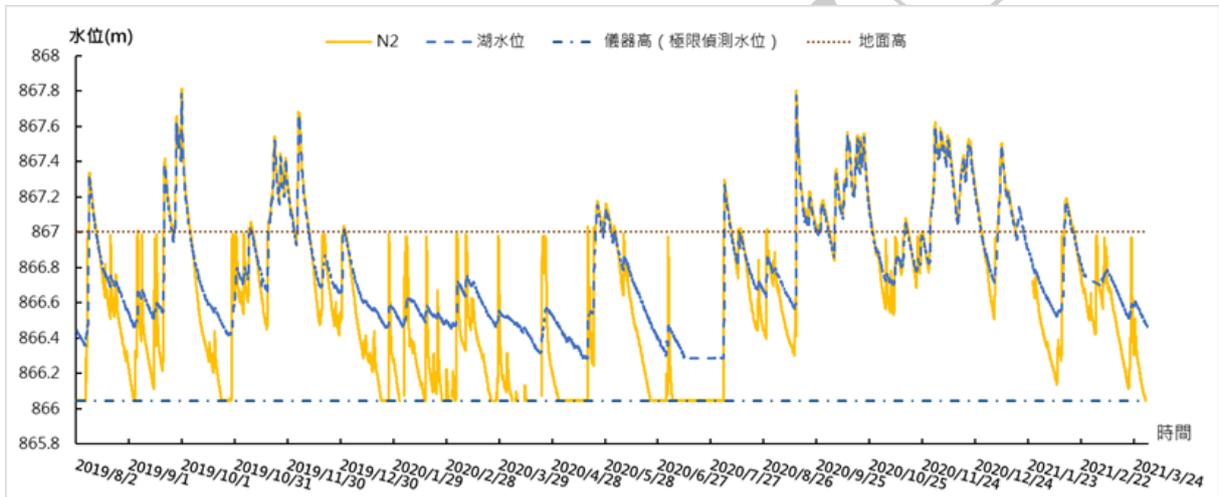


圖 28 湖水位與 N2 地下水觀測井水位比較圖

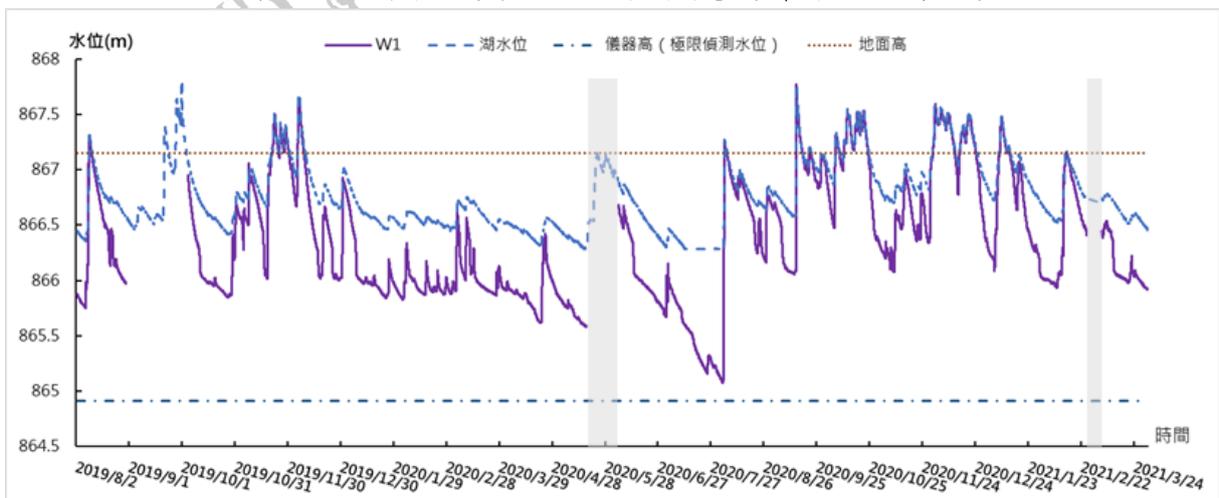


圖 29 湖水位與 W1 地下水觀測井水位比較圖

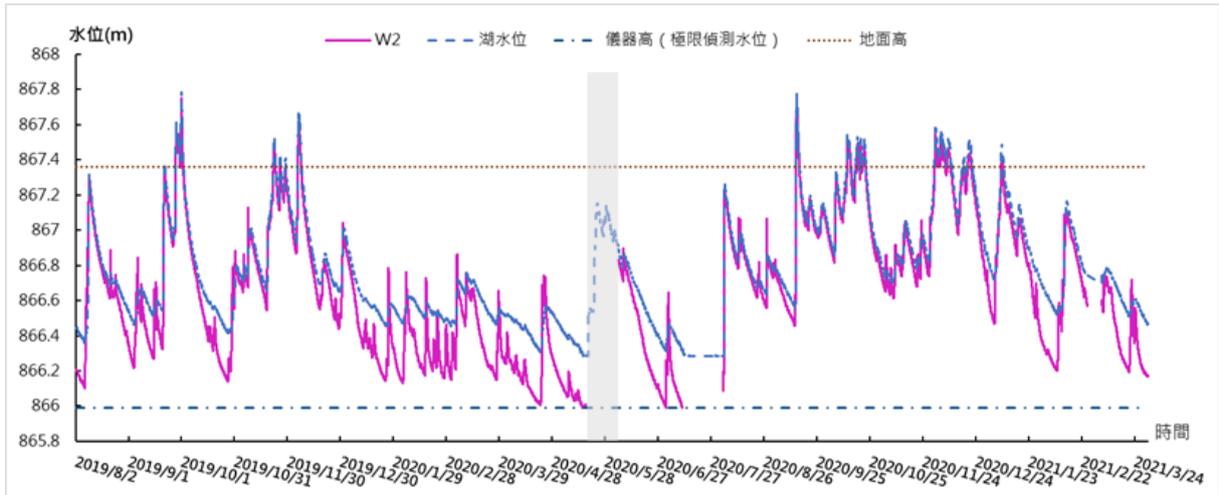


圖 30 湖水位與 W2 地下水觀測井水位比較圖

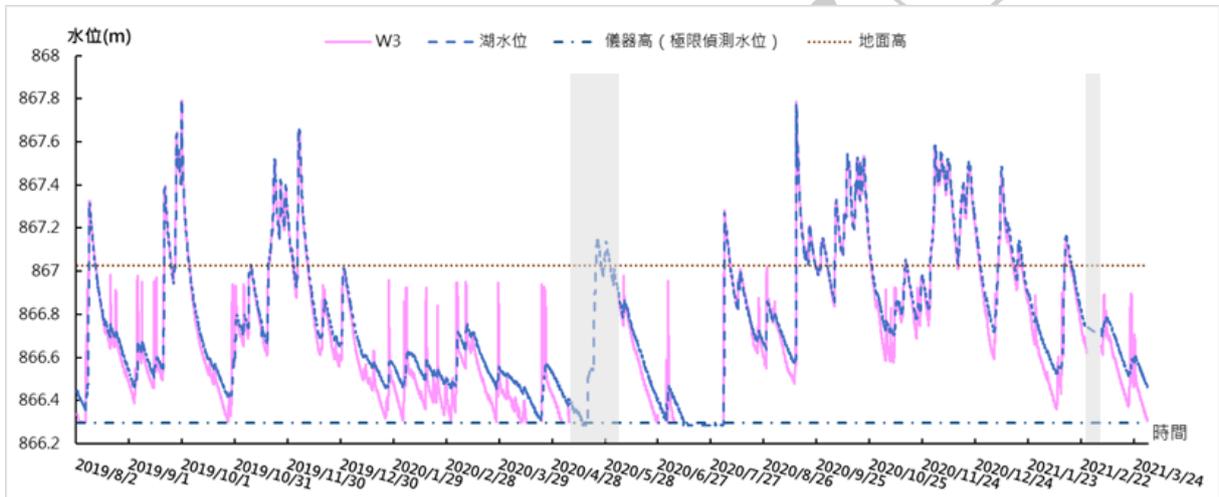


圖 31 湖水位與 W3 地下水觀測井水位比較圖

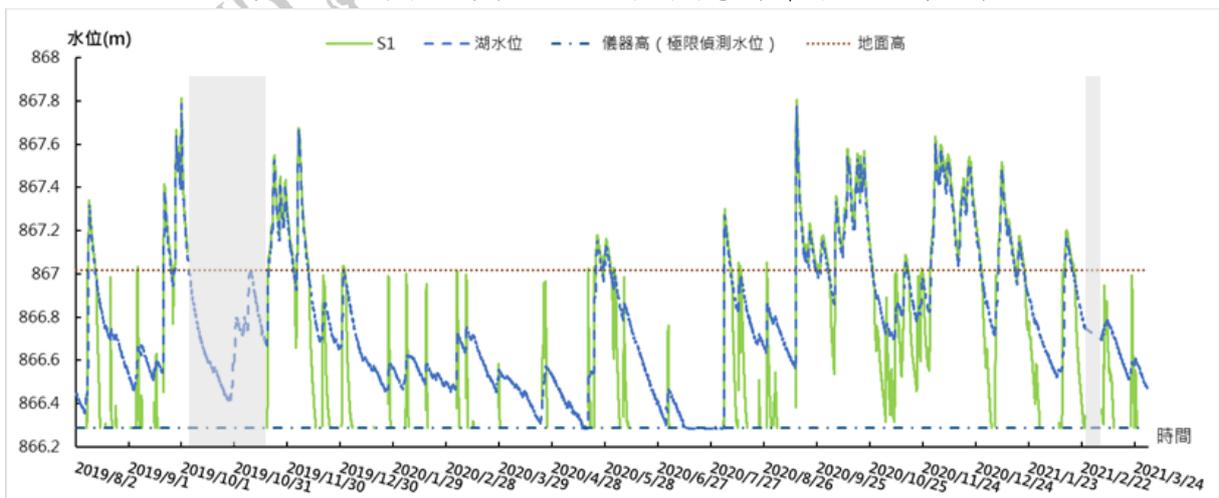


圖 32 湖水位與 S1 地下水觀測井水位比較圖

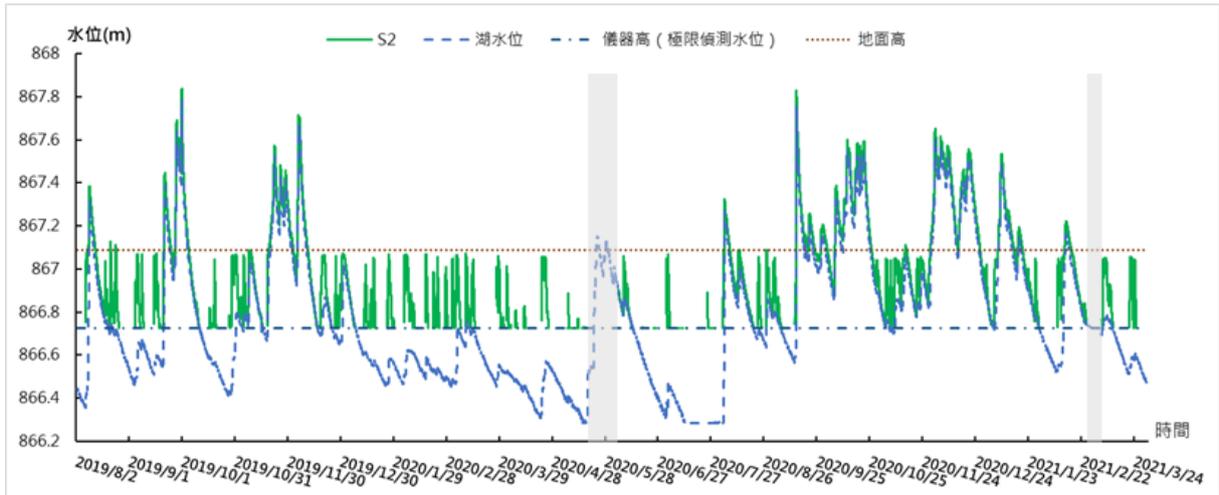


圖 33 湖水位與 S2 地下水位關係圖

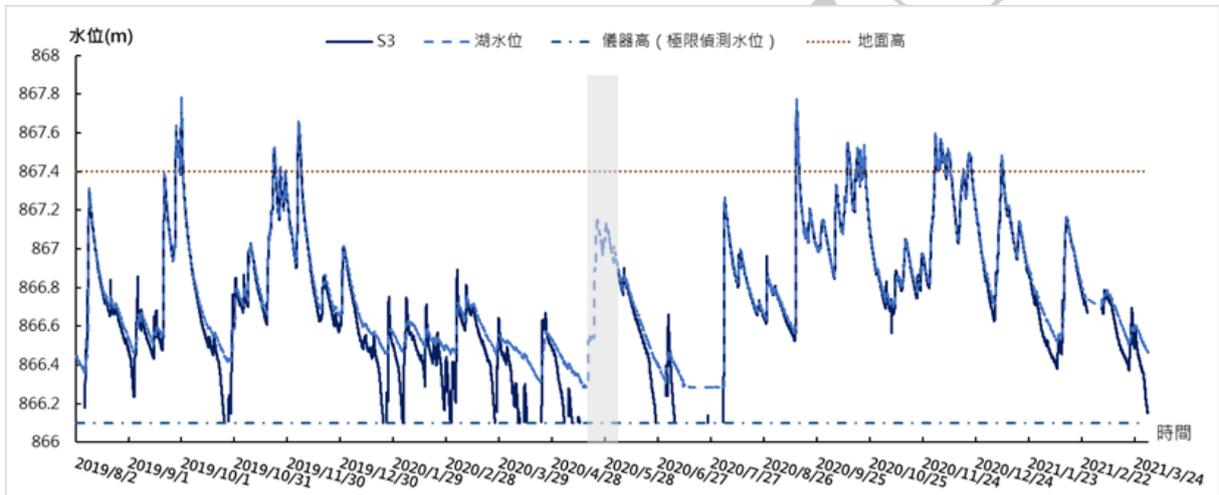


圖 34 湖水位與 S3 地下水位關係圖

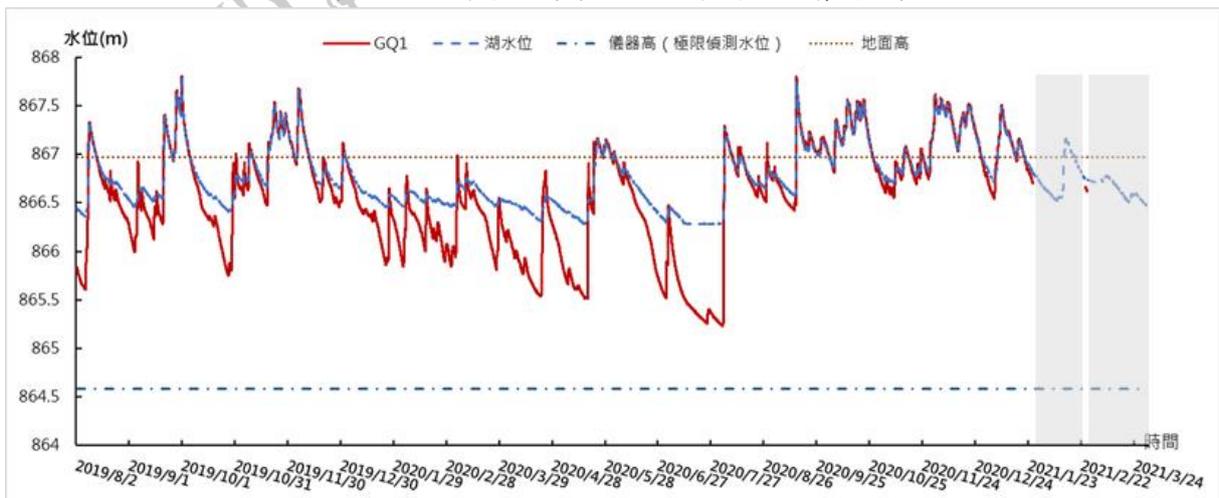


圖 35 湖水位與 GQ1 地下水位關係圖

3.1.3 地下水流向分析

為探討湖水入滲至地下水層之後的移動方向，本研究參考 Ludwig and Hession (2015) 的作法，以 Freeze & Cherry (1979) 提出的概念，將地下水體在空間中加入 x 、 y 、 z 三個假想座標軸，使其在空間中具有座標，如式 3.4~3.6 所示 (Abriola and Pinder, 1982)。此外，因為三點構成一個平面，可將任意三個水井組成一平面，代入每個地下水井的二度分帶座標 (x , y) 與當下的地下水位 (z) 來進行運算，即可得知其梯度變化 (亦即空間變化)，透過此梯度變化即可得知地下水在某個特定平面中的流向，進而推估整體地下水的流向。

$$\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{(z_1 - z_2)(y_2 - y_3) - (z_2 - z_3)(y_1 - y_2)}{(x_1 - x_2)(y_2 - y_3) - (x_2 - x_3)(y_1 - y_2)} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} = \frac{(z_1 - z_2)(x_2 - x_3) - (z_2 - z_3)(x_1 - x_2)}{(x_2 - x_3)(y_1 - y_2) - (x_1 - x_2)(y_2 - y_3)} \quad (3.5)$$

$$v_{dir} = \tan^{-1}\left(\frac{\partial z}{\partial x} / \frac{\partial z}{\partial y}\right) \quad (3.6)$$

其中， v 為地下水的水力梯度， $\partial z / \partial x$ 、 $\partial z / \partial y$ 為 x 及 y 方向上的分量， v_{dir} 為地下水的流向，以角度表示 (下標為任意三個水井)。

首先標出夢幻湖湖區內所有的井之二度分帶座標，接著將任意三點構成四個平面，如圖 36。由於 W3 與 S3 位置接近，且與 W2、W3 接近共線的型態，GQ1、N1 與 N2、W1 也有類似情形，而 N1 水井為所有水井中唯一沒有資料缺漏的水井，因此採用其作為最北端的分析起始點，所以在分析上先不予考慮 W3 與 GQ1、N2。

使用 2019 年 8 月的利奇馬颱風降雨資料，所有水位計皆有數據的情況進行地下水的流向分析，其降雨組體圖如圖 37。將此段降雨時間內的地下水位資料套入以上的公式進行分析，並以玫瑰圖的形式呈現，各平面之流向分析結果如圖 38 及圖 39 所示。

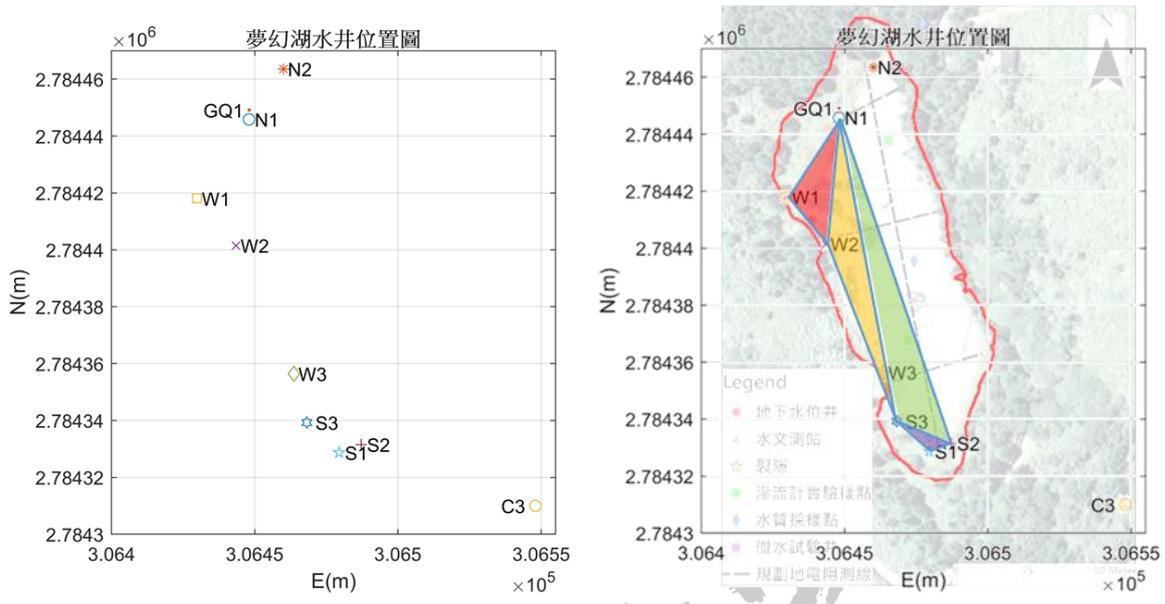


圖 36 湖水位與 GQ1 地下水位位置關係及地下水井平面圖

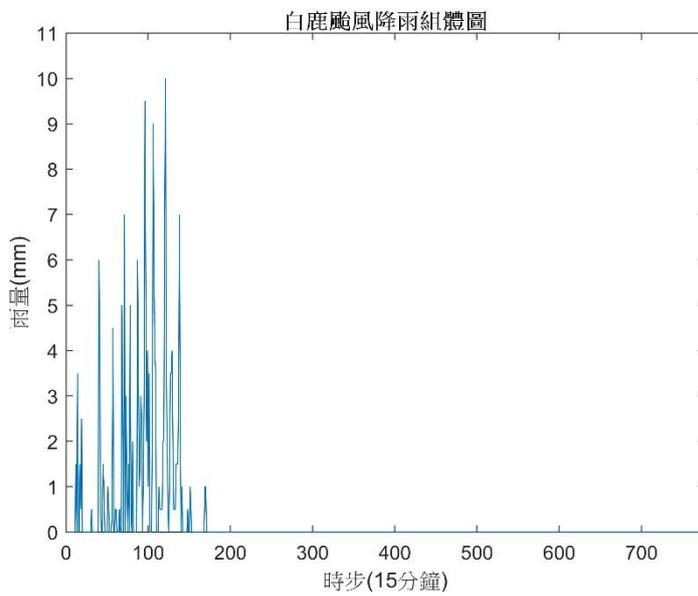


圖 37 利奇馬颱風期間湖區降雨組體圖

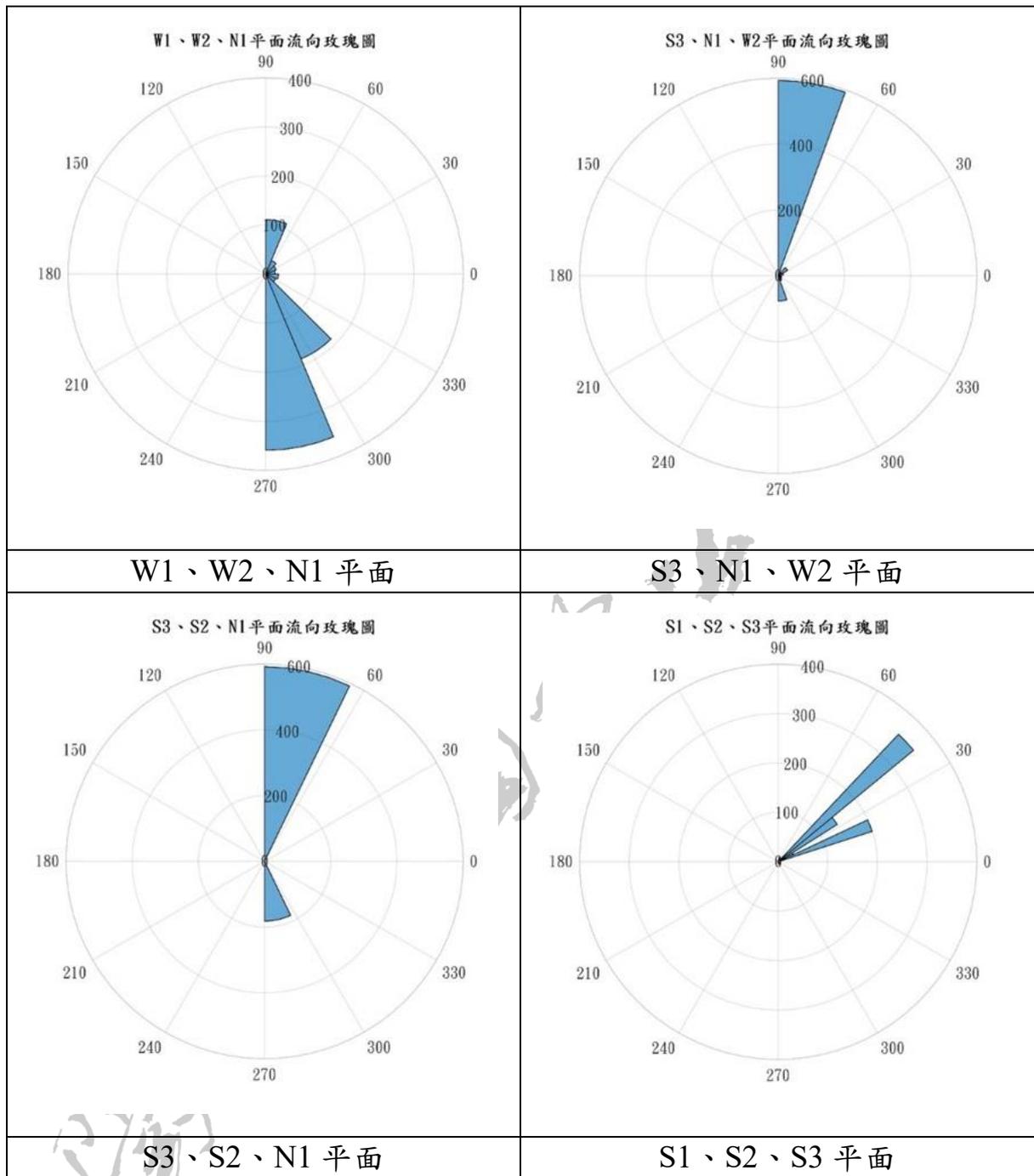


圖 38 利奇馬颱風期間地下水流向圖

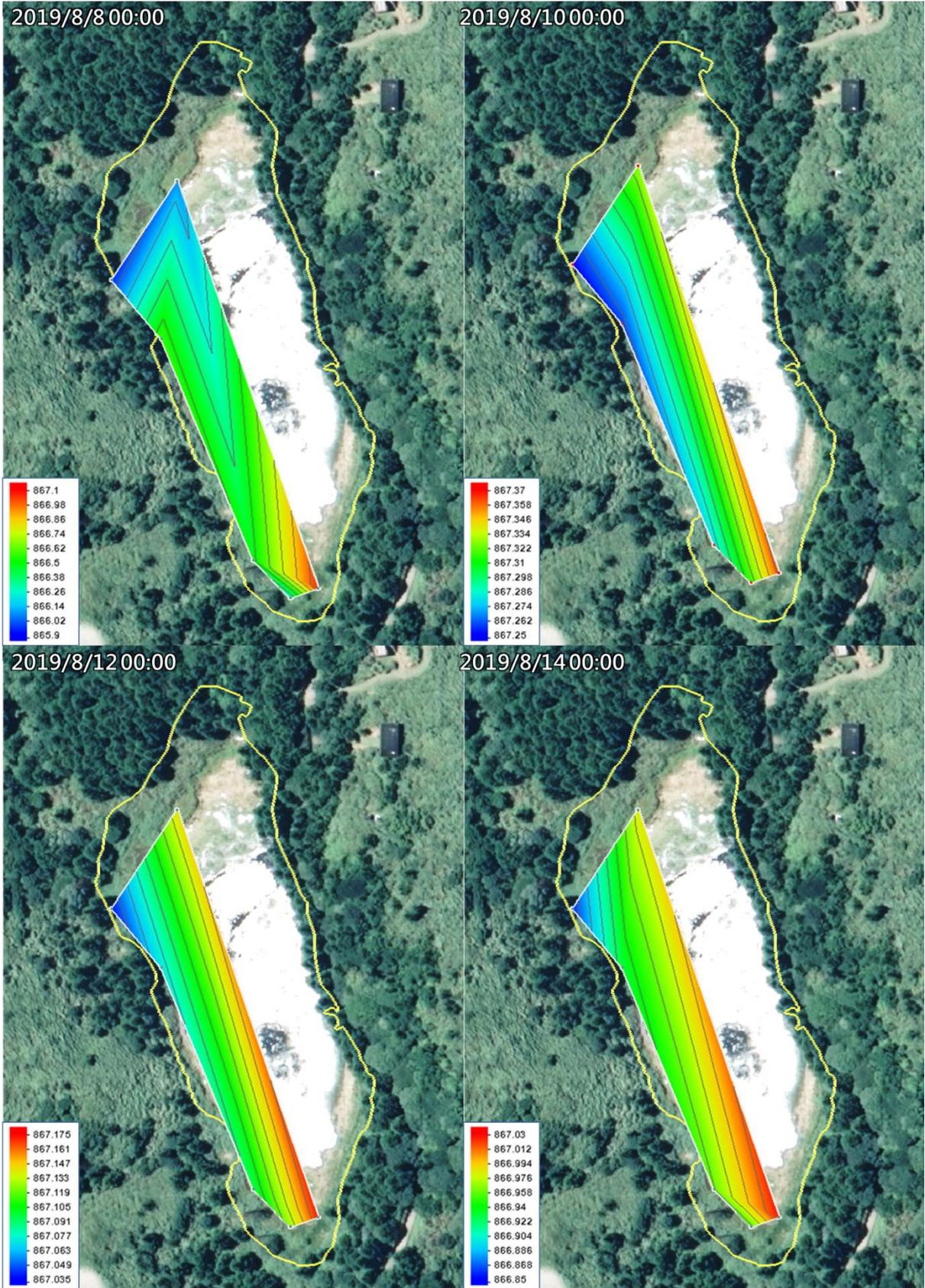


圖 39 利奇馬颱風期間湖區地下水等高線圖

經由玫瑰圖的分析得知在整個降雨事件中，W1、W2、N1 平面的流向主要向南方流動，少數時間點向北方流動，其餘 S3、N2、W2 與 S3、S2、N1 平面的流向主要為北方。由此推測，在山體的地下水流入湖區時，由於 W1、W2、N1 平面較接近山體，進而水流向南邊流入湖區；而 S3、N1、W2 平面與 S3、S2、N1 平面的流向主要向北方，帶有少許向南的流向，發現其流向不會直接穿越湖區，而是南北分流；S1、S2、S3 平面朝向東北，主要的原因可能為地下水流入湖區。

另外，分析降雨事件中地下水位與湖水位之差值可以發現，地下水井在降雨之後水位快速上升(圖 40 至圖 42)，顯示地下水位變化對於降雨的反應快。不同區的井中，雖然差值不盡相同，但只要降雨，就有明顯的水位上升趨勢；降雨結束後，地下水位也在短時間內快速下降，最後與湖水位接近，經過較長的時間之後則會低於湖水位。至於水井 S1 的水位在後期發生陡降的情形，推測水井 S1 可能是夢幻湖中水流失的主要熱點(或主要流路途徑上的某處)。

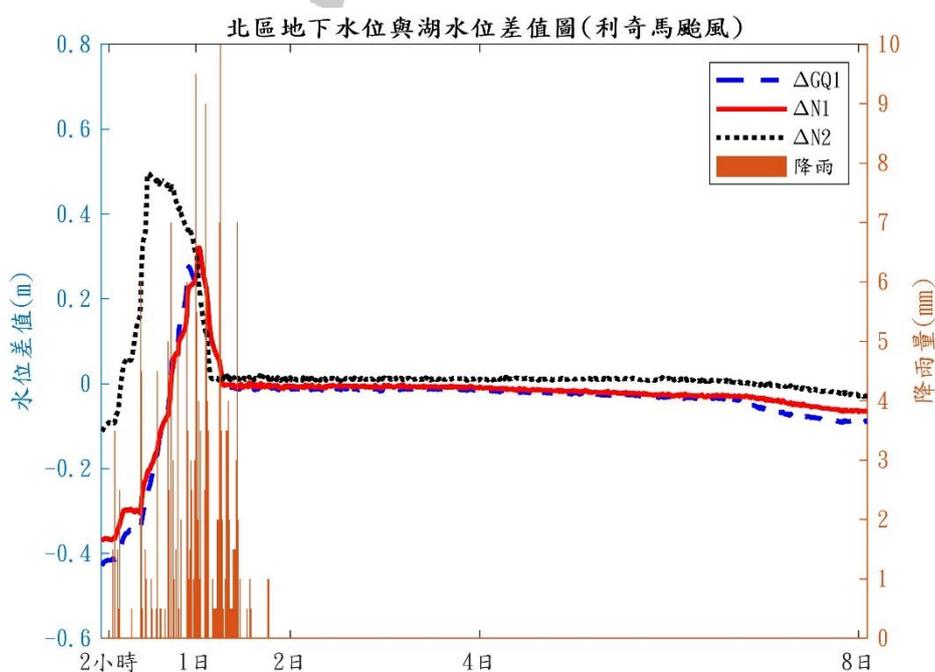


圖 40 北區地下水位與湖水位差值時間變化圖 (利奇馬颱風)

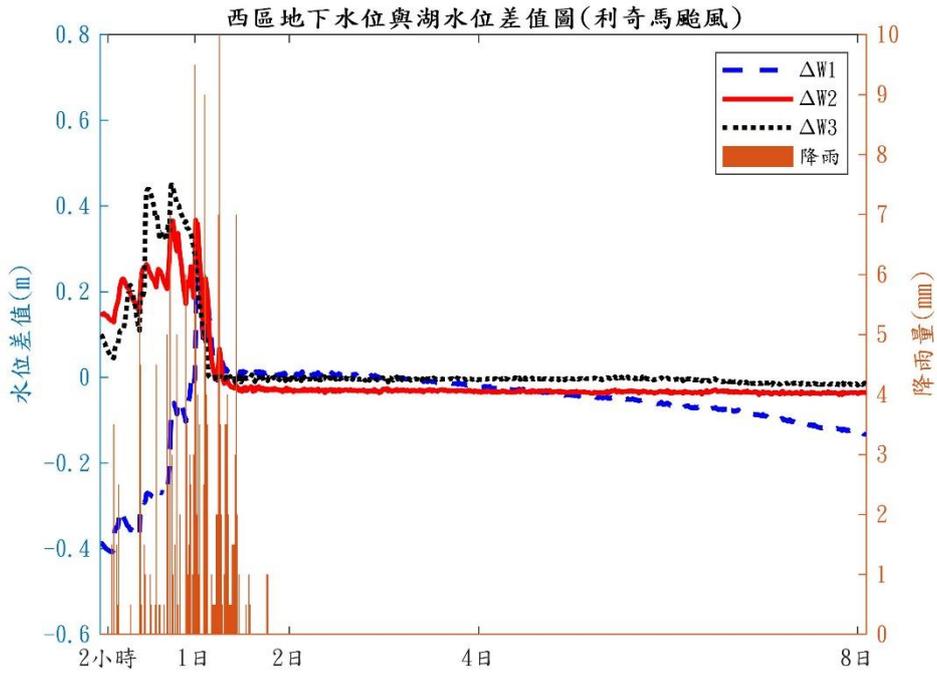


圖 41 西區地下水位與湖水位差值時間變化圖（利奇馬颱風）

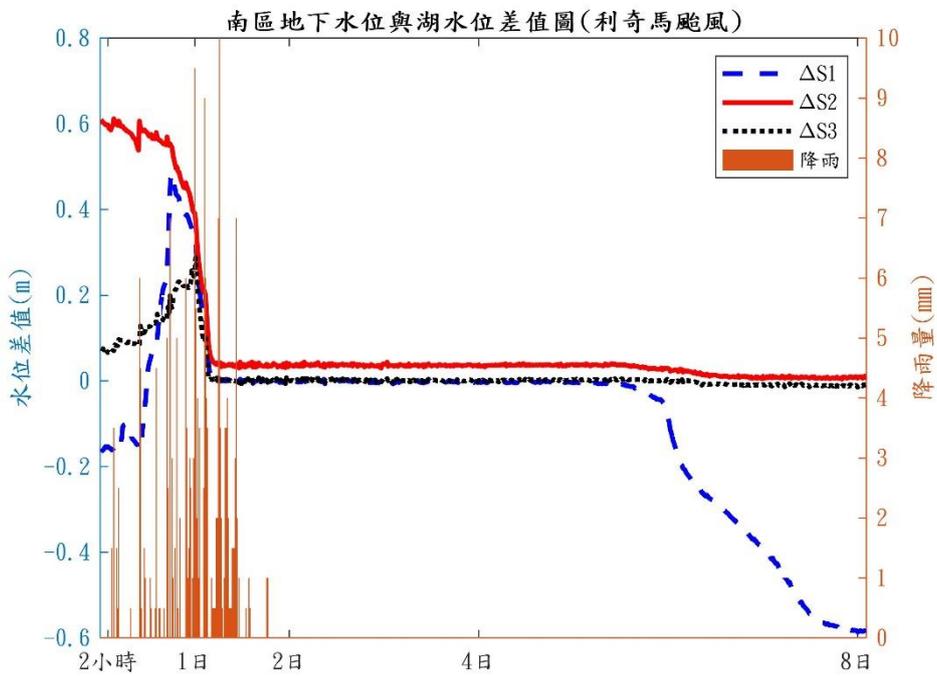


圖 42 南區地下水位與湖水位差值時間變化圖（利奇馬颱風）

3.2 微水試驗

水力傳導係數 (hydraulic conductivity, k) 表示土壤的透水性，意即流體通過土壤孔隙的難易程度，當 k 值越大代表透水性越強，為地下水傳輸能力分析中重要的指標，也是影響地下水數值模擬準確程度的主要參數。

k 值可由實驗室試驗或現地試驗獲得，如：(1) 實驗室試驗方法有定水頭試驗 (constant head test) 及變水頭試驗 (falling head test)；(2) 現地的量測方法則有抽水試驗 (pumping test) 及微水試驗 (slug test) (圖 43)。

