

國立臺灣大學生物資源暨農學院生物環境系統工程學系

碩士論文

Graduate Institute of Bio-Environmental Systems Engineering

College of Bioresources and Agriculture

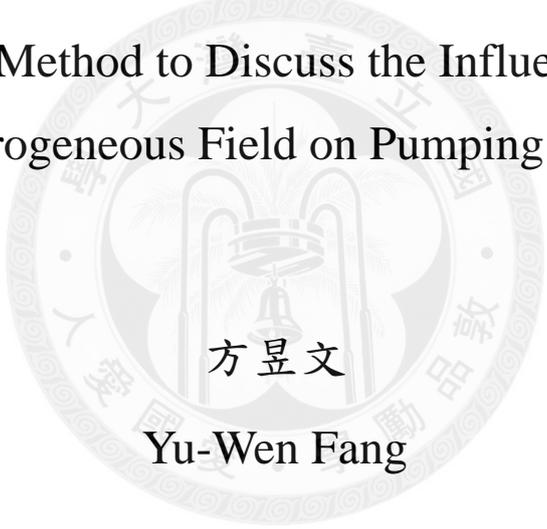
National Taiwan University

Master Thesis

利用 Jacob 近似法探討空間異質場對抽水試驗之影響

Using Jacob's Method to Discuss the Influences of Spatial

Heterogeneous Field on Pumping Tests



方昱文

Yu-Wen Fang

指導教授：譚義績 博士

陳主惠 博士

Advisor : Yih-Chi Tan, Ph.D.

Chu-Hui Chen, Ph.D.

中華民國 97 年 6 月

June, 2008

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

利用 Jacob 近似法探討空間異質場對抽水試驗之影響
Using Jacob Method to Discuss the Influences of Spatial
Heterogeneous Field on Pumping Tests

本論文係方昱文君 (R94622044) 在國立臺灣大學生物環境系統
工程學系完成之碩士學位論文，於民國九十七年六月十一日承下列考
試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

譚義績

陳幸喜

羅偉誠 (指導教授)

陳建謀

余心龍

系主任

黃宏斌

謝誌

本論文得以順利完成，首先誠摯感謝譚義績教授於授業期間提供充裕的資源與協助，提供國際化、多樣化的研究環境；陳主惠教授在研究過程中循循善誘，殷切教導，源源不絕的新穎想法使論文內容充實豐富；並承蒙口試委員羅偉誠教授、陳建謀教授、余化龍教授等不吝斧正，使本論文得以減少謬誤而更臻完善，受益無窮，此致最高謝意。

感謝呈懋學長在論文初步摸索階段之提攜指引，知無不言，獲益良多；遭遇瓶頸，苦思不解時，感謝小柯學長、賢宗學長慷慨解囊，提供研究建議與計算機資源，使論文進度不致陷入膠著；尤其是文生學長，除了在研究理論以及論文內容給與精闢且全盤的指導，亦提供未來規劃與人生方向的建議方針，獲益匪淺，終身感謝。

感謝建位、郁璋、郁麟、柏余等同儕的友情鼓勵；感謝詩晴學姐、恩慈、俊傑、冠儒等譚家班成員在研究過程中相互砥礪、照應；感謝阿忠學長、阿寬學長、豐佐學長以及水工所的夥伴們，共同參與路跑、計畫執行等活動，研究生活因為有你們的參與、引導，使在學術研究之餘同時強建體魄並增廣見聞，學以致用。

感謝鄭亞薇教授，課務繁忙之際必須身兼生活輔導員之職，悉心關切，與陳主惠教授於我亦師、亦友、亦親，感恩之情，溢於言表。

家人真實永恆的愛，陪我一路過關斬將，不曾缺席。感謝父親培養女兒健全樂觀的人格、開闊的視野，感謝母親無私無悔的付出、任勞任怨，感謝祖父母對孫女的溺愛以及智慧的啟發，感謝有方小弟一起分享家庭的喜怒哀樂，一起用年輕充滿期待的心展望未來。如果我的人生有一點成就，都歸功於摯愛的家人，也因為與你們分享，而更具意義。

摘要

本研究的目的，是探討在異質含水層進行抽水試驗時，能否由觀測點的洩降數據，推估出具有足夠代表性的含水層特性參數。研究中對 *Jacob* 近似法及 *Theis* 法進行重新檢討，利用不同方法分析抽水試驗時詮釋資料的特性。

研究目標包括：(1)均質含水層中，可由總水頭梯度推估代表含水層特性的流通係數；異質含水層中，不同總水頭梯度所得到的流通係數，與其內部各點不同之含水層特性參數的關係，存在何種平均方式最能夠表示異質含水層之流通特性。(2)以往利用抽水試驗洩降數據進行含水層特性分析時，多採用 *Jacob* 近似法或是 *Theis* 法，理論上僅能應用於含水層幾近於均質的情況，應用於異質含水層時，是否仍能推估出具有代表性的含水層參數。(3)利用均質場的模擬洩降資料進行以上方法的推估，推估得到的均質含水層特性與實際之差異。(4)藉由抽水試驗分析結果比較與實際流場之差異，並探討若採用不同抽水量進行抽水，是否會產生不同的含水層特性推估結果。

本研究選用 VSAFT2 數值模式進行含水層試驗的模擬，以得出各種不同條件下的數值試驗結果。並根據數值試驗的模擬數據，比較各種不同模擬結果之間，對於推求含水層特性產生的影響。研究結果顯示平行流場之有效流通係數，最接近隨機場網格點 T 值的幾何平均，而徑向流抽水試驗利用 *Jacob* 近似法與 *Theis* 法推求之流通係數與均質場之有效流通係數 T_{eff} 相當接近，但隨著異質度增加誤差隨之增大，利用 *Jacob* 近似法與 *Theis* 法推求之流通係數對於真實含水層特性的描述能力大幅下降。利用全域最佳套配時段的方式，無法建立觀測點與抽水井距離和最佳套配時間區段的關係。利用區段 u 套配尋找最佳套配 T ，雖然在異質性含水層模擬試驗中並未呈現明顯的趨勢，但在均質場中最佳套配 T 的區間落於 $u = 0.01 \sim 0.02$ 之間，顯示利用晚期抽水洩降資料確可獲得較佳的推估流通係數。

關鍵字：異質場、抽水試驗、*Jacob* 近似法、*Theis* 法、VSAFT2

Abstract

The purpose of this study is to estimate representative aquifer parameters via drawdown data collected during pumping tests in heterogeneous fields. *Jacob* approximation and *Theis* method are reexamined along with Best-fit methods for pumping test analysis.

The objects include : (1)searching for the representative average for aquifer parameters under different hydraulic gradients, (2)examining if the *Jacob* approximation and *Theis* method remain available in heterogeneous fields for estimating representative parameters, (3)comparing the differences between the estimated parameters and the effective transmissivity, (4)differentiating the estimates derived from pumping tests and natural flow of radial flow and parallel flow respectively, and then discussing the results derived under different variances and pumping rates.

A numerical model, *VSAFT2*, is used to simulate the aquifer tests to derive effective transmissivities under different conditions. The results showed that the effective transmissivities come most closely to the generated points' geometric mean. Transmissivities estimated by *Jacob* approximation and *Theis* method under radial flow are representative in homogeneous field, however, the deviation may increase with variance thus decrease the describing abilities for actual characteristics. The relation between the distance from observation point to pumping well and the best-fit section is not able to be developed so far. It can be found that a high percentage of the best-fit sections fall at $u=0.01\sim 0.02$ though there's not an obvious trend to determine the representative transmissivities according to the pumping test data.

Keywords: heterogeneous field, pumping test, Jacob approximation, Theis method, VSAFT2

目錄

口試委員會審定書

謝誌

摘要	I
Abstract	II
目錄	III
圖目錄	VI
表目錄	VIII
第一章 緒論	1-1
1.1 研究動機	1-1
1.2 研究目標	1-2
1.3 研究方法概述	1-3
1.4 文獻回顧	1-4
1.5 論文架構	1-8
第二章 異質性含水層特性探討	2-1
2.1 空間異質場地下水流理論	2-1
2.1.1 達西定律	2-1
2.1.2 流通係數 T	2-2
2.1.3 儲水係數 S	2-3
2.1.4 地下水流方程式	2-6

2.2 異質性含水層空間統計	2-10
2.2.1 遍歷性與動差推估	2-10
2.2.2 含水層之序率特性與異質性	2-12
2.3 地下水參數與含水層試驗	2-14
2.3.1 穩態法含水層試驗	2-14
2.3.2 瞬態法含水層試驗	2-14
2.3.3 含水層有效參數	2-20
第三章 利用數值模式模擬含水層試驗	3-1
3.1 VSAFT2 數值模擬異質性含水層	3-1
第四章 案例分析與討論	4-1
4.1 平行流場含水層試驗	4-2
4.1.1 模擬場地配置與模擬條件說明	4-2
4.1.2 模擬結果說明	4-3
4.2 含水層抽水試驗模擬	4-5
4.2.1 模擬場地配置	4-5
4.2.2 數值抽水試驗模擬	4-8
4.3 分析與討論	4-16
4.3.1 Theis 法	4-16
4.3.2 Jacob 近似法	4-18
4.3.3 最佳套配 T-區段 u 套配	4-21
4.3.4 最佳套配 T-逐步 t 套配	4-28
4.4 抽水結果比較	4-37

第五章 結論與建議.....	5-1
5.1 研究結論.....	5-1
5.2 研究建議.....	5-2
參考文獻.....	6-1
附錄 VSAFT2 環境設定說明.....	A-1



圖目錄

圖 2.1 Theis 法 $W(u)$ 與 t/u 的關係.....	2-17
圖 2.2 Jacob 法洩降與對數時間圖.....	2-18
圖 2.3 $F(u)$ 、 $W(u)$ 與 u 的關係.....	2-19
圖 2.4 Chow's method 推求 T 、 S 的方法.....	2-20
圖 3.1 VSAFT2 介面操作流程圖.....	3-3
圖 4.1 模擬場地網格大小配置示意圖.....	4-2
圖 4.2 平行流場中有效流通係數模擬配置.....	4-3
圖 4.3 異質場算術平均、幾何平均與調和平均與水平有效流通係數隨異質度 T 值之變化及比值.....	4-5
圖 4.4 模擬區域網格畫分及水井配置圖.....	4-7
圖 4.5 異質場流通係數分布圖.....	4-7
圖 4.6 異質場範圍與選定分析洩降資料格點分布圖.....	4-9
圖 4.7 觀測點所在位置之流通係數.....	4-9
圖 4.8 $Q=0.1$ 在不同異質度含水層抽水試驗中各觀測點之洩降圖.....	4-11
圖 4.9 $Q=1.0$ 在不同異質度含水層抽水試驗中各觀測點之洩降圖.....	4-12
圖 4.10 $Q=10$ 在不同異質度含水層抽水試驗中各觀測點之洩降圖.....	4-13
圖 4.11 $Q=20$ 在不同異質度含水層抽水試驗中各觀測點之洩降圖.....	4-14
圖 4.12 不同抽水率進行抽水試驗洩降範圍隨時間變化圖.....	4-15
圖 4.13 利用 <i>Jacob</i> 近似法套配模擬時間 24,200-25,000 推求之流通係數.....	4-19
圖 4.14 最佳套配 T -區段 u 套配，各最佳套配區段比例圖.....	4-22
圖 4.15 均質場中利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」的結果比較圖.....	4-32
圖 4.16 異質場 $\sigma^2=0.5$ 利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」結果比較.....	4-33
圖 4.17 異質場 $\sigma^2=1.0$ 利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」結果比較.....	4-34
圖 4.18 異質場 $\sigma^2=2.0$ 利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」結果比較.....	4-35
圖 4.19 異質場 $\sigma^2=4.0$ 利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」結果比較.....	4-36
圖 4.20 不同異質度地質場抽水試驗結果展示.....	4-38
圖 4.21 模擬異質度 $\sigma^2=0$ 與 $\sigma^2=4$ 、具有相同有效流通係數之含水層的抽水洩降範圍圖.....	4-42
附圖 1 開新檔案，設定基礎網格.....	A-1

附圖 2	基礎網格設定完成畫面	A-2
附圖 3	「問題定義」設定問題種類與水流型態	A-2
附圖 4	「模擬控制」設定畫面	A-3
附圖 5	「時間設定」操作畫面	A-4
附圖 6	「材質」設定畫面選擇參數來源為匯入或手動	A-5
附圖 7	「材質」設定畫面進行模擬區域場介質特性設定	A-5
附圖 8	「材質」設定畫面進行各區域參數設定	A-6
附圖 9	「材質」設定畫面模擬區域參數設定成果展示	A-6
附圖 10	「初始條件」設定模式之初始狀態	A-7
附圖 11	「源匯」設定模式模擬之源點匯點項	A-7
附圖 12	「邊界條件」設定模擬範圍之邊界值	A-8
附圖 13	「輸出控制」畫面可決定是否將計算結果輸出成檔案	A-9
附圖 14	完成模擬前之設定	A-9



