

國 立 中 央 大 學

水 文 與 海 洋 科 學 研 究 所
碩 士 論 文

桃園海岸帶地下水水流特徵研究

Investigating Groundwater Flow Characteristics of the
Taoyuan Coastal Zone

研 究 生：邱 文 显

指 導 教 授：李 明 旭 博 士

中 華 民 國 一 百 一 十 二 年 六 月

國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：112/7/3

2019.9 版

授權人姓名	邱文昱	學號	110626001
系所名稱	人文及海洋研究所	學位類別	<input checked="" type="checkbox"/> 碩士 <input type="checkbox"/> 博士
論文名稱	桃園海岸帶地下水流物質研究	指導教授	李明旭

學位論文網路公開授權

授權本人撰寫之學位論文全文電子檔：

- 在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。

() 同意立即網路公開

() 同意 於西元 _____ 年 _____ 月 _____ 日網路公開

() 不同意網路公開，原因是：_____

- 在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

() 同意立即網路公開

() 同意 於西元 _____ 年 _____ 月 _____ 日網路公開

() 不同意網路公開，原因是：_____

依著作權法規定，非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統與國家圖書館，不限地域、時間與次數，以文件、錄影帶、錄音帶、光碟、微縮、數位化或其他方式將上列授權標的基於非營利目的進行重製。

學位論文紙本延後公開申請 (紙本學位論文立即公開者此欄免填)

本人撰寫之學位論文紙本因以下原因將延後公開

• 延後原因

- () 已申請專利並檢附證明，專利申請案號：_____
- () 準備以上列論文投稿期刊
- () 涉國家機密
- () 依法不得提供，請說明：_____

• 公開日期：西元 _____ 年 _____ 月 _____ 日

*繳交教務處註冊組之紙本論文(送繳國家圖書館)若不立即公開，請加填「國家圖書館學位論文延後公開申請書」

研究生簽名： 邱文昱

指導教授簽名： 李明旭

摘要

桃園台地區域過去因造山運動與多次海進海退，形成特有的含水礫石層上覆泥層，這類特殊的地質特徵從內陸延伸到海岸帶，甚至可能綿延至海岸線外，根據水平衡分析的結果，流往近海的地下水出流量非常可觀，暗示桃園海岸帶具有豐沛的地下水資源，近海可能有海洋地下水出流(SGD, Submarine groundwater discharge)的存在，本研究結合地下水水質資料與地電阻影像法觀測結果了解桃園新屋海岸帶的地下水鹽度時空變化，此外，我們根據取自新屋臨海工作站的岩心地層柱與臨近水文地質井資料建立水文地質模型，使用 HYDROGEMCHEM4.3 耦合數值模式進行二維地下水流與鹽度數值模擬，透過現地觀測資料與模擬結果的比較，探討新屋海岸帶的地下水流機制與海淡水特徵，分析與比較三種研究工具的優缺點與差異。根據本研究結果總結出以下幾點：(1)新屋海岸帶的地層存有大量的淡水出流量，淡水可延伸至海岸帶外數百米後從海床下流出，說明此區存有海岸帶地下水出流(SGD, Submarine groundwater discharge)。(2)海岸帶地下水鹽度因潮汐現象而有週期性變化，此外，不同深度地層的地下水有不同的鹽度。(3)海灘區域與近岸陸地區域不同的地下水鹽度與水位之關係，推測與淡水的來源不同有關。(4)表層泥的存在使海岸地下水出流具有低流速、低鹽度與延伸範圍廣的特徵，未來建議可於桃園海岸帶區域進行 SGD 相關的地球化學與海岸生態研究，理解海岸帶的生地化與演化特徵，同時，也期望此篇研

究之結果可作為水利單位評估桃園海岸帶地下水資源與永續利用的參考依據之一。

Abstract

In the Taoyuan Plateau region, the unique aquifer with gravel overlain by a thin mud layer, which extends from the inland to the coastal zone and may even continue beyond the coastline was formed due to tectonic movements and repeated marine transgressions and regressions in the past. According to the results of the water balance analysis in the Taoyuan City, the significant outflow rate of groundwater towards the nearby sea suggests that it has abundant of groundwater resources in the coastal zone of the Taoyuan, and there may be Submarine Groundwater Discharge (SGD) occurring near the coastline. This study tried to understand spatiotemporal variation of salinity of groundwater in the coastal zone of Xinwu, Taoyuan combined the data of quality of groundwater and the result obtained by electrical resistivity tomography (ERT) method. Furthermore, we established the hydrogeological model based on the core stratigraphic column and hydrogeological well data obtained from the Xinwu Coastal TaiCOAST work station, conducting a HYDROGEOCHEM 4.3 two-dimensional variably saturated groundwater flow numerical simulation. By comparing between measured and simulated data, we explored the characteristics of underground seawater and freshwater and mechanisms of groundwater flow in the coastal zone of Xinwu, discussing the advantages, disadvantages, and differences of three study methods. The following conclusions based on the results can be listed: First, there was a significant amount of freshwater in the stratigraphy of the Xinwu coastal area, and the freshwater flow could extend hundreds of meters into the coastal zone before flowing out through the seabed, indicating the presence of submarine groundwater discharge (SGD) in this area. Second, the salinity of groundwater in coastal zone had periodic variation due to the tidal effect. In addition, different salinity of groundwater was measured in the groundwater at different depths. Third, we inferred that the difference relationship between groundwater salinity and water level between the beach and the nearshore area result from distinct sources of inland fresh groundwater. Third, the existence of a thin mud layer contributes

to the characteristics of lower velocity, lower salinity and wider extended range of coastal groundwater outflow. It is recommended that future studies on SGD-related geochemistry and coastal ecology can be conducted in the nearshore area of Taoyuan to confirm the reality and impact of SGD. Additionally, we hope that the results of this study can serve as one of the reference for water resources management departments to evaluate the groundwater resource and sustainable use of groundwater in the Taoyuan coastal area.

致謝

本文得以順利完成，第一個最先感謝的就是我的指導教授—李明旭教授，從我大學階段的大專生計畫至現在的碩士論文，李老師花了很多心力培養我對自然科學問題的獨立思考，同時教導我在科學研究上的分析邏輯等，最重要的是，在我有問題時您總是樂意給予我寶貴的建議，可以說是我學生時代的重要貴人之一，另外，也非常感謝陳建志老師、倪春發老師與許少瑜老師在論文口試時給予我非常多的意見與回饋，使我的碩士論文更佳完備。

當然，在孤躁的研究生活中，感謝有觀印從我大學剛進來工讀時就有給予很多研究上的意見，還有每一次去蓮華池出差的特別經驗，另外，怡潔、采潔、又津感謝你們在我進入研究室後幫我很多的忙，讓我得以專心研究，德全與筱媛也謝謝你們分擔研究的一些任務。再來是碩一的麻友—貝貝、子珩與紅蟳及碩二的吃飯團友們—俊儒、家寅、皓元跟貝貝，讓我碩士生活每個晚上都有東西可以摸一下，也有人可以講幹話。

除了指導教授之外，非常感謝我的父母在我求學過程中給予我鼓勵與經濟的支持，沒有你們也不會有現在的我，雖然我大學以前有點迷茫且不怎麼愛讀書，也謝謝你們相信我直到現在。最後一位要感謝的人，是從我大四最黯淡的時期一路陪伴我到現在的詩涵，研究上的不順利與壓力有你聽我訴苦，給我加油打氣，每晚的視訊聊天讓我不覺得我是一個人在奮鬥，有你真好。

目錄

摘要	I
Abstract	III
致謝	V
目錄	V
圖目錄	VII
表目錄	X
第一章、緒論	1
1-1 前言	1
1-2 研究動機與目的	2
1-3 研究流程	3
第二章、文獻回顧	5
2-1 海洋地下水出流	5
2-2 海岸帶地下水水文調查與應用方法	11
2-3 海岸帶地下海淡水交互作用	15
第三章、研究區域	19
3-1 地理位置	19
3-2 桃園台地地質歷史與背景	22
3-3 桃園台地水文地質特性	24
3-4 桃園台地水文概況	29
3-5 中央大學 TaiCOAST 新屋臨海工作站	32
第四章、研究方法	35
4-1 地下水質觀測	35
4-2 地電阻影像法	38
4-2-1 地電阻影像法之方法原理	38
4-2-2 地電阻影像法之儀器布設	40
4-2-3 觀測電阻率與鹽度換算	43
4-3 變飽和地下水水流與傳輸數值模擬	46
4-3-1 HGC 模式介紹	46
4-3-2 水流模擬	50
4-3-3 化學傳輸模擬	55
4-3-4 模擬剖面位置與網格設定	58
4-3-5 水文地質概念模型	59
4-3-6 模擬參數與地質參數設置	62
第五章、結果與討論	65
5-1 海岸帶地下水質連續與單點觀測	65
5-1-1 海灘區域地下水井觀測結果與分析	65

5-1-2	工作站內地下水井觀測結果與分析	69
5-2	地電阻影像法觀測	73
5-2-1	時序地電阻剖面	73
5-2-2	換算後時序鹽度剖面	75
5-3	變飽和地下水水流數值模擬	80
5-3-1	地下水水流數值模擬鹽度剖面	80
5-3-2	鹽度深度與時序變化討論與分析	82
5-3-3	地下水水流數值模擬流場與流速結果討論與分析	86
5-3-4	有無泥層案例比較與討論	90
5-4	定量鹽度與導電度分析	97
5-4-1	海灘區域定量鹽度分析	97
5-4-2	桃園台地區域地下水井定量導電度分析	99
5-5	地下水質觀測、地電阻影像法觀測與數值模擬結果討論與分析	102
5-5-1	研究方法優缺點與平均鹽度比較與討論	102
5-5-2	鹽度空間分佈比較與討論	104
5-6	新屋海岸帶地下水水流機制分析	107
第六章、結論與建議	110
6-1	結論	110
6-2	建議	112
參考文獻	114
附錄	121
附錄一、連續地電阻剖面圖	121
附錄二、電阻率換算鹽度剖面圖	122
附錄三、地下水水流數值模擬流場與鹽度剖面圖(有泥層)	123
附錄四、地下水水流數值模擬流場與鹽度剖面圖(無泥層)	126

圖目錄

圖 1-1 研究流程與架構.....	4
圖 2-1 海岸地下水出流機制示意圖	8
圖 2-2 夏威夷沿岸地下水傳輸機制概念示意圖	8
圖 2-3 全世界 SGD 主要研究地區(上)與近 20 年 SGD 相關研究之刊登數目	9
圖 2-4 全世界 SDG 分布地區	9
圖 2-5 台灣沿海具 SGD 現象之地點	10
圖 2-6 非拘束含水層概念模型(a)與實驗設置照片(b).....	15
圖 2-7 近岸地下水水流場概念圖	18
圖 2-8 海岸帶地下水水流與其有機離子示意圖	18
圖 3-1 桃園新屋至觀音區一帶海岸線與中大 TaiCOAST 臨海工作站相對位置圖.....	20
圖 3-2 桃園臺地群中各臺地相關位置圖	20
圖 3-3 桃園中壢台地區域地質圖	21
圖 3-4 臺灣附近平均潮差圖	21
圖 3-5 古大漢溪變遷示意圖	23
圖 3-6 桃園區域河川流域分布圖	31
圖 3-7 台灣本島及離島地下水區分布圖	25
圖 3-8 桃園地區鑽探井位圖	26
圖 3-9 龍潭至觀音之地質剖面圖	27
圖 3-10 大園至陽明公園之地質剖面圖	28
圖 3-11 桃園中壢台地地質鑽井(東明、觀音、福興)柱狀圖	29
圖 3-12 中大 TaiCOAST 臨海工作站站內觀測井與三維風速計示意圖	33
圖 3-13 永安一號觀測井地層柱狀圖	34
圖 4-1 CT2X 水質與溫度儀規格示意圖	36
圖 4-2 Aqua4Plus 資料展示示意畫面	36
圖 4-3 Aqua4Plus 壓力修正示意畫面	37
圖 4-4 地下水井相對位置與每輪觀測位置與深度資訊.....	37
圖 4-5 地電阻方法電極布設與人工電場示意圖	40
圖 4-6 混編陣列示意圖	40
圖 4-7 地電阻測線說明圖	42
圖 4-8 地電阻測線對應模擬剖面示意圖	42
圖 4-9 遠程電阻率監測系統完整配備	43
圖 4-10 HGC 模式各版本關係圖	47
圖 4-11 水流、化學反應與傳輸模組模擬流程圖	48
圖 4-12 一般海岸帶地下水與海水概念圖	49
圖 4-13 Henry's Problem 模型示意圖	49
圖 4-14 Henry's Problem 模擬濃度等值線(左)與流場變化(右)	50

圖 4-15 水流模擬邊界條件示意圖	55
圖 4-16 化學傳輸模擬邊界條件模型示意圖	57
圖 4-17 模擬剖面位置圖	58
圖 4-18 數值模擬網格設置示意圖	59
圖 4-19 模擬模型與地質分層材質編號	60
圖 5-1 O3 與 O1 井口下 3 米位置的小時平均鹽度、導電度與 I1 井小時平均地下水位時序變化	67
圖 5-2 O3 與 O1 井口下 3 米位置的小時平均溫度、導電度與鹽度資料經傅立葉轉換頻率域結果	68
圖 5-3 O3 與 O1 井口下 3 米位置的小時平均導電度與地下水位散佈圖	68
圖 5-4 I1 井口下 25 米與 75 米的小時平均鹽度、導電度與地下水位變化	71
圖 5-5 I1 井口下 25 米與 75 米位置的小時平均溫度、導電度與鹽度資料經傅立葉轉換頻率域結果	71
圖 5-6 I1 井與 I4 井口下 15 米位置的小時平均鹽度、導電度與地下水位時序變化	72
圖 5-7 漲退潮期間 I1 井與 I4 井口下 15 米位置的小時平均導電度與地下水位散佈圖	72
圖 5-8 乾潮(量測時間：9 月 11 日 11 時)與滿潮狀態(量測時間：9 月 11 日 18 時)下的地電阻剖面	75
圖 5-9 乾潮(量測時間：9 月 11 日 11 時)與滿潮狀態(量測時間：9 月 11 日 18 時)下的鹽度剖面	78
圖 5-10 選取剖面與分析點位深度示意圖	78
圖 5-11 乾潮(量測時間：9 月 11 日 11 時)與滿潮狀態(量測時間：9 月 11 日 18 時)下的鹽度剖面	79
圖 5-12 乾潮(量測時間：9 月 11 日 11 時)與滿潮狀態(量測時間：9 月 11 日 18 時)下鹽度深度剖面	79
圖 5-13 乾潮(a)與滿潮(b)期間的數值模擬鹽度剖面(有泥層)	82
圖 5-14 海灘區域 O3(a)與 O1 井(b)井下深度 3 米、近岸陸地區域 I1 井(c)井下深度 25 米的鹽度與 I1 井地下水位變化(有泥層)	84
圖 5-15 漲退潮期間，海灘區域 O3(a)與 O1 井(b)井下深度 3 米、近岸陸地區域 I1 井(c)井下深度 25 米的鹽度與 I1 井地下水位變化(有泥層)	85
圖 5-16 乾潮、滿潮狀態下 O3、O1 與 I1 井位置的鹽度深度曲線(左)及對應的海水面高度(右)(有泥層)	85
圖 5-17 乾潮、滿潮狀態下 O3(a)、O1(b)與 I1 井(c)位置的鹽度深度曲線(有泥層)	86
圖 5-18 滿潮狀態下的地下水鹽度與流場模擬結果(有泥層)	88
圖 5-19 乾潮狀態下的地下水鹽度與流場模擬結果(有泥層)	88
圖 5-20 乾潮狀態下的全範圍地下水鹽度與流場模擬結果(有泥層)	89
圖 5-21 乾潮、滿潮狀態下 O3、O1 與 I1 井位置的鹽度深度曲線(左)及對應的海水面高度(右)(有泥層)	89
圖 5-22 乾潮(a)與滿潮(b)期間的數值模擬鹽度剖面(無泥層)	92

圖 5-23 海灘區域 O3(a)與 O1 井(b)井下深度 3 米、近岸陸地區域 I1 井(c)井下深度 25 米的鹽度與 I1 井地下水位變化(無泥層).....	93
圖 5-24 漲退潮期間，海灘區域 O3(a)與 O1 井(b)井下深度 3 米、近岸陸地區域 I1 井(c)井下深度 25 米的鹽度與 I1 井地下水位變化(無泥層).....	93
圖 5-25 乾潮、滿潮狀態下 O3、O1 與 I1 井位置的鹽度深度曲線(左)及對應的海水面高度(右)(無泥層).....	94
圖 5-26 乾潮、滿潮狀態下 O3(a)、O1(b)與 I1 井(c)位置的鹽度深度曲線(無泥層).....	94
圖 5-27 滿潮狀態下的地下水鹽度與流場模擬結果(無泥層).....	95
圖 5-28 乾潮狀態下的地下水鹽度與流場模擬結果(無泥層).....	95
圖 5-29 乾潮狀態下的全範圍地下水鹽度與流場模擬結果(無泥層).....	96
圖 5-30 乾潮、滿潮狀態下 O3、O1 與 I1 井位置的鹽度深度曲線(左)及對應的海水面高度(右)(無泥層).....	96
圖 5-31 海灘區域定量鹽度觀測結果與位置示意圖.....	98
圖 5-32 桃園市區域性與場址性地下水井位置圖	100
圖 5-33 桃園市區域地下水井、臨海工作站與中央大學氣象坪位置示意圖	101
圖 5-34 乾潮與滿潮狀態下的地下水質觀測(a) (Dong, 2020)、地電阻影像法(b)與數值模擬(c)導電度深度變化曲線.....	106
圖 5-35 乾潮(a)與滿潮狀態(b)下數值模擬鹽度與地電法鹽度剖面比較.....	107
圖 5-36 新屋海岸帶於乾潮狀態下地下水機制概念圖	109
圖 5-37 新屋海岸帶於滿潮狀態下地下水機制概念圖	109

表目錄

表 2-1 目前已發展有關海水入侵之數值模式.....	14
表 3-1 桃園台地群中地層初露特性表	23
表 3-2 石門水庫歷次水權登記水量表	31
表 4-1 CT2X 資料量測範圍與解析度	38
表 4-2 地下水質觀測之地下水井高程與井深	38
表 4-3 食用鹽度表方程式之係數對應數值	46
表 4-4 岩心地層分類表	61
表 4-5 地質材質參數表	63
表 4-6 溫壓與化學物參數表	64
表 5-1 滿潮狀態下剖面上緣不同位置鹽度(g/L)比較	92
表 5-2 區域性地下水井導電度平均、最大、最小值與水面至井口深度	101
表 5-3 不同位置下數值模擬結果與地下水觀測值之平均鹽度	103

第一章、緒論

1-1 前言

近年來，全球氣候變遷加劇使極端事件發生頻率增加，嚴重的水災與旱災更是層出不窮，位於季風帶區域的台灣同樣無可避免，因此，在這樣的時空背景下，水資源調配與利用趨於重要。在規劃水資源如何被適當的分配之前，需對於區域的人文、社會、經濟、水文與地質特性有一定的了解，尤其像是台灣這類的土地小且地形起伏大的海島型國家，地下水為最重要的淡水资源之一。

台灣桃園台地區域過去百餘年在先民的開墾下而有許多農業用地，此外，此區在強烈的化學風化作用下，地表覆蓋材質緻密且透水性不佳的紅土(中央地調所，2014；中央地調所，2000)，地表水不易入滲至地底，先人運用智慧建造其特有的水利設施-埤塘提供生活與農業用水所需。然而，近三十年間，桃園台地區的地表土地利用因都市轉型、桃園航空城計畫等大型都更計畫而有顯著的改變，地下水補注能力較佳的農地面積大幅減少，埤塘使用率也逐漸降低，加上原本無大型河川流經，原先天然補注量就不足的桃園台地區域將面臨地下水資源的匱乏風險，為降低地下水資源受都市化造成的威脅，了解桃園台地區域的地表與地下水特徵顯得格外重要。藉由桃園台地地區的歷史水文觀測資料與越域引水的水權資訊(經濟部水利署，2010)，本研究透過水平衡方程式進行簡易的水收支分析，結果顯示最終注入近海

的地下水出流量非常可觀，能有如此龐大的地下水出流，與此區特有的地質特徵存在某種關聯。

根據鑽井與地層剖面資料(經濟部水利署, 2016)可知桃園台地區域的主要含水層為更新世中期的礫石層，在靠近海岸的區域，可以觀察到礫石層上方出現一層厚度約 3~5 米、低透水性的泥層，倘若薄泥層與礫石層可以延伸至近海海床之下，此時從海床流入海洋的地下水稱為海洋地下水出流(Submarine groundwater discharge, SGD)。一般 SGD 的定義為發源於陸地含水層的地下水從海床之下進入至海洋的地下水(Burnett et al., 2003)，SGD 具低鹽度、高營養鹽、金屬元素與無機碳等溶解物之特性(Burnett et al., 2007., Yu et al., 2022., Moore et al., 2006)，為影響近岸海洋生態系與全球碳循環的重要因子之一，過去於桃園觀音海岸帶進行的海水化學採樣數據與滲流儀觀測結果顯示此區有 SGD 的特徵(林毅杰，2007)，然而，對於 SGD 的存在仍需待未來加以驗證。

1-2 研究動機與目的

桃園台地區域因地表覆蓋紅土等透水性差的地層材質而有地下水補注能力較差的特性，然而，此區的水平衡分析結果卻顯示此區有大量淡水以海洋地下水出流的形式排出，且有相關研究指出桃園近海存有特殊的地下水水流—海洋地下水出流(Submarine groundwater discharge, SGD)，但對於桃

園海岸帶地下水出流特徵仍尚不了解，目前也未有相關針對性的研究，因此，本研究欲探討桃園海岸帶的地下水流特徵，選定桃園新屋沿岸一帶作為研究區域，結合水質觀測、地球物理方法與數值模擬等多種研究工具，以跨領域的方式分析海岸帶地下水流與鹽度的時空間變化，同時考慮不同的地質條件進行案例比較，藉此了解海岸帶地下水與海水在潮汐效應下的交互作用。

1-3 研究流程

海岸帶地下水主要受陸源淡水流與海水密度流影響，除海淡水的混和作，潮汐、波浪與地形變化等因素影響使地下水鹽度變化多端，因此，本研究著重於地下水鹽度時空間變化的討論。

圖 1-1 為本研究流程與架構示意圖，首先，鹽度觀測資料方面，本研究於新屋海岸帶的中央大學 TaiCOAST 臨海工作站之地下水井投放地下水質儀，量測地下水鹽度、導電度與地下水位等等的時序資料。另外，本研究也參考國立中央大學陳建志教授團隊提供的電阻率時空間剖面資料，電阻率資料之量測方法為地電阻影像法，此外，電阻率可透過經驗公式轉換為孔隙流體鹽度，有助於了解海岸帶地下水鹽度的時空間變化。地下水質與地電阻剖面資料同屬現地觀測，前述資料可作為數值模擬結果的驗證與參數設定的參考依據。

本研究除現地觀測外，也使用地下水水流數值方法模擬海岸帶地下水的流動過程與鹽度分布，首先，本研究蒐集新屋海岸帶的水文地質資訊與海床、沿岸高程資料，同時參考中大 TaiCOAST 臨海工作站內鑽取的岩心地層柱資料建立二維水文地質模型，邊界條件與參數設定參考第一段提及的現地觀測資料與水利試驗結果。就數值模擬部分而言，主要針對表層泥的有無進行模擬案例的探討，討論泥層對於海岸帶地下水水流場與鹽度的影響。接下來，研究後半部會統整現地觀測資料與有泥層狀態下的數值模擬結果，討論新屋海岸帶地下水水流特徵，提出乾潮、滿潮狀態下的海岸帶地下水文概念模型，最後總結本篇研究結果與未來建議。

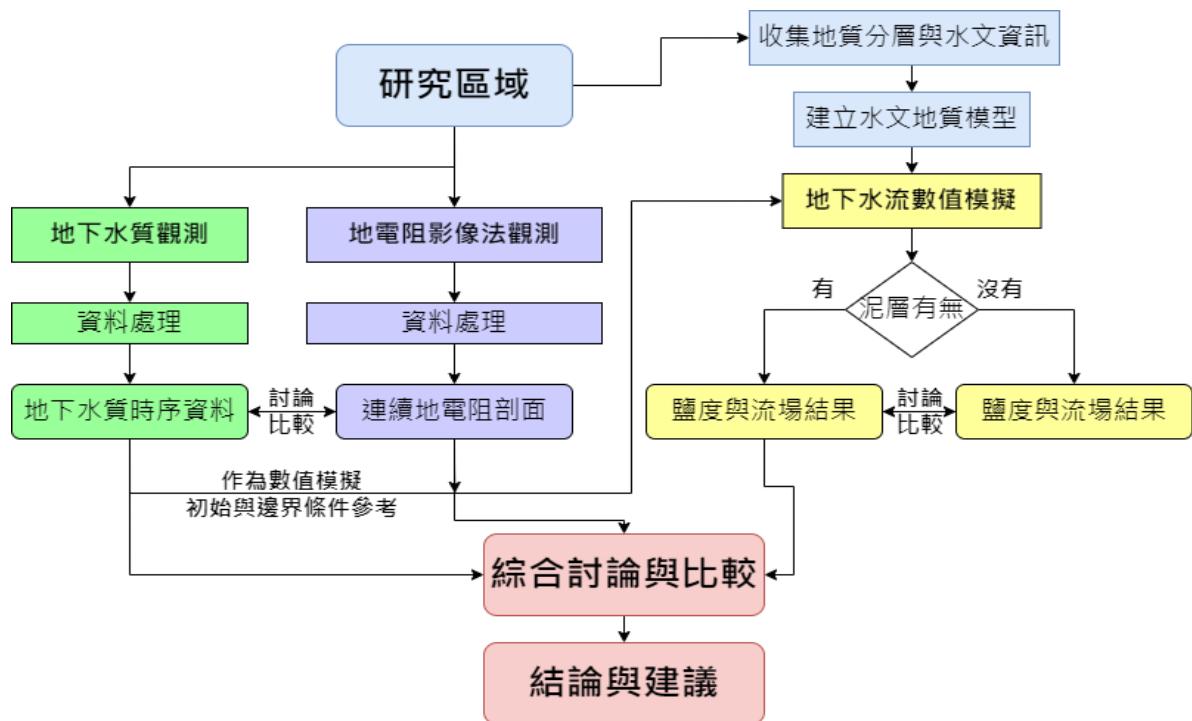


圖 1-1 研究流程與架構

第二章、文獻回顧

海岸地區的地下水文交互作用複雜且多樣化，受地質條件、潮汐狀態、地下水位與陸源淡水流等因素影響，而在缺乏足夠的地質與水文資訊下，可使用地下水數值模擬、震測探勘、電磁探勘方法等地球物理方法與天然放射性同位素等地球化學方法探究海岸帶地下水文特徵與海淡水流動過程。第二章共分三部分，第一部分介紹海底地下水滲流(SGD)定義、重要性與其分布，第二部分說明海岸帶地下水流機制的控制因子，第三章則列舉應用於海岸帶地下水議題的研究方法與案例。

2-1 海洋地下水出流

海洋地下水出流(Submarine groundwater discharge, SGD)通常被定義「不論其流體成分與驅動因子為何，任何發源自大陸邊緣或陸地含水層且從海床流入沿岸海域的水流(Burnett et al., 2003)」，SGD 示意模型如圖 2-1 所示，SGD 具有低鹽度、高營養鹽、金屬元素與無機碳等溶解物之特性(Burnett et al., 2007., Yu et al., 2022 ., Moore et al., 2006)，為影響近岸海洋生態系與全球碳循環的重要因子之一。SGD 可分兩部分(Taniguchi et al., 2002)，第一部分為來自陸域且低鹽度的海岸地下淡水出流 (Submarine Fresh Groundwater Discharge, SFGD)，為受陸域總水頭壓差驅動的出流分量；第二部分為再循環的高鹽度地下水出流 (Recirculated Saline Groundwater Discharge, RSGD)，因密度差異而使海水短暫進入沿岸地層與介質孔隙，進而混和部分地下水，

退潮後，混和後的再循環海水又重新進入離岸海域，因此，SGD 可定義為式 2-1：

$$\text{SGD} = \text{SFGD} + \text{RSGD} \quad (2-1)$$

其中，RSGD 又可分受潮汐震盪、波浪與海水密度差異造成的三種再循環水流，定義如式 2-2：

$$\text{RSGD} = \text{RSGD}_w + \text{RSGD}_t + \text{RSGD}_c \quad (2-2)$$

RSGD_w 為受海浪產生的再循環水流； RSGD_t 為受潮汐作用所致的再循環水流； RSGD_c 為因海水密度與熱(對流作用)影響產生的再循環水流。

SGD 為海岸與河口水循環中重要的一環，地下水從陸域流往海域的過程中，流體與地層中的介質礦物與污染物產生化學反應而溶解出大量的有機鹽類(Burnett et al. 2007)、金屬離子(Basu et al. 2001)與溶解性物質，使 SGD 具備高營養鹽的特性，營養鹽含量甚至高過於河流與其他水體(Yu et al., 2022)，因此，在海洋生態系與海洋化學循環中，SGD 是向海洋傳輸營養鹽與金屬元素的重要途徑之一，此外，隨氣候變遷導致氣候極端化，許多缺乏水資源的國家將面臨更大的氣候風險，而 SGD 這類低鹽度的地下水資源可作為可用水來源的選項之一，舒緩水資源匱乏的問題，例如屬火山島的夏威夷收集雨水不易，為氣候變遷下的高風險地區，而 Attias 等人(2020)發現夏威夷沿岸有 SGD 的存在，含水層的地下水受火山泥的拘束層保護使其能在玄武岩層中移動至沿海(圖 2-2)，且淡水體積經評估高達 3.5 立方公里以上。然而，SGD 仍有部分的負面影響，若陸域的汙染物排放至地層介質中，部

分親水性的汙染物會溶於 SGD，出流至海域將對沿岸海洋生態系造成威脅，此外，含有過高營養鹽與溶解物之地下水出流入沿岸也會造成優養化，甚至爆發赤潮，而受汙染的淡水資源將不可使用或需花費更多水質處理成本。

近年來，世界對於 SGD 相關議題的關注逐漸上升，近 20 年以 SGD 為主題刊登的研究數目不斷的提升(圖 2-3)，不論是在水資源、地質或海洋生態領域都有許多研究產出，目前已知存有 SGD 的地區高達 60 處以上(圖 2-4)，分布範圍以美國東岸地區、地中海地區、北歐地區、東及東亞地區為大宗，以上提及的區域多為冰河時期與火山等地質作用所形成的天然含水層，此外，海島國家如夏威夷、紐西蘭與台灣也有發現 SGD 的蹤跡。

根據 Chen(2018)等人的研究結果統計，台灣海岸帶地區約有 15 處的地方透過滲流儀的觀測與水化學分析發現有 SGD 的特徵(圖 2-5)，大多分布在西部區域，目前有研究指出深層含水層的地下水體混和再循環海水後流入高屏峽谷一帶(Lin et al., 2010, 2011)，另外，外島地區的部分在蘭嶼有發現 SGD 的蹤跡，陳鎮東等人(2007)在蘭嶼鄰近海域進行長期水文觀測，發現沿海的海水鹽度時常偏低且營養鹽濃度偏高，然而，此區無河道流經，推測是因 SGD 的影響所致，Hsu 等人(2020)使用天然放射性同位素氡(^{222}Rn)、鑷同位素(^{224}Ra 、 ^{228}Ra)作為示蹤劑探討高美濕地的 SGD，利用質量守恆模式推估 SGD 通量大小，發現高潮位時的 SGD 通量較低，低潮位時的 SGD 通量較高，顯示存於高美濕地的 SGD 主要受潮汐作用影響。

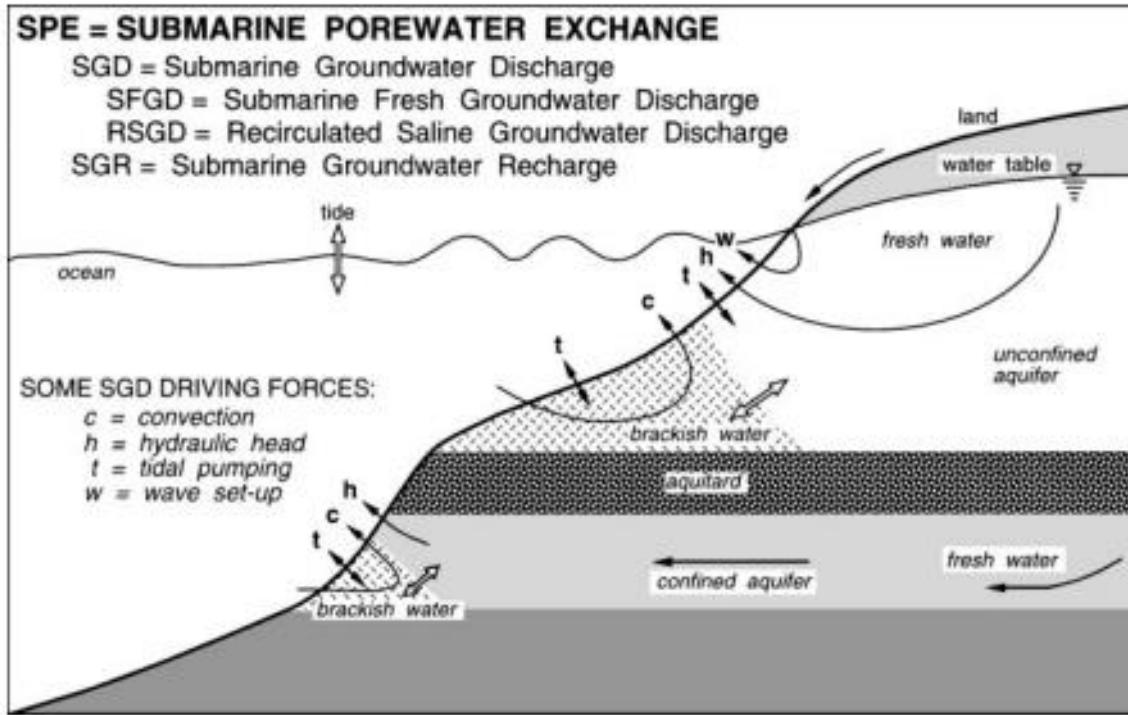


圖 2-1 海岸地下水出流機制示意圖

(資料來源：Taniguchi et al., 2002)

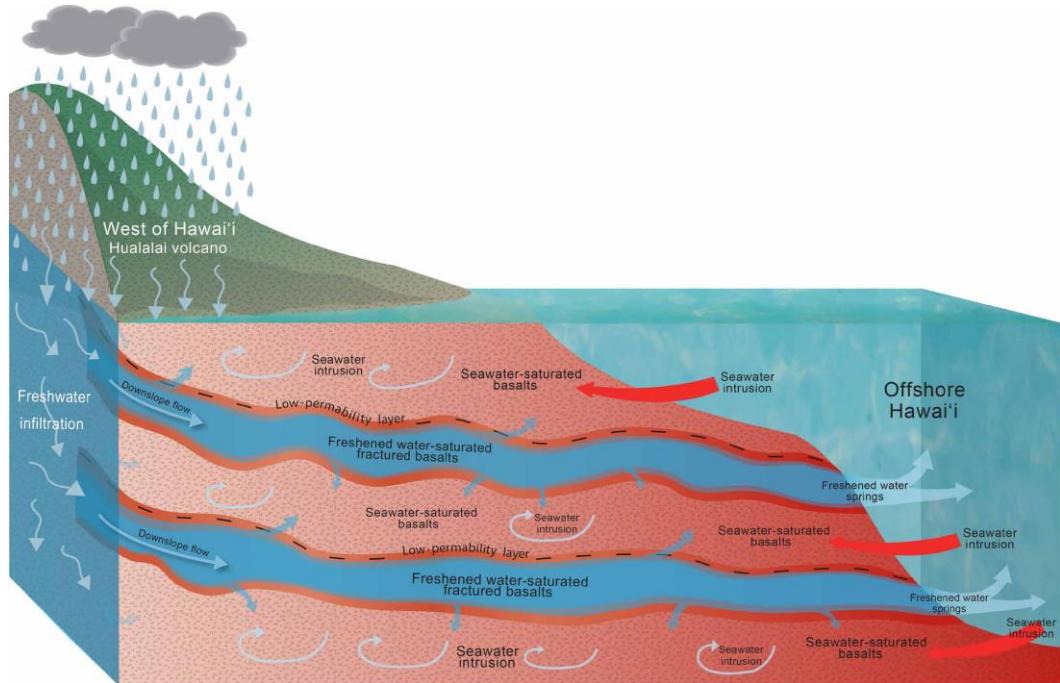


圖 2-2 夏威夷沿岸地下水傳輸機制概念示意圖

(資料來源：Attias et al., 2020)

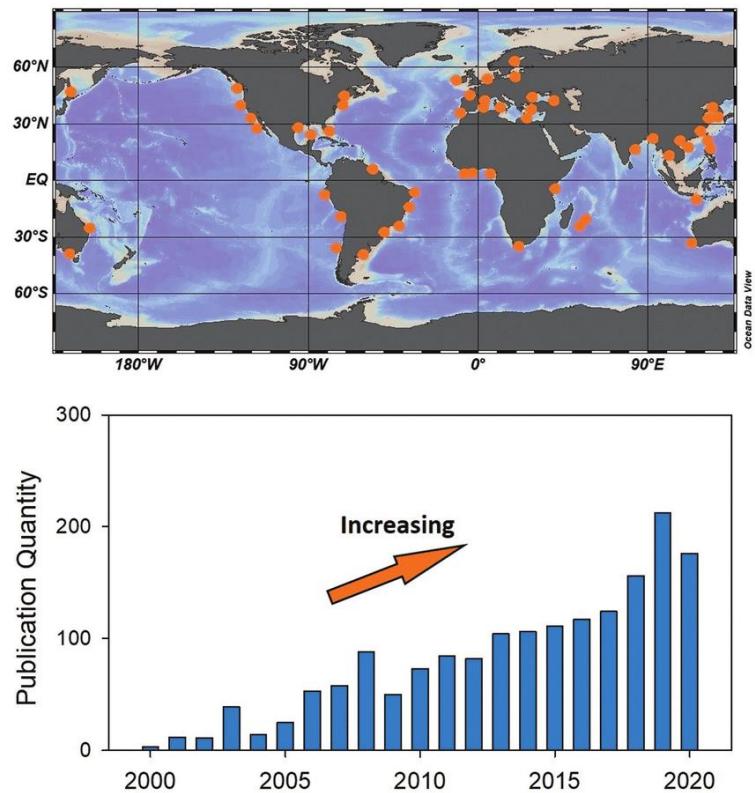


圖 2-3 全世界 SGD 主要研究地區(上)與近 20 年 SGD 相關研究之刊登數目

(資料來源：Jiang et al., 2021)

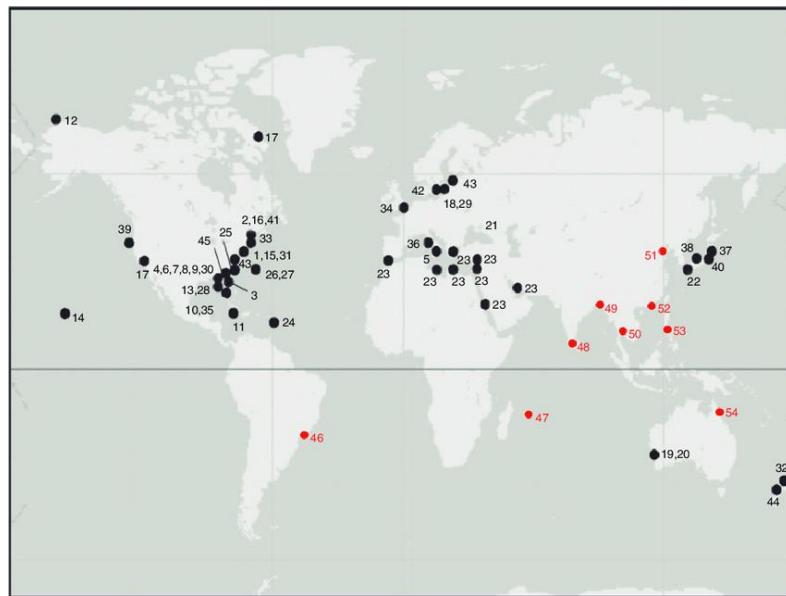


圖 2-4 全世界 SDG 分布地區

(資料來源：Knee and Paytan, 2011，黑色點為 Taniguchi 等人(2002)統計站

點，紅色點為 2002 年後的統計站點)

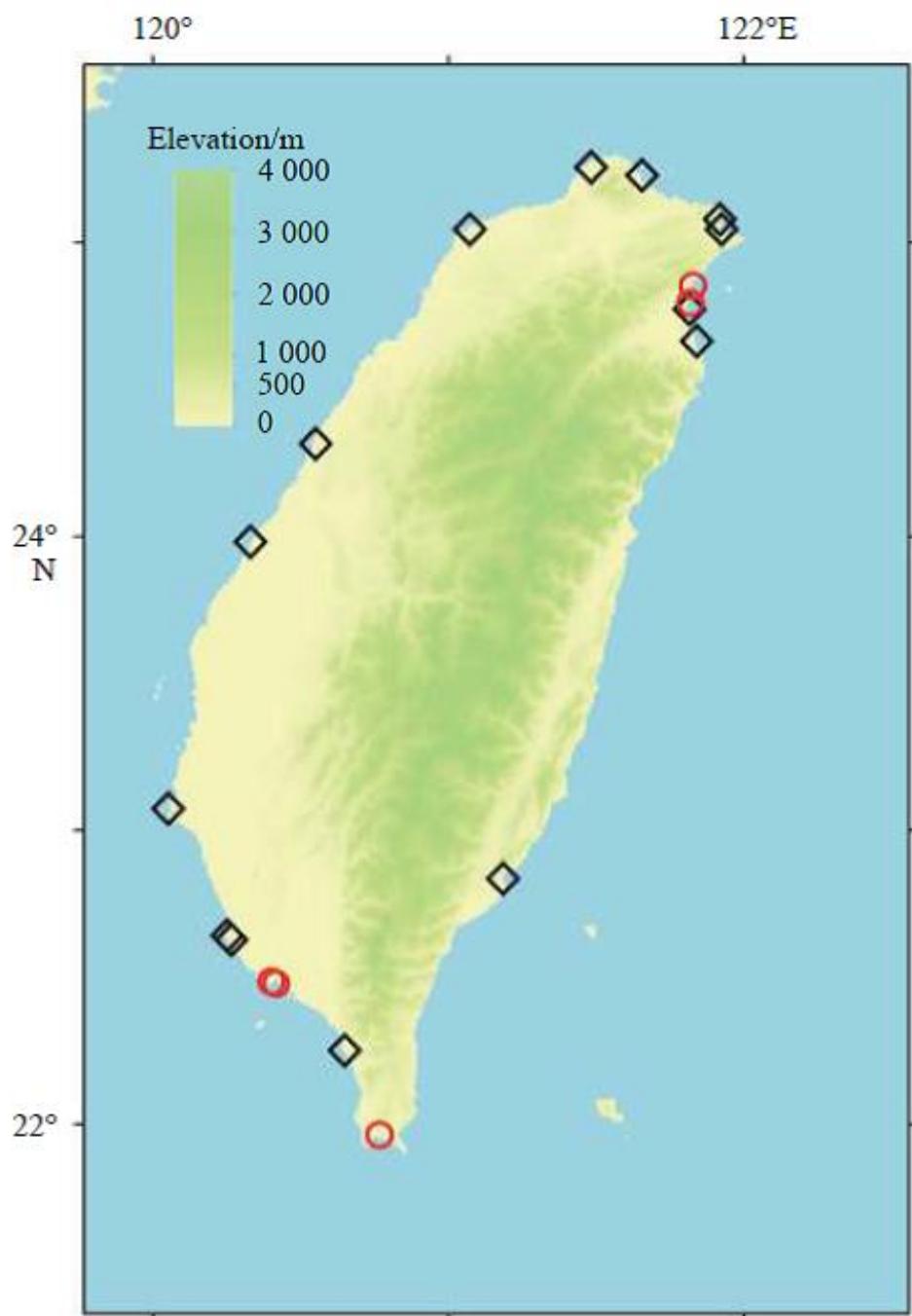


圖 2-5 台灣沿海具 SGD 現象之地點

(資料來源：Chen et al., 2018，黑色菱形點為經化學分析確認的 SGD 位
置，紅色空心點所標地點僅發現帶有高營養鹽特徵)