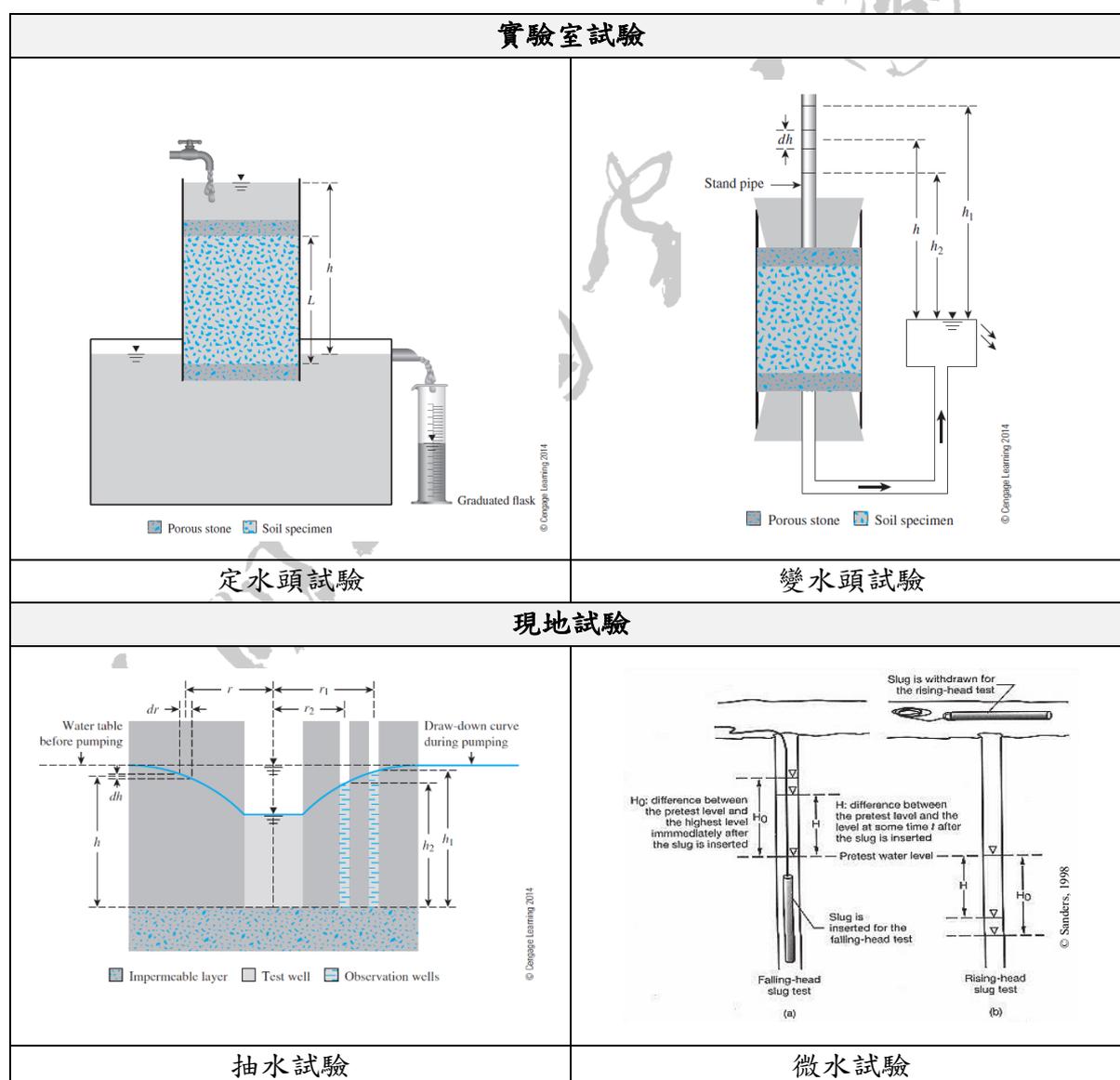


圖 43 水力傳導係數 k 值試驗方法 (圖片來源：Das and Sobhan, 2014；Sanders, 1998)

其中，微水試驗為現地試驗中相對較為簡易之試驗，但可快速獲得一可靠的參考值。其試驗方法為透過井塊 (slug) 的迅速投放或抽取，使觀測井中的水位與地下水位產生水位差，並透過觀測井中的水位紀錄追蹤水位回復的過程，進一步估算 k 值 (圖 44)。

相較於其他室內試驗或現地抽水試驗，現地微水試驗具有幾項優勢：成本低、操作簡易、耗時短、適用於低滲透性之土層，且不影響現地既有水量，故有助於了解特定處之數值且不受試驗場域周邊帶來之邊界效應影響 (Butler, 1998)。

值得注意的是，微水試驗結果一般僅能代表觀測井週邊局部範圍內之土壤特性，且觀測井鑽鑿過程中對於現場的擾動對於現地環境特性有所影響，故試驗成果存在一定誤差。

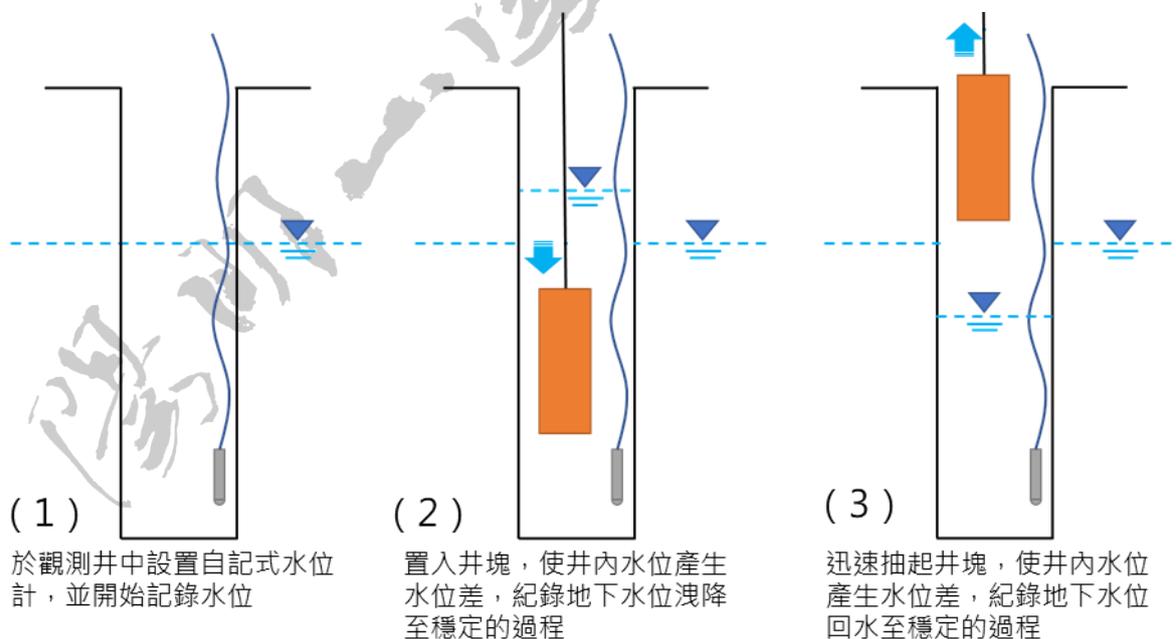


圖 44 微水試驗操作示意圖

3.2.1 微水試驗步驟

微水試驗求取水力傳導係數 k 值之試驗步驟簡述如下：

- (一) 記錄觀測井設計及地下水位資料，其包含：井口直徑 ($2r_c$)、鑽孔直徑 ($2r_w$)、井篩長度 (L)、地下水位至井底距離 (H)、地下水位至不透水層距離 (D) (圖 45)。

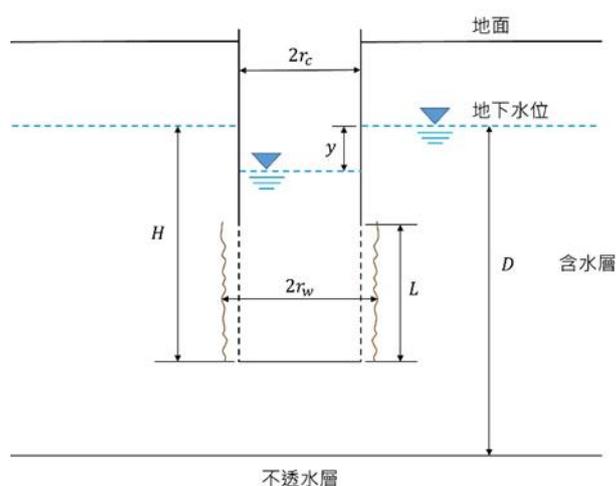


圖 45 觀測井設計參數示意圖

- (二) 於觀測井中設置自計式水位計於適當位置 (約井底往上 20 至 50 公分)，並開始記錄水位。
- (三) 將井塊 (slug) 置入觀測井中至完全沒入水中。
- (四) 待水位穩定後，且已記錄到穩定之水位資訊後，快速將井塊抽出觀測井，使井內水位與地下水位產生水位差。
- (五) 以水位計記錄觀測井中水位回復的過程，直至記錄到穩定之水位資訊。
- (六) 重複施作試驗，透過分析自記式水位計之資料計算 k 值，並與含水層之水文地質沉積特性進行驗證比對，確認分析數據正確性。

3.2.2 微水試驗成果

本計畫於夢幻湖南北區分別鑽設一微水試驗專用井（圖 46），位置在既有地下水井附近，並進行數次微水試驗（表 7 錯誤! 找不到參照來源。）：2020 年 2 月 21 日北區試驗井 2 次、2020 年 4 月 16 日北區試驗井 3 次、2020 年 8 月 26 日北區與南區試驗井各進行 6 次微水試驗。

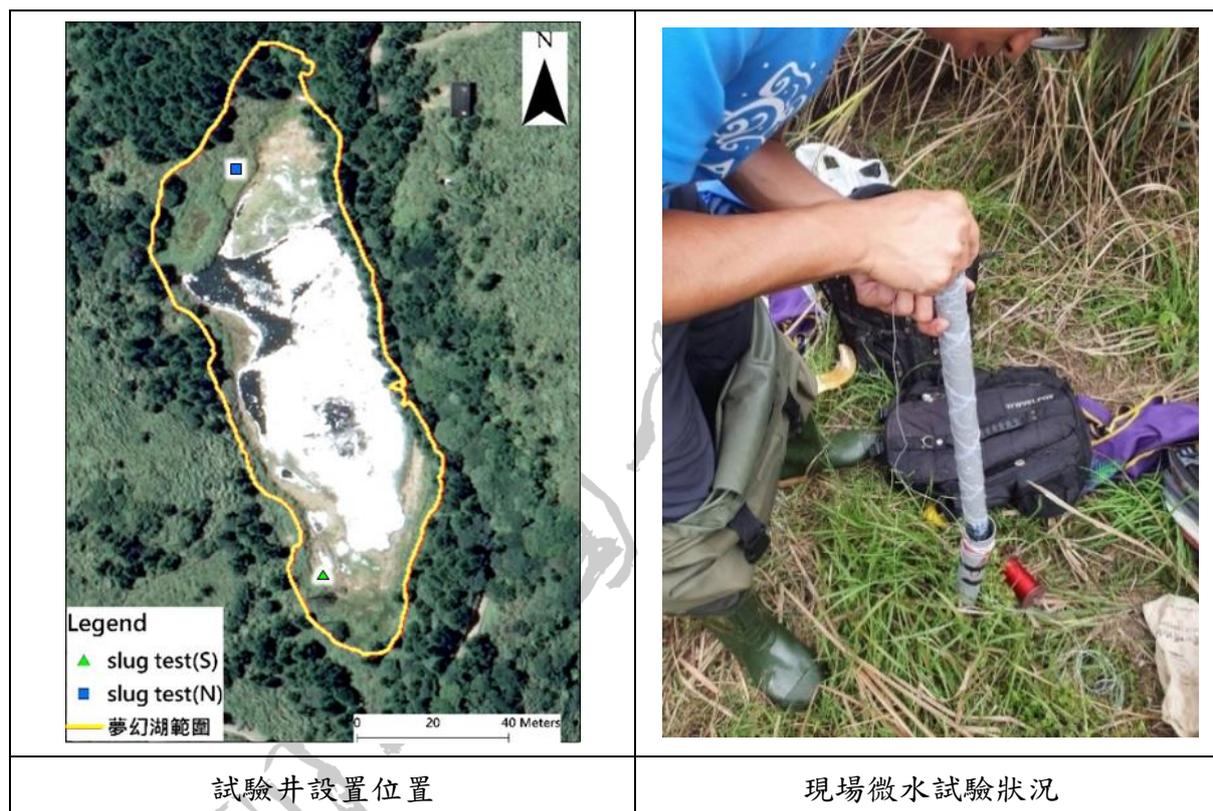


圖 46 微水試驗用井

本計畫用於計算試驗井水力傳導係數的軟體為 AQTESOLV，由 HydroSOLVE 公司開發。本計畫採非侷限含水層之 Bouwer-Rice (1976) 方式求解，水位歷線及計算成果如圖 48 至圖 53，分析成果之統整如表 7。

結果發現，北區試驗井與的南區試驗井的水平水力傳導係數 K_x 值（假設 $K_x=K_y$ ），分別介於 $6.180 \times 10^{-6} \sim 9.447 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 與 $6.827 \times 10^{-5} \sim 1.551 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ ，對應地質水力傳導係數分布範圍其土壤分別為砂砂與乾淨砂（圖 47），平均而言，南區的水平水力傳導係數較北區高（即南區的地下水水平流速較快）。

本計畫微水試驗的地質分類，湖區北側為矽砂、南側為乾淨砂；比對「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(陽明山國家公園管理處，2019)的土壤粒徑分析成果，湖區北側主要為粉土、南側主要為砂粒，大致上呈現相同的結果。

由於湖中常時有水而不易鑽設微水試驗專用井，故參考相關研究之垂直水力傳導係數 K_z 值 (許耀文，2020a)，假設湖中的 K_x/K_z 比值為南、北兩區之平均，藉此反推湖中的水平水力傳導係數 K_x 值，計算如表 8。

表 7 微水試驗水力傳導係數計算成果一覽表

試驗	北區試驗井		南區試驗井		備註
	水力傳導係數 (m/s)	地質分類	水力傳導係數 (m/s)	地質分類	
2020/2/21	4.388×10^{-5}	矽砂	-	-	回水
	9.477×10^{-5}	乾淨砂	-	-	
2020/4/16	6.180×10^{-6}	矽砂	-	-	洩降
	8.869×10^{-6}	矽砂	-	-	
	8.542×10^{-6}	矽砂	-	-	
2020/8/26	4.581×10^{-5}	矽砂	9.511×10^{-5}	乾淨砂	回水
	5.773×10^{-5}	乾淨砂	1.130×10^{-4}	乾淨砂	
	3.761×10^{-5}	矽砂	1.360×10^{-4}	乾淨砂	
	2.936×10^{-5}	矽砂	6.827×10^{-5}	乾淨砂	洩降
	2.782×10^{-5}	矽砂	6.995×10^{-5}	乾淨砂	
	4.106×10^{-5}	矽砂	1.551×10^{-4}	乾淨砂	
平均值	3.651×10^{-5}	矽砂	1.062×10^{-4}	乾淨砂	

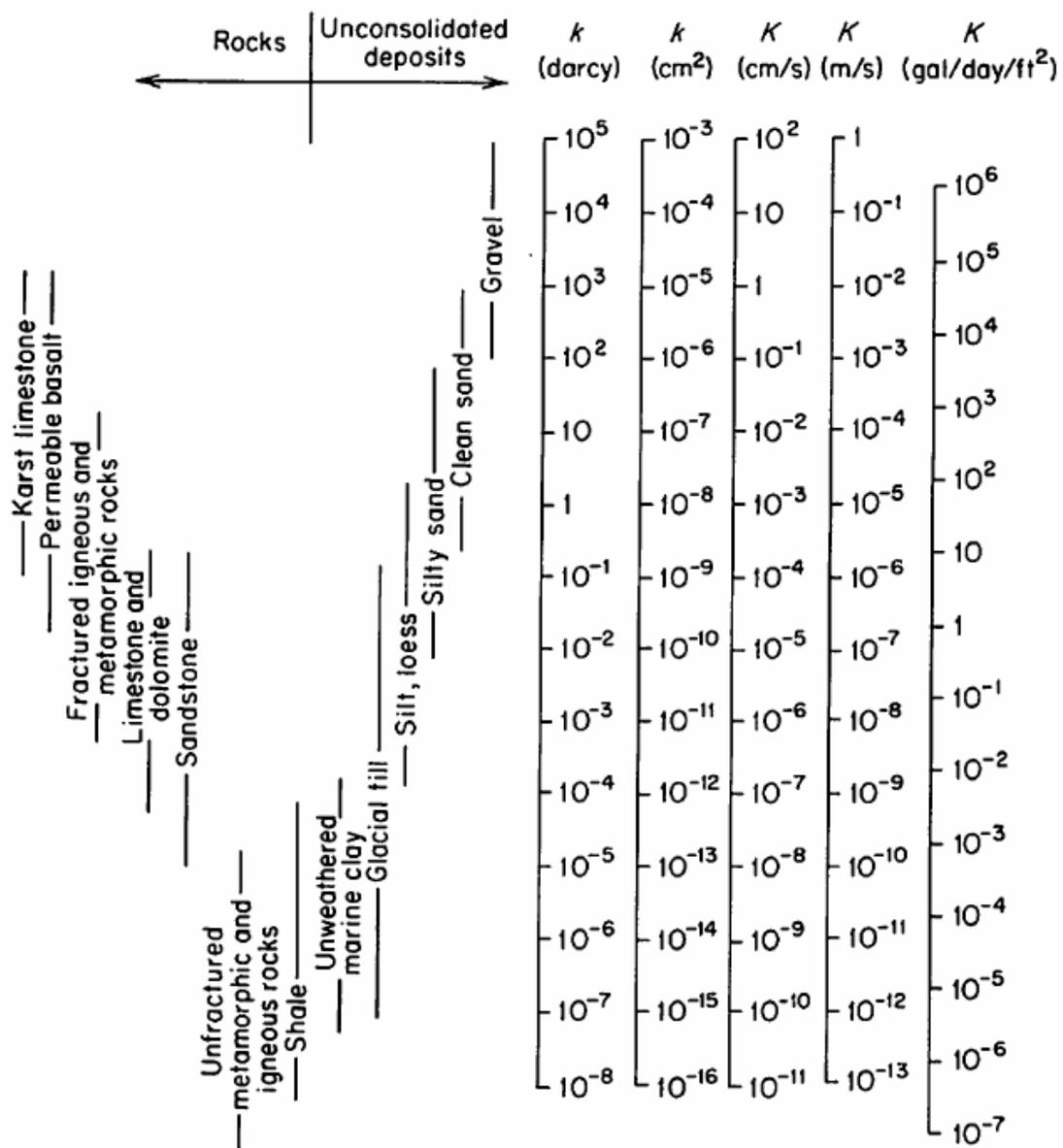
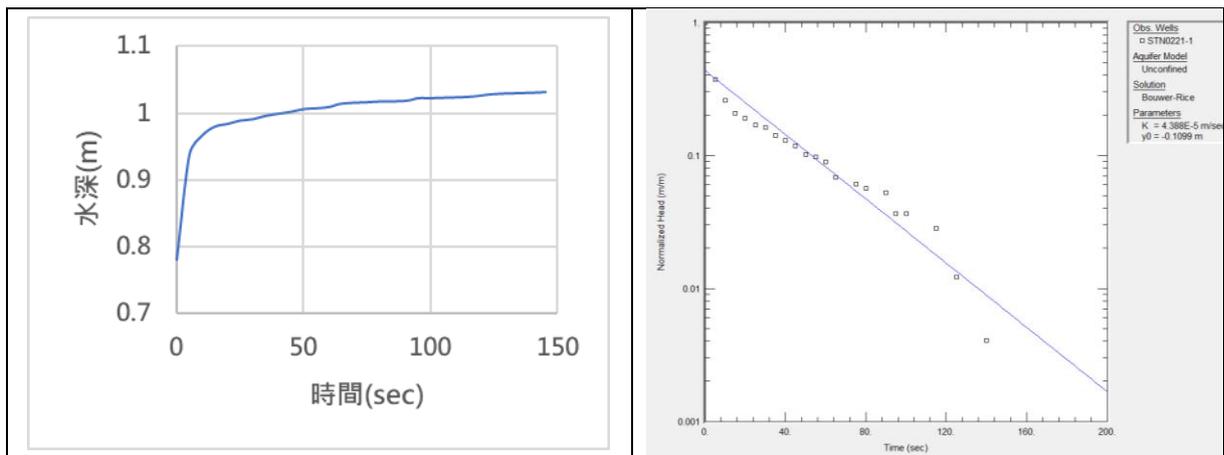


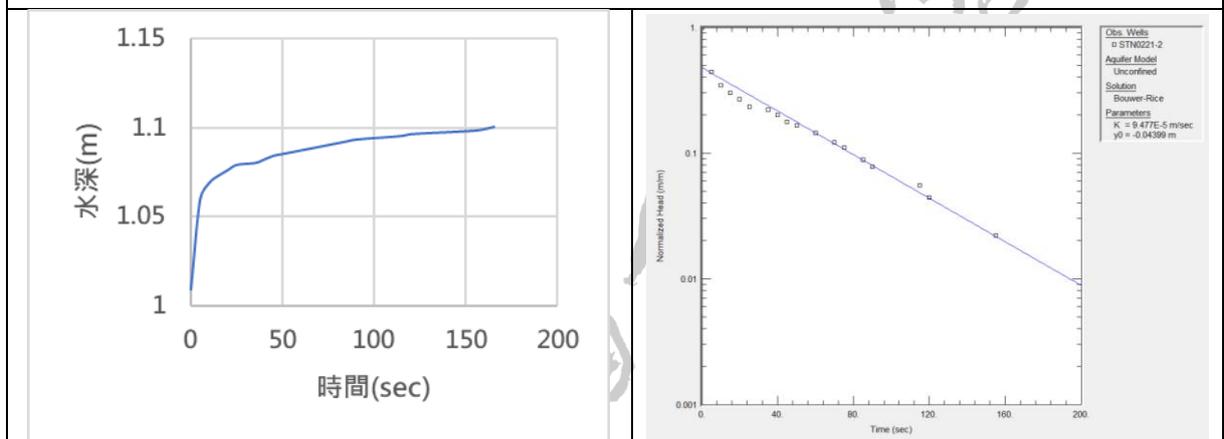
圖 47 地質水力傳導係數分布範圍 (Freeze and Cherry, 1979)

表 8 湖中水力傳導係數估算表

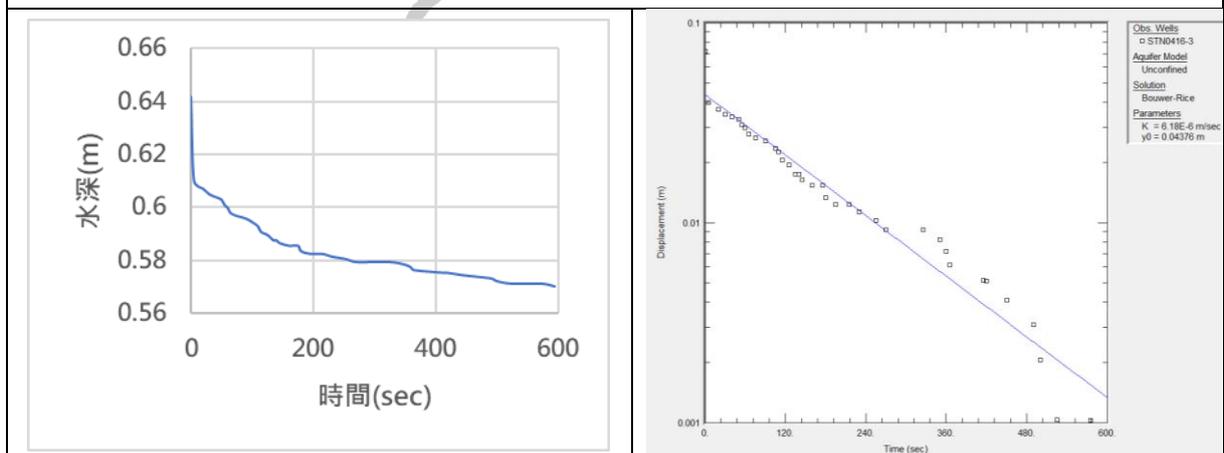
區域	變水頭試驗 K_z (m/s)	微水試驗 K_x (m/s)	K_x/K_z	推估 K_x (m/s)	備註
北	1.19×10^{-7}	3.651×10^{-5}	3.068×10^2	-	變水頭試驗 K_z 參考許耀文 (2020a), 湖中 K_x/K_z 採南、北之平均
中	5.89×10^{-8}	無	1.938×10^2	1.142×10^{-5}	
南	1.30×10^{-6}	1.062×10^{-4}	8.172×10^1	-	



2020/2/21-北區試驗井回水 1

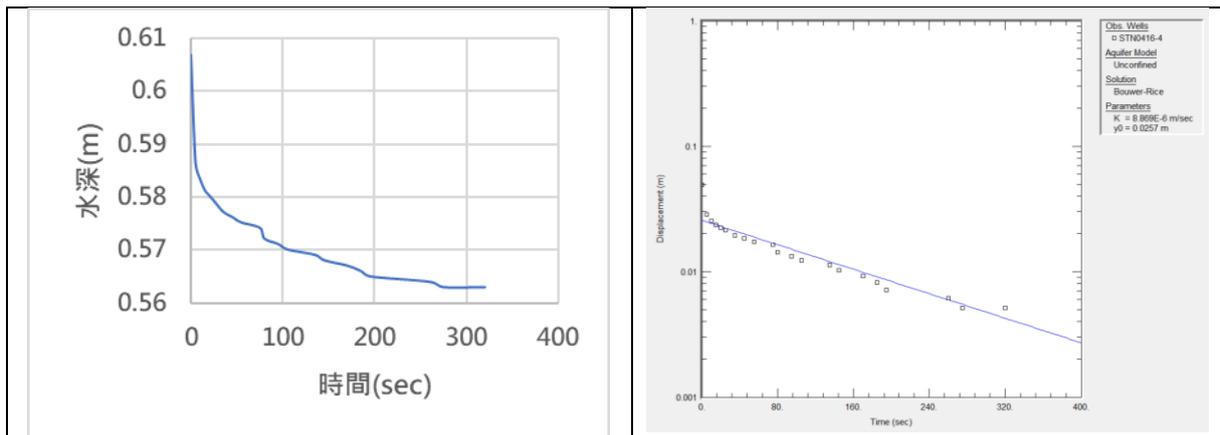


2020/2/21-北區試驗井回水 2

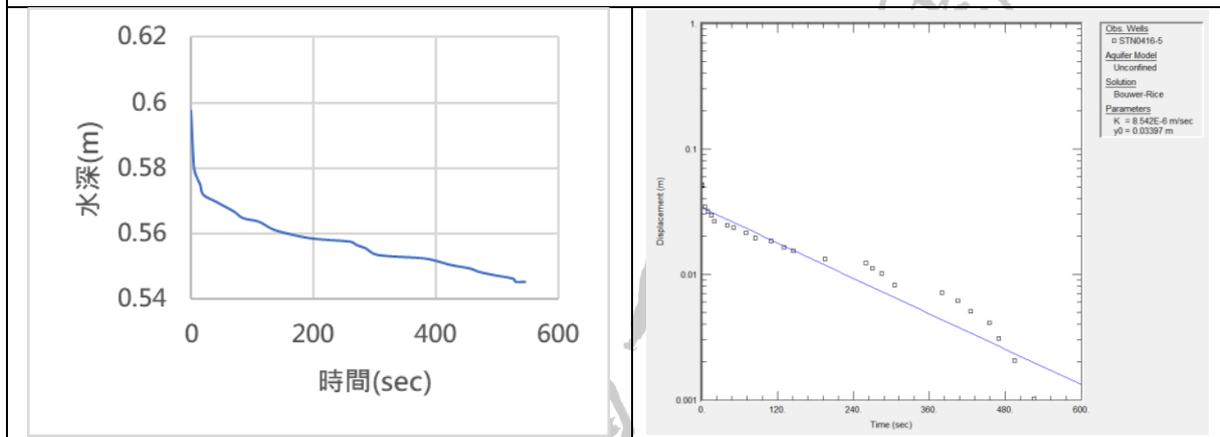


2020/4/16-北區試驗井洩降 1

圖 48 微水試驗水力傳導係數計算 (北區試驗井) (1/4)

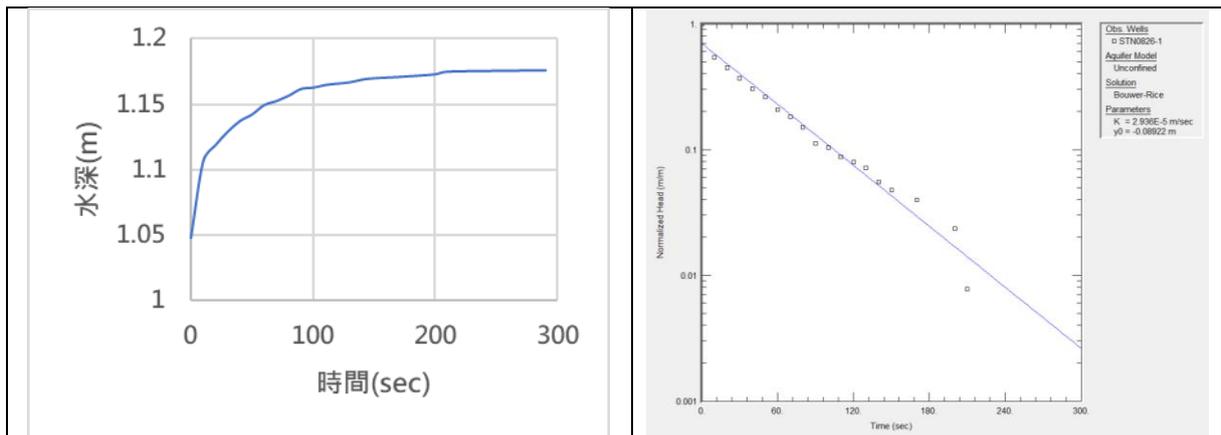


2020/4/16-北區試驗井洩降 2

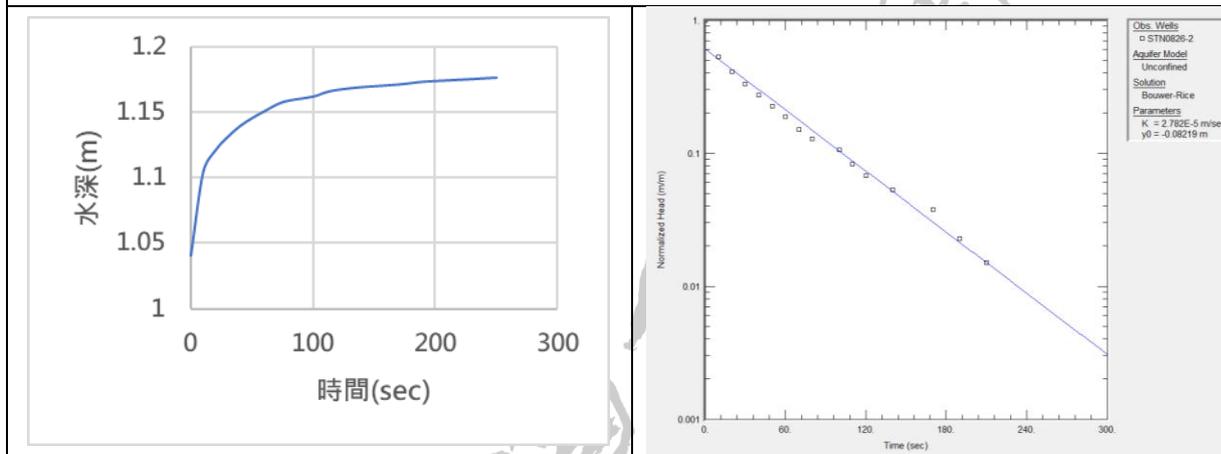


2020/4/16-北區試驗井洩降 3

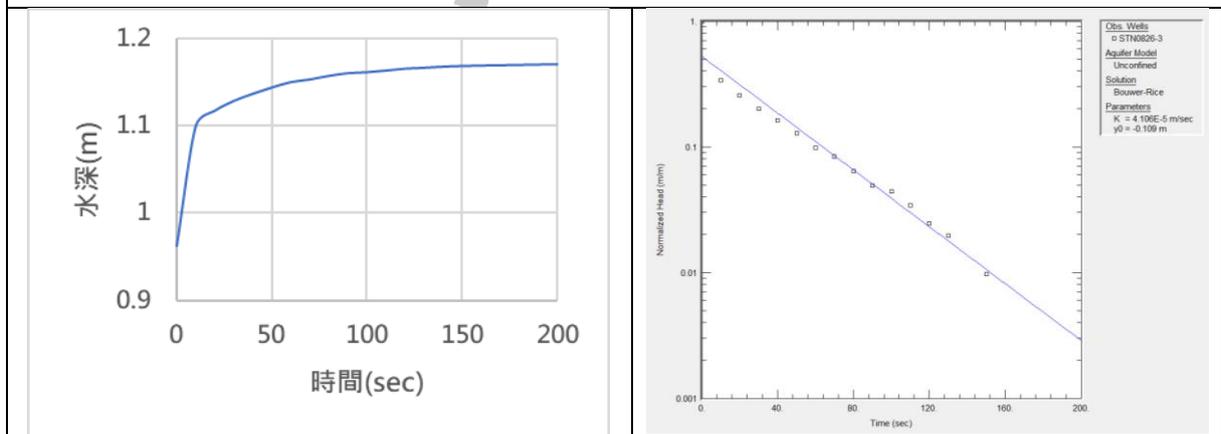
圖 49 微水試驗水力傳導係數計算 (北區試驗井) (2/4)



2020/8/26-北區試驗井回水 1

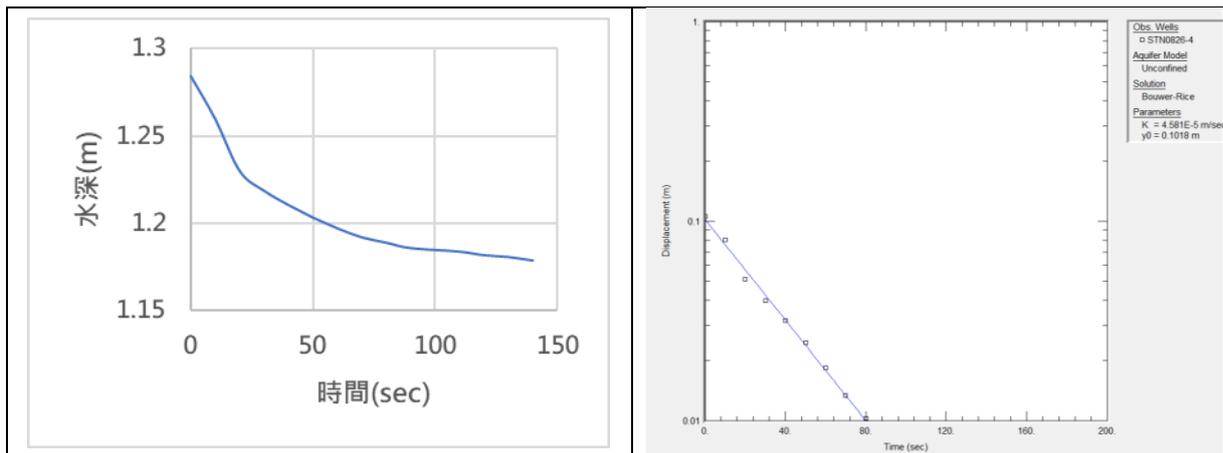


2020/8/26-北區試驗井回水 2

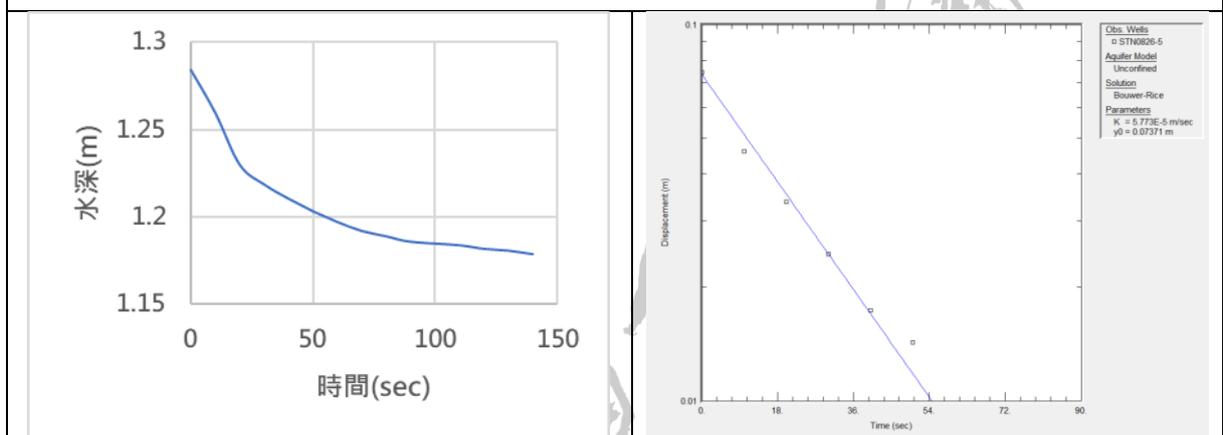


2020/8/26-北區試驗井回水 3

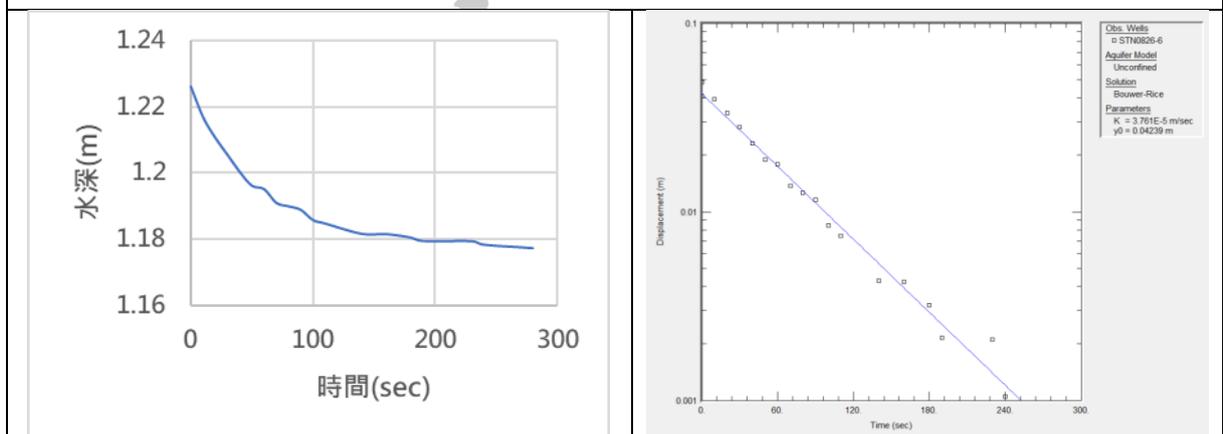
圖 50 微水試驗水力傳導係數計算 (北區試驗井) (3/4)