表目錄

表 4.1 不同總水頭差、平行流場下各異質場有效流通係數模擬結果	4-4
表 4.2 觀測點在各異質度含水層對應之流通係數	4-10
表 4.3 均質場在不同抽水率下利用 <i>Theis</i> 法推求之 $T_{est,T}$	4-16
表 4.4 各異質場在不同抽水率下利用 <i>Theis</i> 法推求之 $T_{est,T}$	4-17
表 4.5 均質場在不同抽水率下利用 <i>Jacob</i> 近似法推求之 $T_{est,J}$	4-19
表 4.6 異質場在不同抽水率下利用 <i>Jacob</i> 近似法推求之 $T_{est,J}$	4-20
表 4.7 均質場「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數	4-23
表 4.8 異質場 $\sigma^2=0.5$ 、 $T_{eff}=0.82$ 「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數	4-24
表 4.9 異質場 $\sigma^2=1.0$ 、 $T_{eff}=0.66$ 「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數	4-25
表 4.10 異質場 $\sigma^2=2.0$ 、 $T_{eff}=0.43$ 「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數	4-26
表 4.11 異質場 $\sigma^2=4.0$ 、 $T_{eff}=0.18$ 「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數	4-27
表 4.12 均質場利用「最佳套配 T -逐步 t 套配」推求之最佳有效流通係數	4-30
表 4.13 各異質場利用「最佳套配 T -逐步 t 套配」推求之最佳有效流通係數 ..	4-31
表 4.14 以 <i>Theis</i> 法推求之流通係數設置均質場之抽水試驗結果	4-39
表 4.15 模擬相同有效流通係數、不同異質場抽水試驗結果	4-40
表 4.16 模擬相同有效流通係數、不同異質場洩降結果	4-40
附表 1 模擬時間項目設定	A-4

第一章 緒論

1.1 研究動機

根據經濟部水利署「台灣地區水資源開發綱領計畫」所述，台灣地區於民國 78 年至 87 年間水資源利用量平均年用水約 180 億噸，其中地下水約 60 億噸，地面水為 120 億噸；未來計畫目標民國 110 年水資源利用量 200 億噸，其中地下水 40 億噸，地面水為 160 億噸。由以上數據可知，台灣的水資源年利用量中，地下水所佔的比例均在 20%~30% 以上。

近幾年台灣地區受到全球氣候變遷影響，連續多月乾旱不下雨的情況經常發生，地下水往往在地面水使用不足時，緊急抽用以彌補用水量。台灣北部人口密集區之民生用水、各項工業用水與高科技工業之冷卻用水等需水量均非常大，地下水在乾旱嚴重發生時，更被視為救急之水，例如 2002 年水利署為解決新竹科學園區缺水危機，曾於新竹頭前溪地區挖地下水井以備緊急用水需求。另外，為解決大台北地區水荒，亦在該年於台北縣樹林鎮山佳地區鑽鑿八口抗旱井。(資料來源：地下水觀測網 <http://140.112.190.183/groundwater.php>)

地下水資源可利用量的調查與追蹤，可提供地表水、地下水補注量的準確推估，是進行地表水與地下水聯合營運非常重要的科學數據。近年來，各界對於水資源的需求日益增加，面臨水資源供需不平衡之情況下，開始進行地下水資源之開發與利用，然而對於地下水含水層之各項特性參數，並未有充份的參考資料。

含水層特性參數的調查是瞭解地下水流通特性的重要工作，含水層的空間變異性之大雖廣為認知，然目前利用抽水試驗的方式求得簡單的地下水參數，諸如水力傳導係數 (hydraulic conductivity)、流通係數(transmissivity)、儲水係數(storativity)等等，在必須滿足各種合理化的假設下，闡釋地底複雜詭變的地下水文，難保未有差若毫釐，謬以千里之憾。

1.2 研究目標

本研究的目的，是探討進行抽水試驗時，能否由觀測點的洩降數據推估出具有足夠代表性的含水層特性參數，由於現地抽水試驗須有龐大經費且耗時費力，本研究採用數值模擬的方式進行，針對擬探討幾項議題，設定以下研究目標。

1. 異質含水層流通係數之特性：在均質含水層中，可由總水頭梯度推估代表含水層特性的流通係數；但在異質含水層中，不同總水頭梯度所得到的流通係數，與其內部各點不同之含水層特性參數應存在某種平均關係，研究中探討何種平均方式最能夠表示異質含水層之流通特性。
2. 異質含水層抽水試驗結果分析，採用 *Jacob* 法與 *Theis* 法之討論：以往利用抽水試驗洩降數據進行含水層特性分析時，多採用 *Jacob* 法或是 *Theis* 法，理論上僅能應用於含水層幾近於均質的情況；應用於異質含水層時，是否仍能推估出具有代表性的含水層參數？並探討利用均質場的模擬洩降資料進行以上方法的推估，推估得到的均質含水層特性與實際之差異。
3. 含水層異質度與抽水量對於推估結果之影響：研究中探討採用不同抽水量進行抽水試驗，是否會產生不同的含水層特性推估結果；此外，分析不同含水層異質度之下抽水試驗分析結果之差異。
4. 抽水試驗結果與實際流場之差異：由於在天然狀況下，含水層內水流的移動是依照總水頭梯度的方向以近似於相同方向的方式平行流動；在抽水試驗進行時，水流是朝向抽水井之徑向流，在此探討利用抽水狀況下徑向流場所量得的洩降數據，是否能夠代表原平行流場之流動特性。

1.3 研究方法概述

本研究主要探討抽水試驗結果與實際含水層特性之間的差異，以瞭解試驗結果對於含水層特性的代表性。研究方法大致分為兩部分，第一部分是選用合適之數值模式進行含水層試驗的模擬，推求各種不同條件下的數值試驗結果。第二部分則是分析數值試驗的模擬數據，比較各種不同模擬結果之間對於推求含水層特性產生的影響。分別說明如下：

1. 數值含水層試驗：數值含水層試驗是以數值模式模擬含水層試驗，可模擬在不同含水層特性場，以各種不同的抽水量計算得到所有網格離散點內的洩降資料。進行的方式分為三步驟，第一步是含水層特性場的製造，製造原則是採用相同的含水層平均值、五種不同的變異數進行含水層水力傳導係數場的製造，使模擬區域具有五種含水層特性，可探討含水層異質程度的影響。第二步是根據上述含水層異質場進行抽水井網格的配置，由於實際之抽水井管徑不可能大於 1 公尺，因此在進行抽水井網格的配置時，尺寸不能太大，以免造成數值試驗抽水的情形與實際有太大的落差。第三步則是選用不同的抽水量進行洩降模擬，並將選定為觀測點之洩降資料進行整理。
2. 模擬結果分析：模擬結果分析的部分，可依照本研究之目標進行：(1)由總水頭梯度所造成的流量推求流通係數 T ；將所有網格點之 T 值進行算術平均，幾何平均，調和平均，比較在不同總水頭梯度與異質度下 T 值的差異。(2)將抽水試驗結果，以 *Jacob* 法求解時將遭遇採用不同時間段進行求解所得結果不同的問題，針對此一部分本研究撰寫程式找出最佳套配時間區段，嘗試由各種不同最佳套配時間區段之間結果找出應用 *Jacob* 法的建議；此外，利用程式函式庫表現 *Theis* 公式之井函數無窮積分項，套配洩降資料求解流通係數，探討其與 *Jacob* 法求解之差異。(3)

分析比較不同異質度與不同抽水量的結果，同樣利用 *Jacob* 法和 *Theis* 法進行推估含水層特性參數，與前述第(1)項之最佳代表 T 值進行比較。

(4)綜合(1)至(3)項成果進行交叉比對分析，探討平行流場與徑向流場在不同異質度和不同抽水量下的結果。

1.4 文獻回顧

關於前人的研究，可以整理分為兩個方向：一是在異質含水層中，有關含水層平均特性的探討；另外則是利用抽水試驗進行含水層特性分析的發展與應用。

(1) 有效流通係數

空間異質場可依觀察尺度區分為實驗室尺度、局部尺度與區域尺度(Dagan, 1986)，而 T 在各尺度間存在所謂的尺度效應(scale effect)，也就是隨著觀察尺度變大，有效流通係數隨之變大的情況。

傳統序率統計的方式將流通係數分佈視為多自然對數(multilog-normal)隨機函數，Matheron(1967)指出在一般的情況下，大尺度的有效流通係數等於局部測定值的幾何平均，即在平行流場中單一有效流通係數可假設為水流與水力梯度的期望值，在相對廣義的條件下，即等於幾何平均。利用數值方法模擬時，異質場在多自然對數(multilognormal)分佈下，有效流通係數 T_{eff} 與空間場中流通係數的幾何平均較一致；反之，非多自然對數(nonmultilognormal) T 的異質場在水平梯度條件下，有效流通係數 T_{eff} 並不完全等於空間場中流通係數的幾何平均。依據數個現地案例的量測結果，大尺度的流通係數會大於局部量測的幾何平均(Sánchez-Vila et al. 1996)，然而，即使 T 遵守自然對數分佈，在許多真實情況的案例中並無法直接以多自然對數方式來描述。

(2)抽水試驗

一般抽水試驗可分為「穩態」與「非穩態」或「瞬態試驗」。「穩態」試驗是由持續定量抽水一段長時間後，觀測點水位洩降不再有明顯變化時，由不同距離觀測點間洩降的差異，推導得含水層流通係數。「非穩態試驗」是抽水開始即進行各觀測點水位的記錄，由觀測點水位的洩降時間序列求得流通係數與儲水係數。

在拘限含水層中，通常用來分析抽水試驗數據的方法，主要有 Theis 法和 Jacob 法。Theis(1935)依據熱流理論為基礎，假設在無限延伸之均質等向拘限含水層中，地下水流可由達西定律(Darcy's law)描述，發展出非平衡公式(non-equilibrium)，或稱之為泰斯公式(Theis' equation)，做為描述含水層特性的依據。Cooper and Jacob(1946)以泰斯公式的理論模式為基礎，在假設觀測點距離抽水井之軸向半徑很小而抽水時間很長的情況下，繪製出以洩降量為縱軸，抽水對數時間為橫軸之關係，建立了雅各逼近法(Cooper-Jacob approximation)，即是以設置於抽水井附近的觀測點所蒐集之資料為分析來源，利用晚期抽水資料來推求流通係數與儲水係數。Chow(1952)結合了泰斯法與雅各法，以斜率的觀念提出可避免特徵曲線比對上誤差的方法推求含水層特性參數。

傳統分析抽水試驗的方式，不論是利用泰斯法或雅各法所推求之含水層特性參數，在實際應用上均有以下限制：需假設含水層為拘限含水層且橫向無限延伸；於阻水層不具補注源或滲流現象；抽水過程中，地下水量均足夠供應抽水量，不致造成抽水量不連續；抽水量必須為定值；含水層為等向且均質、地下水流遵守達西定律並保持恆溫、等密度；抽水井與觀測點完全貫穿含水層；抽水井之井徑無限小，且能發揮完全的抽水效率等。

Butler et al.(1991)指出，在大部分的情況下，距離抽水井中心很遠處，其洩降角度會趨近於零，在這類地層中利用單井抽水試驗所得的結果可以代表其地的流通係數。但依現地地質變異性、位址、試驗場地大小不同，抽水試驗早期所得之

流通係數與儲水係數，相對於實際值有相當大的差異；即使經過長時間的抽水歷程，所得到的 T 值亦不會完全等於現地情況 (Wu et al., 2005)。地下水模式模擬參數推估(例如，水力傳導係數、儲水係數等)，可視為求解反向問題，過去有許多學者探討推估含水層特性參數值或其空間分佈之方法，例如，以地質分區或是徐昇氏法決定含水層特性參數。地質分區是根據觀測點地質探勘資料，將具有相同地質特性的地下水參數觀測點畫為同一區，而此區域內之地質特性便與觀測點所得資料相同(Yang and Yeh, 1998)。不過地質分區法最大的限制為當研究區域內沒有觀測點時，便無法進行分區，並且單以少數觀測點之特性分佈便決定研究區域中的地質特性，則有相當程度之不確定性。實際上地質結構可視為一至數個表徵單元體(representative elementary volume, REV)的區塊所構成，利用單井定率抽水試驗所求得單一流通係數是否具當地地質特質之代表性常為水文地質學家探究的重點。近來許多利用敏感度分析(Jacquard and Jain, 1965; Carter et al., 1974, 1982; Sun and Yeh, 1985)、擾動法(Shvidler, 1964; Matheron, 1967; Sanchez-Vila, 1997)等理論，分析由抽水試驗所得數據關於推估地下水參數間的關聯性。

對一地質結構而言，時空的變異性會造成尺度轉換時的不確定性。地質異質性是模擬地下水流與溶質傳輸最困難的一環，首先必須面對參數定義與解析尺度的問題。利用數值模擬現地地下水流況，通常是將選定的區域流場畫分為數個區塊，並給定每個區塊代表該區域真實之傳導係數以進行異質場模擬。由實驗所得小尺度的參數常應用於數值模式中十倍、甚至百倍以上的大尺度網格設定以進行電腦模擬，如何將小尺度試驗所得到的水力參數有效應用到大尺度的異質場已成為相當重要的議題，而將小尺度參數應用到模式網格的假設分析(Beven, 1989)已有日漸眾多的學者投入相關研究。數值模式在探討實際狀況必須具有切合性，異質含水層的複雜度往往造成分析地下水流行為的困難度，因此找到能代表該地質特性的環水層特性參數式進行合理地下水演算與水資源規劃的基礎。

此外，現地含水層情況可能包含自然地下水流動，地下水流動方向與強度如何影響抽水試驗結果，也同時列入本研究範疇。De Marsily (1986) 說道「假如水流並非均勻流況(例如，徑向流)，將難以透過平均達西滲透度的定義推求得到具代表性的流通係數。目前以現地抽水試驗得到含水層的流通係數，這個問題相當堪慮」。本研究重點在於討論含水層試驗在不同異質度的條件下對試驗結果與所推求參數的影響。藉著討論異質場中影響抽水試驗結果以及推求流通係數準確性的可能因子，例如抽水率、地質異質度、地下水自然流場等，嚐試歸納出地下水抽水試驗在實際應用上必須考慮多重變因影響下之可能物理趨勢。