2-2 海岸帶地下水水文調查與應用方法

地下水水文之研究調查非常廣泛，例如地下水汙染整治相關的地下水質調查、監測與污染物傳輸路徑評估等、地下水資源管理相關的水文地質特性調查、地表水入滲補注與地下水抽取量之評估等等，針對不同的地下水文案例亦有其對應的水文調查方法，其中，海岸帶地下水水文系統受潮汐、波浪與海水密度流的影響，比起一般在陸地地區的水文調查較為複雜。

海岸帶地下水水文議題可跨及多個領域如生態(ecology)、生物化學(biochemistry)、古地質(paleogeology)、古環境(paleoenvironment)與水文(hydrology)範疇且彼此環環相扣，而隨著跨領域應用方法的成熟與技術的進步，水文學家在嘗試了解 複雜的地下水文機制時，得以整合不同領域的技術與工具，帶入跨領域思維探討海岸帶地下水文議題。

海岸帶地下水議題以海水入侵(seawater intrusion)等地下水海水交換與近年較為熱門的 SGD 相關議題為主，本篇研究案例主要探討海岸帶地下水流特徵，核心議題也與海水入侵的海淡水混和與 SGD 有關。評估海淡帶地下水水流場與鹽度分布常見於海水入侵之研究案例，調查工具以數值模式為主，表 2-1 為目前常用於海水入侵案例之數值方法，其中以 SEAWAT 與 SUTRA 的使用最為廣泛，特別以密度流數值模擬為大宗。Amir(2013)等人透過物理演算模擬地下水於地層孔隙間流動之情形，釐清海岸地下水文特徵與機制，Morgan(2018)等人利用 SEAWAT 數值模式評估西部澳洲珀斯

(Perth, Western Australia)海岸帶之離岸淡水層，探討冰河時期與現今的水流強度與鹽度分布，Dibaj 等人(2021)結合三維地下水模型與一維河川模型發展出一變密度與暫態地下水模式(FEFLOW)，探討台灣屏東平原地區及其沿海的河海交互作用，分析海水入侵影響並提出有效的水資源管理情境。

除了使用數值模式解析海岸帶地下水流動與鹽分變化外，也可於實驗室進行模擬實驗(laboratory experiments)交叉驗證數理模型估算之結果，Yu 等人(2019)使用 SUTRA 地下水流與化學傳輸模式模擬不同總水頭邊界下的海淡水混和帶變化，並仿照海岸帶構造搭建長 7 米、高 1 米的二維水文模型進行實驗驗證(圖 2-6)，Mo 等人(2021)使用 SUTRA 數值模式與實驗探討陸源地下水與潮汐因子對於海岸型水庫(coastal reservoir)及鄰近含水層的鹽度分布與流場影響，釐清前述控制因子與地表流、地下流之交互機制。

海淡水交互作用相關議題的研究也會透過不同領域的研究方法來探討，如地下孔隙流體的物理特性可透過震測探勘、電磁探勘等地球物理方法得到地下剖面影像，也可藉由鑽井資料了解地質材料特性，提供水文地質模型更加可信的水文地質資料；地球化學方法如天然放射性元素氡 (222Rn)、鐳同位素 (224Ra、228Ra) 等示蹤劑，追蹤 SGD 的地下水流動變化。Micallef 等人(2020)使用 CVFEM RIFT2D 地下水數值模式、海洋電磁法(CSEM; Surface-toward controlled source marine electromagnetic)並配合反射震測及岩心等地球物理資料探討紐西蘭南島海岸及離海地區的離岸地下淡水系統，

水文模擬結果與地球物理資料顯示此區的淡水水體從海岸向外延伸約 60 公里且深達 110 公尺，而此區的水體形成與冰河時期的海平面高度有關。Gustafson 等人(2019)利用地下電阻影像、反射震測影像與鑽井資料建立美國紐澤西海岸帶與近海的地下水文模型，研究顯示近海海床底下存有至少 2800 立方公里的地下淡水，且分布範圍延伸至近海 90 公里外，Knee 等人(2015)使用天然放射性同位素鐳探討火山島地區法屬波里尼西亞的 SGD 特徵，發現沿岸地下水的硝酸鹽、磷酸鹽等營養物質遠高於表層海水(約 12-33 倍)。Huizer(2017)等人於荷蘭 Dutch coast 進行地電阻影像法(ERT, Electrical Resistivity Tomography)的時序觀測，將地電阻觀測資料轉換為地下水鹽度資料，探討海岸帶地下水受風暴潮(Storm surge)與潮汐影響下的地下水海水交互作用。

最直接的地下水水文調查方法莫過於地下水質觀測，透過水質儀直接量測海岸帶地下水的鹽度、導電度與溫度的時序變化資料，相比前面提及的研究方法較可信且直接，且水質觀測資料可做為數值模擬與地球物理方法的參考依據。Lovrinović(2021)等人使用兩套獨立即時觀測(independent real-time monitoring system)分別在義大利北部與南部的海岸帶觀測地下水質資料，探討海平面變化如何影響海岸帶地下水的導電度與水頭壓力。Jarraya-Horriche(2020)等人使用地下水水位、鹽度觀測與補注量資料評估位於突尼斯科爾巴-艾爾米達 (Korba-El Mida) 地區海岸帶的廢水再生系統的性能。

Eliot(2022)等人分別在出海口、海岸旁等多個點進行地下水鹽度與地下水位變化之觀測，嘗試從受潮汐影響的鹽度與地下水位時序資料中，闡明不同來源水體的混和作用。

表 2-1 目前已發展有關海水入侵之數值模式

軟體名稱	流況	數值演算法	圖形用戶界面
3DFEMFAT	飽和流 / 非飽和流	有限元素	
FEFLOW	飽和流 / 非飽和流	有限元素	有
FEMWATER	飽和流 / 非飽和流	有限元素	有
HYDROGEOSPHERE	飽和流 / 非飽和流	有限元素	
MARUN	飽和流 / 非飽和流	有限元素	
MOCDEN3D	飽和流	有限差分	有
MODHMS	飽和流 / 非飽和流	有限差分	有
SEAWAT	飽和流	有限差分	有
SUTRA	飽和流 / 非飽和流	有限元素 / 有限差分	有
SWI2	飽和流	有限差分	

(資料來源：「海水入侵回顧與調查分析」之表 1，2021，羅偉誠、李哲瑋)

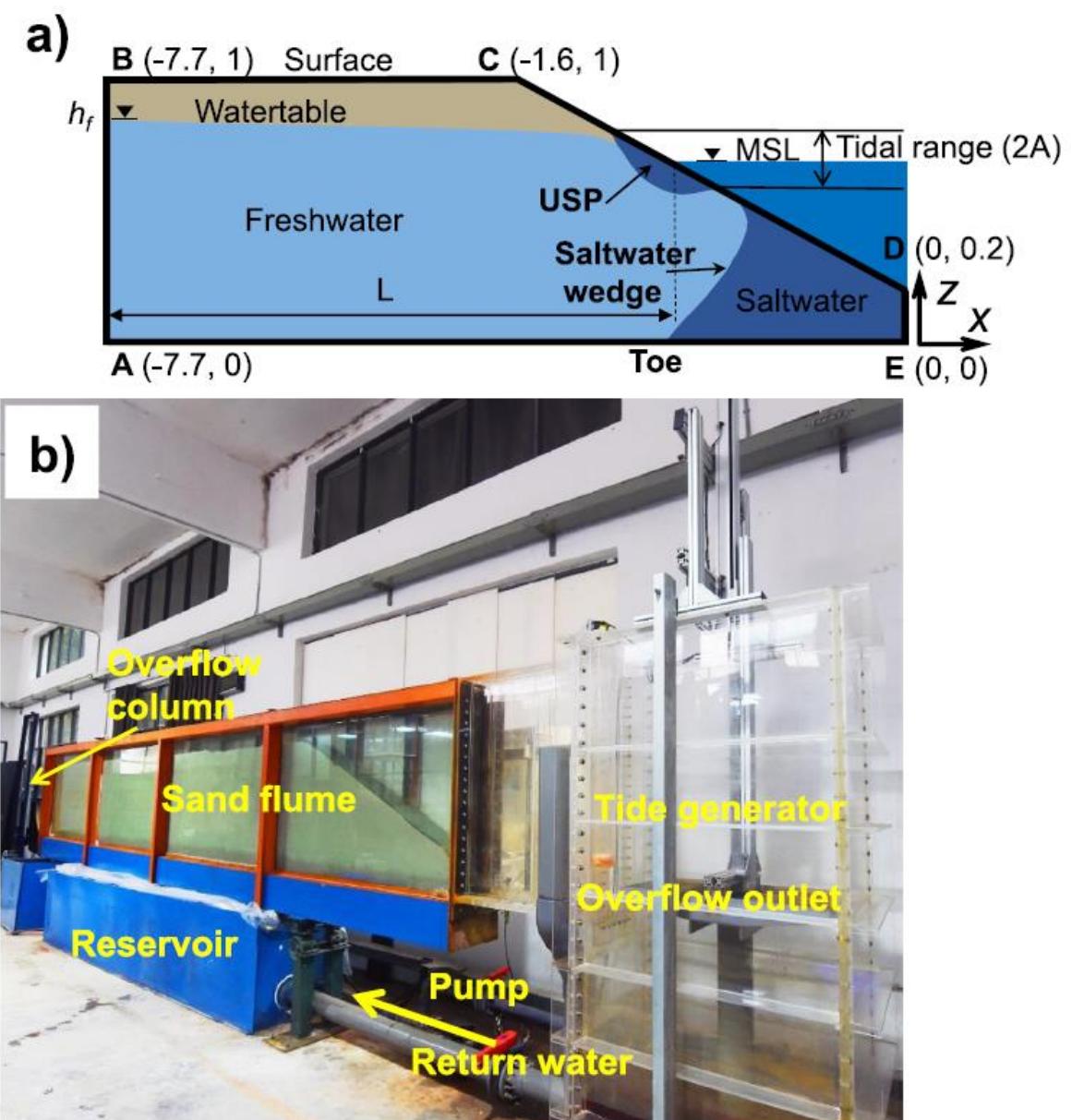


圖 2-6 非拘束含水層概念模型(a)與實驗設置照片(b)

(資料來源：Yu et al., 2018)

2-3 海岸帶地下水海淡水交互作用

海岸帶地下水與海水交互機制非常複雜，多種因子如地形變化、地質材料特性與人為活動皆會影響海淡水的混和作用，一般情況下，來自陸地的淡水會透過含水層的孔隙流往海岸帶，最終流入海洋，海側的部分會有因密度

差、波浪與潮汐效應驅動的海水密度流，海水與淡水會在海岸帶的含水層中混和，進而產生海淡水混和帶(seawater-freshwater mixing zone)，由於潮汐現象導致海水密度流時強時弱，因而有海水入侵(SWI; seawater intrusion)(Werner et al., 2013)與海水退出(SWR; seawater retreat)(Mamalakis et al., 2019)兩現象，此外，潮汐因子如振幅與週期大小及水頭梯度也會影響海淡水混和帶的分布與大小，海水進出也會因潮汐狀態不同而有時間延遲的現象(Yu et al., 2019; Lu and Werner , 2013)，除潮汐外，不同的地層材質也會改變海淡水混和帶的分布區域，Lu 等人(2013)使用實驗與數值模式討論三個不同水利傳導係數的水平含水層對於海淡水混和帶的影響，發現當較大 K 值含水層位於 K 值小的含水層時，大 K 值含水層的海淡水混和帶會因流線(streamline)被壓縮而縮小其範圍，反之。

海岸帶地下水交互作用主要由三種循環機制所主導，地下水文概念圖如圖 2-7 所示，編號 1-3 分別對應不同的循環機制。第一類為密度差驅動的海水循環(density-driven seawater circulation)，海淡水因鹽度、溫度的不同而有密度上的差異，而在潮汐與波浪的影響下，高密度的海水流向海岸帶並於低密度的淡水下方流動，形成此類的循環水流。第二類為潮汐驅動的海水循環(tidal-induced seawater circulation)，此類循環水流主要發生在退潮期間，滿潮期間覆蓋沙灘區域的海水在退潮階段時，部分海水因海平面下降較快而來不及退去，選擇從海岸帶的淺部地層孔隙流入海中，受重力與波浪影響

孔隙間的海水流隨深度增加逐漸轉向，產生高鹽度的循環水流；第二類的海水循環易於潮間帶淺部地層產生高鹽度熱區(USP; upper salinity plume) (Robinson et al., 2006)，由於 USP 鄰近區域有多種來源的地下水水流通過，不同水體內的離子與有機物質得以發生生物化學作用如碳有氧作用(oxic respiration of carbon) (Beck et al., 2017; Charbonnier et al., 2013)、氮轉換(nitrogen transformations) (Hays & Ullman, 2007a; Hays & Ullman, 2007b)、鐵離子還原作用(Fe oxidation and reduction) (Charette & Sholkovitz, 2002; McAllister et al., 2015)等等，海岸帶化學作用概念圖如圖 2-7 所示，在海岸帶含水層中扮演控制營養物質交換的重要角色；第三類為發源自陸地的淡水水流(terrestrial groundwater discharge)，這類型的水流主要由總水頭梯度控制(Yu et al., 2019)，水流來源主要來自降雨入滲、河川水體與上游集水區，其中，河川水體的占比超過 25% (Luijendijk et al., 2020)，水流的流速大小與含水層鹽化程度呈現非線性的關係(Mo et al., 2021)。總結來說，這三類循環機制分別由不同的影響因子所控制，循環水流的鹽度、密度及夾帶之有機物不盡相同，造就海岸帶複雜的陸水生交互機制。

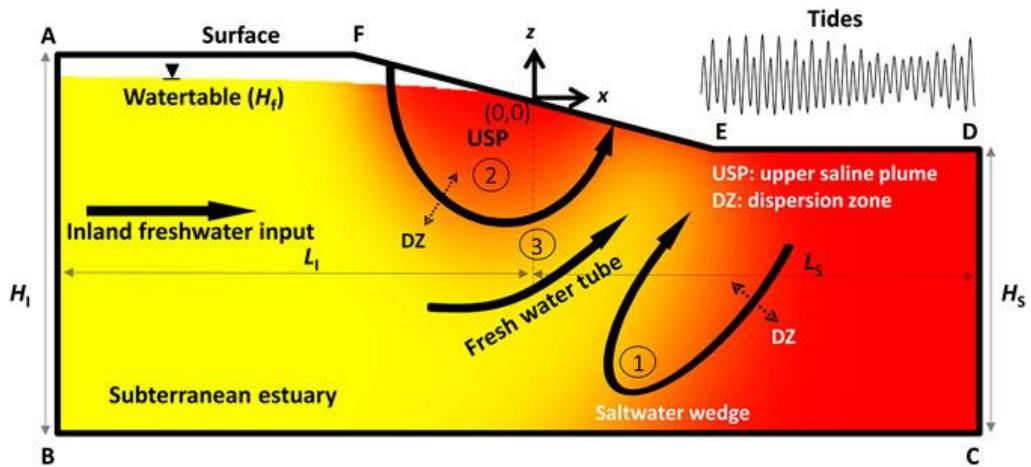


圖 2-7 近岸地下水水流場概念圖

(資料來源：Yu et al., 2021)

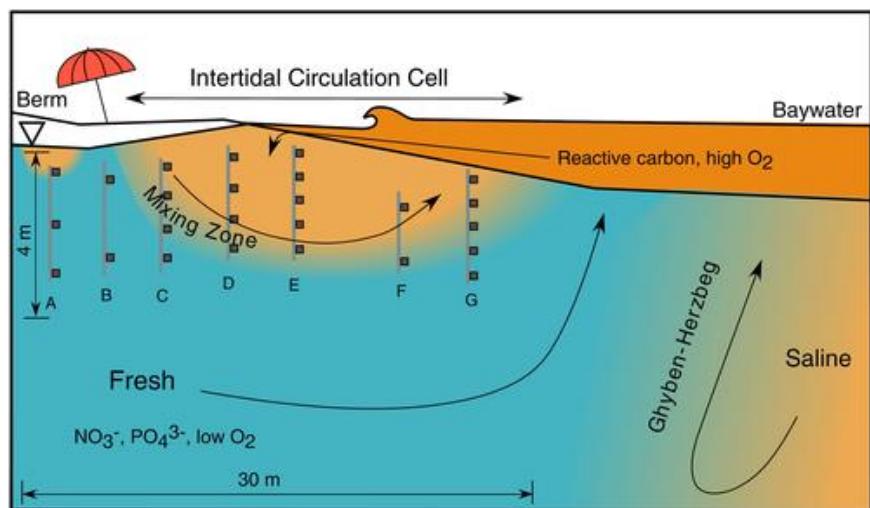


圖 2-8 海岸帶地下水水流與其有機離子示意圖

(資料來源：Kim et al., 2017)

第三章、研究區域

3-1 地理位置

本研究區域位於桃園市新屋區中央大學 TaiCOAST 臨海工作站至鄰近海岸帶區域(圖 3-1)，建立海岸帶水文地質概念模型進行變飽和地下水水流與傳輸模擬。本區域位置屬桃園台地群，中壢台地，涵蓋桃園、中壢、平鎮、湖口等台地與沿海之小型平原，範圍自淡水河流域以西至鳳山溪，面積約 1090 平方公里(圖 3-2)，桃園台地表層為由紅土礫石、砂與黏土為組成的全新世堆積層(圖 3-3)，紅土為透水性不佳且膠結緻密的地質材料，造就桃園台地區域地下水補注較差的特性。

桃園海岸線總長約 46 公里，海岸北起蘆竹區海湖里，南至新屋區蚵殼港，平均潮差在 2.6 至 3.2 公尺間(中央氣象局, 2020)(圖 3-4)，屬砂質海岸，局部珊瑚礁斷續出現於海底，河道、出海口及沖積扇平原主要為全新世沖積層，組成物質與台地堆積層相似，皆為礫石、砂及黏土。

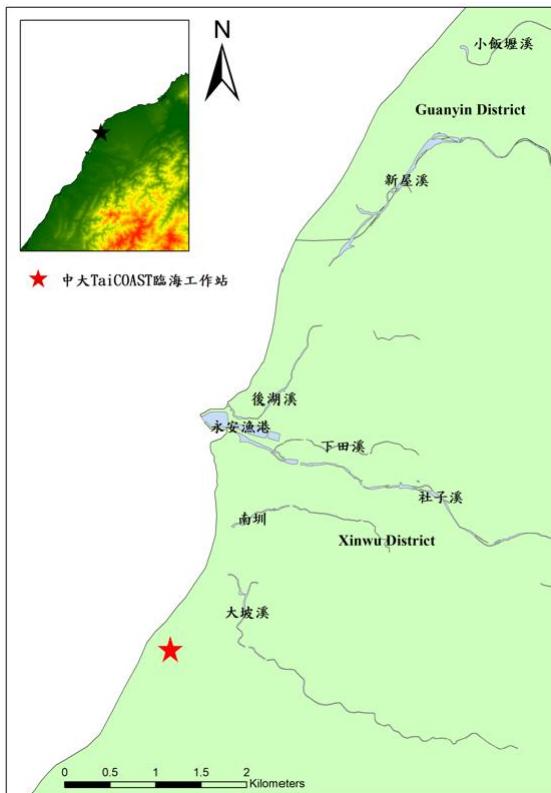


圖 3-1 桃園新屋至觀音區一帶海岸線與中大 TaiCOAST 臨海工作站相對位置圖

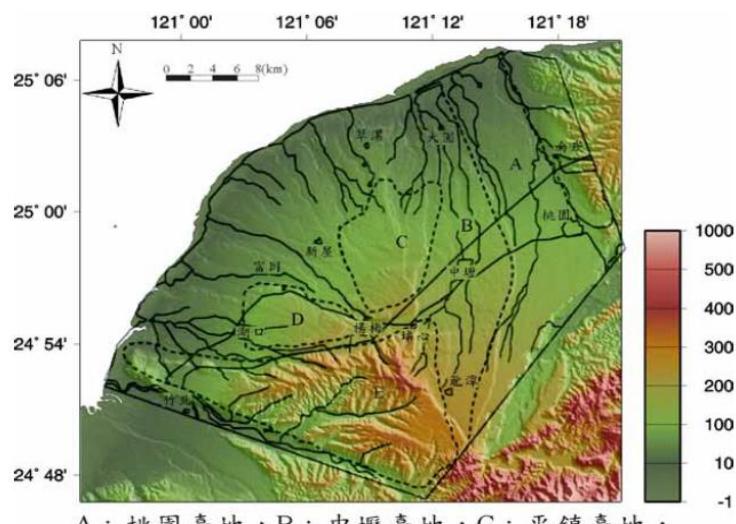


圖 3-2 桃園臺地群中各臺地相關位置圖
(資料來源：黃明哲與潘國樑，1987)

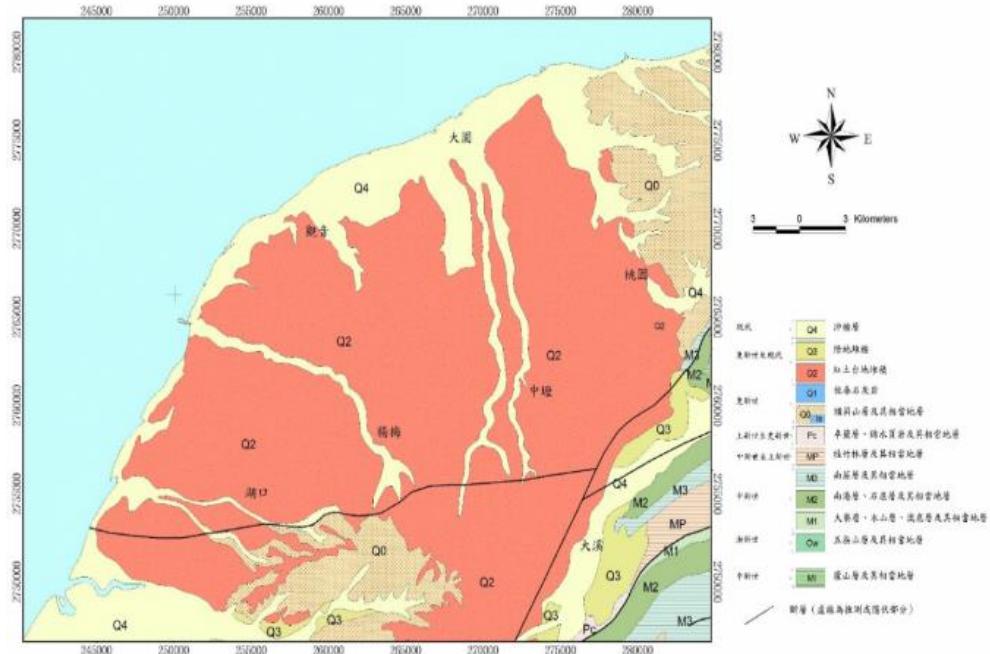


圖 3-3 桃園中壠台地區域地質圖

(資料來源：中央地調所)

北緯(度)

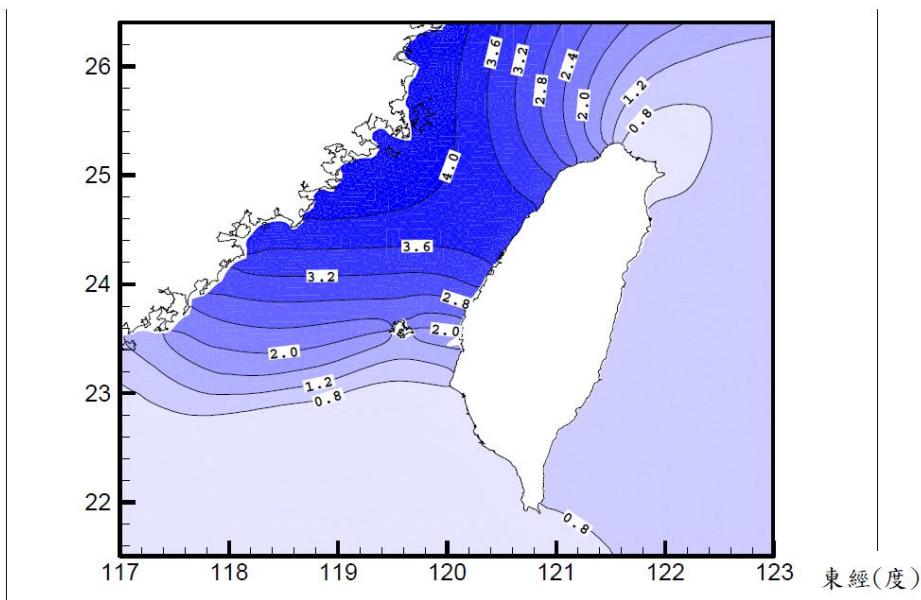


圖 3-4 臺灣附近平均潮差圖

(資料來源：中央氣象局，2020)

3-2 桃園台地地質歷史與背景

桃園台地群屬台灣地質學上第四紀台地之一部分，出露最老的地層為楊梅層(表 3-1)，依岩性可再分上段部分之照門段與下段部分之照鏡段(塗明寬與陳文政，1990)，屬於更新世早期之地層，在此期間歷經多次海進海退而出現沙泥互層等構造。更新世中後期為古大漢溪氾濫平原時期，開始出現河川堆積物為主如紅土、礫石、沙與黏土等的店子湖層、中壢層與桃園層，而後因造山運動活躍(約十萬年前)使桃園地區抬升形成現今的桃園台地群，古大漢溪以順時針方向遷移(圖 3-5)，但對於真正的遷移原因仍未有明確定論，目前有幾個可能原因如階地傾動(古兆禎，1963)、湖口背斜與新店斷層之活動(王昱，2003)與河流階地的變為模式受到湖口斷層多次活動影響有關(鄧國雄等人，2003)，直至約三萬年前左右，原本是平原的臺北盆地因全球海平面下降而增加剝蝕地表的力道，位於盆地西南方的鶯歌溪不斷向源侵蝕，直接將鶯歌與大溪的分水嶺切斷，最後襲奪了古大漢溪的上游，成為淡水河上游的一部份(鄧屬予等人，民國 93 年；陳于高等人，1990；Chen and Liu, 1991)。

桃園新屋臨海工作站內取得的岩心柱狀資料(圖 3-13)可對應上一段敘述的歷史事件，海岸帶地區受地形抬升與海平面變化影響下會有不一樣的地層組構。從粒徑變化可知過去的桃園海岸帶沉積環境是由深海過渡至淺海(深度 100 米至 20 米之地層)，其中，深度 78.4 米至 47.9 米分布交錯的泥

與砂層可對應桃園台地更新世早期的海水進出歷史事件，淺部深度 50 至 0 米的沉積物顆粒也從細顆粒的泥層轉為粗顆粒的礫石層，說明此時期正經歷古大漢溪的改道，沉積環境也從原本的海相遠濱過渡帶改變為陸相河道。

表 3-1 桃園台地群中地層初露特性表

地層	時代	岩性	厚度(m)
沖積層	全新世	礫石、砂及黏土	
臺地堆積層		礫石、砂及黏土	
桃園層	更新世	紅土、礫石、砂及黏土	
中壢層		紅土、礫石、砂及黏土	
店子湖層		紅土、礫石、砂及黏土	
大茅埔礫岩		礫石夾砂岩之透鏡體	80
楊梅層	照門段	礫岩、砂岩、泥岩之互層	350
	照鏡段	砂岩、泥岩、頁岩	800+

(資料來源：塗明寬與陳文政，1990)



圖 3-5 古大漢溪變遷示意圖

(資料來源：地理教室，無國界(燕子老師個人部落格))

3-3 桃園台地水文地質特性

根據經濟部水利署提供的地下水分區劃分圖(圖 3-6)，桃園地區屬桃園中壠台地地下水區，其中，含水層依厚度與材質主要可分兩層，第一層為分布範圍最廣的沖積礫石層，顆粒粒徑由東向西遞減；第二含水層主要由陸相礫石與粗砂組成，顆粒粒徑大小往海側方向遞減，含水層形成期間受構造作用影響而呈東高西低之趨勢。

圖 3-7 為桃園地區鑽探井位置圖，以觀音至龍潭與大園至陽明公園一帶之地質剖面為例，剖面位置如圖 3-8 與圖 3-9 所示，兩剖面淺部處斷續出現由粉沙、泥與黏土構成的低透水性阻水層，主要分布於離海岸帶，內陸區域相對少，加上地表遍布同樣低透水之紅土，使桃園海岸一帶的地表水難以入滲至地下含水層。表層泥下方為透水性好的含水層，組成物質以礫石層為主，因上方有不透水的泥層保護，可視為拘束含水層，同樣地，表層泥、礫石含水層也可從海岸的地質柱狀圖如福興、觀音與東明水文地質井觀察到(圖 3-10)，但對於表層泥延伸至海岸之範圍大小仍有待釐清。由於台地地勢較高且地表地層透水性差等因素，過去先民大量建造埤塘、水圳等水利設施供水利灌溉與儲水所用，現今仍有灌溉功能的埤塘共有 744 口(水利署，2006)，桃園地區素有「千塘之鄉」的美名，然而，近年的埤塘口數已逐漸減少，功能也從原本的農地灌溉轉變為景觀觀賞甚至荒廢。由於透水性差的紅土厚度介於 3-5 米間，因此，桃園地區大多數的埤塘深度約為 2-3 米左右。



圖 3-6 台灣本島及離島地下水區分布圖

(資料來源：經濟部水利署)

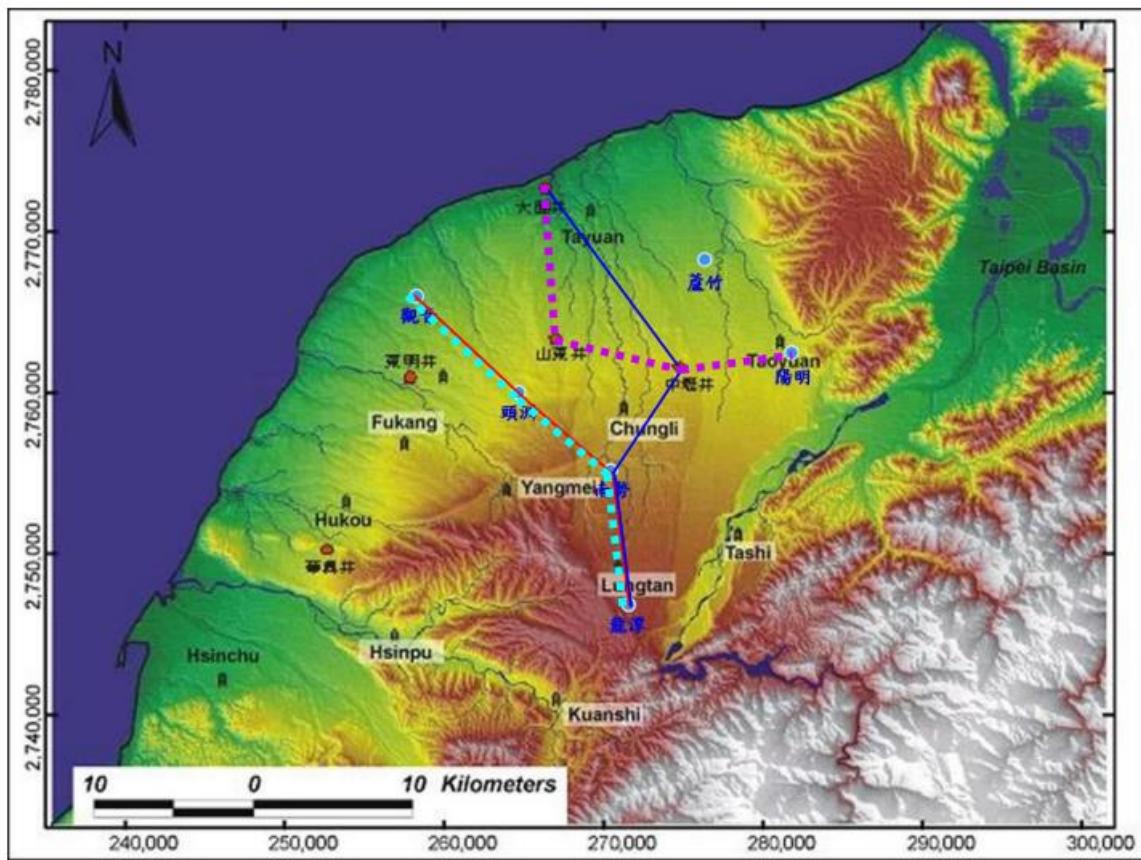


圖 3-7 桃園地區鑽探井位圖

(資料來源：經濟部中央地質調查所，2006)

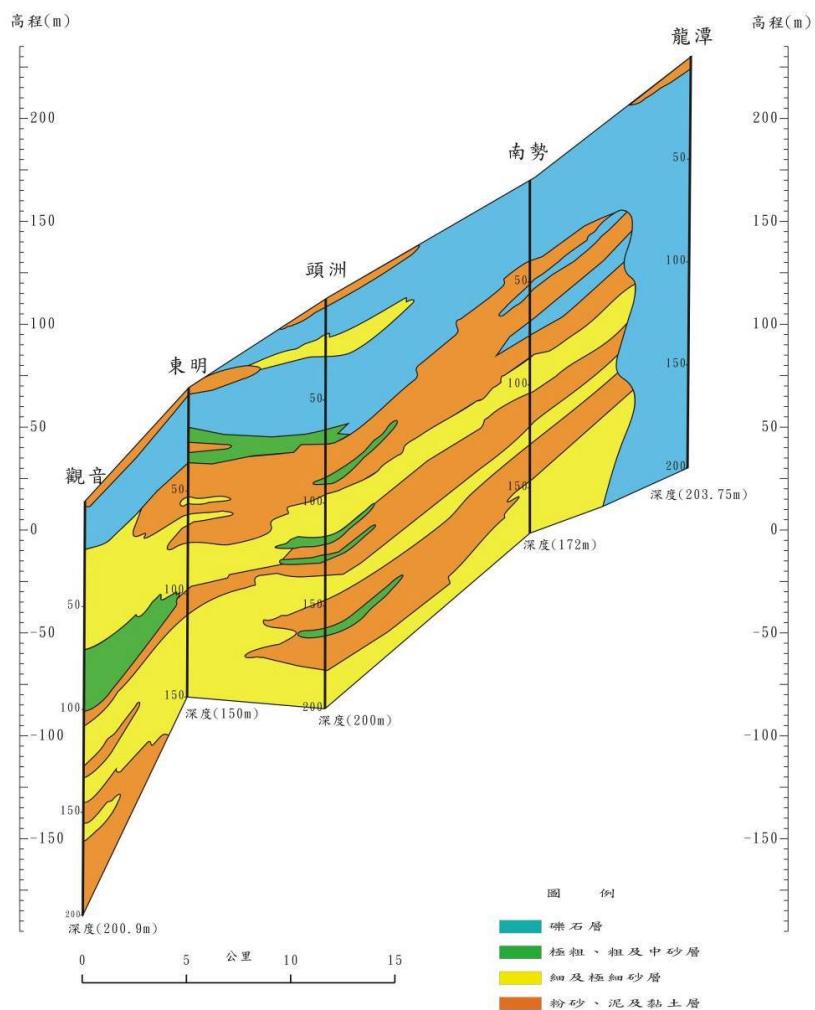


圖 3-8 龍潭至觀音之地質剖面圖

(資料來源：經濟部中央地質調查所，2006)

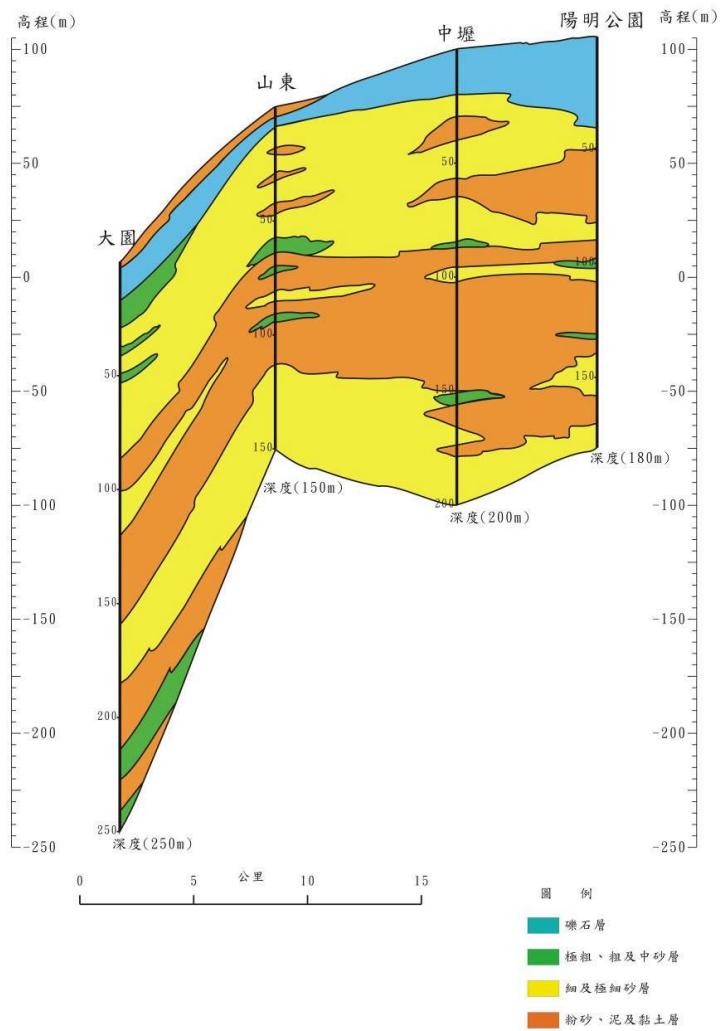


圖 3-9 大園至陽明公園之地質剖面圖

(資料來源：經濟部中央地質調查所，2006)

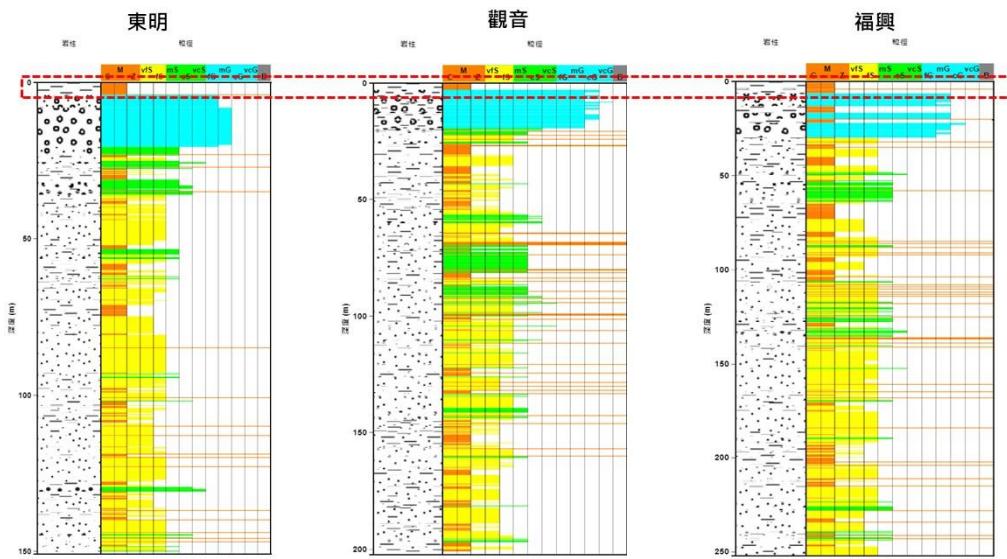


圖 3-10 桃園中壢台地地質鑽井(東明、觀音、福興)柱狀圖

(資料來源：水文地質資料庫)

3-4 桃園台地水文概況

桃園台地年均雨量約為 2200 毫米，年均溫度在 21-23 度間，根據中研院陳奕穎研究員提供之模式推估值顯示桃園台地地區的歷史蒸發量介於 700~1100 mm/yr 之間，河川水系呈現放射性輻射狀分布流入西部海岸帶，河川由北向南依序為南崁溪、埔心溪、新街溪、老街溪、富林溪、大堀溪、觀音溪、新屋溪、社子溪與福興溪，河川流域分布圖如圖 3-11 所示，然而，桃園台地表層主要為透水性差的紅土構成，地表水較難補注至地下含水層，因此，桃園地區的部分水資源採用越域引水的方式，將石門水庫的儲存用水引至台地使用，根據經濟部水利署於 2010 年公布的石門水庫歷次登記水量，