2020/8/26-北區試驗井洩降 1

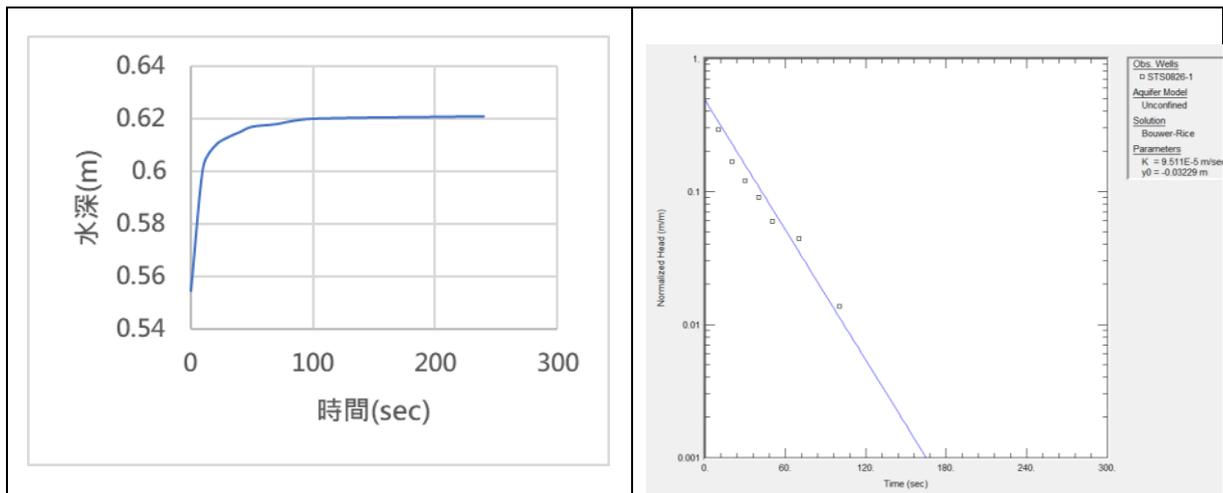


2020/8/26-北區試驗井洩降 2

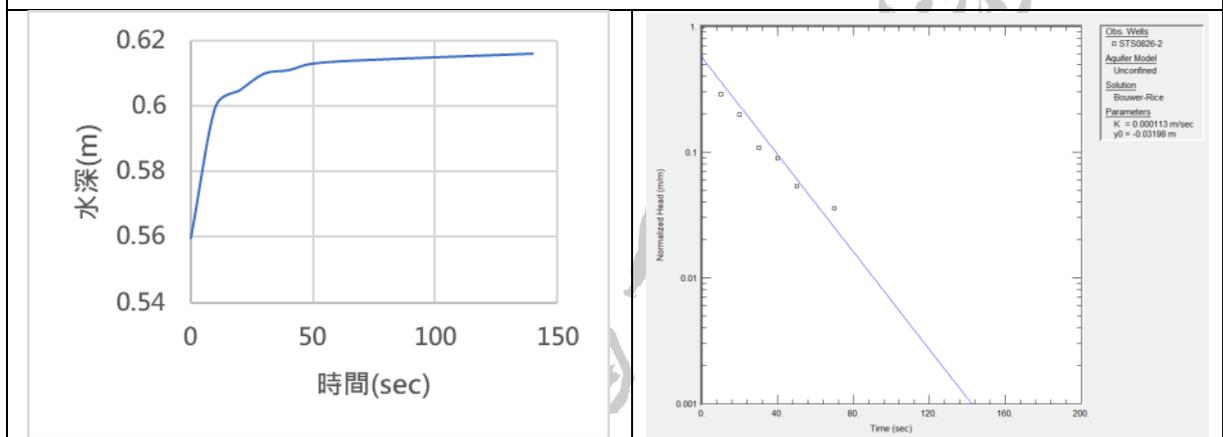


2020/8/26-北區試驗井洩降 3

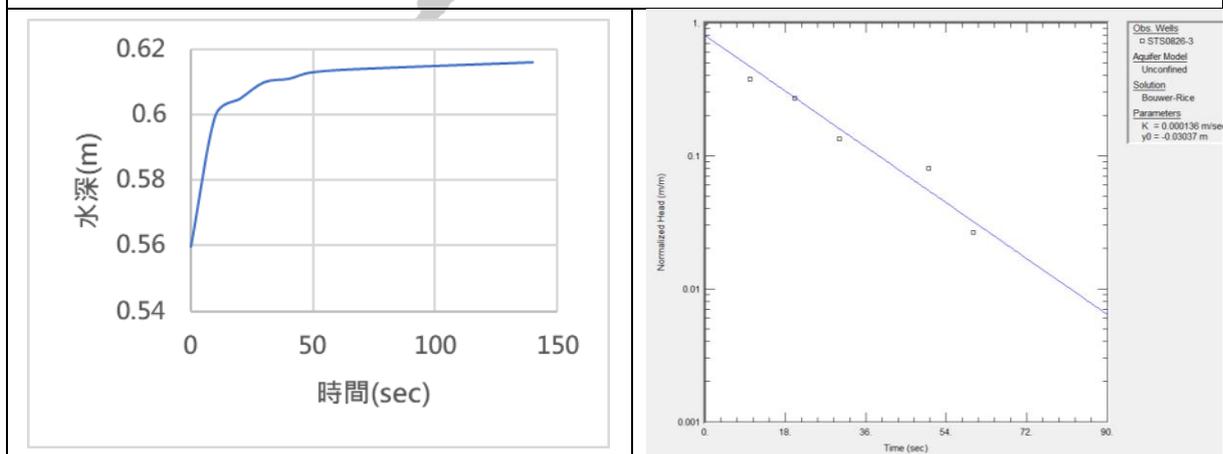
圖 51 微水試驗水力傳導係數計算 (北區試驗井) (4/4)



2020/8/26-南區試驗井回水 1

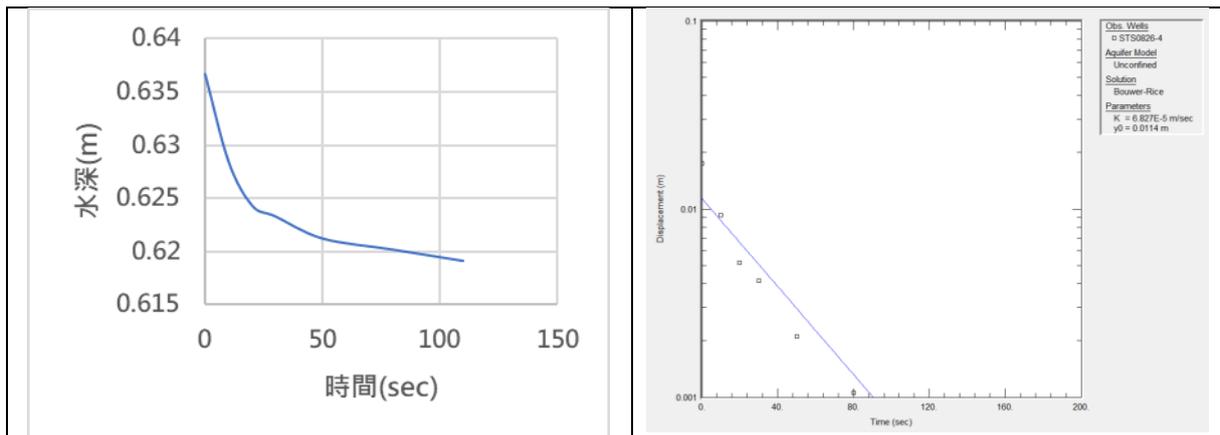


2020/8/26-南區試驗井回水 2

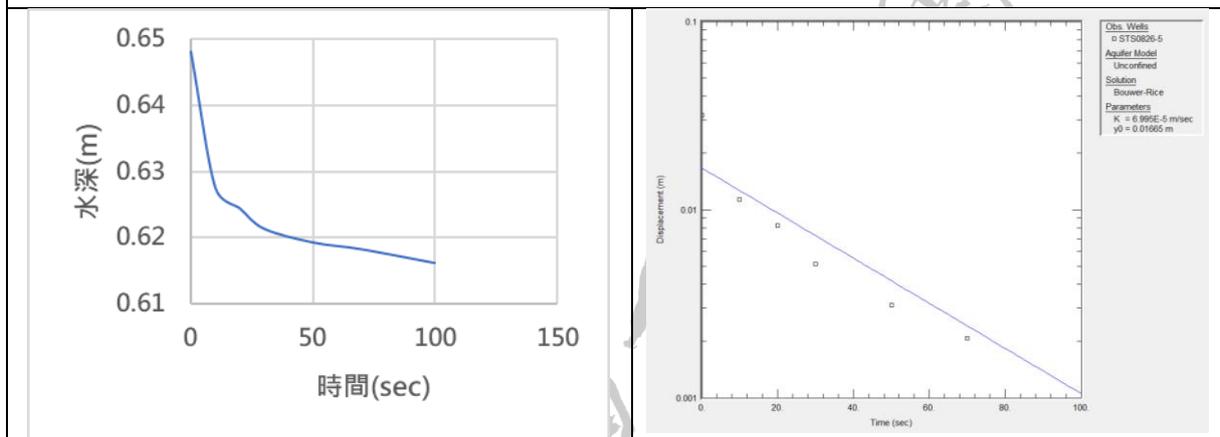


2020/8/26-南區試驗井回水 3

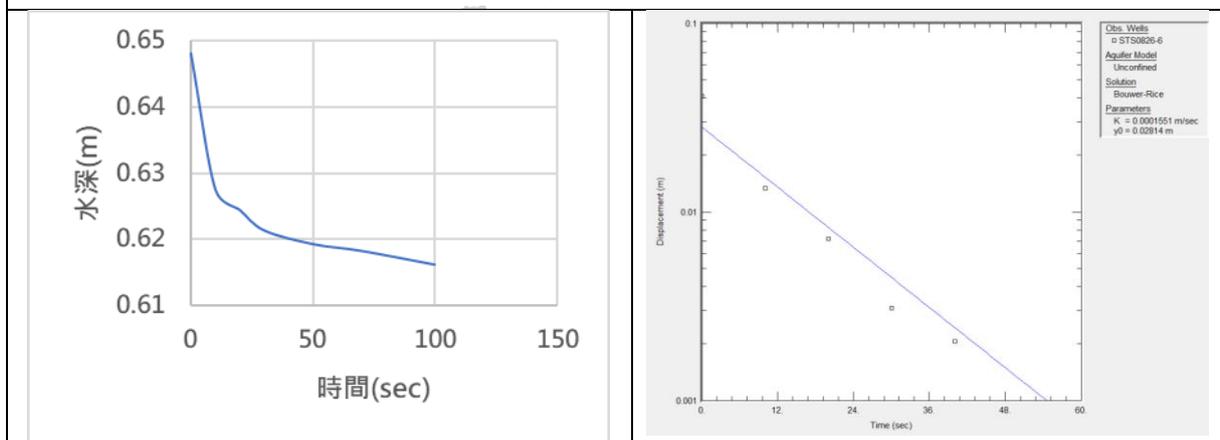
圖 52 微水試驗水力傳導係數計算 (南區試驗井) (1/2)



2020/8/26-南區試驗井洩降 1



2020/8/26-南區試驗井洩降 2



2020/8/26-南區試驗井洩降 3

圖 53 微水試驗水力傳導係數計算 (南區試驗井) (2/2)

3.3 示蹤劑實驗

「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(陽明山國家公園管理處, 2019) 曾於夢幻湖兩處 (N1、S2) 地下水觀測井進行示蹤劑試操作, 並於山壁出流口量測到示蹤劑 (圖 54), 初步證實此方法可行。本計畫依循前述研究之方法, 以瞬間入流方式由水井投入示蹤劑, 以追蹤及釐清地下水的流動歷程。

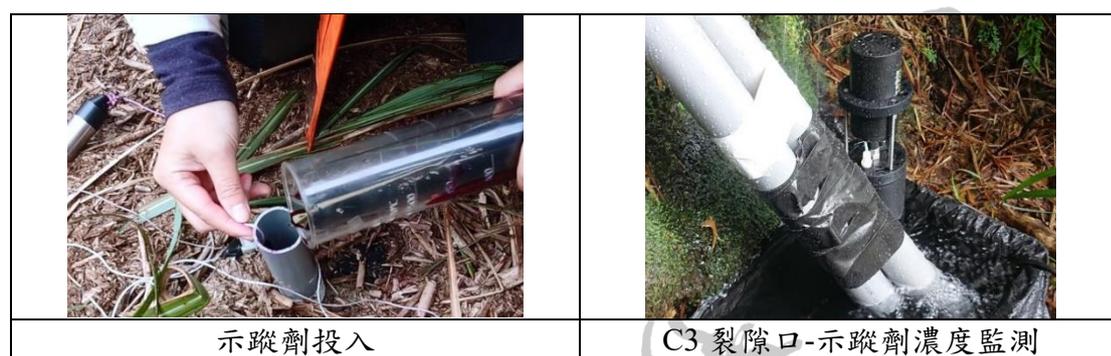


圖 54 現地示蹤劑試驗試驗佈置及試驗過程紀錄

本計畫於山壁裂隙 C3 下裝設量水堰, 水槽內可放置示蹤劑檢測器, 以量測示蹤劑濃度變化, 本計畫於 2021 年 3 月 5 日分別於地下水井 S1 及裂隙 C2 投入羅丹明 WT 及螢光素 (表 9), 然實驗過程中因儀器遭遇故障, 未能記錄到相關數據, 因此改以比對「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(陽明山國家公園管理處, 2019) 投放於 S2 (圖 18) 以及本計畫投放於 C1、C2 的成果 (圖 17), 相較之下, 以同樣到達裂隙 C3 下水槽而言, 示蹤劑經由地下水 (約需 4 天) 之速度遠慢於經由湖區裂隙 C1、C2 (約需 0.25 天)。

表 9 地下水示蹤劑試驗

試驗	示蹤劑	投放地點	投放時間	投放濃度	投入體積
				(%)	(ml)
比較地下水與裂隙水通往 C3 速度	羅丹明 WT	S1	2021/03/05 13:16	21.33%	50
	螢光素	C2	2021/03/05 13:46	40.50%	50

第四章 湖區特性調查

4.1 基礎水文資料調查

4.1.1 湖水位調查

本計畫使用自計式壓力水位計紀錄湖水位，如圖 55 所示。水位計為長筒形，外殼直徑 2.46 公分、長 15 公分，由不鏽鋼與鈦組成全密封外殼，以確保長期使用無故障；內部以陶瓷壓力傳感器感應絕對壓力並記錄於水位計中，最高可存取 21,700 組的壓力與溫度資料，並可依照使用者需求設定資料紀錄的時間間隔。

水位計架設於湖東區靠近觀景台，並以尼龍繩將水位計懸吊於 PVC 管中，使水位計保持垂直避免其隨水流搖擺使水位計受到破壞，亦能減少誤差。所有水位計均設定每 15 分鐘記錄 1 次壓力與溫度（即 1 天共記錄 96 組資料，至多可連續紀錄約 7 個月的資料），並透過於空氣中設置之氣壓計所得之連續氣壓資料，透過式 4.1 計算夢幻湖之水位。本計畫之氣壓計及水位計設置位置如圖 56。

$$H_{WL} = H_g + \frac{P_W - P_A}{\rho g} \quad (4.1)$$

其中，

H_{WL} = 湖水位 (m)

H_g = 地面高 (m)

P_W = 水壓力 (mba)

P_A = 大氣壓力 (mba)

ρ = 水密度 (kg/m^3)

g = 重力加速度 (9.8m/s^2)



圖 55 自計式壓力計



圖 56 水位儀器設置及入滲試驗位置

4.1.2 蒸發量調查方法

蒸發是夢幻湖水位的損失項 (sink)，其量牽涉到植物特性當地氣候條件 (風速、溫度、濕度等)。蒸發散量公式迄今已發展出多種不同公式，一般公式運算複雜，且基本氣象資料的蒐集除非特地設置氣象站，否則也容易出現資料短缺的現象，導致公式難以應用。本計畫採用較為方便的蒸發皿觀測法，由深 25.4 公分直徑 120.7 公分之不銹鋼材質蒸發皿 (圖 57)，並由自動紀錄器 (Dataloggers) 自動記錄蒸發皿內水位變化。

現地蒸發皿架設位置位於夢幻湖生態保護區之西北方，此處除了空曠無遮蔽、研究人員容易進入調查，一般民眾不容易發現儀器存在。本計畫透過下式 (式 4.2) 求算蒸發散量，蒸發皿係數 C_{ET} 採用張格綸 (2007) 之建議，取常年平均計算， C_{ET} 值以 0.88 代入。

$$ET = E_{pan} \times C_{ET} \quad (4.2)$$

其中，

ET = 實際蒸發量 (mm/day)

E_{pan} = 蒸發皿蒸發量 (mm/day)

C_{ET} = 蒸發皿係數



圖 57 蒸發皿及蒸發計

4.1.3 降雨量調查方法

本計畫以自計式傾斗式雨量筒進行降雨強度及降雨量的調查(圖 58)，調查所得之降雨資料再透過前期研究「106-107 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文長期監測」(陽明山國家公園管理處，2018)建立的單位歷線轉換為逕流量 (surface runoff)。

傾斗式雨量計計量藉由本身重量所產生的力矩翻傾自動排水，並以另一側的傾斗繼續接替盛載雨量，每 0.5mm 的水重量使磁簧開關送出一個脈波，脈波推動雨量計數器而測得降水量。傾斗式雨量計在降雨強度較高的情況，在原傾斗開始翻傾及至另一傾斗完全接替接水之瞬時，因為雨水仍持續注入原翻傾中的傾斗，可能導致每一傾斗實際裝載水量超出標稱容量值，造成系統性誤差。本計畫採用之雨量計精度為 120 mm/hr 內誤差為 3%，若觀測雨量大於 120 mm/hr 時為避免低估降雨量，利用臺大水工試驗所水文儀器校正實驗室所提出之校正公式進行雨量修正：

$$y = 0.0001x^2 + 1.0413x - 1.012 \quad (4.3)$$

其中，

x = 傾斗式雨量計之讀值 (mm)

y = 修正後之雨量 (mm)



圖 58 傾斗式雨量計及自計水文系統

4.1.4 入滲調查方法

本計畫採用自行設計的滲流計（圖 59）了解在湖區有水時，地下水對湖區的源匯屬性（source or sink）。滲流計的設計概念是由 Lee（1977）所提出，主要是用於水面下量測土壤滲入或滲出量及速率的工具。

滲流計利用盛水袋、連接水袋與鋼罩的水管、開關閥、以及鋼罩組成。試驗時將開關閥開啟，讓盛水容器與湖水能夠連通，在試驗時間內觀察盛水袋內水體積的變化，並利用鋼罩的截面積，推算湖水滲入或是滲出的速率。

滲流計之操作步驟說明如下：

- （一）將滲流計安裝區土壤上方的植生移除，並以約 1cm/s 的速率將鋼罩部的鋼罩插入土壤內，待鋼罩頂部與土壤表面距離約 2cm 時停止。
- （二）靜置一段時間，待土壤內的孔隙氣體逸散，以後續能量測準確的滲流速率。
- （三）在盛水袋內裝入 1.5 公升到 2 公升的水後，以束帶將盛水袋與鋼罩部的水管端封合。
- （四）開啟閥，讓盛水容器內的水與湖水能夠連接。
- （五）開始計時，並於試驗結束後，量測試驗時間內，盛水容器水體積的變化，進一步推算滲流速率，滲流速率如下所示：

$$V_{seepage}(m/min) = \frac{\Delta Volume(m^3)}{\pi r^2(m^2) * \Delta t(min)} \quad (4.4)$$

滲流計已經數次現地測試(圖 60)，期間遭遇問題如盛水袋、水管與鋼罩之水流通情形與鋼罩現地安裝測試，目前已透過修改設計修正這些問題。修改後之滲流計於夢幻湖進行數次調查(表 10 與表 11)，滲流速度介於 4.41×10^{-7} m/s 至 7.26×10^{-7} m/s 間，且湖北區入滲速度低於南區，此結果與前期計畫結論相近，滲流計旨在現地運作情況良好。

參考許耀文(2020b)的室內實驗滲流計之量測精度，在起始湖水位相近的情況下，同一試驗點的滲流計流出速度仍有些許之差異，可能影響的因子包含(1)安裝前的底質表土植生清除之擾動；(2)前述植生清除之殘株可能造成的堵塞；(3)滲流計的連接管中於安裝操作時之殘餘氣泡影響水流驅動力。後續規劃於湖區進行滲流計長期及多站試驗進，以獲得更完整的時空間分佈資料。



圖 59 滲流計現地安裝測試圖



圖 60 滲流計現地測試及量測狀況

表 10 滲流計量測數據 (北區)

測試日期	經歷時間 (hr)	滲流計 直徑(cm)	整體流失 體積(cm ³)	滲流速率 (m/s)
2020/2/19	03:37	40	835	5.12×10^{-7}
2020/2/21	03:56	40	785	4.41×10^{-7}
2020/7/13	04:47	40	367	5.22×10^{-7}
2020/8/26	04:15	40	435	5.54×10^{-7}
平均值				5.07×10^{-7}

表 11 滲流計量測數據 (南區)

測試日期	經歷時間 (hr)	滲流計 直徑(cm)	整體流失 體積(cm ³)	滲流速率 (m/s)
2020/2/19	03:30	35	670	5.51×10^{-7}
2020/2/21	03:57	35	992	7.26×10^{-7}
2020/4/16	03:22	35	810	6.95×10^{-7}
2020/8/26	03:35	35	850	5.23×10^{-7}
平均值				6.24×10^{-7}

4.2 地電阻測勘

為建置夢幻湖的地下水流模式，除透過地下水井觀測外，本計畫透過地電阻 (electrical resistivity) 測勘進行非破壞性的地層調查，由於各種物質電阻率皆有差異，透過於地表通電並測量回饋值，來瞭解地下電阻率的分佈狀況，輔以適當地質資訊，將能應用於地質構造與地下水資源等調查，用以評估地表下的物質真實分布狀況。

4.2.1 地電阻測勘原理

地電阻法之測勘原理，乃利用直流電或低頻交流電流經由一對電極 (C_1 、 C_2) 通入地下，於地下建立人工電場，並利用另一對電極 (P_1 、 P_2) 測量電場在 P_1 、 P_2 間之電位差，而據此計算地層的視地電阻率 (apparent resistivity)。然而所推求出來的電阻率僅為代表地層綜合效應的視電阻率，並不為實際地層上的電阻率 (Loke, 2004)。

所以必須利用所求得的視電阻率作為初始值 (initial value) 做一反演分析。Loke (2004) 利用以最平滑最小平方法 (smoothness-constrained least-square method) 為基礎，並在反演的過程中利用半牛頓法 (quasi-Newton method) 等方法做為運算過程中的偏導函數 (partial derivatives)，加快了運算時間，大幅提升其使用效率及可讀性。地電阻是利用歐姆定律(式 4.5)，電流 (I) 與電位差 (ΔV) 成正比，而與電阻 (R) 成反比，當電流通過不同的地質材料時會因為電阻性質不同，而測得不同的電位差。

$$\Delta V = IR \quad (4.5)$$

電流流過地質材料之流線長度 (l) 和流線之總截面積 (A)，可由地質材料的電阻率 (ρ) 決定其電阻大小，故可表示為：

$$R = \rho \frac{l}{A} \quad (4.6)$$

透過在一均質的地表通入電流強度為 I 之單點直流電，電流會同經由電極點呈放射狀向外流出，並且電位差與電極的距離呈現反比變化，電位等勢線形成一個半球面體（如圖 61），並且電流垂直於電位等勢面（equipotential surface）。

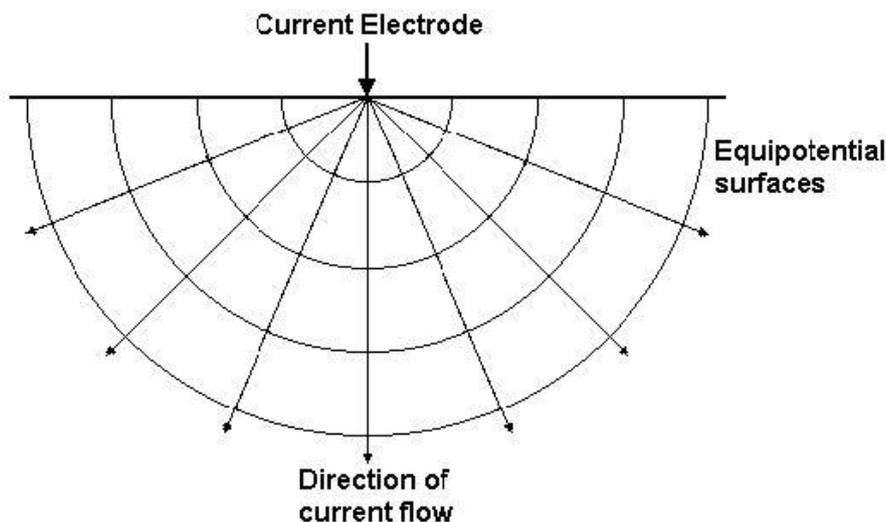


圖 61 來自單點電極的電流流動和電位等勢線分佈 (Loke, 2004)

在均質的介質中，電流是等量地分配在每一處。所以，在與電極相距 r 距離之處，電位也相等。因此，電流穿過均質且極薄介質 (dr) 的電位差為：

$$dV = I \left(\rho \frac{l}{A} \right) = I \left(\rho \frac{dr}{2\pi r^2} \right) \quad (4.7)$$

故與單點電極距離 r 處之電位為：

$$V_r = \int_r^{\infty} dV = \frac{I\rho}{2\pi} \int_r^{\infty} \frac{dr}{r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (4.8)$$

在實做中，所有電阻率的測量都是使用了兩支以上的電極，如圖 62 所示。在兩電極 $C1$ 及 $C2$ 之間佈設兩個電位極 $P1$ 及 $P2$ ，用以量測 $C1$ 、 $C2$ 間的電位差值。 $C1$ 為輸入端電流極以 $+I$ 表示； $C2$ 則為輸出端電流極 $-I$ 。其中， $C1$ 和 $P1$ 的距離為 $R1$ ； $P1$ 和 $C2$ 的距離為 $R2$ ； $C1$ 和 $P2$ 的距離為 $R3$ ； $P2$ 和 $C2$ 的距離為 $R4$ 。

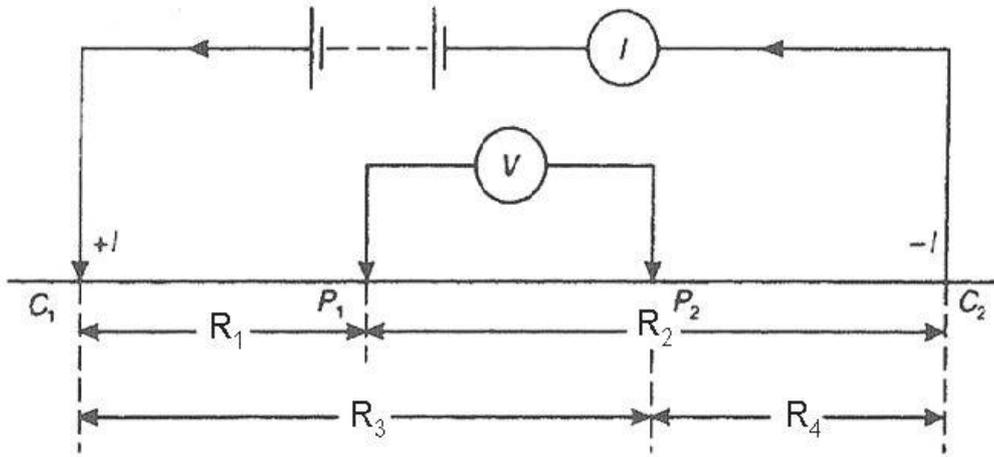


圖 62 雙點電極的排列示意圖 (Reynolds, 1997)

根據 (4.8) 式， C_1 以及 C_2 對 P_1 的電位貢獻分別為 $V_{C_1} = I\rho/2\pi R_1$ 及 $V_{C_2} = -I\rho/2\pi R_2$ ，且由靜電學原理可得知，多點電荷對某點產生的電荷大小，會等於每一個電荷對該點的電位加總。圖 63 顯示了由一對電極形成的電位分佈， P_1 的電位等於 $V_{C_1} + V_{C_2}$ ，即：

$$V_{P_1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \quad (4.9)$$

也可以獲得 P_2 的電位：

$$V_{P_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \quad (4.10)$$

故 P_1 與 P_2 之間的電位差 (ΔV) 為：

$$\Delta V = V_{P_1} - V_{P_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) - \left(\frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \right] \quad (4.11)$$

移項整理後，可得電阻率 (ρ) 為：

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left[\left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) - \left(\frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \right]} \quad (4.12)$$

上式描述了在具有 4 支電極陣列的均勻半空間上，所測量的電位差及電阻率。

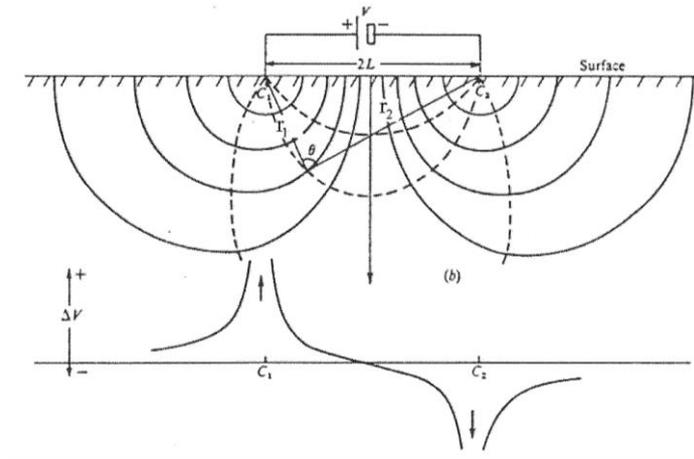


圖 63 雙點電極的電位分佈圖 (Telford *et al.*, 1990)

然而實際的現場調查一般是在非均勻介質上進行，因此地下電阻率具有三維特性。Oneill and Merrick (1984) 提出一般電極排列的觀念，將濾波理論應用於一般的 4 極排列 (four 4 electrodes configuration) 用同一組濾波加權係數 (filter weighting coefficient) 可以計算任何一種 4 極排列時的理論視電阻係數 (apparent resistivity)。故視電阻率測量仍然是通過兩支電流電極 (圖 62 中的 C_1 和 C_2) 將電流注入地下，並測量兩個電位電極 (P_1 和 P_2) 的最終電位差，根據電流 (I) 和電位差值 (ΔV)，計算視電阻率 (ρ_a)：

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (4.13)$$

其中， k 是四支電極的排列幾何因子 (geometric factor)：

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} - \frac{1}{R_3} + \frac{1}{R_4}\right)} \quad (4.14)$$

視電阻率可以透過 $\rho_a = kR$ 計算，計算出視電阻率並不是地層實際的電阻率，而是被視為均勻介質的電阻率 apparent 值，代表在此種電極排列情形下所有地層電性之綜合效應。視電阻率 (ρ_a) 與真實電阻率 (ρ) 可以利用反演 (inversion) 的技術決定出真實電阻率。在非均質介質的條件下，電流在不同材料交界面處，電流經過介質交界面時，因兩種介質的電阻率不同，而有電流折射的現象 (Hallof, 1982) 如圖 64 所示。

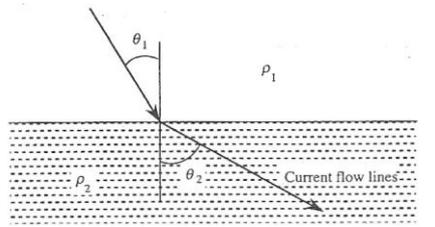


圖 64 非均質介質之電流折射 (Hallob, 1982)

當下層電阻率大於上層電阻率時 ($\rho_2 > \rho_1$)，電流進入下層介質時電流方向會趨向法線，即是電流方向與法線所夾角度會變小 ($\theta_2 < \theta_1$)；反之，下層電阻率小於上層電阻率時 ($\rho_2 < \rho_1$)，則電流方向在下層介質內會遠離法線 ($\theta_2 > \theta_1$)。

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} \quad (4.15)$$

當電流流過非均質介質時，電流密度分佈會隨著電阻率改變而變化，如圖 65 所示。當上下層介質相同時 ($\rho_2 = \rho_1$)，此時的電流密度是均勻分佈；當下層電阻率較大時 ($\rho_2 > \rho_1$)，電流密度較集中於上層的介質中；上層電阻率較大時 ($\rho_2 < \rho_1$)，電流密度則較集中於下層介質。

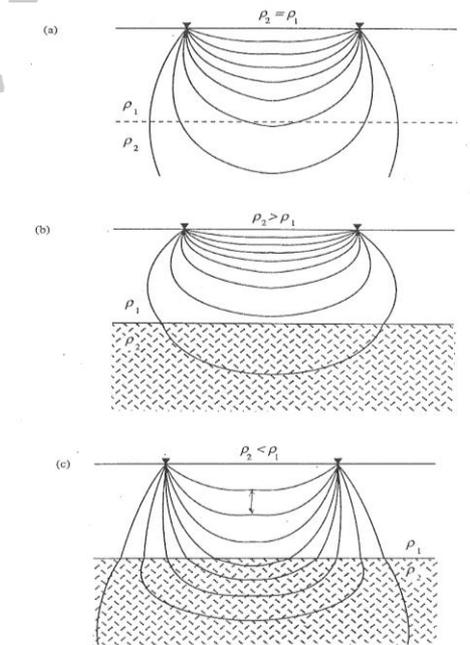


圖 65 非均質介質之電流密度分佈圖 (Hallob, 1982)

此外，van Nostrand and Cook (1966) 提出一個可計算的雙電流電極於非均質介質下的電流通過百分比公式：

$$\frac{\Delta I}{I} = \frac{2\rho_1}{\pi\rho_2} (1 + \kappa) \sum_{n=0}^{\infty} \kappa^n \left\{ \frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \left[\frac{2z(2n+1)}{L} \right] \right\} \quad (4.16)$$

式中， L 為電極的總展距長度； z 為交界面位置深度； κ 定義為介面反射係數， $\kappa = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$ 。由圖 66 可發現當電流通過雙層不同電阻率的電流比例，顯示出 κ 大於 0 時，下層介質電阻率大於上層，此時電流會選擇從較低電阻率的上層通過；反之，當 κ 小於 0 時電流向較低電阻率的下層集中。

因此，由 (4.16) 式也可得知，當電極間距越大時，總展距長度越大，會有較多的電流貫入較深的地層 (van Nostrand and Cook, 1966)。

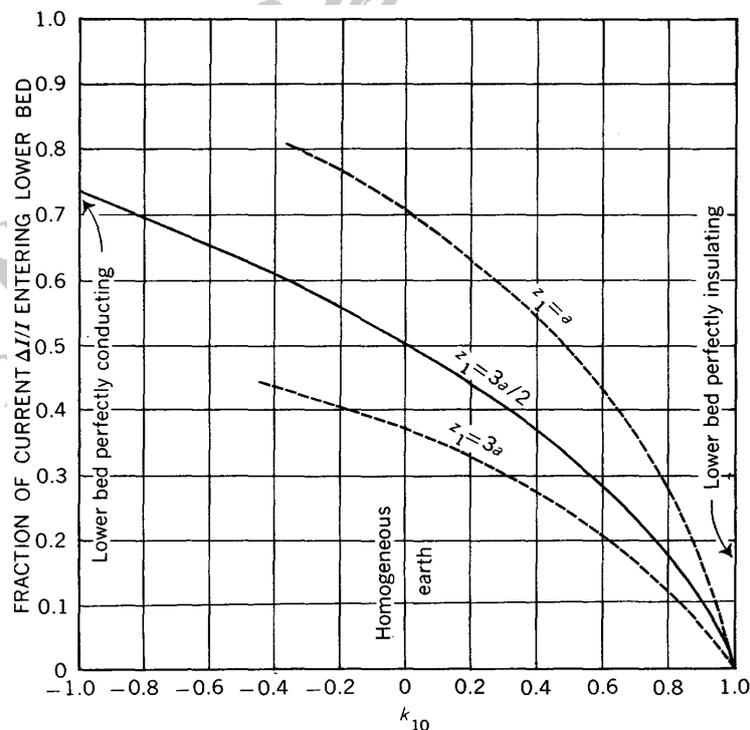


圖 66 雙電流電極於雙層介質下的電流通過深度 z 之比例 ($\Delta I/I$) (van Nostrand and Cook, 1966)

4.2.2 地電阻反演理論

地電阻的電阻率測量，透過兩個電流電極（發射端）和兩個接收電極之間的電位差（ ΔV ），將測量的電流（ I ）和電位差（ ΔV ）以及電極排列幾何因子（ k ）轉換為視電阻率（ ρ_a ）。而 $\Delta V/I$ 和 ρ_a ，可以藉助幾何因子（ k ）來回變換，再利用有限元素法（finite element）或有限差分法（finite difference）將地表下的大範圍區域切割成大量長方形網格（Dey and Morrison, 1979; Loke, 2004; Silvester and Ferrari, 1996）。先假設各網格的電阻率值後，選擇有限元素法或有限差分法進行正向建模（forward modeling），得到理論的視電阻率剖面分佈。

正向建模被定義為，基於模型參數、電極配置和模型的已知分佈來預測數據之過程。它是從模型空間到數據空間的映射。因此，正向建模創建合成的數據集。經由正向建模，可以在已知現地地層的地質條件情況下，於正向模型內設定電阻值，經計算得到理論視電阻率剖面，以預期不同電極排列方法與電極間距的情況下於現地可能產生的量測情形。正向建模的求解（forward solution），可以從 3D 偏微分控制方程式經傅立葉轉換為 2D 偏微分方程式，再解 2D 偏微分方程求得。

$$\frac{\Delta V}{I} = \frac{2\rho_1}{\pi\rho_2} (1 + \kappa) \sum_{n=0}^{\infty} \kappa^n \left\{ \frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \left[\frac{2z(2n+1)}{L} \right] \right\} \quad (4.17)$$

式中， \dot{V} 是經傅立葉轉換域中的純量電位（scalar electrical potential）； I 是電流； ξ 是傅立葉轉換域中的波數（wavenumber）； σ 是電導率（electrical conductivity）。

反演（inversion）過程中，其最佳化過程則是藉由正向建模的理論視電阻率值來與現地的量測值做誤差比對，以收斂出最後的反演結果。

反演則被定義為，基於數據和模型，用以確定模型參數的估計的過程。該模型是理想化數學表示的方式，且具有模型參數，而這些參數則是要從數據中估算的物理量。故反演是從數據空間到模型空間的映射，它從測量的電位差和電流數據重建地下電阻率分佈。

在反演過程的優化方法中，以迭代方式修改初始模型，以減小模型和數據值之間的差異。測量到的數據集可以寫為行向量 (column vector) \mathbf{y} ：

$$\mathbf{y} = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \quad (4.18)$$

式中， m 是數據集的量測資料值個數。模型反應函數寫為同樣型式的行向量 \mathbf{f} ：

$$\mathbf{f} = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \quad (4.19)$$

模型參數可以用行向量 \mathbf{q} 表示：

$$\mathbf{q} = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_n) \quad (4.20)$$

式中， n 是模型參數的個數。此時，測量數據和模型反應函數之間的差異，可以由差異向量 (discrepancy vector) \mathbf{g} 來表示：

$$\mathbf{g} = \mathbf{y} - \mathbf{f} \quad (4.21)$$

在最小平方優化法 (least-squares optimization method) 中，修改初始模型，則 (4.20) 式差值的誤差平方和 (E) 可最小化如下式：

$$E = \mathbf{g}^T \mathbf{g} = \sum_{i=1}^n g_i^2 \quad (4.22)$$

為了減少上述誤差值，使用 Gauss-Newton 法來求取差異向量 \mathbf{g} 所應改變的向量值 $\Delta \mathbf{q}$ ：

$$\mathbf{J}^T \mathbf{J} \Delta \mathbf{q}_i = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (4.23)$$

(4.23) 式中， \mathbf{J} 是 Jacobian 矩陣，其矩陣元素如下：

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (4.24)$$

這表示了，第 j 個模型參數的變化導致的第 i 個模型反應函數的變化。由此得到第 $k+1$ 次的模型參數 $\mathbf{q}_{k+1} = \mathbf{q}_k + \Delta\mathbf{q}_k$ ，從而進行疊代計算。

由於初始資料不佳常會造成 $\mathbf{J}^T\mathbf{J}$ 接近奇異矩陣 (singular)， $\Delta\mathbf{q}$ 的變異量因此過大，故 Inman (1975) 以 Marquardt-Levenberg 方法，加入一個係數 λ 來修正 (4.23) 式為下式，以避免 $\Delta\mathbf{q}$ 過大的改變量。

$$(\mathbf{J}^T\mathbf{J} + \lambda\mathbf{I}) \Delta\mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T\mathbf{g} \quad (4.25)$$

式中， \mathbf{I} 是單位矩陣 (identity matrix)；係數 λ 被稱為 Marquardt 或阻尼因子 (damping factor)，加入 λ 能有效地約束了參數變化向量的分量範圍。

然而，當模型參數的數量很大時，例如在由大量小單元組成的 2D 和 3D 反演模型中，透過該方法產生的模型可能具有虛假的過高或過低電阻率區域造成不穩定的電阻率分佈。為了克服這個問題，進一步修改成平滑約束最小平方法 (smoothness-constrained least-squares method)，其數學形式如下：

$$(\mathbf{J}^T\mathbf{J} + \lambda\mathbf{F}_R) \Delta\mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T\mathbf{R}_d\mathbf{g} - \lambda\mathbf{F}_R\mathbf{q}_k \quad (4.26)$$