1.5 論文架構

本文分為五章，各章節內容說明如下：

第一章 緒論

說明研究動機與目的，以及目前相關領域的研究概況。此外，說明研究具體流程與方法，最後對論文架構進行介紹。

第二章 異質性含水層特性探討

進行飽和含水層特性之探討，並對相關地下水流理論進行說明。此外，說明含水層空間異質場之統計特性及含水層試驗分析所採用之方法。

第三章 利用數值模式模擬含水層試驗

對本研究所採用之數值模式進行介紹，包含其發展來源及模式功能限制。

第四章 案例分析與討論

針對本研究之模擬場地配置、模擬構想進行說明，並對研究目標進行案例分析與結果討論。由模擬結果歸納出在不同情況下所得到的含水層特性推估結果與實際異質場之差異。

第五章 結論與建議

綜合以上各章節之分析結果，進行結論之歸納，並對未來研究方向提出建議。

第二章 異質性含水層特性探討

2.1 空間異質場地下水理論

地下含水層是由具有充分透水性的材質所構成的地質結構，可儲蓄地下水，提供使用水井時的水源與河川基流量，在地質結構中占了相當重要的地位。含水層的水力特性可由水文地質參數表示，重要的含水層參數包括水力傳導係數 K 、流通係數 T 、儲水係數 S 等，代表含水層儲存與傳遞水的能力。地下水的流動行為一般可透過達西定律進行描述，在時變性的地下水問題中，可結合質量守恆和達西定律，推導得地下水流動方程式。以下首先利用達西定律說明地下水流通機制，闡釋地下水問題利用流通係數 T 描述含水層透水能力之過程，再透過儲水係數 S 引進土壤孔隙與地下水體積之關係，並結合連續方程式推導地下水流方程式，以瞭解地下水流之移動機制。

2.1.1 達西定律

達西(Darcy, 1856)利用砂箱實驗求得比流量(specific discharge, q)與水力梯度(hydraulic gradient)的關係，指出「流速與水頭差成正比、與流經長度成反比」，可以方程式表示為：

$$\frac{Q}{A} = q = -K \frac{(h_1 - h_2)}{l} = -K \frac{\partial h}{\partial l} \quad (2-1)$$

其中， Q 為流量 [L^3/T]； A 為土壤通水斷面積 [L^2]； q 是單位面積的體積流率 [L/T]； h_1 與 h_2 分別為砂箱兩端之總水頭 [L]； l 為砂箱長度 [L]； K 為比例常數，定義為水力傳導係數 [L/T]，代表單位水頭梯度下，單位面積土壤水流的傳輸能力。

在卡氏座標系統中，達西公式可依據 x ， y ， z 三方向軸分別表示為：

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2-2)$$

$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2-3)$$

$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (2-4)$$

水頭梯度可以向量表示為：

$$\nabla h = \frac{\partial h}{\partial x} \bar{i} + \frac{\partial h}{\partial y} \bar{j} + \frac{\partial h}{\partial z} \bar{k} \quad (2-5)$$

其中， i 、 j 、 k 分別是 x 、 y 、 z 方向的單位向量， ∇h 代表水頭的空間變化率 (spatial rate of change of hydraulic head)。

將(2-5)式代入達西公式，並假設地層為等向性，可得地下水流通量在三維空間之完整表示式：

$$q = -K \nabla h \quad (2-6)$$

2.1.2 流通係數 T

均質等向均限含水層水平方向之地下水流動情形，可由達西定律乘以含水層厚度 B 後，得到含水層單位寬度的流量 Q 。可表示如下：

$$\begin{aligned} Q_x &= q_x \cdot B = -KB \frac{\partial h}{\partial x} = -T \frac{\partial h}{\partial x} \\ Q_y &= q_y \cdot B = -KB \frac{\partial h}{\partial y} = -T \frac{\partial h}{\partial y} \end{aligned} \quad (2-7)$$

(2-7)式中， $KB=T$ ，定義為流通係數，表示單位寬度含水層在單位水頭梯度下，地下水流通過整個含水層厚度之流通率。由於 z 方向已經由含水層厚度表示，相當於(2-7)式的流量是沿 z 方向積分後之平均流量，因此流通係數的概念只存在於二維地下水流場中，在三維流場內不具意義。

若假設一非均質場，在三維空間內具有非均質水力傳導係數 $K=K(x, y, z)$ ，在水平地下水流場的條件下，地下水流量可表示為：

$$Q_x = -T(x, y) \frac{\partial h(x, y)}{\partial x} \quad (2-8)$$

$$Q_y = -T(x, y) \frac{\partial h(x, y)}{\partial y}$$

$$\text{其中, } T(x, y) = \int_{b1=0}^{b2=B} K(x, y, z) dz \equiv KB \quad (2-9)$$

由(2-8)式與(2-9)式可知，即使在非均質場的條件下，流通係數仍可應用描述地下水流量與水頭梯度的關係。

若含水層具有不同分層，則表示水力傳導係數 K 隨深度具有變化，即 $K=K(z)$ ，則(2-9)式更改為：

$$T = \int_0^B K(z) dz \quad (2-10)$$

假設各含水分層為均質，則 N 分層的含水層流通係數可將(2-10)式離散表示為：

$$T = \sum_{i=1}^N B_i K_i \quad (2-11)$$

若考慮非等向性，則(2-8)式更改為：

$$Q_x = -T_{xx} \frac{\partial h(x, y)}{\partial x} - T_{xy} \frac{\partial h(x, y)}{\partial y}$$

$$Q_y = -T_{yx} \frac{\partial h(x, y)}{\partial x} - T_{yy} \frac{\partial h(x, y)}{\partial y} \quad (2-12)$$

$$T_{yx} = T_{xy}$$

2.1.3 儲水係數 S

在含水層土體中，單位面積 A 上所承載的總應力 σ 是由土壤顆粒的有效應力和水壓力所構成，可表示為 $\sigma = \sigma' + p_w$ 。總應力和有效應力為正時，表示土體處於壓縮狀態。當土體總應力產生改變時，則有效應力與水壓力亦隨之改變，表示如下：

$$d\sigma = d\sigma' + dp_w \quad (2-13)$$

若總應力為定值($d\sigma = 0$)，但透過抽水改變含水層水壓，則(2-13)式可表示為：

$$d\sigma' = -dp_w \quad (2-14)$$

式(2-14)所呈現的意義，即是水壓的改變，將造成土壤顆粒間有效應力的變化。

抽水時造成的水壓下降，使土壤顆粒間的負載增加。水在含水層中具可壓縮性，僅管壓縮性很小，但在拘限含水層中仍扮演相當重要的角色，含水層中水的壓縮性可以壓縮係數表示為：

$$\beta = -\frac{1}{V_w} \frac{\partial V_w}{\partial p_w} = \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial \rho_w}{\partial p_w} = \text{水的壓縮係數}[L^2/F] \quad (2-15)$$

(2-15)式中， V_w 和 ρ_w 分別表示水的體積和密度。式中的負號表示當壓力增加將造成體積的減少。水的壓縮性又可以體積或密度與水壓力之函數表示：

$$V_w = V_{w0} \exp[\beta(p_w - p_{w0})] ; \rho_w = \rho_{w0} \exp[\beta(p_w - p_{w0})] \quad (2-16)$$

其中，

ρ_{w0} 為在參考壓力下之水密度 $[M/L^3]$ ；

V_{w0} 為在參考壓力下之水體積 $[L^3]$ ；

p_{w0} 為參考水壓力 $[F/L^2]$ ；

土壤在含水層中並非完全堅硬的固體，反之其具有相當程度的彈性，有可壓縮性。在總應力不變的條件下，水壓力的改變將導致土壤顆粒的移動和重新排列而使土體變形，造成孔隙率和孔隙介質的特性改變。土壤壓縮性可定義如下：

$$\alpha = -\frac{1}{V_b} \frac{\partial V_b}{\partial \sigma'} \quad (2-17)$$

(2-17)式中， V_b 為土壤總體積，在含水層中為土壤顆粒體積 V_s 與水體積 V_w 的和。假設含水層中土壤孔隙內均由水所填滿，因此孔隙率 n 可表示為 V_w/V_b 。假設

土壤顆粒的變形相較於土體變形量為相當微小且可以忽略，則 $V_s = V_b - V_w = (1-n)V_b$ 為定值，且由於有效應力改變時，土壤顆粒體積不變，故：

$$\frac{\partial V_s}{\partial \sigma'} = 0 \Rightarrow \frac{\partial V_s}{\partial \sigma'} = \frac{\partial (1-n)V_b}{\partial \sigma'} = -V_b \frac{\partial n}{\partial \sigma'} + (1-n) \frac{\partial V_b}{\partial \sigma'} = 0 \quad (2-18)$$

$$\Rightarrow \frac{1}{(1-n)} \frac{\partial n}{\partial \sigma'} = \frac{1}{V_b} \frac{\partial V_b}{\partial \sigma'} \quad (2-19)$$

由(2-14)式、(2-17)式、(2-19)式，可得土壤壓縮性與孔隙率和水壓之關係式：

$$\alpha = -\frac{1}{(1-n)} \frac{\partial n}{\partial \sigma'} = \frac{1}{(1-n)} \frac{\partial n}{\partial p_w} \quad (2-20)$$

在對含水層進行抽水時，抽水位置附近的水壓將降低，如(2-14)式所示，將造成土壤有效應力的增加，反映在實際現象上，即是土壤產生壓密，孔隙率降低。在此同時，由(2-15)式水的壓縮性公式可知，由於水壓降低，將使水體積增加。綜合以上現象，在對含水層進行抽水時，由於水壓降低將使土壤孔隙率降低且使水體積增加。孔隙率降低將使孔隙內的水被擠壓出來；水體積增加將使多餘的水體積被迫釋出，此雙重影響使得在抽水時，有一部分的水因為土壤和水的壓縮性而自含水層內被釋放出來。反之，當注水進入含水層時，水壓將增加，造成土壤有效應力減少，土壤孔隙率增加。

若土壤與水為完全彈性體，注水的過程將使土壤含水層的變化為抽水的可逆反應。然而，實際上抽水對土壤含水層造成的影響是不可逆且無法回復地，因此在地下水超抽發生地層下陷的地區進行長期補注，仍是無法使下陷的地層回復到原來的狀態。

由以上說明可知，在含水層總水頭下降時，因為土壤壓密與水體積膨脹的影響，將使水自含水層中釋放。在此可定義比儲水係數 S_s (specific storativity, $[L^{-1}]$) 為一單位含水層體積變化一單位總水頭時，所釋放出來的水體積。可表示如下：

$$S_s = \frac{\Delta V_w}{V_b \Delta p_w} \quad (2-21)$$

根據(2-21)式對比儲水率 S_s 的定義，可依相同方式定義儲水係數 S 為一單位面積 A 含水層，非拘限含水層自由水位面或均限含水層總水頭下降一單位深度時，所釋放出之水體積，為無因次參數，可表示如下：

$$S = \frac{\Delta V_w}{A \Delta p_w} \quad (2-22)$$

(2-22)式中，若為厚度 B 的均限含水層，則含水層體積為 $A \times B$ 。

2.1.4 地下水流方程式

達西定律描述地下水水頭梯度與單位面積通量的關係，並未考慮各項變數在時間上的變化，因此若要確切描述地下水流隨時間的變化情形，必須將達西定律結合質量守恆式。

在地下水流場中取一微小元素為控制體積，該微小元素必須大於單元表徵體 (REV, representative elementary volume)，此微小元素內的水質量守恆關係可以積分式表示如下：

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint_{C.V} \rho_w dV + \iint_{C.S} \rho_w \vec{U} \cdot d\vec{A} = 0 \quad (2-23)$$

(2-23)式中，控制體積內水分質量的時變率可以(2-24)式表示：

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint_{C.V} \rho_w dV = \frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (2-24)$$

其中， Δx 、 Δy 、 Δz 分別為控制體積在 x 、 y 、 z 三方向之長度。

通過控制表面的進出量可表示為：

$$\begin{aligned}
\iint_{C.S} \rho_w \bar{U} \cdot d\bar{A} &= \left[\left(\rho_w q_x + \frac{\partial \rho_w q_x}{\partial x} \Delta x \right) - \rho_w q_x \right] \Delta y \Delta z + \left[\left(\rho_w q_y + \frac{\partial \rho_w q_y}{\partial y} \Delta y \right) - \rho_w q_y \right] \Delta x \Delta z \\
&+ \left[\left(\rho_w q_z + \frac{\partial \rho_w q_z}{\partial z} \Delta z \right) - \rho_w q_z \right] \Delta x \Delta y \\
&= \frac{\partial \rho_w q_x}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z + \frac{\partial \rho_w q_y}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta z + \frac{\partial \rho_w q_z}{\partial z} \Delta z \Delta x \Delta y \\
&= \nabla \cdot (\rho_w \bar{q}) \Delta x \Delta y \Delta z
\end{aligned} \tag{2-25}$$

將(2-24)、(2-25)式合併整理可得微分型式之質量守恆方程式：

$$\frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w \bar{q}) = 0 \tag{2-26}$$

若考慮水和孔隙物質均具有壓縮性，將質量守恆方程式(2-26)的時間偏微分項展開，可得：

$$n \frac{\partial \rho_w}{\partial t} + \rho_w \frac{\partial n}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w \bar{q}) = 0 \tag{2-27}$$