每年取自石門水庫作為灌溉用水與民生工業用水分別為 48,382 萬與 24,617 萬噸(表 3-2)，總計每年共 73,000 萬噸，桃園台地面積約 1,025 平方公里，整合以上的桃園台地水文資訊，可進行簡易的水平衡分析，水平衡方程式如下：

$$P + \frac{W_d}{A} - ET_e = Q + F \quad (3-1)$$

其中， P 為年降雨量(mm/yr)； ET_e 為模式推估之年均蒸發散量(mm/yr)； W_d 為年水庫引水量(cm/yr)； A 為台地面積(m²)； Q 為推估地表逕流深度(mm/yr)； F 為流入海的地下水出流量(mm/yr)，水庫引水量與台地面積相除後得原水深度為 712 mm/yr，經計算桃園台地可用水量($Q + F$)為 2156 mm/yr，假設有五成的降雨貢獻於地表逕流，計算後的海岸地下水出流量可達 1056 mm/yr (表 3-2)，這個數字甚至比水庫引水量還來的高，也進一步暗示桃園海岸帶地下水資源極具發展潛力。

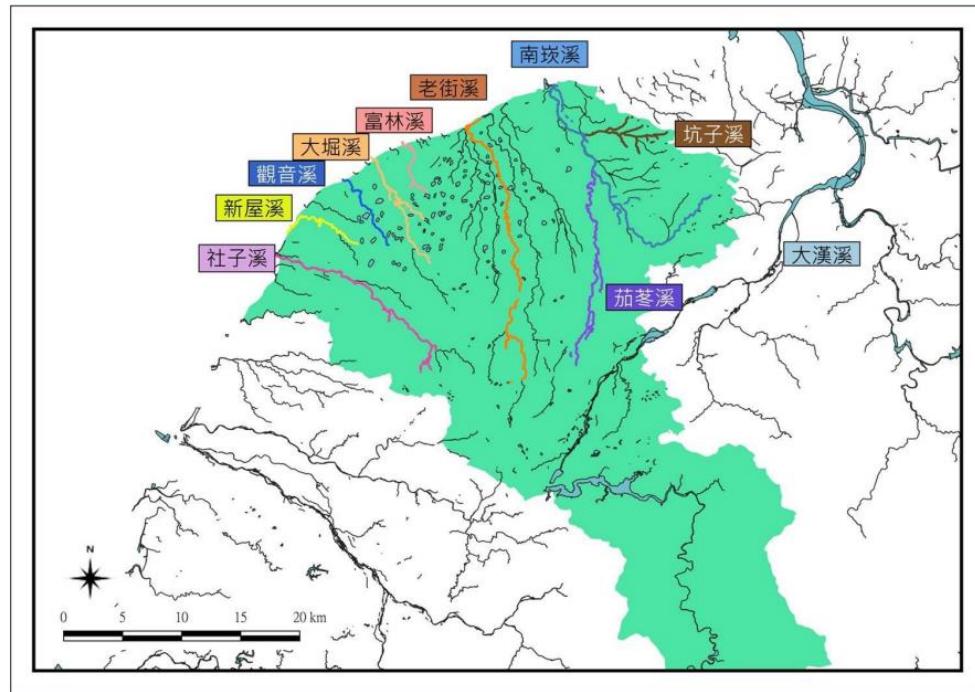


圖 3-11 桃園區域河川流域分布圖

(資料來源：桃園市水務局，2018)

表 3-2 石門水庫歷次水權登記水量表

用水標的	用水單位		第1次登記 (63年)	第2次登記 (73年)	第3次登記 (78年)	第4次登記 (89年)	第5次登記 (94年)	第6次登記 (98年)
	農業(灌溉)用水	桃園大圳	37,032	37,032	37,032	30,601	30,601	30,601
		下游灌區	15,817	15,817	15,817	4,863	4,863	4,863
		小計	52,849	52,849	52,849	35,464	35,464	35,464
		石門農田水利會	25,095	25,095	25,095	12,918	12,918	12,918
		合計	77,944	77,944	77,944	48,382	48,382	48,382
	家用及公共給水	台灣自來水公司(經下游)	631	631	631	6,327	6,327	6,327
		台灣自來水公司(經石圳)	2,838	2,838	2,838	11,464	11,464	8,311
		台灣自來水公司(經桃圳)	-	-	-	5,659	5,659	5,659
		後池平鎮第二原水抽水站	-	-	-	-	-	3,153
		合計	3,469	3,469	3,469	23,450	23,450	23,450
工業用水	中油桃園煉油廠	-	725	725	725	725	725	725
其他用途	中山科學院(經石圳)	221	221	221	221	221	221	221
	中山科學院(經桃圳)	-	-	-	221	221	221	221
水力用水	北水局(石管局)	48,243	48,243	48,243	38,864	37,933	35,019	

(資料來源：「石門水庫供水區整體水源利用規劃」之表 3-8，2010，經濟

部水利署北區水資源局)

3-5 中央大學 TaiCOAST 新屋臨海工作站

近年來由於桃園海岸帶的受工業區開發等人文因素影響，面臨海岸侵蝕與大潭藻礁等生態爭議，為了解海岸帶變遷帶來的影響，國立中央大學研究團隊於桃園新屋區海岸帶設置研究型工作站，主要由國立中央大學錢樺教授研究團隊管理負責，站內設有多口深度不一的地下水觀測井與三維風速計，觀測井位置如圖 3-12 所示，所有觀測井目前仍有不同研究單位的多組儀器持續觀測中，本研究中的地下水水質觀測會使用到 I1(永安一號觀測井)與 I4 觀測井，此外，為了解桃園新屋海岸的地質歷史與地層演化，中央大學研究團隊在設立 I1 觀測井位置的同時也取出 100 公尺深的岩心資料，經過岩相與沉積相判識後得到一地層柱狀圖(圖 3-13)

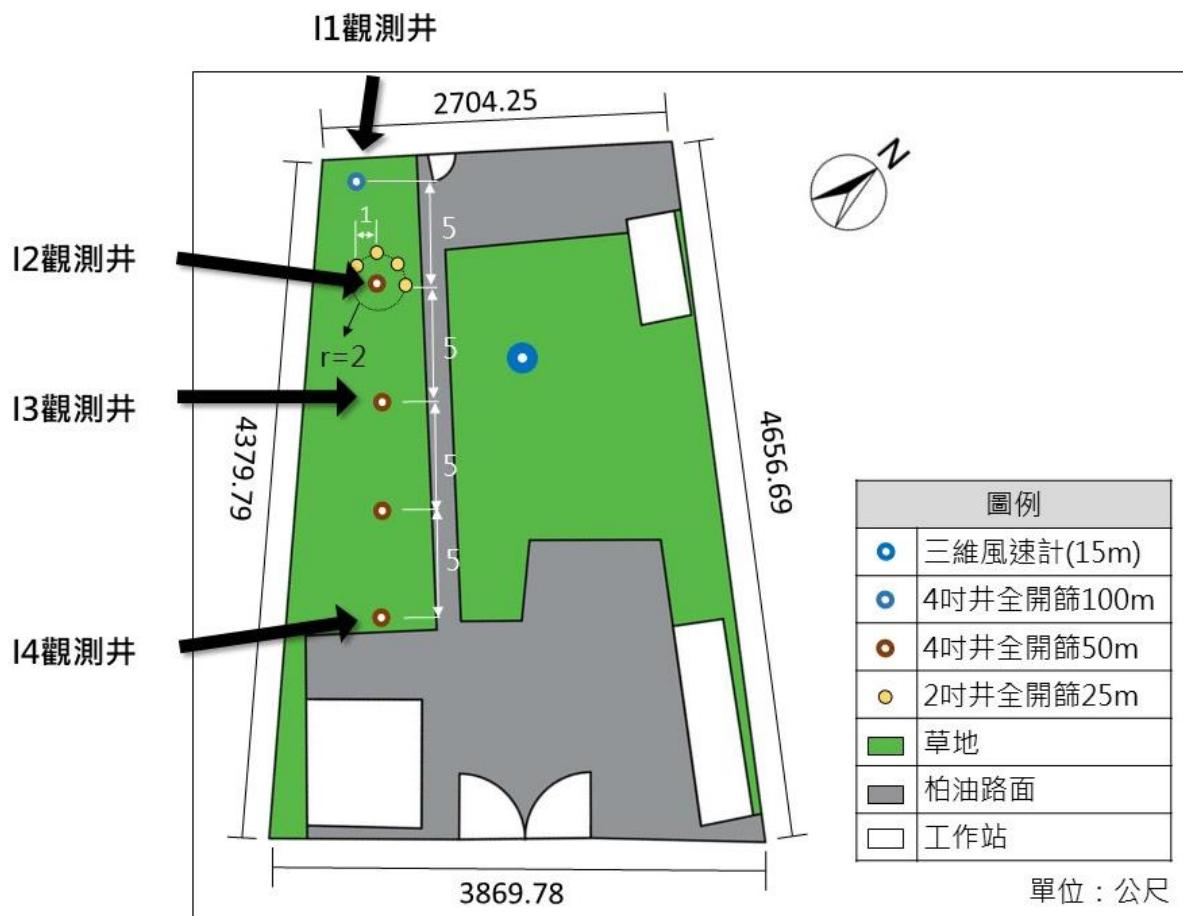


圖 3-12 中大 TaiCOAST 臨海工作站站內觀測井與三維風速計示意圖

(資料來源：國立中央大學倪春發教授研究團隊)

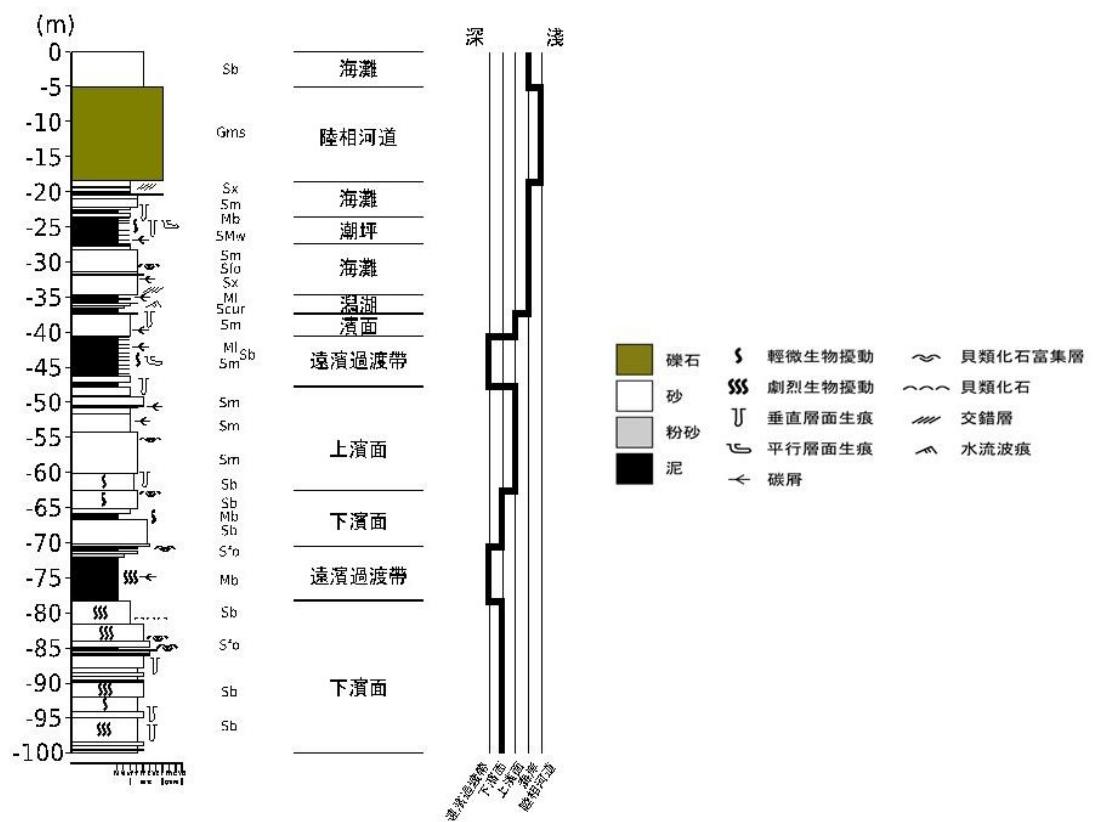


圖 3-13 永安一號觀測井地層柱狀圖

(資料來源：國立中央大學倪春發教授團隊)

第四章、研究方法

4-1 地下水質觀測

為取得確切的現地地下水質資料供數值模擬使用，本研究使用由 Seametrics 開發的 CT2X 自計式水質與溫度儀進行連續地下水質觀測與單點的地下水質測量。CT2X 水質儀全長約 39.2 公分，半徑為 1.9 公分(圖 4-1)，提供水體導電度、溫度、鹽度、溶解固體量與壓力的紀錄與觀測，具有低耗能與線性溫度補償的功能，地下水質儀所觀測的鹽度與導電度可視為地下水含有鹽類多寡的指標。

表 4-1 為 CT2X 水質儀觀測資料類別與其對應量測範圍、解析度，鹽度單位以 psu (g/L)表示，psu 代表「一公升的水中含有 1 公克的鹽類」。資料的輸出與展示使用該公司開發的商用軟體 Aqua4Plus 處理，Aqua4Plus 提供簡易的操作介面(圖 4-2)方便使用者進行資料即時觀測、觀測時間與資料頻率設定與地下水位壓力修正(圖 4-3)等功能。

地下水質觀測依地下水井的所在位置分海灘區域與工作站內兩類，海灘區域使用到的觀測井為 O1 與 O3 井，工作站內使用到地觀測井為 I1 與 I4 井，觀測井之高程、井深資訊如表 4-2 所示，地下水井相對位置參照圖 3-12。地下水質觀測共有三輪，觀測時間約 5~7 天不等，觀測期間至少經歷三次以上的漲退潮循環，每輪觀測使用兩隻水質儀進行不同地下水井同深度或同位置不同深度的水質連續量測，探討鹽度受潮汐影響下的時空變化，

地下水井相對位置與每輪水質觀測深度如圖 4-4 所示，觀測資料的展示主要為溫度、鹽度、導電度與地下水位變化，分析對象以鹽度與地下水為主。

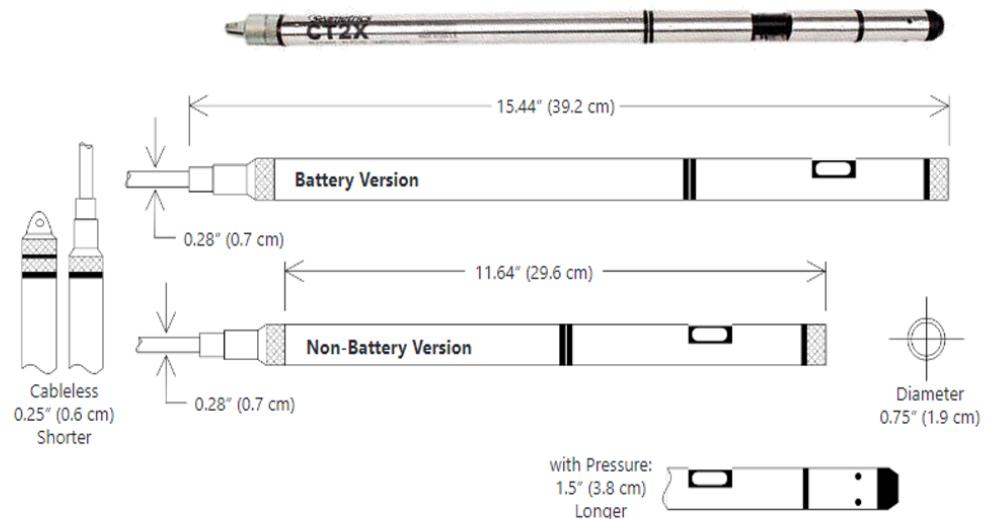


圖 4-1 CT2X 水質與溫度儀規格示意圖

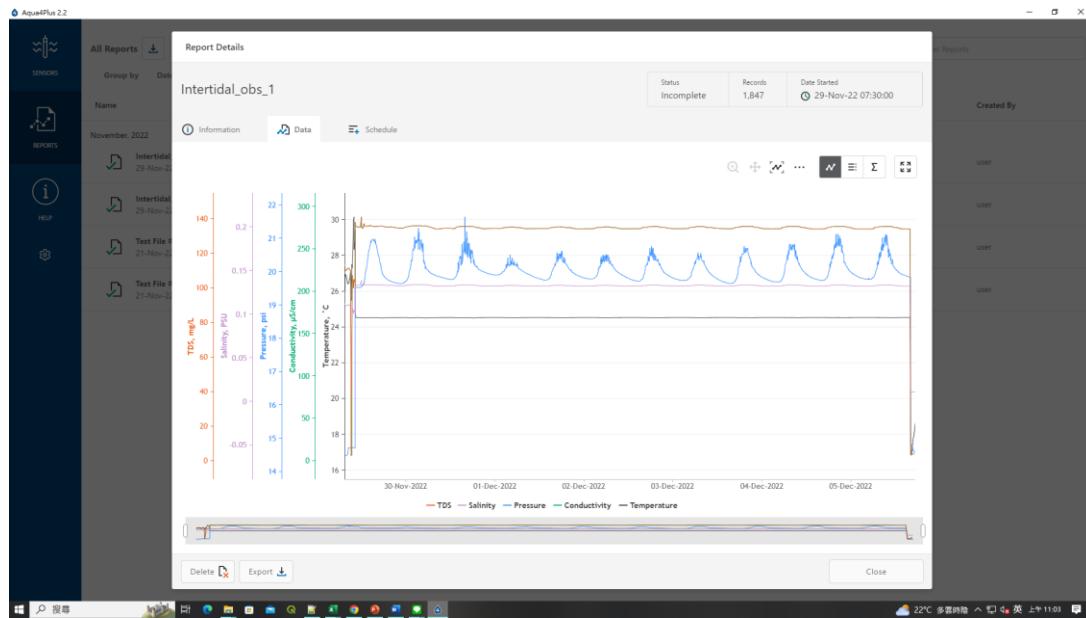


圖 4-2 Aqua4Plus 資料展示示意畫面

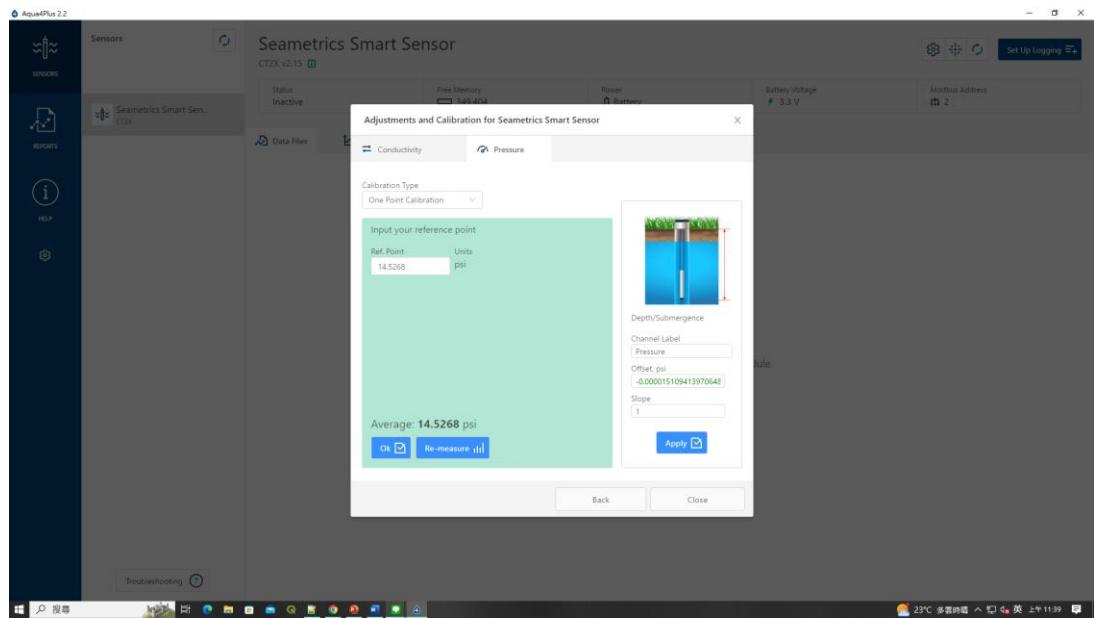


圖 4-3 Aqua4Plus 壓力修正示意畫面

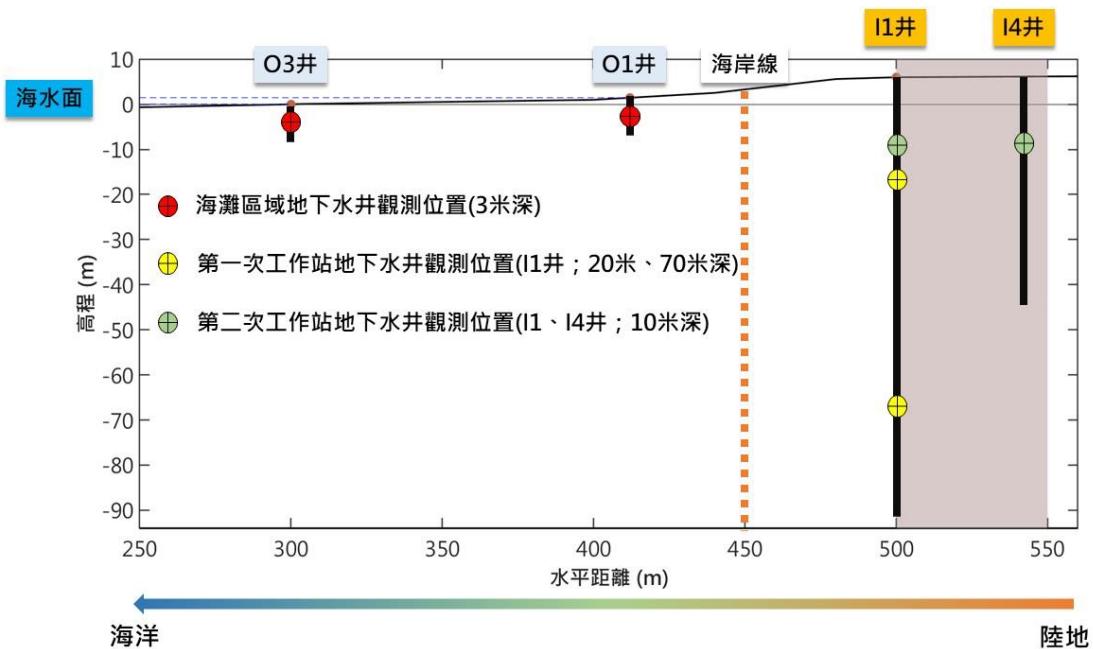


圖 4-4 地下水井相對位置與每輪觀測位置與深度資訊

表 4-1 CT2X 資料量測範圍與解析度

觀測資料類別	量測範圍	解析度
壓力 (PSIA)	0~30	0.0034% FS
溫度 (°C)	-5~40	0.1
導電度 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	$0\text{--}3 \times 10^4$	0.1
鹽度 (psu)	2~42	0.001
溶解度 (mg/L)	$4.9\text{--}1.47 \times 10^5$	0.1

表 4-2 地下水質觀測之地下水井高程與井深

地下水井	高程(米)	井深(米)
O3 井	0.081	7.73
O1 井	0.346	7.82
I1 井	6.477	100
I4 井	6.5	50

4-2 地電阻影像法

本研究除了使用數值方法模擬地下水的鹽度分布與流場外，也參考地電阻影像法的時序地電阻監測資料來比對模擬結果，在海淡水交界問題上實現跨域方法的應用，地電阻資料提供自國立中央大學陳建志教授團隊，資料處理由其團隊中的顏麒書同學協助處理與輸出。

4-2-1 地電阻影像法之方法原理

地電阻影像法(electrical resistivity tomography, ERT)，又稱直流電阻法或地電阻法，藉由地表下地質材料的電性差異，給予人工製造的電場探測地下

構造之地球物理探勘方法，本研究為了解鹽度剖面在時間上的變化，參考之地電阻資料使用 ERT 中的時序地電阻影像法(time-lapse electrical resistivity tomography, TL-ERT)觀測之。

傳統的地電阻影像法會在地表布設一對電流極(圖 4-5 A、B)向地下通入直流電，地層內部即產生人工電場，同時可透過一對電位極(圖 4-5 M、N)來量測電位差，而後換算出不同位置與深度下的視電阻率，最後將計算後的視電阻率經逆推計算後求得真實電阻率，所有的資料點匯聚起來後可得到如同影像般地電阻影像圖，根據電阻率分布來推論地下環境，也可藉由電阻率換算流體鹽度值。本研究使用的地電阻資料之電極陣列為混編陣列(圖 4-6)，此陣列相較於傳統電極陣列有龐大的資料量、高資料收集速度兩大優勢，龐大的資料量可增加地電阻剖面的準確度，快速的資料收集可提高時間解析度，能得到單位小時變化的地電阻剖面，潮汐現象因而能夠反映在剖面變化上，而傳統的電極陣列需耗時 3-6 小時的資料收集時間而無法觀察完整的潮汐週期變化，此外，為避免地表低電阻的海水使電流無法有效穿越地層，陳建志教授團隊增設井下電極配置以提高深部的解析能力。

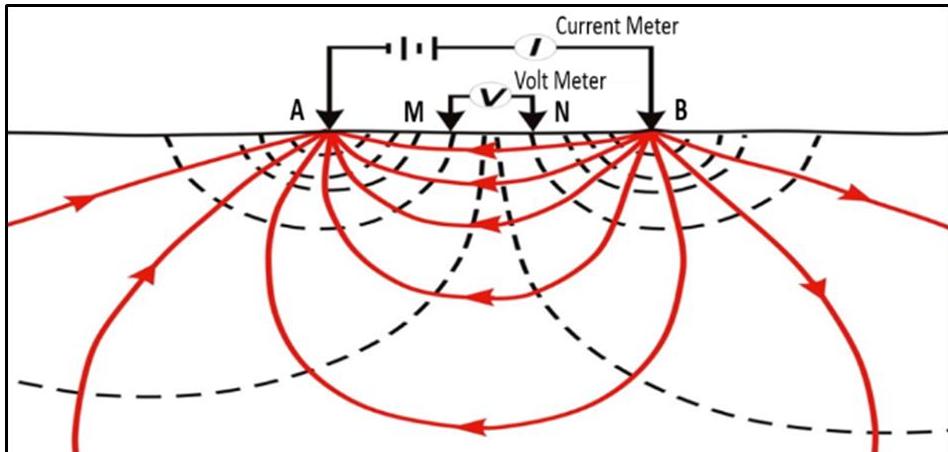


圖 4-5 地電阻方法電極布設與人工電場示意圖

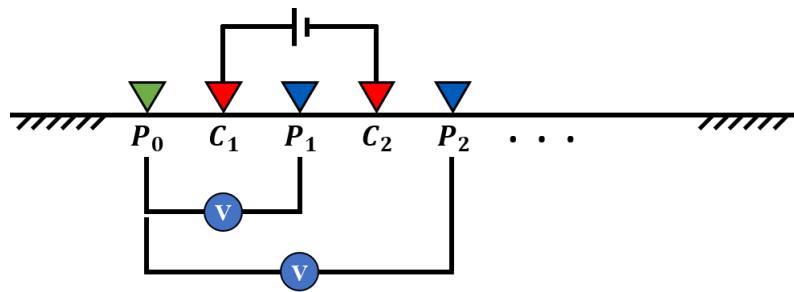


圖 4-6 混編陣列示意圖

4-2-2 地電阻影像法之儀器布設

陳建志教授團隊於 2020 年 9 月 11 日 7 時至 2020 年 9 月 12 日 10 時進行為期 28 小時的連續地電阻觀測，每一小時收集一筆資料，總計 28 筆，觀測期間對應的地下水位(潮位)變化如圖 4-7 所示。

地電阻測線配置包含一條 201 公尺長的地表測線、一條深度 100 公尺的井下測線，兩測線交錯於地表測線 160 公尺處，從臨海工作站內延伸至海岸並橫跨堤防(圖 4-8)，對應於模擬剖面 340-540 公尺處(圖 4-9)，地表與井下測線分別使用 40、25 根電極棒，地表左側(海側)與右側(陸側)電極間距分別為 4、5 公尺，井下電極間距為 5 公尺，使用遠程電阻率監測系統之儀

器(Remote Resistivity Monitoring System, R2MS)控制與收集地下阻抗資料，此系統以地電阻影像剖面自動探測儀為主，採多坡道、多源探勘方法與方波解算，具有採樣效率高的優點，儀器設備示意圖如圖 4-10 所示。

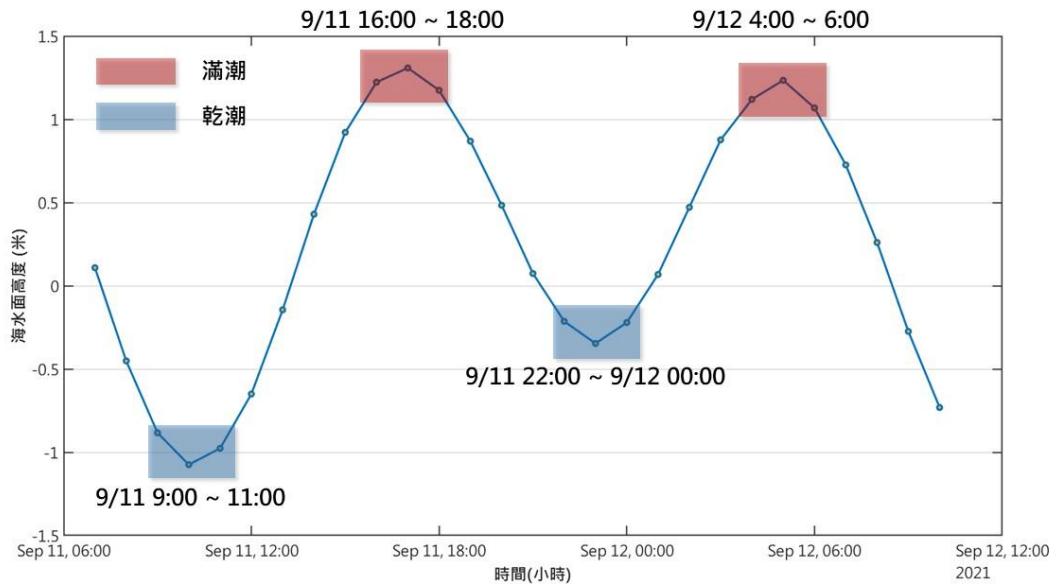


圖 4-7 地電阻觀測期間的海水面高度(潮位)變化

(滿潮、乾潮分別以紅色與藍色表示，乾滿潮期間取最低潮位與前後一小時的時間)

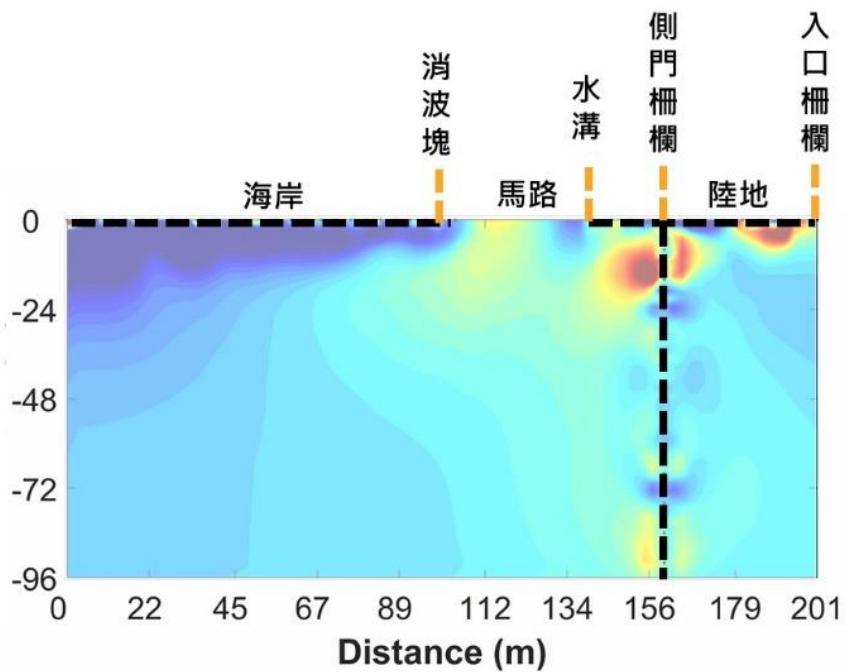


圖 4-8 地電阻測線說明圖

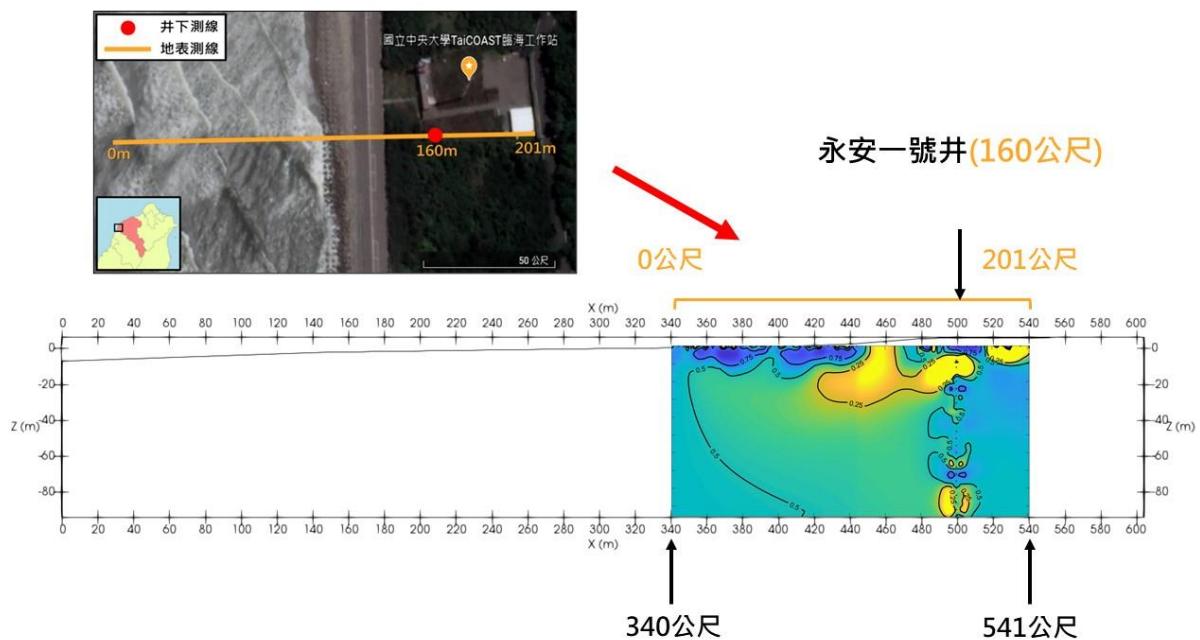


圖 4-9 地電阻測線對應模擬剖面示意圖

系統設備

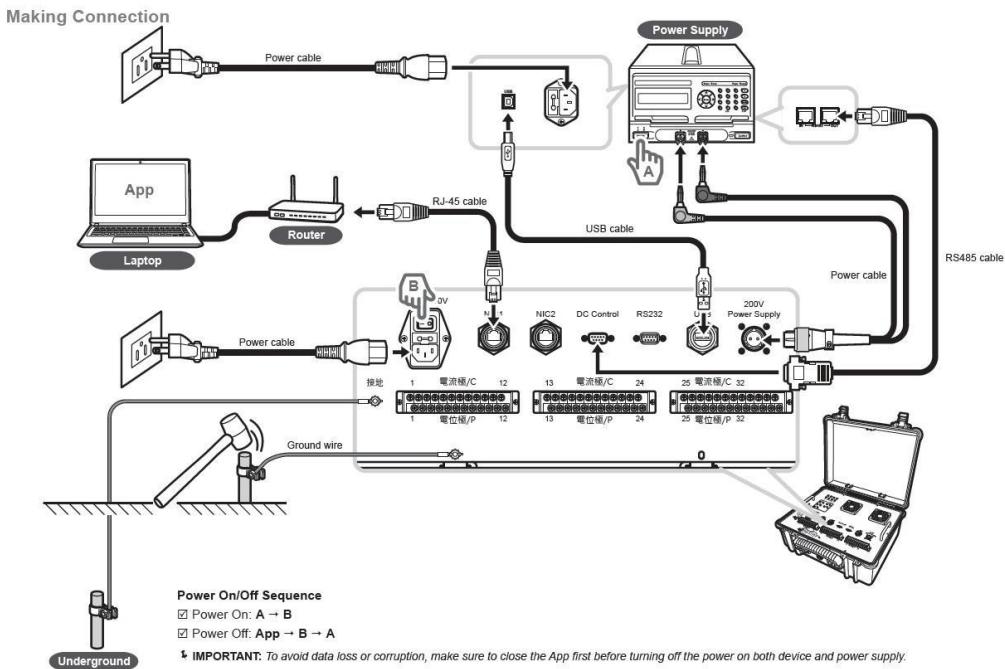


圖 4-10 遠程電阻率監測系統完整配備

(資料來源：國立中央大學陳建志教授研究團隊)

4-3-3 觀測電阻率與鹽度換算

不同的地層材質與特性如孔隙率、飽和度與孔隙流體電阻率為控制地層電阻率的主要因子，地層電阻率與控制因子之間的關係可由 Archie's law (Archie, 1942) 來描述，利用地電阻影像法量測到的觀測電阻率包含地質材料本身與孔隙流體，因此，需經由經驗公式將觀測電阻率換算成孔隙流體電阻率後才可往後計算鹽度，經驗公式選用修正版的 Archie's law (Winsauer et al., 1952)，此公式為現今較為常用的 Archie's law 形式，數學式如下：

$$\rho_m = \alpha \cdot \rho_f \cdot \phi^{-m} \cdot S_w^{-n} \quad (4-1)$$

假設地下地質材料多為無導電性且孔隙充滿水($S_w = 1$)，孔隙流體電阻率可使用改寫後的 Archie's law 求得，關係式如以下公式：

$$\rho_f = \alpha \cdot \rho_m \cdot \phi^m \quad (4-2)$$

其中， ρ_m 為觀測電阻率(Ω/m)； a 為岩性係數； ρ_f 為孔隙流體電阻率(Ω/m)； ϕ 為地層孔隙率； S_w 為含水飽和度； m 為膠結指數； n 為飽和指數。

由於真實世界的地下地質構造具異質性，且不同材質有不同的地質參數，增加計算孔隙流體電阻率的複雜度，因此，本研究假設地層材質屬海床沉積物等砂岩、泥岩，其對應的 m 為 2，地層孔隙率定為前述數值模擬所有地層材質的孔隙率平均值($\bar{\phi} = 0.4$)，岩性係數(a)使用 Glover(2016)提出的膠結指數換算公式反推，改寫公式如下：

$$a = \left(\frac{\phi}{\phi + \delta\phi} \right)^{-m} \quad (4-3)$$

其中， $\delta\phi$ 為地層孔隙率誤差($=0.1$)，代入地層孔隙率與膠結係數後得出岩性係數為 1.0506。

本研究使用食用鹽標(Practical Salinity Scale) (Lewis and Perkin, 1978)將孔隙流體電阻率換算海水鹽度，此方法是根據孔隙流體與標準海水(Standard Seawater)的導電比計算出來，因此，需先將電阻率換算為導電度，電阻率與導電度的關係式如下：

$$C_f = \frac{1}{\rho_f} * 10^4 \quad (4-4)$$

其中， C_f 為孔隙流體導電度($\mu S/cm$)； ρ_f 為孔隙流體電阻率(Ω/m)，一般狀況下，流體的導電度會因溫度、壓力與鹽度產生變化，因此，在計算導電比與往後計算鹽度時需考慮場址周圍的海水溫度與壓力。

接下來，求得孔隙流體導電度後即可計算與標準海水導電度之比值，關係式如下：

$$R = \frac{C_f}{C(35,15,0)} \quad (4-5)$$

其中， R 為導電比； $C(35,15,0)$ 為在溫度 $15^{\circ}C$ 、1 大氣壓下，鹽度為每公升下含有 35 克的海水導電度，然而，在計算上，通常以「溫度 $15^{\circ}C$ 、1 大氣壓下，每公升含有 32.4356 克的氯化鉀的海水」之導電度作為 $C(35,15,0)$ 的數值，約為 $49214(\mu S/cm)$ (Culkin and Smith, 1980)，下一步，再將導電比(R)透過下方關係式計算溫度導電比(R_t)：

$$R_t = \frac{R}{R_p r_t} \quad (4-6)$$

$$R_p = (1 + \alpha) \quad (4-7)$$

$$\alpha = \frac{A_1 p + A_2 p^2 + A_3 p^3}{1 + B_1 T + B_2 T^2 + B_3 R + B_4 T R} \quad (4-8)$$

$$r_t = c_0 + c_1 p + c_2 p^2 + c_3 p^3 + c_4 p^4 \quad (4-9)$$

其中， R_p 為壓力導電比； r_t 為溫度修正參數，最後將溫度導電比代入鹽度換算公式即可得到實際鹽度值(g/L)， A_1 至 A_3 、 B_1 至 B_4 與 c_0 至 c_4 係數列於表 4-3。

$$S = a_0 + a_1 R^{\frac{1}{2}} + a_2 R + a_3 R^{\frac{3}{2}} + a_4 R^2 + a_5 R^{\frac{5}{2}} + \Delta S \quad (4-10)$$

$$\Delta S = \left[\frac{T - 15}{1 + 0.0162(T - 15)} \right] * \left(b_0 + b_1 R^{\frac{1}{2}} + b_2 R + b_3 R^{\frac{3}{2}} + b_4 R^2 + b_5 R^{\frac{5}{2}} \right) \quad (4-11)$$

其中 ΔS 為實用鹽度之修正項； a_n 、 b_n 皆為 Lewis and Perkin 透過實驗數據求得之修正比例常數， a_0 至 a_5 與 b_0 至 b_5 係數列於表 4-3。

表 4-3 食用鹽度表方程式之係數對應數值

係數編號	A	B	a	b	c
0	-	-	0.0080	0.0005	6.766097×10^{-1}
1	2.07×10^{-5}	3.426×10^{-2}	-0.1692	-0.0056	2.00564×10^{-2}
2	-6.370×10^{-10}	4.464×10^{-4}	25.3851	-0.0066	1.104259×10^{-4}
3	3.426×10^{-2}	4.215×10^{-1}	14.0941	-0.0375	-6.9698×10^{-7}
4	-	-3.107×10^{-2}	-7.0261	0.0636	1.0031×10^{-9}
5	-	-	2.7081	-0.0144	-

4-3 變飽和地下水流與傳輸數值模擬

4-3-1 HGC 模式介紹

本研究使用有限元素數值模式 HGC (HYDROGEMCHEM, Yeh et al, 2018)，探討桃園新屋海岸帶地下水與海水交互機制與水文特徵。HGC 為一變飽和地下模式(Variably Saturated Subsurface Model)，由國立中央大學高等模式中心與葉高次教授團隊所開發，使用有限元素法網格，參考介質為固體物質(Solids)、水(Water)與空氣(Air)，考慮熱傳輸(Thermal Transport)、水文