式中， $\mathbf{F}_R = \alpha_x\mathbf{C}_x^T\mathbf{R}_m\mathbf{C}_x + \alpha_y\mathbf{C}_y^T\mathbf{R}_m\mathbf{C}_y + \alpha_z\mathbf{C}_z^T\mathbf{R}_m\mathbf{C}_z$ ； \mathbf{R}_d 和 \mathbf{R}_m 是加權矩陣，與模型粗糙度向量 (model roughness vector) 有關。透過此方法，當地層條件變化較為平滑的情況下，也就是介質的變化條件為漸變時，則以此種反演方法可得到較為合理的結果 (deGroot-Hedlin and Constable, 1990)。

4.2.3 地電阻影像剖面法

地電阻影像剖面法 (electrical resistivity imaging, ERI; resistivity image profiling, RIP) 是綜合一維探測的垂直與橫向探測結果，所組成的電阻率二維剖面 (two-dimensional profile)，適用於調查大範圍的地表下地層電阻率分佈情形，更能清楚地呈現出地層變化或地下結構物的分佈情形，屬於地球物理探測應用的一種非破壞性的探測技術。

該方法應用範圍廣泛，舉凡地質構造及地層變化、褶皺斷層、礦產分佈、地下水分佈調查以及地下孔洞等，在工程應用方面則有湧水帶探測、地下管線、煤坑、路基橋台淘空、鋪面孔洞等，甚至在連續壁品質瑕疵檢核、地下未知結構物探測檢核，以及地下水污染也有應用。目前工程實務上，以二維地電阻探測的應用較為廣泛。

地電阻影像剖面法的量測原理，是藉由將電流從電極流入地層中，再利用電位極量測地層所反應的電位差值，由該量測的電流值與電位差值，計算受測地層之視電阻率 (apparent resistivity)，再藉由改變不同電極間距與位置，即電極間距不斷增大，以獲得不同空間位置上的視電阻率值，此剖面空間的視電阻率稱為擬似電阻率剖面 (pseudo-section)，如圖 67 所示。

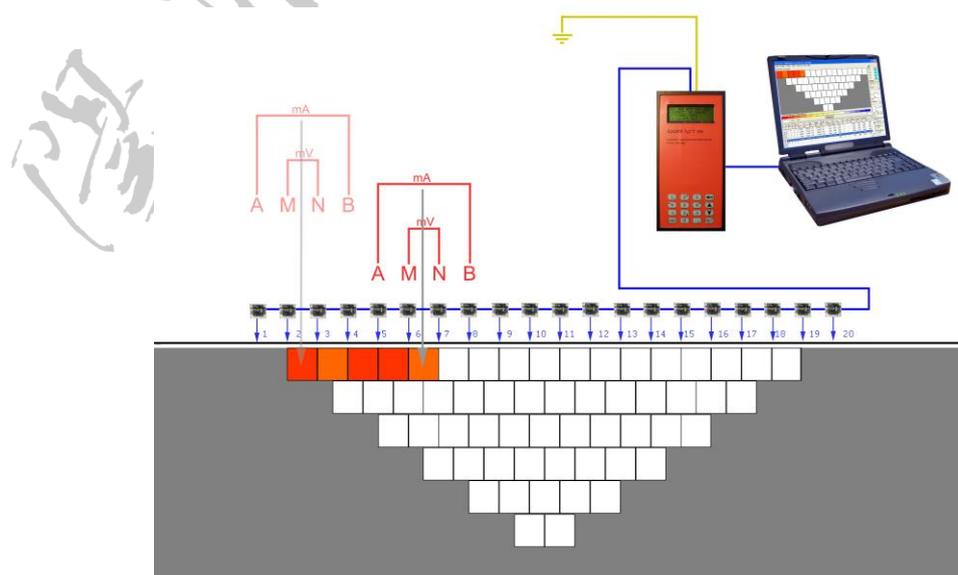


圖 67 地電阻影像剖面法及其擬似電阻率剖面圖

然而地電阻量測空間影響範圍視電極間距而定，間距越大其探測深度越深，不過相對其解析能力便降低，所以必須根據探測目的，在探測深度與解析度兩者之間取得平衡，以獲得較佳判釋結果。

一般常用的電極排列方式有：Wenner Array、Schlumberger Array、Dipole-dipole Array，如圖 68 所示。一般而言，Wenner Array 與 Schlumberger Array 較常應用於地層平緩區域做垂直測勘，Dipole-dipole Array 則較常應用於剖面測勘。圖 69 顯示出這三種常見的電極排列方式之電位分佈圖。由於不同的電極排列方式，其探測的解析度優劣與最大探測深度也有所差異，所以在工程實務上常會施做各種不同的電極排列法，以便於對每種排列方式的分析結果做互相比對與解釋，互補各排列方式所不足的地方。

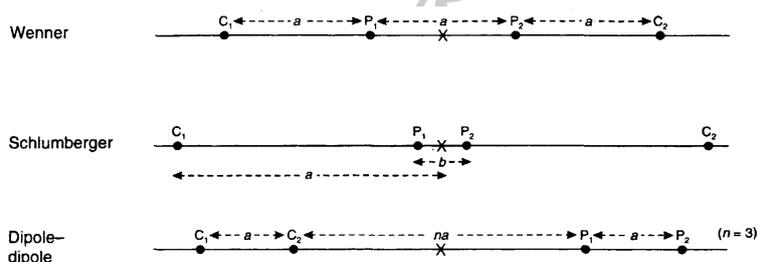


圖 68 常見的電極排列的方式 (Reynolds, 1997)

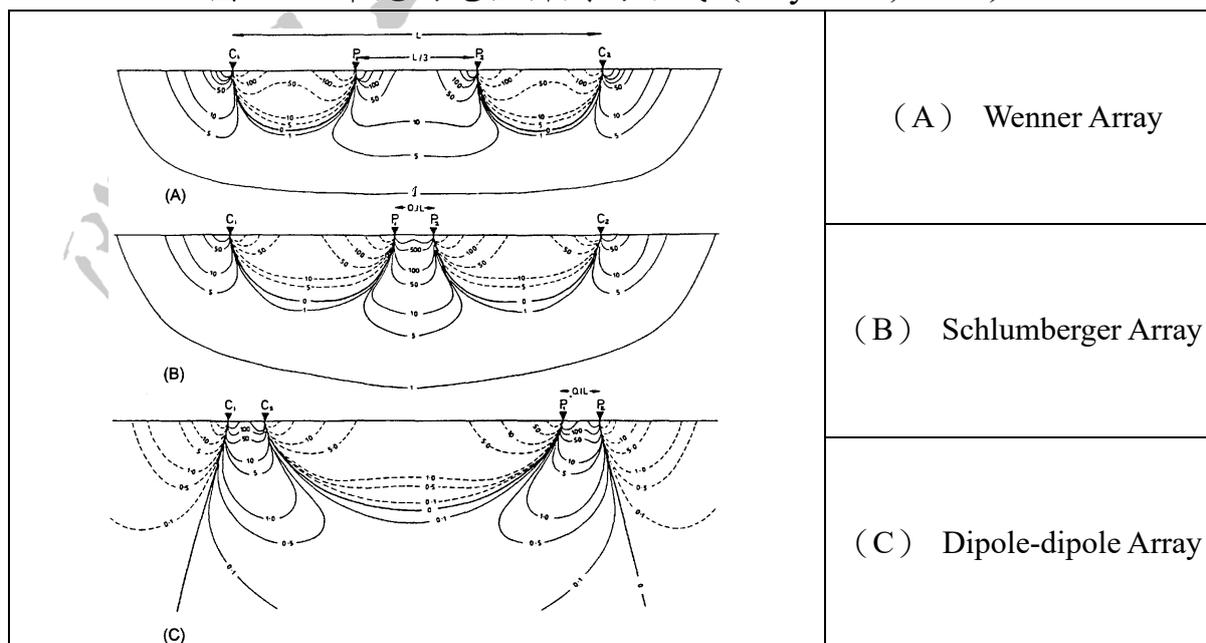


圖 69 電極排列方式的電位分佈圖 (Reynolds, 1997)

4.2.4 常見地質電阻值域

根據 Loke (2004) 彙整岩石、土壤和礦物等物質的電阻率 (Daniels & Alberty, 1966; Keller & Frischknecht, 1966; Telford et al., 1990) 如圖 70 所示。

火成岩 (igneous) 和變質岩 (metamorphic rocks) 具有高電阻率 (約 1,000~10,000,000 Ohm-m)，該岩類的電阻率在很大程度上取決於其破裂程度及其裂縫填充地下水之百分比。常見的沉積岩 (sedimentary rocks) 具有更高的孔隙率與含水量，因此具有比火成岩和變質岩更低的電阻率，其電阻範圍約為 10~10,000 Ohm-m，且大多數值都低於 1,000 Ohm-m。地下水 (groundwater) 的電阻率從 10~100 Ohm-m 不等，主要受到溶解鹽類的濃度所影響。透過利用各種材質的電阻率不相同的特性可協助判斷剖面法反演之結果。

由圖 70 可發現地下水的電阻率範圍從 10~100 Ohm-m，故本計畫初步採用電阻率 100 Ohm-m 作為地下水位的分界，在反演之電阻剖面圖上以白色虛線標示此分界線，虛線下方即為可能的地下水分佈，為潛在含水層 (圖 75 至圖 80)。

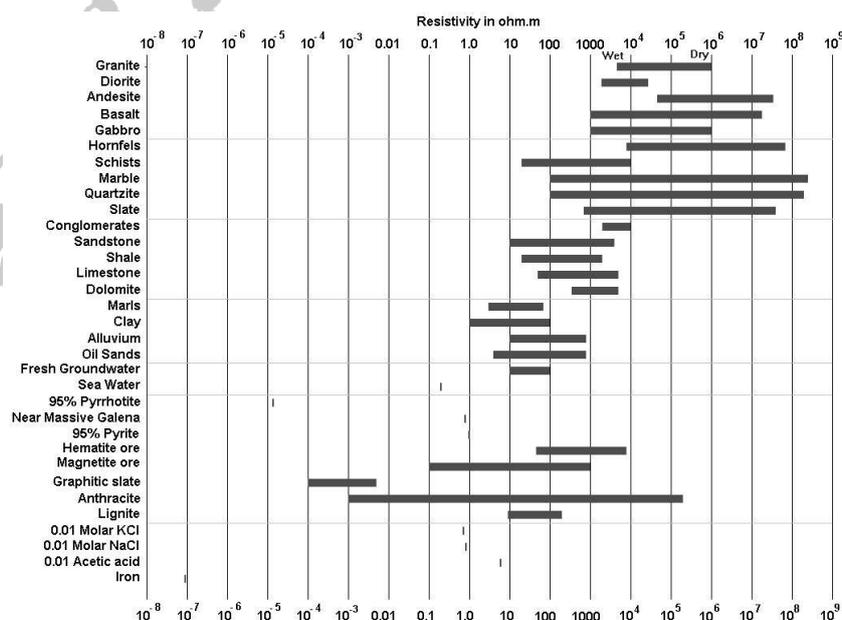


圖 70 岩石、土壤和礦物等各種材質的電阻率 (Loke, 2004)

4.2.5 地電阻測勘成果

「夢幻湖及附近窪地之剖面分析及定年研究」(陽明山國家公園管理處, 1990) 發現除湖區北部外, 其餘區域岩盤距地表不足 1m (圖 71), 此結果與「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(陽明山國家公園管理處, 2019) 進行之地下水井試操作, 南區鑽 4 次皆不到 1 m 就遭遇岩石結果相符, 但考慮到不排除鑽掘時所遇為岩塊而非岩盤, 故本計畫先透過於夢幻湖南北架設 130 m 之地電阻測線、東西向 2 到 3 條 40 m 之測線 (圖 72), 並透過地電阻剖面法分析夢幻湖地下物質之種類與分布狀況, 以此分析結果進行地下水模式建置之基礎。

第一次期中至第二次期中報告間, 夢幻湖的湖水位仍高, 且本區水質偏酸, 儀器遇酸性水質容易損壞, 無法執行原規劃的橫跨湖面地電阻影像剖面法, 故在 2019 年 8 月 30 日於湖水較淺之南側先進行地電阻影像剖面法 (圖 72, lake_v1、lake_v2、lake_S); 第二次期中至第三次期中報告間, 夢幻湖內一度幾乎無水, 已於 2020 年 7 月 14 日及 29 日執行原規劃的橫跨湖面地電阻影像剖面法 (圖 72, lake_A 及 lake_B、lake_C、lake_D)。

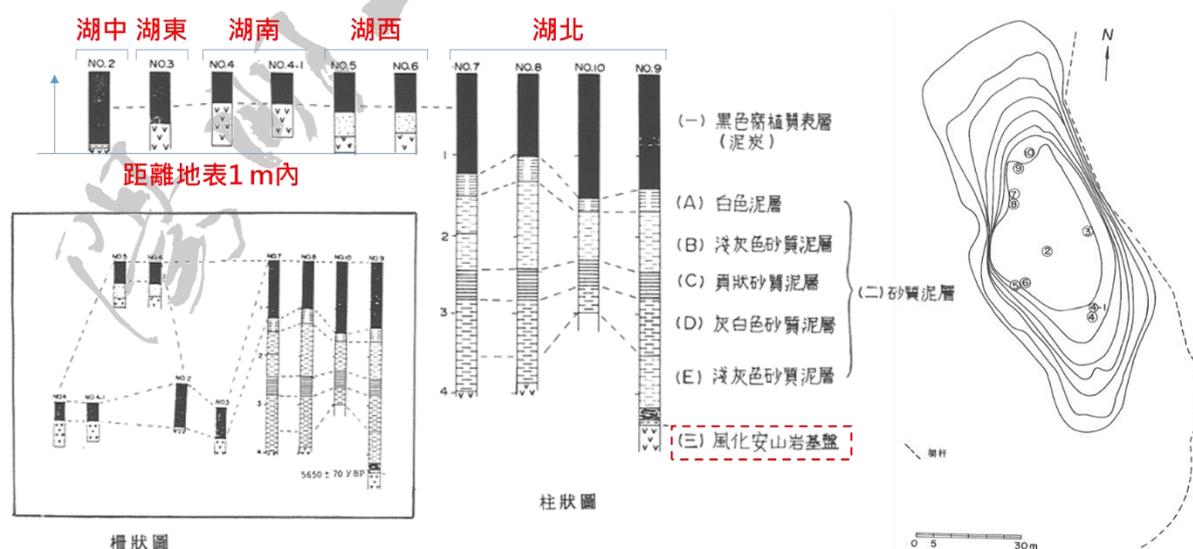


圖 71 夢幻湖鑽探深度與岩心取樣分析結果 (陽明山國家公園管理處, 1990)

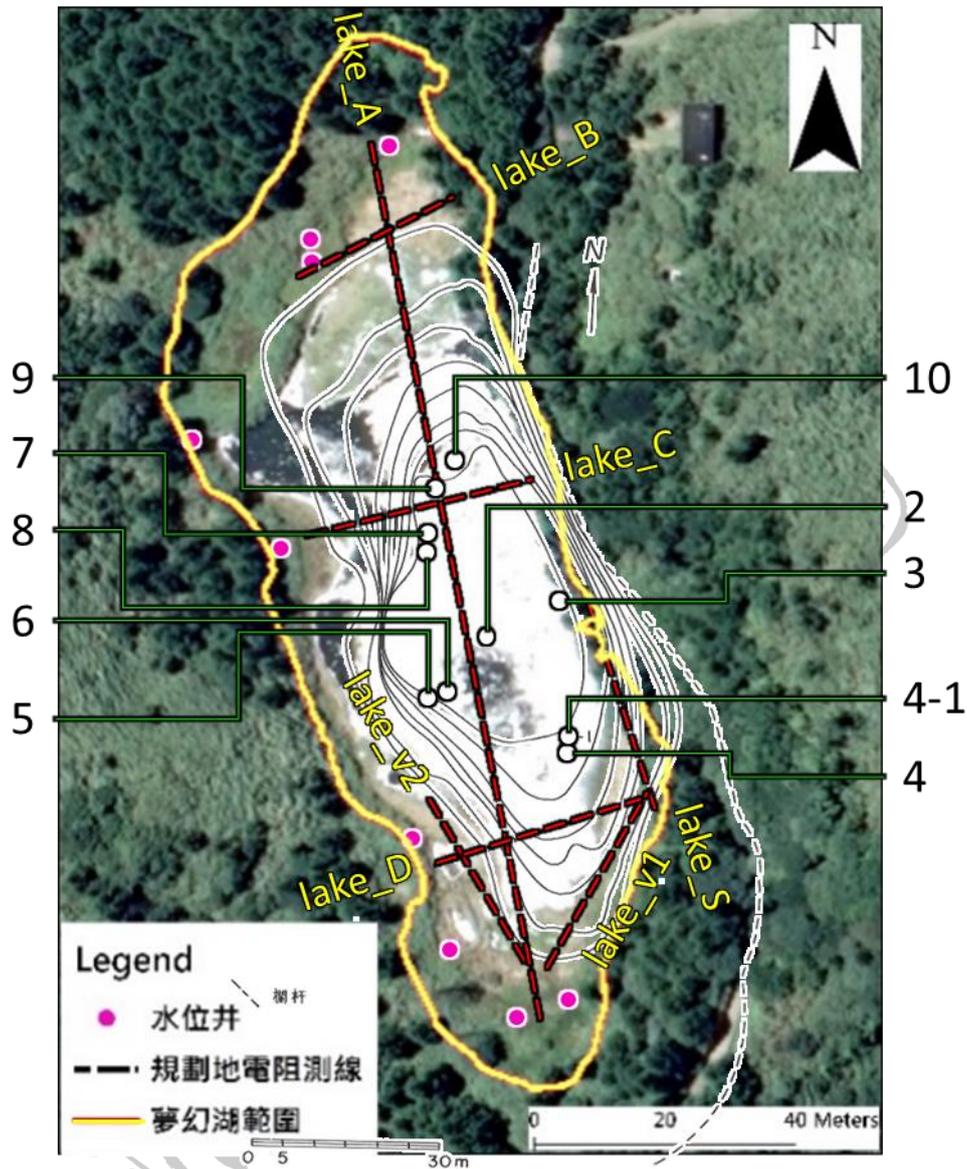


圖 72 夢幻湖地電阻規劃施作位置與現有地下水觀測井網位置圖

2019 年 8 月 30 日完成之湖區南側三條地電阻影像剖面現地照片如圖 73 所示。其中，電阻測勘測線 lake_v1 及 lake_v2 位於湖區南邊，lake_v2 鄰近地下水井點位 (W3)，距離約 1.5 公尺；測線 lake_s 則是位於觀景台往南側方向施測。

2019 年 8 月 30 日每條測線都分別串接 32 支電極，電極間距 1 公尺，總展距為 31 公尺，並且採用 Wenner Array 及 Dipole-dipole Array 的電極排列法進行二維地電阻影像剖面測勘，其測深分別為 5.7 公尺及 5.9 公尺。



圖 73 地電阻影像剖面法之測勘作業（2019 年 8 月 30 日）

2020 年 7 月 14 日及 29 日橫跨湖面之地電阻影像剖面法測勘作業如圖 74 所示。此次共進行四條測線：lake_A、lake_B、lake_C 及 lake_D。其中，測線 lake_A 為橫跨湖面南北岸之長測線，串接 63 支電極，電極間距 2 公尺，總展距為 124 公尺，並且採用 Wenner Array 的電極排列法進行二維地電阻影像剖面測勘，其探測深度為 22.8 公尺。

測線 lake_B、lake_C 及 lake_D 為橫跨湖面東西岸之短測線，串接 32 支電極，電極間距 1 公尺，總展距為 31 公尺，一樣採用 Wenner Array 的電極排列法進行二維地電阻影像剖面測勘，其測深為 5.7 公尺。後續分析採用 Advanced Geosciences, Inc. 所開發出之二維地電阻影像逆推反算程式 EarthImager 2D，根據各種不同電極排列，與施測位置順序等資料，自動反推計算出半球面空間中的二維地電阻模型，產生地電阻影像剖面。



圖 74 地電阻影像剖面法之測勘作業（2020 年 7 月 14 日及 7 月 29 日）

後續分析則採用 Advanced Geosciences, Inc.所開發出之二維地電阻影像逆推反算程式 EarthImager 2D，該方法根據各種不同電極排列，與施測位置順序等資料，自動反推計算出半球面空間中的二維地電阻模型，產生地電阻影像剖面。本計畫使用反演後之電阻剖面圖，將土層剖面之電阻值分佈成像，利用地層土體之高電阻率及地下水之低電阻率特性，判釋地下水位之位置。

1. 測線 lake_v1

lake_v1 測勘結果經反演後之電阻剖面圖如圖 75 所示，結果顯示夢幻湖底的地質構造具有明顯分層，地表深度 1 公尺內之電阻率分佈範圍為 330~440 Ohm-m，屬於結構鬆散的沉積層，與地質鑽探報告中 NO.3 與 NO.4 的黑色腐植質沉積層相符（陽明山國家公園管理處，1990）；深度 1~2 公尺，即有明顯較高的電阻率分佈，範圍為 400~900 Ohm-m；深度 2~4 公尺，電阻率降至 130~300 Ohm-m，推測為沉積層分佈，對照地質鑽探報告（陽明山國家公園管理處，1990）可能為砂質泥層，與夢幻湖因崩塌堰塞而成窪地一說相符；深度大於 4 公尺時電阻率小於 100 Ohm-m，此區域可能為受壓含水層（白色虛線下方）。

圖 76 為測線 lake_v1 以 Dipole-dipole Array 電極排列法施測的二維地電阻影像剖面，同樣也顯示出湖底的地質構造具有明顯的分層，與 Wenner Array 電極排列法相比較後可發現結果相近。

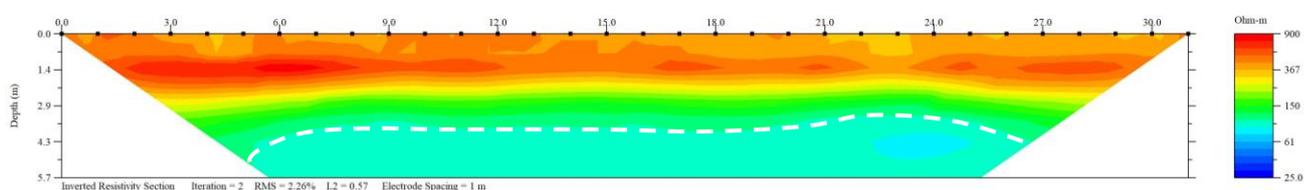


圖 75 夢幻湖湖區南側 lake_v1 測線 (Wenner Array)

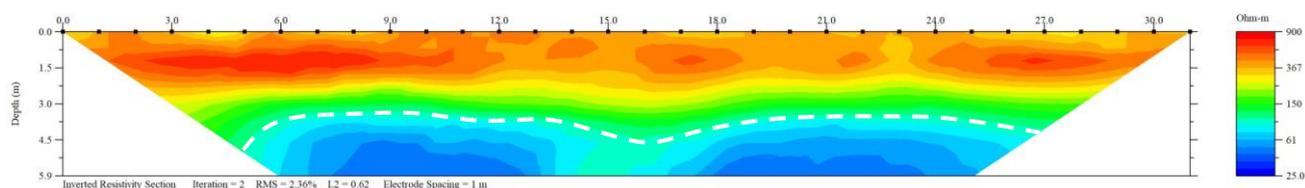


圖 76 夢幻湖湖區南側 lake_v1 測線 (Dipole-dipole Array)

2. 測線 lake_v2

以 Wenner Array 電極排列法施測的二維地電阻影像剖面 lake_v2 (圖 77)，其左上部電阻率較大之區域 (橘紅色) 為測線 lake_v1 底下高電阻值地層之延伸，左下部及右半部則為沉積層分佈。在左上部高電阻值地層上方，存在約 1 公尺深明顯的分層，其電阻率為 150~440 Ohm-m，代表約有 1 公尺深的結構鬆散的沉積層分佈，對照地質鑽探報告 (陽明山國家公園管理處，1990) 中 NO.4、NO.5 與 NO.6 的黑色腐植質沉積層相符。其中，電極 12~18 之處，地表面有湖水分佈，土壤含水量較高，電阻率也反應此結果。高電阻值地層所在位置的深度約為 1~2 公尺，呈現帶狀分佈，其電阻率範圍從 400~900 Ohm-m，為測線 lake_v1 底下的高電阻值地層之延伸。沉積層 (左下部及右半部) 的電阻率範圍從 110~300 Ohm-m 分佈。

Dipole-dipole Array 電極排列法施測的二維地電阻影像剖面 (圖 78) 左上部也有探測到高電阻值分佈，深度約在 1~2 公尺。左下部有一塊電阻率較低的區域，可能為潛在含水層 (白色虛線下方)

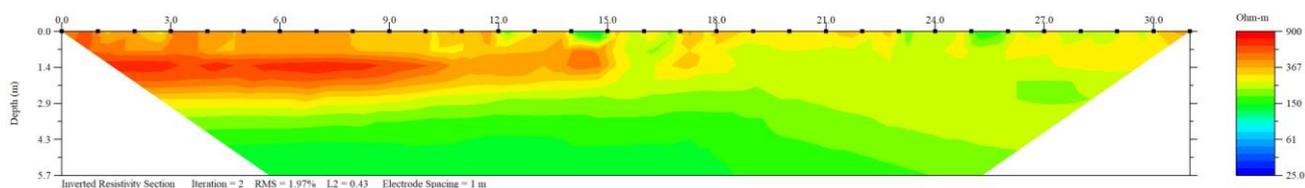


圖 77 夢幻湖湖區南側 lake_v2 測線 (Wenner Array)

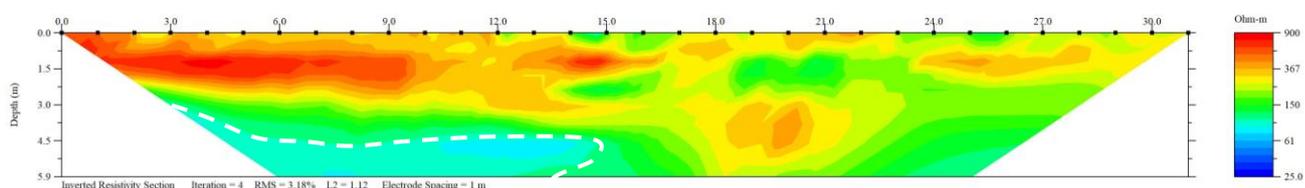


圖 78 夢幻湖湖區南側 lake_v2 測線 (Dipole-dipole Array)

3. 測線 lake_s

以 Wenner Array 電極排列法施測的二維地電阻影像剖面之 lake_s，結果顯示如圖 79，可發現湖底的地質構造具有明顯的高電阻值地層（似為風化安山岩盤）呈現帶狀分佈，深度約為 1~2 公尺，其電阻率範圍從 400~900 Ohm-m。在該高電阻值地層上方，存在接近 1 公尺深的沉積層，其電阻率為 80~440 Ohm-m。當深度超過 2 公尺的位置，電阻率降至 300 Ohm-m 以下，為砂質泥層沉積層的分佈區域。左下角及右上角均有電阻率較低之區域，其電阻率低於 100 Ohm-m，可能有潛在含水層（白色虛線下方）分佈。右上角的區域是觀景台位置，其湖水水深較深，飽和含水量高，電阻率也較低，約在 80~150 Ohm-m 之間。

以 Dipole-dipole Array 電極排列法施測的二維地電阻影像剖面（圖 80）與 Wenner Array 電極排列法分析的結果相似，湖底的地質構造具有明顯的高電阻值地層呈現帶狀分佈，深度約為 1~2 公尺，在此高電阻值地層上方，有沉積層分佈，而高電阻值地層下方，則為低電阻值的分佈位置，分佈於深度大於 3 公尺的區域。

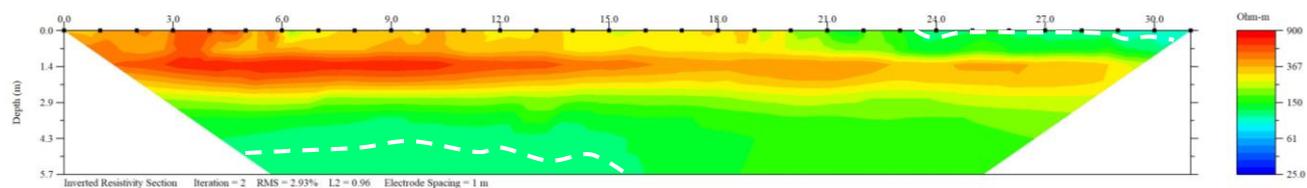


圖 79 夢幻湖湖區南側 lake_s 測線（Wenner Array）

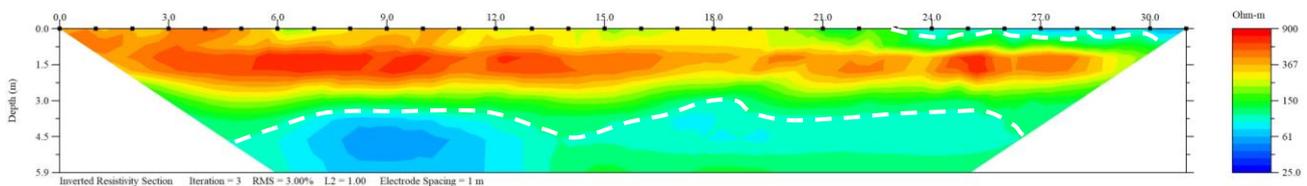


圖 80 夢幻湖湖區南側 lake_s 測線（Dipole-dipole Array）

4. 測線 lake_A

本計畫使用較為常用的 Wenner Array 電極排列法施測二維地電阻影像剖面，此電極排列法具有適合地層平緩區域、測量速度快及範圍廣等優點。其測勘結果如圖 81 所示，圖中從上到下分別為測量的視電阻剖面（measured apparent resistivity pseudo-section）、軟體計算之視電阻剖面（calculated apparent resistivity pseudo-section）及反演後之電阻剖面（inverted resistivity section）。本計畫使用反演後之電阻剖面圖，將土層剖面之電阻值分佈成像，利用地層土體之高電阻率及地下水之低電阻率特性，判釋地下水位之位置及岩層分佈狀況。

測線 lake_A 的總展距為 124 公尺，電極間距 2 公尺，無湖水，靠近北側有些許積水，土表呈現濕潤。圖 81 的反演結果顯示夢幻湖底的電阻率以層狀漸變，由淺層往深層變大。圖中從左到右為南岸到北岸，地表深度 4 公尺內，電阻率分佈範圍從 1~500 Ohm-m，屬於結構鬆散的沉積層，對照地質鑽探報告(陽明山國家公園管理處, 1990)中 NO.2、NO.4、NO.9 與 NO.10 的黑色腐植質沉積層及砂質泥層相符。

圖中左側靠近地表處（南岸）0~15 公尺存在一些大石塊，所以電阻率較高，而中間偏右側土表處（偏北岸）48~96 公尺因為有湛水深，故電阻率較低。地表深度 4~6 公尺存在一些電阻率較低的藍色區域，推測是水分累積在岩盤無法向下入滲，造成含水量相對較高的區域。

地表深度 10 公尺以下有明顯的高電阻率分佈，電阻率範圍從 500~8029 Ohm-m，圖中大範圍紅橘色區域為風化安山岩盤，此圖呈現出整體的土層剖面為層狀堆積分佈。

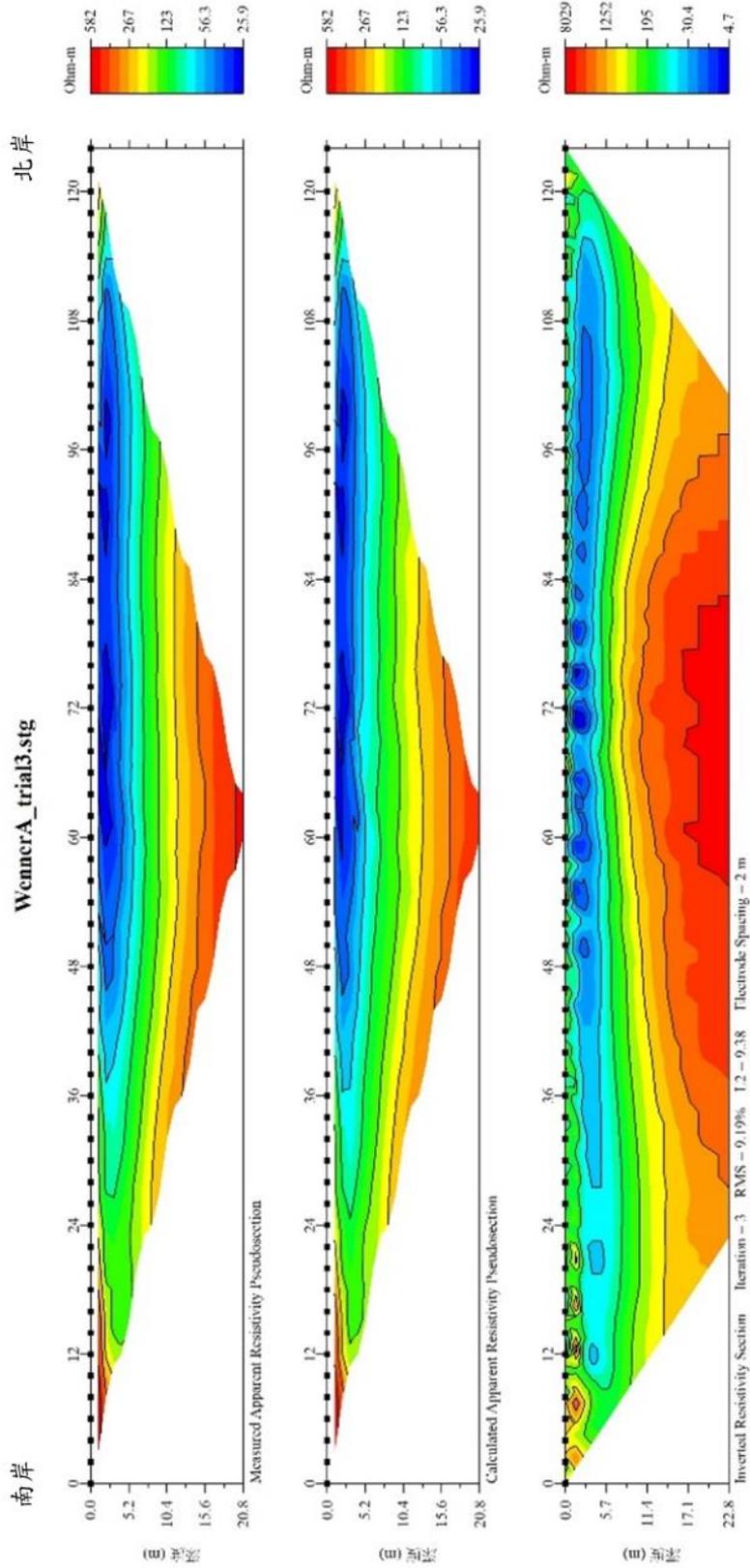


圖 81 夢幻湖湖區 lake_A 測線 (Wenner Array)

5. 測線 lake_B

圖 82 為測線 lake_B 以 Wenner Array 電極排列法施測的二維地電阻影像剖面，地電阻總展距 31 公尺，電極間距 1 公尺，無地表水。圖中從左到右為東岸到西岸，B 測線 17 公尺處與測線 lake_A 的 102 公尺處交匯，兩測線所測得的電阻率同深度相比較之下是一致的。

根據測線 lake_A 的結果，此測線 lake_B 深度達 5.7 公尺尚無法測出底下高電阻率的風化安山岩岩盤，電阻率分佈範圍從 12.8~536 Ohm-m，依電阻率判斷仍屬於結構鬆散的沉積層，對照地質鑽探報告（陽明山國家公園管理處，1990）中提及北岸鑽探深度 4 公尺以下為風化安山岩層，地電阻探測結果與鑽探報告有些許出入，值得再做更深層的鑽探調查。

地表深度 1 公尺為分界，以上電阻率偏高，而以下電阻率偏低，由於前一個月份此區域是有湖水的情況，近期因為降雨量減少，以及高溫曝曬，導致淺層土表 (<1 公尺) 水分被蒸發。由於腐質層與泥層保水能力佳，因此深度 1 公尺以下含水量較高。由此結果可以判斷，當表土處於乾燥的狀態，深度 1 公尺以下依然可以保有較高的水分含量。

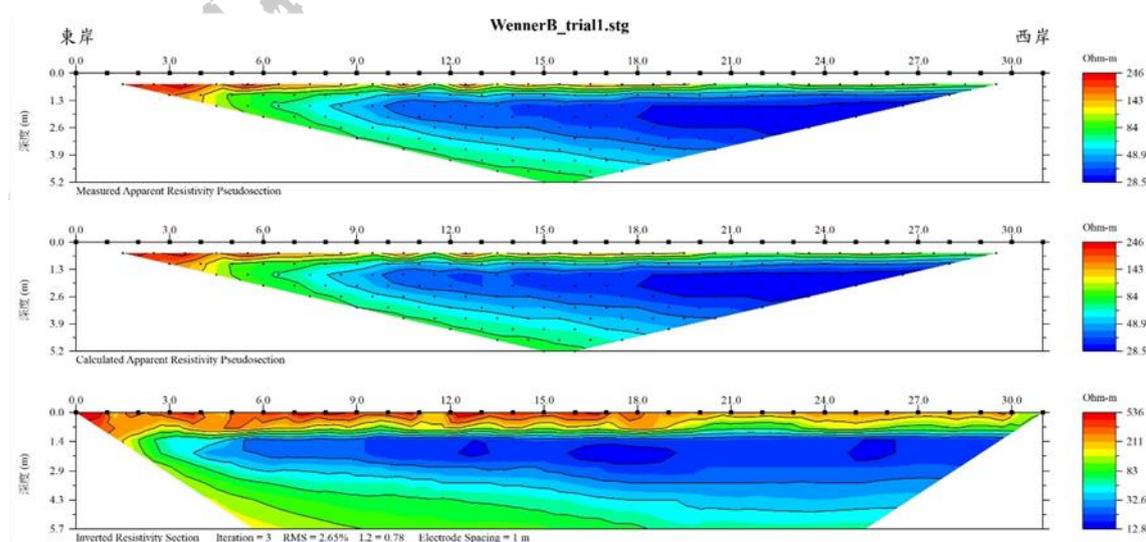


圖 82 夢幻湖湖區 lake_B 測線 (Wenner Array)

6. 測線 lake_C

圖 83 為位於觀景台附近的測線 lake_C，以 Wenner Array 電極排列法施測的二維地電阻影像剖面，總展距 31 公尺，電極間距 1 公尺，也無地表水分佈，但此處的土壤潮濕。圖中從左到右為東岸到西岸，C 測線 16 公尺處與測線 lake_A 的 66 公尺處交匯，兩測線在交匯處的結果相同。

根據測線 lake_A 的結果，此測線 lake_C 深度達 5.7 公尺尚無法測出底下高電阻率的風化安山岩岩盤，電阻率分佈範圍從 13.1~257 Ohm-m，依電阻率判斷仍屬於結構鬆散的沉積層，地表深度 1 公尺處有明顯層狀分佈，整體而言與測線 lake_B 的結果相同。