以下針對(2-27)式中各時間微分項進行推導。

(1) $\frac{\partial \rho_w}{\partial t}$ 的推導

水的壓縮性如由前節之(2-15)和(2-16)式，可以表示為密度與水壓力的函數，一般來說，水的壓縮性在常溫常壓下視為常數。假設水的密度只為水壓力的函數，即 $\rho_w = \rho_w(p_w)$ ，則：

$$\frac{\partial \rho_w}{\partial t} = \frac{\partial \rho_w}{\partial p_w} \frac{\partial p_w}{\partial t} \tag{2-28}$$

由(2-15)式和(2-28)式整理可得：

$$\frac{\partial \rho_w}{\partial t} = \rho_w \beta \frac{\partial p_w}{\partial t} \tag{2-29}$$

(2) $\frac{\partial n}{\partial t}$ 的推導

假設土壤總體積 $V_b [L^3]$ 等於孔隙體積 $V_v [L^3]$ 和固體體積 $V_s [L^3]$ 之和 (Bear, 1967), 其關係分別表示如下:

$$V_b = V_s + V_v \quad (2-30)$$

$$V_s = (1-n)V_b \quad (2-31)$$

假設土壤顆粒固體體積為定值不可壓縮, 則(2-31)可推導為:

$$\frac{\partial V_b}{\partial t} = \frac{V_b}{1-n} \frac{\partial n}{\partial t} \quad (2-32)$$

(2-32)式整理後, 將土壤壓縮性 α (2-17)式代入, 可得土壤孔隙率的時間微分項:

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \frac{1-n}{V_b} \frac{\partial V_b}{\partial t} = \frac{1-n}{V_b} \frac{\partial V_b}{\partial \sigma'} \frac{\partial \sigma'}{\partial t} = (n-1)\alpha \left(\frac{\partial \sigma}{\partial t} - \frac{\partial p_w}{\partial t} \right) \quad (2-33)$$

假設總應力不隨時間改變, $\frac{\partial \sigma}{\partial t} = 0$, 將(2-29), (2-33)式代入(2-27)式, 可得:

$$\rho_w (n\beta + (1-n)\alpha) \frac{\partial p_w}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w \bar{q}) = 0 \quad (2-34)$$

(2-34)式可將時間微分項以總水頭 h 表示, 總水頭定義為高程與壓力水頭的和, 可表示如下:

$$h = z + \int_{p_0}^p \frac{dp_w}{\rho_w g} \quad (2-35)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w g} \frac{\partial p_w}{\partial t} \quad (2-36)$$

將(2-36)式代入(2-34)式, 可得:

$$\nabla \cdot (\rho_w \bar{q}) = -\rho_w [\rho_w g n \beta + \rho_w g (1-n)\alpha] \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2-37)$$

展開等號左邊, 得到

$$\begin{aligned}\nabla \cdot (\rho_w \bar{q}) &= \rho_w \nabla \cdot \bar{q} + \bar{q} \cdot \nabla \rho_w \\ &= \rho_w \nabla \cdot \bar{q} + \rho_w \beta \bar{q} \cdot \nabla p_w\end{aligned}\quad (2-38)$$

假設

1. 總水頭改變時，土壤顆粒位移速度遠小於達西流速(q/n)，式(2-37)、(2-38)中 q 符合達西定律；
2. 水力傳導係數 K 是常數，即使 $\rho = \rho(p)$ ，或含水層為非均質， K 在空間中的變化與 ρ 無關；
3. S_s 和 K 的變化極小，不隨孔隙率 n 的改變而影響；
4. $\rho_w \beta \bar{q} \cdot \nabla p_w \ll n \frac{\partial p_w}{\partial t}$ ，即假設 ρ_w 在空間上的變化遠小於 ρ_w 在局部區域內的時變率。

將(2-38)式代入(2-37)式並重新整理，得到

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q} = 0 \quad (2-39)$$

其中， $S_s = \rho_w g [n\beta + (1-n)\alpha]$ ，即為飽和地下水之比儲水係數 (specific storativity)。

式(2-39)即為飽和地下水流方程式，可描述飽和地下水流運動。在含水層中，壓力水頭的改變將造成土壤孔隙率產生微小變化，也造成蓄水體積的改變，此一變化是以比儲水係數 S_s 表示。若考慮完整的三維問題，(2-39)式又可表示如下：

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad (2-40)$$

上式中， K_x 、 K_y 、 K_z 分別表示卡式座標 x 方向， y 方向，與 z 方向的水力傳導係數 $[L/T]$ 。

水力傳導係數 K ，流通係數 T ，比儲水係數 S_s ，以及儲水係數 S 等，均是含水層重要的特性。在對地下水問題進行研究時，必須針對應用目標採用不同的係數來描述含水層特性。考慮三維流場時，由於垂直方向具有空間變異性，則須採用水力傳導係數 K 和比儲水係數 S_s 始能完全表現含水層特性，如(2-40)式。若假設地下水為水平流含水層，由於沿深度方向以含水層厚度表示，因此可以二維流場進行地下水問題的描述，此時應採用流通係數 T 和儲水係數 S 做為含水層特性，如(2-41)式：

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) \quad (2-41)$$

雖然由定義可知流通係數與儲水係數分別為水力傳導係數與比儲水係數乘上含水層厚度， $T=KB$ ， $S=S_sB$ ，但在使用上仍應對其適用範圍有所區別。

2.2 異質性含水層空間統計

含水層異質性可依據現地觀測資料，或是採用序率的觀念[Haldorsen and Damsleth, 1990,p.404]做為分析依據。利用序率方式產生的異質場，特徵是在給定某些特定的條件下，雖不一定會產出相同的結果，但結果都具有一致的統計特性。以下針對產生異質場所需要之統計特性進行描述。

2.2.1 遍歷性與動差推估

對於有限範圍之含水層來說，若區域內代表含水層特性的參數，其統計特性在任一位置均相同，則該含水層具有平穩性(stationary)。在對含水層進行特性分析時，通常透過平穩性的假設，使得任一位置所獲得的實驗結果或統計特性得以推

廣至整個分析區域。在平穩性假設中，若能確保統計過程之一階與二階動差，即期望值與變異數，均為定值，且協變異函數只為任兩點空間距離的函數，則稱為二階平穩性(second-order stationarity)。

若要正確定義二階平穩性過程之一階與二階動差，必須具備其聯合機率密度函數。在含水層中，若要達到上述要求，必須具備足夠的水力傳導係數 K 值分佈資訊，才能定義其機率密度。然而，現地所量測之資料僅能代表整體之部分特性，因此難以獲得充分代表空間統計特性的聯合機率密度函數。因此，欲將二階平穩性實際運用到地質統計時，首先必須滿足「遍歷性假設」(Ergodicity Assumption)。遍歷性簡而言之即為序率過程中，空間中呈現的資訊都具有相同的機率分佈，在二階平穩過程中，即是一階與二階動差為所有可能情況的集合。由此假設衍生之應用，便是藉由觀測一個統計過程實現值的空間變化，便可定義其他所有實現值過程的統計特性。

當定義平均值、變異數、協變異數與協變異函數時，都必須在已知序率過程之聯合機率密度函數的假設下成立。將這些定義套用在現地資料時，必須在遍歷性的假設成立下，才能依據所蒐集之樣本推估序率過程之動差。

由上述內容，假設在含水層內進行了 N 組飽和水力傳導係數 K 的量測，各量測間的空間距離為 Δx ，則此含水層中，有關飽和水力傳導係數的統計特性可說明如下。

水力傳導係數的平均值，可以離散方式表示如下：

$$\bar{K} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N K(i) \quad (2-42)$$

其中， N 為水力傳導係數 $K(i)$ 之量測組數。

協變異數為：

$$Cov(L) = \frac{1}{(N-L)} \sum_{i=1}^{N-L} [K(i) - \bar{K}] [K(i+L) - \bar{K}] \quad (2-43)$$

其中， $L=1,2,\dots,N-1$ 。任意兩點的空間距離 ξ 等於 $\Delta x \times L$ 。

(2-43)式中，當 $L=0$ 時，即為變異數：

$$S^2 = Cov(0) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [K(i) - \bar{K}] [K(i) - \bar{K}] \quad (2-44)$$

2.2.2 含水層之序率特性與異質性

含水層水力傳導係數 K 或流通係數 T 的空間變異性，通常會以自然對數 $\ln(K)$ 表示，除了實際地質情況通常呈現對數常態分佈關係外，在製造異質空間隨機場時，不會產生負值的水力傳導係數，且利用克力金法可得到確切條件平均的推估值；在未飽和層問題中，採用自然對數 K 對選用特定型式的導水曲線時，還可對控制方程式線性化，簡化數學計算的複雜性，使解題更容易。

假設空間場統計特性符合二階平穩性與遍歷性，將現地量測資料轉換為自然對數後，可藉由平均與協變異數函數的方式量化變數 $\ln K$ ，避免必須先獲得聯合機率密度函數才能進行後續分析的不便。

根據以上說明，若將空間中的水力傳導係數分佈視為如時間序列般，具有特定的「空間序列」關係，則自然對數水力傳導係數可表示為：

$$\ln K(x) = F + f(x) \quad (2-45)$$

其中， F 是 $\ln K$ 的平均值，在空間中為常數； $f(x)$ 為隨機項。為了描述此過程之空間變異性，可定義平均、變異數：

$$\text{Mean: } E[\ln K] = F \quad (2-46)$$

$$\text{Variance: } \sigma_f^2 = E[(\ln K - F)^2] \quad (2-47)$$

由「空間序列」的觀念，可比擬對時間序列資料所進行的統計分析，定義自我互變異函數(autocovariance function)。對於大部分含水層之飽和水力傳導係數來說，其空間中的自我互變異函數可以指數型式表示，如下所示：

$$\text{Autocovariance function: } C(\xi) = \sigma_f^2 \exp\left(-\frac{|\xi|}{\lambda}\right) \quad (2-48)$$

其中， ξ 為空間中任意兩點的距離； λ 為相關尺度(correlation scale)，表示任兩點能夠互相影響的最長距離； $\exp\left(-\frac{|\xi|}{\lambda}\right)$ 為自我相關係數函數(autocorrelation function)

在均質含水層中，水力傳導係數的相關尺度 λ 趨近於無窮，即水力傳導係數在任何位置都具相關性， $C(\xi) = \sigma_f^2$ ；反之，當相關尺度 λ 為零， $C(\xi) = 0$ ，則表示該含水層任意點之水力傳導係數均不相關，其異質特性屬於完全的隨機過程。

由以上內容可知，在完全隨機異質含水層內，任意兩點間的自我互變異函數為0，而均質含水層內則為 σ_f^2 ，隨著異質程度的不同，可由變異數 σ_f^2 當做判斷含水層異質度的指標。

描述空間內水力傳導係數分佈場的自我互變異函數的型式並非只有指數型，但因為指數型式具有不差的描述能力，且可使統計數學公式獲得簡化，因此受到廣泛應用。

$\ln K$ 與 K 的統計特性可透過以下關係式進行轉換：

$$\mu_k = \exp\left(F + \frac{\sigma_f^2}{2}\right) \quad (2-49)$$

$$\sigma_k^2 = (e^{\sigma_f^2} - 1) \exp(2F + \sigma_f^2) \quad (2-50)$$

其中， μ_k 與 σ_k^2 分別是 K 的平均與變異數。

2.3 地下水參數與含水層試驗

地下水參數一般利用抽水試驗推求，在抽水井以定流量進行抽水，由鄰近觀測點的水位觀測記錄，可推估得抽水井附近的地下水參數[Bouwer, 1962]。而抽水試驗又可分為較大尺度 (larger scale pumping test) 的抽水試驗與較小尺度的岩心採樣試驗 (smaller-scale core tests) [Butler and Healey, 1998]。而一般拘限含水層的試驗方式可區分為穩態法 (steady-state method) 與瞬態法 (transient-state methods)，以下分別加以說明。

2.3.1 穩態法含水層試驗

拘限含水層中的穩態流通常利用 Dupuit-Forchheimer 的水平流假設：在穩態流況下，含水層中的水流由遠處 (即理論之無窮遠處) 水平流至半徑 r 之抽水井。在此種流況下，不同距離觀測點之間的洩降量可以井平衡公式[Thiem equation, 1906]表示：

$$s(r_1) - s(r_2) = \frac{Q}{2\pi T} \ln(r_2 / r_1) \quad (2-51)$$

其中， $s(r_1)$ 與 $s(r_2)$ 分別表示距離抽水井為 r_1 與 r_2 的水位洩降； Q 為抽水量； T 為流通係數。

由(2-51)可知，當抽水達到穩態，由鄰近觀測點距離抽水井的距離及其水位洩降，便可推求得該區域內的流通係數 T ：

$$T = \frac{Q \ln(r_2 / r_1)}{2\pi(s(r_1) - s(r_2))} \quad (2-52)$$

2.3.2 瞬態法含水層試驗

當一抽水井充分穿鑿過拘限含水層並以定流量抽水，則抽水洩降的影響範圍會隨時間逐漸向外擴張，在尚未達到穩態前，地下水的流況即為瞬態流況。以瞬

態流觀念所發展之理論公式強調水位洩降 s 與抽水時間之關係。此外，由於水位洩降持續進行，因此由 2.1.3 節之內容可知，應納入儲水係數 S 反映抽水造成的含水層孔隙率改變與水體積膨脹的效應。儲水係數乃指每單位面積之單位水位洩降所排出之水體積，則含水層面積 A 以 $\delta h / \delta t$ 之抽水率所抽出之水量 V 之間之關係式可表示為

$$\frac{\delta V}{\delta t} = -\frac{\delta h}{\delta t} SA \quad (2-53)$$

其中， V 為含水層水平面積 A 所排出之水量； h 為水位； A 為抽水量 $\delta h / \delta t$ 所涵蓋之地區。

假設抽水井半徑 dr 極小，則距離抽水井 r 處之水位與所排出之地下水體積關係式可表示為

$$\frac{\delta V}{\delta t} = -\frac{\delta h}{\delta t} S 2\pi r dr \quad (2-54)$$