循環作用(Hydrology Flow)、力學作用(Mechanical Deformation)與化學反應(Chemical Reactive Transport)等物理化學機制與彼此之間的耦合作用，透過數值方法模擬流體、化學汙染物等物質在二、三維地下水模型的運動情形與濃度分布。此模式另外備有多種模組如水流、化學傳輸與熱模組供使用者針對不同設計情境進行模擬，目前已有多個版本釋出(HGC 4.1-4.6)，各版本關係如圖 4-11 所示，本研究使用 HGC4.3 版本中的流場與化學傳輸模組進行模擬，模擬流程如圖 4-12 所示。

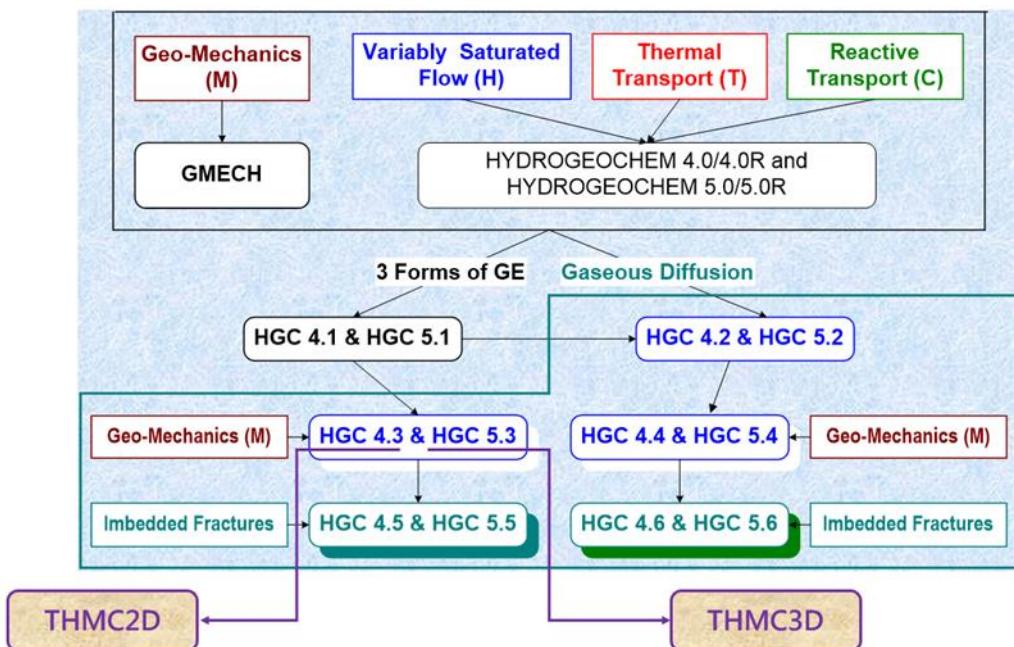


圖 4-11 HGC 模式各版本關係圖

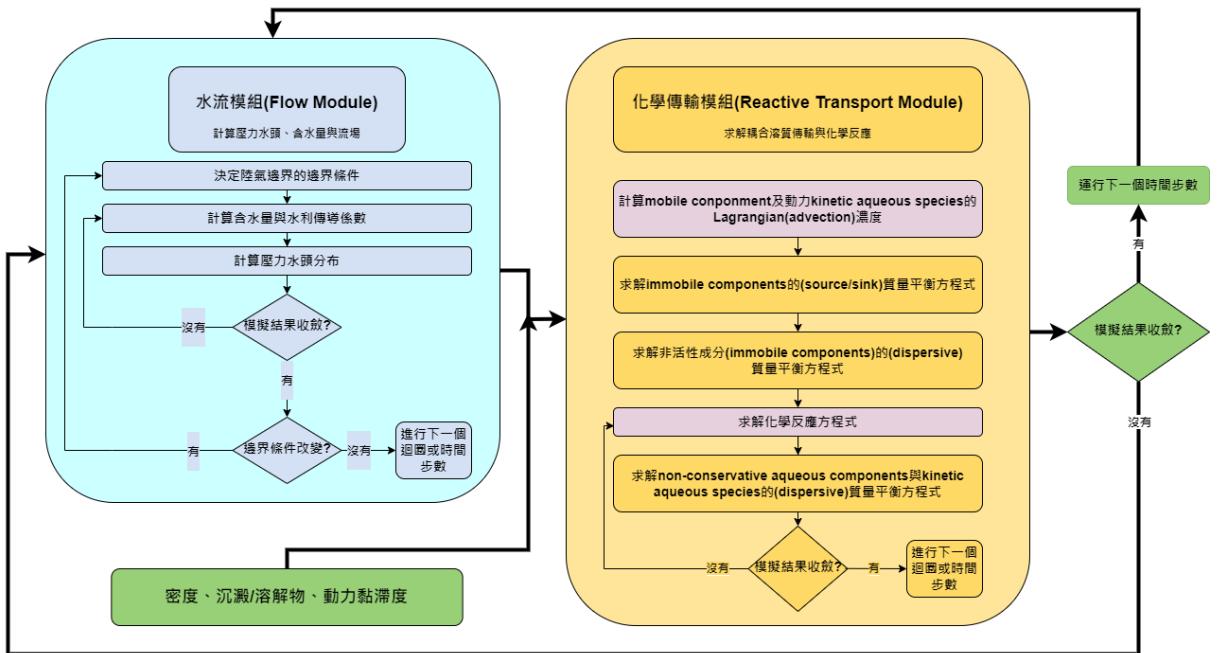


圖 4-12 水流、化學反應與傳輸模組模擬流程圖

本研究欲討論之案例屬一般海岸帶地下水與海水密度流問題，在海岸帶地下模型中，密度較大的高鹽度海水於密度低的淡水下半部入侵，接觸面會形成海淡水交界面，概念圖如圖 4-13 所示，密度流數值模擬參考 Henry's Problem (Henry, 1964) 設定模型與邊界條件，Henry's Problem 為海水入侵問題之經典案例，主要探討含水層與地下水與鹽水的溶質傳輸，模型設定如圖 4-14 所示，控制體積上下邊界為不透水邊界，左側為固定地下水流量之通量邊界條件，代表陸測地下水流入控制體積，右側為考慮海水密度之定水頭邊界，代表海側水密度流流入控制體積，給定邊界條件與模擬參數可得控制體積內部的鹽度分布曲線與流場方向，Henry's Problem 之模擬鹽度分布與流場變化如圖 4-15 所示，鹽度模擬結果顯示底部海水入侵較上部顯著，形

成斜向的海淡水交界面，左側底部之海水呈順時鐘轉向，反映底部海水入侵顯著之現象，上部混和海淡水向外流出。

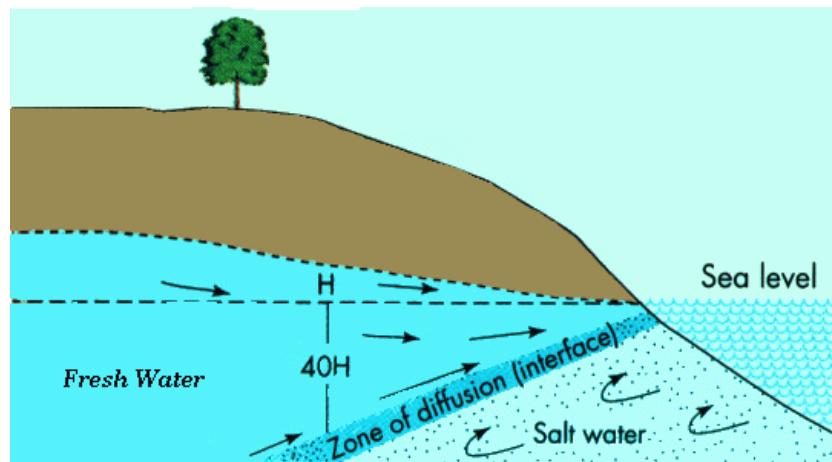


圖 4-13 一般海岸帶地下水與海水概念圖

(資料來源：Jorian Wals, 2015)

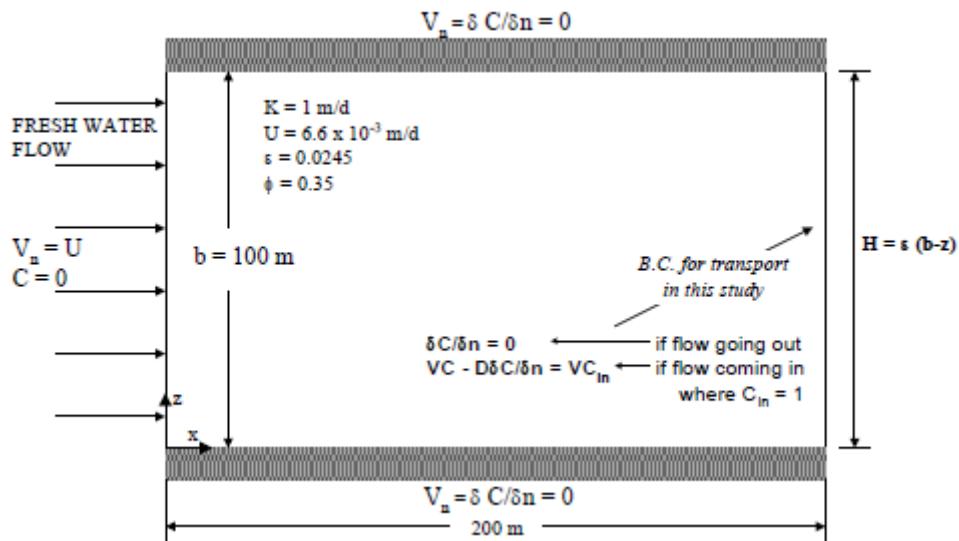


圖 4-14 Henry's Problem 模型示意圖

(資料來源：「HYDROGEOCHEM 4.0: A Coupled Model of Fluid Flow, Thermal Transport ,and HYDROGEOCHEMical Transport through Saturated Unsaturated Media:Version 4.0 HYDROGEOCHEM 4.0 : 」之 Fig. 6.11 , Yeh et al., 2004)

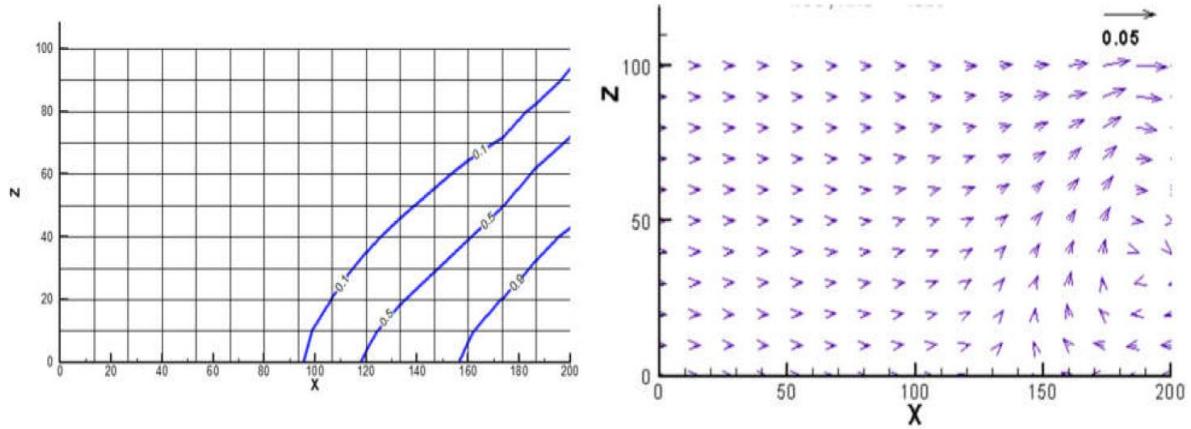


圖 4-15 Henry's Problem 模擬濃度等值線(左)與流場變化(右)

(資料來源：「HYDROGEOCHEM 4.0: A Coupled Model of Fluid Flow, Thermal Transport ,and HYDROGEOCHEMical Transport through Saturated Unsaturated Media:Version 4.0 HYDROGEOCHEM 4.0 : 」之 Fig. 6.12 , Yeh et al., 2004)

4-3-2 水流模擬

4-3-2-1 水流控制方程式

水流的流動可藉由水流控制方程式描述其運動過程，在模式中，水流控制方程式考慮流體的連續性(continuity of fluid)、固體的連續性(continuity of solid)、達西定律(Darcy's law)、介質壓密(consolidation of the media)及水壓縮性(compressibility water)(Yeh et al., 1994a, 1994b))等物理特性，方程式可用 4-12 式表達：

$$\frac{\rho}{\rho_0} F \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \left[K \cdot \left(\nabla h + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla z \right) \right] + \frac{\rho^*}{\rho_0} q \quad (4-12)$$

其中， ρ 為有溶質狀態下的參考流體密度 (M/L^3)； ρ_0 為無溶質狀態下的參考

流體密度(M/L^3)； F 為貯水係數($1/L$)，定義如式(4-2)所示； ρ^* 為源匯項的流體密度(M/L^3)； h 為壓力水頭(L)； z 為位置水頭(L)； t 為時間(T)； q 為單位體積下進出的流體流量 [$(L^3/L^3)/T$]， K 為水利傳導係數張量(L/T)，定義如式 4-14 所示：

$$F = \alpha' \frac{\theta}{n_e} + \beta' \theta + n_e \frac{dS}{dh} \quad (4-13)$$

$$K = \frac{\rho g}{\mu} k = \frac{(\rho/\rho_0)}{(\mu/\mu_0)} \frac{\rho_0 g}{\mu_0} k_s k_r = \frac{(\rho/\rho_0)}{(\mu/\mu_0)} K_{so} k_r \quad (4-14)$$

其中， θ 為有效土壤含水量(L^3/L^3)； μ_0 為無溶質狀態下的流體動黏滯係數 [$(M/L)/T$]； μ 為有溶質狀態下的流體動黏滯係數 [$(M/L)/T$]； α' 為土壤基質修正壓密度($1/L$)； β' 為流體修正壓密度($1/L$)； n_e 為有效孔隙率(L^3/L^3)； S 為水有效飽和度； g 為重力加速度(L/T^2)； k 為滲透張量(L^2)； k_s 為飽和參考滲透張量； K_{so} 為參考飽和水利張量(L/T)； k_r 為相對水利傳導係數(或相對滲透度)。模式中的流速使用達西公式(Darcy, 1865)計算之，公式如式 4-15 所示：

$$\mathbf{V} = -K \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) \quad (4-15)$$

4-3-2-2 初始與邊界條件

完整的變飽和數值模擬中，需依照自身的研究案例給定適當的初始條件與邊界條件，可視為求解的約束條件，目的是為了盡可能貼近現實世界的物理與化學機制，增加求解的精度。在水流模擬中，水流的流動行為由總水頭梯度所驅動，因此，水流模擬需訂定網格上每一節點的初始總水頭，初始

總水頭可用式 4-16 表示：

$$h_i(x, z) = -z \quad (4-16)$$

其中， h_i 為第*i*個節點的總水頭值， x 與 z 分別代表節點的水平與垂直方向位置，每個節點的初始總水頭以該點的高層值設定之。

邊界條件較初始條件不同地方在於種類較多，就水流模擬而言，THMC 模式共支援 5 種不同的邊界條件，分別為 Dirichlet 邊界條件、Neumann 邊界條件、Cauchy 邊界條件與降雨、非降雨狀態下的 Variable 邊界條件。第一種的 Dirichlet 邊界條件需給予邊界上所有點一定值，以水流模擬為例，Dirichlet 邊界條件之給定參數為總水頭，可寫成 4-17 式：

$$h + z = H_d(x_b, z_b, t) \text{ on } B_d \quad (4-17)$$

其中， B_d 為 Dirichlet 邊界； H_d 為在時間 t 下，邊界水平位置 x_b 與垂直方向 z_b 位置的總水頭。Neumann 邊界條件與一階導數有關，在水流設計問題中主要作為排水邊界，數學表達式如 4-18 式所示：

$$-n \cdot K \cdot \frac{\rho_0}{\rho} \nabla h = q_n(x_b, z_b, t) \text{ on } B_n \quad (4-18)$$

其中， B_n 為 Neumann 邊界； q_n 為在時間 t 下，邊界水平位置 x_b 與垂直方向 z_b 位置的通量值 $[(L^3/L^2)/T]$ ，Neumann 邊界只需給定壓力水頭梯度，若額外給定位置水頭梯度，則屬 Cauchy 邊界條件，可用 4-19 式來表示：

$$-n \cdot K \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) = q_c(x_b, z_b, t) \text{ on } B_c \quad (4-19)$$

其中， B_c 為 Cauchy 邊界； q_c 為在時間 t 下，邊界水平位置 x_b 與垂直方向 z_b 位置的通量值 $[(L^3/L^2)/T]$ ，通常做為表層雨水入滲的邊界類型。

Variable 邊界條件結合 Dirichlet 邊界條件與 Cauchy 邊界條件的特性，主要使用於降雨與非降雨狀態的水流模擬約束條件，在降雨狀態下，較大的降雨強度可能使地表產生積水進而影響水入滲的情形，上述的因積水而可能產生的水動態過程可用 4-20 與 4-21 式表示：

$$h = h_p(x_b, z_b, t) \quad (4-20)$$

$$\text{iff } -n \cdot K \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) > q_p \text{ on } B_v$$

$$-n \cdot K \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) = q_p(x_b, z_b, t) \quad (4-21)$$

$$\text{iff } h \leq h_p \text{ on } B_v$$

其中， B_v 為 Variable 邊界； h_p 為積水深度(L)； q_p 為邊界上的過剩降水量 $[(L^3/L^2)/T]$ 。

在非降雨狀態時，除地表水會往下入滲外，地下介質中的孔隙水也可能會透過蒸發作用往地表移動，在邊界的動態過程也可用 Variable 邊界來定義，數學表達式如 4-22、4-23 與 4-24 式所示：

$$h = h_p(x_b, z_b, t) \quad (4-22)$$

$$\text{iff } -n \cdot K \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) > q_p \text{ on } B_v$$

$$h_m = h_p(x_b, z_b, t) \quad (4-23)$$

$$\text{iff } -n \cdot K \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) > q_p \text{ on } B_v$$

$$-n \cdot K \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) = q_e(x_b, z_b, t) \quad (4-24)$$

$$\text{iff } h \leq h_m \text{ on } B_v$$

其中， h_m 為給定最小壓力水頭(L)； q_e 為邊界上的最大蒸發率(潛勢能蒸發率) $[(L^3/L^2)/T]$ 。

本研究案例的水流方向為東西向，在控制體積的左右兩側邊界上給予 Dirichlet 邊界條件，右側邊界(圖 4-16 線段 EF)為陸源淡水流來源，水頭定值參考鄰近地下水井與中大臨海工作站之觀測地下水位資料訂為 5 公尺(相對海水基準面)；左側邊界延伸至海床位置(圖 4-16 線段 ABC(乾潮狀態) 與線段 ABD(滿潮狀態))為海水密度差與潮汐驅動的海水密度流之流經位置，由於壓力水頭會隨海水深度增加進而導致總水頭上升，因此，需考慮潮汐現象造成的海平面變化、海水覆蓋區域與海水密度等因素，水流模擬的 Dirichlet 邊界條件可用以下聯立方程式式 4-25 表達：

$$H = \begin{cases} z & , z \geq b \\ 1.0245 \cdot b - 0.0245 \cdot z, & z < b \end{cases} \quad (4-25)$$

其中， H 為總水頭(L)； z 為位置水頭(L)； b 為海平面高度(L)，當邊界未受海水覆蓋時，可忽略海水的效應，此時的總水頭即為位置水頭；若海水覆蓋時，則需修正海水密度與深度增加造成的壓力水頭增加。

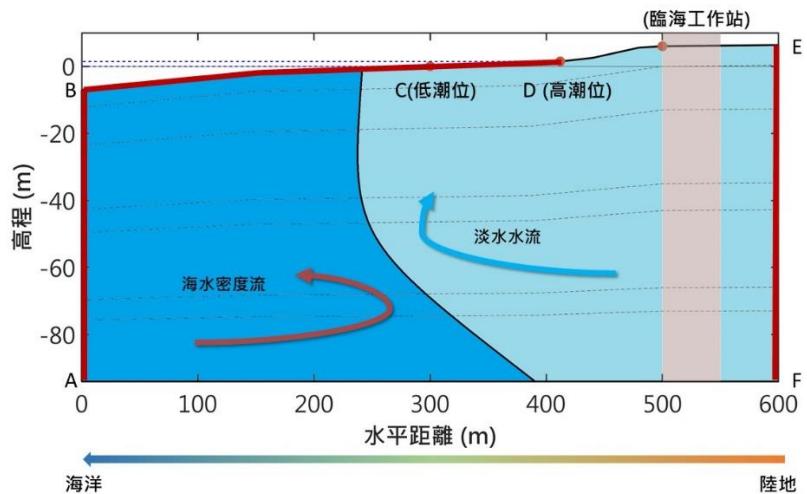


圖 4-16 水流模擬邊界條件示意圖

(紅色實線為 Dirichlet 邊界條件範圍)

4-3-3 化學傳輸模擬

4-3-3-1 化學傳輸控制方程式

化學汙染物在地下移動時會因地下介質與污染物特性而有平流(advection)、延散(dispersion)、adsorption(吸附)與衰變(decay)等多種機制，因此，控制方程式的傳輸項會以描述擴散作用的費克定律(Fick's flux law)為基礎並同時考慮質量連續性(continuity of mass)。除傳輸的物理機制外，汙染物的化學反應如氧化還原、沉澱溶解等過程也會影響濃度變化，而控制方程式藉由化學反應項考慮化學反應的速率及產物質量變化，完整的化學反應與傳輸控制方程式可用式 4-26 表達：

$$\frac{\partial(\theta C_j)}{\partial t} + V \cdot \nabla C_j - \nabla(\theta D \cdot \nabla C_j) = \theta r_j + M_j - Q C_j, j \in N \quad (4-26)$$

$$Q = \frac{\rho^*}{\rho} q - F \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\rho_0}{\rho} V \cdot \nabla \frac{\rho}{\rho_0} \quad (4-27)$$

其中， C_j 為第 j 個化學物質的濃度 (M/L^3)； N 為化學物質個數； V 為達西流速(L/T)； α' 為土壤基質修正壓密度($1/L$)； θr_j 為第 j 個化學物質經所有反應的生產效率 [$(M/L^3)/T$]； M_j 為外部物質進出的速率 [$(M/L^3)/T$]。

4-3-3-2 初始與邊界條件

化學傳輸模擬的初始與邊界條件會針對化學物的濃度來設定，就本研究案例而言，模擬之化學物濃度為鹽分變化，假設模擬前的控制體積內無任何化學物質進入，將所有節點的初始濃度值定為零。

變飽和地下水水流數值模擬中，化學物的濃度變化與水流強度、方向有關，也就是說化學與傳輸模擬會受水流模擬結果影響，因此，邊界條件的種類與設定相較水流模擬複雜。HGC 模式的化學與傳輸模擬備有多種邊界條件，最常使用的邊界條件有四類，第一個為先前於水流模擬使用的 Dirichlet Boundary Condition，而在化學與傳輸模擬下給予固定濃度值；與流場方向和濃度變化量有關的邊界條件則為 Neumann 以及 Cauchy Boundary Condition 兩類，而另一個邊界條件 Variable Boundary Condition 結合上述兩類的特性來描述水流進出控制體積的濃度變化。

化學與傳輸模擬之邊界條件同樣依控制體積左右兩側分別設定，概念圖如圖 4-17 所示，陸側的右側邊界區域(如圖 4-17 線段 EF)為 Dirichlet Boundary Condition，由於淡水水流主要從此邊界流入控制體積內且只進不出，因此，EF 線段之濃度定為淡水鹽度值，而地電阻剖面與地下水質觀測

資料顯示深度 15-50 米的地層有鹽度偏高的淡水，除 15-50 米的邊界給定較高的鹽度($C=3 \times 10^{-3} \text{ mol/L}$)外，其餘深度給定的鹽度皆為 $1.7 \times 10^{-3} \text{ mol/L}$ 。

左邊海側邊界(如圖 4-17 線段 ABC-ABD)因海水密度流會受潮汐影響且覆蓋區域會有所變動，流向也會因時間不同而有所變化，進而改變濃度。左側邊界為 Variable Boundary Condition，會根據流向進出而有不同的濃度設定，當流場方向指向控制體積外時，濃度梯度變化為 0；流場方向指向內時，濃度梯度變化不為 0 且外部濃度代入內部體積內，代表海水進入內部，而外部濃度可定為海水鹽度值($C=0.55 \text{ mol/L}$)。

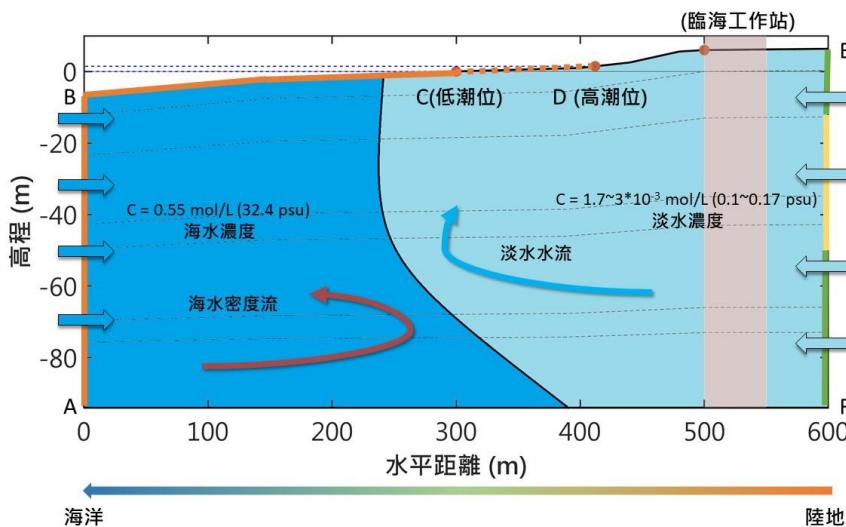


圖 4-17 化學傳輸模擬邊界條件模型示意圖
(橘色線段為 Variable 邊界，虛線則為潮間帶區域；綠色與黃色線段為 Dirichlet 邊界，其中，黃色線段的鹽度值略高於綠色線段)

4-3-4 模擬剖面位置與網格設定

本研究數值模擬剖面垂直於桃園新屋海岸線，全長總計 600 公尺，深度 94 公尺，從陸地向海延伸且橫跨中大 TaiCOAST 臨海工作站，模擬剖面位置圖如圖 4-18 的綠色線段所示，高層資料由中大水海所錢樺教授所提供之桃園海底地形資料與提供，另外，本研究也參考國土測繪中心於線上公開的桃園地表數值高程資料(DEM)。

數值模型網格總數為 16566 個，長、寬網格數分別為 251、66 個，節點個數總計 16884 個，網格示意圖如圖 4-19 所示，中大 TaiCOAST 臨海工作站於水平方向 500 公尺處，網格垂直間距根據地層厚度而有所不同，薄地層(厚度小於 10 公尺)的垂直間距定為 1 公尺，厚地層的垂直間距定為 2 公尺，網格水平間距以永安一號地下水井(500 公尺處)為基準，隨地下水井之距增加而減少(距 300 公尺內：間距 1 公尺；距 300-500 公尺：間距 2 公尺；距 500 公尺以上：間距 4 公尺)。

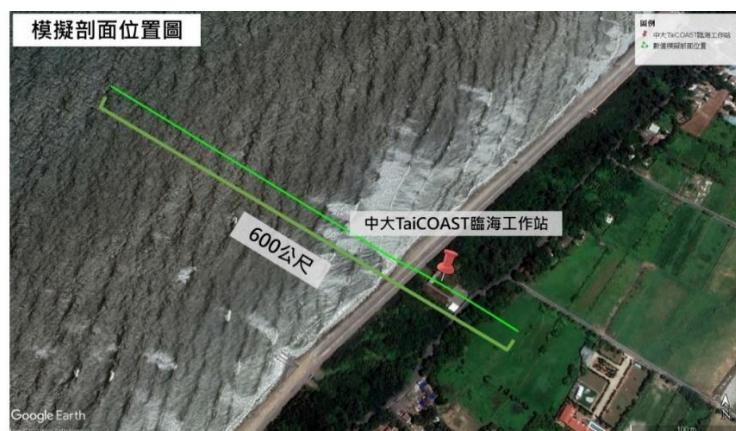


圖 4-18 模擬剖面位置圖

(資料來源：Google Earth)

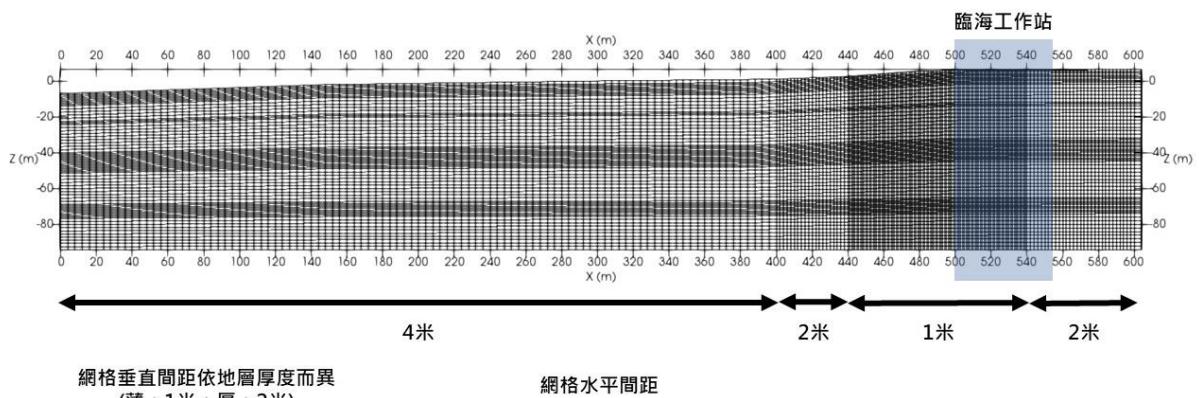


圖 4-19 數值模擬網格設置示意圖

4-3-5 水文地質概念模型

桃園海岸帶之水文地質概念模型參考鄰海工作站內鑽取的 100 公尺岩心資料（圖 3-13）。根據粒徑大小、歷史事件與材料特性可初步區分出五種材質及七層地層，地層分層示意圖如圖 4-19 所示，每一種顏色分別代表不同地質材料，並假設所有地層皆平行於地形。

根據臨海工作站鑽井的岩心地層柱資訊，離地表最近的地層(地表至地下 5 公尺處)為粗砂等海灘沉積物，然而，目前認為海岸帶應有表層泥的存在，這部分會於第五章進行有無泥層案例的探討；深度 5-18 公尺處為陸相河道沉積物為主的礫石層，此層為第一含水層，為目前認為最主要的淡水輸送含水層；礫石層以下的地層歷經多次海進海退歷史事件，從岩心資料可分類出 3 層細顆粒的砂岩層與 2 層顆粒粗細不一的泥沙互層，地層深度資訊與材質敘述如表 4-4 所示。

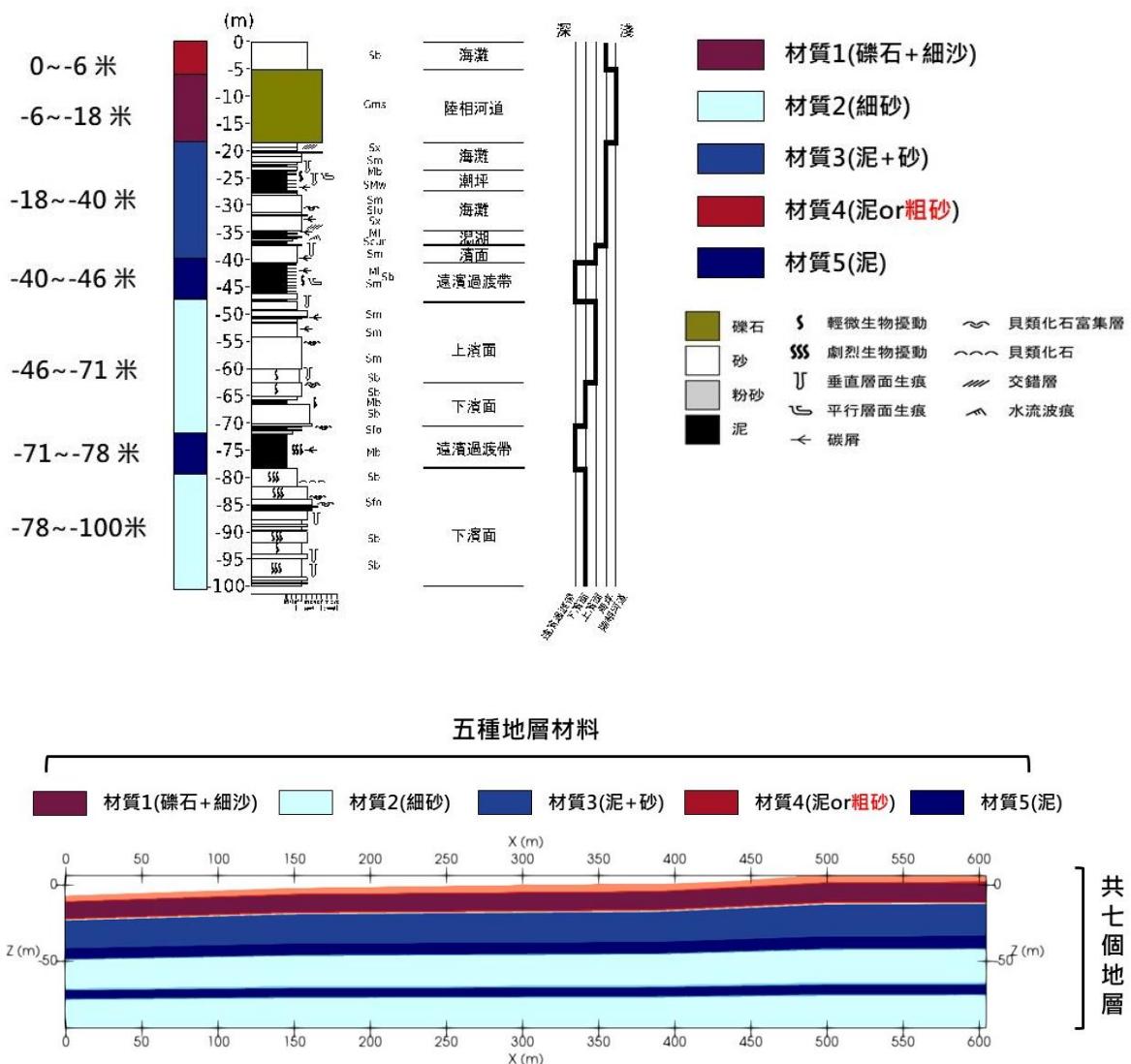


圖 4-20 模擬模型與地質分層材質編號

表 4-4 岩心地層分類表

分布深度 (m)	岩心代表	厚度(m)	材質敘述
0 ~ -6		6	以粗沙、海灘沉積物為主，目前被認為有泥質材料的存在，可能為下方礫石層的關鍵蓋層。
-6 ~ -18		12	礫石帶部分粗砂，主要的含水層位置，河道環境。
-18 ~ -40		22	泥岩砂岩互層，此時期歷經為海進海退的過渡期。
-40 ~ -46		6	泥岩為主，為深海環境下的沉積物。
-46 ~ -71		25	砂岩層為主，為淺海環境下的沉積物。
-71 ~ -78		7	泥岩為主，為深海環境下的沉積物。
-78 ~ -100		22	砂岩層為主，為淺海環境下的沉積物。

4-3-6 模擬參數與地質參數設置

本研究之地下水流數值模擬為暫態總時長 40 小時，時間步數為一小時。模擬期間的海水面高程資料如圖 4-21 所示，為了能與地電阻觀測資料，本研究挑選之時間段與地電阻觀測時間重疊，粉紅色區間為地電阻觀測期間的海水面變化，模擬期間共經歷 3 次的潮汐循環，數值模擬可得不同時間與空間下的飽和度、地下水流速、鹽度與水頭變化等模擬值。

水流模擬之參數設定含初始水頭值、保水曲線與地質材料參數，詳細地質參數設定如表 4-5 所示，對應圖 4-20 的材質編號，地質材料之水利傳導係數參考岩心水利試驗結果(Duong, 2020)與桃園海岸帶地下水相關研究計畫與報告(桃園市水務局，2020；經濟部水利署，2009)。化學反應與傳輸模擬之參數設定以化學物參數、溫壓為主，海淡水的鹽度值根據於桃園海岸帶地下觀測井與行政院環保署提供之地下水質井觀測數據而定，參數設定如表 4-6 所示。

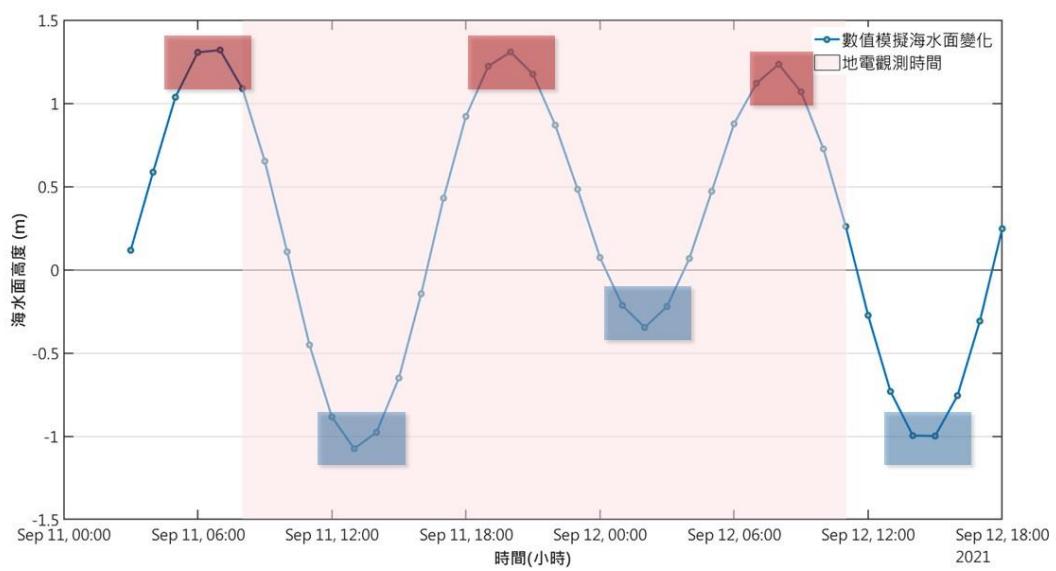


圖 4-21 數值模擬選用之海水面變化

(資料時間從 9 月 11 日 2 時至 9 月 12 日 18 時，紅色與藍色框框為滿潮與乾潮期間)

表 4-5 地質材質參數表

材質編號與 對應顏色	孔隙率	K_{xx} (m/day)	K_{zz} (m/day)	α_L (m)	α_T (m)
[深紅色]	1	0.43	1.2	0.3	
[淺藍色]	2	0.4	1.5E-02	5.0E-03	5.00E+00 5.00E-01
[深藍色]	3	0.38	1.5E-01	2.5E-02	
[紅色]	4	0.36	3.0E-04	1.1E-02	
[深藍色]	5	0.35	9.0E-04	3.0E-04	

表 4-6 溫壓與化學物參數表

溫壓設定	
溫度(K)	298
壓力(atm)	1
化學物設定	
海水分子重(g/m ³)	24500
淡水分子重(g/m ³)	1.8×10^6
分子擴散係數(m ² /day)	6.6×10^{-2}
海水鹽度(mol/L)	0.55 (=34.2 psu(g/L))
淡水鹽度(mol/L)	$1.7 \sim 3 \times 10^{-3}$ (=0.10-0.17 psu(g/L))

第五章、結果與討論

本章節共分六節，前三小節依序展示與分析地下水質時序觀測資料、地電阻影像法連續剖面與變飽和地下水流數值模擬結果，第四節結合單點定量的水質觀測資料與桃園地下水井的水質監測資料，討論新屋海岸帶的地下淡水水源，三種研究工具的比較與討論在第五章中敘述說明，第六章統合前五節的內容整理出新屋海岸帶在乾潮與滿潮狀態下的地下水流機制。

5-1 海岸帶地下水質連續與單點觀測

5-1-1 海灘區域地下水井觀測結果與分析

桃園新屋海岸帶的海灘坡度較緩，漲潮期間的海水會完全覆蓋全區，潮間帶長度可達 200 米左右，本次海灘區域觀測的地下水井 O3 與 O1 相隔 120 米且皆會被海水淹沒，O3 與 O1 井之井深約 7-8 米，藉由淺層海灘地層的地下水質資訊與時序變化，有助於了解漲退潮下潮間帶淺部地層的海淡水交互機制。海灘位置的地下水觀測時長共 7 天，資料頻率為 5 分鐘一筆，水質儀投放至 O3 與 O1 井口以下 3 米處進行同步水質觀測，由於 O3 與 O1 井皆為自流井，無法觀測地下水位變化，因此，地下水位資料改由中央大學倪春發教授研究團隊於林海工作站內 I1 井監測的連續地下水位資料搭配比較。

為配合後續的觀測資料與模擬結果討論，地下水質觀測資料統一以小

時平均表示，圖 5-1 為兩口地下水井的鹽度、導電度與 I1 井地下水位時序變化，紅色與藍色實線分別為鹽度與 I1 井地下水位的每小時平均，資料顯示 O3 井的平均鹽度與導電度分別為 0.146 psu 、 $303.7\mu/\text{S}$ ，略高於 O1 井的 0.133 psu 與 $274.8\mu/\text{S}$ ，且鹽度變動幅度相較 O1 高，兩者的鹽度隨地下水位上升而增高、下降而減低，其中，鹽度相對地下水位約有 1-2 小時的時間延遲，然而，兩口井的地下水平均鹽度仍屬淡水的範疇(鹽度小於 1 psu)，溫度的部分，O3 井的溫度無顯著的周期性變化，O1 井有明顯的震盪且與地下水位為負相關。

將鹽度、導電度與溫度資料進行傅立葉轉換至頻率域後，觀察資料的週期性強弱(圖 5-2)，可以明顯不論是 O3 與 O1 井皆可觀察到鹽度、電導度與溫度在週期一天的地方有很強的訊號，反映潮汐效應的影響。除透過頻率域的資訊觀察資料的周期性變化外，本研究將導電度與地下水資料分漲退潮兩類繪製成散點圖(圖 5-3)，此類型分析也會於下一小節的沿用，海灘區域觀測井的地下水位變化則使用觀測壓力資料換算後的水頭值代替表示，水位變化計算方式為觀測資料扣除所有資料之平均值。結果顯示 O3 與 O1 井的導電度與地下水位變化大多呈現正相關，資料點較離散且有顯著正相關的區域處在海水尚未覆蓋至海灘的時候，漲退潮的資料點因時間延遲的緣故而混雜一團。位於圖中左下角較密集位置處之資料點處在海水淹沒海灘期間。O3 井的結果顯示地下水位變化為 -0.7 米左右的位置呈現水平排列，