測線 lake_C 整體電阻率較測線 lake_B 為低，且測線 lake_C 的最高電阻率為 257 Ohm-m 也低於測線 lake_B 的最高電阻率 536 Ohm-m，是由於此處土壤潮濕、泥濘，所以測線 lake_C 有較高的含水量，也同時反應在較低的電阻率上。

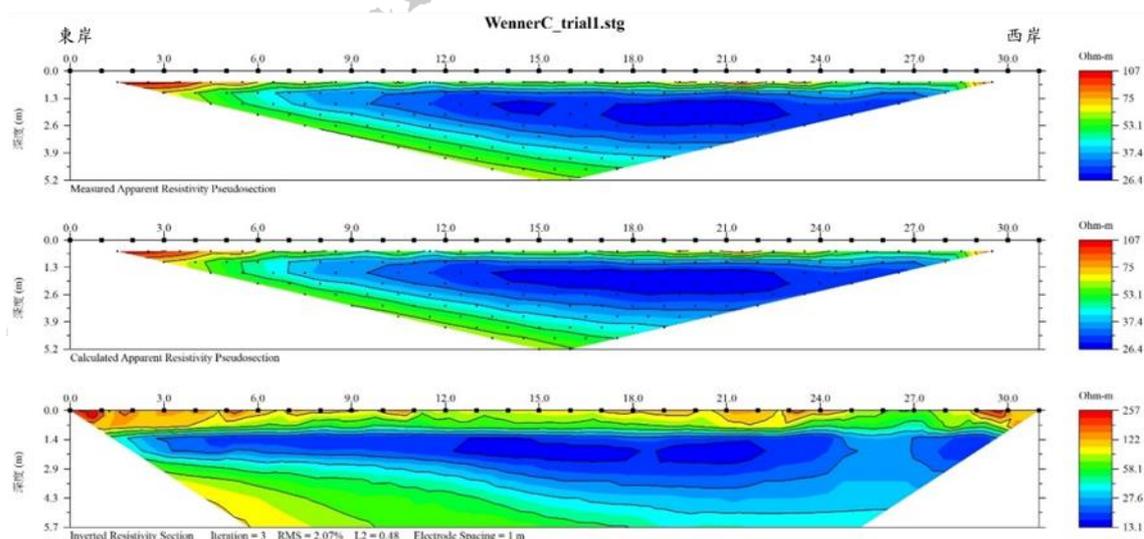


圖 83 夢幻湖湖區 lake_C 測線 (Wenner Array)

7. 測線 lake_D

圖 84 為位於湖區南側的測線 lake_D，以 Wenner Array 電極排列法施測的二維地電阻影像剖面，總展距 31 公尺電極間距 1 公尺，無地表水。圖中從左到右為東岸到西岸，D 測線 20 公尺處與測線 lake_A 的 28 公尺處交匯，兩測線所測得的電阻率在同深度下是一致的。

此測線深度達 5.7 公尺，與測線 lake_B 及 lake_C 相同，無法測得風化安山岩岩盤，此探測結果與鑽探報告有些許不相符。圖左側（東岸）在地表深度 1.4 公尺內，電阻率分佈範圍從 500~893 Ohm-m，這是由於此位置可能存在一些大石塊。而其他處（西岸）電阻率分佈範圍從 44.1~500 Ohm-m，則屬於結構鬆散的沉積層。

測線 lake_D 的整體電阻率比測線 lake_B、lake_C 高，代表此區域的含水量較低。由結果可以判斷 1.4 公尺以下含有較高的含水量，為可能的地下水分佈區域。綜合測線 lake_B、lake_C 及 lake_D，可以推斷出地表水比較容易由圖右側（西岸）入滲到土壤深層。

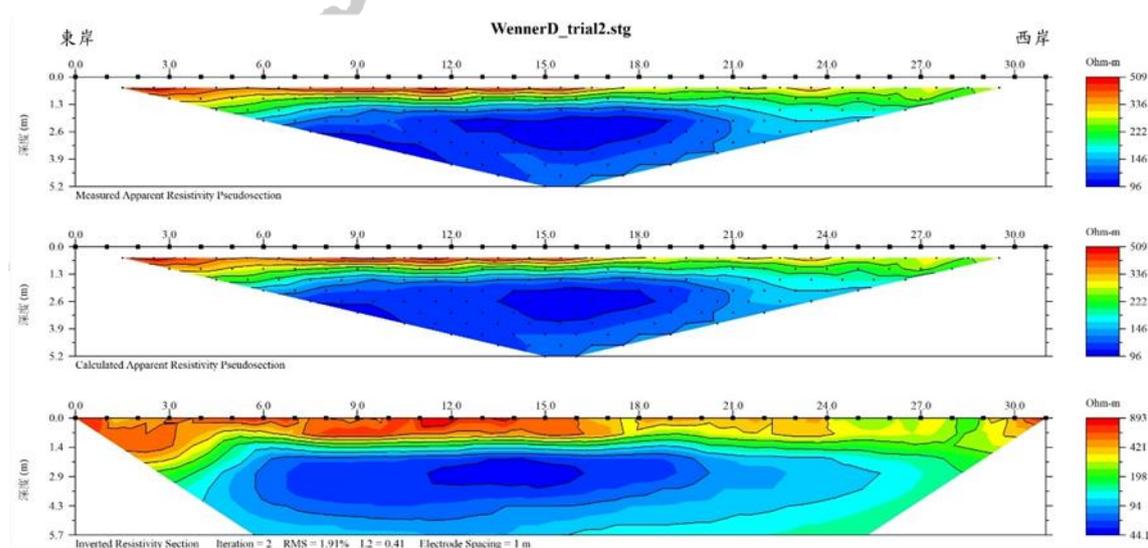


圖 84 夢幻湖湖區 lake_D 測線 (Wenner Array)

4.2.6 地電阻影像剖面綜合成果討論

1. 測線 lake_v1、lake_v2、lake_s

將 4.2.5 節中圖 76、圖 78、圖 80 的 3 條測線之分析結果，依測線位置組合成夢幻湖湖區南側之地層電阻影像剖面，如圖 85 所示。可發現從觀景台朝往湖區南側方向，存在一明顯的高電阻值地層（橘紅色），其深度約在 1~2 公尺處，該地層在湖底的涵蓋範圍大，幾乎湖區東南側均在範圍內。此高電阻值地層上方，沉積了約 1 公尺的沉積層。

高電阻值地層下方，深度大於 3 公尺之區域（藍色），為潛在含水層可能分佈之區域。「夢幻湖及附近窪地之剖面分析及定年研究」（陽明山國家公園管理處，1990）指出夢幻湖除了湖區北側外，其餘區域岩盤距地表不足 1 公尺，與地電阻測勘的結果相符。但由於夢幻湖缺乏更深層的鑽探資料，對湖水較淺之南側進行探測的結果，尚無法得知湖區南側超過 1 公尺深度的岩盤分佈及地質構造是否如地電阻影像剖面的結果。



圖 85 夢幻湖湖區南側三條地電阻影像剖面（Dipole-dipole Array）

2. 測線 lake_A、lake_B、lake_C、lake_D

將 4.2.5 節中圖 81 至圖 84 的 4 條二維地電阻影像剖面，依測線位置組合成夢幻湖湖區地層電阻影像剖面，如圖 86 所示。圖 86 採用 Wenner Array 電極排列法所探測的結果而繪製。圖中，測線 lake_A 存在一明顯的風化安山岩盤分佈（橘紅色），其深度約在 10 公尺處，岩盤在湖底的涵蓋範圍大。此處岩盤上方，沉積了約 4~6 公尺的沉積層。地表深度 5 公尺以內之區域（藍色），為潛在含水層可能分佈之區域。除此之外，本次的地電阻測勘作業透過測線 lake_B、lake_C 及 lake_D 可以初步判斷 1.4 公尺以下含有較高的含水量，為可能的地下水分佈區域。

由於「夢幻湖及附近窪地之剖面分析及定年研究」（陽明山國家公園管理處，1990）指出夢幻湖除了湖區北側外，其餘區域岩盤距地表不足 1 公尺，與此次地電阻測勘的深度有些許不相符，並且夢幻湖缺乏更深層的鑽探資料，尚無法得知湖區南側超過 1 公尺深度的岩盤分佈及地質構造，是否如地電阻影像剖面的結果，建議未來在情況允許之下進行更深層的鑽探加以驗證。

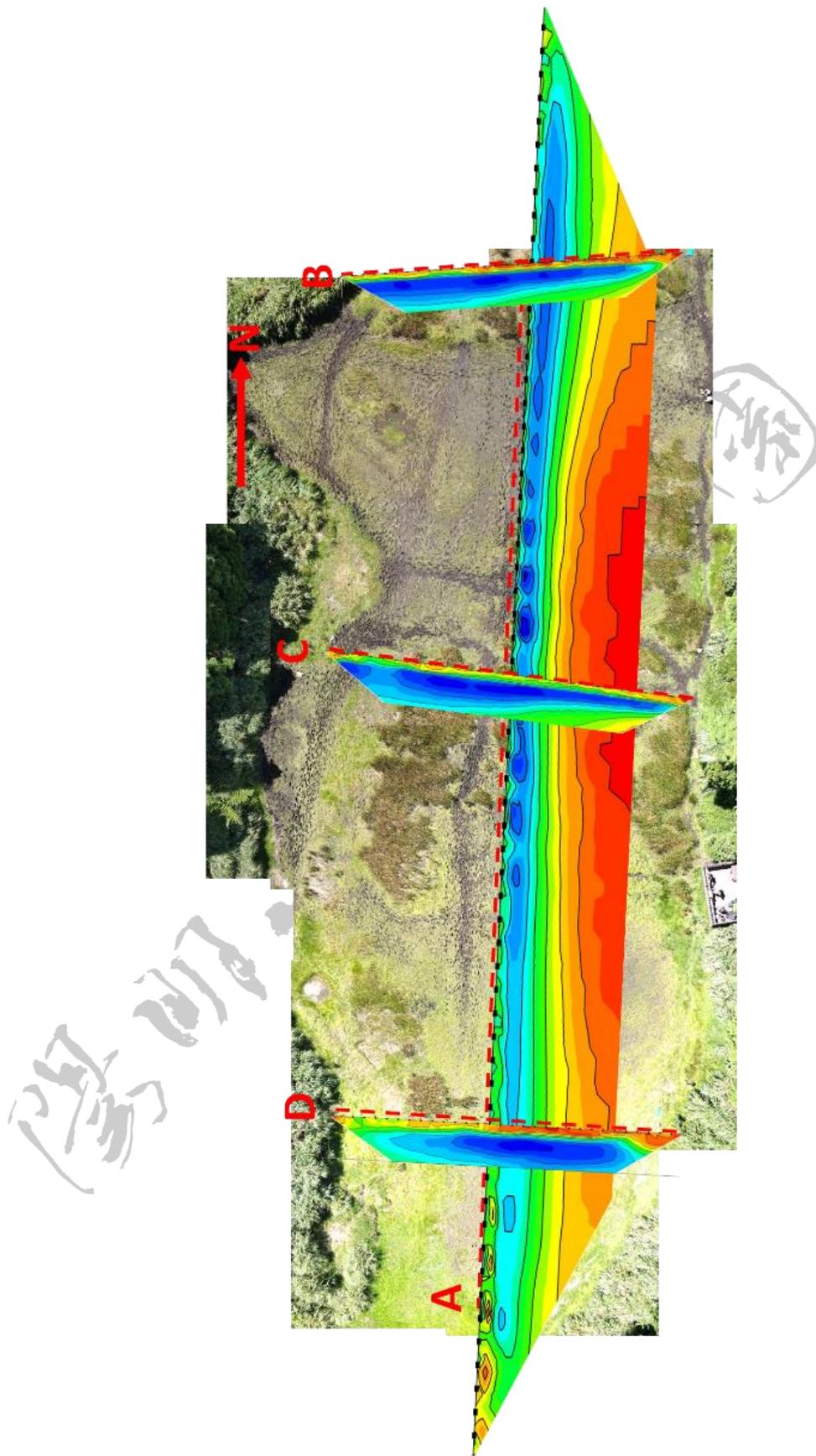


圖 86 夢幻湖湖區四條地電阻影像剖面 (Wenner Array)

4.3 水質調查

環境中之水質與水循環系統中之水源、傳遞介質及傳遞方式等因素有關，湖泊水系與地下水系相互傳遞的過程也同時牽動兩個系統的水質變化，對於地下水水質在空間及時間上變化的掌握，亦可作為追蹤水體流動的方法之一（Martin and Dean, 1999; Birk et al., 2004; Baena et al., 2009）。

本計畫針對地下水井、裂隙、湖水與湖區周圍進行水質調查（圖 87 與圖 88），水質項目包含：溫度、導電度、pH 及溶氧（如表 12 所示）。

表 12 水質作為環境因子調查一覽表

調查項目	調查目的及意義
溫度	<ol style="list-style-type: none">1. 水溫可能影響微生物的活性及代謝速率等面向，透過系統性的調查可以掌握環境與生物系統的變遷。2. 水溫於地表及地下具有差異性，因此了解表面水、地下水及出流等不同系統之水溫背景條件，可以作為水源及水體傳遞路徑分析之基礎。
導電度	導電度受水中離子濃度、價數等特性有關，而地表水及地下水間因為不同介質的組成，造成導電度具有差異性；因此，了解表面水、地下水及出流等不同系統之導電度背景條件，可以作為水源及水體傳遞路徑分析之基礎。
酸鹼度	<ol style="list-style-type: none">1. pH 值可能會影響微生物的生長情形，透過系統性的調查可以掌握環境與生物系統的變遷。2. pH 值與水體傳遞過程中介質的污染、過濾、吸附等行為有關，而地表水及地下水間因為具有不同的介質組成與傳輸路徑，造成 pH 值具有差異性；因此，了解表面水、地下水及出流等不同系統之 pH 值背景條件，可以作為水源及水體傳遞路徑分析之基礎。3. pH 值影響示蹤劑的檢測能力，因此對於 pH 值的掌握為示蹤劑試驗規劃及執行之重要基礎。
溶氧	溶氧可能影響生物的存活條件，透過系統性的調查可以掌握環境與生物系統的變遷。



圖 87 水質資料收取與設備架設位置

		
<p>樹木淋洗集水器 (1 號)</p>	<p>樹木淋洗集水器 (2 號)</p>	<p>樹木淋洗集水器 (3 號)</p>
		
<p>樹木淋洗集水器 (東南側山壁)</p>	<p>集雨器</p>	<p>水質井</p>

圖 88 水質調查之水體收集設備

本計畫以手持式水質調查儀於現地進行調查，調查頻率以一季一次為原則，並視極端氣候條件（如颱風/季風帶來強降雨）補充調查。其中，2020年7月13日的湖水幾乎乾涸，可能因此測得極低的溶氧數值。本計畫共進行20次水質調查（表13至表18），與同期進行「108-110年度夢幻湖生態保護區基礎調查及水文長期監測計畫」之湖水水質檢測結果的統計比較如圖89，溶氧、酸鹼值、導電度的數據統計分布上大致相似。

對雨水、樹木淋洗水、地下水、山壁出流與湖水之關係做相關性分析，結果如下列各分節所示，重點整理水質調查發現如下：

- （一）湖水 pH（酸鹼值）與湖水位呈中度負相關。
- （二）地下水之溶氧長期低於湖水。
- （三）地下水之導電度大於湖水。
- （四）湖水水質長期處於酸性狀態，地下水則是長期呈現近中性。
- （五）地下水之水溫與裂隙出流低於湖水。

表 13 水質調查數據 (1/6)

調查時間	測站	調查值				備註
		溫度 (°C)	導電度 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	pH	溶氧 (mg/L)	
(1) 2019/6/21	湖水	30.33	22	4.13	8.21	
	C3	-	57	4.28	7.97	
(2) 2019/6/26	湖水	24.22	24	3.91	8.52	
	C3	18.48	41	4.55	9.29	
(3) 2019/7/1	湖水	26.23	23	3.84	8.15	
	集雨器	30.15	17	4.04	7.29	
	樹木淋洗器(1)	-	-	-	-	無水
	樹木淋洗器(2)	25.37	18	4.21	6.02	
	樹木淋洗器(山壁)	24.57	47	4.96	7.00	
	C3	19.35	36	3.50	9.16	
(4) 2019/8/2	湖水	27.52	24	4.39	7.95	
	集雨器	30.99	19	3.98	7.51	
	樹木淋洗器(1)	27.75	47	3.87	7.30	
	樹木淋洗器(2)	26.70	15	4.49	7.26	
	樹木淋洗器(3)	27.09	70	5.61	7.10	
	北區水質井	21.95	188	6.37	0.24	
	南區水質井	-	-	-	-	無水
	樹木淋洗器(山壁)	26.01	78	6.05	8.23	
	C3	-	-	-	-	無水
(5) 2019/8/30	湖水	27.06	34	3.91	8.33	
	集雨器	26.86	24	4.21	7.64	
	樹木淋洗器(1)	-	-	-	-	無水
	樹木淋洗器(2)	24.32	83	4.39	7.72	
	樹木淋洗器(3)	23.96	94	4.39	6.70	無水
	北區水質井	23.84	226	6.36	0.55	
	南區水質井	-	-	-	-	無水
	樹木淋洗器(山壁)	-	-	-	-	未調查
	C3	-	-	-	-	未調查

表 14 水質調查數據 (2/6)

調查時間	測站	調查值				備註
		溫度 (°C)	導電度 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	pH	溶氧 (mg/L)	
(6) 2019/10/4	湖水	27.20	32	4.49	6.84	
	集雨器	34.20	16	4.89	7.32	
	樹木淋洗器(1)	25.10	29	4.77	5.90	
	樹木淋洗器(2)	24.50	20	4.40	7.09	
	樹木淋洗器(3)	25.30	42	4.62	6.80	
	北區水質井	22.80	201	6.95	2.10	
	南區水質井	22.20	81	6.88	0.51	
	樹木淋洗器(山壁)	25.20	27	6.23	7.14	
	C3	19.90	40	4.54	7.94	
(7) 2019/11/15	湖水	17.84	80	3.75	10.55	
	集雨器	22.13	106	4.06	9.71	
	樹木淋洗器(1)	14.71	199	3.26	9.61	
	樹木淋洗器(2)	15.71	140	4.65	8.94	
	樹木淋洗器(3)	15.06	188	3.86	8.93	
	北區水質井	18.22	173	7.09	2.03	
	南區水質井	16.69	119	6.65	1.47	
	樹木淋洗器(山壁)					未調查
	C3					未調查
(8) 2019/12/26	湖水	16.78	32	3.59	10.98	
	集雨器	19.59	22	4.09	9.51	
	樹木淋洗器(1)	17.83	84	3.06	9.80	
	樹木淋洗器(2)	17.59	99	4.40	9.80	
	樹木淋洗器(3)	18.48	68	4.29	9.17	
	北區水質井	16.40	102	5.87	1.77	
	南區水質井					無水
	樹木淋洗器(山壁)					未調查
	C3					未調查

表 15 水質調查數據 (3/6)

調查時間	測站	調查值				備註
		溫度 (°C)	導電度 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	pH	溶氧 (mg/L)	
(9) 2020/1/7	湖水	19.68	41	3.81	9.23	
	集雨器	26.03	64	4.23	8.37	
	樹木淋洗器(1)	18.00	122	3.12	9.91	
	樹木淋洗器(2)	20.60	61	5.09	9.28	
	樹木淋洗器(3)	18.21	89	3.95	9.35	
	北區水質井	15.44	92	6.29	0.58	
	南區水質井					無水
	樹木淋洗器(山壁)					無水
	C3	17.23	47	3.78	9.25	
(10) 2020/2/21	湖水	15.71	37	3.88	9.91	
	集雨器	22.00	51	4.29	9.88	
	樹木淋洗器(1)	15.08	98	2.94	11.06	
	樹木淋洗器(2)					無水
	樹木淋洗器(3)	16.16	129	3.67	10.03	
	北區水質井	13.82	99	5.78	2.70	
	南區水質井					無水
	樹木淋洗器(山壁)					未調查
	C3					未調查
(11) 2020/3/11	湖水	13.42	35	4.13	10.75	
	集雨器	14.33	36	4.07	10.75	
	樹木淋洗器(1)	10.79	43	2.66	11.54	
	樹木淋洗器(2)	10.73	41	3.73	10.26	
	樹木淋洗器(3)	10.13	76	3.27	10.64	
	北區水質井	14.27	119	6.37	4.82	
	南區水質井	14.33	36	4.07	10.75	
	樹木淋洗器(山壁)	11.66	75	5.77	11.84	
	C3	15.88	48	4.77	9.40	

表 16 水質調查數據 (4/6)

調查時間	測站	調查值				備註
		溫度 (°C)	導電度 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	pH	溶氧 (mg/L)	
(12) 2020/4/16	湖水	22.00	41	4.26	10.44	
	集雨器	29.42	53	3.96	9.00	
	樹木淋洗器(1)					無水
	樹木淋洗器(2)					無水
	樹木淋洗器(3)	17.34	101	2.85	10.34	
	北區水質井	16.44	93	4.79	0.59	
	南區水質井					無水
	樹木淋洗器(山壁)	21.56	97	4.71	9.28	
	C3	14.65	70	4.71	0.61	
(13) 2020/6/4	湖水	24.83	22	3.22	7.80	
	集雨器	29.29	10	4.38	7.03	
	樹木淋洗器(1)					無水
	樹木淋洗器(2)	23.99	22	4.62	7.52	
	樹木淋洗器(3)	24.33	66	5.33	7.05	
	北區水質井	22.05	221	6.36	3.25	
	南區水質井	23.32	81	5.94	1.41	
	樹木淋洗器(山壁)	22.36	66	4.93	7.28	
	C3	17.56	42	3.53	8.83	
(14) 2020/7/13	湖水	36.50	54	5.14	0.20	
	集雨器	36.58	32	4.05	5.94	
	樹木淋洗器(1)					無水
	樹木淋洗器(2)	28.47	27	7.44	7.63	
	樹木淋洗器(3)	28.91	56	6.54	3.43	
	北區水質井	19.26	174	5.48	0.44	
	南區水質井					無水
	樹木淋洗器(山壁)					無水
	C3					無水

表 17 水質調查數據 (5/6)

調查時間	測站	調查值				備註
		溫度 (°C)	導電度 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	pH	溶氧 (mg/L)	
(15) 2020/8/14	湖水	25.92	30	2.93	7.04	
	集雨器	32.28	7	4.74	6.73	
	樹木淋洗器(1)					無水
	樹木淋洗器(2)	25.36	20	6.40	6.70	
	樹木淋洗器(3)	25.02	45	4.94	6.89	
	北區水質井	23.59	149	6.21	0.80	
	南區水質井	24.98	72	4.93	1.89	
	樹木淋洗器(山壁)	24.39	34	4.12	6.46	
	C3	17.75	41	3.15	8.93	
(16) 2020/8/26	湖水	26.76	24	4.10	6.54	
	集雨器	30.42	24	3.00	6.79	
	樹木淋洗器(1)					無水
	樹木淋洗器(2)	26.51	92	5.19	7.25	
	樹木淋洗器(3)					無水
	北區水質井	22.24	165	5.77	1.29	
	南區水質井	25.00	227	5.96	3.14	
	樹木淋洗器(山壁)					未調查
	C3					未調查
(17) 2020/11/6	湖水	18.77	61	3.43	9.14	
	集雨器	23.48	85	4.71	9.17	
	樹木淋洗器(1)	21.11	321	4.08	4.92	
	樹木淋洗器(2)	21.27	263	6.55	6.03	
	樹木淋洗器(3)	21.09	253	5.63	4.89	
	北區水質井	19.29	122	5.71	1.35	
	南區水質井	16.35	186	5.25	2.21	
	樹木淋洗器(山壁)					未調查
	C3					未調查

表 18 水質調查數據 (6/6)

調查時間	測站	調查值				備註
		溫度 (°C)	導電度 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	pH	溶氧 (mg/L)	
(18) 2020/11/25	湖水	16.76	61	3.59	8.72	
	集雨器	17.75	53	4.22	9.40	
	樹木淋洗器(1)	16.59	71	3.71	6.23	
	樹木淋洗器(2)	17.00	49	5.32	6.91	
	樹木淋洗器(3)	17.13	76	5.37	8.39	
	北區水質井	17.92	157	5.93	1.65	
	南區水質井	16.69	86	4.89	3.73	
	樹木淋洗器(山壁)	19.60	70	4.91	8.64	
	C3	18.89	56	4.27	8.93	
(19) 2021/1/25	湖水	13.13	54	6.49	8.97	
	集雨器	16.61	92	8.08	10.91	
	樹木淋洗器(1)	11.69	187	4.20	11.31	
	樹木淋洗器(2)	12.37	148	6.97	10.31	
	樹木淋洗器(3)	11.39	108	7.42	9.79	
	北區水質井	14.50	115	7.56	1.19	
	南區水質井	14.59	96	8.09	2.26	
	樹木淋洗器(山壁)	15.90	100	6.98	9.57	
	C3	15.80	44	6.99	10.02	
(20) 2021/3/5	湖水	14.82	44	8.04	9.64	
	集雨器	18.40	42	5.34	10.04	
	樹木淋洗器(1)	14.11	251	4.52	10.81	
	樹木淋洗器(2)	14.66	203	8.03	9.98	
	樹木淋洗器(3)	14.92	79	7.60	9.69	
	北區水質井	14.91	102	8.37	0.96	
	南區水質井	13.72	135	7.95	5.04	
	樹木淋洗器(山壁)					未調查
	C3					未調查

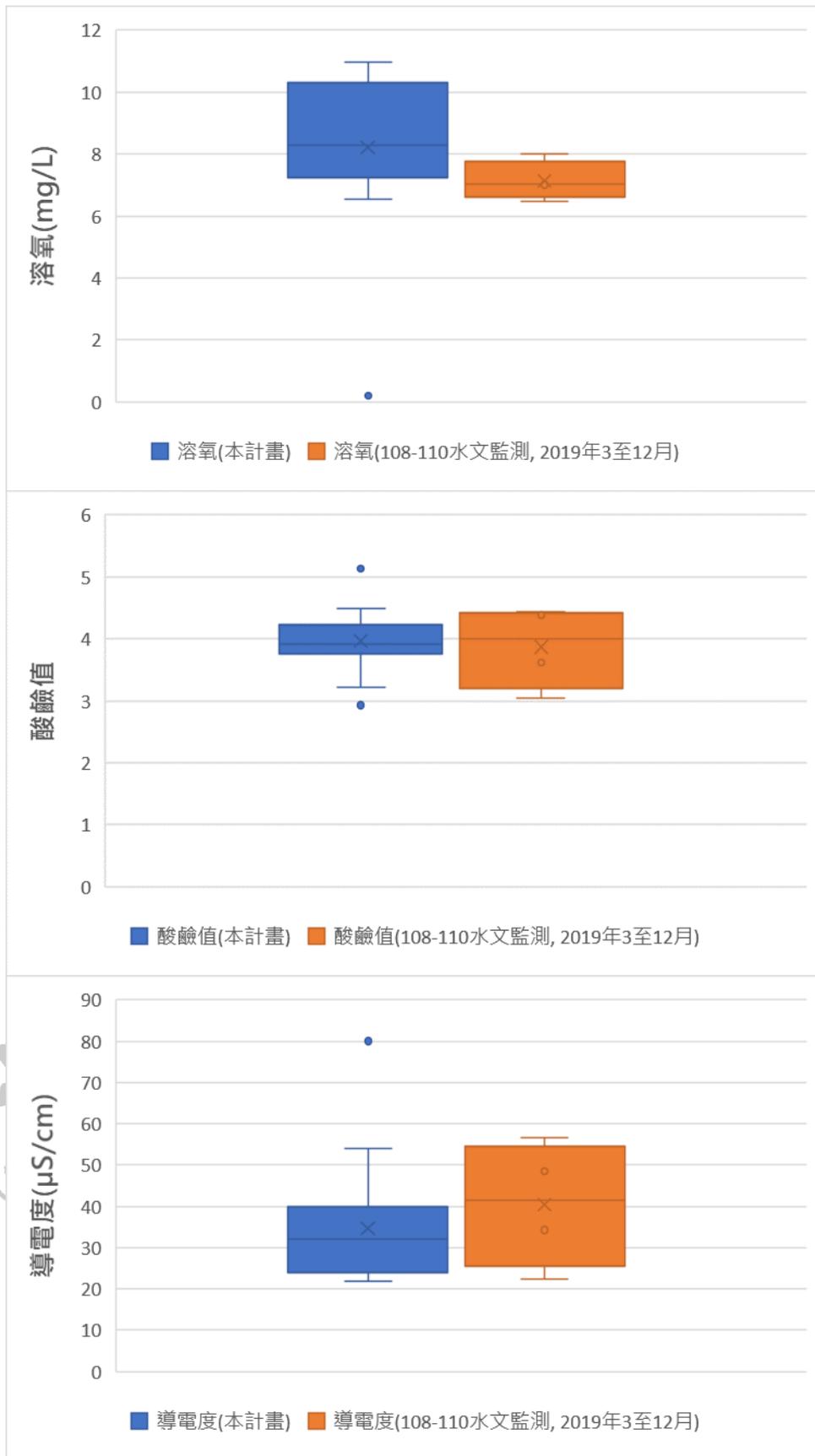


圖 89 湖水水質調查成果統計比較

4.3.1 夢幻湖水質與湖水位關係

本計畫已針對夢幻湖湖水進行 20 次水質資料調查，整理分析湖水位與水質的相關性，如圖 90 所示。結果發現水溫、電導度、溶氧等水質參數均與水位呈低度相關至無相關，湖水溫度與湖水位呈中度負相關，即湖水越高則湖水溫度越低。

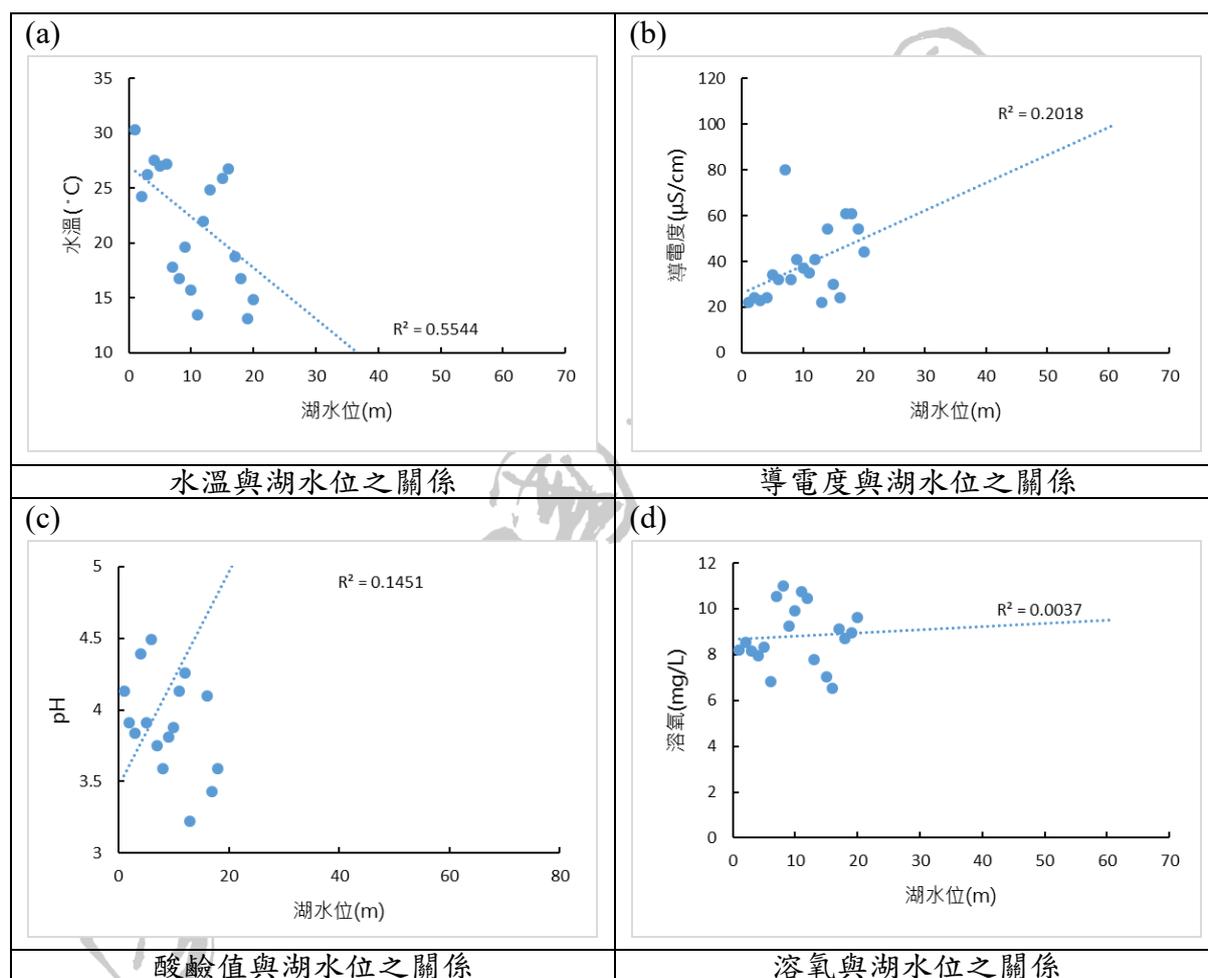


圖 90 水質與湖水位之關係

4.3.2 溫度

集雨器之水質代表夢幻湖湖水源項降水，由圖 91(a)可發現，集雨器溫度與湖水之溫度呈現高度正相關，原因可能為集雨器與湖水接直接暴露於空氣中，同樣受到氣溫影響；淋洗器之水質代表夢幻湖湖水之源項地表逕流，由圖 91(b)至圖 91(e)可發現，靠近夢幻湖之淋洗器溫度（淋洗器 1 至淋洗器 3）、設置於山壁淋洗器溫度與湖水之溫度呈現高度正相關，原因可能為淋洗器與湖水皆直接暴露於空氣中。

地下水井之水質代表夢幻湖湖水之源項或損失項，由圖 91(f)至圖 91(g)可發現，北區地下水溫度與湖水之溫度呈現中度正相關，南區地下水溫度與湖水之溫度則呈現高度正相關，原因可能為地下水與湖水為互相連通之水體所導致，且差異展現在兩處滲透性的不同上；山壁出流之水質代表夢幻湖湖水損失項，由圖 91(h)可發現，山壁出流水溫度與湖水之溫度呈現中度正相關，原因可能為山壁出流與湖水為互相連通之水體，但流動過程仍會受到土壤或岩石的影響。

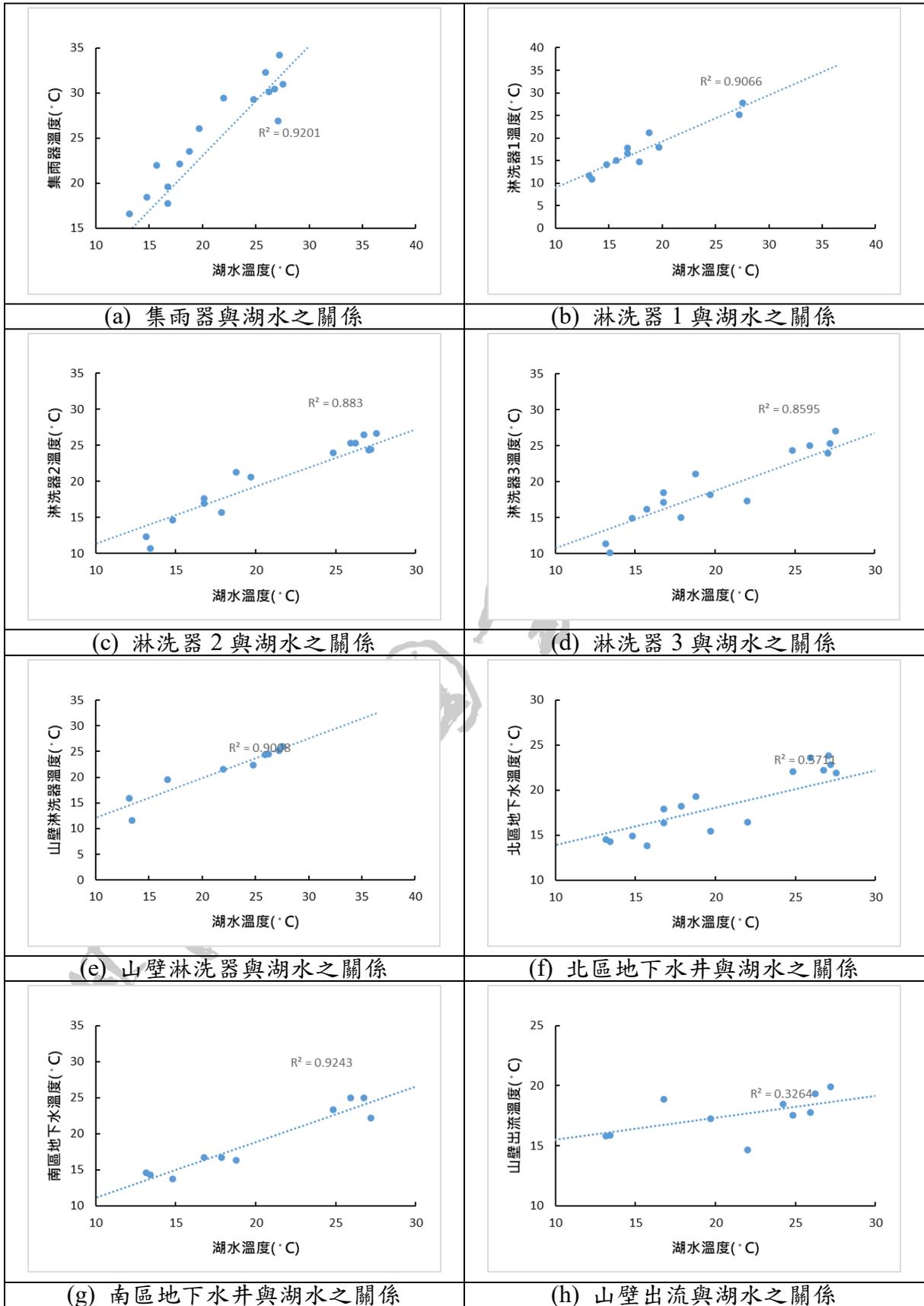


圖 91 水質調查點溫度與湖水溫度之關係

4.3.3 導電度

集雨器之水質代表夢幻湖湖水源項降水，由圖 92 (a)可發現，集雨器導電度與湖水之導電度呈現高度正相關，原因可能由於降水為湖水源項所以其相關性高；淋洗器之水質代表夢幻湖湖水之源項地表逕流，由圖 92 (b)至圖 92 (e)可發現，淋洗器導電度（淋洗器 1 至淋洗器 3 以及山壁淋洗器）與湖水之導電度均呈現正相關，相關性之高低，原因可能由於地表逕流為湖水源項所以其相關性高，設置於山壁之淋洗器導電度則呈現低度正相關。

地下水井之水質代表夢幻湖湖水之源項或損失項，由圖 92 (f)至圖 92 (g)可發現，兩處地下水導電度與湖水之導電度均呈現無相關性，原因可能為地下水受到土壤影響導致其導電度相當穩定，使其與湖水呈現無相關性；山壁出流之水質代表夢幻湖湖水損失項，由圖 92 (h)可發現，山壁出流水導電度與湖水之導電度呈現低度正相關，原因可能為山壁出流是經由土壤或裂隙流出，其受到土壤或岩石影響。