地下水釋放體積的速率等於通過環形區域所增加的流量 q ，而流量 q 之增加率可表示為 $-(\delta q / \delta r)$ ，環形區域內所增加的流量則為 $-(\delta q / \delta r) dr$ ，將其代入(2-54)式取代 $\delta V / \delta t$ 可得：

$$\frac{\delta q}{\delta r} = \frac{\delta h}{\delta t} S 2\pi r \quad (2-55)$$

拘限含水層中，距離抽水井 r 處之流量 q 依據達西公式可表示為：

$$q = 2\pi r T \frac{\delta h}{\delta r} \quad (2-56)$$

將其對 r 微分並代入(2-55)式，可得：

$$\frac{1}{r} \frac{\delta h}{\delta r} + \frac{\delta^2 h}{\delta r^2} = \frac{S}{T} \frac{\delta h}{\delta t} \quad (2-57)$$

Theis 於 1935 年將地下水流比擬為熱流理論，當採用以下邊界條件

$$r \rightarrow 0, \lim_{r \rightarrow 0} q = \lim_{r \rightarrow 0} 2\pi r T \frac{\delta h}{\delta r} = Q$$

$$r \rightarrow \infty, h=H$$

其中， Q 為抽水率， H 為未洩降水頭高。

可得(2-57)式之解，能夠應用於拘限含水層中具有無限小井徑抽水井之抽水試驗。

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \left(\frac{e^{-u}}{u} \right) du \quad (2-58)$$

其中， s 為洩降， Q 為抽水量， $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$ 。

將上式無窮積分項展開可得包含收斂數列之方程式：

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left[-0.577216 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \dots \right] \quad (2-59)$$

(2-58)式、(2-59)式即為非平衡公式 (non-equilibrium equation) 或 Theis' solution。式中之無窮積分項稱為井函數 $W(u)$ ， u 與 $W(u)$ 皆為無因次項。

非平衡公式可利用抽水試驗所蒐集之資料求得含水層之水力參數 S 與 T ，且較平衡公式廣為採納與應用，因其除了能求得儲水係數 S 外，抽水試驗過程中最少只需鑽鑿一口觀測點，且不須達到穩態流條件即可利用洩降與時間的關係，藉由繪製 s 與 r^2/t 之半對數圖並與 $W(u)$ 與 u 所構成之特徵曲線(type curve)做套疊，利用比對後相對應之 $W(u)$ 、 u 、 s 與 r^2/t 值以求得 S 與 T 值，如圖 2.1。

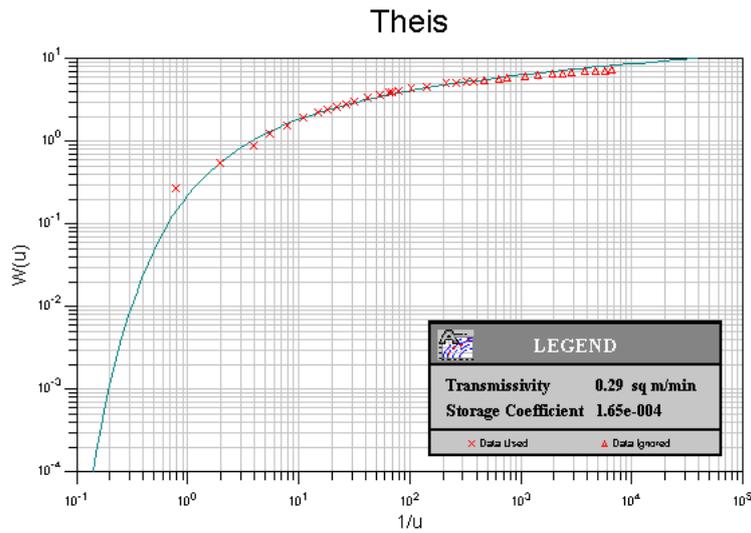


圖 2.1 Theis 法 $W(u)$ 與 t/u 的關係

Theis 法早期在應用時，需要利用套圖方式進行，難以推求得真正的含水層特性參數。Cooper 與 Jacob(1946)對 Theis 公式進行研究，在不考慮初期洩降資料，以較晚期抽水時間的洩降資料進行分析，可將(2-59)簡化為：

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left(-0.5772 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt} \right) \quad (2-60)$$

或

$$s = \frac{2.30Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt}{r^2 S} \quad (2-61)$$

(2-60)式在 $u < 0.03$ 時，與 Theis 公式(2-59)的差異小於 1%。此外，由上兩式可看出，洩降 s 和時間 t 取對數後存在線性關係，因此可由觀測點洩降的時間序列資料，利用迴歸式套配得最佳直線段，用以描述洩降與時間的關係，如圖 2.2。

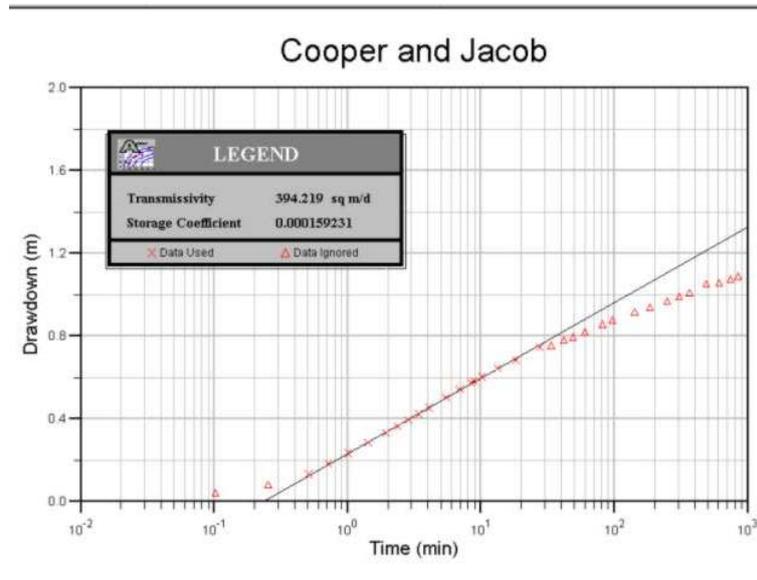


圖 2.2 Jacob 法洩降與對數時間圖

如(2-61)式中，在尚未抽水時，時間等於 t_0 ，洩降 $s=0$ ，可表示為：

$$0 = \frac{2.30Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt_0}{r^2S} \quad (2-62)$$

由於抽水量 Q 與流通係數 T 均不為 0，因此上式可再化簡為：

$$0 = \log \frac{2.25Tt_0}{r^2S} \Rightarrow \frac{2.25Tt_0}{r^2S} = 1 \Rightarrow S = \frac{2.25Tt_0}{r^2} \quad (2-63)$$

此外，由任意兩個時間點之間的洩降差，可推導得流通係數 T ：

$$\begin{aligned} \Delta s &= s_2 - s_1 \\ &= \frac{2.30Q}{4\pi T} \left[\log \frac{2.25Tt_2}{r^2S} - \log \frac{2.25Tt_1}{r^2S} \right] \\ &= \frac{2.30Q}{4\pi T} \left[\log \left(\frac{2.25Tt_2}{r^2S} \times \frac{r^2S}{2.25Tt_1} \right) \right] \\ &= \frac{2.30Q}{4\pi T} \log \left(\frac{t_2}{t_1} \right) \end{aligned} \quad (2-64)$$

移項可得：

$$T = \frac{1}{\Delta s} \frac{2.30Q}{4\pi} \log\left(\frac{t_2}{t_1}\right) \quad (2-65)$$

若 t_1 與 t_2 為一個對數週期(log cycle)時間，則 $\log(t_2/t_1)=1$ ，則流通係數 T 可表示為：

$$T = \frac{2.30Q}{4\pi\Delta s} \quad (2-66)$$

Chow(1952)為非平衡公式提出一函數可避免套疊誤差，結合 $W(u)$ 與 u 的函數如下並繪製如圖 2.3。

$$F(u) = \frac{W(u)e^u}{2.3} \quad (2-67)$$

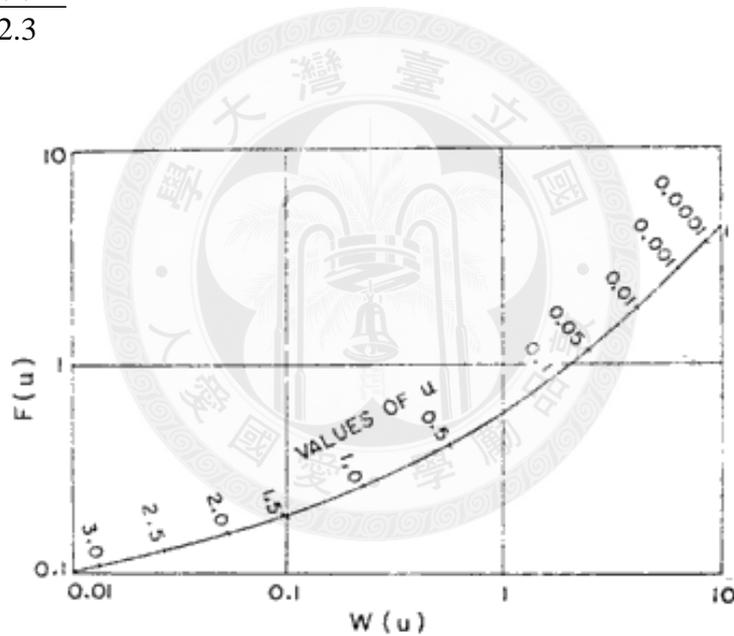


圖 2.3 $F(u)$ 、 $W(u)$ 與 u 的關係(Reddy, 2005, p305)

將一觀測點之洩降 s 與時間 t 繪製於半對數圖，則可得一曲線，任選曲線上一點 A 做切線，得到 A 點時之洩降 s_A 以及每對數時間之洩降 Δs_A ，則

$$F(u) = \frac{s_A}{\Delta s_A} \quad (2-68)$$

由圖 2.4 中找出相對應之 $W(u)$ 與 u 值，則可求得 S 與 T 。

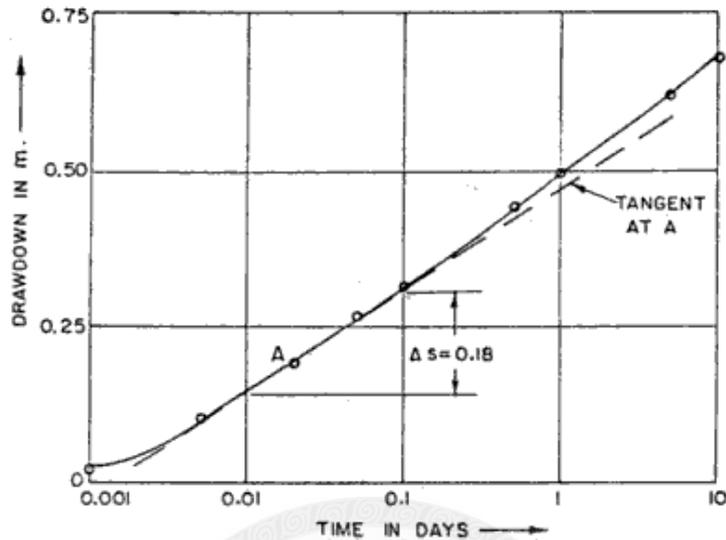


圖 2.4 Chow's method 推求 T 、 S 的方法(Reddy, 2005, p306)

2.3.3 含水層有效參數

地下含水層由於地質組成構造不同，因此大部分均為異質性含水層。在異質場中，不同位置的地下水參數均不相同，為能表示區域含水層的平均特性，通常以有效參數表示。

有效參數是將異質性孔隙介質比擬為等價均質介質，在此等價均質介質的地下水流通量或水頭分布，與實際異質性孔隙介質大致相同。有效參數能用來模擬大尺度區域地水下的整體通量或水頭分布，是模擬地下水交互作用時重要的參數值。有效參數通常採用異質場各異質參數的平均方式進行推求，如將各異質點的流通係數 T 進行算數平均、幾何平均或調和平均，便可獲得該區域的有效流通係數。但是由於地下水參數除了反應含水層的組成特性之外，亦包含水流移動所造成的效應，因此光是採用平均方式是否足以描述異質性含水層參數，其適合性難以評估。此外，有效參數的推求，通常利用實際異質場的水頭分佈和選定有效參

數的等價均質場水頭分佈進行最小平方差計算，達到最小平方差門檻的有效參數，並不代表能完全表現出含水層的異質特性。

一般在含水層均質的假設下可透過 Theis 法或 Jacob 近似法來求解流通係數 T 和儲水係數 S ，或是將含水層區分為數個等價均質介質進行分析(Streltsova, 1988; Butler, 1988, 1990; Butler and Liu, 1991, 1993)。