因為 O3 與 O1 井皆為自流井，在海水尚未蓋過井口之前，地下水位變化維持固定，但海水此時仍因潮汐效應而有所漲退，使導電度發生變動。

總結來說，海灘區域的淺部地層受漲潮(退潮)的海水影響而鹽度上升(下降)，且有 1~2 小時的時間延遲，從頻譜分析可驗證溫度、鹽度與地下水位皆有半日潮的周期性變化，雖然觀測深度僅為 3 米，但兩口井的平均地下水鹽度仍屬於淡水的範疇($< 1 \text{ psu}$)。另外，地下水位變化與鹽度的有顯著的正相關，而水平排列的資料分布是因退潮時的地下水位仍高於井口，即所謂的自流井。

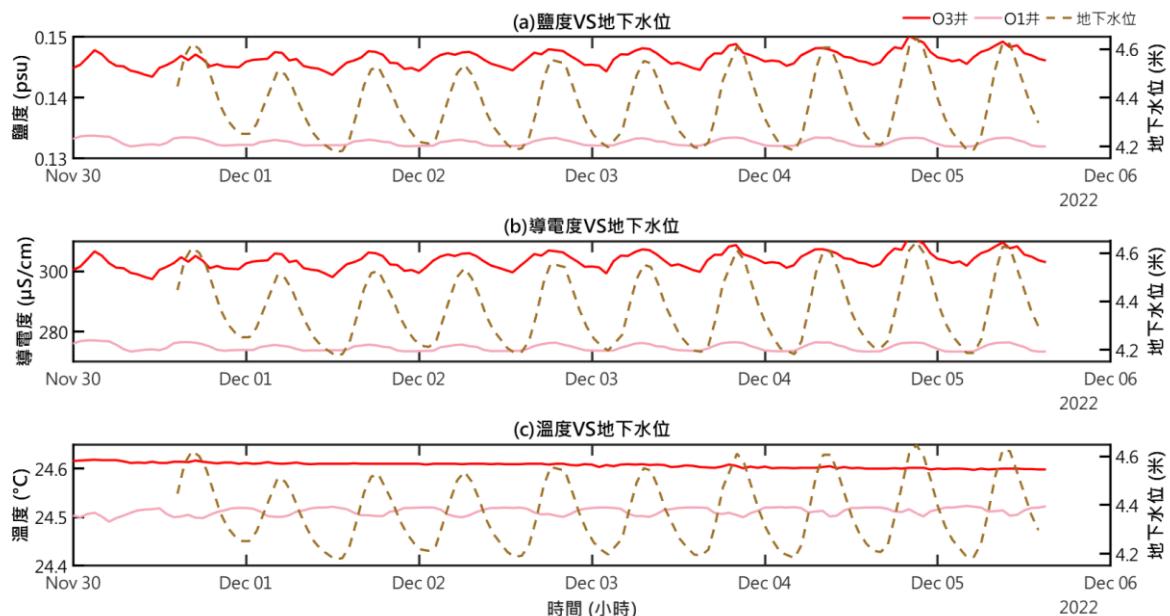


圖 5-1 O3 與 O1 井口下 3 米位置的小時平均鹽度、導電度與 I1 井小時平均地下水位時序變化

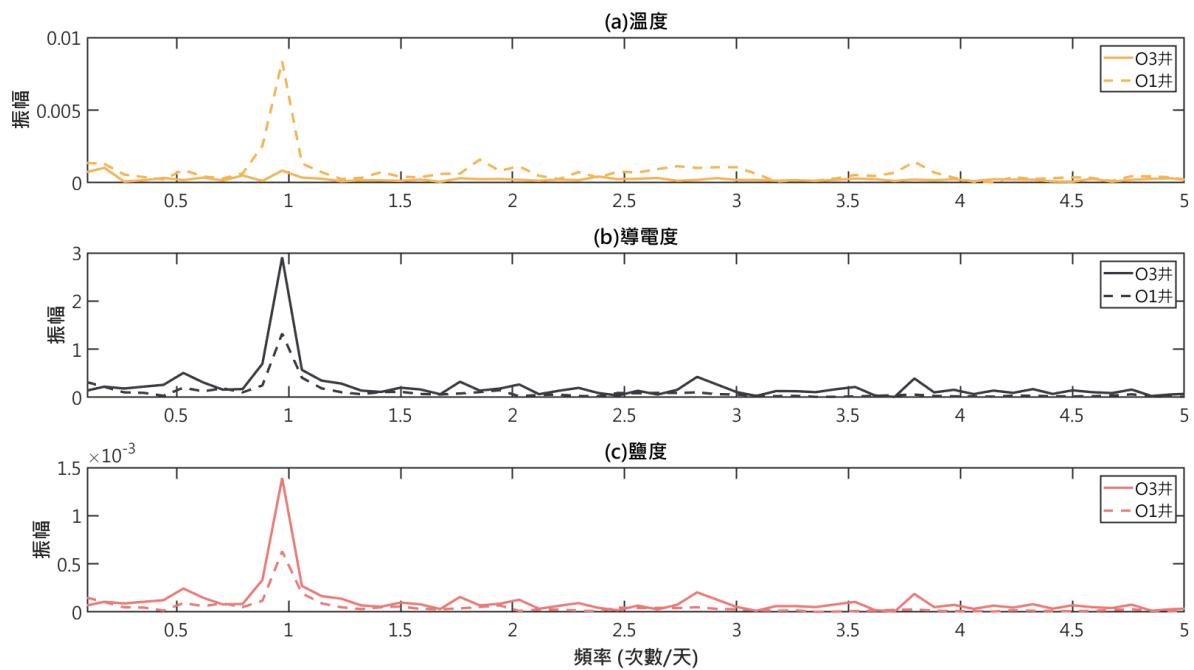


圖 5-2 O3 與 O1 井口下 3 米位置的小時平均溫度、導電度與鹽度資料經傅立葉轉換頻率域結果

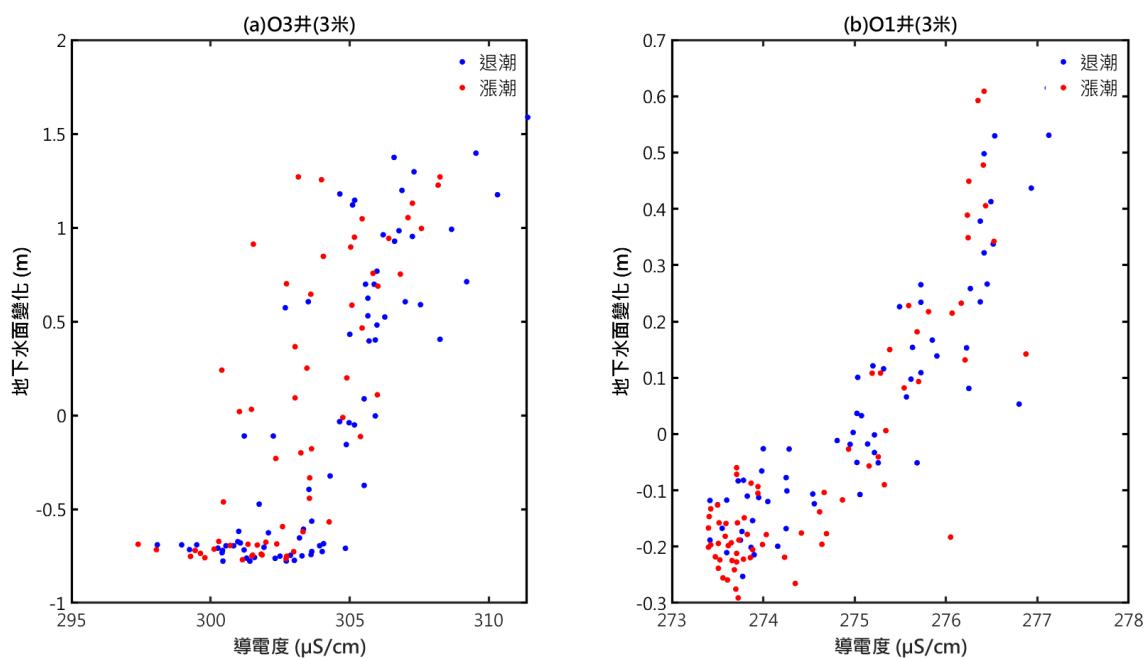


圖 5-3 O3 與 O1 井口下 3 米位置的小時平均導電度與地下水位散佈圖
(紅色、藍色實心點分別為漲潮與退潮期間的小時資料)

5-1-2 工工作站內地下水井觀測結果與分析

工作站內地下水井的連續觀測共有兩輪，兩輪觀測時長為 5-7 天，資料頻率為 1 分鐘與 5 分鐘，第一輪為 I1 井口下 25 米與 75 米深度的同步觀測，探討海岸帶陸域不同深度下的鹽度、導電度與溫度變化，第二輪為 I1 與 I4 井下 15 米的同步連續觀測，然而，由於壓力計在第一輪觀測中發生異常，後續的地下水觀測結果不會有壓力資料參與分析與討論，。

圖 5-4 展示 I1 井口下 25 米與 75 米位置的小時平均鹽度、導電度與 I1 井的小時平均地下水位時序資料，紅色與藍色實線分別為鹽度與地下水位資料。不同深度的觀測資料皆顯示鹽度與地下水位變化呈「地下水位上升同時鹽度下降，地下水位下降反而鹽度上升」的相反相位特徵，並非如海灘區域地下水井觀測資料所見的正相關趨勢，此外，較深位置(井口下 75 米)的鹽度於潮差較大的時間才有顯著的週期性變動，有別於淺部(井口下 25 米)極為敏感的震盪起伏，井口下 25 米的鹽度與導電度平均值為 0.16 psu 與 $331.7 \mu\text{S}$ ，高於井口下 75 米的 0.143 psu 與 $297.7 \mu\text{S}$ ，鹽度平均值也在淡水的範圍($< 1 \text{ psu}$)。另外，溫度、導電度與鹽度變化同樣存有潮汐週期(圖 5-5)，井口下 75 米處因深度較深而影響相對小。根據以上的觀測資料結果，推論近岸陸地的地下水流機制與海灘區域不同，離海之距較短而受海水的影響較小，且可能有其他來自內陸且鹽度偏高的淡水來源參與地下水的混和，才會有退潮期間鹽度不減反增的現象，此現象的顯著程度也會隨深度有

所不同，後續本研究會驗證此假設。

第一輪的觀測主要著重於垂直到的比較，第二輪的觀測則聚焦在水平向的比較，也可了解鹽度與地下水位相反相位的現象是否存在於鄰近其他水井。圖 5-6 為 I1 井與 I4 井口下 15 米的小時平均鹽度、導電度、溫度與地下水變化，紅色、粉紅與土黃色實線分別為 I1 井、I4 井與地下水位資料。觀測資料顯示 I4 井的鹽度、導電度也存有相反相位的現象，鹽度變化相對 I1 井平緩許多，原因為 I1 井的井深(100 米深)較 I4 井(50 米深)長，受地下水的垂直混和作用影響下，鹽度的變動範圍也相對較廣，兩者的鹽度、導電度平均值皆分別為 0.16 psu 、 $332-334\mu/\text{S}$ ，而溫度的平均值則有些不同，I1 井位置的溫度平均值約 23.9°C ，高於 I4 井的 23.5°C ，溫度與導電度也呈現相反相位的趨勢，以上的觀測結果間接佐證於第一輪觀測發現的現象並非為 I1 井的個案，暗示桃園新屋海岸帶的地下水交互作用較為複雜且特殊。

不同於海灘區域的地下水文特徵也可從漲退潮下的導電度與地下水位關係略知一二(圖 5-7)，從圖中可以看到資料點具有明顯的負相關，I1 井位置的資料點因導電度變化大而有更顯著的線性關係，由於觀測位置在陸地內，受海水的干擾較小，資料點沒有出現水平排列的現象，但保有時間延遲的因素而有部分資料集中的狀況。

總結桃園新屋海岸帶的地下水觀測結果，可知潮汐期間會被海水覆蓋的海灘區域與近岸陸地區域有不同的地下水文特徵，海灘區域在漲潮期間

會因海水入滲至地層而使地下水鹽度增加，近岸陸地區域的地下水鹽度不增反減，反倒是在退潮期間略為增加。

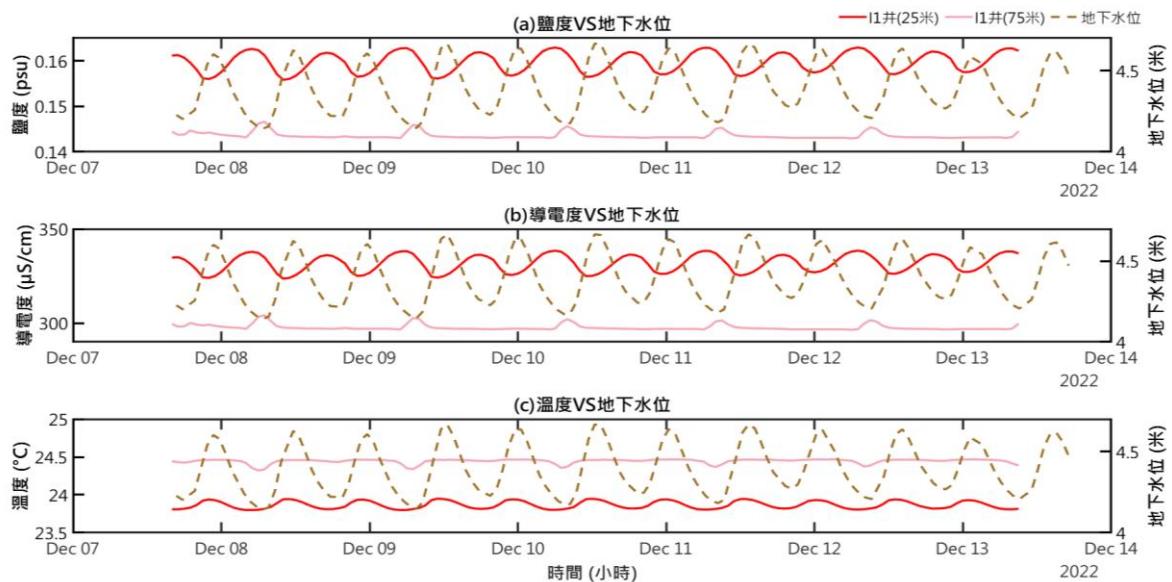


圖 5-4 I1 井口下 25 米與 75 米的小時平均鹽度、導電度與地下水位變化

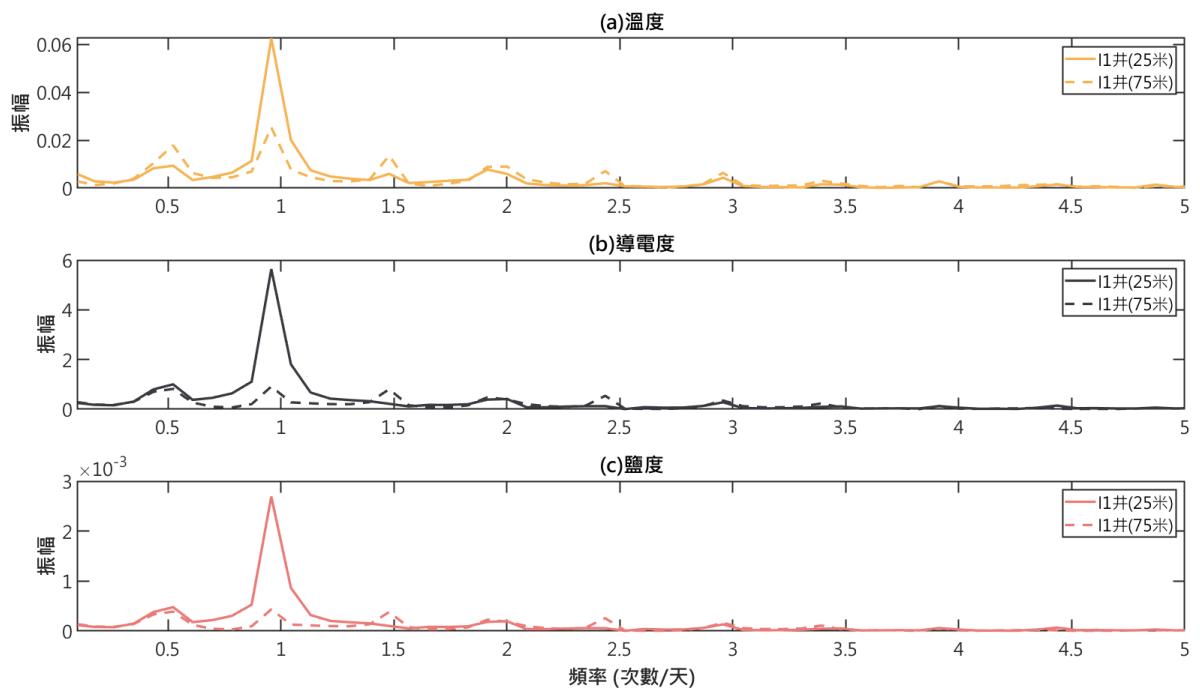


圖 5-5 I1 井口下 25 米與 75 米位置的小時平均溫度、導電度與鹽度資料經

傅立葉轉換頻率域結果

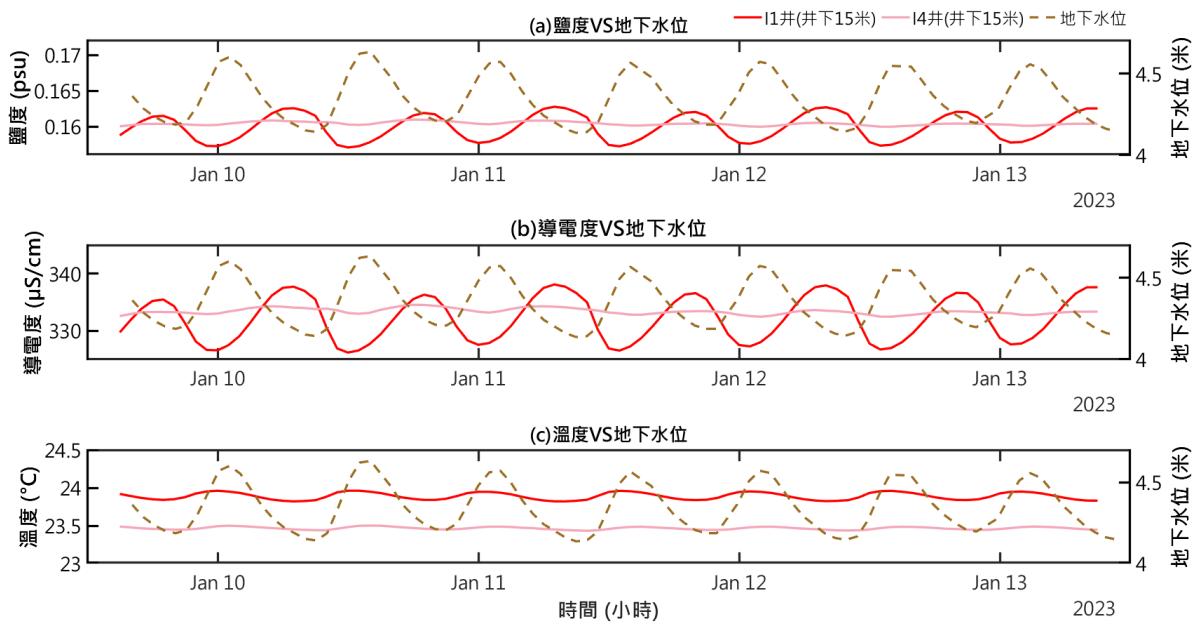


圖 5-6 I1 井與 I4 井口下 15 米位置的小時平均鹽度、導電度與地下水位時序變化

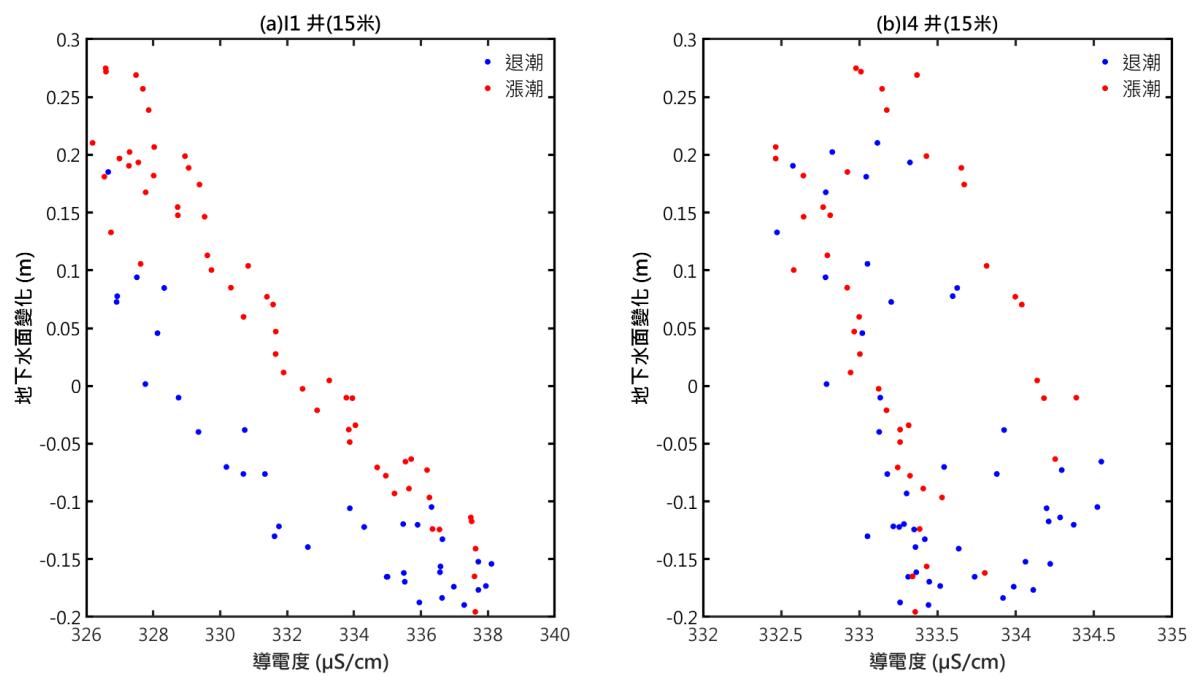


圖 5-7 漲退潮期間 I1 井與 I4 井口下 15 米位置的小時平均導電度與地下水位散佈圖
(紅色、藍色實心點分別為漲潮與退潮期間的小時資料)

5-2 地電阻影像法觀測

地下水井的觀測資料可以提供單點的資訊，然而，對於探討海岸帶地下水的時空變化仍稍嫌不足，為取得更多的地下水時空資料，本研究參考地電阻影像法的連續監測電阻率資料進行比較與分析，討論經由經驗公式轉換後的鹽度剖面。本章節共分兩小節，第一小節展示經反演算處理後的連續觀測地電阻剖面結果，第二小節主要討論與分析電阻率經公式轉換後的鹽度資料。

5-2-1 時序地電阻剖面

國立中央大學陳建志教授團隊於桃園新屋海岸帶在 2020 年 9 月 11 日 7 時至 2020 年 9 月 12 日 10 時進行連續 28 小時的地電阻觀測，資料頻率為一小時，共有 28 張地電阻剖面，由於馬路區域無法布設電極，因此，在水平座標 100 ~ 140 米處的淺層(地表至地下 10 米左右)地電阻資料為經內插補足，相對其他區域資料較不可信，I1 井位置因其他研究儀器放置其中而容易出現異常值，所以在後續的討論會避免分析先前提及區域的資料，聚焦在深度 50 米以內的觀測資料。

剖面中的顏色代表不同大小的電阻率值，紅色與藍色分別反映高、低電阻率，一般地下淡水的電阻率呈現黃綠色，海水對應深藍色，地電阻剖面的時序變化分海灘(水平座標 0 ~ 100 米處)與近岸陸地區域(水瓶座標 150 ~ 201

米處)說明。

海灘區域深度 0 ~ 10 米處分布厚度向海側遞增的深藍色低電阻分層，從乾與滿潮狀態的地電阻剖面(圖 5-8)中，滿潮的高電阻層厚度可達 15 米以上，分布範圍也較低潮狀態大很多，其他區域呈現藍綠色至綠色的高電阻層，推測高電阻層的變動與漲退潮的海水面變化有關，深度 0 ~ 20 米的地下水因滿潮時淹沒的海水入滲而呈現低電阻分布，更深處受海水的影響相對較小而呈高電阻分布，此外，不論是乾潮或滿潮狀態，高電阻區仍可延伸至陸地近岸區域，乾潮狀態的高阻區涵蓋深度 10~50 米的區域，說明海灘區域的地下水來自陸域淡水流。

近岸陸地區域包含臨海工作站，站內因鑽有多口觀測井，部分地層受人為干擾而出現紅色、藍色等區域性異常值，整體而言，整個區域主要為藍綠色的高阻區，顯示工作站下方的地層孔隙中可能充滿低鹽度的淡水。剖面最右端(水瓶座標 180~200 米)、深度 15~50 米區域的電阻率相較鄰近低，滿潮時的分布範圍最廣，呈現深部窄、淺部寬的幾何樣貌，乾潮時的範圍則最小(圖 5-8 (a))，推論近岸陸地區域的地層在漲潮期間有電阻率偏低的流體流入，退潮期間的水流強度相對漲潮期間弱，然而，此區的電阻率相對海水依舊非常高，大多為淡水。

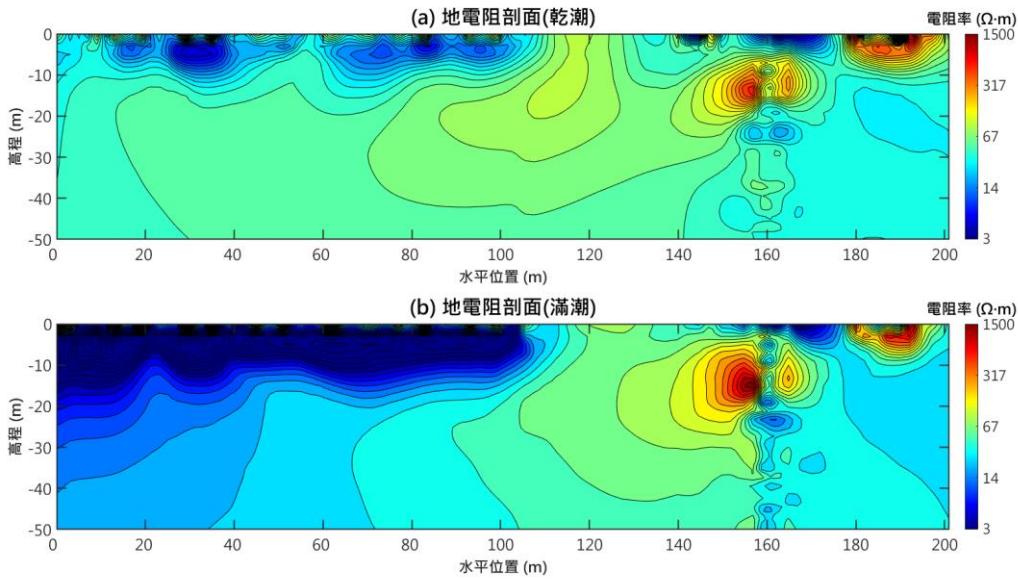


圖 5-8 乾潮(量測時間：9月11日11時)與滿潮狀態(量測時間：9月11日18時)下的地電阻剖面

5-2-2 換算後時序鹽度剖面

電阻率透過經驗公式轉換後的鹽度會因地層材質參數等因素而與實際值有部分誤差，但就趨勢的判斷而言的影響不大，仍可作為地下水資訊的參考依據。乾潮與滿潮的鹽度剖面如圖 5-9、5-10 所示，鹽度值以取 \log 的方式表示，深藍色與黃色分別代表高、低鹽度。

乾潮狀態下的鹽度剖面大部分區域呈現黃色、綠色，鹽度約在 0.2~1.5 psu 之間，顯示海岸帶下方的淺部地層間孔隙充滿淡水，甚至延伸到潮間帶下方的地層；滿潮狀態的鹽度相對較高，但仍可在深度 20 之下觀察到低鹽度的淡水存在。另外一塊值得注意的區域在工作站下方(水平座標 160~200 米)的地層，不論在乾潮或滿潮狀態下，此區的孔隙流體鹽度相對鄰近地層

高，約 1~3 psu 左右，

為確認在地下水質觀測資料中發現的「鹽度與地下水位呈相反相位」之現象可於地電阻觀測中驗證，本研究挑選剖面中水平座標 170 與 175 米、垂直深度 20 與 40 米(圖 5-10)，共計 4 個位置，水平位置 170 與 175 米分別對應 I1 與 I4 井，搭配相同時段的海水面資料代替地下水位資料，比較單點換算後鹽度與海水面變化(圖 5-11)。結果顯示深度 20 米 2 個位置的鹽度相對高、低點對應至海水面低位與高位，可對應 15 米與 25 米的地下水質觀測資料(圖 5-4、5-6)，深度 40 米的鹽度與海水面資料則沒有顯著的關係，鹽度變動相對深度 20 米位置小，平均鹽度約 1.1 psu 間，略高於深度 20 米位置的 0.8~0.9 psu，說明高鹽度淡水影響的位置以深度 15~50 米為主，且深度越深的區域對於鹽度的影響越不顯著。

除探討定點的鹽度時序變化外，本研究於海灘與工作站區域各選取一垂直剖面，探討垂直深度的換算鹽度曲線變化，兩剖面的位置分別為水平座標 80 與 170 米處，比較乾、滿潮狀態下的鹽度深度曲線(圖 5-12)，水平座標 80 米處約為 O1 井位置。由於深度 0~10 米的資料品質較差，繪圖時會忽略此深度的資料不予討論。海灘區域的地層因受漲退潮的海水與波浪影響顯著，淺層(深度 10~20 米)位置的鹽度變化隨深度減少而增加，越深之地層(深度 20 米以下)的鹽度震盪因受海水的影響越小而趨緩，滿潮狀態的平均鹽度明顯高於乾潮狀態，說明海灘區域的地下水鹽度受潮汐現象影響

的海水所主導。近岸陸地區域的鹽度深度曲線呈現糾結型態，滿潮與乾潮無顯著差異，在深度 10 ~ 20 米的滿潮期間鹽度略高於乾潮，較深位置(深度 20 米以下)的鹽度觀察出顯著的相對關係，比較海灘位置的鹽度深度曲線，近岸陸地區域的乾、滿潮鹽度差異並不顯著，在先前段落的討論中，有提到近岸陸地下方的地層有鹽度偏高的淡水流入，就鹽度的相對關係而言，並沒有如海灘區域的地下淡水與海水差異大，推論這就是導致乾、滿潮鹽度差異並不顯著的原因。對於高鹽度淡水的分布深度僅能判斷約落在深度 15 ~ 50 米間，然而，考慮地層材質的異質性等其他因素，某些深度的地層受高鹽度淡水的影響程度並非能從鹽度觀察。

總結來說，地電阻影像法提供高解析的地下流體鹽度剖面，例如可以觀察到海灘區域的淺部地層在海水漲退時的鹽度消長變化，同樣地，電阻率換算的孔隙流體鹽度也接近於淡水，呼應 5-1 節的地下水質資料，主要的淡水分布在深度 20 米之下的地層，另一個較為特殊的現象是近岸陸地區域的深度約 15~40 米的地層，在漲潮時出現鹽度偏高的區域往海的方向擴散，但退潮時即消失，推論不同地層的淡水來源有所不同，淺部地層的淡水可能相對背景值高。

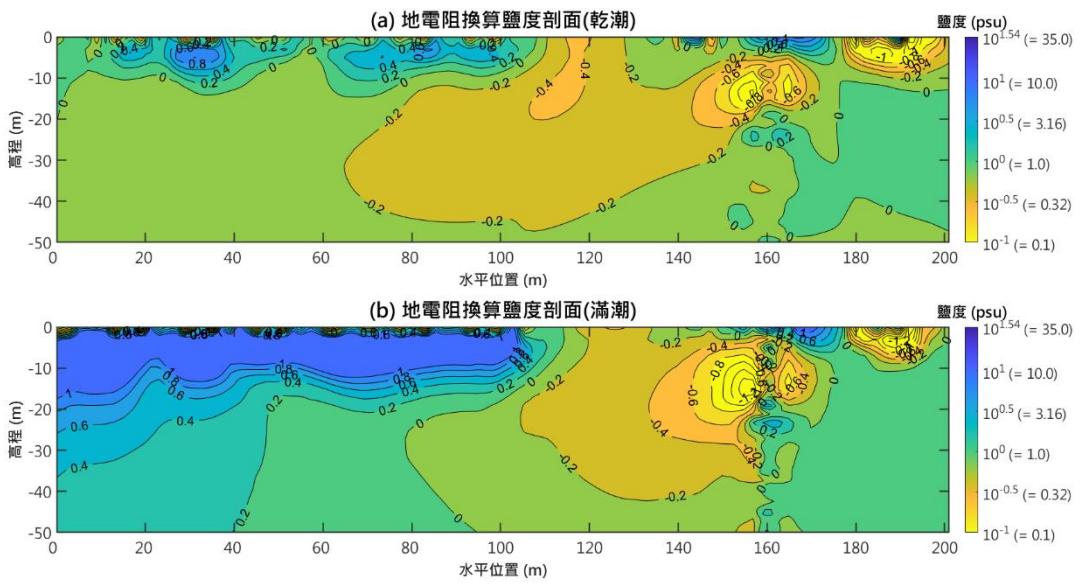


圖 5-9 乾潮(量測時間：9月11日11時)與滿潮狀態(量測時間：9月11日18時)下的鹽度剖面

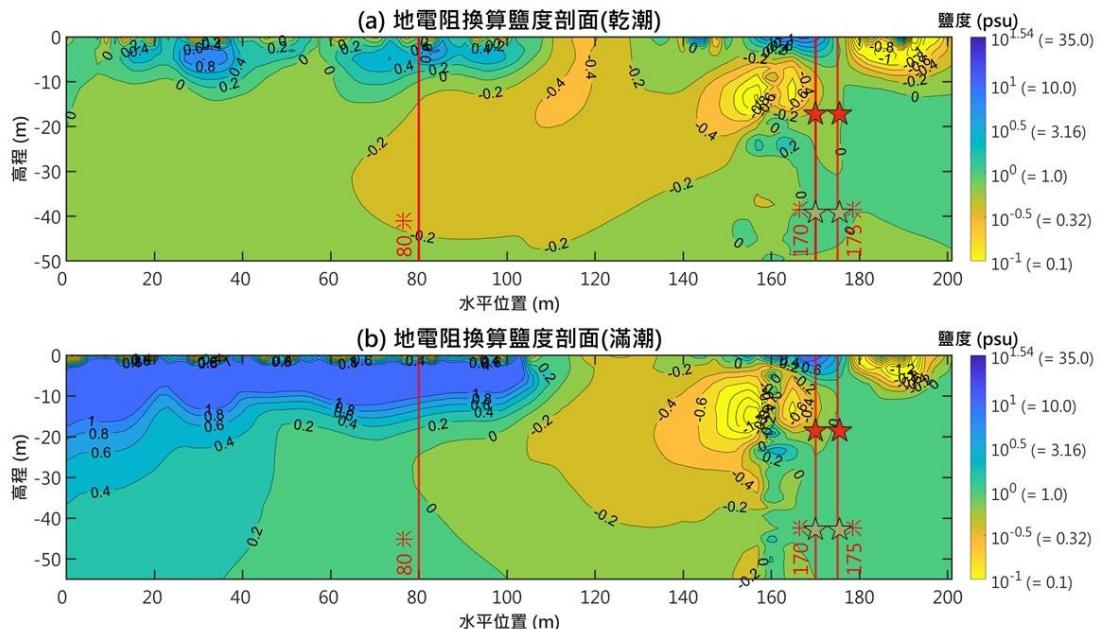


圖 5-10 選取剖面與分析點位深度示意圖

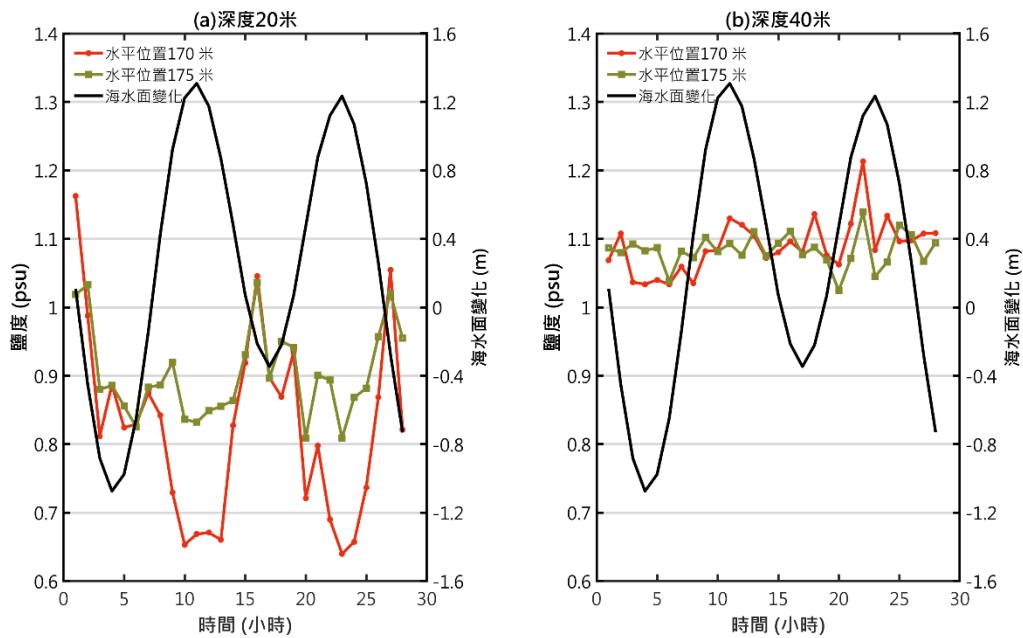


圖 5-11 乾潮(量測時間：9月11日11時)與滿潮狀態(量測時間：9月11日18時)下的鹽度剖面

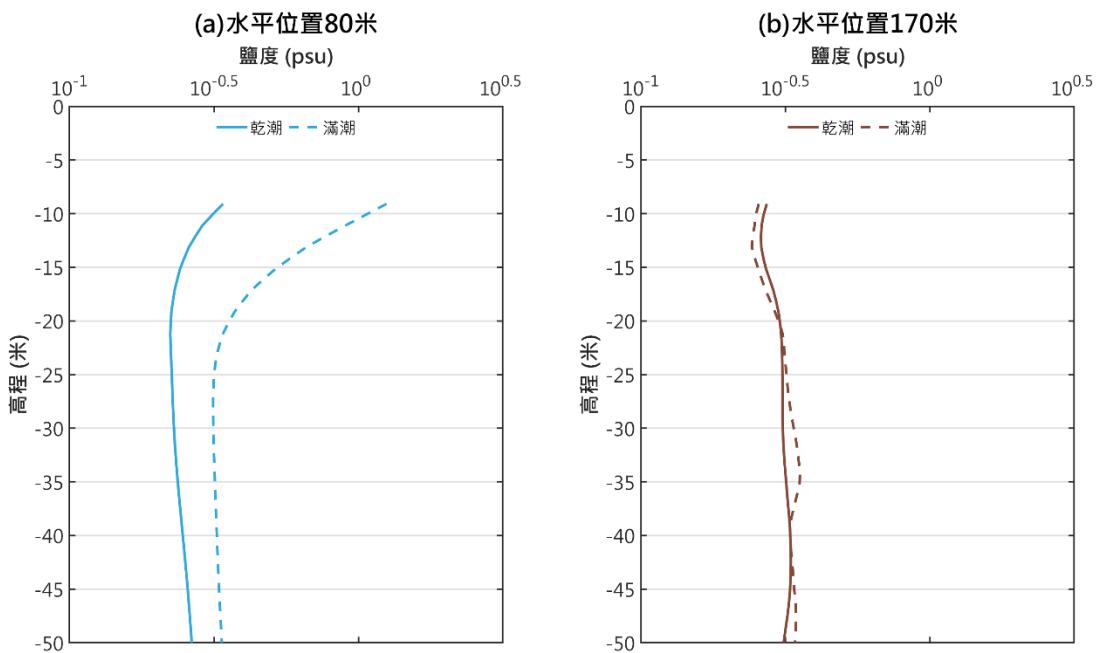


圖 5-12 乾潮(量測時間：9月11日11時)與滿潮狀態(量測時間：9月11日18時)下鹽度深度剖面

5-3 變飽和地下水水流數值模擬

前面兩節的地下水質觀測資料與地電阻觀測資料顯示新屋海岸帶的地下水交互機制較為複雜，目前推論控制海灘區域與近岸陸地區域之地下水鹽度的因素不同，海灘區域主要受漲退的海水影響，近岸陸地區域由深度 15 ~ 50 米的高鹽度淡水水源控制，為驗證前述的假設為真，數值模擬之邊界條件會根據地下水質資料與地電阻觀測結果提出的假設設定之。

本章節共分 4 小節，前兩小節的內容聚焦在地下水鹽度變化，第一小節主要比較乾潮、滿潮狀態下的鹽度剖面，第二小節分析觀測井位置的鹽度時空變化並搭配地下水資料進行分析，第三小節討論地下水水流場結果，最後一小節探討地表淺層有無覆蓋薄泥層對於地下水鹽度與流速的比較。數值模擬採用 2021 年 9 月 11 日 2 時至 9 月 12 日 18 時的海平面高程資料。

資料視覺化使部分，本研究使用行政院環保署地下環境模式平台 (TWESMP) 內建的 Paraview 進行鹽度剖面與流場分布的繪製，同時將數值模擬結果轉檔成可用以分析的資訊。

5-3-1 地下水流數值模擬鹽度剖面

本小節探討的地下水文模型假設薄泥材質存在於表層地層，作為第一含水層(礫石層)的拘束層，深藍色、黃色分別代表高鹽度與低鹽度，流速快、慢的箭頭分別以紅色與藍色表示，往後的滿潮、乾潮鹽度剖面會第 7、11 小