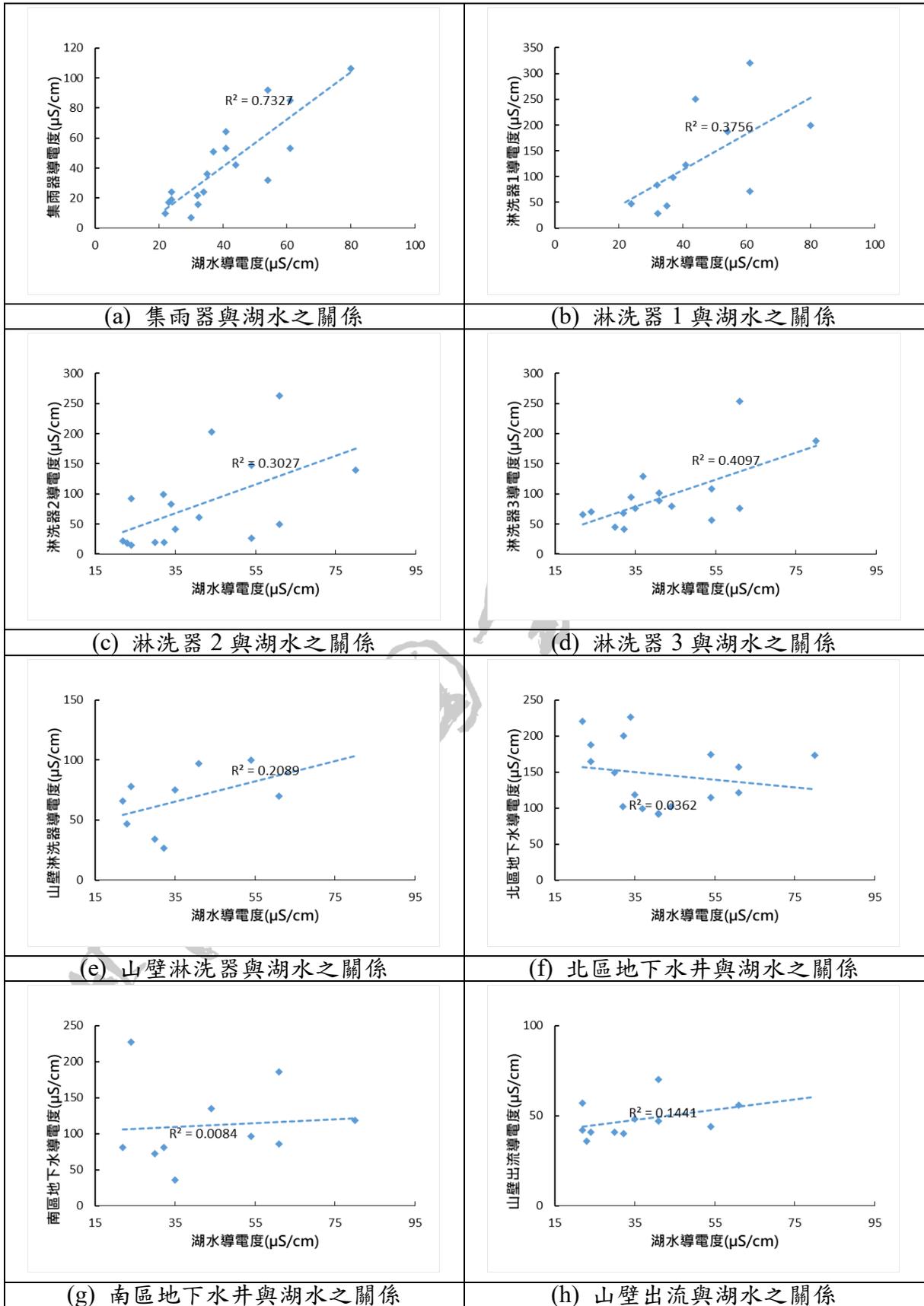


圖 92 水質調查點導電度與湖水導電度之關係

4.3.4 酸鹼值

集雨器之水質代表夢幻湖湖水源項降水，圖 93(a)可發現，集雨器酸鹼值與湖水之酸鹼值呈現中度相關性；淋洗器之水質代表夢幻湖湖水之源項地表逕流，由圖 93 (b)至圖 93 (e)可發現，淋洗器 1、淋洗器 2、淋洗器 3 酸鹼值與湖水之酸鹼值呈現中度正相關，設置於山壁之淋洗器酸鹼值則呈現高度正相關。

地下水井之水質代表夢幻湖湖水之源項或損失項，由圖 93 (f)至圖 93 (g)可發現，兩處地下水酸鹼值與湖水之酸鹼值呈現中度相關性，原因可能為地下水受到土壤影響導致其酸鹼值相當穩定；山壁出流之水質代表夢幻湖湖水損失項，由圖 93 (h)可發現，山壁出流水酸鹼值與湖水之酸鹼值呈現高度相關性，原因可能為山壁出流與湖水為互相連通之水體。

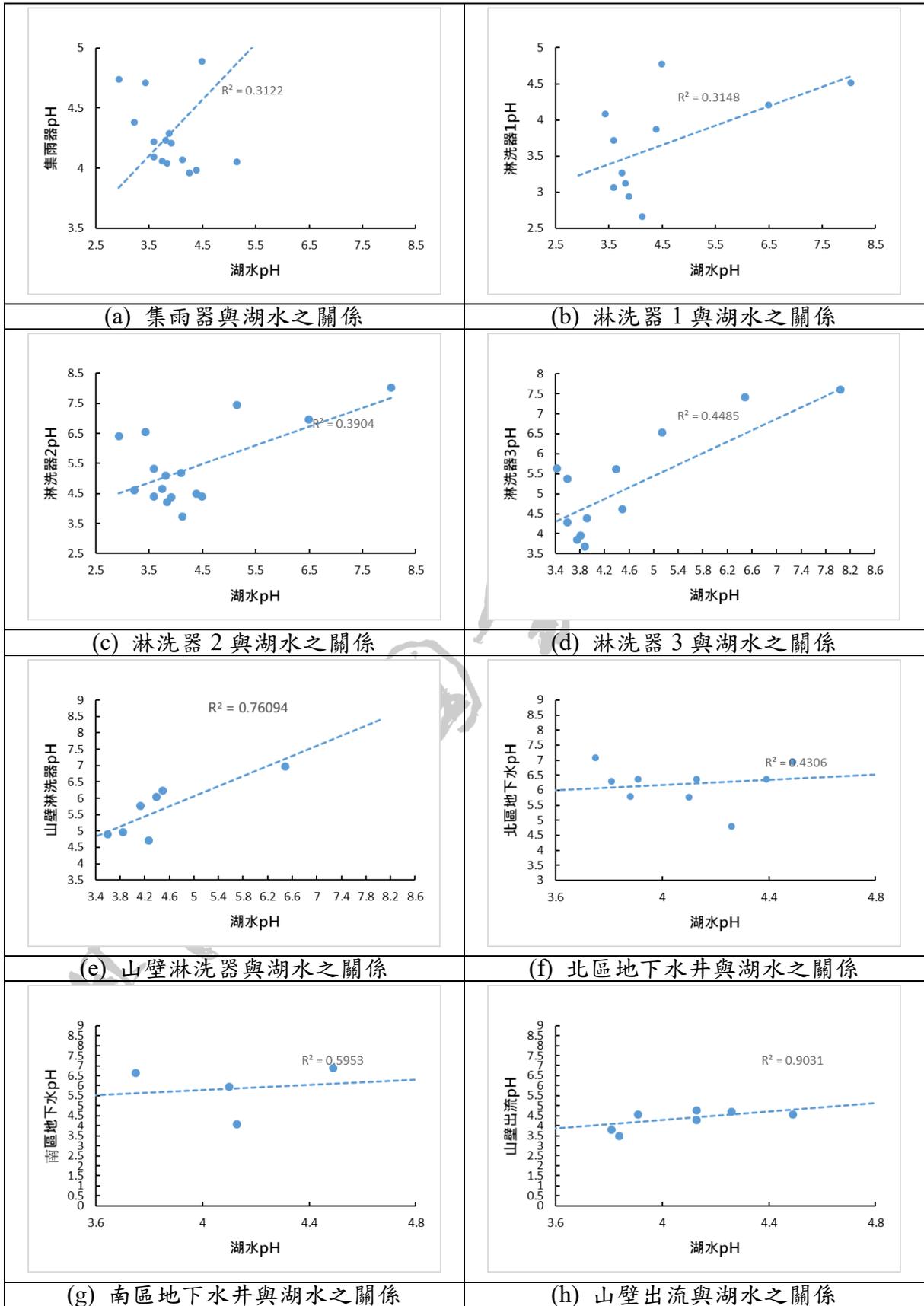


圖 93 水質調查點酸鹼值與湖水酸鹼值之關係

4.3.5 溶氧

集雨器之水質代表夢幻湖湖水源項降水，由圖 94 (a)可發現，集雨器溶氧與湖水之溶氧呈現中度正相關；淋洗器之水質代表夢幻湖湖水之源項地表逕流，由圖 94 (b)至圖 94 (e)可發現，淋洗器 1、淋洗器 2、淋洗器 3 溶氧與湖水之溶氧呈現中度正相關，山壁之淋洗器溶氧與湖水之溶氧呈現高度正相關。

地下水井之水質代表夢幻湖湖水之源項或損失項，由圖 94 (f)至圖 94 (g)可發現，北區地下水溶氧與湖水之溶氧呈現低度正相關性，原因可能為地下水溶氧值極低且穩定導致其與湖水溶氧值並未有關聯，地下水之溶氧受到土壤組成成分、構造、流速以及地下微生物種類等因素影響，但普遍低於正常暴露於空氣中之自由表面水體，原因為水流入地下後無法接觸空氣補充溶氧，又因地下好氧菌類分解有機碳類與礦物發生之氧化還原反應造成溶氧損耗導致地下水溶氧普遍偏低 (Rose and Long, 1988; Malard and Hervant, 1999; Chen, 2003)。南區地下水溶氧與湖水之溶氧呈現中度正相關，差異展現在兩處滲透性的不同上，溶氧的相關性上較北區高；山壁出流之水質代表夢幻湖湖水損失項，由圖 94 (h)可發現，扣除較為極端的點後，山壁出流水溶氧與湖水之溶氧幾乎呈現無相關性，原因可能為山壁出流是經由土壤或裂隙流出，其受到土壤或岩石較大的影響。

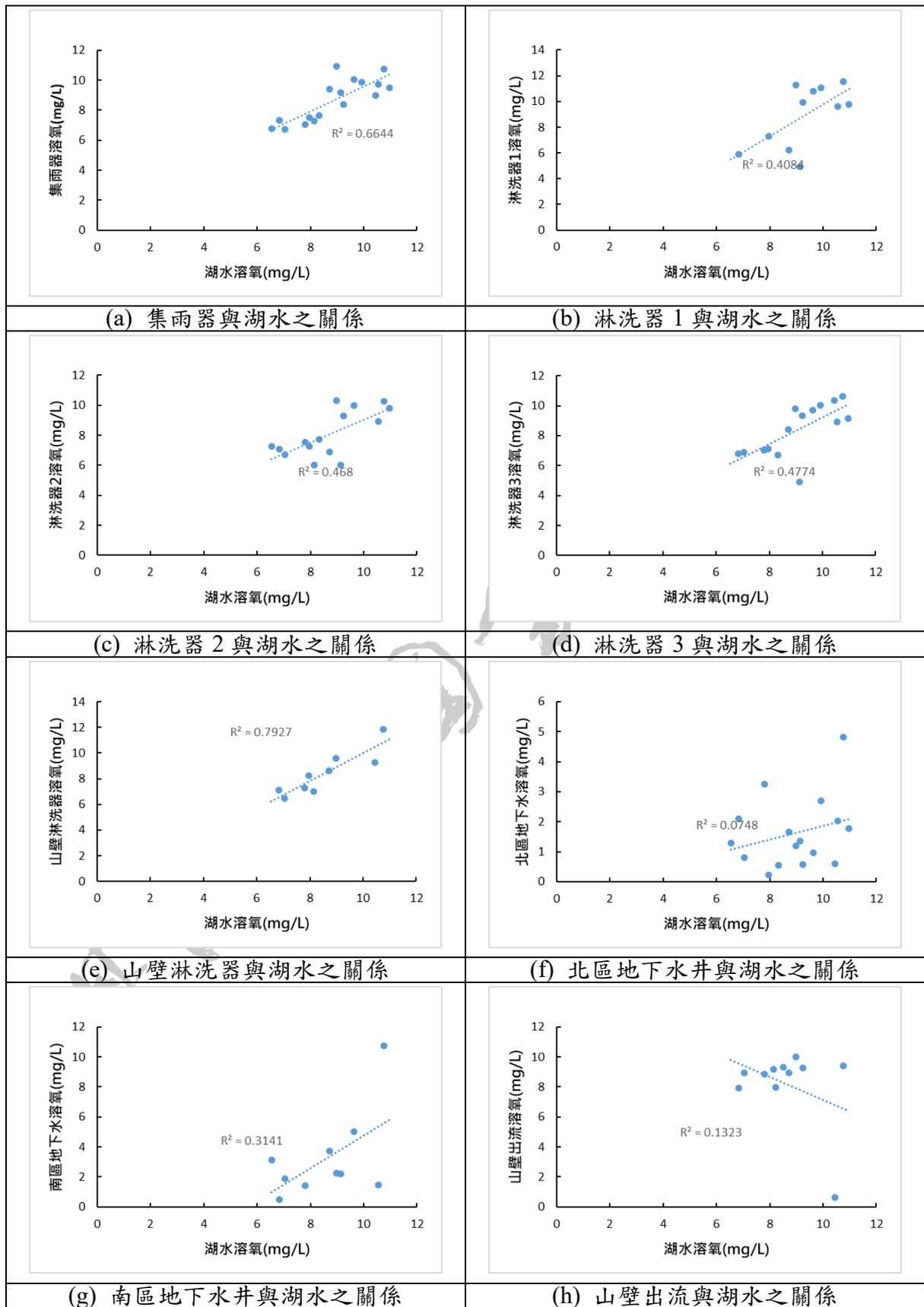


圖 94 水質調查點溶氧與湖水溶氧之關係

4.4 地下水量與湖水位關係

湖水位與山壁裂隙之出流量（量筒法）之線性回歸相關係數為 0.89，呈現高度線性正相關（圖 95）；另分析湖水位與山壁裂隙出流量佔整體湖水損失量之比例，亦發現呈現正相關（圖 96），山壁出流量佔湖水損失量的 27%~54%間，此結果顯示湖水位與山壁裂隙出流量佔整體湖水損失量之比例相關性高，中低水位時夢幻湖主要以地下水流出的方式呈現湖區水損失現象（water loss）。

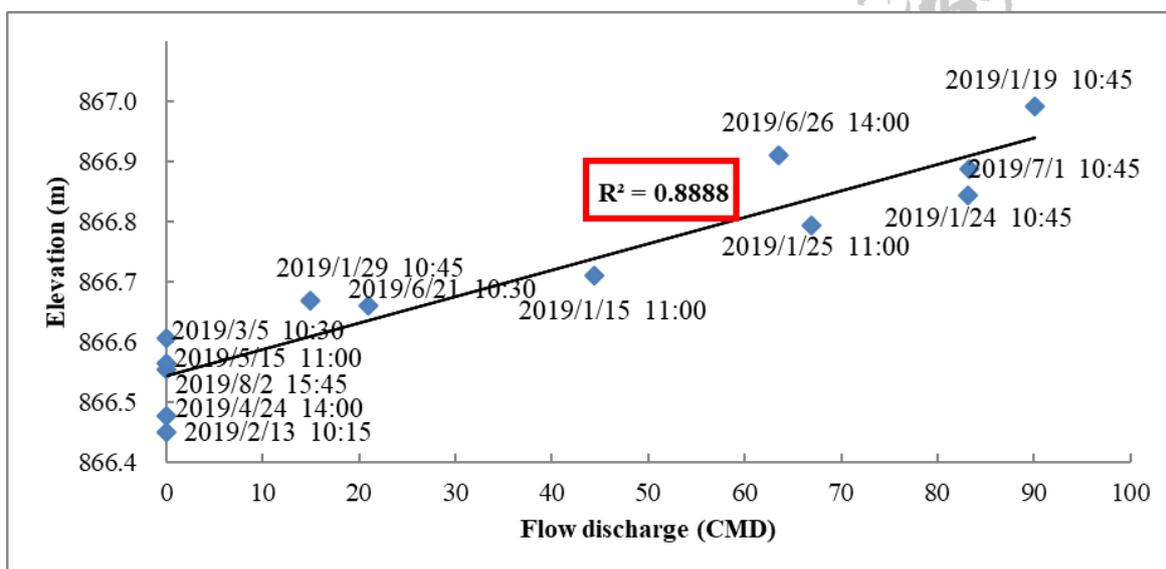


圖 95 湖水位與山壁出流量之相關性分析

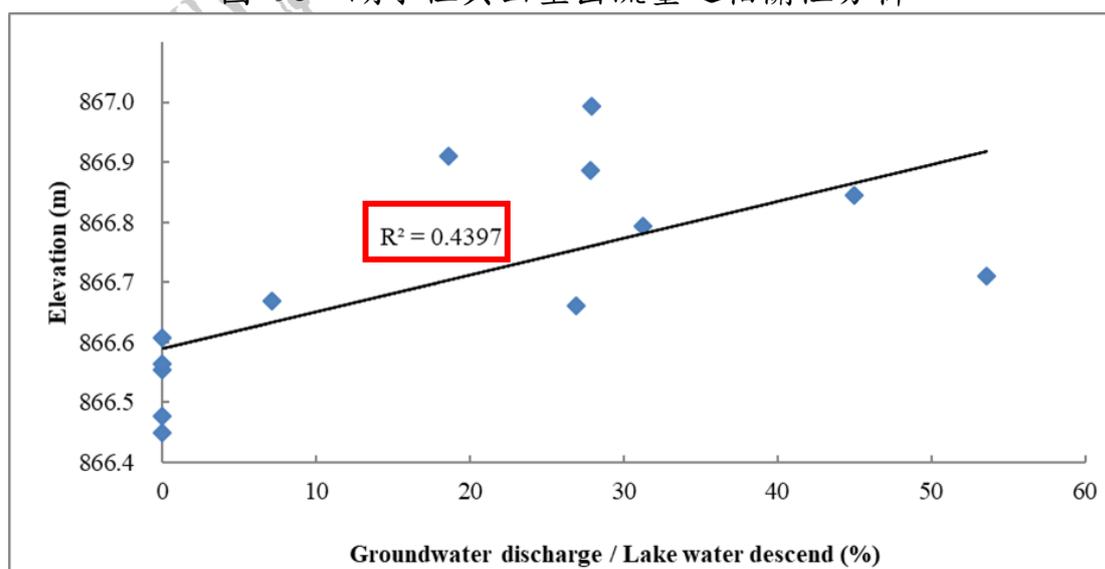


圖 96 湖水位與山壁裂隙出流量佔整體湖水損失量比例之相關性分析

本計畫另設計量水堰並已安裝於現地，持續以量水堰調查記錄高水位與低水位時的裂隙出流量、速度及佔湖區水損失量比例。湖水位與堰流量之相關性整理如圖 97，可見在較密集資料的情況下，堰流量與湖水深大致呈現指數關係，亦即湖水越深（反應水力梯度），湖水的流失速度呈指數成長加快，2020 年 2 月 5 日至今測得最大出流量約為 820 CMD (m^3/day)。

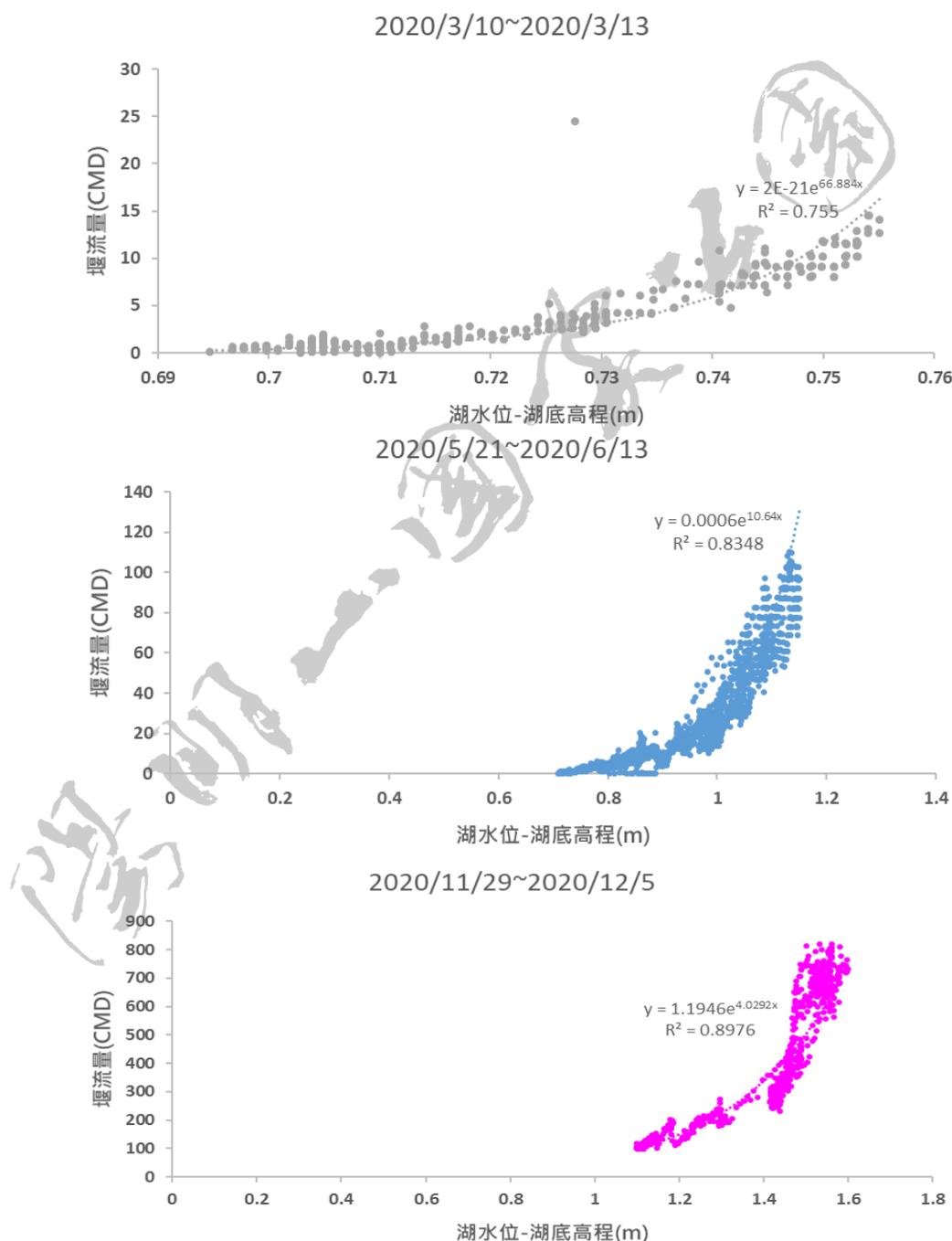


圖 97 湖水位與堰流量之相關性分析成果

第五章 地下水模式

由於現場調查都是有限的時間與空間點位，所以在做評估時常會引入模式模擬（model simulation），本計畫使用地下水模擬系統 GMS（Groundwater Modeling System）做為地下水模式建構之工具。在經過現地調查及試驗獲得珍貴的現場資料後，接著放入模式建構中，便能以有限的時空資料為基礎，配合模擬模式，評估整個夢幻湖區的地面水與地下水流動情形。

5.1 地下水模擬系統GMS

地下水模擬系統 GMS 模式為美國楊百翰大學（Brigham Young University）與美國陸軍水道工程試驗站（U.S. Army Engineer Water Ways Experiment Station）所共同合作發展（圖 98）。

近年隨著科學進展與軟體演進，GMS 系統已不只可以透過 MODFLOW 等模式模擬地下水，還可以將地面水一併納入模擬，達到地面與地下水資源耦合模擬，並能搭配 MT3DMS 模式計算物質傳輸擴散之現象，是一個完整的水資源模擬系統。

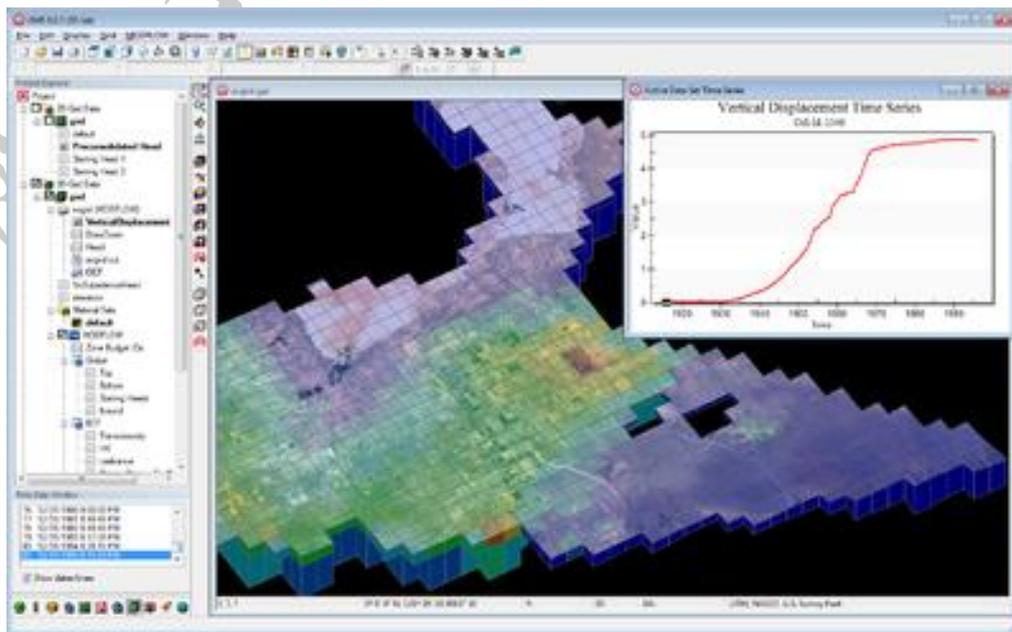


圖 98 地下水模擬系統 GMS

5.2 MODFLOW地下水模式

MODFLOW (Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model, 簡稱 MODFLOW) 地下水流模式 (McDonald and Harbaugh, 1988) 為美國地質調查所 (USGS) 發展, 該模式在多年的研究發展下, 已被國際廣泛接受與使用, 且其適用性極為廣泛。依據 4.2.6 節之地電阻測勘結果, 地表約 5 m 內為潛在非侷限含水層所在區域, 有關模式之非侷限地下水流控制方程式如下式:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = 0 \quad (5.1)$$

其中,

K_{xx} = x 方向之水力傳導係數 (Hydraulic Conductivity, [L/T])

K_{yy} = y 方向之水力傳導係數 (Hydraulic Conductivity, [L/T])

K_{zz} = z 方向之水力傳導係數 (Hydraulic Conductivity, [L/T])

h = 水頭 (Head, [L])

W = 單位土壤體積內水進出量 (Volume Flux per unit Volume, [1/T])

MODFLOW 地下水流模式使用有限差分法求解前述之地下水流方程式之模式, 控制方程式求解上有數種數值處理方法可選擇。針對複雜地層則提供了四種在侷限和非侷限含水層的設定方式, 也能直接設定上、下含水層間的水力傳導係數, 及設定垂向滲透係數。

MODFLOW 地下水流模式提供相當多的模組用於設定邊界條件、水文地質條件等, 以便進行利用數值方法與現實狀況的擬合, 亦能就個別模組所屬的參數各自進行校正, 以符合現地狀況。

5.3 整合資料於地下水模式

經蒐集各類資料，包含地形、地下水井水位、地質參數（土壤試驗、微水試驗等）、湖水位、水文資料等，可用於建立模式的參數整理如表 21。

土壤參數參考「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」（陽明山國家公園管理處，2019），如表 19，依照該土壤分類結果及占比，推得北、南區比出水量（specific yield）為 0.028、0.240（圖 99），再依式 5.3 及表 20（粉土壓縮性假設同黏土用於估算），求得北、南區比貯蓄係數（specific storage）為 0.0049 / m、0.0021 / m。

表 19 夢幻湖土壤粒徑分析成果

項目	北區	南區
粒徑分佈		
平均粒徑	0.017 mm	0.306 mm
中值粒徑	0.010 mm	0.185 mm
土壤成份組成	<p>北區土壤成份組成</p>	<p>南區土壤成份組成</p>
主要成份	粉土 (69%)	砂粒 (63%)

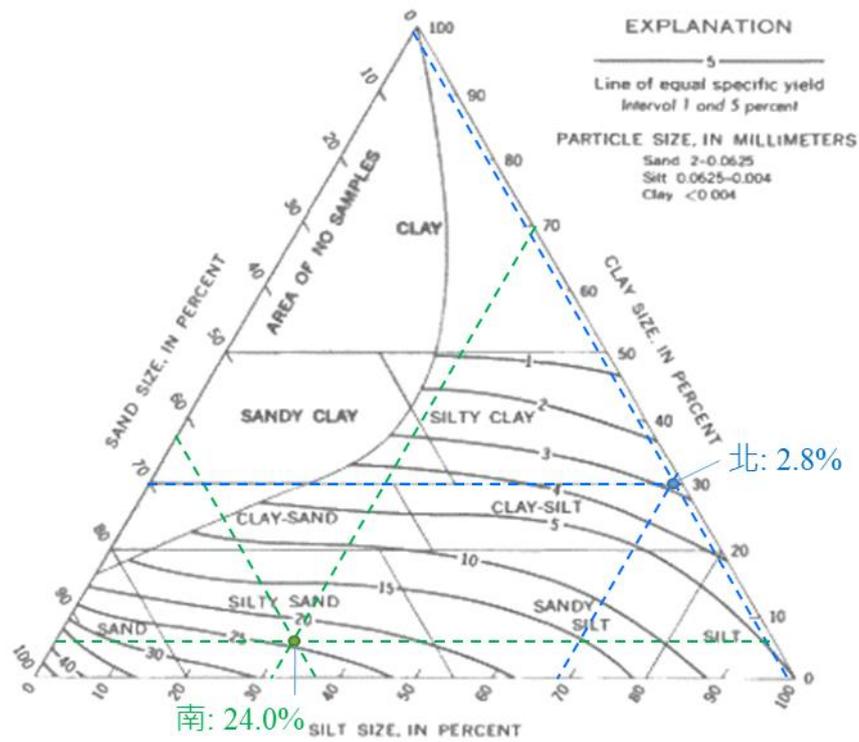


圖 99 夢幻湖南、北區土壤分類對應之比出水量

$$S_s = \rho_w g (\alpha + n\beta) \quad (5.3)$$

其中，

S_s = 比貯蓄係數 (1/m)

ρ_w = 水密度 (kg/m³)

g = 重力加速度 (9.8 m/s²)

α = 土壤壓縮性 (m²/N)

n = 土壤孔隙率 (m³/m³)

β = 水壓縮性 (4.8 × 10⁻¹⁰ m²/N)

表 20 含水層土壤參數範圍表 (Domenico and Schwartz, 1998)

含水層性質	孔隙率(n)	壓縮性(m ² /N)
砂	25~40	10 ⁻⁷ ~10 ⁻⁹
粉土	35~50	無資料
黏土	40~70	10 ⁻⁶ ~10 ⁻⁸

依據表 21 之設定，將本計畫調查及收集之地形、地下水井水位、地質參數（土壤試驗、微水試驗等結果）、湖水位、水文資料整合進地下水模式中，並選定長期無降雨事件（2019/8/10 00:00~2019/8/12 23:45）進行地下水位歷程模擬，該事件為利奇馬颱風過後，起始水位相對較高，較能完整觀察到湖水位及地下水觀測井水位的消退變化，完成暫態 MODFLOW 模式模擬成果如圖 101 及圖 102。

地下含水層的底部高程是以地下水井底部進行相當粗略的反距離權重（IDW）內插獲得，可能與實際情況不符，若有更完備的地質調查即可補入；因為湖底下地層分布並未完全明朗，目前的模擬範圍僅限湖區，且尚無法進行示蹤劑濃度之歷程驗證。模式的準確性需要建立在相關參數的空間完整性之上，建議後續可再深入研究地表水經由地下到達裂隙 C3 之途徑或機制（本計畫已透過示蹤劑證實，夢幻湖的地下水及裂隙 C2、C3 皆會通往山壁裂隙 C3），並適度增加模式所需參數之空間分布，以便使模式模擬結果更完善。

夢幻湖之地下水模式建立完成後，可反映湖水與地下水之間的交互作用，透過模擬分析可獲得湖區內全面的水位資訊（包含湖水及地下水），若經由不同的情境模擬，可預先掌握各種氣候條件下可能的湖水漲退程度，如颱風造成湖水上升的概估量、久旱不雨湖水仍不乾枯的預期最大天數等。

表 21 地下水模式參數設定

參數需求	採用情形	備註
數值地形	湖區細部 DEM (0.818 m × 0.784 m)、陽管處提供之大範圍 DEM (0.784 × 0.784 m 網格)	地表高程，湖區細部以外範圍採用大範圍 DEM (圖 100)
	共 9 處地下水井底部高程	含水層底部高程 (圖 100)
含水層分層設定	單層、非侷限	4.2.6 節地電阻結論
含水層厚度	> 5 m	依據 4.2.6 節地電阻結論，以地面高與井底高夾出厚度內插至整個模擬範圍 (圖 100)
上游邊界流量	0	高湖水位且無降雨之事件 (利奇馬颱風過後)
地下水補注量	0	MODFLOW 自動耦合計算
水平水力傳導係數 K_x	北區 3.651×10^{-5} m/s、南區 1.062×10^{-4} m/s、湖區 1.144×10^{-5} m/s	3.2.2 節微水試驗成果，湖區值採南、北兩區之 K_x/K_z 比值估算
垂直水力傳導係數 K_z	北區 1.19×10^{-7} m/s、南區 1.30×10^{-6} m/s、湖區 5.89×10^{-8} m/s	許耀文 (2020a) 論文之直接取樣法的變水頭成果
比貯蓄係數	北區 0.0049 /m、南區 0.0021 /m	MODFLOW 暫態模擬必要，依據表 19 土壤組成成分百分比、式 5.3 及表 20 推估
比出水量	北區 0.028、南區 0.240	MODFLOW 暫態模擬必要，依據表 19 土壤組成成分百分比推估 (圖 99)
下游邊界	常水位 EL. 866.288 m (地下水井 S1 儀器高) (出流量採試誤)	因湖區至山壁裂隙 C3 之地層與過程不明確，改將邊界設定為水位下降最快之地下水井 S1
水位	共 9 處實測地下水位 (2019/8/10 00:00~2019/8/12 23:45)	高湖水位且無降雨之事件 (利奇馬颱風過後)