許多依據短期抽水試驗資料及地質構成資料等所獲得的研究成果，都顯示實際地層的流通係數 T 變異性較大，而儲水係數 S 相對下反而較穩定。然而，利用 Jacob 近似法分析各觀測點晚期洩降資料所得到的結論卻非如此，其求得之流通係數 T 變異性較小，儲水係數 S 相較下則較具時空變異性。Schad and Teutsch [1994] 和 Herweijer and Young [1991] 利用 Theis 法分析異質沉積含水層中觀測點之洩降資料，同樣發現類似利用 Jacob 法分析的結果。

儲水係數 S 的推估值在均質非等向的地層中有時會受到軸向流的影響 [Streltsova 1988]。然而，計算均質非等向流通係數 T [Neuman et al. 1984, Hantush 1966, Papadopoulos 1965] 的方法在現地案例中並不一定會得到一致的結果。儲水係數 S 受到孔隙率及岩石與水壓縮性的影響，後者在局部尺度上更是被認為相當穩定。依據 Guimera 與 Carrera [1997] 針對破碎岩石、Ptak 與 Teutsch [1994] 針對孔隙含水層、Bachu 與 Underschluz [1992] 針對砂岩岩心、以及 Neuzil [1994] 針對黏土與頁岩等的研究報告指出，孔隙率的變動較水力傳導係數要小得多。這種矛盾的情況可以歸因於原本用來闡釋均質介質的方法應用於異質性含水層試驗才導致這樣的結果 [Meier et al., 1998]。

第三章 利用數值模式模擬含水層試驗

由於現場抽水試驗成本高昂且費時耗力，不確定性的操控因子多；此外，現場之含水層狀況無法掌握，量測之實際含水層特性具有有限解析度，難以表現全域之含水層狀況，因此在研究上有其困難。

本研究利用數值模式模擬含水層試驗，以指定之均質場和隨機製造之異質場進行抽水模擬，含水層特性可依分析案例透過指定平均值及變異數之方式製造，且可測試不同量值之抽水量所造成的影響。在洩降情形的表現上，可透過計算網格點指定觀測井，由觀測井的洩降時間序列資料，便可利用 Theis 法或是 Jacob 法進行分析，以瞭解在各種不同情況下，抽水試驗結果透過傳統近似法所推求的含水層特性參數，與實際場區內之差異。

以下對本研究所採用之數值模式—「VSAF2R 二維變飽和流與傳輸模式」進行說明。(http://tian.hwr.arizona.edu/yeh/downloads.html)

3.1 VSAFT2 數值模擬異質性含水層

VSAFT2(Variably Saturated Flow and Transport utilizing the Modified Method of Characteristics, in 2D)為二維變飽和流與傳輸模式，是美國亞歷桑那州立大學葉天齊教授及其團隊所發展之圖形化介面地下水流數值模式，可針對地下水二維變飽和流與污染物傳輸等問題，進行正向與反向數值模擬。

VSAFT2 的正向模擬採用 Yeh et al.(1993)發展之 VSAFT 模式，可模擬二維變飽和孔隙介質之水流流動與化學物質傳輸。其中，非線性水流方程式乃利用 Galerkin 有限元素法對達西公式進行數值離散，並採用 Picard 或 Newton 迭代法求解得模擬區域內的速度場；溶質化學行為反應及物質傳輸的模擬，則採用包含一階損失項 (first-order loss term) 的雙邊吸附-去吸附模式 (two-site adsorption-desorption model)進行描述。其對傳輸公式的數值求解方式，是以規則

Galerkin 有限元素法處理延散項(dispersive part)；運移項(advective part)則以單步後向粒子追蹤法(one-step backward particle tracking)處理。以上系統中的線性聯立方程組，是採用預處理類共軛梯度法 (preconditioned conjugate gradient-like method) 進行迭代求解，可節省計算機記憶體與運算時間。此模式應用於數個水流與傳輸問題案例，模擬結果與觀測數據、解析解等比較均相當接近，顯示此模式對於地下水流運動與物質傳輸行為具有良好的模擬能力。

在反向問題方面，VSAFT2 採用序列線性方程組(Sequential Successive Linear Estimator, SSLE)進行求解。SSLE 為一逐次隨機非線性推估式，此推估式藉由推估最佳無偏估之條件平均，並量化相關不確定性來源，求解反向問題中非唯一性(non-uniqueness)的問題。SSLE 利用空間序率程序(spatial stochastic processes)的概念產生水力參數場，並在水力試驗、水流控制方程式，以及直接量測之參數值(例如，微水試驗或岩心樣本等)所能獲得的有限資訊下，推求其平均分布。

VSAFT2 採用圖形化使用者介面(GUI)進行模式包裝，可讓使用者輕鬆完成模式設定，減少因人為編輯輸入檔案時產生的失誤。

VSAFT2 可採用克力金法(Kriging)、隨機製造場法、三角形或矩形有限元素網格，以及直接匯入地質影像圖等方式設定模擬空間場。模擬結果的呈現則採用科學繪圖軟體 Tecplot(Amtc Engineering Inc.) 進行視覺化展示。

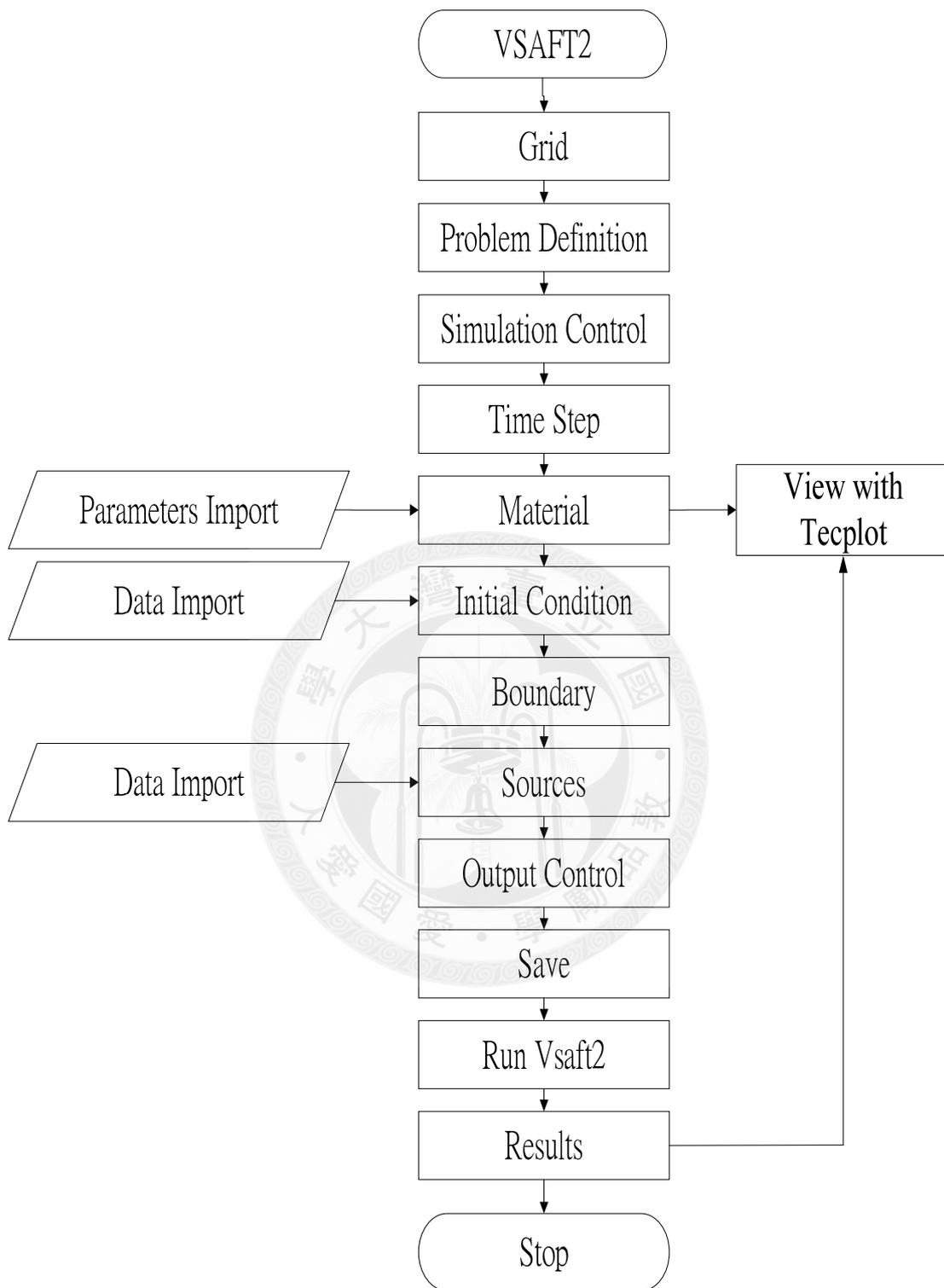


圖 3.1 VSAFT2 介面操作流程圖

第四章 案例分析與討論

本研究採用二維變飽和流與傳輸模式 VSAFT2 進行數值模擬，採用模擬結果做為分析依據。有關 VSAFT2 的使用操作說明，如附錄 A。研究步驟分為幾個階段，(1)以有效流通係數的觀念，藉由模擬平行流場檢驗含水層參數特性；(2)製造二維異質場並模擬抽水試驗，記錄抽水試驗結果並篩選分析資料；(3) 在假設已知有效流通係數與 S 值的條件下，利用逐步套配時間點與不同 u 值範圍的方式，選取能獲得最佳套配 T 值的水位資料以推求流通係數；(4)分別利用 *Jacob* 近似法與 *Theis* 法分析抽水試驗結果；(5)繪製不同模擬條件(抽水率 Q 、異質度 σ^2 等)的洩降曲線、洩降範圍等相關圖表；(6)分析結果。

模擬區域採用高斯隨機場製造法(Gutjahr, 1989)產生異質場，假設 T 值在空間為高斯分佈，並以此為隨機場產生 T 值分佈的依據。因自我互變異函數為描述空間中任兩點距離之相關程度，可選用如球型模式、指數模式、線性模式等函數進行描述，本研究在此選擇以指數型表示。空間中的異質度則是以變異數表示，當異質度愈高時，則變異數愈大。區域平均特性參考 Meier et al.(1998)以流通係數之算術平均 $T_{g,ari} = 1.0$ 與固定儲水係數 $S = 1.0$ 表示。拘限含水層之儲水係數依據一般的現地測量資料，範圍通常為 $0.00005 < S < 0.005$ ，根據 Meier et al.(1998)的說法，模擬中設定 $T_{g,ari} = 1.0$ 與 $S = 1.0$ 的做法，使地下水流方程式中的平均擴散度(average diffusivity, T/S)等於 1，可簡化方程式的計算。另外，由於本研究利用數值模擬進行分析，因此在異質場儲水係數 S 真值為 1.0 的條件下，利用 *Theis* 法或 *Jacob* 法所推求之流通係數 T 值並不會因此而受到影響。故本研究於模擬中一致設定含水層之儲水係數值為 1。

在抽水試驗結果的分析上，當利用 *Jacob* 近似法套配抽水時段落於 $u < 0.03$

的區間，推求結果與 *Theis* 法的誤差 $< 1\%$ 。本文將各種異質度含水層的抽水試驗結果進行分析，依據該研究結果，篩選 $u > 0.01$ 範圍內不同觀測點之有效洩降資料，分別套配不同時間區段，分析推求結果並與有效流通係數進行比較。以下分別對模擬場地的配置，模擬策略及結果進行說明與討論。

4.1 平行流場含水層特性試驗

4.1.1 模擬場地配置與模擬條件說明

在實際情況下，含水層水流為平行流況，而非輻射狀流動，地質組成與水流方向皆可能影響參數估計。本文依循 Sánchez-Vila et al.(1996)的理論方法，利用數值模擬求解穩態流況，推求有效流通係數 T_{eff} 。

模擬區域為 $1,750 \times 1,750$ 之方形區域，由中心向外逐次由小至大 1×1 、 2×2 、 4×4 、 8×8 、 10×10 尺寸的網格構成，如圖 4.1；異質場其餘部分的網格尺寸大小皆為 10×10 。

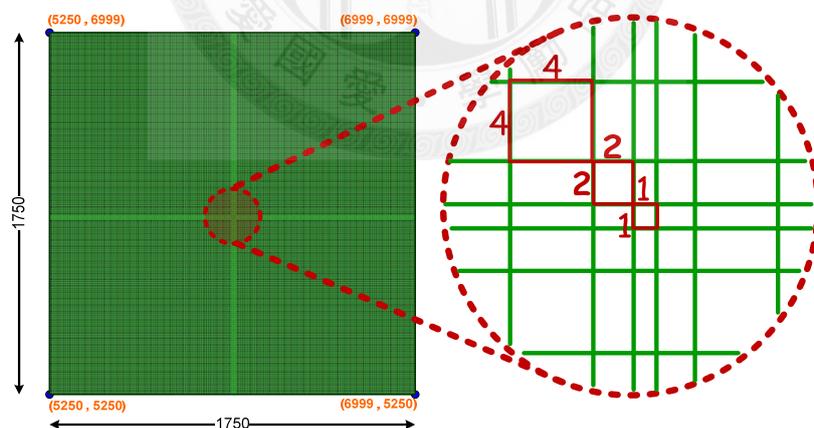


圖 4.1 模擬場地網格大小配置示意圖。圖中右邊紅色虛線圓圈為左邊圈選區域放大圖，綠色線段代表格線、紅色方框標註數字代表網格大小，由中心向外逐次為 1×1 、 2×2 、 4×4 、 8×8 、 10×10 。