時的模擬剖面進行比較。

圖 5-13 的剖面去除水平座標 0 ~ 200 米的部分與流速資訊，將重點放在海灘區域與近岸陸地區域的地下水鹽度分布，模擬結果顯示海岸帶的地下水鹽度範圍落在淡水的範疇，約 0.1~1 psu，即便滿潮的海水淹沒部分區域，整體地下水鹽度並沒有顯著的提高，以 0.2 psu 等鹽度線末端的位置為例(剖面上緣)，乾潮與滿潮狀態的頂端位置分別為水平方向 300 與 322 米左右，底部位置皆在 380 米，由於透水性佳的礫石層位於深度 10~20 米間，發自陸源淡水水流強度較其他地層強，淺部地層的地下水鹽度震盪幅度因而較深部地層的大，變動幅度仍然在 0.2 psu 上下。臨海工作站區域較靠近陸域邊界，地層深度約 5 ~ 45 米左右的鹽度值約 0.16 psu，深度 45 米以下的鹽度略低，在 0.15 psu 以下，造成鹽度差異的原因主要為來自不同地層的高、低鹽度地下水淡水水流。

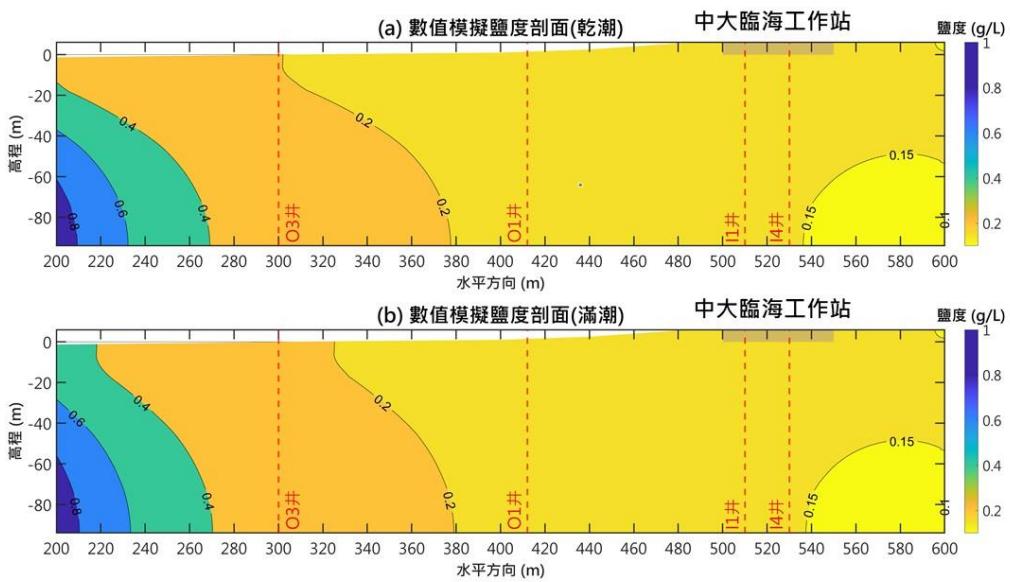


圖 5-13 乾潮(a)與滿潮(b)期間的數值模擬鹽度剖面(有泥層)

(乾潮與滿潮的鹽度資料取自第 5 與 11 小時之模擬結果)

5-3-2 鹽度深度與時序變化討論與分析

本小節的數值模擬鹽度討論選定地下水質觀測的地下水井(O3、O1 與 I1 井)位置，水平位置分別為 300、414 與 512 米處，區分成剖面的鹽度深度變化與單點鹽度時序變化兩部分討論，同時，以便後續比較實際的鹽度觀測資料及地電阻資料。討論鹽度時序變化的點位深度與地下水質觀測的井下深度一致，O3 與 O1 井剖面位置選定深度 3 米的資料，I1 井則選定深度 25 米的資料，圖 5-14 為模擬期間的鹽度時序變化與 I1 井的地下水位變化，地下水位資料為 I1 井剖面上總水頭為零的高程，地下水位變化可作為漲退潮的判斷依據。

模擬資料顯示 O3 井的井下 3 米平均鹽度為 0.22 psu，略高於 O1 井的 0.17 psu，臨海工作站內的 I1 井的深度 25 米平均鹽度為 0.164 psu，平均鹽度的相對大小反映離海距離的遠近。比較鹽度與地下水位變化曲線的關係，O3 與 O1 井的結果為正相關且鹽度有 1-2 小時的延遲現象，相對高、底點會提早滿潮與乾潮出現，然而，I1 井的鹽度與地下水呈現相反相位，也出現 1-2 小時的時間延遲，同樣，將鹽度與地下水位資料依照漲退潮期間分類後繪製成散佈圖(圖 5-15)，探討資料點的線性關係與軌跡，O3 與 O1 井的資料呈現左下至右上的正相關分布，與同位置的地下水質觀測資料相同(圖 5-1)，按照潮汐漲退的時間變動，資料軌跡為逆時鐘且向右傾斜的橢圓形，相對 I1 井的結果則截然不同，由於鹽度與地下水變化為相反相位，資料點呈現右上至左下的負相關分布，呼應實地觀測資料的結果(圖 5-8)，資料軌跡為逆時鐘且向左傾斜的橢圓狀。

圖 5-16 與圖 5-17 為乾潮、滿潮狀態下 O3、O1 與 I1 井位置的鹽度深度曲線，結果顯示 O3 井的鹽度垂直變化最顯著，在 0.2~0.3 psu 之間，反觀 O1 井與 I1 井的鹽度分別在 0.17~0.19 psu 與 0.15~0.17 psu 之間，O3 井的鹽度深度曲線在淺部 0~25 米處受海水影響而有乾滿潮的顯著差異，深度 25 米以下的部分，不論是乾潮或滿潮狀態下，鹽度皆有顯著的增加，且兩條鹽度曲線在深度 50 處交會(圖 5-17(a))，O1 井的鹽度深度曲線如 O3 井相似，滿潮狀態下的淺部深度鹽度較乾潮狀態高，但鹽度最大差異小於 0.01

psu(5-17(b))，鹽度也隨深度增加而上升，上升幅度也較 O3 井小，兩條鹽度曲線於深度 60 米處交會。I1 井的鹽度深度曲線與 O3、O1 井極為不同，滿潮狀態下，地表 6 米至深度 40 米左右的鹽度略低於滿潮狀態且隨深度增加而上升(圖 5-20(c))，兩條曲線在深度 40 米左右交錯後呈現糾結狀態，沒有顯著變化。

總結來說，對於有泥層案例來說，近海至海岸帶區域的地下水鹽度介於 0.1~1 psu 之間，屬於淡水範疇，O1 與 O3 井的鹽度與地下水變化資料點之線性關係為正相關，軌跡為右傾斜的逆時鐘旋轉，I1 與 I4 井則為負相關，軌跡為左傾斜的逆時鐘旋轉，符合地下水質觀測與地電阻觀測結果所見之趨勢，另外，鹽度深度變化呈現淺部震盪大、深部震盪小的特徵。

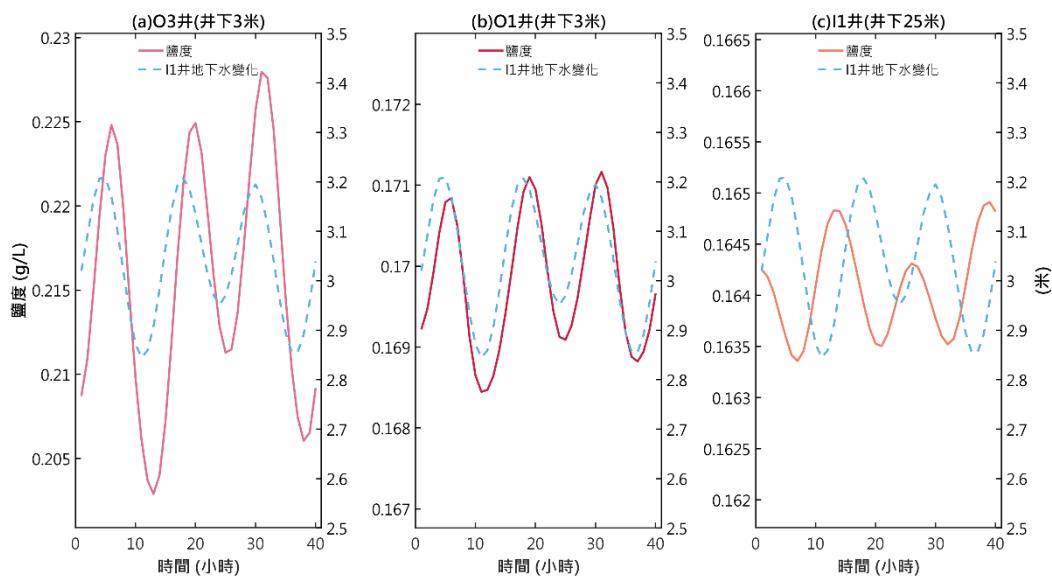


圖 5-14 海灘區域 O3(a)與 O1 井(b)井下深度 3 米、近岸陸地區域 I1 井(c)
井下深度 25 米的鹽度與 I1 井地下水位變化(有泥層)

(實線、虛線分別代表每小時鹽度與地下水位)

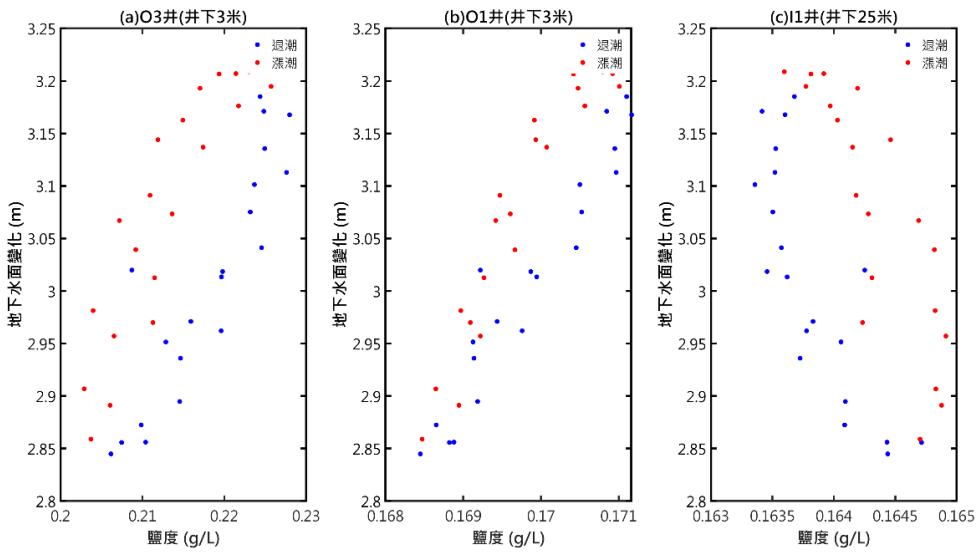


圖 5-15 漲退潮期間，海灘區域 O3(a)與 O1 井(b)井下深度 3 米、近岸陸地
區域 I1 井(c)井下深度 25 米的鹽度與 I1 井地下水位變化(有泥層)
(紅色、藍色代表漲潮、退潮期間)

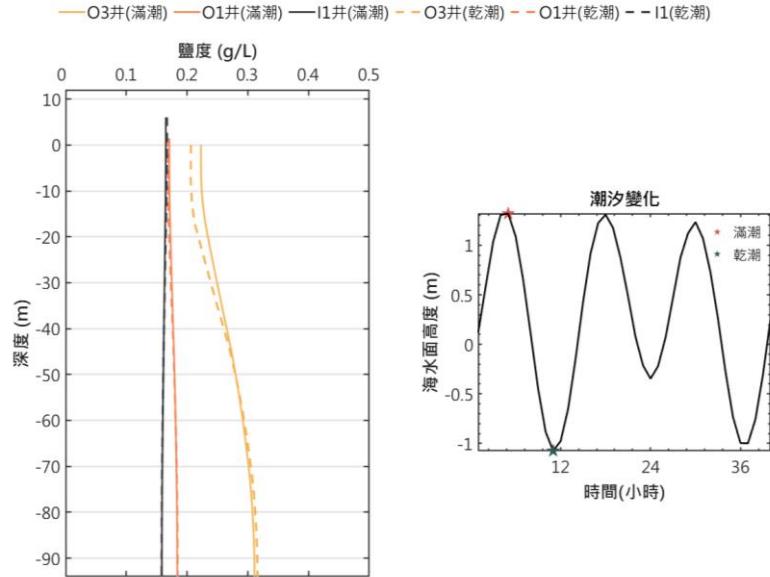


圖 5-16 乾潮、滿潮狀態下 O3、O1 與 I1 井位置的鹽度深度曲線(左)及對
應的海水面高度(右)(有泥層)
(實線、虛線分別代表滿潮、乾潮狀態的鹽度深度曲線)

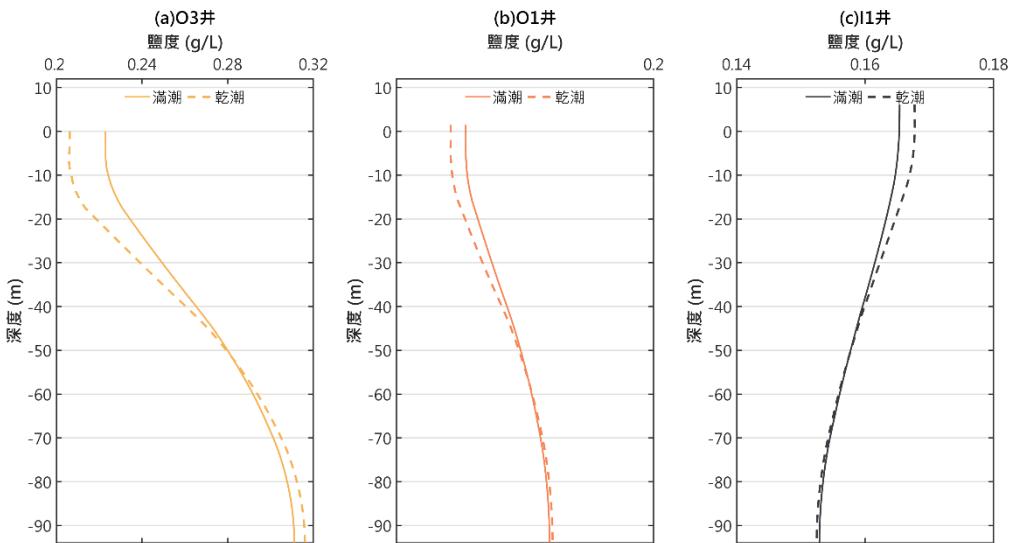


圖 5-17 乾潮、滿潮狀態下 O3(a)、O1(b)與 I1 井(c)位置的鹽度深度曲線
(有泥層)
(實線、虛線分別代表滿潮、乾潮狀態的鹽度深度曲線)

5-3-3 地下水流數值模擬流場與流速結果討論與分析

數值模擬的地下水流流場分乾潮與滿潮狀態討論，結果如圖 5-18 與 5-19 所示，圖中箭頭的顏色代表流速大小，灰色、紅色分別代表低與高流速，速度單位為單位小時多少米。結果顯示除位於深度 10~20 米的礫石層有較大的流速外，其餘地層的流速非常小，且滿潮狀態下的礫石層地下水水流較乾潮狀態下弱，差異約 2~3 倍，此時的鹽度也較乾潮狀態高，說明高流速的水流為淡水水體，影響漲退潮時的鹽度分佈。從圖 5-18 與 5-19 的流場中並沒有明顯的流場轉向現象，大多都是指向海側，地表至海床部分的流場指向

上，剛好可與 O3 與 O1 井為自流井的特徵相對應，若觀察往海之方向延伸

200 米處的全範圍流場結果(圖 5-20)，可以發現近海海床底下的流場有轉向之跡象，不同於一般認為海淡水混和帶發生在海岸線附近。

同樣地，流速深度曲線分 O3、O1 與 I1 井 3 個位置討論(圖 5-21)，比較乾、滿潮狀態的差異，所有的流速深度曲線顯示流速最顯著的深度發生在深度 0 米至 18 米處，在此範圍的最大流速可達 $0.2 \sim 0.22 \text{ m/day}$ ，發生於乾潮狀態，而 3 個位置因地形坡度的關係，I1 井速度深度曲線出現最大值的區域較 O3 與 O1 井略高，滿潮狀態的流速為最大流速的三分之一，約 $0.06 \sim 0.08 \text{ m/day}$ 。另一區流速較顯著的區域落在深度 $20 \sim 40$ 米左右，此層材質淺海的砂質材料，滿潮、乾潮狀態的平均流速分別為 0.01 與 0.02 m/day ，為礫石層流速的五分之一，更深區域的流速又相對前面提及區域更小，僅為 0.0001 m/day 左右。

根據前段的流速結果，以流速較為顯著的深度 $0 \sim 50$ 米為計算對象，平均流速依照深度加權計算後約為 0.13 m/day ，新屋海岸帶全長約 40 公里，將地層厚度、流速與海岸帶長度相乘後，推估每日約有 270,000 噸的淡水從海岸帶的淺部地層流出，若計算深度地層的部分，地下水出流總量將大於此數字，由此可見新屋海岸帶的地下水具有一定的發展潛力。

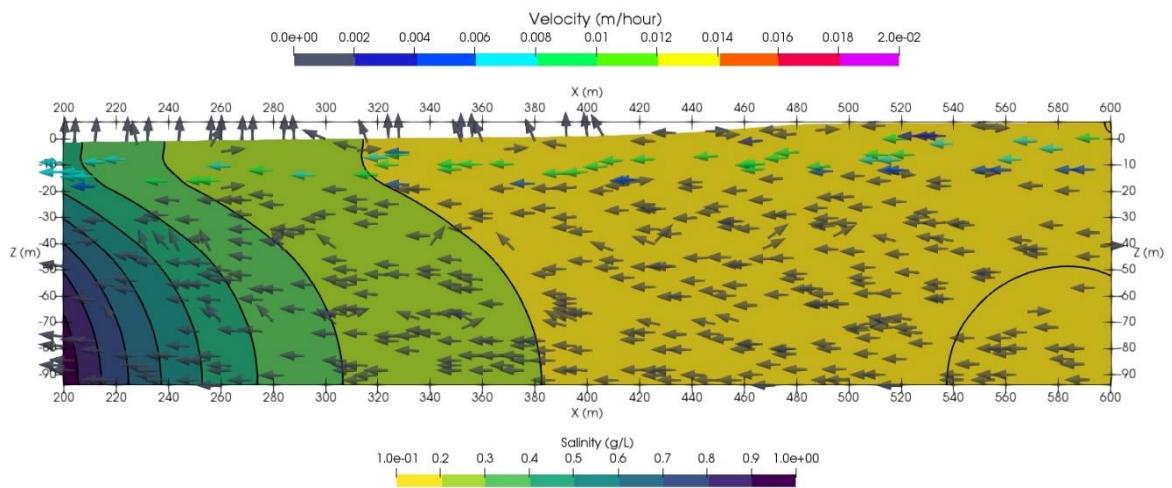


圖 5-18 滿潮狀態下的地下水鹽度與流場模擬結果(有泥層)

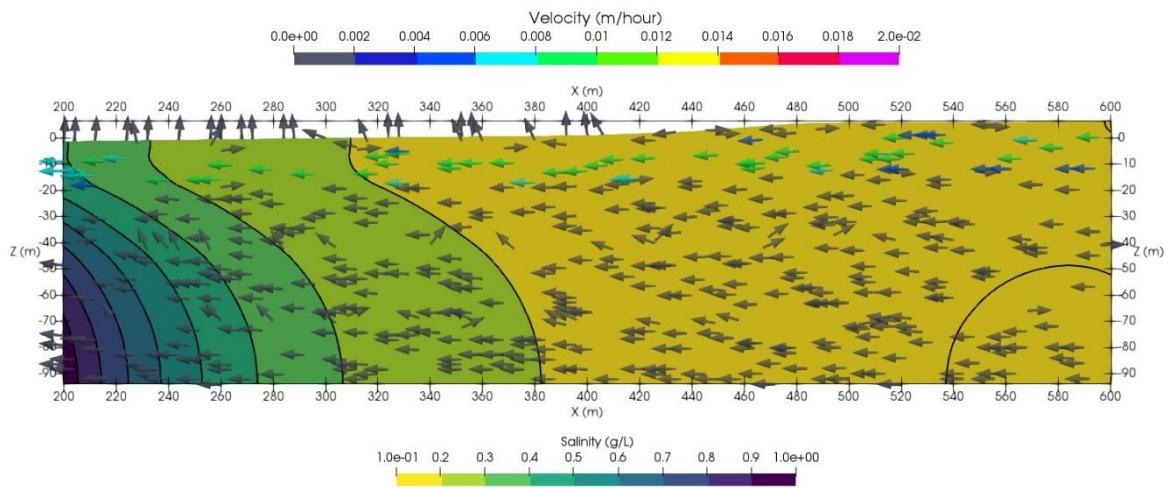


圖 5-19 乾潮狀態下的地下水鹽度與流場模擬結果(有泥層)

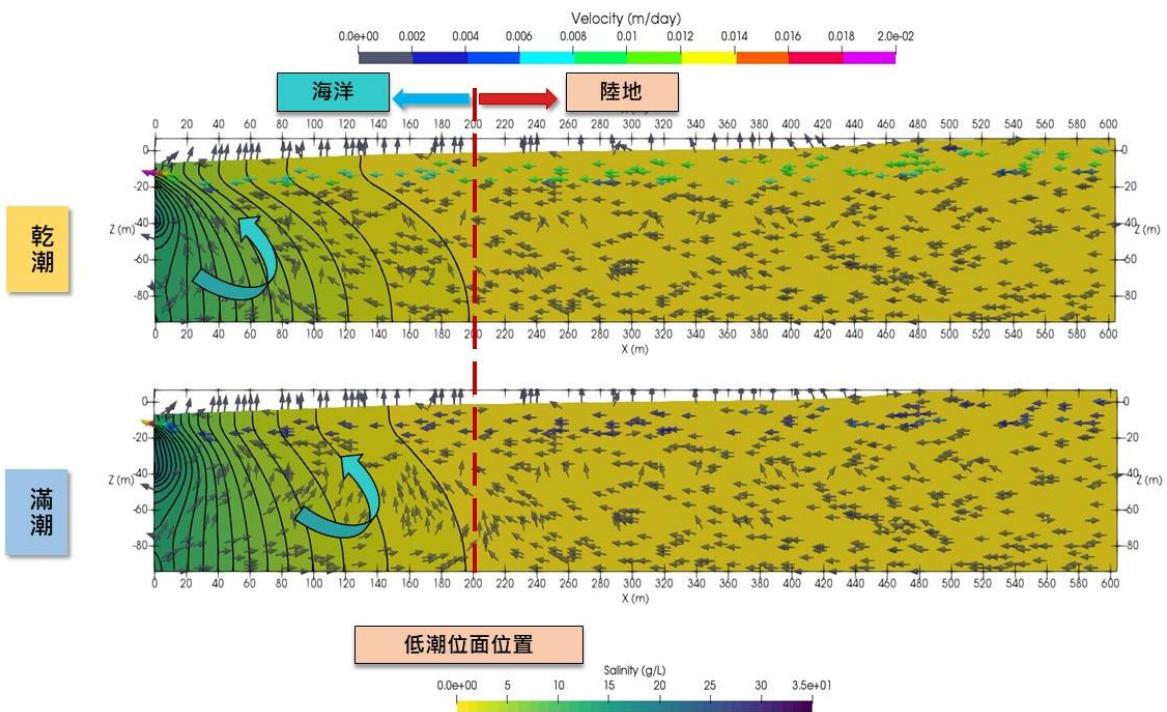


圖 5-20 乾潮狀態下的全範圍地下水鹽度與流場模擬結果(有泥層)

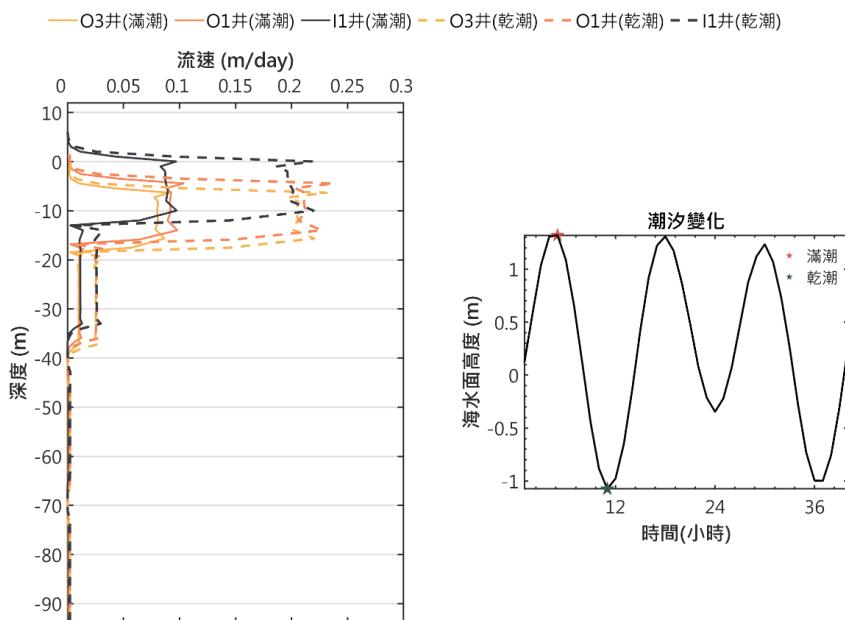


圖 5-21 乾潮、滿潮狀態下 O3、O1 與 I1 井位置的鹽度深度曲線(左)及對

應的海水面高度(右)(有泥層)

(實線、虛線分別代表滿潮、乾潮狀態的鹽度深度曲線)

5-3-4 有無泥層案例比較與討論

臨海工作站內的地層柱狀圖資料顯示地表主要由砂質材料、海灘沉積物所組成，然而，在內陸與鄰近海岸帶的水文鑽井資料皆顯示有一薄泥層延伸至桃園海岸帶，新屋海岸帶也應當存有此地層，在無法確定泥層是否存在的情況下，本研究會比較泥層存在與不存在案例的地下水水流數值模擬結果比較，將圖 4-20 的材質 4 改為砂質材料，維持所有的初始條件與邊界條件。

附錄四為無泥層案例的全部數值模擬結果，時間前後按左邊的編號排序，切割出水平座標 200 ~ 600 米鹽度剖面(圖 5-22)，從顏色可以明顯看出剖面左側的鹽度較高，約大於 1 psu，不同於有泥層案例的鹽度剖面(圖 5-22)，以 O3、O1、I1 與 I4 井水平位置作為觀察點，比較剖面最上部的鹽度值大小(表 5-1)，無泥層案例的鹽度皆高於有泥層案例，其中，又以滿潮狀態的差異最顯著，鹽度值相差最大的位置在 O3 井，位置越靠右側陸地的鹽度差異越小，顯示泥層的存在對於延伸海岸外的地下水層影響很顯著，但對於近岸陸地的影響相對小。比較 O3、O1 與 I1 井剖面上的單點鹽度時序變化(圖 5-23)，無泥層案例的 O3 與 O1 井平均鹽度皆高於有泥層案例，且也有時間延遲的現象，唯一不同的在於 I1 井位置的鹽度與地下水位資料，即使初始與邊界條件都沒有變動，兩者的關係卻呈現相同相位，與 O3 與 O1 井的結果相似，鹽度有緩增的趨勢，此外，從地下水位變化與鹽度的資料點分布與軌跡(圖 5-24)，可以發現 I1 井位置(圖 5-24(c))的資料點分布無明顯

規律，有別於有泥層版本結果中的逆時針軌跡。鹽度隨深度變化的部分(圖 5-25)，O3 與 O1 井於淺部地層(0-20 米)的鹽度相比有泥層案例有顯著的潮汐差異，此外，淺部與深部地層之地下水鹽度差異更為顯著，分別為 1 與 0.2 psu(最伸出的鹽度與最淺部鹽度相減)，遠大於有泥層的 0.13 與 0.04 psu。

泥層有無對於地下水流場的影響非常顯著，圖 5-27 與圖 5-28 為無泥層案例的水平座標 200 米至 600 米的乾潮、滿潮鹽度剖面與流場，結果顯示深度 0 ~ 18 米的礫石層之淡水水流非常強勁，但僅僅延續到水平座標 300 至 320 米處，水流的末端可對應深色的高鹽度地下水。另外，從全區的乾、滿潮結果(圖 5-29)可以發現流場轉向的區域落在海陸交界，相較有泥層案例更靠近陸地。

由於地層分類沒有調整，因此，流速較顯著之區域為地下 0 ~ 50 米左右，但無泥層案例的流速相對有泥層案例大，以最顯著的礫石層(深度 0 ~ 18 米)為例，無泥層版本於乾潮與滿潮期間的流速分別在 0.35 ~ 0.4 m/day 與 0.2 ~ 0.3 之間(圖 3-30)，為有泥層版本的 2 ~ 3 倍左右，向下的深度 20 ~ 40 米地層的流速也差 2 倍左右，更深部地層則沒有顯著的差異，若按照前面推估地下水出流量的計算方式，約為有泥層的 2 倍左右，然而，無泥層狀態的地下水鹽度也顯著偏高，即使出流量更大，在沒有低透水的泥層保護下，海水混和作用會相對強烈，此外，海側的流場轉向位置也相較有泥層狀態的結果靠近陸地，也顯露泥層對於海岸帶地下水維持鹽度的重要性。

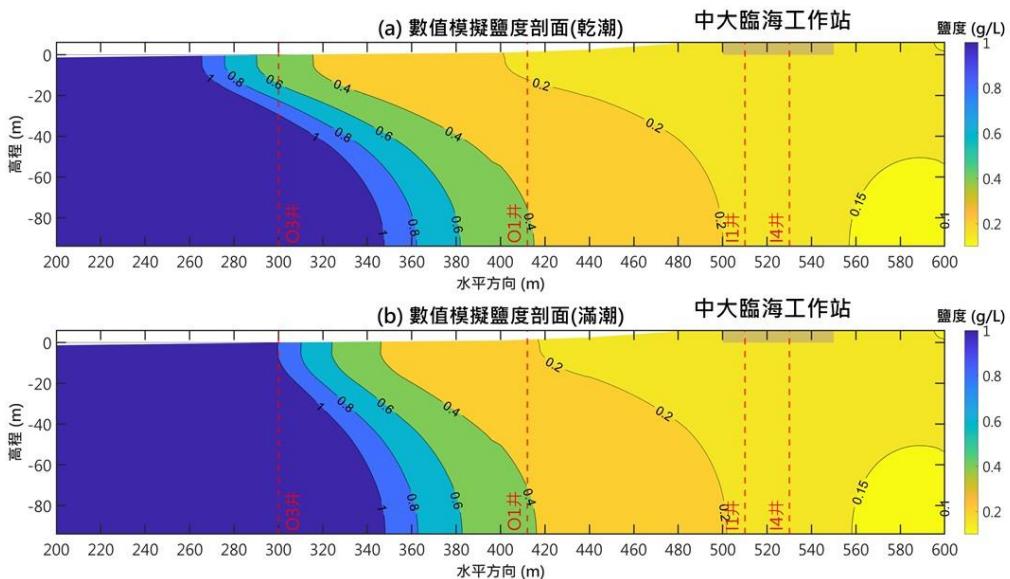


圖 5-22 乾潮(a)與滿潮(b)期間的數值模擬鹽度剖面(無泥層)

表 5-1 滿潮狀態下剖面上緣不同位置鹽度(g/L)比較

位置	有泥層版本		無泥層版本	
	滿潮	乾潮	滿潮	乾潮
鹽度(g/L)				
O3 井	0.221	0.202	0.992	0.503
O1 井	0.171	0.169	0.204	0.193
I1 井	0.164	0.167	0.172	0.172
I4 井	0.165	0.167	0.172	0.172

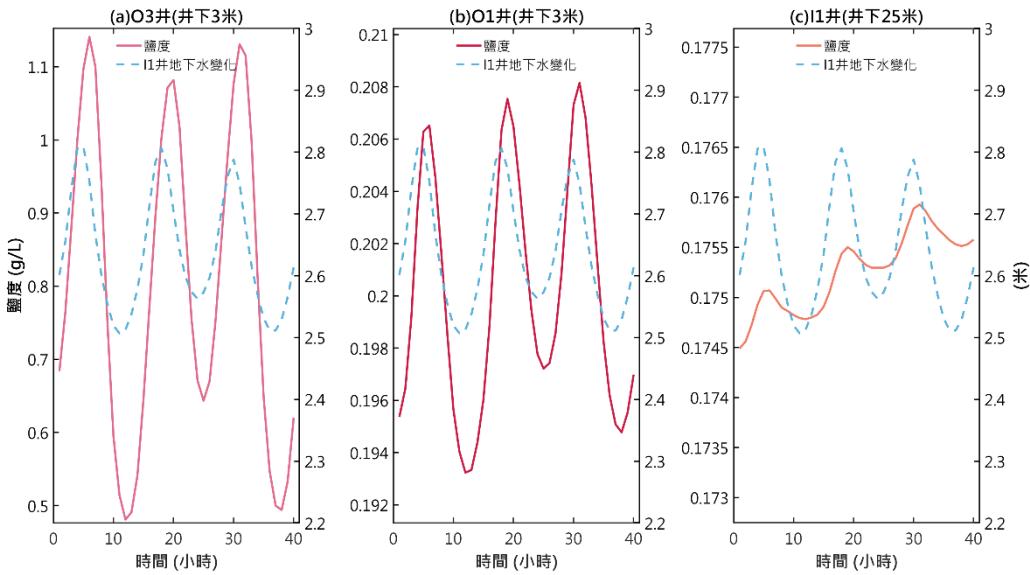


圖 5-23 海灘區域 O3(a)與 O1 井(b)井下深度 3 米、近岸陸地區域 I1 井(c)

井下深度 25 米的鹽度與 I1 井地下水位變化(無泥層)

(實線、虛線分別代表每小時鹽度與地下水位)

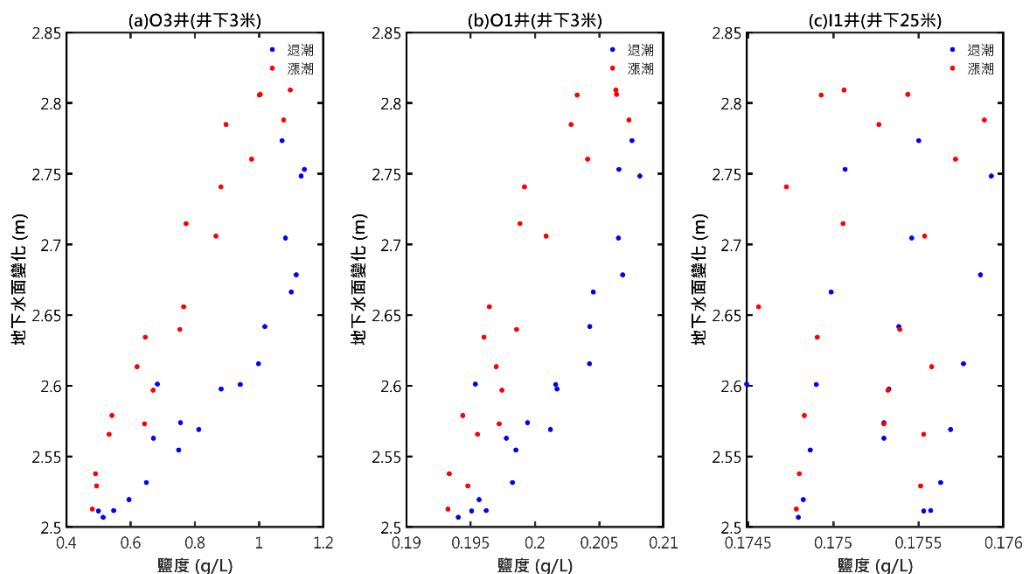


圖 5-24 漲退潮期間，海灘區域 O3(a)與 O1 井(b)井下深度 3 米、近岸陸地

區域 I1 井(c)井下深度 25 米的鹽度與 I1 井地下水位變化(無泥層)

(紅色、藍色代表漲潮、退潮期間)

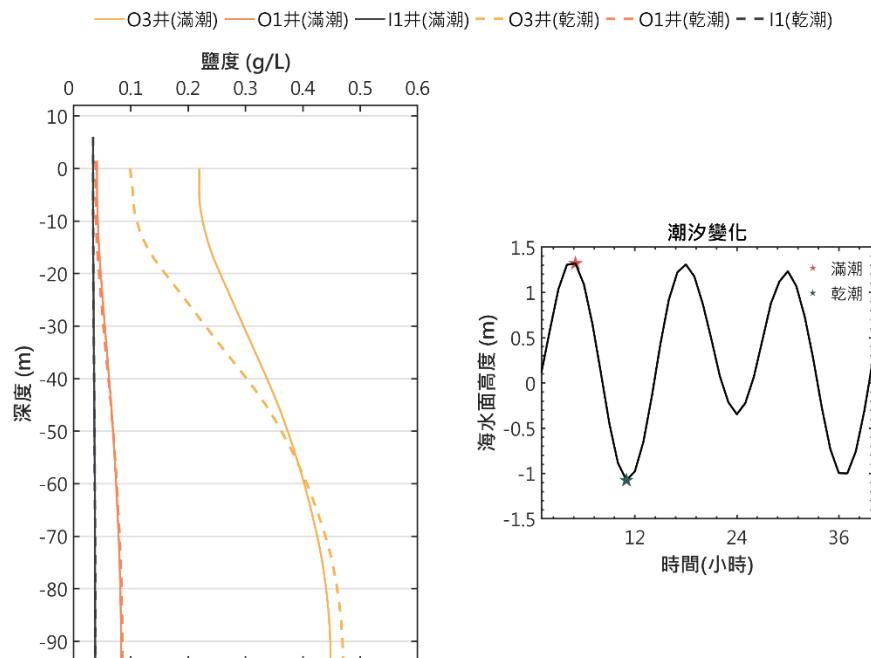


圖 5-25 乾潮、滿潮狀態下 O3、O1 與 I1 井位置的鹽度深度曲線(左)及對應的海水面高度(右)(無泥層)

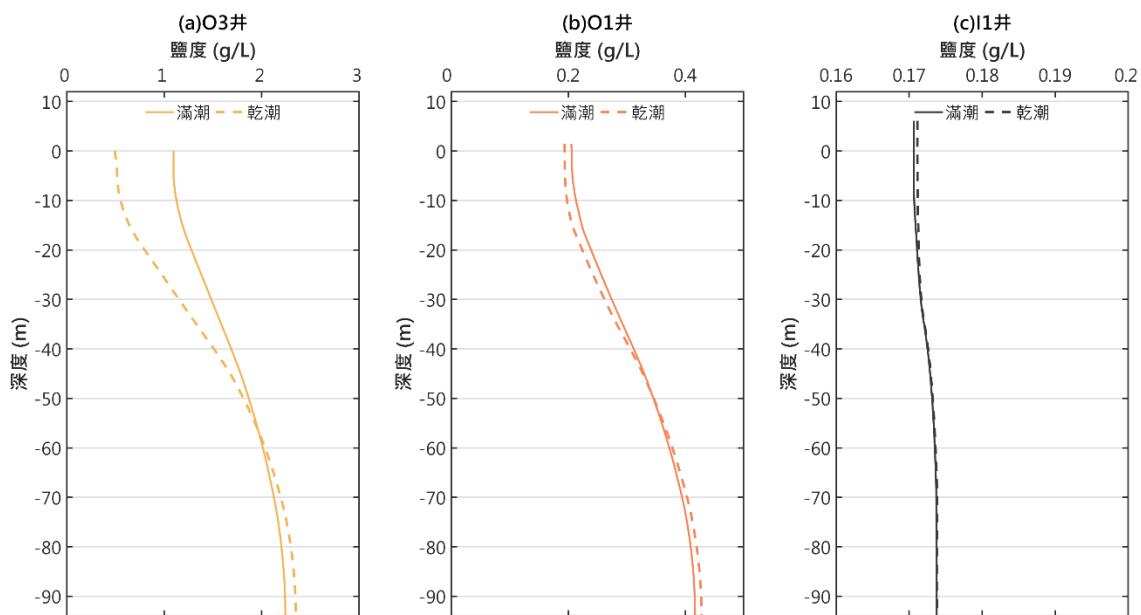


圖 5-26 乾潮、滿潮狀態下 O3(a)、O1(b)與 I1 井(c)位置的鹽度深度曲線
(無泥層)

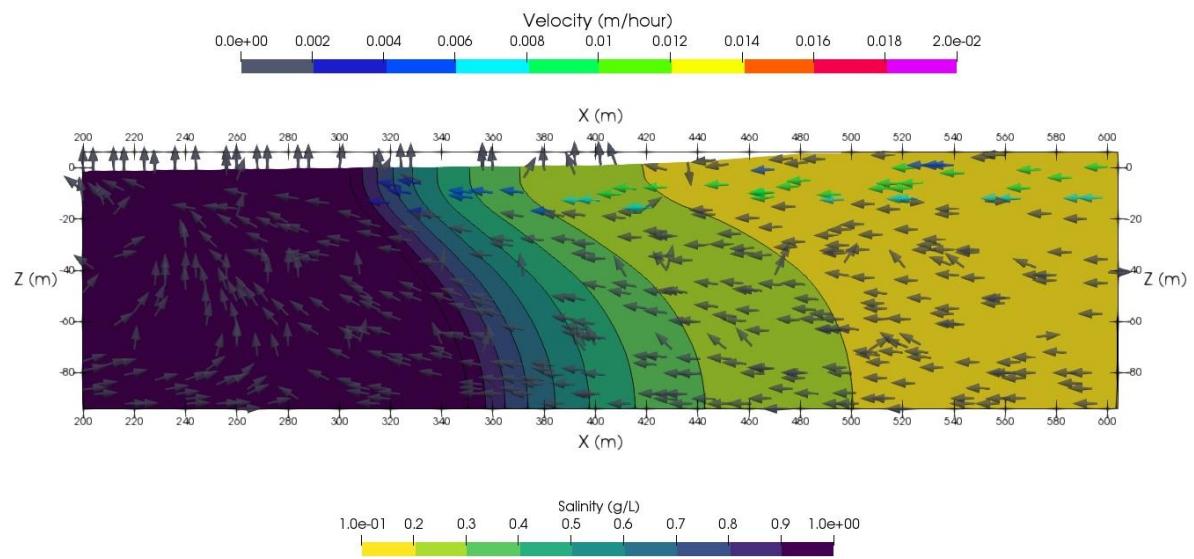


圖 5-27 滿潮狀態下的地下水鹽度與流場模擬結果(無泥層)