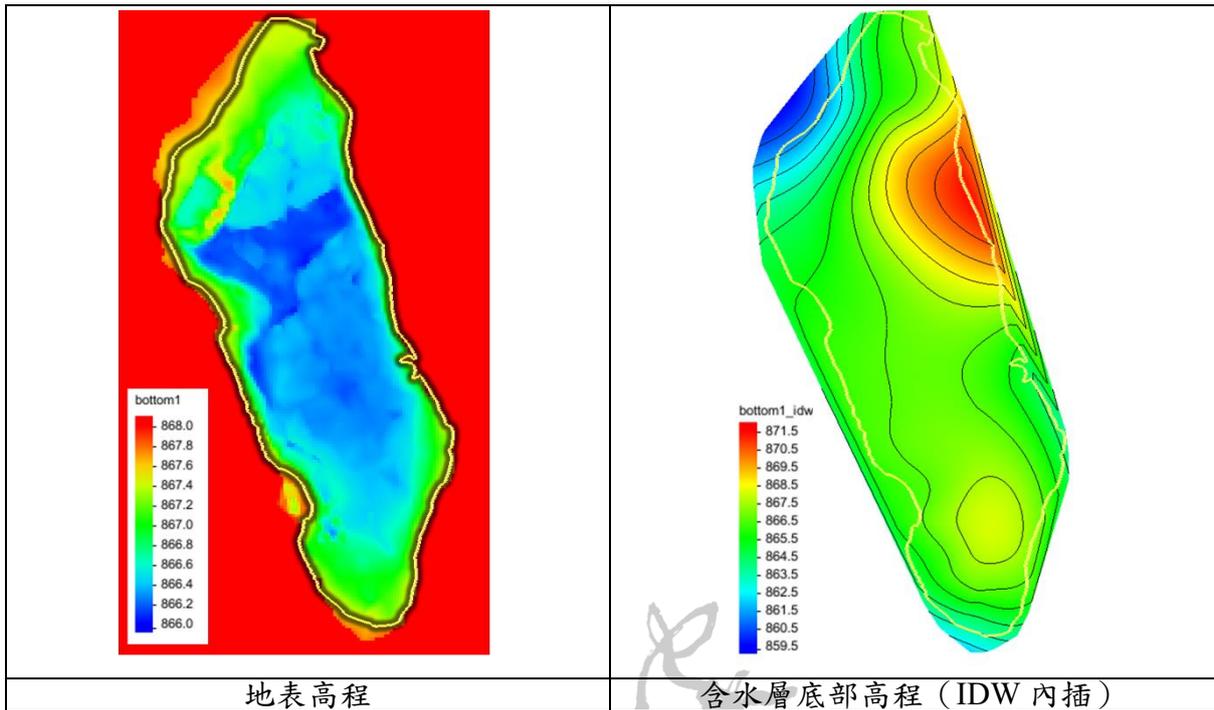


圖 100 數值地形匯入模式示意

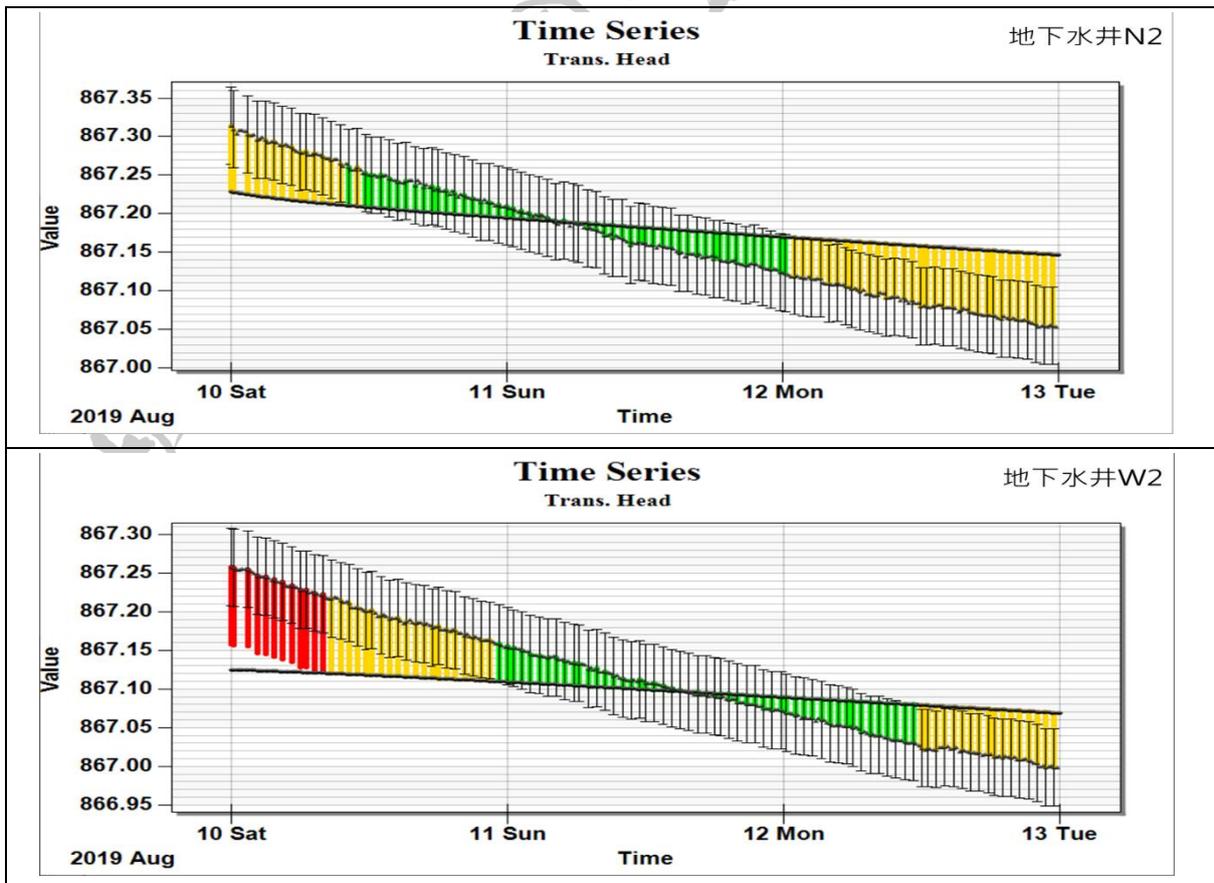


圖 101 實測及模擬水位對照

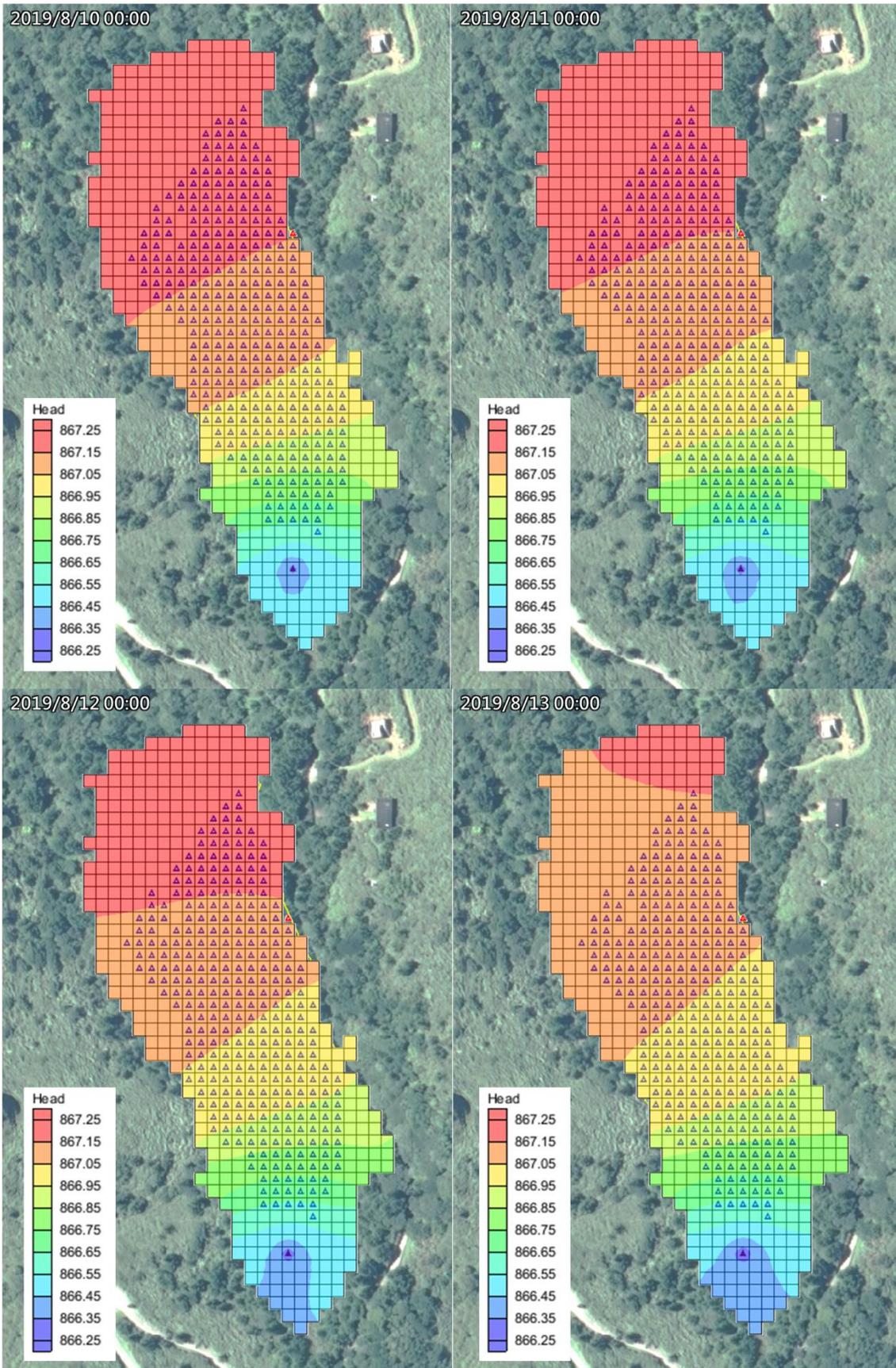


圖 102 地下水位模擬歷程平面圖

5.4 整合地下水資料於水文收支模式

「106-107 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文調查計畫」(陽明山國家公園管理處, 2018) 在水收支分析中引進單位歷線法 (unit hydrograph), 提高水收支模式的精度 (降低待定量值), 以解決以往夢幻湖水收支分析中待定量 (residual value) 偏高之問題; 該報告之水收支項計算方式如表 22, 其分析降雨事件後發現, 水收支模式待定量由實測資料之 23.87 m^3 降至單位歷線法 (圖 103) 的 3.44 m^3 , 由此可知單位歷線法能有效降低水收支的待定量。

表 22 水收支項計算方式

水收支項	計算方式
庫容變化	水位資料帶入以 DEM 資料得知水體積變化
總降雨量	單位時間降雨量乘以瞬時湖區面積
總蒸發量	實測蒸發皿數值
總入滲量	實測入滲值
總逕流量	實測總逕流量或單位歷線推求逕流量
待定量	水體積變化-總降雨量-總逕流量+總蒸發量+總入滲量之殘值

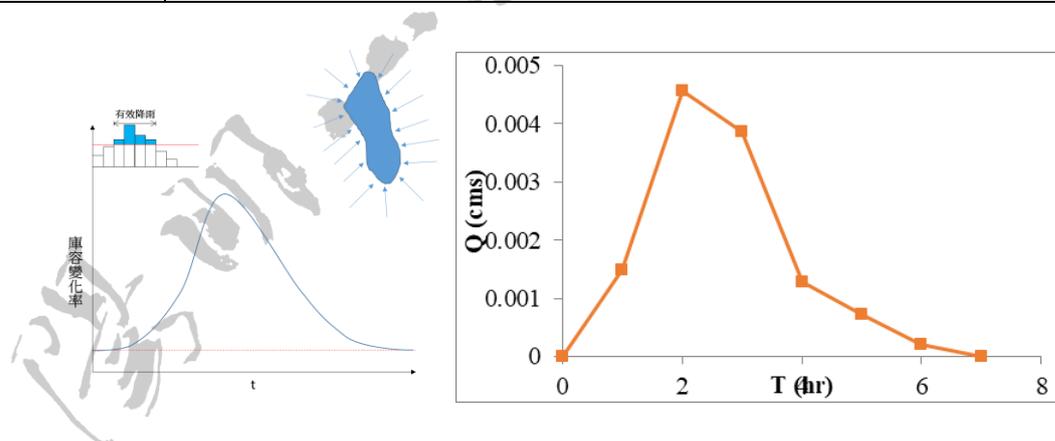


圖 103 夢幻湖單位歷線法 (陽明山國家公園管理處, 2018)

引入單位歷線法後仍存在少量待定量, 原因可能為分析時未考量地下水與表面水之互動, 故本計畫以水收支法分析無降雨時夢幻湖湖水與地下水之關係, 水收支法之概念為下式:

$$\Delta S = P - ET + Q_{in} - Q_{out} \quad (5.3)$$

其中，

ΔS	=水系統中總體積變化量
P	=降水量
E	=蒸發散量
Q_{in}	=其他機制造成之水體積增加量
Q_{out}	=其他機制造成之水體積減少量

在實際應用上由於現實情況變數眾多，可將該式依現地狀況展開為下式 (Scanlon *et al.*, 2007 ; Healy *et al.*, 2007) :

$$\begin{aligned} \Delta S^{sw} + \Delta S^{snow} + \Delta S^{uz} + \Delta S^{gw} \\ = P - ET^{sw} - ET^{gw} - ET^{uz} \\ + Q^{sw}_{in} + Q^{gw}_{in} - Q^{gw}_{out} - Q^{bf} \\ - RO \end{aligned} \quad (5.4)$$

其中，

ΔS^{sw}	=水系統中表面水總體積變化量
ΔS^{snow}	=水系統中固態水 (雪、冰) 總體積變化量
ΔS^{uz}	=水系統中地下未飽和區水之總體積變化量
ΔS^{gw}	=水系統中地下水總體積變化量
ET^{sw}	=表面水之蒸發散量
ET^{gw}	=地下水之蒸發散量
ET^{uz}	=未飽和區之蒸發散量
Q^{sw}_{in}	=地表水收入
Q^{gw}_{in}	=地下水收入
Q^{gw}_{out}	=地下水流失量
Q^{bf}	=地下水基本徑流量
RO	=地表水地面逕流損失量

上述公式可依調查區域特性適度簡化，由於夢幻湖主要以降雨作為湖水收入項，普遍並無固態降水狀況，且本計畫著重於討論地下水對湖水位（表面水）之影響，故可將上式簡化為水收支模式可簡化為：

$$\Delta S^{SW} = P - ET^{SW} + Q^{SW}_{in} + Q^{GW}_{in} - Q^{GW}_{out} - RO \quad (5.5)$$

整理 2019 年 1 月 19 號與 2019 年 7 月 1 號 2 場事件如表 23 與表 24，可發現水收支模式之待定量皆低於 10%，剩餘待定量可能來自於植物蒸散量與地下水出流量方法之誤差等原因。

表 23 2019 年 1 月 19 日水收支分析表（實測資料）

試驗日期	2019.1.19
水體積變化(m ³)	268.03
地下水出流量(m ³)	9.12
入滲流失量(m ³)	237.18
蒸發量(m ³)	7.34
待定量(m ³)	14.39
待定量百分比(%)	5.37%

表 24 2019 年 7 月 1 日水收支分析表（實測資料）

試驗日期	2019.7.1
水體積變化(m ³)	262.00
地下水出流量(m ³)	63.50
入滲流失量(m ³)	223.85
蒸發量(m ³)	0.00
待定量(m ³)	-25.36
待定量百分比(%)	-9.68%

第六章 夢幻湖水位控管策略建議及方案研擬

近年水文調查與監測後發現夢幻湖具有特殊的水文條件，其中包含湖水位於高水位會有驟降的情形發生、夢幻湖低水位時水位下降速率慢保水能力強與乾季時夢幻湖會出現湖區全面乾涸等現象，由於臺灣水韭族群消長與夢幻湖水位變化密切相關，為保持臺灣水韭在此棲地具有一定競爭優勢，有必要整合本計畫其相關研究計畫研擬夢幻湖水位管理策略，包括：

(一) 高水位時期

依據「108-110 年度夢幻湖生態保護區基礎調查及水文長期監測計畫」(陽明山國家公園管理處，2021)，臺灣水韭之適生水位為 866.09 m ~ 866.49 m，冬季平均水深達 73 ~ 83 cm 時可能不利其生長，以水位超越機率等條件分析後適合生長範圍為 866.10 m ~ 866.50 m。

在颱風、梅雨或東北季風影響時夢幻湖水位較高，現況裂隙 C1、C2 為夢幻湖之水位高程控制堰(類似概念如圖 104)，可避免湖水位持續高漲，2 處裂隙入口高程分別為 867.64 m、867.47 m，與前述適合生長範圍上限接近；如需增加冬季退水速率，可考慮些微降低裂隙 C1 入口頂部高程，並設置可於夏季回復原高程之設施(如擋板)，但詳細的規劃仍須視其他生態計畫的實際建議才能定案。

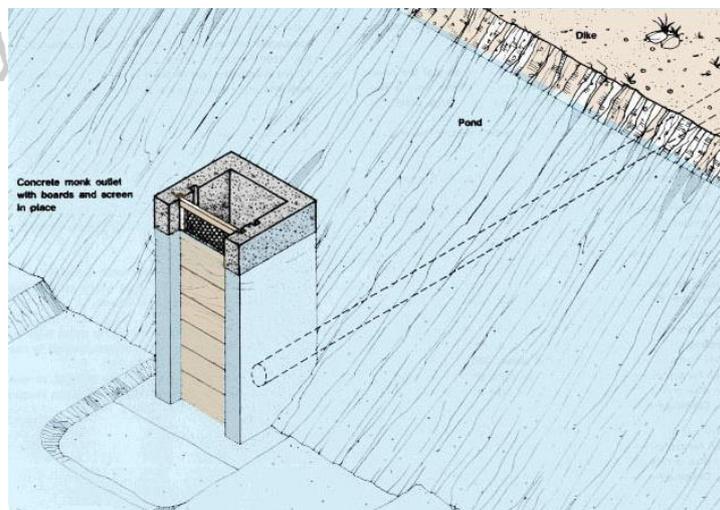


圖 104 水位控制構造物示意圖 (André G Coche, 1992)

(二) 低水位時期

依據「108-110 年度夢幻湖生態保護區基礎調查及水文長期監測計畫」(陽明山國家公園管理處, 2021), 夏季長期乾枯不利臺灣水韭生長。

2017、2018、2020 年於夢幻湖皆觀察到湖區全面乾涸之情況, 為避免未來夢幻湖夏季乾枯情形發生, 可考慮透過於湖區周圍(如裂隙 C1 旁於 2009 年被降挖地勢之區域) 建造簡易蓄水設施, 待夢幻湖水位過低時將蓄積之水源釋放於湖中, 或是考慮以「夢幻湖臺灣水韭原棲地保育監測及維護工作」(陽明山國家公園管理處, 2010) 人工晶化方式, 局部改善湖區滲漏情形, 但詳細的規劃仍須視其他生態計畫的實際建議才能定案, 且須於臺灣水韭生長有明顯變化時才選擇, 非必要情況下不干擾。

第七章 結論與建議

7.1 結論

7.1.1 裂隙監測

- (一) 裂隙 C1 水位與湖水位的連動，可反映湖水位高過裂隙 C1 入口後快速流失的情形。
- (二) 於裂隙 C1 以電動抽水機注水，洞口內水位幾無上升，得知裂隙 C1 出流量至少約為 30 CMD (m^3/day)。
- (三) 透過示蹤劑試驗，確認裂隙 C1、C2 均通往裂隙 C3，且水體經由該途徑之流速極快，約 0.25 天可於裂隙 C3 測得裂隙 C1、C2 投入之示蹤劑濃度反應。
- (四) 從裂隙 C3 下方設置淋洗器與量水堰，經多次水質量測，湖水與山壁淋洗器相比，兩者間的溫度、pH、溶氧均呈高度相關性；此外，湖水之 pH 與裂隙出流之 pH 呈高度相關性。
- (五) 裂隙 C1、C2 具有排除夢幻湖高水位湖水之功能，經由水位洩降試驗及示蹤劑得知其排除流量與流速之大，惟該 2 處入口高程甚高，僅影響高水位之水量變化。
- (六) 在裂隙 C3 下方裝設量水堰觀測出流量，2020 年 2 月 5 日至今測得最大出流量約為 820 CMD (m^3/day)。
- (七) 在裂隙 C3 下方裝設量水堰觀測長期出流量，比對湖水位後發現湖水深越大時量水堰測得出流量越高，且係以指數成長加快。

7.1.2 地下水觀測井監測

- (一) 經由既有 (N1、S1、S2) 及新鑽 (N2、GQ1、W1、W2、W3、S3) 地下水井，可推估整體地下水的流向。
- (二) 經由新鑽微水試驗井，以微水試驗推估湖區南、北 2 處之水平水力傳導係數(反映在地下水流速上)分別約為 1.062×10^{-4} 及 3.651×10^{-5} ，南區約為北區之 3 倍。
- (三) 地下水井投入之示蹤劑，最終流至裂隙 C3，流經時間約 4 天。
- (四) 從新鑽 (GQ1、GQ2) 水質井進行數次水質量測，僅 GQ2 於溫度上與湖水有高度相關性。
- (五) 地下水量與湖水位關係透過水文收支模式建立。

7.1.3 湖區水質及地下水特性調查

- (一) 使用滲流計實測湖區入滲量，湖區南、北 2 處之平均值分別約為 6.24×10^{-7} 及 5.07×10^{-7} ，南區大於北區。
- (二) 以地電阻試驗指出可能岩盤與含水層存在的區域，惟受限於儀器性能及長期試驗風險，檢測持續時間較短，測線以外以及較深處之地質條件仍有待進一步的確認。
- (三) 在 4 項湖區水質的量測成果中，僅溫度與湖水位較有相關性(湖水位越高則湖水溫度越低，呈現中度相關性)。
- (四) 各水質測點與湖水之水質，大致僅各淋洗器及水質井之溫度與湖水之溫度較具相關性(高度相關性)，以及山壁淋洗器之 pH 及溶氧與湖水之 pH 及溶氧也較具相關性(高度相關性)。

(五) 以湖水位及量水堰流量比較湖水位與地下水量關係，堰流量與湖水深大致呈現指數關係，亦即湖水越深則流失速度越快。

7.1.4 建立地下水參數及模式模擬分析

使用各試驗及觀測之資料以及部分假設參數，建立 MODFLOW 地下水模式模擬夢幻湖無降雨期間之地下水位變化，若經由不同的情境模擬，可預先掌握各種氣候條件下可能的湖水漲退程度，如颱風造成湖水上升的概估量、久旱不雨湖水仍不乾枯的預期最大天數等。

7.1.5 整合地下水資料於水文收支模式

經整合地下水於水文收支模式，並分析 2 場事件，發現地下水出流量及入滲損失量佔湖水體積變化的 9 成以上。

7.1.6 研擬夢幻湖水位控管策略建議及方案

依據「108-110 年度夢幻湖生態保護區基礎調查及水文長期監測計畫」（陽明山國家公園管理處，2021），冬季平均水深達 73~83 cm 時或是夏季長期乾枯可能不利臺灣水韭生長。如需增加冬季退水速率，可考慮些微降低裂隙 C1 入口頂部高程，並設置可於夏季回復原高程之設施（如擋板）；另可考慮透過於湖區周圍（如裂隙 C1 旁於 2009 年被降挖地勢之區域）建造簡易蓄水設施，或是以人工晶化方式，局部改善湖區南側滲漏情形，且須於臺灣水韭生長有明顯變化時才選擇，非必要情況下不干擾；以上詳細的規劃仍須視其他生態計畫的實際建議才能定案。

7.1.7 登錄濕地生態資料庫

本計畫收集與分析之資料，已登錄至內政部營建署城鄉發展分署建置之「濕地生態資料庫」(已改名為「濕地環境資料庫」)，透過該平台向各研究單位分享調查結果。

7.1.8 配合研究報告成果發表會

本計畫期間於 2021 年 5 月 2 日「第十二屆台灣濕地生態系研討會議程」，由參與協助本計畫的研究生進行「夢幻湖生態保護區地下水流向分析與水位控管策略」之學生口頭報告競賽，發表相關研究成果並榮獲特優獎，議程與得獎證明另詳附錄九。

7.1.9 投稿《國家公園學報》等期刊

本計畫的研究成果除投稿《國家公園學報》〈夢幻湖水文收支模式建立及應用〉，另也已投稿至國際期刊《Ecological Engineering》(〈Unit hydrographs for estimating surface runoff and refining the water budget model of a mountain wetland〉，於 2021 年 5 月 12 日收受投稿，該證明另詳附錄九)。

7.2 建議

- (一) 持續執行長時間且更多測線之地電阻測勘，將有助瞭解更全面的夢幻湖湖區內地質分布情形，以強化地下水模式模擬精度。
- (二) 持續收集重點地表水及地下水之水文資訊(包含蒸發量、降雨量、湖水位、地下水井 W1 地下水位、裂隙 C3 出流量，維持現有每 15 min 記錄一筆之頻率，且量水堰上方帆布應定期檢修以確保流量之準確性)，並建立相關管理資料庫以利後續湖區生態水文之經營管理。
- (三) 高水位及低水位之管控技術應再整合保護區水生植物競爭研究成果，以提出更有效可行的水位或其他水文資訊的警戒閾值，並預作為陸化情境時維持臺灣水韭競爭優勢的經營管理參考。
- (四) 透過本計畫及前期計畫之水文收支數據，並佐以文獻參考驗證，提出適用於夢幻湖不同時期的蒸發係數(四季或豐枯季)，協助建立整體夢幻湖生態保護區之蒸發及植物蒸散條件。

附錄一 評選審查意見處理情形

審查意見	處理情形
<p>同一地區地下水位應不致相差太多，是否有必要設置那麼多地下水觀測井？</p>	<p>過去半年執行的先期研究發現南北共 3 口地下水井洩降速度不一，顯示其土壤及入滲特性具高度空間異質，故增加水井密度，以確保數據完整。未來如發現鄰近水井水位差異不大，可調整減少。</p>
<p>高水位和低水位時，湖水下降速度分別為何？本計畫是否可以提供湖水下降速率？</p>	<p>依據先期調查資料，湖水位於 868.2m 下降速度時為 342.84 (cm/day)，湖水位於 866.3m 下降速度時為 1.08 (cm/day)，相差超過 2 個 order。後續將蒐集湖水位變動、出流速度與量等資料進行比對研究。</p>
<p>本計畫是否能查出西側出水孔之路徑？是否亦從東南出水口流出？</p>	<p>今年度已規劃於夢幻湖高水位時於湖區西邊裂隙 (C2) 會投入示蹤劑，於東南裂隙出水口處 (C3) 量測示蹤劑流出量，嘗試確認 2 個裂隙是否具有關聯性。</p>
<p>水流出的速度是否有加快或減緩之趨勢？個人認為臺北市公燈處早期種植的柳杉其根系擴張，造成岩塊空隙變大，極可能是湖水流失的原因。</p>	<p>夢幻湖自 2000 年以來經過數次人為干擾，湖水溢失情況或許有所不同，前後期資料比對或可呈現其趨勢及人為干擾之作用。有關柳杉的影響，本團隊會考量比對空照圖，釐清其植被的變化。國外有關湖泊裂隙的研究確有探討植物根系的影響，尤其喬木類根系發展與裂隙擴大有顯著關聯，惟其程度尚待評估。</p>

<p>目前湖區共有 3 口地下水井，南邊 2 口非常接近，貴團隊未來希望再增設 4 口井，建議是否將原先南邊其中 1 井移到中間一點，讓井孔可以均勻分布，亦可減少水井密度，避免破壞底質？</p>	<p>考量到於夢幻湖湖中鑽井可能會直接影響湖區之保水能力，故湖下之水文參數擬透過地電阻剖面分析瞭解。</p>
<p>地電阻是否只操作 1 次？地電阻測勘是否能看出水流出之路徑，以因應嚴重早期時須阻封湖水流失之需要。</p>	<p>由於地電阻通常於湖水位較低時進行，且本區水質偏酸，儀器遇酸性水質容易損壞，故目前暫時規劃執行 1-2 次。本計畫也將嘗試透過追蹤水質之方式瞭解水流出之路徑，以搭配解釋地點組及示蹤劑的調查結果。</p>
<p>計畫書第 9 頁有關示蹤劑投入說明似與簡報不一致，請修正。</p>	<p>感謝委員提醒，已修正。</p>
<p>隱藏式觀測井是否有井管？建議書中對隱藏式水井的說明與圖片不甚相符。水井深度預計是 4 米嗎？</p>	<p>地下水觀測井是隱藏式，但考量到操作方便性故留井管；井管設置於草叢中，不會破壞景觀。水井深度預計約為 1.5 米，觸及堅硬岩石或岩盤即不再向下鑽。</p>
<p>本計畫主要工作項目之一是瞭解裂隙之影響，目前貴團隊已掌握 3 處裂隙位置，後續如何掌握裂隙之間的關聯？</p>	<p>本團隊規劃於夢幻湖高水位時於湖區北區（C1）與西邊裂隙（C2）會投入示蹤劑，於 C3 量測示蹤劑流出量；如同時於 C1、C2 投入不同的示蹤劑，於 C3 觀察出流的變化，應可量化分析 3 個裂隙間的流動關聯性。</p>

<p>地下水有時會有管湧(piping)現象，即偏砂質土壤逐漸沖蝕導致地下水大量流失。此種現象是否可能發生在夢幻湖？本計畫是否能加以預警。</p>	<p>根據湖區及周邊土壤性質調查，大部分以黏性土壤為主，發生管湧現象機會不大。實際執行本案時留意此現象如：經由地表水及地下水的水位變動情形加以判斷。</p>
<p>目前有非破壞檢測或污損檢測等技術，可以協助掌握地下孔隙脈絡，直接瞭解地質結構，或可參考。</p>	<p>目前建議採用之地電阻法即為非破壞檢測法，原理是藉由釋放電流，計算電流經過實體之電流差，判斷造成電流差之實體為何，故可以看出地下水層剖面，由於其解析度是以公尺為單位，故可呈現 1 公尺以上裂隙寬度。</p>
<p>管理處目前有 2000 年拍攝之空載 LiDAR1 公尺網格 DSM 及 DEM 資料，可提供運用。</p>	<p>先期計畫已利用過管理處提供之 DEM 資料進行分析，並以此進行水收支分析。本期計畫提出利用 UAV 進行地形調查，除可獲得更高經度的地形地貌資訊，也可嘗試比對 2000 年資料，分析夢幻湖地形 20 年變化。</p>
<p>請再詳述地雷阻測勘作法及如何輔助示蹤劑之不足？</p>	<p>地電阻是藉由釋放電流，計算電流經過實體之電流差，判斷造成電流差之實體為何，故可以看出地下之物質剖面，由於其解析度是以公尺為單位，故可呈現 1 公尺以上裂隙寬度，如發現裂隙，可透過裂隙走向修改示蹤劑試驗規劃，也能透過地雷阻瞭解地下水文相關參數，以利建置地下水模式。</p>

附錄二 第一次期中報告意見處理情形

審查意見	處理情形
本計畫工作項目繁多，規劃嚴謹，短時間內已有初步成果，殊屬不易，值得肯定。	感謝委員肯定。
報告書第 21 頁觀測井應避免地表逕流進入”降雨初期，井水位上升，或與中間流(interflow)有關，可進一步查核或修正。	感謝指教，經查為盡量降低建置地下水井對現地環境之影響，封井時僅以瀘料和薄層水泥填封，故可能造成地表水進入，已修正報告之說明，後續將研究查核是否為中間流之方法。
湖水位與地下水位高低差異與相互間之補注關係而有待更多觀測資料加以釐清。請注意，較大降雨事件時，最高地下水位均未超過最高湖水位，此點可再加以說明。	感謝提醒，此部分的疑慮有待收集更多資料時將針對湖水位與地下水位相互間之補注關係進行分析。
報告書第 29 頁以 slug test 求取最大值，公式中部分參數之取得，如 Re，可進一步說明。	本計畫經費和人力無法定出相關參數，將引用文獻所載經驗參數為主，透過湖水位和地下水位觀測數據如再加入滲壓計數據和水質資料作為佐證，應會更明確。
未來建構 3D 地下水流/溶質傳輸模式時，須考量參數異向性及優勢流(preferential flow)對建模擬結果之影響。	現階段針對建立地下水模式之測試確實有發現優勢流的影響；參數異向性尚未納入，後續建模會加入說明。
報告書第 69 頁物傳輸控制方程式「D」應為「彌散係數」；第 34 頁以蒸發皿觀測帶入公式得到的為「蒸發量」或「蒸發散量」？	感謝指正，已更正 D 為彌散係數；目前計畫以蒸發皿觀測得到的是蒸發量，蒸散量需考量現地植生，本團隊仍在查閱夢幻湖周圍主要植物是否有文獻記載其葉蒸能力，再評估

	加入植被係數的可能性。
夢幻湖低水位時，地下水是否有補水的功能？	計畫進行至今尚未發現該功能，目前分析都指向由湖水補注地下水，但由於2019年未出現湖區乾涸之現象，無法確認乾季時是否有地下水是否有補注地下水，後續將會持續監測。
地電阻測試發現下方4公尺處之含水層是否與湖水有關？	含水層如上方為岩盤，則與湖水的流通會較受阻，惟目前似乎兩者有交流情況，尚待更確實的測量加以釐清，目前數據尚無法完全肯定。
報告書第4頁，「貴局」應為「管理處」。	謝謝指正，該處誤植已修正。
報告書第5頁計畫進度甘特圖，研究報告成果發表的年度跨了3個年度、投稿國家公園學報跨2個年度，建立地下水參數模式也跨了3個年度，如有誤請逕予修正。	由於本計畫執行期間為108年5月至110年5月，所以時間程度跨越3個年度。
報告書第22頁地下井網分佈圖，請調整至第20頁相關文字後方。	遵照辦理。
野外調查記錄表，請將出差日期、出差地點、出差目的、出差照片之「出差」改為「調查」。	遵照辦理，均已更正為「調查」。
C3 出流量擬使用量水堰(22)測量，請問量水堰體積，出流口處是否有足夠腹地放置？	本團隊已有丈量量水堰放置處之空間，目前已將量水堰安置於現場並開始記錄水位資料。
所有於湖區長期放置之設備(地下水井、水文儀器、集水器、滲流計)請標示「計畫名稱」、「計畫期程(以契約書為準)」、「受託單位」及「計畫主持人」	遵照辦理，已逐步標示儀器「計畫名稱」、「計畫期程(以契約書為準)」、「受託單位」及「計畫主持人」。

<p>(p51)「考慮到不排除鑽掘時所遇為岩塊而非岩『石』」「盤」此分析結果進行『下水模式建置之基礎』「地下水」。圖 49 應有更適當之圖說，非研究報告名稱。</p>	<p>謝謝指正，已針對文字說明錯誤或不當處進行適當修正。</p>
<p>水質量測預計為每季 1 次，至計畫結束約最多可進行 5-6 次，是否具備足夠分析之樣本數？</p>	<p>為具備足夠分析之樣本數，已盡量增加水質調查頻度至約每月 1 次，後續再視實際調查數據的分析結果進行適度調整。</p>
<p>重要濕地保育計畫網站及生態資料庫均有更新，待分署建置完成再同步更正報告書資料。</p>	<p>謝謝提醒，遵照辦理。</p>

附錄三 第二次期中報告意見處理情形

審查意見	處理情形
研究團隊於短時間內完成水文監測系統建置，業已獲致相當豐碩成果，並擴及水質分析及建構水文模擬模式，殊屬不易，值得肯定。	感謝委員肯定。
建議可整合滲流試驗、變水頭實驗及微水試驗成果，提供建模所需參數。	後續地下水模式建構將整合滲流試驗、變水頭實驗及微水試驗成果所得之參數。
地下水的溶氧值偏低應屬正常現象，可針對其機制加以說明，以豐富研究成果。	已補充相關背景機制。
地下水流控制方程(報告書第 88 頁)及水收支方程(第 95 頁)相關說明可進一步補充或修正，以更符合未來模式模擬條件(自由含水層)。	謝謝寶貴意見，相關內容已修正。
微水試驗和變水頭試驗結果之差異，在於水流動方向，後者為垂直水流，流量通常會比較小，現地微水試驗為水平流動。	感謝委員補充背景資料。
建議研議地電阻受限水位無法執行的替代方案。	目前已完成跨湖區地電阻調查。地電阻的長期監測方式將納入研究報告的建議事項。
水質調查部分數據不合乎以往夢幻湖水質調查數據，宜再確認。	後續將對比前人之水水質調查數據加以確認。
108 年 11 月 15 日的水質調查導電度測量值偏高，請再確認。	後續將對比前人之水水質調查數據加以確認。
報告書前言應簡要說明前期研究發現，以呼應本案實驗與取樣設計。	遵照辦理。
圖 12 數據似有誤，請再確認。	謝謝指正，已移除該資料。

附錄四 第三次期中報告意見處理情形

審查意見	處理情形
執行單位於短期內完成多項現地試驗並執行極為嚴謹之理論分析，殊為不易，值得肯定。	感謝委員肯定。
在地下水流向分析方面，建議可利用等水位線輔助建立或呈現區域性流向圖。	感謝委員建議，報告書已加入等水位線（圖 39）。
微水試驗所求得為經向水力傳導係數 K_x 、 K_y 之關係可藉由假設及後續驗證確認之。	感謝委員建議，報告書已補充 $K_x=K_y$ 之假設（P.41）。
P.8 C1 裂隙於湖水位不高時測得水深，推測為周遭干擾造成，此為偶發性事件或未來可能持續發生，如為後者如何排除其對數據之影響？	C1 裂隙可能因干擾進水為本團隊推測，且應為偶發，故數據可排除。
本計畫調查已有一定成果，後續應思考如何將複雜的調查研究轉化為實際可行之經營管理措施，建制夢幻湖長期水文自主監測模式，如能透過本案建立濕地水文調查標準作業流程，可使本案成果更為廣泛。	謝謝寶貴意見，本案前期研究已建立降雨經由單位歷線轉換即可得湖水入流量，只需持續收集表面水監測數據；本次計畫在裂隙出口設置量水堰，未來也可以持續取得資料，監測湖區保水程度，如果需要更細節的資料，可再檢視地下水井資料。
P.32 第一段句首「使得」誤繕。	謝謝指正，該處誤植已修正（P1）。
P.42 微水試驗各試驗井試驗次數差異原因為何？	謝謝提醒，原尚未分析之資料已補充，試驗次數已一致，請委員參閱表 7。
P.74-75 圖 76、77 建議於同一底圖套疊觀測井編號及劉聰桂岩心取樣點位，並盡可能使編號在黑白列印時仍清楚可辨。	感謝委員建議，報告書已加入套疊，請委員參閱圖 72。

審查意見	處理情形
4.2 地電阻測勘結果與劉聰桂鑽探結果略有出入，文中多次建議未來再做鑽探，其對於增進本區經營管理之實益為何？	因地電阻反演之地質仍有不確定性，如有較新的鑽探資料將可用於驗證真實性，有助瞭解含水層與岩盤的實際立體分布及建立更完善的地下水模式，可做為未來水文之管理決策基礎。
P.78 測線 lake_V1 深度 2-4 公尺推測為沉積岩，何以據此推論與崩塌堰塞行程之說吻合？	本區地電阻量測結果顯示夢幻湖約 10 公尺深即為岩盤，噴氣孔之說可能性不大；崩塌地通常土壤結構較為鬆散，湖底 2-4 公尺為飽和含水層，為土體較為鬆散之處，故推測為崩坍堆積之處；而湖南緣未見到較高的岩層，推測夢幻湖原為斜坡狀經崩塌鹽塊堵住形成。
P.92 表 8 建議移至 P.89 與主文較能相互對照。	感謝委員建議，表格已與主文置於同頁（表 12）。
P.96-97 表 12 補充說明「無調查」和「無資料」之意義。	感謝委員建議，相關字眼已修正。
P.101-107 有關地下水體之水質參數間相關性如屬低度相關，多歸因於土壤或岩石影響，則水質差異對水體傳導路徑之解釋力為何？	經多次調查後，地下水質與山壁裂隙出流水質關聯性不高，但示蹤劑試驗已證實水體傳導之可能方式，未來可考慮以此為基礎並建立更複雜的 MODFLOW 模式及 MT3DMS 模式加以驗證假設之傳導路徑。
第 6 章 水位控管策略建議既須考量其他生態計畫成果，建議回歸基礎調查計畫做整體評估與建議。期末報告應依據本保護區經營管理目標、保育標的與管理處量能，提出計	謝謝寶貴意見，本案前期研究已建立降雨經由單位歷線轉換即可得湖水入流量，只需持續收集表面水監測數據；本次計畫在裂隙出口設置量水堰，未來也可以持續取得資料，

審查意見	處理情形
<p>畫結束後可行的長期監測做法（監測項目、流程、表格、儀器操作方式等）。</p>	<p>監測湖區保水程度，如果需要更細節的資料，在檢視地下水井。後續委託專業團隊的工作應以資料分析為主，惟建議長期監測可以進行重點水文監測、建立經管資料庫，並可考慮納入較長期的地電阻量測規劃。</p>
<p>108-110 年度夢幻湖生態保護區基礎調查及水文長期監測計畫於第 3 次期中報告書中透過不同實驗，大致確認臺灣水韭適生水位，建議本案依其結果調整報告書內容。</p>	<p>謝謝提醒，相關數據已更新。</p>
<p>本區前人研究雖以植物為主但亦有涉及水文，本案應檢視前人研究成果，如有相互呼應之處，應記錄作為論證之支持；而如有衝突矛盾之處，則應予論述（如南邊地下水井水位下降幅度高，與前人指湖水由南側裂隙流出似為吻合）。</p>	<p>感謝委員建議，已盡可能補充前人之發現予以對照。</p>
<p>本案報告書應補充 105-106 年度水文調查成果，以利銜接本計畫內容。</p>	<p>謝謝寶貴意見，已補充過去湖水位及降雨對照圖於附錄 7。</p>
<p>P.8 圖 5、圖 6 均未呈現 C2 之情形。</p>	<p>比對過去水位及裂隙高程，裂隙 C1 對於高水位的退水影響較大，且裂隙 C2 洞口狹窄、裝設儀器不易，故僅針對 C1 進行較詳盡的資料蒐集與分析（圖 5、圖 6）。</p>
<p>地下水井的偵測是否受限於地下水井深度而影響後續分析？</p>	<p>地下水井深度反映地下含水層的底部位位置，應不致影響後續分析。</p>

審查意見	處理情形
<p>本計畫成果應回歸濕地管理，是否真有人為「管理」必要，應整合生態調查結果，綜合評估。</p>	<p>謝謝寶貴意見，經查影響湖水位的裂隙 C1、C2 曾有管理團隊進行改善，現況已非完全自然，且未來氣候變遷的影響之下，極端降雨若加劇恐不利湖水位維持在臺灣水韭適生水深，且部分區域有陸化潛勢，建議仍需保留一定程度的經營管理。</p>
<p>請團隊盡力將研究成果於國際期刊上發表。</p>	<p>感謝委員建議及鼓勵。已將歷年成果發表於相關研討會，並有數篇國際 SCI 期刊論文審查或準備投稿中。</p>