模擬範圍之邊界條件配置如圖 4.2，於矩形其中兩側分別給定 $\Delta H = 1$ 、 5 、 10 的總水頭差為邊界條件，另外兩側為無流量邊界條件。

模擬異質場推求 T_{eff} 的方法，是模擬 x 、 y 方向平行流場在各種異質度含水層的穩態流況，然後利用公式 $T_{effpx} = Q_T \times L / \Delta H$ 與 $T_{effpy} = Q_T \times L / \Delta H$ 推求 x 方向與 y 方向的有效流通係數 T_{effpx} 、 T_{effpy} 。其中， Q_T 是單位寬度流量， L 是兩水頭邊界之間的距離。

有效流通係數 T_{eff} ，則定義為 x 、 y 方向有效流通係數的幾何平均

$$T_{eff} = \sqrt{T_{effpx} T_{effpy}} \quad (4-1)$$

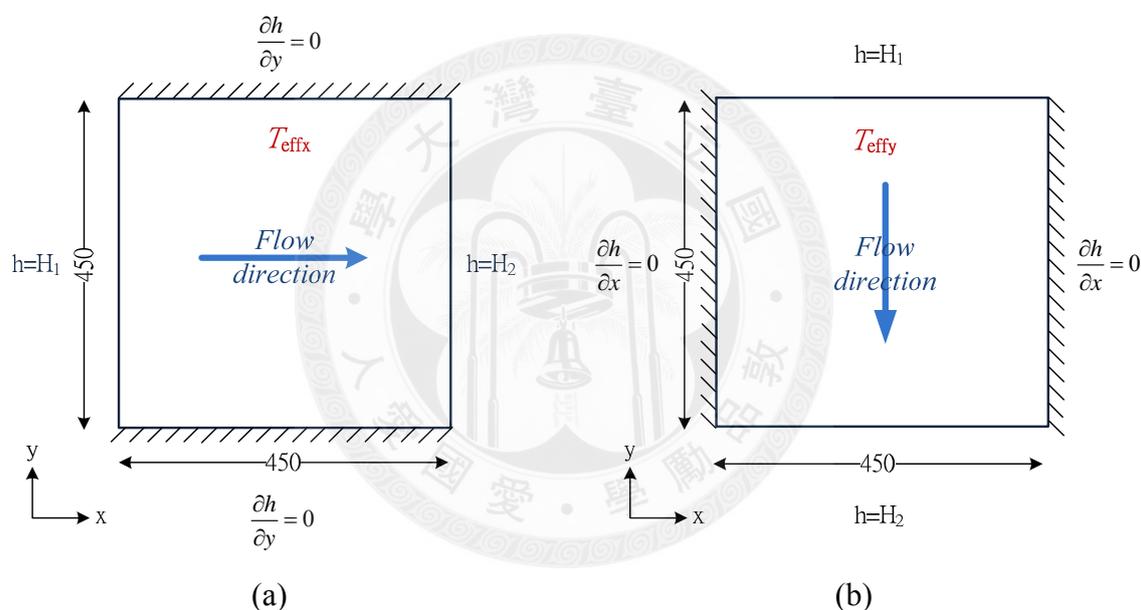


圖 4.2 平行流場中有效流通係數模擬配置。(a)表示水流方向平行 x 軸，上下邊界條件為無流量邊界，左右邊界為總水頭差 $\Delta H = H_1 - H_2$ ；(b)表示水流方向平行 y 軸，左右邊界條件為無流量邊界，上下邊界為總水頭差 $\Delta H = H_1 - H_2$ 。

4.1.2 模擬結果說明

水平穩態流場在各種異質度下推求之有效流通係數的模擬結果詳列於表 4.1。

表 4.1 中， σ^2 代表異質度； Q_T 代表邊界流量； $T_{g,ari}$ 、 $T_{g,geo}$ 與 $T_{g,harm}$ 分別代表異質

場之算術平均、幾何平均與調和平均； T_{eff} 則為有效流通係數。由表 4.1 可看出當變異數增大時，網格流通係數的算術平均沒有變化，幾何平均和調和平均則隨之變小；由有效流通係數和各不同平均之比值可發現，各網格流通係數的幾何平均與有效流通係數具有幾乎相等的關係；此外，不同總水頭梯度對於有效流通係數的影響並不顯著。

表 4.1 不同總水頭差、平行流場下各異質場有效流通係數模擬結果。

$\Delta H = 1$							
σ^2	$T_{g,ari}$	$T_{g,geo}$	$T_{g,harm}$	T_{eff}	$\frac{T_{effp}}{T_{g,ari}}$	$\frac{T_{effp}}{T_{g,geo}}$	$\frac{T_{effp}}{T_{g,harm}}$
0.0	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
0.1	1.00	0.95	0.90	0.96	0.96	1.01	1.06
0.25	1.00	0.88	0.78	0.90	0.90	1.02	1.16
0.5	1.00	0.78	0.61	0.82	0.81	1.05	1.34
0.75	1.00	0.69	0.47	0.73	0.7	1.07	1.6
1.0	1.00	0.61	0.37	0.66	0.66	1.09	1.79
1.0	1.00	0.61	0.37	0.66	0.66	1.09	1.79
1.5	1.01	0.47	0.22	0.53	0.53	1.12	2.38
2.0	1.00	0.37	0.14	0.43	0.43	1.16	3.12
2.5	0.97	0.29	0.09	0.28	0.29	0.99	3.07
3.0	1.03	0.22	0.05	0.27	0.27	1.23	5.49
3.5	1.03	0.17	0.03	0.22	0.21	1.26	7.23
4.0	1.01	0.14	0.02	0.18	0.17	1.30	9.04
4.5	1.05	0.11	0.01	0.14	0.13	1.33	12.52
5.0	1.07	0.08	0.01	0.11	0.11	1.36	16.21
$\Delta H = 5$							
0.0	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
0.1	1.00	0.95	0.90	0.96	0.96	1.01	1.06
0.25	1.00	0.88	0.78	0.90	0.90	1.02	1.16
1.0	1.00	0.61	0.37	0.66	0.66	1.09	1.79
2.0	1.00	0.37	0.14	0.43	0.43	1.16	3.12
4.0	1.01	0.14	0.02	0.18	0.17	1.30	9.04
$\Delta H = 10$							
0.0	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
0.1	1.00	0.95	0.90	0.96	0.96	1.01	1.06
0.25	1.00	0.88	0.78	0.90	0.90	1.02	1.16
1.0	1.00	0.61	0.37	0.66	0.66	1.09	1.79
2.0	1.00	0.37	0.14	0.43	0.43	1.16	3.12
4.0	1.01	0.14	0.02	0.18	0.17	1.30	9.04

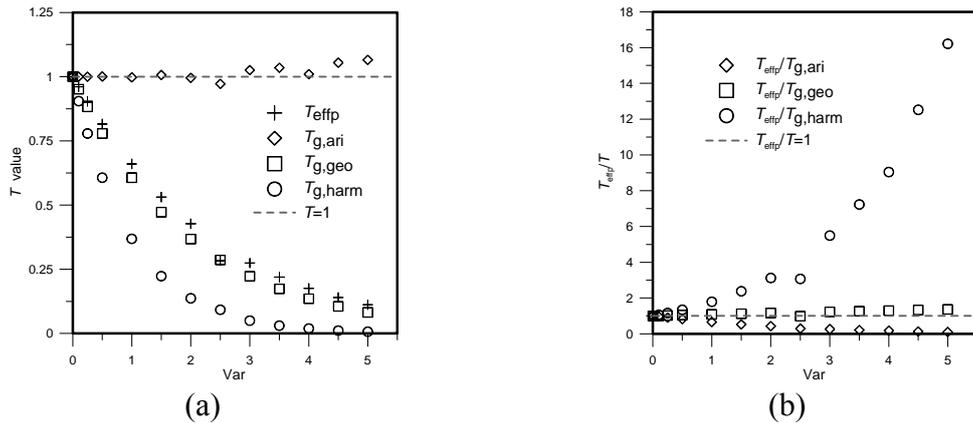


圖 4.3 異質場算術平均、幾何平均與調和平均與水平有效流通係數隨異質度 T 值之變化及比值

平行流場下不同異質度之有效流通係數分布與比值列於圖 4.3。圖 4.3(a)中顯示，隨著異質度的增加，有效流通係數、幾何平均和調和平均的遞減趨勢。在異質度為 3 以前，遞減幅度較大，異質度 3 以後，遞減幅度似乎有趨緩的現象。在此案例中，幾何平均的結果雖與有效流通係數最接近，但量值始終較低。

4.2 含水層抽水試驗模擬

4.2.1 模擬場地配置

本文參考 *Lachassagne et al. (1989)* 之方法進行模擬場地的配置，設計模擬範圍為 $12,250 \times 12,250$ ，模擬給定四邊定水頭 100 單位長度的邊界條件，模擬場地之相關配置如圖 4.4。圖 4.4(a)中，異質場位於中心 $1,750 \times 1,750$ 之方形區域，被包圍在 $12,250 \times 12,250$ 的均質場域內以減少邊界的影響；抽水井設置在異質場中心，抽水井附近由中心向外逐次由小至大 1×1 、 2×2 、 4×4 、 8×8 、 10×10 的網格構成。數值模擬抽水試驗的有效範圍控制在異質場內，並在中心 450×450 之區域，如圖 4.4(b)中的藍色斜線方框，紀錄格點在抽水試驗過程中的水位變化。均質場自異質

場交界處向外逐漸增加網格大小，至邊界為止的範圍總共劃分 21 個網格，包含異質場在內的整體模擬區域由 221×221 個元素劃分，總共由 48,841 個網格構成。

由於實際抽水井管徑不可能大於 1 公尺，以上配置方式可避免造成數值試驗與實際有太大落差；且因為較細網格集中在異質區，外圍均質場內則採用粗網格，因此可增加運算效益並減少數值離散所造成的誤差。上述異質場由 179×179 的元素劃分，共 32,041 個網格構成。根據以上說明，給定相關長度 30、由不同異質度 $\sigma^2 = 0.0、0.5、1.0、2.0、4.0$ 製造的異質場，如圖 4.5。當異質度越大時，空間場內的水力傳導係數值的變化範圍越廣，在圖中的表現，即是顏色差異與分布越破碎。



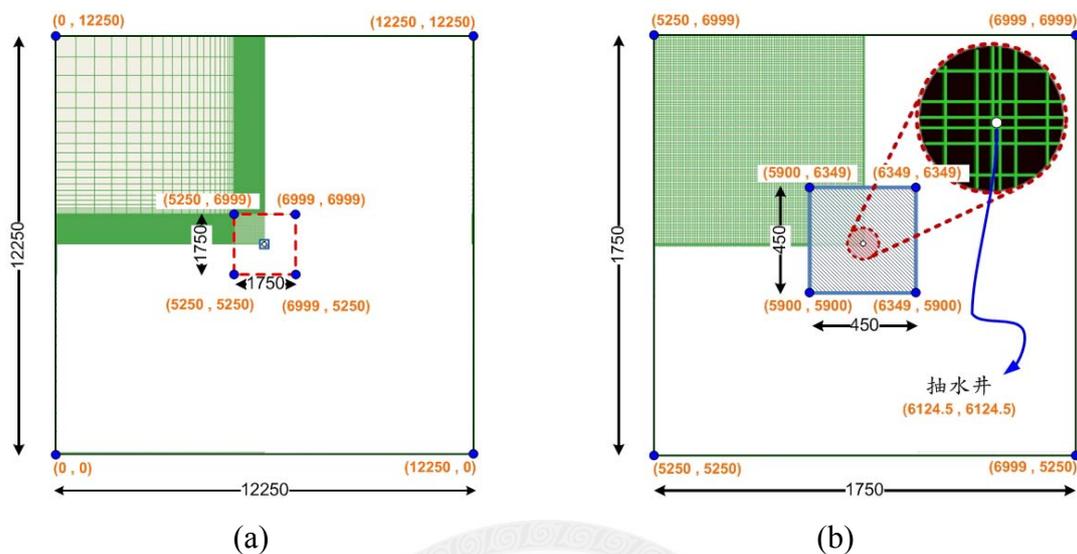


圖 4.4 模擬區域網格畫分及水井配置圖。(a)為模擬範圍全域配置圖，紅色虛線範圍為異質場。(b)為(a)之異質場放大圖，藍色斜線區域為抽水井與觀測點記錄水位變化的範圍。