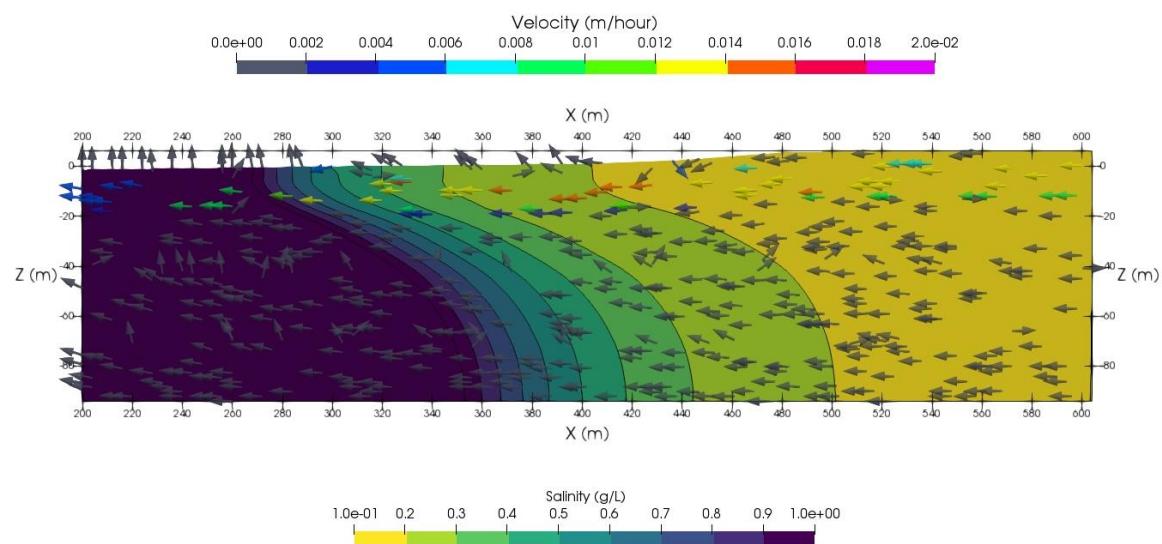


圖 5-28 乾潮狀態下的地下水鹽度與流場模擬結果(無泥層)

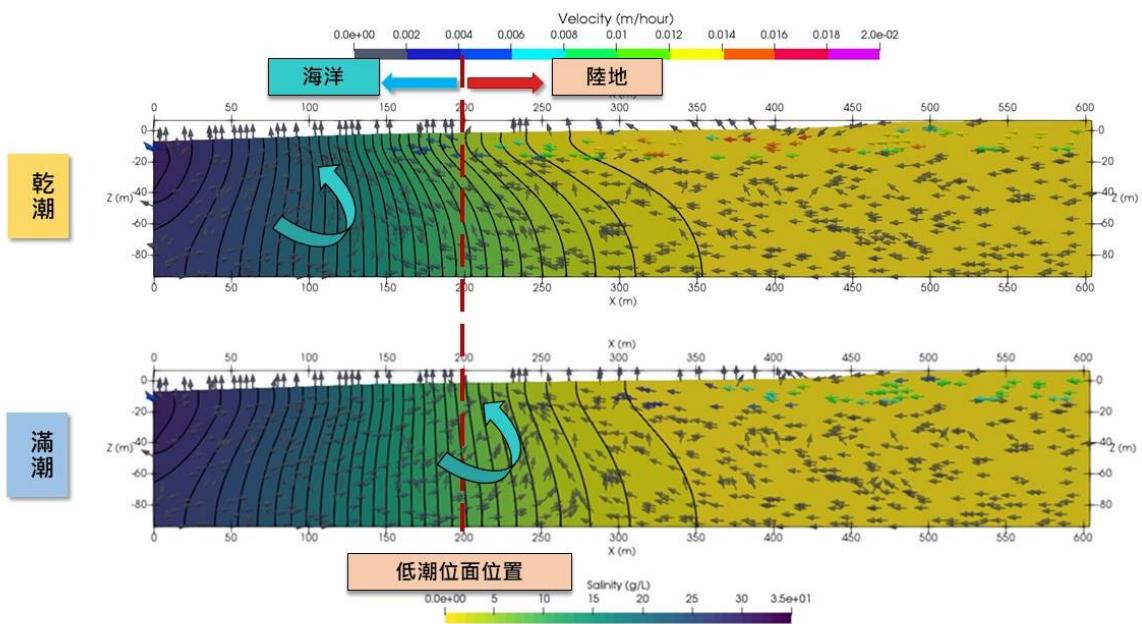


圖 5-29 乾潮狀態下的全範圍地下水鹽度與流場模擬結果(無泥層)

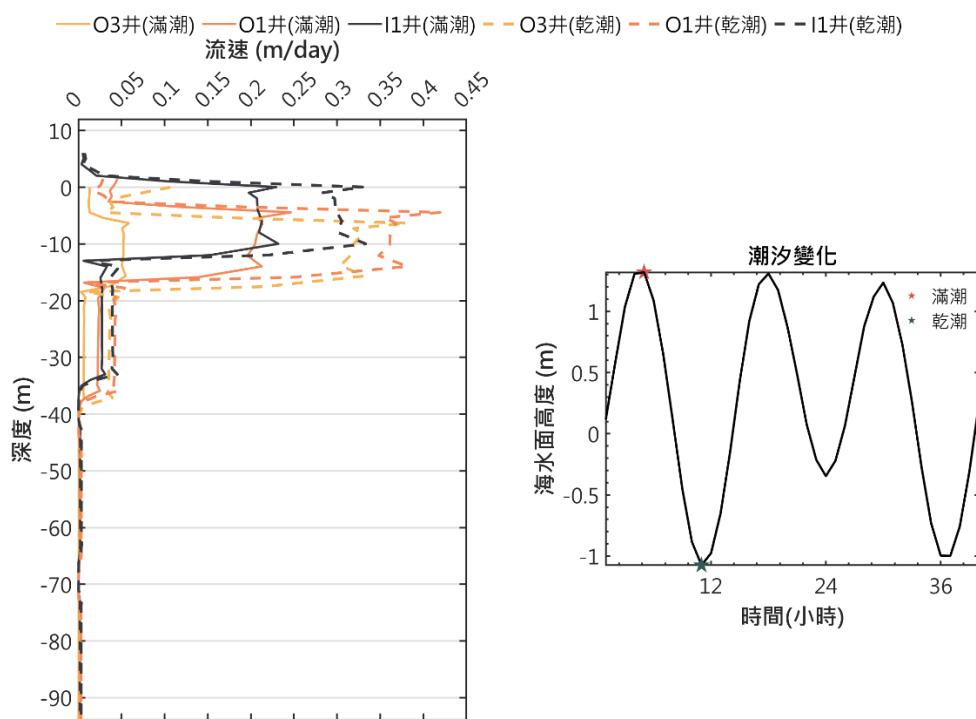


圖 5-30 乾潮、滿潮狀態下 O3、O1 與 I1 井位置的鹽度深度曲線(左)及對應的海水面高度(右)(無泥層)

(實線、虛線分別代表滿潮、乾潮狀態的鹽度深度曲線)

5-4 定量鹽度與導電度分析

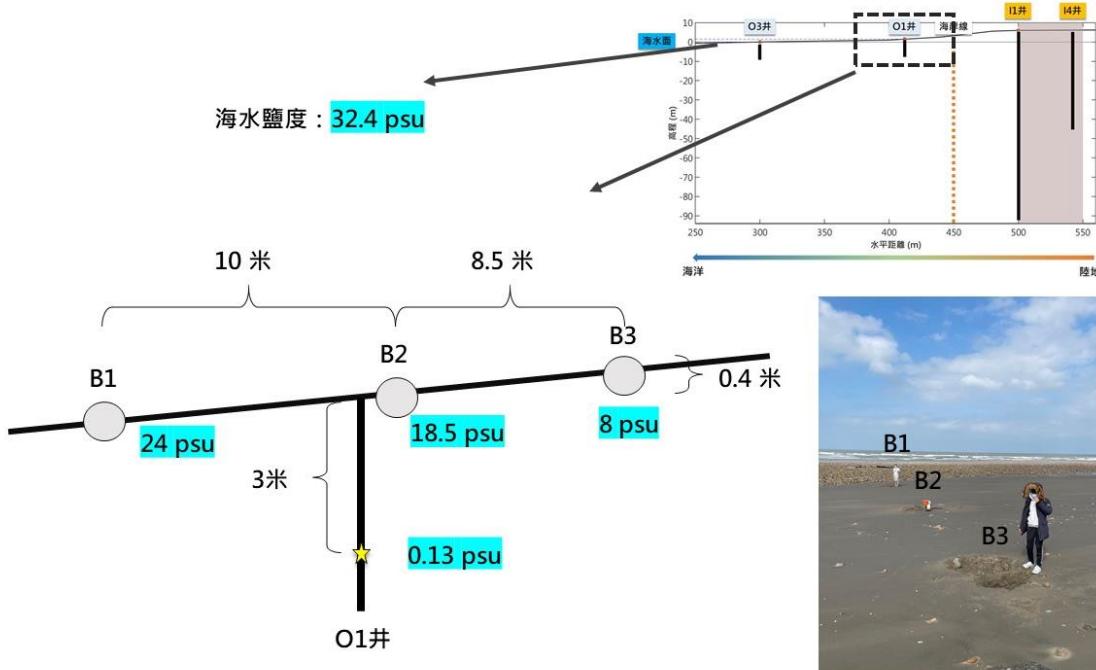
5-1 節討論的水質時序觀測資料提供定點、且不同深度地層的地下水質資訊，然而，海岸帶地下水井的數量有限且不對外開放，部分區域的地下水觀測資料需自行透過取出水樣來進行定量的觀測，或是與相關單位進行申請，本章主要針對定量的水質觀測資料進行討論，分海灘區域與桃園台地區域兩部分，海灘區域的定量觀測資料取得方式為挖掘一定深度的坑洞，透過水質儀量測坑內的水體鹽度、溫度與導電度，桃園台地區域的定量觀測資料取自行政院環保署的網路開放平台。

5-4-1 海灘區域定量鹽度分析

海灘區域是受海浪與漲退潮的海水影響，然而，位於同區的地下水井卻可觀測到鹽度遠低於海水的淡水存在，此外，地下水井皆有自流的現象，暗示這裡的地下水流比想像中的強勁，因此，我們好奇海灘區域的表面沙層內部是否同樣有低鹽度的流體存在。

海灘區域的定量鹽度量測選定石頭堆積物、貝殼等海洋化石較少的區域，於乾潮期間進行量測，挖掘 3 個深度 0.4 米的坑洞分別為圖 5-31 的 B1、B2 與 B3，間距分別為 10 米與 8.5 米，其中，B2 的位置緊鄰 O1 地下水井，可作為垂直向的比較組。除坑洞內的水體量測外，海灘上的幾處積水與海水鹽度也會一併取樣觀測。結果顯示最靠近岸上的 B3 坑洞水體鹽度最低(8 psu)，再來為 B2 的 18.5 psu 與 B1 的 24 psu，而 O1 井深度 3 米的地下水鹽

度仍為極低的 0.13 psu，從以上結果可知海灘表層有淡水流向海中，受漲退潮的海水影響，砂子顆粒內仍有遺留的海水而呈現距海越近、鹽度越高的現象，可對應地電阻剖面分佈在海灘區域淺層的藍色低阻區(如圖 5-8 水位置 0~100 米)，海灘表層與 O1 井的觀測鹽度值有極大差異，顯示海岸帶的地下水水流強勁且有透水性差的材質存於淺部地層。其他的定量觀測結果顯示海水的鹽度約 32.4 psu，海灘表面積水的鹽度在 18~30 psu 之間，為海水漲退潮時留下的積水。



5-4-2 桃園台地區域地下水井定量導電度分析

由地下水質觀測、地電阻觀測與模擬結果推論新屋海岸帶的主要地下水來源可能有兩類，第一類為存於深度 15-50 米的高流速、高鹽度淡水流，第二類為 50 米以下的低流速、低鹽度淡水流，為探討兩類淡水來源，本節參考由行政院環保署網路開放平台提供的區域性地下水水質監測歷史資料，桃園市區域性與場址性地下水井如圖 5-32 所示，區域性地下水井選取鄰近臨海工作站的北湖國小、新屋國中、富岡國小與距離較遠的育仁國小、瑞原國小與大同國小共 6 口，另外，本研究也量測中央大學氣象坪內的地下水水井水質資料作為分析使用。

區域性地下水井的水質資料監測時間區間主要落在 2018 至 2022 年，監測頻率為半年一次，部分地下水井因環境因素與設站時間較晚，監測時間與監測頻率會有所不同。水質監測資料提供水溫、導電度、酸鹼值與其他化學物如重金屬含量、氯鹽、硫酸鹽等資料，本節主要探討井與井之間的導電度差異，表 5-3 為 6 口監測地下水井導電度觀測值，並將導電度平均值標示在空間圖資中(圖 5-33)，結果顯示鄰近臨海工作站的北湖國小、新屋國中與富岡國小 3 口地下水井，導電度值約在 $500 \sim 550 \mu\text{m}$ 之間，距臨海工作站較遠的育仁國小、瑞原國小與中大氣象坪與大同國小地下水井，除大同國小的導電度較高外($452 \mu\text{m}$)，其餘的地下水導電度落在偏低的 $200 \sim 330 \mu\text{m}$ ，依照地下水導電度平均值的大小可粗略分成高鹽度地下淡水的近岸區域與

低鹽度地下淡水的台地內陸區域，近岸區域的土地利用以農業為主，施肥等農業活動較多可能為淡水鹽度較高的原因，台地內陸地區大多已都市化，地下水主要由上游集水區補注而來，淡水鹽度較低，由此我們可以推論新屋海岸帶的淺部地層高鹽度淡水主要來自近岸區域，深部地層的低鹽度淡水主要由內陸上游集水區補注而來。

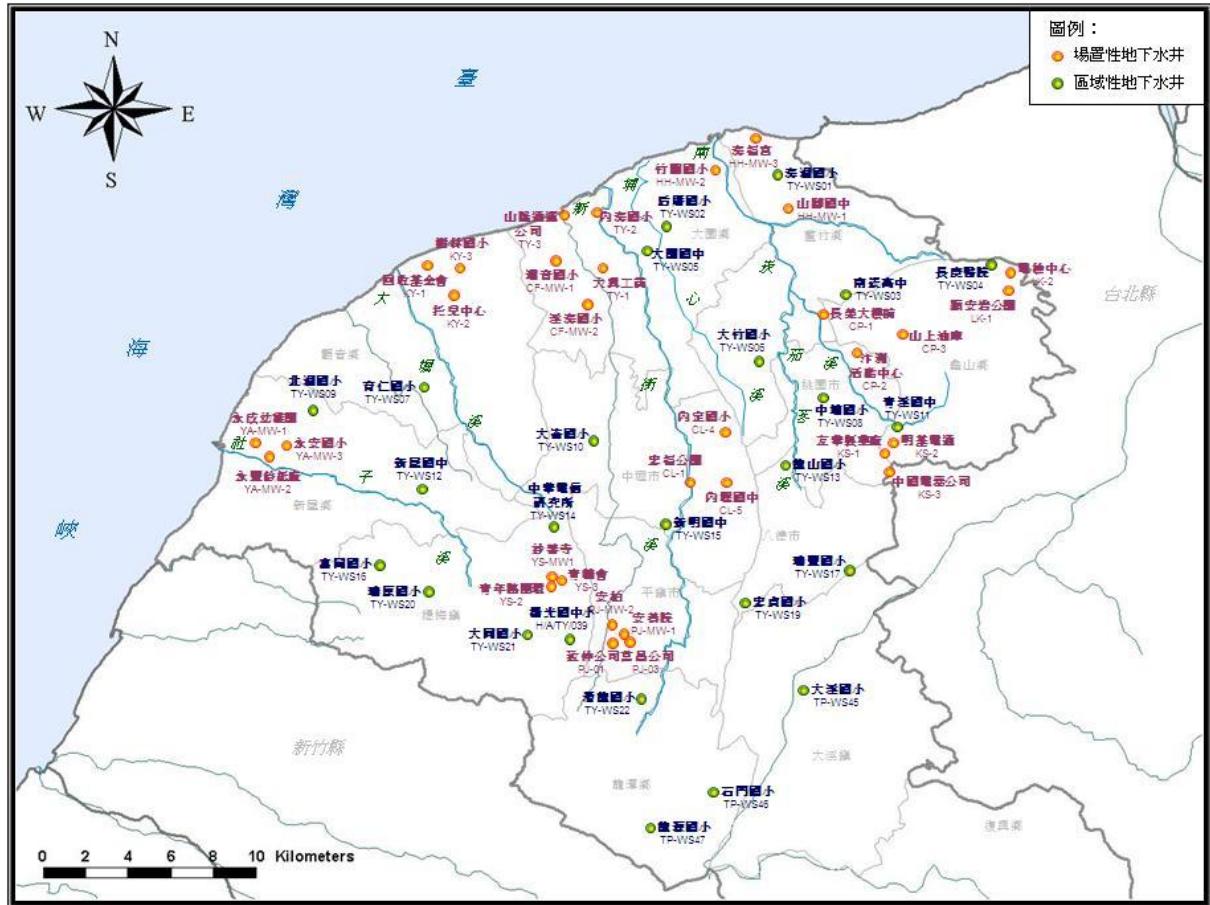


圖 5-32 桃園市區域性與場址性地下水井位置圖

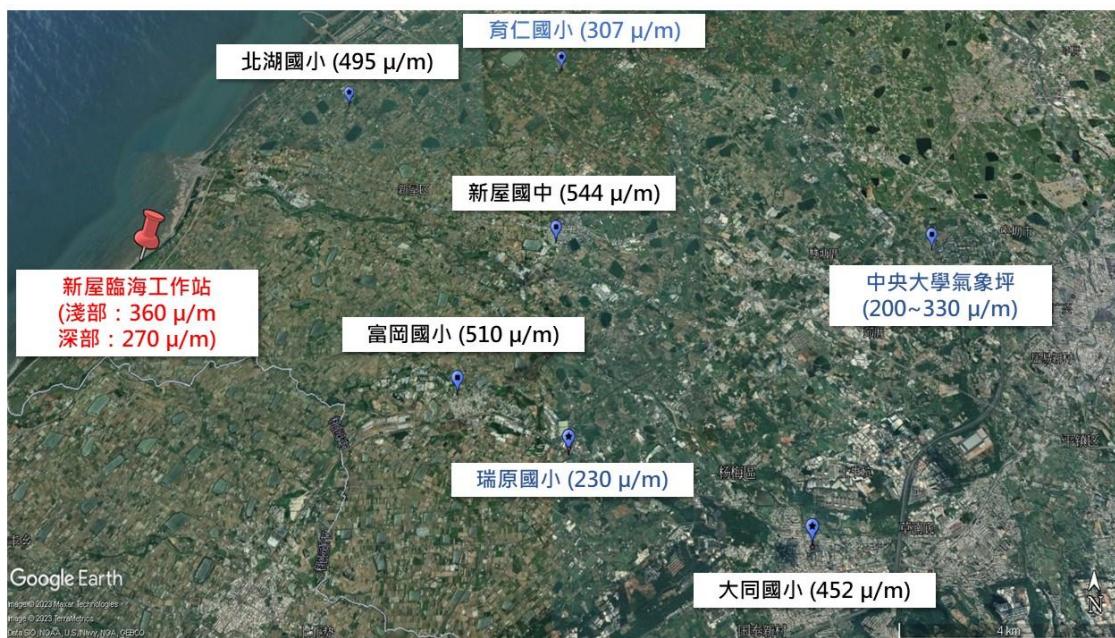


圖 5-33 桃園市區域地下水井、臨海工作站與中央大學氣象坪位置示意圖

(括號內為平均導電度)

表 5-2 區域性地下水井導電度平均、最大、最小值與水面至井口深度

測站名稱	平均值	最大值	最小值	水面至井口深度
	導電度(μ/S)			(米)
大同國小	452	499	401	4.4
北湖國小	495	528	478	3.9
育仁國小	306	309	303	2.5
富岡國小	510	615	430	2.9
新屋國中	544	730	411	2.2
瑞原國小	229	266	201	2.6

5-5 地下水質觀測、地電阻影像法觀測與數值模擬結果討論與分析

5-5-1 研究方法優缺點與平均鹽度比較與討論

本研究使用地下水質觀測、地電阻影像法觀測與數值模擬三種研究方法獲取新屋海岸帶的地下水鹽度資料與水文資訊，以上方法皆有其優缺點，地下水質觀測的優點在於直接且不用經過太多換算就可得到一手的地下水鹽度值與時序變化，然而，最直接不僅是優點也是缺點，地下水質觀測只需將水質儀投放至水體內便可量測，相反的，若有興趣的觀測位置沒有地下水井，僅能靠其他方式取得地下水樣本進行定量觀測，無法得到鹽度的時序變化，鹽度的空間變化資訊也無法透過地下水質觀測資料得知；地電阻影像法恰好可以解決地下水質觀測方法在沒有地下水井的不便性，地電阻影像法在適當的地表環境可直接布置測線施測，不須外力便可得地下介質的連續電阻率空間分佈資訊，最大的缺點在此方法的放電過程會受非導體等物質影響以及深度的限制，導致電阻率失真，因此，在規劃測線時需要繞過馬路或消波塊等物體，另一部份則在電阻率換算鹽度的過程，經驗公式的參數大多參考過去文獻與此區土壤試驗的參數，仍有些許誤差導致換算鹽度值與實際值有些落差；數值模擬方法則是基於水文地質模型模擬完整的地下水流過程，取得的資料較地電阻與地下水質觀測資料全面，能了解完整個海淡水交互機制，然而，數值模擬的缺點在於參數的給定如初始條件、邊界條件等等會大大影響模擬結果，雖說有現地水質觀測資料、地層柱與水利試驗資

訊作為參數的參考值，但仍會有部分的誤差。

首先，比較地下水質觀測、地電阻影像法觀測資料與數值模擬結果在地下水質觀測的所有地下水井之平均鹽度，包含 O3、O1、I1、I4 井，其中，地電阻影像法在深度 3 米與 75 米的資料絕對值誤差較大而不予討論。統計結果如表 5-3 所示，資料顯示地下水質觀測與數值模擬的平均鹽度相近，約在 0.13 ~ 0.26 psu 之間，只有在海灘區域的 O3 與 O1 井有較大差異(0.05 ~ 0.1 psu)，地電阻影像法的鹽度值明顯高於地下水質觀測與數值模擬，約為兩者平均鹽度的 5~10 倍，界於淡水與輕度鹽水的之間(淡水鹽度： $< 1 \text{ psu}$ ；輕度鹽水(slightly saline water)： $1 \sim 3 \text{ psu}$)，若由地下水質觀測的平均鹽度為基準，數值模擬與地電阻影像法得到的鹽度值雖有數值上的差異，但就水體種類的判讀影響較小，兩者鹽度資料的時空變化仍可交叉比較。

表 5-3 不同位置下數值模擬結果與地下水觀測值之平均鹽度

位置	地下水質觀測	地電阻影像法	數值模擬
	平均鹽度(g/L)		
O3 井 (井下 3 米)	0.15	-	0.26
O1 井 (井下 3 米)	0.13	-	0.18
I1 井 (井下 15 米)	0.16	1.19	0.17
I1 井 (井下 25 米)	0.16	1.06	0.17
I1 井 (井下 75 米)	0.14	-	0.16
I4 井 (井下 15 米)	0.16	0.93	0.17

5-5-2 鹽度空間分佈比較與討論

除鹽度絕對值的差異外，不同研究方法取得的鹽度空間資料也會有所不同，本小節主要針對可以取得鹽度空間資料的地電阻影像法與數值模擬方法進行討論，比較乾潮與滿潮狀態下的鹽度深度曲線與剖面變化。

由於本研究使用的水質儀在水壓量測最大深度為 20 米，無法取得一手的鹽度深度變化資料，因此，本研究參考過去 Duong(2020)在臨海工作站內 I1 井量測後繪製的乾潮、滿潮狀態導電度深度變化曲線圖做為比較，為方便討論，藉由地電阻影像法與數值模擬取得的鹽度資料同樣轉換為導電度，並選取 I1 井位置下的乾潮、滿潮狀態導電度變化曲線，結果如圖 5-34 所示。導電度值大小關係如前一小節的結果一致，地下水質觀測與數值模擬的導電度範圍都落在 $300 \sim 360 \mu\text{S}$ ，地電阻影像法則高於前兩者，約 $800 \sim 2000 \mu\text{S}$ 。乾潮與滿潮狀態的導電度曲線以地下水質觀測最為顯著，乾潮導電度高於滿潮導電度的深度範圍在深度 $0 \sim 50$ 米左右，用灰色區域來表示，灰色區域的震盪幅度也較大，而數值模擬也得到類似的結果，深度 50 米以下的導電度無顯著差異，然而，地電阻影像法的導電度曲線交會次數較多，無法分辨導電度差異顯著的區域，推論與此方法受最大測深與電極設置的限制有關，且觀測井周遭也有許多觀測儀器會影響地電阻影像法的觀測，對於鹽度與導電度深度變化的資訊提供較不完全。

鹽度空間分布的比較選取地電阻影像法與數值模擬在乾潮與滿潮狀態的鹽度剖面，此小節的地電阻鹽度剖面會連同深度 50 米以下的部分一同展示，範圍較小的地電法鹽度剖面會疊至數值模擬剖面上，結果如圖 5-35 所示，由於地電阻的換算鹽度值範圍較大，因此用對數方式呈現，數值大小以顏色作為區分與方便比較，地電法鹽度剖面的深藍色與黃色區域分別代表鹽度接近海水與低鹽度淡水的流體。從空間解析度來看，地電阻影像法的鹽度剖面可以看到細部的鹽度變化如漲退潮海水對於地下水鹽度的增減，以滿潮狀態為例，在垂直深度 0~20 米、水平方向 340~400 米的區域出現深藍色的高鹽度區，研判是漲潮時入滲至海灘沙粒孔隙的海水，但仍不確定海水是否能影響到深度 10 米以下的地下水，另外，乾潮狀態下的地表淺處出現部分深藍色的小區，推斷是定點觀測時在海灘表面上的海水積水。相較來說，數值模擬的鹽度剖面顯示整個海岸帶地下水屬於低鹽度的淡水，且可延伸至海岸線外數百米，同樣地，地電法鹽度剖面在深度 10 米以下也大多為淡水，忽略掉鹽度絕對值的大小差異來看，確實可以得到「新屋海岸帶淺部地層(深度 0~100 米)存有大量淡水」的佐證，至於先前提及在深度 15~50 米的地層淡水源為鹽度偏高的淡水，也可對應到模擬結果。

總結來說，地電阻影像法可以看到解析度較高的鹽度變化資訊，且電阻率是直接反應地下地質孔隙流體的電性，因此，鹽度絕對值雖受經驗公式的參數訂定而有些許誤差，但鹽度分布的大趨勢是可信的，剛好可以補足數值

模擬在細部變化的劣勢。數值模擬的鹽度空間分佈雖較單一，但對於地層深部的鹽度來說無太大誤差，可得到海床下之地層或無法用地電阻影像法觀測之區域的鹽度空間資料，若能蒐集更多現地水文參數，可以直接更改模式的初始與邊界條件，快速得到更新後的全潮鹽度剖面，結合地電法的鹽度剖面搭配解釋，有助於釐清當地的地下海淡水交互機制。

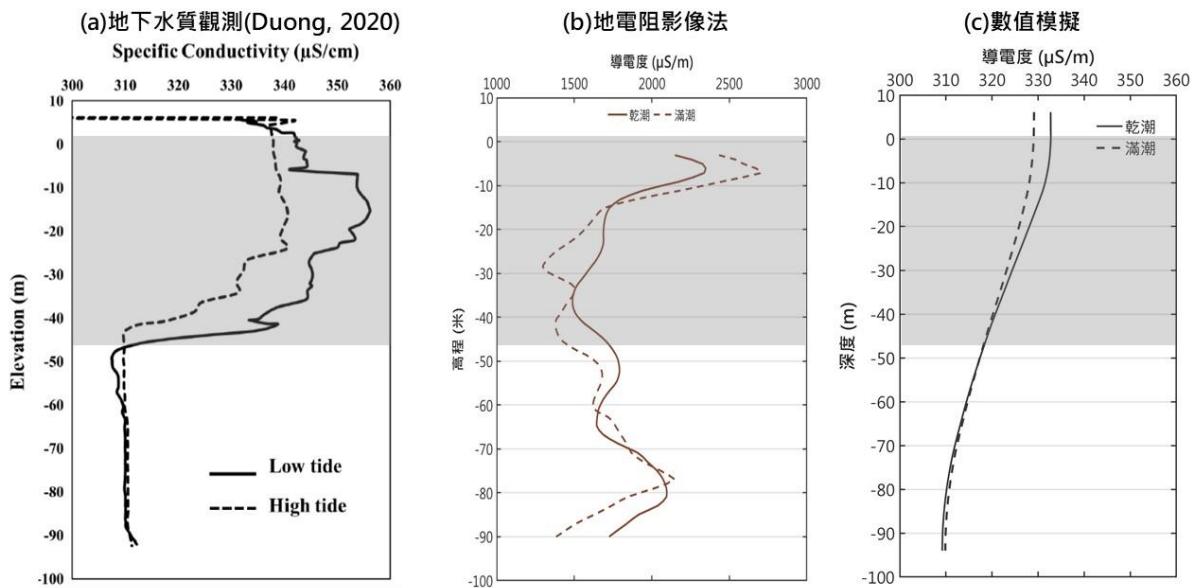


圖 5-34 乾潮與滿潮狀態下的地下水質觀測(a) (Dong, 2020)、地電阻影像法(b)與數值模擬(c)導電度深度變化曲線
 (實線、虛線分別代表滿潮、乾潮狀態的鹽度深度曲線)

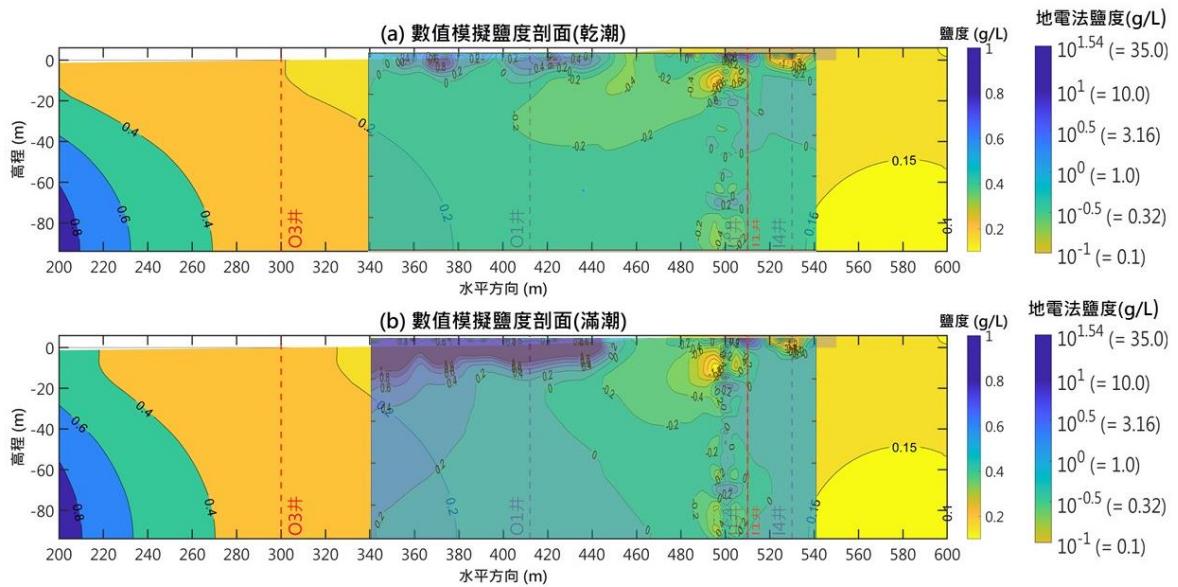


圖 5-35 乾潮(a)與滿潮狀態(b)下數值模擬鹽度與地電法鹽度剖面比較

5-6 新屋海岸帶地下水流機制分析

根據前幾節的討論與分析可知新屋海岸帶的地下水主要為淡水，且可能延伸到海岸線外數百米，能夠有如此大量的淡水存在目前認為與桃園台地延伸至海岸帶的表層泥有關。從數值模擬的流場與鹽度剖面中，沒有出現因潮汐現象產生的高鹽度循環水流，原因為海灘坡度非常小，退潮期間離開海灘的海水大多從地表離開，少部分入滲至淺部地層，此外，流場中也沒有明顯的流場轉向，說明海水密度流對於桃園海岸帶地下水影響有限，主要以陸域的淡水流為主，然而，海灘區域與近岸陸地區域的地下水鹽度與潮汐兩者間卻呈現不同的線性關係，從地電阻鹽度剖面與陸域地下水質資料推測不同地層的淡水可能有鹽度上的差異。

結合前面提及的內容，本研究推論新屋海岸帶於乾潮與滿潮狀態下的

可能地下水機制(圖 5-36 與圖 5-37)。海岸帶地下水的淡水來源可分淺層與深層，淺層地下水主要為海岸帶鄰近地區的農地與埤塘補注而來，深層的地下水發源自台地內陸集水區，部分來自地表水，少部分的地表水為降雨或是沿岸一帶的農地入滲所致。一般狀態下，整個海岸帶的地下水鹽度範圍與深部淡水水流的鹽度相同，在乾潮位時因海水面降低而使水頭梯度增加，陸源淡水水流此時的強度較大，位於高透水性礫石層的高鹽度淡水更為顯著，因此，可以在水質觀測資料中看到地下水位降低，鹽度反倒些微提升的狀況，深度較深的低鹽度淡水強度因地層材質與壓力而變化不大，滿潮位時，高鹽度淡水的強度反而減弱的更明顯，此時的淡水鹽度略微下降，呈現高地下水位、低鹽度的關係，海灘區域的 O3 與 O1 井主要反映地表水入滲與漲退潮的海水交互影響所致，整體而言，新屋海岸帶的地下水受海水入侵影響小，在泥層的保護下，含水層得以延續到海岸帶更遠處甚至達近海，最後，這些地下淡水會從海床流至海洋中，符合海底下水出流(SGD)的定義，淡水中可能夾帶大量的有機營養物與溶解物，影響近岸的海洋生態系統。

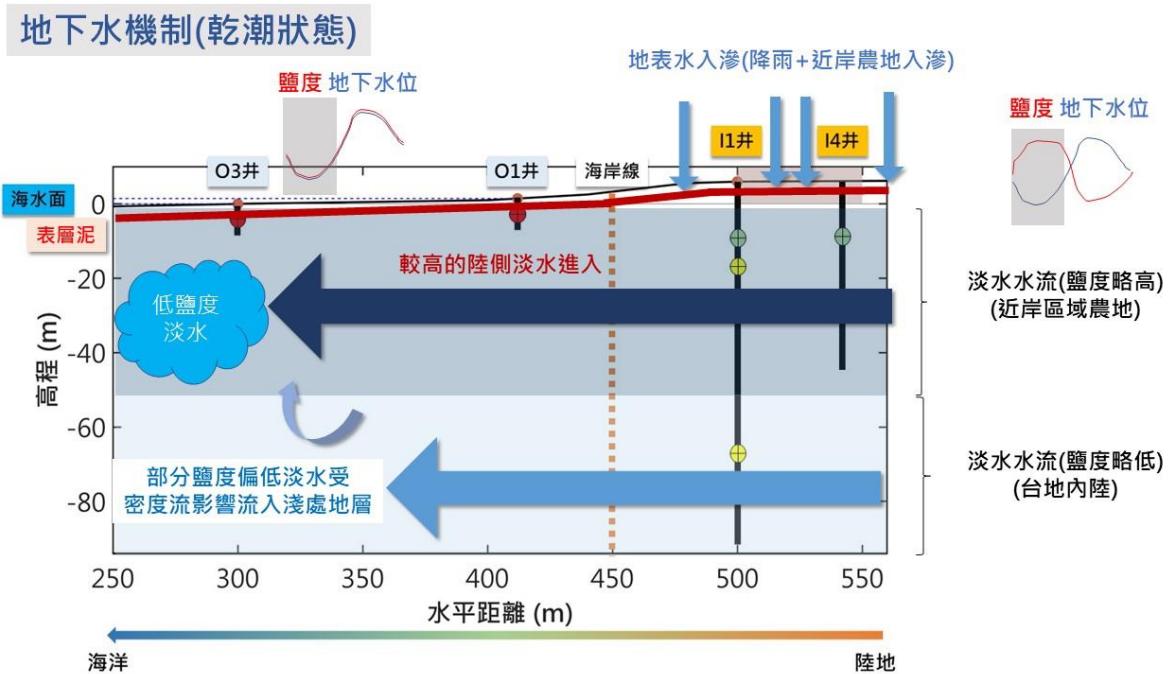


圖 5-36 新屋海岸帶於乾潮狀態下地下水機制概念圖

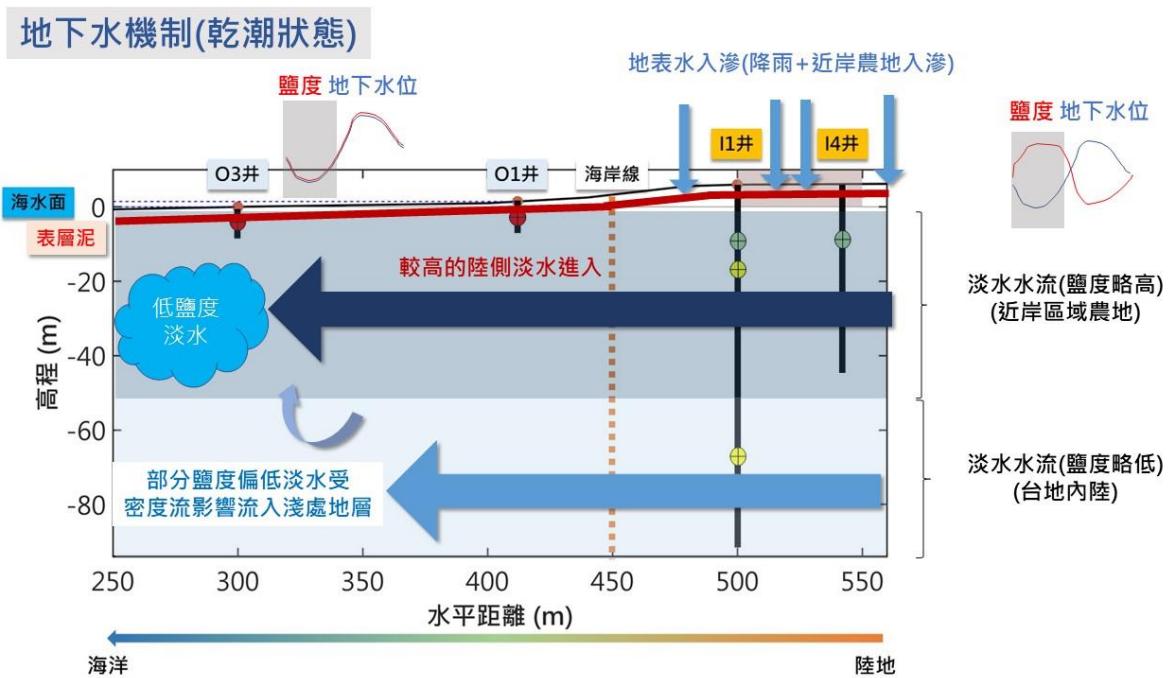


圖 5-37 新屋海岸帶於滿潮狀態下地下水機制概念圖

第六章、結論與建議

6-1 結論

本研究使用多種研究方法探討桃園新屋海岸帶的地下水流動特徵，首先，參考地下水質觀測資料與當地鑽取的岩心地層柱資訊建立水文地質模型，再使用 HGC 數值模式進行變飽和地下水水流的全潮暫態模擬，同時參考地電阻影像法收集之電阻率資料進行地下水鹽度的比較與分析，將所有的模擬與觀測資料分析及結果討論整理成下列幾點：

1. 海灘區域(O3 與 O1 地下水井)的地下水觀測鹽度值與地下水位為正相關且有 1~2 小時的時間延遲，近岸陸地區域(I1 與 I4 地下水井)的地下水觀測鹽度值與地下水位為相反相位，且在地下水位變化與導電度的資料點作圖可以觀察到逆時針旋轉的軌跡。淺部位置(I1 地下水井的 15 米與 25 米)的地下水平均鹽度(0.16 psu)較深部位置(0.14 psu)高，鹽度(淺部位置)對潮汐現象較為敏感，所有位置的地下水質觀測平均鹽度落在 0.14~0.18 psu 間，位於淡水鹽度的範圍內(低於 1 psu)。
2. 地電阻影像法的時序地電阻剖面顯示新屋海岸帶地下 100 米內的地層孔隙主要為的低鹽度淡水，鹽度大約在 0.2 至 1 psu 間，僅海灘區域的淺部地層內(地表置深度 10 米)之地下水受海水進退影響而有較劇烈的震盪，深度 10 以下的地下水鹽度長期維持在淡水範圍內。滿潮狀態時，近岸陸地區域深度 15 至 50 米處出現鹽度偏高的區域，在乾潮狀態下

的偏高鹽度區域反而減小，進一步分析地電法換算鹽度資料在近岸陸地區域的單點時序變化，也發現如地下水質觀測所見的「鹽度與地下水位呈相反相位」，推測深度 15 ~ 50 米處地層中的地下水來源屬於鹽度偏高的淡水，50 米以下則為鹽度偏低的淡水。

3. 有泥層案例的數值模擬結果顯示陸地內到海岸線外 300~400 米的地下水屬於淡水，然而，無泥層版本的地下淡水流僅延續到海岸線位置。有泥層案例的地下水鹽度也明顯低於無泥層案例，特別是在海岸線之外。流速部分，有泥層案例的平均流速($0.13 \sim 0.15 \text{ m/day}$)較無泥層案例($0.25 \sim 0.3 \text{ m/day}$)慢，總結來說，有泥層相對無泥層案例的淡水水流有低流、延伸範圍廣、鹽度低的特性。
4. 以有泥層案例的流速結果計算桃園海岸帶的地下水出流(長 40 公里、深 50 米)，每日約有 270,000 噸的淡水體積從海岸帶流出，若考慮地下淡水的延伸至海床之範圍，海水地下淡水出流總量將非常可觀。
5. 本研究使用的三種方法各有優缺點，地下水質觀測可提供精確且直接的時序水文資料，缺點在於易受限於地下水井的有無與水體的取樣，空間資訊的建立需要多點的時序資料能建立；地電阻影像法透過地質材料的電性可取得孔隙流體的高解析電阻率時空分布，且電阻率經公式轉換可得流體的鹽度值，然而，場址條件、最大測深與反演算、經驗公式的參數不確定性會增加鹽度值誤差；數值模擬能克服場址限制、天氣

等因素，只需蒐集場址的水文、地質參數建立水文地質模型與設定初始、邊界條件，便可得到鹽度、總水頭、流速等資料，然而，水文參數的合理性、地質資訊的完整度皆會增加結果的不確定性。

6. 本研究推論新屋海岸帶的地層存有大量淡水與桃園台地區域特有的表層泥有關，在透水性差的泥層保護下，礫石含水層的地下淡水可延伸至海岸線外數百米，最後從海床進入近海，符合海岸地下水出流(SGD)的定義。近岸陸地區域的淺部地層淡水來源為海岸帶鄰近地區的農地與埤塘補注而來，深部地層的淡水發源地為台地內陸的集水區，由於淺部地層淡水來源較背景值高，因此才有「退潮時的鹽度上升，漲潮時鹽度下降」的特徵。

6-2 建議

1. 受限於水質儀的數量與壓力的測量深度，本研究僅能取得兩個特定位置的淺部(25米)同步時序觀測數據，然而，臨海工作站內與海灘區域共有6~8口深度不一的地下水井，建議未來在進行地下水質觀測時，可以一次投放多個測深較深的水質儀進行同步量測，善用地下水井的數量優勢。
2. 地電阻影像法之測線垂直於海岸線，中間因橫跨馬路與消波塊等非導體物質而需避開測量，導致部分區域缺乏資料點，大大增加資料的不確定性，建議未來可以布設平行海岸線的地電法測線，避免人車來往的區域

與其他物體的干擾，結合垂直與水平方向的地電阻剖面也有助於釐清海岸帶的地下水空間變化。

3. 建立水文地質模型的參考資料僅有臨海工作站內的岩心地層柱與鄰近地區的水文地質鑽井資料，數值模擬的水文地質材料參數也參考於此，未來欲針對新屋海岸帶進行更深入的探討，在經費許可下建議可於鄰近區域再鑽 1 ~ 2 個岩心地層柱，取出的地質材料進行水利試驗，增加可參考的水文地質資料量，以期建立更完備且符合場址的水文地質模型。
4. 本研究之數值模擬著重於垂直海岸帶的地下水流與鹽度變化，在推估地下水出流量時忽略海岸帶水平方向的地層異質性，建議未來以本研究結果為延伸進行三維的海岸帶地下水數值模擬，修正新屋海帶的地下水出流量推估值。
5. 數值模擬結果顯示新屋海岸帶的陸源淡水水流可延伸海岸線外數百米，最後從近海的海床流入海洋中，此類的地下水水流可能為海洋地下水出流(SGD)，未來除了地下淡水庫的評估外，也建議針對桃園近海進行海洋生態、地球化學相關研究，以佐證 SGD 的存在。

參考文獻

1. Amir, N., Kafri, U., Herut, B., Shalev, E., 2013. Numerical Simulation of Submarine Groundwater Flow in the Coastal Aquifer at the Palmahim Area, the Mediterranean Coast of Israel. *Water Resources Management*, 27, 4005–4020.
2. Archie, G. E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, T. AIME, 146, 54–67.
3. Basu, A.R., S.B. Jacobson, R.J. Poreda, C.B. Dowling, and P.K. Aggarwal., 2001. Large groundwater strontium flux to the oceans from the Bengal Basin and the marine strontium isotope record. *Science* 293: 1470–1473.
4. Beck, M., Reckhardt, A., Amelsberg, J., Bartholomä, A., Brumsack, H., Cypionka, H., 2017. The drivers of biogeochemistry in beach ecosystems: A cross-shore transect from the dunes to the low water line. *Marine Chemistry*, 190, 35–50.
5. Burnett, W.C., Bokuniewicz, H., Huettel, M., Moore, W.S., Taniguchi, M., 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry*, 66, 3–33.
6. Burnett, W.C., G. Wattayakorn, M. Taniguchi, H. Dulaiova, P. Sojisuporn, S. Rungsupa, and T. Ishitobi., 2007. Groundwater derived nutrient inputs to the Upper Gulf of Thailand. *Continental Shelf Research*, 27, 176–190.
7. Charbonnier, C., Anschutz, P., Poirier, D., Bujan, S., & Lecroart, P., 2013. Aerobic respiration in a high-energy sandy beach. *Marine Chemistry*, 155, 10–21.
8. Charette, M. A., & Sholkovitz, E. R., 2002. Oxidative precipitation of groundwater-derived ferrous iron in the subterranean estuary of a coastal bay.