附錄五 期末報告意見處理情形

審查意見	處理情形
本計畫於斷其內完成諸多地表、地下水文調查分析，並完成相關水收支及地下水建模工作，成果即為全面且豐碩，值得肯定。	感謝委員肯定。
研究區域地下水含水層屬性為非侷限(自由)含水層，建議以非侷限地下水流控制方程式加以說明。	感謝委員建議，相關公式已修正(公式 5.1)。
比出水量 (S_y) 及比貯蓄係數 (S_s) 建議可參酌土壤成分決定之，再行參數校正，使其更符合現地地下水文條件。	感謝委員建議，兩係數已依據土壤成分組成修正 (表 21)。
地下水模式建立後之應用與地表水文之聯結及相關可能情境模擬，可簡要補充說明。	感謝委員建議，相關說明已補充於 5.3 節。
目前所採之皿蒸發係數為年平均値，惟以湖泊水文而言四季蒸發散量差異顯著，建議再參考其他文獻，或者可以入滲量和蒸發量驗證係數之適當性。	感謝委員提醒，此為本研究提供完整現場數據的附加價值，後續研究可再針對委員建議深入探討，並修正先前使用的皿蒸發係數為年平均之參考值。
P.13 圖 13、14 量水堰、裂隙出流部分時段似未全部反應湖水位狀況。	量水堰水量未呈現與湖水位連動的部分，主要是因為水位計數據有異，推測可能是水沿著岩壁未流入量水堰中，或是因為水流太強，造成水位劇烈波動或是部分未進入量水堰中，以致於取得數據上仍有限制。
P.36 S1 水井水位陡降，判斷為水流失的熱點或是主要流路途逕上的某處，和 4.1.4 入滲調查南區入滲較北	S1 水位陡降及南區入滲速度快都和南區的土質直接相關，但是否為流路途逕，僅屬猜測。

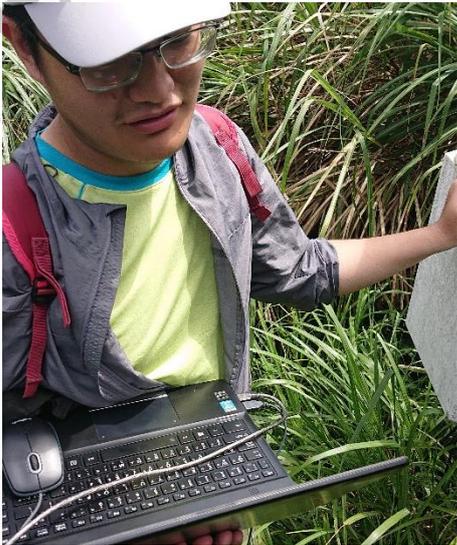
審查意見	處理情形
區快，兩者所指出的意義是否相同？	
第 4 章 4-1 水位、降雨量、蒸發量屬於「夢幻湖生態保護區基礎調查與水文長期監測計畫」範疇，本報告書雖列調查方法，但沒有呈現數據，建議是否刪除或將數據補充於附錄。	湖水位、降雨量、蒸發量等資料應用於水文收支模式，湖水位與降雨量之逐 15 min 資料詳圖 26，且已另補充「夢幻湖生態保護區基礎調查與水文長期監測計畫」第 4 次期中報告之湖水位的逐月資料於附錄七、降雨量及蒸發量的逐月資料於附錄八。
3.3 示蹤劑實驗未說明實驗成果。	感謝委員提醒，因現地實驗過程中儀器故障未能記錄到相關數據，參考「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(2019)成果，示蹤劑從地下水井 S2 至山壁裂隙 C3 所需時間約 4 天。
3.2.2 微水試驗結果對地質的分析建議對照實際土壤質地。	感謝委員建議，已補充與「夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究」(2019)土壤成分之比對。
後續研究建議第 2 點：「重點地表水及地下水偉文資訊」請詳列。	感謝委員提醒，相關資訊已詳列於 8.2 節。
請整理一份關於夢幻湖水文的基礎資料。	該資訊已整理並補充於摘要之前。
報告書請補充後續監測項目。	感謝委員提醒，相關資訊已詳列於 8.2 節。
「摘要」摘敘高水位與低水位控制模式建議同正文說明須依生態資料決定，以避免誤會。	感謝委員建議，該建議之敘述已修正。

審查意見	處理情形
量水堰最大水量是 750CMD 時，湖水位的狀況為何(是否超過 C1 裂隙高程)？	目前已知量水堰最大水量約為 820CMD，為湖水位於 2020 年 12 月 1 日來到相對高值 (867.599 m) 且發生前有持續高水位之狀況下測得，當時水位高於裂隙 C2 但略低於裂隙 C1。
本計畫工作項目之一為研擬湖水管控策略，報告書應明確說明根據整體研究結果所建議之策略。	報告書已有提出高水位和中低水位的湖水管控策略，另已補充敘明其執行必須配合的生態資料。
期末報告通過，請受託單位依委員意見補正報告書內容，並依契約書規定辦理結案事宜。	遵照辦理。

附錄六 野外調查紀錄

調查日期	2019年5月15日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	收取水文儀器資料並進行裂隙調查		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 收取設置於夢幻湖水文儀器資料 2. 湖區水質調查 3. 裂隙勘查（流量與尺寸） 		
調查照片			<p>山壁裂隙（無水）</p> <p>裂隙勘查</p>
			<p>裂隙尺寸測量</p> <p>水質調查</p>

調查日期	2019年5月24日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	試飛 UAV (Unmanned Aerial Vehicle) 並收取水質資料		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 收取設置於夢幻湖水質資料 2. UAV 試飛完成 3. 利用 UAV 拍攝夢幻湖之 DSM (Digital Surface Model) 		
調查照片			
	調整 UAV	UAV 準備起飛	
			
	UAV	水質調查	

調查日期	2019年6月21日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	收取水質、水文與地下水位資料		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 收取設置於夢幻湖水文儀器資料 2. 湖區水質調查與架設水質調查設施 3. 地下水位資料收取 		
調查照片			
	山壁出流處掛設集雨器	地下水位資料收集	
			
	水文資料收集	發現氣壓計遺失	

調查日期	2019年6月21日	調查地點	陽明山夢幻湖	
調查目的	架設氣壓計、水質調查設施與測試滲流計			
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 架設氣壓計 2. 架設水質調查設施並收取水質資料 3. 測試滲流計 			
調查照片				
	設置樹木淋洗器	設置集雨器		
				
	測試滲流計	水質資料收取		

調查日期	2019年7月10日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	設置地下水質井與架設水質調查設施		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 設置2孔地下水質井 2. 架設水質調查設施 3. 水文、水質與地下水位資料收取 		
調查照片			
	設置樹木淋洗器	包覆井篩	
			
	濾料回填	完井	

調查日期	2019年7月24日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	設置地下水位井		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 湖區北側設置地下水位井 湖區西北側完成地下水位井孔 		
調查照片			
	鑽設之井孔	鑽設之井孔	
			
	井孔位置	完井	

調查日期	2019年7月26日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	設置地下水位井		
完成之工作內容與過程	1. 西北側地下水位井完井 2. 湖區南側設置地下水位井		
調查照片			
	鑽設之井孔	包覆井篩	
			
	切割井管	完井	

調查日期	2019年7月30日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	設置地下水位井		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 湖區南側設置地下水位井 2. 湖區西南側完成地下水位井孔 		
調查照片			
	鑽設之井孔	鑽設之井孔	
			
	完井		

調查日期	2019年7月31日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	設置地下水位井		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 湖區西側設置地下水位井 湖區西南側設置地下水位井 		
調查照片			
	鑽設之井孔		包覆井篩
			
	濾料回填		完井

調查日期	2019年8月2日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	收取水質資料與設置地下水水位計		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 裂隙流量調查 2. 湖區水質調查 3. 設置地下水水位計 		
調查照片			<p style="text-align: center;">水位計</p>
			<p style="text-align: center;">設置地下水水位計</p>
	<p style="text-align: center;">設置地下水水位計</p>	<p style="text-align: center;">裂隙流量與水質調查</p>	

調查日期	2019年8月20日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取與高程調查		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 高程調查 2. 地表與地下水文資料收取 		
調查照片	 <p style="text-align: center;">全測站稜鏡</p>		

調查日期	2019年8月30日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地電阻試操作		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 湖區西側設置地下水位井 2. 地表與地下水文資料 		
調查照片			
	地電阻佈線情況	地電阻佈線情況	
			
	地電阻施作情況	地電阻施作情況	

調查日期	2019年10月4日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取與滲流計測試		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 滲流計測試 		
調查照片			
	滲流計測試	滲流計測試	

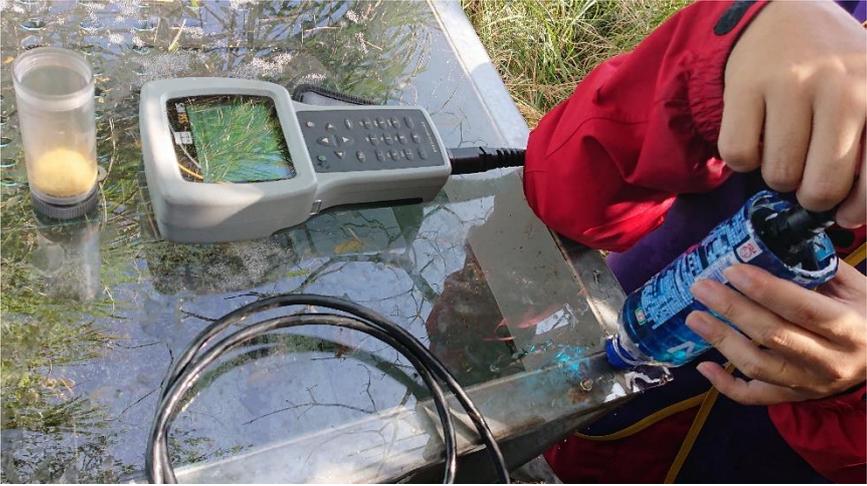
調查日期	2019年11月15日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取、滲流計測試與土壤採樣		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 土壤採樣 4. 滲流計測試 		
調查照片			
	滲流計測試	土壤採樣	

調查日期	2019 年 12 月 10 日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	裂隙水位計安裝		
完成之工作 內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 土壤採樣 2. 設置北區裂隙水位計 3. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 		
調查照片			
	設置北區裂隙水位計	水文資料收取	

調查日期	2019年12月11日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	裂隙水位洩降實驗		
完成之工作內容與過程	1. 裂隙水位洩降實驗		
調查照片			
	水位洩降實驗施作情況	水位洩降實驗施作情況	

調查日期	2019年12月18日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	量水堰現地安裝		
完成之工作內容與過程	1. 量水堰組件運至現地並安裝		
調查照片			
	量水堰組件運送		
調查照片			
	量水堰安裝		

調查日期	2019年12月26日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	量水堰噴漆安裝水位計與鑽設微水試驗用井		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 量水堰噴漆安裝水位計 2. 收取水質資料 3. 土壤採樣 		
調查照片			
	土壤採樣	收取水質資料	

調查日期	2019年1月7日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	量水堰測試與水質資料收取		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 水質資料收取 2. 量水堰測試 		
調查照片			
	量水堰測試		
調查照片			
	水質資料收取		

調查日期	2020年1月16日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	量水堰噴漆安裝水位計與鑽設微水試驗用井		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 量水堰噴漆安裝水位計 2. 鑽設微水試驗用井(南區) 		
調查照片			
	鑽設微水試驗用井(南區)	量水堰噴漆安裝水位計	

調查日期	2020年2月17日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	鑽設微水試驗用井與收取山壁裂隙水位計資料		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 鑽設微水試驗用井(北區) 2. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 3. 收取山壁裂隙水位計資料 		
調查照片			
	鑽設微水試驗用井	鑽設微水試驗用井	

調查日期	2020年2月19日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	微水試驗與滲流計測試		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 南區微水試驗 2. 滲流計測試 		
調查照片			
	滲流計測試	微水試驗	

調查日期	2020年2月21日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	微水試驗與滲流計測試		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 南區微水試驗 2. 滲流計測試 3. 水質資料收取 		
調查照片			
	微水試驗	滲流計測試	

調查日期	2020年3月11日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 收取山壁裂隙水位計資料 		
調查照片			
	收取水質資料		收取水質資料

調查日期	2020年4月16日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 收取山壁裂隙水位計資料 		
調查照片			
	收取水質資料	收取地下水位資料	

調查日期	2020年6月4日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 收取山壁裂隙水位計資料 		
調查照片			
	收取地下水位資料	收取地下水位資料	

調查日期	2020年7月14日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地電阻觀測地下水位(南北向)		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地電阻觀測地下水位(南北向) 2. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 3. 水質資料收取 		
調查照片			
	地電阻佈線情況		
調查照片			
	地電阻佈線情況		

調查日期	2020年7月29日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地電阻觀測地下水位(東西向)		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地電阻觀測地下水位(東西向) 2. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 3. 地下水井高程高程調查 		
調查照片			
	地電阻佈線情況		
			
地電阻佈線情況			

調查日期	2020年8月14日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 收取山壁裂隙水位計資料 		
調查照片			
	量水堰水位調查		
調查照片			
	收取水質資料		

調查日期	2020年8月26日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	微水試驗與滲流計試驗		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 微水試驗與滲流計試驗 		
調查照片			
	微水試驗	滲流計試驗	

調查日期	2020年9月17日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	微水試驗與滲流計試驗		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 裂隙口 C3 高度測量 		
調查照片			
	裂隙口 C3 高度測量	裂隙口 C3 高度讀取	

調查日期	2020年11月6日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	試蹤劑試驗與雙環入滲試驗		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 裂隙口 C1 試蹤劑試驗 2. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 3. 北區雙環入滲試驗 		
調查照片			
	裂隙口 C1 試蹤劑投放	北區雙環入滲試驗	

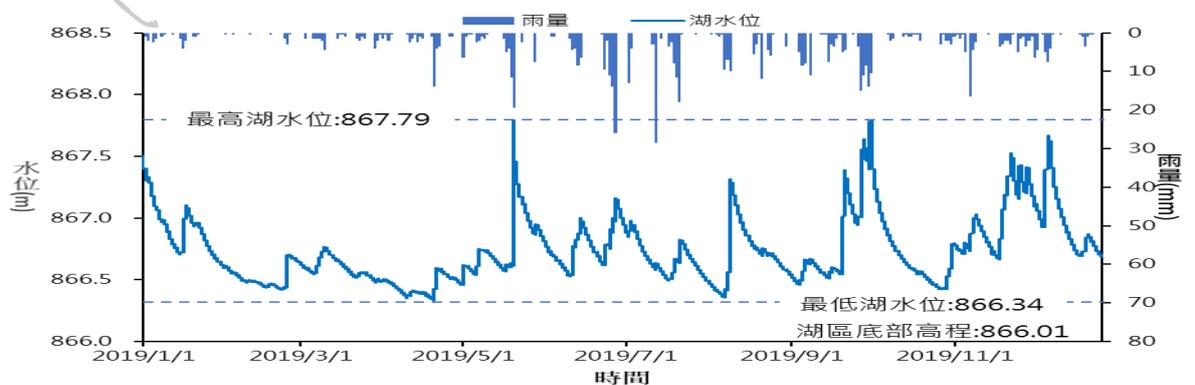
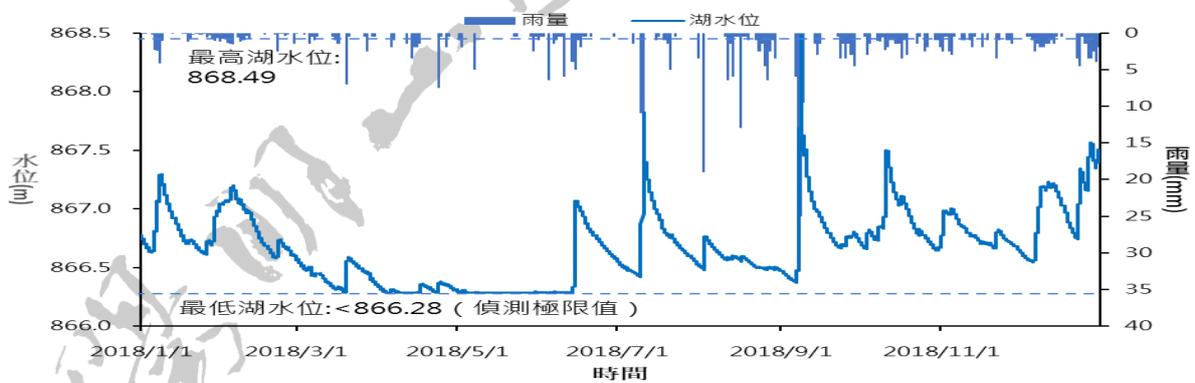
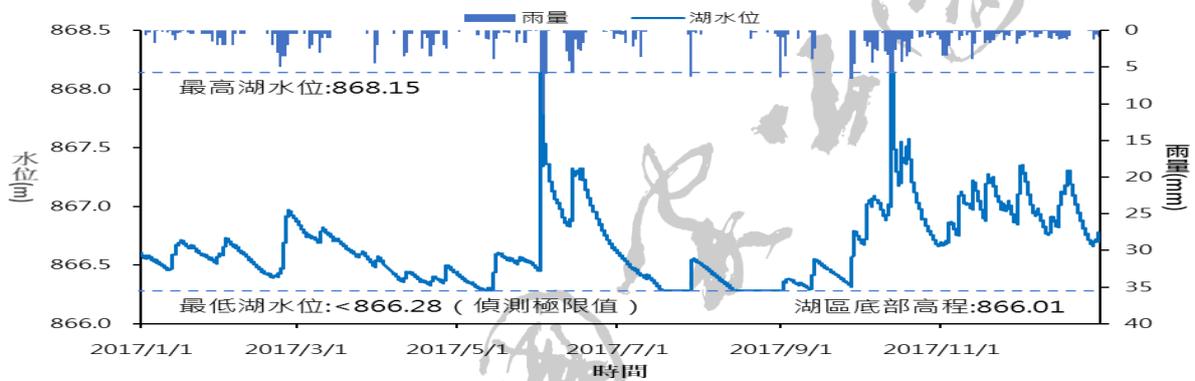
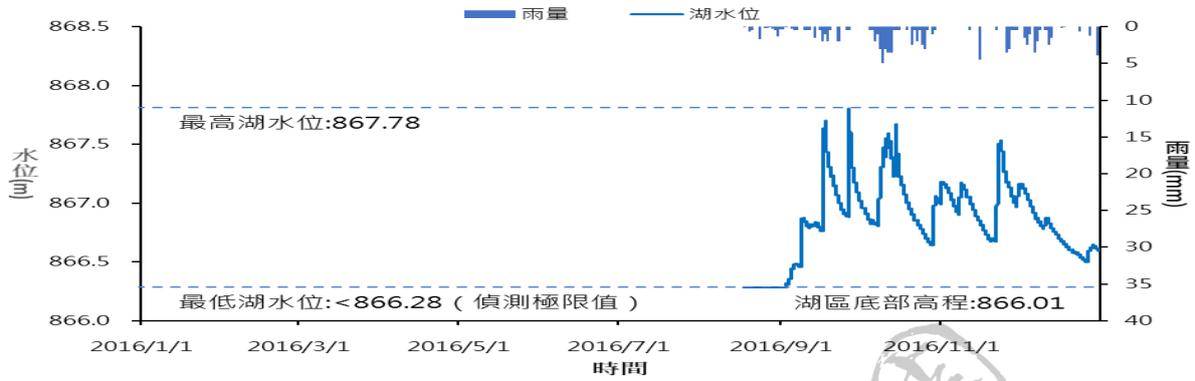
調查日期	2020年11月25日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	試蹤劑試驗與雙環入滲試驗		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 裂隙口 C1、C2 試蹤劑試驗 2. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 3. 南區雙環入滲試驗 		
調查照片			
	裂隙口 C2 試蹤劑投放後注水		
			
	南區雙環入滲試驗		

調查日期	2021年1月25日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 收取山壁裂隙水位計資料、回收示蹤劑檢測器 		
調查照片			
	水文儀器資料讀取		
調查照片			
	湖水位資料讀取		

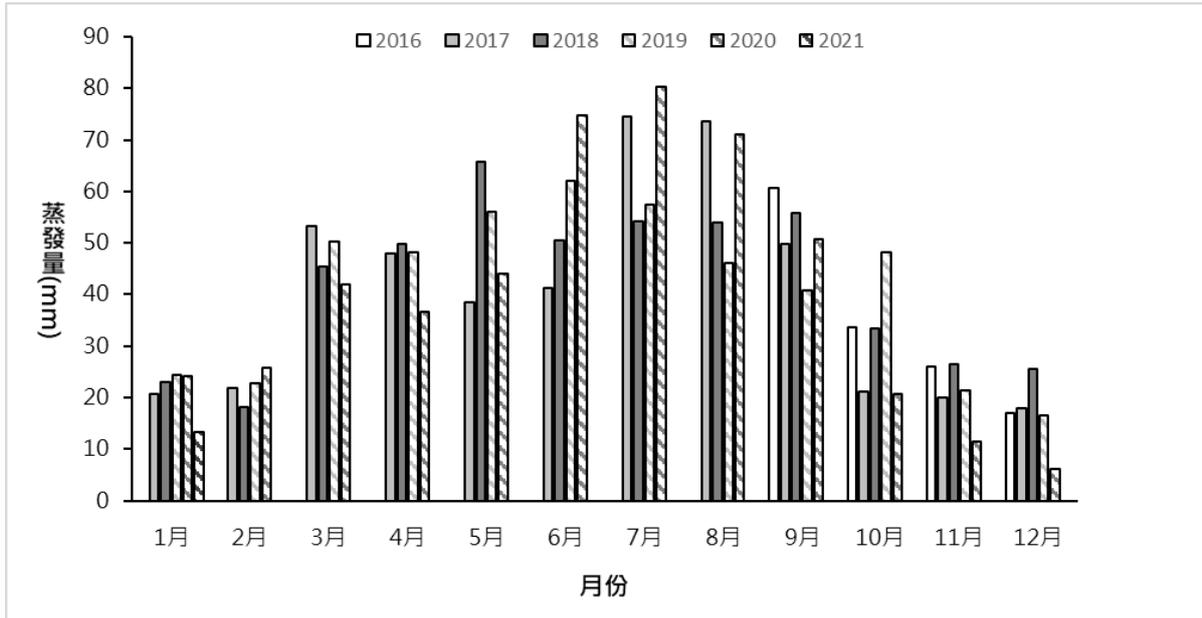
調查日期	2021年3月5日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取、試蹤劑試驗		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 地下水及裂隙 C2 之示蹤劑試驗 		
調查照片			
	水文儀器及水質資料讀取		
			
	地下水及裂隙 C2 之示蹤劑試驗		

調查日期	2021年3月31日	調查地點	陽明山夢幻湖
調查目的	地表與地下水文資料收取、試蹤劑試驗		
完成之工作內容與過程	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地表與地下水文資料收取及儀器維護 2. 水質資料收取 3. 收取山壁裂隙水位計資料、回收示蹤劑檢測器 		
調查照片			
	湖水位資料讀取		
	 		
	量水堰水位調查、示蹤劑檢測器回收		

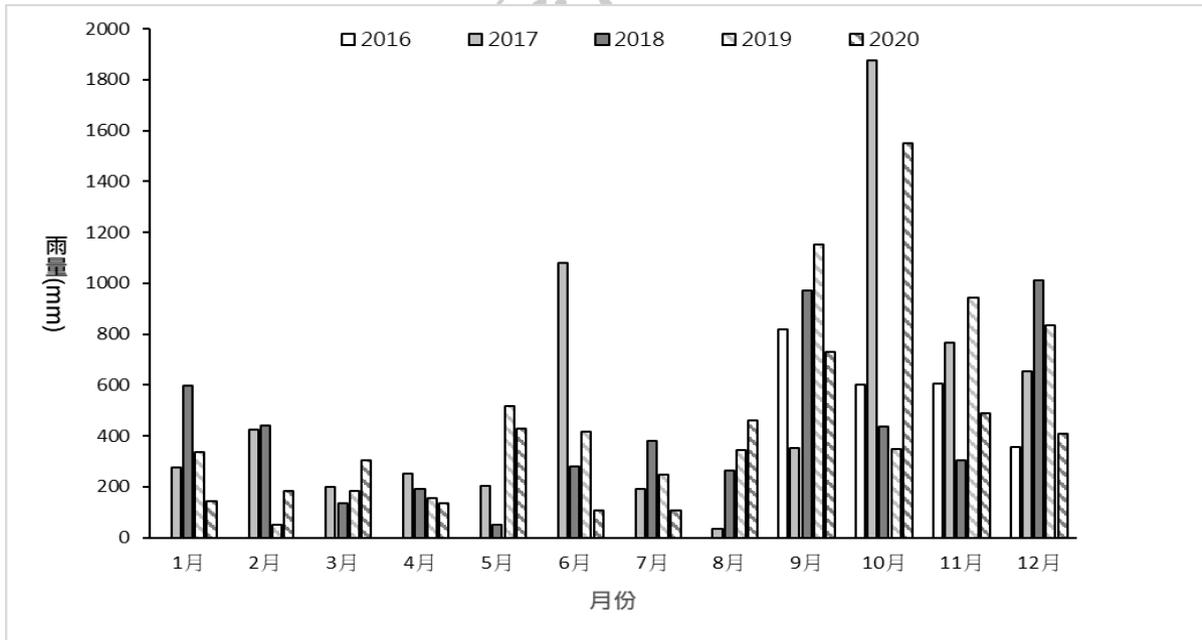
附錄七 夢幻湖前期湖水位及雨量對照



附錄八 夢幻湖歷年之月蒸發量與月降雨量



2016年9月~2020年12月間月蒸發量圖



2016年9月至2020年12月間月降雨量圖

附錄九 計畫成果發表證明

第十二屆台灣濕地生態系研討會議程

時間	5/2(星期日)議程	
08:00-08:30	國立臺灣師範大學公館校區綜合館國際會議廳(3F)	
	報到	
08:30-09:00	國立臺灣師範大學公館校區綜合館國際會議廳(3F)	
	開幕典禮 (3F 國際會議廳)	
大會演講 (主持人：林幸助)		
09:00-09:20	大會專題演講：國立臺灣師範大學方偉達：濕地公約 50 年/全球濕地變遷和國際視野	
09:20-09:40	大會專題演講：台灣濕地學會監事 陳章波	
09:40-10:00	大會專題演講：國立臺灣大學施上粟：濕地工程與科學	
10:00-10:20	大會專題演講：國立中山大學袁中新：人工濕地溫室氣體排放及其在碳中和目標扮演之角色	
10:20-10:40	團體照+茶敘	
口頭發表 (主持人：施上粟)		
10:40-11:10	大會專題演講：國立中興大學生命科學系 林幸助特聘教授	
11:10-11:25	子題 1 國際濕地展望	論文宣讀 1：林蔚任-Effects of sediment characteristics on carbon dioxide fluxes in unvegetated tidal flats during emersion in tropical and subtropical regions
11:25-11:40	子題 2 濕地科學評估	論文宣讀 2：黃國文-無尾港濕地生態環境脆弱度評估
11:15-11:30	子題 3 濕地生物多樣性	論文宣讀 3：黃元照-舊的沒走，新的還來！台江學園水門很好玩！
11:30-11:45	子題 4	論文宣讀 4：吳思儒-公私協力的流域守護行動初探-以台灣三峽河段為例
11:45-12:00	濕地永續發展目標	論文宣讀 5：林國凱、Anton Alberta Salim -Water Gate Operations for a Wetland Management Plan
12:00-13:30	午餐、台灣濕地學會會員大會暨理監事選舉(2F 交誼廳) 海報論文發表、學生海報論文競賽	
大會演講 (主持人：趙芝良)		
13:30-13:50	大會專題演講：內政部營建署城鄉發展分署廖文弘副分署長	
13:50-14:10	大會專題演講：林務局保育組棲地經營科石芝菁科長	
學生口頭報告競賽 (主持人：林蔚任)		
14:10-15:10	五分鐘快講 1：陳冠宇-熱帶藍碳系統的變遷-墾丁混生海草床物種消長的機制	
	五分鐘快講 2：黃耀陞-人造感潮濕地內外水位變化與小水鴨棲地適合度分析：以桃園市許厝港濕地為例	
	五分鐘快講 3：李冠穎-夢幻湖生態保護區地下水流向分析與水位控管策	
	五分鐘快講 4：陳昀安-污水型人工濕地中微生物族群的消長	
	五分鐘快講 5：徐彰聰-應用照片模擬法剖析濕地遊憩木棧道線狀空間承載量之研究	
	五分鐘快講 6：戴又銘-藻礁學運的行動者網絡	

2021 年第十二屆台灣濕地生態系研討會議程 (1/2)

第十二屆台灣濕地生態系研討會議程

時間	5/2(星期日)議程	
	五分鐘快講 7：周郁閣-全球小型湖泊及池塘對甲烷排放之貢獻	
	五分鐘快講 8：高語岑-呼吸根密度影響紅樹林甲烷排放	
	五分鐘快講 9：楊少鈞-紅樹林樹幹溫室氣體排放對碳收支之影響	
	五分鐘快講 10：陳宣穎-高雄中都濕地公園之紅樹林碳匯服務	
	五分鐘快講 11：徐任葶-臺灣第一期稻作之二氧化碳與甲烷排放	
	五分鐘快講 12：蘇語乾-通洪阻礙物模式應用於河川高灘地植生管理——以大漢溪人工濕地為例	
15:10-15:30	茶敘	
口頭發表 (主持人：黃國文)		
15:30-15:45	子題 5 濕地永續發展 目標	論文宣讀 6：范義彬-人工濕地的經營管理-以華江溼地為例
15:45-16:00		論文宣讀 7：簡赫琳-人工濕地復育都市河川的機會與挑戰-從耦合基礎建設框架理論切入
16:00-16:15		論文宣讀 8：阮忠信-以系統觀點探討雙連埤國家重要濕地復育與經營策略
16:15-16:30	子題 6 濕地與氣候變 遷	論文宣讀 9：林蕙萱-水田濕地之洪氾減緩效益推估-以五十二甲濕地為例
16:30-16:45		論文宣讀 10：林巧雯-溪口農場水稻田土壤溫室氣體排放之長期監測
16:45-17:00		論文宣讀 11：游牧笛、沈淑敏-應用多期歷史圖資初步檢視濕地微地形環境百年變遷
17:00-17:15	子題 7 濕地與民生經 濟	論文宣讀 12：楊宗翰-濕地保育、生態旅遊與公私合作：英國經驗與台灣啟示
17:15-17:40	閉幕典禮 學生論文競賽頒獎	

開幕致詞來賓 師大理工學院院長陳焜銘教授

2021 年第十二屆台灣濕地生態系研討會議程 (1/2)



獎 狀

華濕人字第 110050202 號

李冠穎 同學參加『第十二屆台灣濕地生態系研討會』學生口頭論文競賽。

榮 獲 特 優

特頒此狀，以茲鼓勵

社團法人台灣濕地學會

理 事 長

林 幸 助



中 華 民 國 1 1 0 年 0 5 月 0 2 日

參與協助本計畫之研究生於學生口頭論文競賽獲獎證明



Uptree Shih <uptreeshih@gmail.com>

A manuscript number has been assigned to your submission

1 封郵件

Jan Vymazal (Editor-in-Chief Ecological Engineering) <em@editorialmanager.com>

2021年5月15日 下午11:26

回覆: "Jan Vymazal (Editor-in-Chief Ecological Engineering)" <vymazal@fzp.czu.cz>

收件者: Shang-Shu Shih <uptreeshih@ntu.edu.tw>

Ms. Ref. No.: ECOLENG-D-21-00548

Title: Unit hydrographs for estimating surface runoff and refining the water budget model of a mountain wetland
Ecological Engineering

Dear Uptree,

Your submission entitled "Unit hydrographs for estimating surface runoff and refining the water budget model of a mountain wetland" has been assigned the following manuscript number: ECOLENG-D-21-00548.

You may check on the progress of your paper by logging on to the Editorial Manager as an author. The URL is <https://www.editorialmanager.com/ecoleng/>.

Your username is:

If you need to retrieve password details, please go to:

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Eva Vymazalova
Managing Editor
Ecological Engineering

For further assistance, please visit our customer support site at <http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EM via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/ecoleng/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.

國際期刊《Ecological Engineering》之收受投稿證明

參考文獻

1. Alley, T. (2002) *Groundwater tracing handbook*. Ozark Underground Laboratory available on-line from www.ozarkundergroundlab.com
2. Baena, C.L., B. Andreo, J. Mudry, F.C. Cantos (2009) Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers : The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain. *Hydrogeology Journal* 17 : 843–853. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0395-x>
3. Belanger, T. V., R. A. Kirkner (1994) Groundwater/surface water interaction in a Florida augmentation lake. *Lake and Reservoir Management* 8 : 165-174.
4. Birk, S., R. Liedl, M. Sauter (2004) Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico- chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany) . *Journal of Hydrology* 286 : 179-193. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.007>
5. Bouwer, H., R.C. Rice (1976) A slug test method for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research* 12 : 423-428. <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00423>
6. Butler, J.J. (1998) *The design, performance, and analysis of slug test*. Lewis Publishers, NY, USA.
7. Chen, W. F., & Liu, T. K. (2003). Dissolved oxygen and nitrate of groundwater in Choshui Fan-Delta, western Taiwan. *Environmental Geology*, 44(6), 731-737.
8. Coche, A. G., J. F. Muir, T. L. Laughlin (1992) *Pond Construction for Freshwater Fish Culture : Pond-farm structures and layout* (Vol. 20) . Food & Agriculture Org.
9. Das, B.M., K. Sobhan (2014) *Principles of geotechnical engineering*. Cengage Learning, MA, USA.
10. Daniels, F., R. A. Alberty (1966) . *Physical Chemistry*, John Wiley and Sons, Inc.
11. deGroot-Hedlin, C., S. Constable (1990) Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics* 55 (12) , 1613-1624. <https://doi.org/10.1190/1.1442813>
12. Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1998) . *Physical and chemical hydrogeology* (Vol. 506). New York: Wiley.
13. Dey, A., H.F. Morrison(1979) Resistivity Modeling for Arbitrarily Shaped 2-Dimensional Structures. *Geophys Prospect* 27 (1) , 106-136.
14. Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). Groundwater (No. 629.1 F7).
15. Hallof, P.G. (1982) Reconnaissance and detailed geophysical results, Granite Mountain area, Pershing County, Nevada, *Global Tectonics and Metallogeny* 1 (4) , 374-401. <https://doi.org/10.1127/gtm/1/1982/374>

16. Healy, R. W., Winter, T. C., LaBaugh, J. W., & Franke, O. L. (2007). Water budgets: foundations for effective water-resources and environmental management (Vol. 1308). Reston, Virginia: US Geological Survey.
17. Hubbert, M. K. (1940) The Theory of Ground-Water Motion. *The Journal of Geology* 48 (8) , 785-944.
18. Inman, J. R. (1975) Resistivity Inversion with Ridge Regression. *Geophysics*, 40 (5) , 798-817.
19. Keller, G. V., F. C. Frischknecht (1966), *Electrical methods in geophysical prospecting*, Pergamon Press Inc., Oxford.
20. Lee, D.R., J.A. Cherry, J.F. Pickens (1980) Groundwater transport of a salt tracer through a sandy lakebed. *Limnol. Oceanogr* 25 : 45-61.
21. Lee, D.R. (1977) A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries 1. *Limnology and Oceanography* 22 : 140-147.
22. Loke, M. (2004) *Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys*.
23. Ludwig, A. L., & Hession, W. C. (2015) . Groundwater influence on water budget of a small constructed floodplain wetland in the Ridge and Valley of Virginia, USA. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, 699-712.
24. Malard, F., & Hervant, F. (1999). Oxygen supply and the adaptations of animals in groundwater. *Freshwater Biology*, 41(1), 1-30.
25. Martin, J.B., R.W. Dean (1999) *Temperature as a natural tracer of short residence times for groundwater in karst aquifers*. In : Palmer AN, Palmer MV, Sasowsky ID (eds) *Karst Modeling. Spec. Publ. 5* : 236-242. Karst Waters Institute, Leesburg, VA, USA.
26. McDonald, M. G., A.W. Harbaugh (1988) *A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model* (Vol. 6, p. A1) . Reston, VA : US Geological Survey.
27. O'Neill, D. J., N.P. Merrick (1984) A Digital Linear Filter for Resistivity Sounding with a Generalized Electrode Array. *Geophys Prospect* 32 (1) : 105-123.
28. Petermann, E., J.J. Gibson, K. Knöller, T. Pannier, H. Weiß, M. Schubert (2018) Determination of groundwater discharge rates and water residence time of groundwater-fed lakes by stable isotopes of water (^{18}O , ^2H) and radon (^{222}Rn) mass balances. *Hydrological Processes* 32 : 805-816.
[https : //doi.org/10.1002/hyp.11456](https://doi.org/10.1002/hyp.11456)
29. Reynolds, J. M. (1997) *An introduction to applied and environmental geophysics*, John Wiley & Sons, Ltd., New York, USA.
30. Rose, S., & Long, A. (1988). Monitoring dissolved oxygen in ground water: some basic considerations. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 8(1), 93-97.
31. Sanders, L.L. (1998) *A Manual of Field Hydrogeology*. Prentice Hall, NJ, USA.
32. Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology journal*, 10(1), 18-39.

33. Schlumberger, C. (1912) *Étude sur la prospection électrique du sous-sol*, Gauthier-Villars, Paris, France.
34. Shaw, R. D., E.E. Prepas (1989) Anomalous, short-term influx of water into seepage meters. *Limnology and Oceanography* 34 : 1343-1351.
35. Silvester, P. P., R.L. Ferrari (1996) *Finite Elements for Electrical Engineers*, 3rd ed., Cambridge University Press.
36. Telford, W.M., L.P. Geldart, R.E. Sheriff (1990) *Applied Geophysics*, 2 ed., Cambridge University Press, Cambridge.
37. Thies, H., U. Nickus, C. Arnold, R. Psenner (2002) A hydrological tracer experiment with LiCl in a high mountain lake. *Hydrological Process* 16 : 2329-2337.
<https://doi.org/10.1002/hyp.1004>
38. van Nostrand, R. G., K.L. Cook (1966) Interpretation of resistivity data, *Report Rep. 499*.
39. Wilson, J., C. Rocha (2016) A combined remote sensing and multi-tracer approach for localising and assessing groundwater-lake interactions. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 44 : 195-204.
<https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.09.006>
40. 陽明山國家公園管理處，2017，105-106 年度夢幻湖重要濕地（國家級）基礎調查計畫。
41. 陽明山國家公園管理處，2018，106-107 年陽明山國家公園夢幻湖生態保護區水文調查計畫。
42. 陽明山國家公園管理處，2019，夢幻湖生態保護區裂隙調查及示蹤劑試驗先期研究。
43. 陽明山國家公園管理處，1990，夢幻湖及附近窪地之剖面分析及定年研究。
44. 陽明山國家公園管理處，1988，夢幻湖植物生態系之調查研究。
45. 許耀文，2020，夢幻湖生態保護區土壤性質與水分運動過程對臺灣水韭棲地影響，國立臺灣大學土木工程學系碩士學位論文。
46. 許耀文，2020，夢幻湖生態保護區地下水滲流參數量測，陽明山國家公園管理處研究生研究計畫。
47. 徐美玲，1983，陽明山國家公園之地質、地形景觀，科學月刊。
48. 游雅婷，2012，環境因子和人為干擾對夢幻湖濕地臺灣水韭的影響，國立臺灣大學生物環境系統工程學系博士學位論文。
49. 內政部，2003，陽明山長期生態研究計畫-夢幻湖生態系及環境變遷之研究。
50. 曾芸琦，2014，埤塘型濕地之示蹤劑試驗及水力效率改善研究，國立臺灣大學工學院土木工程學系碩士學位論文。
51. 裕山環境工程股份有限公司，2017，106 年屏東縣土壤及地下水污染調查及查證工作計畫，屏東縣環保局。
52. 經濟部水利署，1992，臺灣地區地下水觀測網整體計畫書。
53. 經濟部水利署，2009，研訂鑿井技術參考手冊及行政管理作業要點總報告書。
54. 楊芬容，2013，地下水觀測井建置之重要課題探討，國立中興大學土木工程學系碩

士學位論文。