Geophysical Research Letters, 29(10), 1444.

9. Chen, C.-T.A., Zhang, J., Peng, T.R., Kandasamy, S., Wang, D., & Lin, Y.-J., 2018. Submarine groundwater discharge around Taiwan. *Acta Oceanological Sinica*, 37, 18-22.
10. Chen, Y. G and Liu T. K., 1991. Radiocarbon dates of river terraces along the lower Tahanchi, north Taiwan: their tectonic and geomorphic implications. *Proceedings of the Geological Society of China*, 34: 337-347.
11. Culkin, F., Smith, N. D., 1980. Determination of the Concentration of Potassium Chloride Solution Having the Same Electrical Conductivity, at 15 °C and Infinite Frequency, as Standard Seawater of Salinity 35.000 ‰ (Chlorinity 19.37394‰). *Journal of Oceanic Engineering*, Vol. Oe-5, No. 1.
12. Dibaj, M., Javadi A.A., Akrami, M., Ke, K.Y., 2021. Coupled three-dimensional modelling of groundwater-surface water interactions for management of seawater intrusion in Pingtung Plain, Taiwan. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 36,100850.
13. DUONG, Q.T., 2020. Numerical modeling of fresh-seawater interaction induced by tidal variation, a case study at NCU TaiCOAST site in Taoyuan, Taiwan. National Central University.
14. Eliot A. Atekwana, Goabaone J. Ramatlapeng, Hendratta N. Ali, Isaac K. Njilah, Gustave R.N. Ndondo, 2022. Tide-salinity patterns reveal seawater-freshwater mixing behavior at a river mouth and tidal creeks in a tropical mangrove estuary. *Journal of African Earth Sciences*, Volume 196. 104684,
15. Glover, P. W. J., 2016. Archie's law—a reappraisal, *Solid Earth*, 7, 1157–1169.
16. Gustafson, C., Key, Kerry., Evans, R. L., 2019. Aquifer systems extending far

- offshore on the U.S. Atlantic margin. *Scientific Reports*, 9:8709.
17. Hays, R. L., & Ullman, W. J., 2007a. Direct determination of total and fresh groundwater discharge and nutrient loads from a sandy beachface at low tide (Cape Henlopen, Delaware). *Limnology and Oceanography*, 52(1), 240–247.
 18. Hays, R. L., & Ullman, W. J., 2007b. Dissolved nutrient fluxes through a sandy estuarine beachface (Cape Henlopen, Delaware, USA): Contributions from fresh groundwater discharge, seawater recycling, and diagenesis. *Estuaries and Coasts*, 30(4), 710–724.
 19. Henry, H. R. 1964. Effects of dispersion on salt encroachment in coastal aquifers. Sea Water in Coastal Aquifers, *U.S. Geol. Surv. Supply Pap.*, 1613-C, C71-C84.
 20. Huizer, S., Karaoulis, M. C., Oude Essink, G. H. P., and Bierkens, M. F. P. 2017, Monitoring and simulation of salinity changes in response to tide and storm surges in a sandy coastal aquifer system, *Water Resour. Res.*, 53, 6487–6509.
 21. Jarraya-Horriche, F., Benabdallah, S. & Ayadi, M. 2020. Groundwater monitoring for assessing artificial recharge in the Mediterranean coastal aquifer of Korba (Northeastern Tunisia). *Environ Monit Assess* 192, 442.
 22. Jiang, Shan & Ibánhez, J. Severino & Wu, Ying & Zhang, Jing. 2021. Geochemical tracers in submarine groundwater discharge research: Practice and challenges from a view of climate changes. *Environmental Reviews*. 29. 242–259.
 23. Knee, K. L., Crook, E. D., Hench, J. L., Leichter J. J., Paytan, A., 2015. Assessment of Submarine Groundwater Discharge (SGD) as a Source of Dissolved Radium and Nutrients to Moorea (French Polynesia) Coastal Waters. *Estuaries and Coasts*, 39, 1651–1668.

24. Lewis, E. L., & Perkin, R. G., 1978. Salinity: Its Definition and Calculation. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 83, No. C1.
25. Lin, I.-T., Wang, C.-H., Lin, S., & Chen, Y.-G., 2011. Groundwater -seawater interactions off the coast of southern Taiwan: evidence from environmental isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 250-262.
26. Lin, I.-T., Wang, C.-H., You, C.-F., Lin, S., Huang, K.-F., & Chen, Y.-G., 2010. Deep submarine groundwater discharge indicated by tracers of oxygen, strontium isotopes and barium content in the Pingtung coastal zone, southern Taiwan. *Marine Chemistry*, 122, 51-58.
27. Loke, M. H., 2016. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
28. Lovrinović, Ivan, Alessandro Bergamasco, Veljko Srzić, Chiara Cavallina, Danko Holjević, Sandra Donnici, Joško Erceg, Luca Zaggia, and Luigi Tosi. 2021. Groundwater Monitoring Systems to Understand Sea Water Intrusion Dynamics in the Mediterranean: The Neretva Valley and the Southern Venice Coastal Aquifers Case Studies. *Water* 13, no. 4: 561.
29. Lu, C., Chen, Y., Zhang, C., Luo, J., 2013. Steady-state freshwater–seawater mixing zone in stratified coastal aquifers. *Journal of Hydrology*. 505, 24-34.
30. Lu, C., Werner, A.D., 2013. Timescales of seawater intrusion and retreat. *Advance in Water Resources*. 59, 39–51.
31. Luijendijk, E., Gleeson, T., Moosdorf, N., 2020. Fresh groundwater discharge insignificant for the world's oceans but important for coastal ecosystems. *Nature Communications*. 11(1), 1260.
32. Mamalakis, A., Kaleris, V., 2019. Estimation of seawater retreat timescales in homogeneous and confined coastal aquifers based on dimensional analysis. *Hydrological Sciences Journal*. 11, 190-209.
33. McAllister, S. M., Barnett, J. M., Heiss, J. W., Findlay, A. J., MacDonald, D.

- J., Dow, C. L., et al., 2015. Dynamic hydrologic and biogeochemical processes drive microbially enhanced iron and sulfur cycling within the intertidal mixing zone of a beach aquifer. *Limnology and Oceanography*, 60(1), 329–345.
34. Micallef, A., Person, M., Haroon, A., Weymer, B. A., Jegen, M., Schwalenberg, K., Faghih, Z., Duan, S., Cohen, D., Mountjoy, J. J., Woelz, S., Gable, C. W., Averes, T., Tiwari, A. K., 2020. 3D characterisation and quantification of an offshore freshened groundwater system in the Canterbury Bight. *Nature Communications*, 11:1372.
35. Mo, Y., Jin, G., Zhang, C., Xu, J., Tang, H., Shen, C., Scheuermann, A., Li, L., 2021. Combined effect of inland groundwater input and tides on flow and salinization in the coastal reservoir and adjacent aquifer. *Journal of Hydrology*. 600, Article 126575.
36. Morgan, L.K., Werner, A.D., Patterson, A.E., 2018. A conceptual study of offshore fresh groundwater behavior in the Perth Basin (Australia): Modern salinity trends in a prehistoric context. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 19,318-334.
37. Robinson, C., Gibbes, B., and Li, L. 2006. Driving mechanisms for groundwater flow and salt transport in a subterranean estuary. *Geophysical Research Letters*. 33 (3), L03402.
38. Taniguchi, M., Burnett, W. C., Cable, J. E., & Turner, J. V., 2002. Investigations of submarine groundwater discharge. *Hydrology process*, 16, 2115-2129.
39. Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E., 1990. *Applied geophysics 2nd edition*. Cambridge University Press.
40. Wals, Jorian & Westra, Jorren. 2015. *Overexploitation of Coastal Aquifers*.

10.13140/RG.2.1.2677.5523.

41. Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T., Barry, D.A., 2013. Seawater intrusion processes, investigation, and management: Recent advances and future challenges. *Advance in Water Resources*. 51, 3–26.
42. Winsauer, W. O., Shearin, Jr. H. M., Masson, P. H., Williams, M., 1952. Resistivity of Brine Saturated Sands in relation to Pore Geometry. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 36, No. 2, 253- 277.
43. Yeh, G. T., C. H. Tsai, S. J. Jan, C. W. Kuo, S. H. Lai, W. J. Kuo,, and M. H. Li. 2018. HYDROGEOCHEM 4.2: A Coupled Model of Fluid Flow, Thermal Transport, and HYDROGEOCHEMical Transport with Gaseous Diffusion through Saturated-Unsaturated Media - Version 4.2 (A Two-Dimensional Model). Theoretical Basis and Numerical Approximation. Technical Report. National Central University, Zhongli, Taoyuan 32001, Taiwan, 2018.
44. Yu, X. Q., Liu, J.N., Chen, X.G., Huang, D.K., Yu, Tao, Peng, T., Du, J.Z., 2022. Submarine groundwater-derived inorganic and organic nutrients vs. mariculture discharge and river contributions in a typical mariculture bay. *Journal of Hydrology*, Vol:613.
45. Yu, X., Xin, P., Lu, C., 2019. Seawater intrusion and retreat in tidally-affected unconfined aquifers: Laboratory experiments and numerical simulations. *Advance in Water Resources*. 132.
46. Yu, X., Xin, Pei., Shen, C., Li, L., 2021. Effects of Multi-constituent Tides on a Subterranean Estuary with Fixed-Head Inland Boundary. *Freshwater Science*. 8, Article 599041.
47. 林啟文、張育仁、吳沛臻，2014，桃園[臺灣地質圖幅及說明書

1/50,000]第二版 經濟部中央地質調查所。

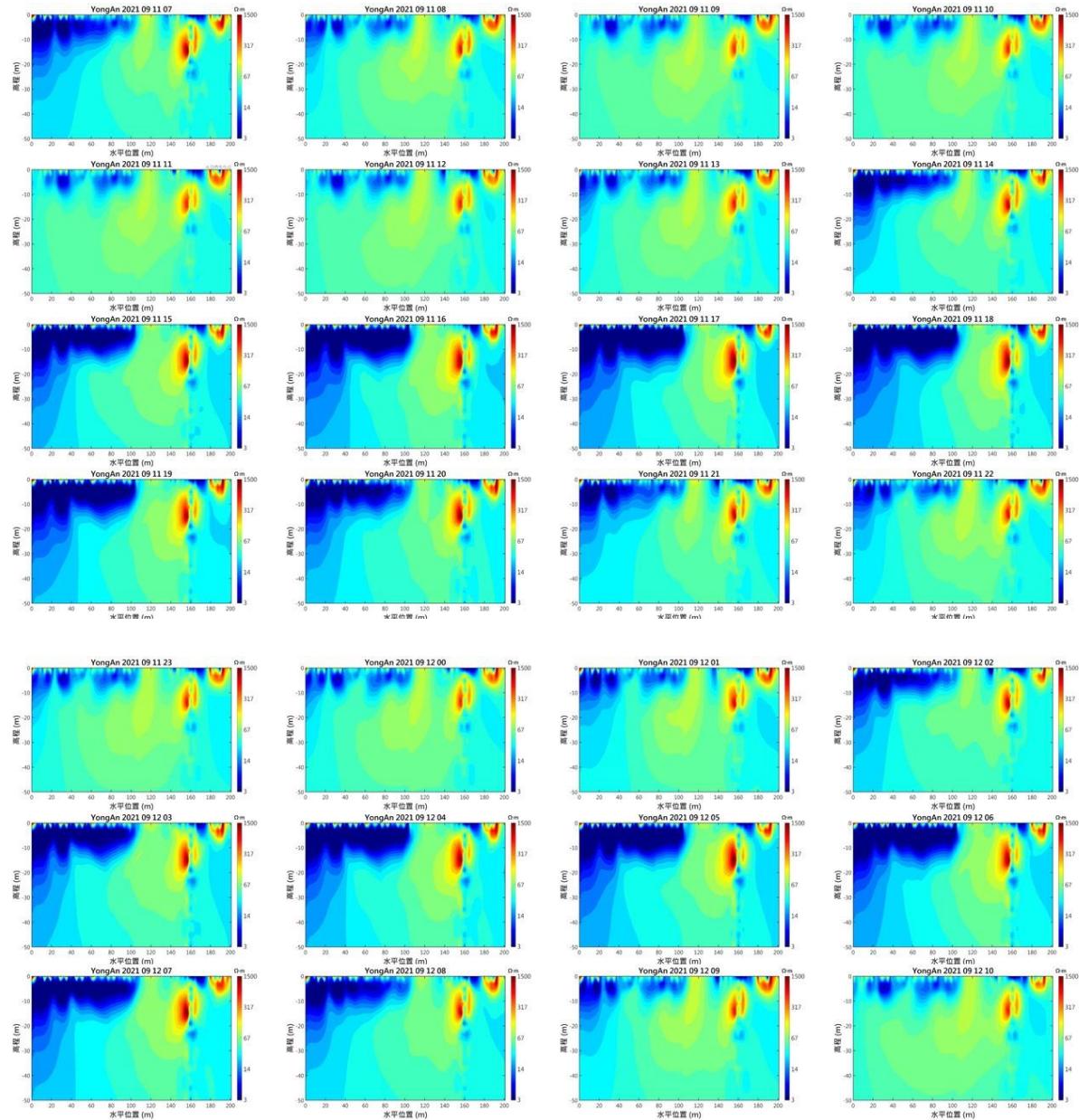
48. 桃園市政府水務局，2018，106 年度桃園市市管河川區域建設概況統計應用分析報告。
49. 桃園市政府水務局，2020，109 年度桃園市智慧地下水管理推動計畫。
50. 陳于高、劉聰桂、王源，1990，大漢溪下游一埋沒谷之碳十四定年與沉積環境，地質，10(2)，147-156。
51. 陳鎮東、林毅杰、王冰潔、鍾玉嘉、杜悅元及葉顯修，2007。蘭嶼地下水入海之初探，台電工程月刊，頁 85-91。
52. 塗明寬、陳文政，1990，台灣地質圖說明書，圖幅第七號，中壢，經濟部中央地質調查所，53 頁。
53. 經濟部水利署，2009，桃園市地面地下水聯合管理整合模式評估與建構(2/2)。
54. 經濟部水利署北區水資源局，2006，利用桃園地區埤塘輔助民生及工業用水之可行性評估。
55. 經濟部水利署北區水資源局，2010，石門水庫供水區整體水源利用規劃。
56. 鄧屬予、劉聰桂、陳于高、劉平妹、李錫堤、劉桓吉、彭志雄，民國 93 年，大漢溪襲奪對台北盆地的影響，師大地理研究報告。
57. 羅偉誠、李哲瑋，2021，海水入侵回顧與調查分析，土木水利，第四十八卷，第六期。

附錄

附錄一、連續地電阻剖面圖

(左上角為起始量測時間(9月11日7時)剖面資料，右下角為最終量測時間

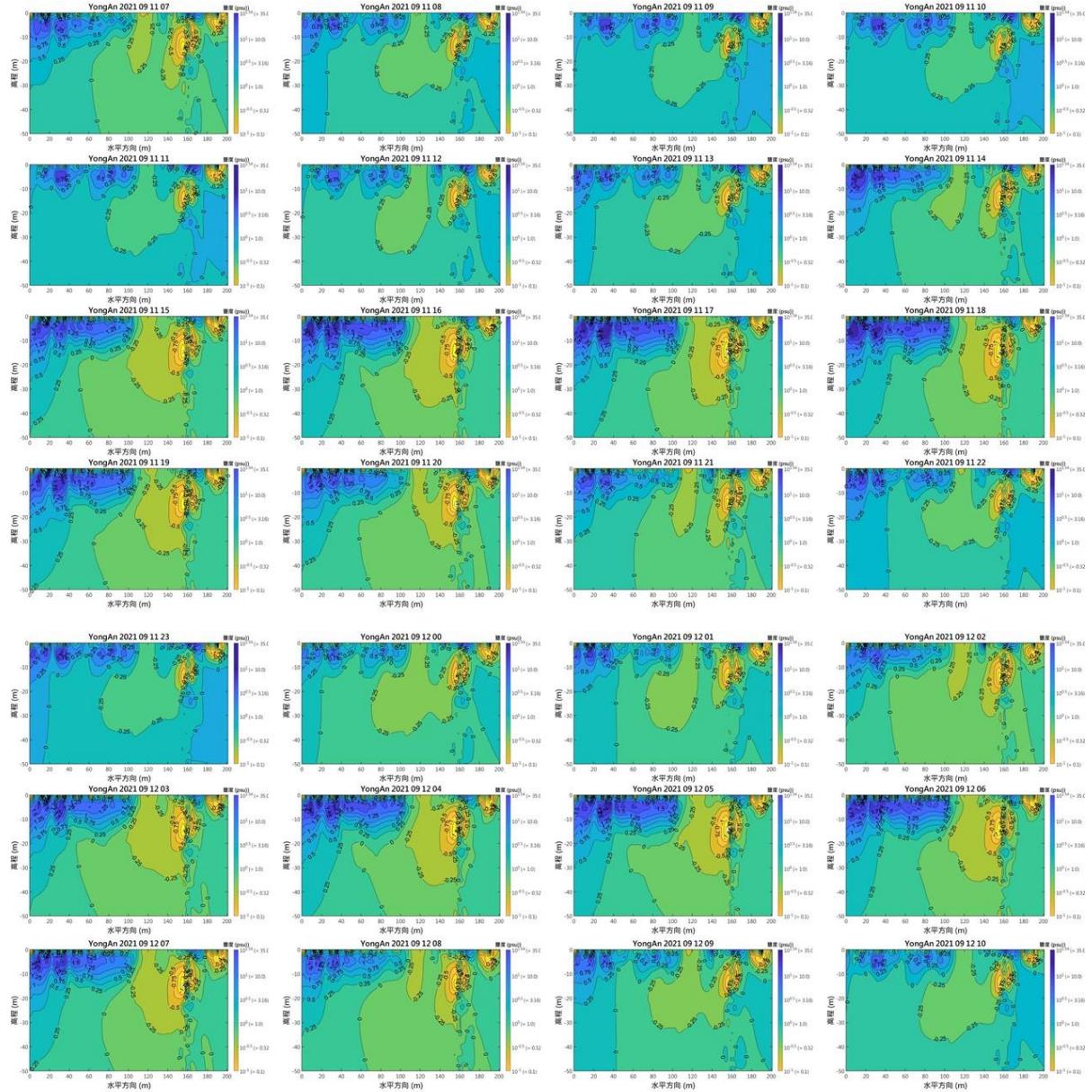
(9月12日10時)剖面資料，依照量測時間排列(由左至右，由上至下))



附錄二、電阻率換算鹽度剖面圖

(左上角為量測時間 9 月 11 日 7 時剖面資料，右下角為量測時間 9 月 12 日

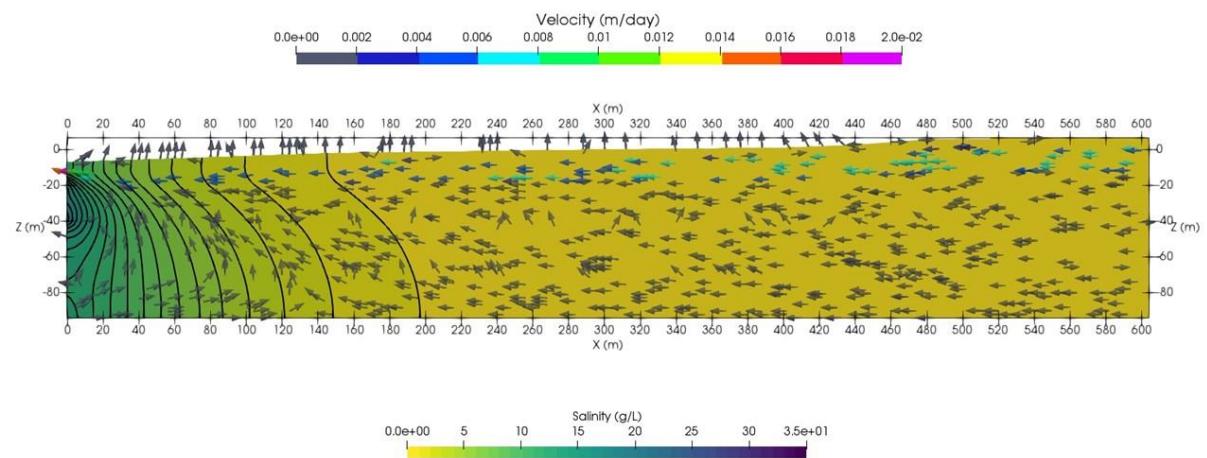
10 時剖面資料，依照量測時間排列(由左至右，由上至下))



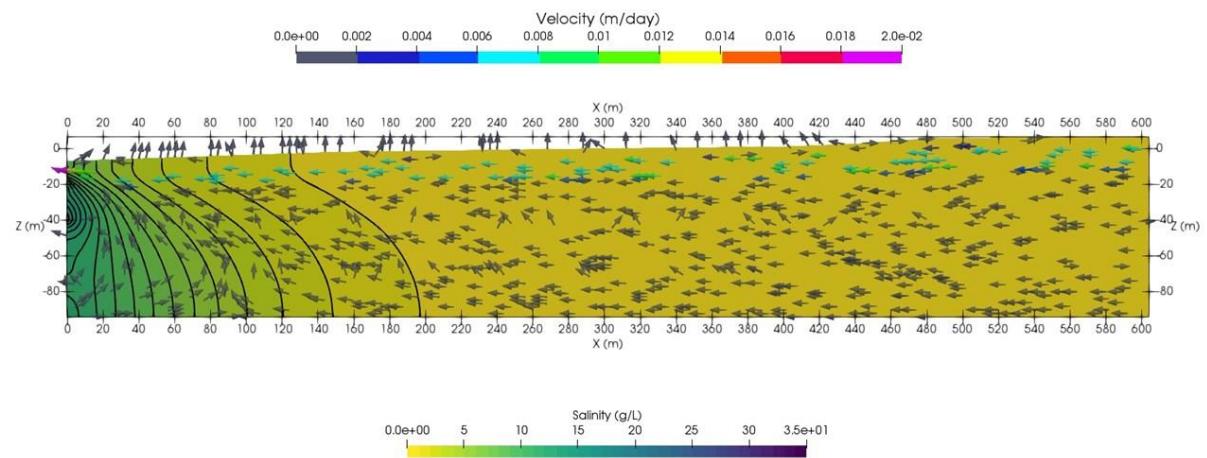
附錄三、地下水水流數值模擬流場與鹽度剖面圖(有泥層)

(僅列出所有乾潮、滿潮期間的剖面結果)

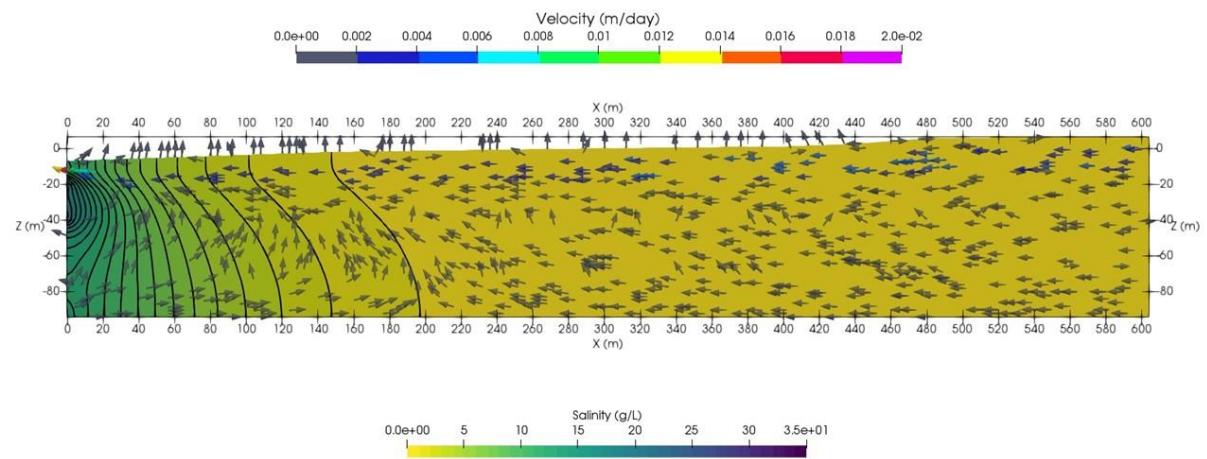
第一次乾潮(7時)



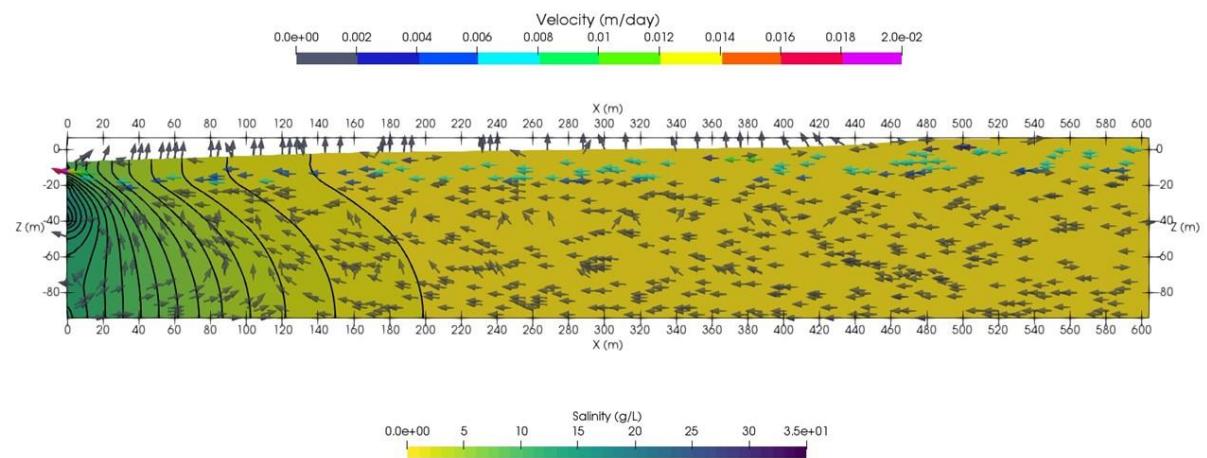
第一次滿潮(12時)



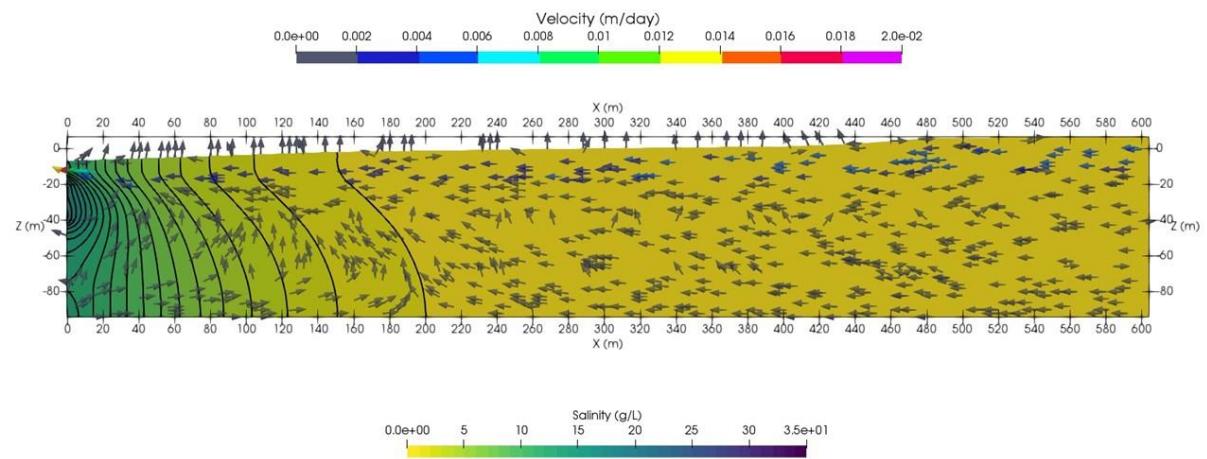
第二次乾潮(18時)



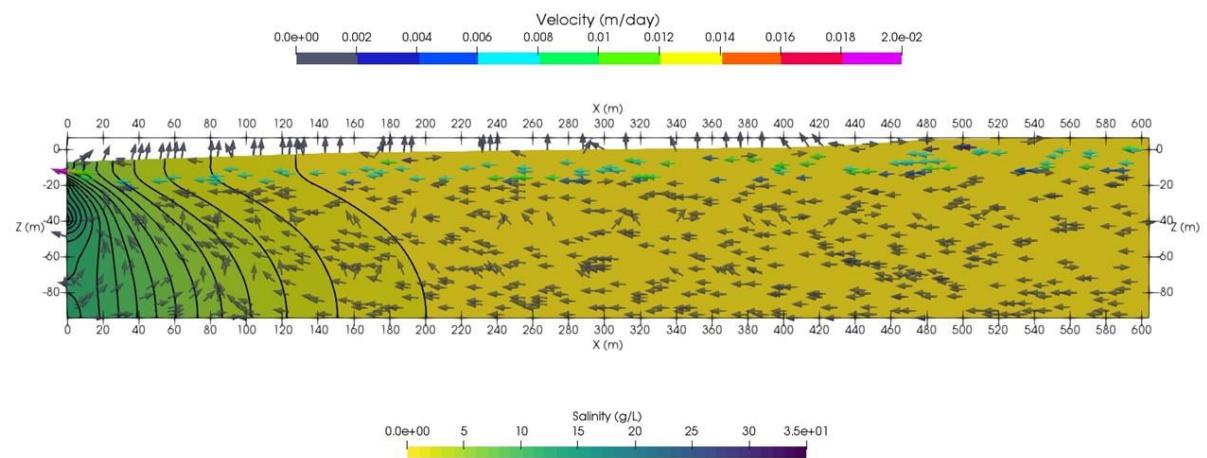
第二次滿潮(24時)



第三次乾潮(30時)



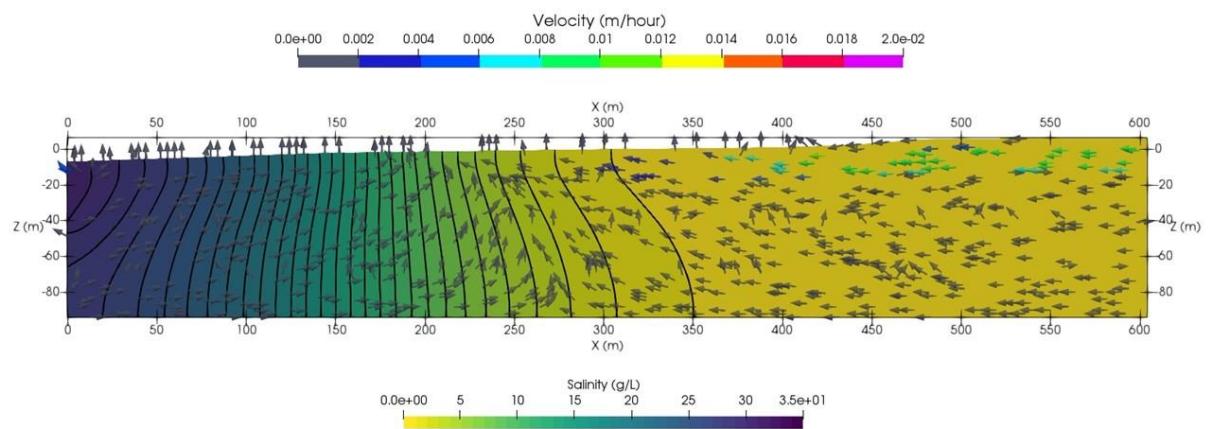
第三次滿潮(37時)



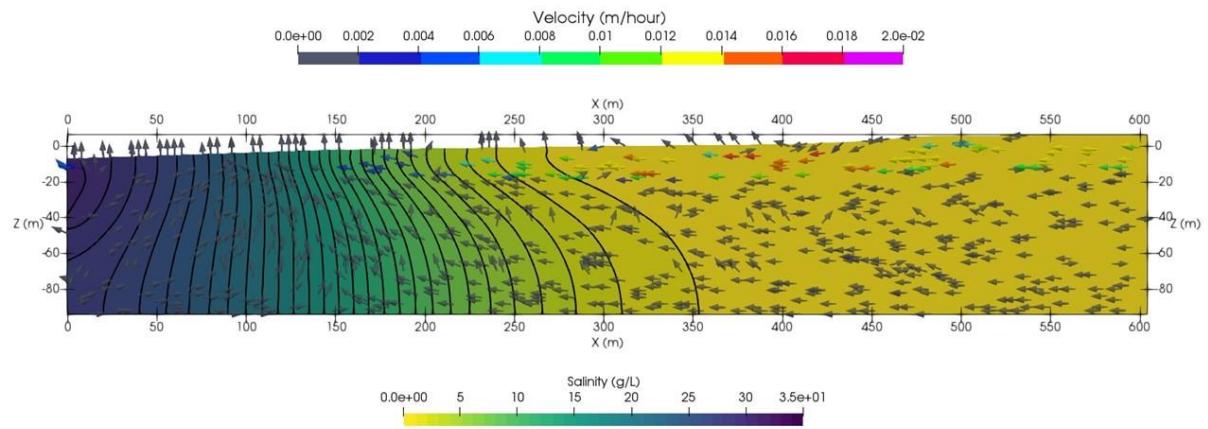
附錄四、地下水水流數值模擬流場與鹽度剖面圖(無泥層)

(僅列出所有乾潮、滿潮期間的剖面結果)

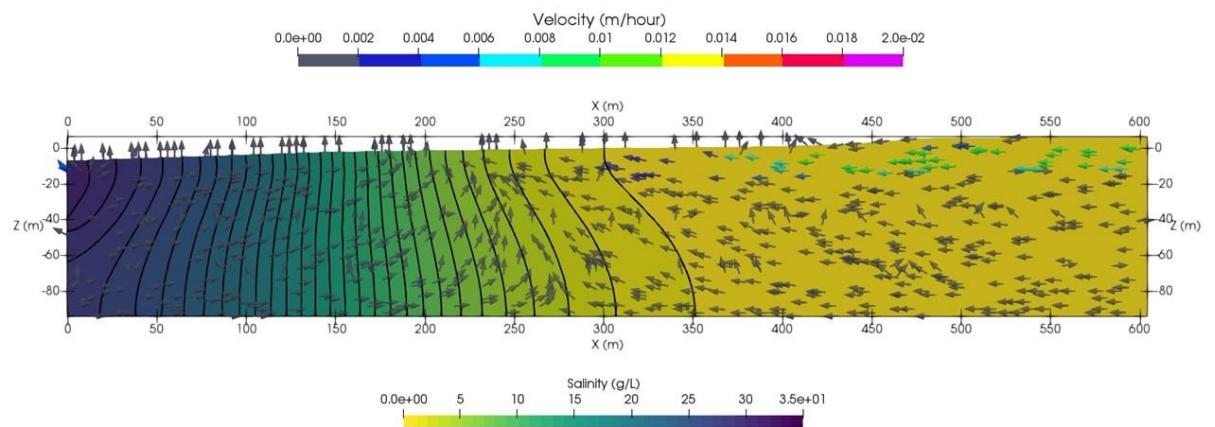
第一次乾潮(7時)



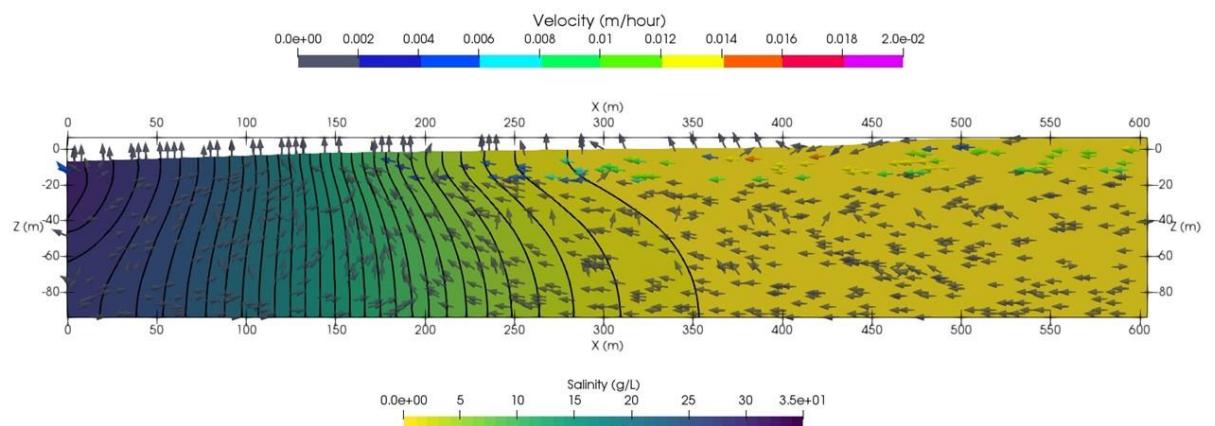
第一次滿潮(12時)



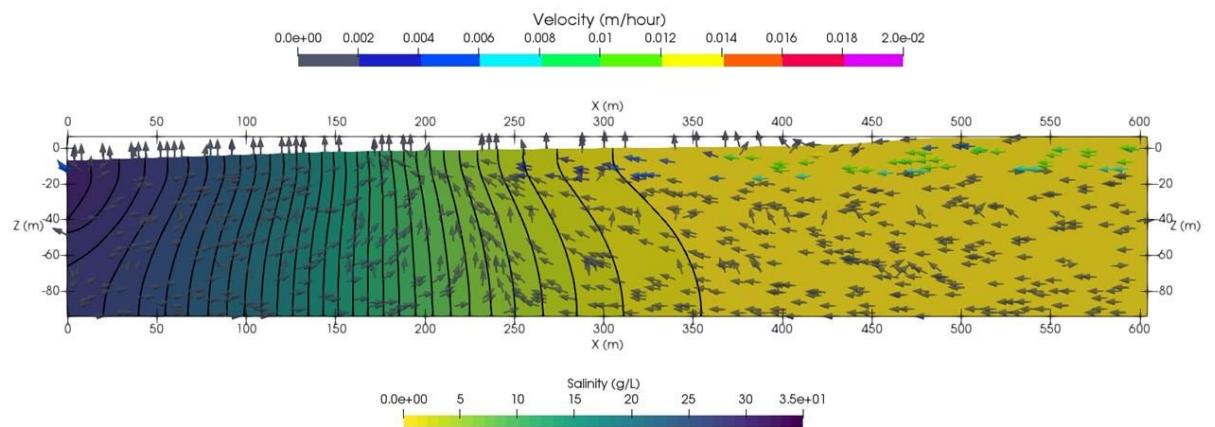
第二次乾潮(18時)



第二次滿潮(24時)



第三次乾潮(30時)



第三次滿潮(37時)