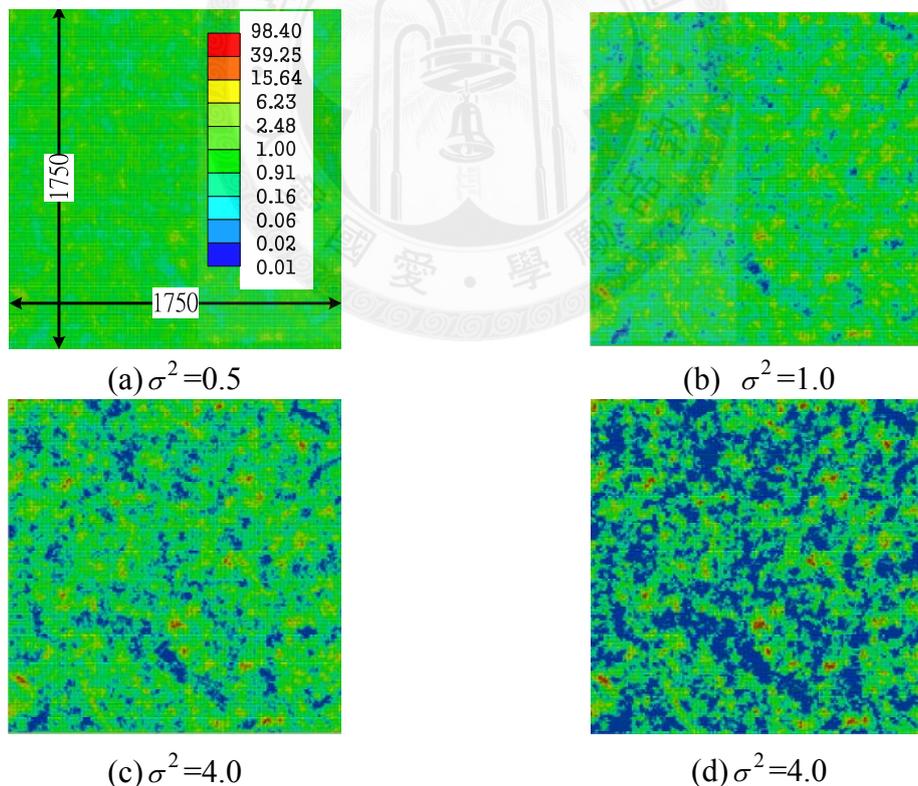


圖 4.5 異質場流通係數分布圖。圖(a)為範圍為 $1,750 \times 1,750$ 、異質度 $\sigma^2=0.5$ 的異質場，右上標籤是代表流通係數的顏色區塊。圖(b)、(c)、(d)分別異質度 $\sigma^2=1.0$ 、 2.0 、 4.0 的異質場。

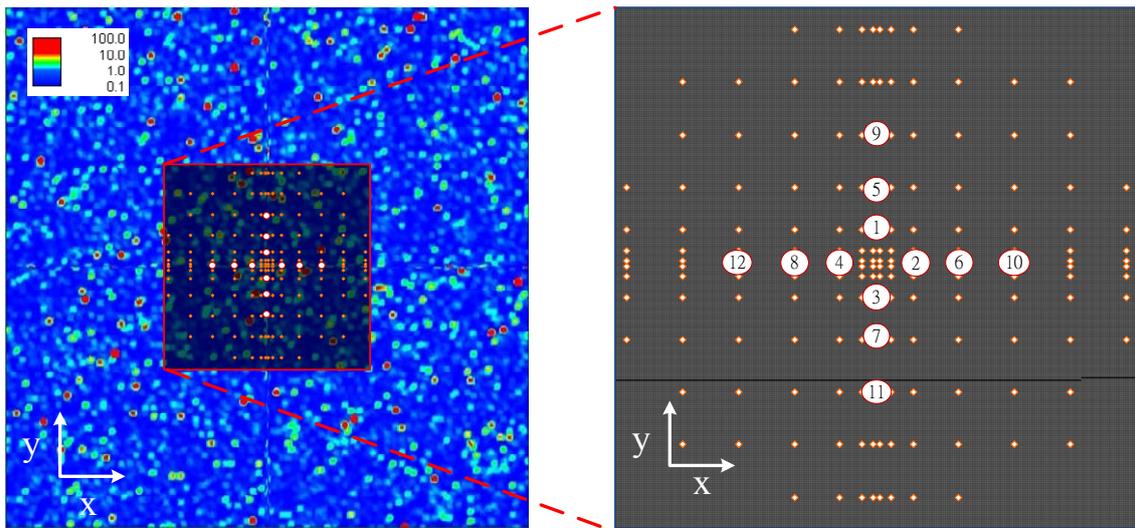
4.2.2 數值抽水試驗模擬

本研究以 4 種抽水率($Q=0.1$ 、 1.0 、 10 、 20 ， L^3/T)模擬均質場與 4 種異質場的抽水試驗，異質場的算數平均都為 $T_{g,ari}=1.0$ ，變異數 $\sigma^2=0.0$ 、 0.5 、 1.0 、 2.0 、 4.0 則表示異質場不同的異質程度。抽水歷程為 25,000 單位時間，在抽水歷程內，洩降範圍不會超過 $1,750 \times 1,750$ 之方形異質場。

由 4.2.1 節可知，本研究之模擬範圍具有 48,841 的計算網格，若每點之洩降資料均進行分析，資料量將過於龐大。由於 *Jacob* 近似法套配抽水時段落於 $u < 0.03$ 的區間，推求結果與 *Theis* 法的誤差 $< 1\%$ ，因此本研究以 u 值範圍進行模擬洩降資料的篩選，所有進行分析的資料必須滿足 $0.01 < u < 0.03$ 的要求。

在 $T=1.0$ 、 $S=1.0$ 的條件下，可推導得 $u = r^2 / 4t$ ，本研究模擬抽水歷程時間最大為 $t=25,000$ ，只要確定 u 值，則可反推得距離 r ，在距離 r 內的計算點資料才能符合 $0.01 < u < 0.03$ 的要求，供後續進行分析。若以 u 必須大於等於 0.01 為標準，當 t 為 25,000 時，求解得 $r=31.62$ ，表示在此距離內的格點，在模擬時間終止時，剛好有 $u=0.01$ 範圍內的有效資料。本研究在有效格點範圍內，在東、西、南、北四個方位分別選取距離抽水井 $R1=6.52$ 、 $R2=12.51$ 與 $R3=24.51$ 單位長度的 12 個觀測點，做為抽水分析的依據，相關配置以 $\sigma^2=4.0$ 的異質場為例，如圖 4.6。

VSAFT2 是以元素的概念製造異質場，每個元素由四個網格點所構成，各元素具有代表的 T 值。由於計算輸出為網格點之洩降資料，在此定義計算觀測點的流通係數為相鄰元素流通係數的算術平均。如圖 4.7，OBS. Point 即代表觀測點，其流通係數即為 $(T1+T2+T3+T4)/4$ ，12 個觀測點在不同異質場所對應的數值列於表 4.2。



(a)

(b)

圖 4.6 (a) $\sigma^2 = 4.0$ 的異質場範圍 $1,750 \times 1,750$ ，中心 450×450 範圍(紅色方框)內的格點紀錄抽水試驗過程中的水位變化；(b)橘色點代表紅色方框內包含 $u=0.03$ 的格點的相對位置，紅圈數字代表包含 $u=0.01$ 的格點與中心抽水井距離的最大半徑，共 12 個選定分析洩降資料的格點，與中心抽水井的距離為 $R1=6.52$ 、 $R2=12.51$ 、 $R3=24.51$ 。

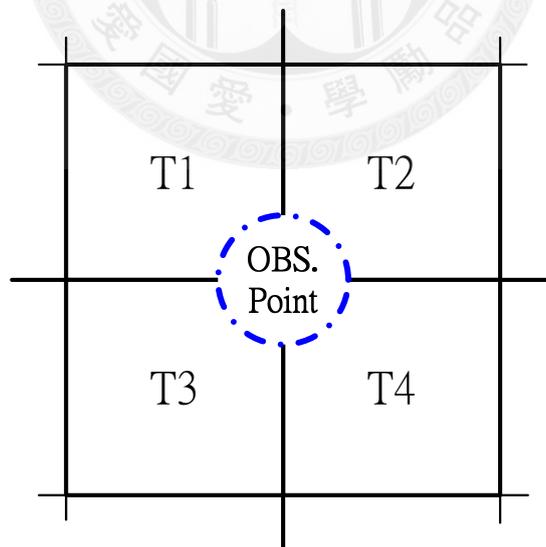


圖 4.7 觀測點所在位置之流通係數。圖中藍色圈代表觀測網格點，四周比鄰的 4 個方框代表網格，每個網格在異質場中的流通係數為 $T1$ 、 $T2$ 、 $T3$ 、 $T4$ 。

表 4.2 觀測點在各異質度含水層對應之流通係數

	σ^2	0.5	1.0	2.0	4.0
R1	#1	1.08	1.23	1.14	0.82
	#2	1.13	1.69	1.77	1.54
	#3	0.96	1.09	0.89	0.52
	#4	0.95	0.42	0.23	0.08
R2	#5	0.79	0.83	0.62	0.32
	#6	0.61	1.79	1.87	1.61
	#7	0.48	0.97	0.80	0.47
	#8	0.93	0.33	0.16	0.05
R3	#9	0.98	0.92	0.69	0.36
	#10	0.69	2.65	3.79	5.39
	#11	0.61	2.10	3.31	5.11
	#12	0.72	0.81	0.70	0.48

根據各異質場模擬不同抽水率下的抽水試驗結果，分別選定觀測點的水位資料，將相同抽水率、不同異質度下，三種觀測點距離的水位洩降與均質場試驗比較如圖 4.8-4.11。

圖 4.8 為抽水率 $Q=0.1$ 之模擬結果，橫軸為對數時間，縱軸為洩降。圖 4.8(a)~(d) 分別為不同異質度之模擬結果，為能夠與均質場洩降比較，各圖內均有均質場模擬結果，如粗虛線，粗實線，以及粗虛點線。由圖 4.8 中可看出，在異質度 1.0 以內，各觀測點之洩降趨勢與均質場類似，雖然洩降程度不同，但斜率幾近相等。而當異質度大於等於 2.0 時，各觀測點的洩降開始與均質有較大的差異，在異質度為 4.0 時，洩降的趨勢與均質相比，差異已相當顯著。圖 4.9-4.11 分別為抽水率 $Q=1.0$ 、 10.0 、 20.0 的模擬結果，與圖 4.9 所反映的情形相差不大，由於抽水量值變大，因此洩降亦呈現幾近線性的增加。

以異質度 $\sigma^2=2$ 的隨機為例，以不同抽水率進行抽水試驗洩降範圍隨時間變化圖，如圖 4.12。

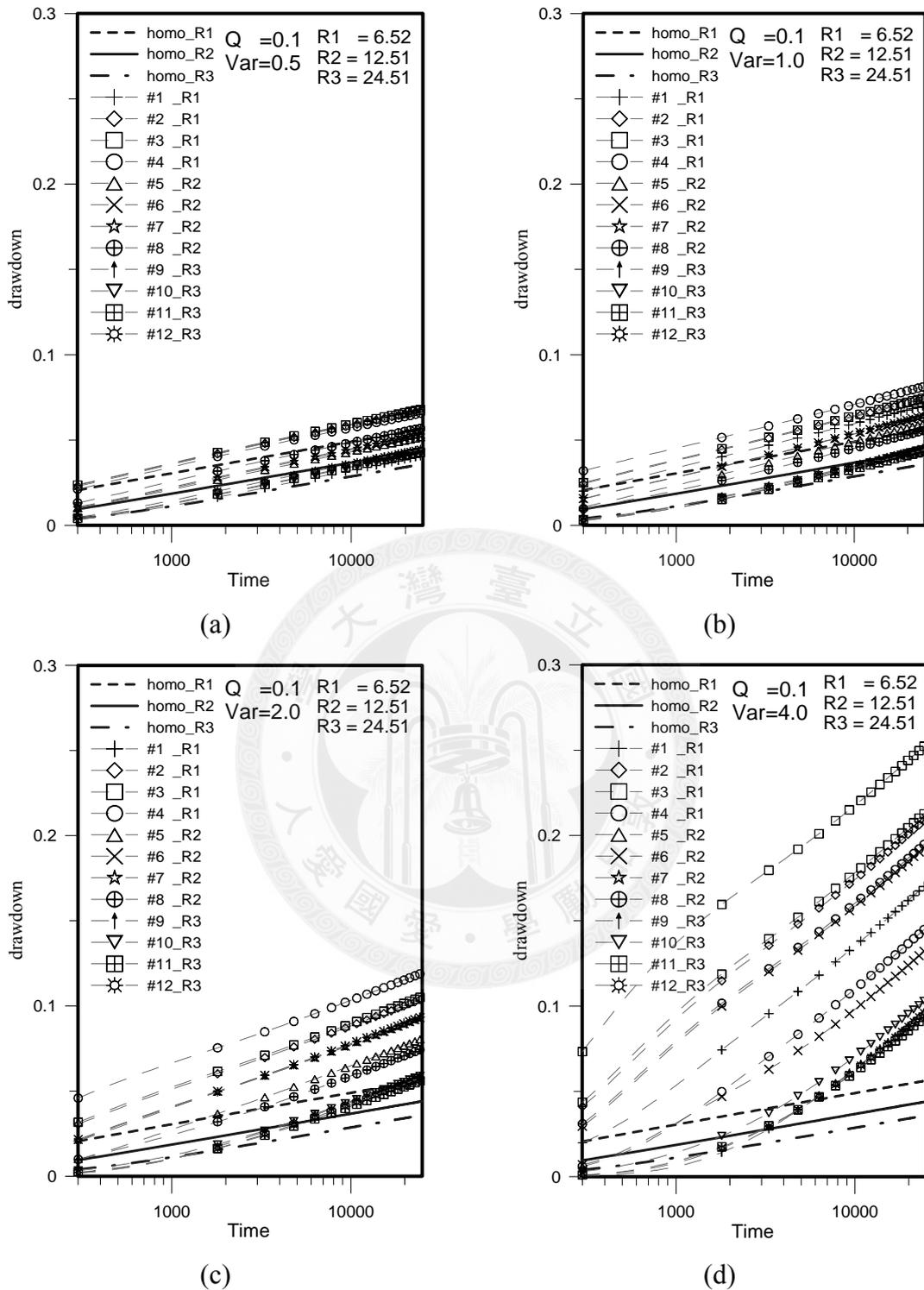


圖 4.8 $Q=0.1$ 在不同異質度含水層抽水試驗中各觀測點之洩降圖。圖中橫軸為對數時間、縱軸為洩降，並統一尺度以便比較不同異質度以及距離觀測井不同距離之洩降變化。

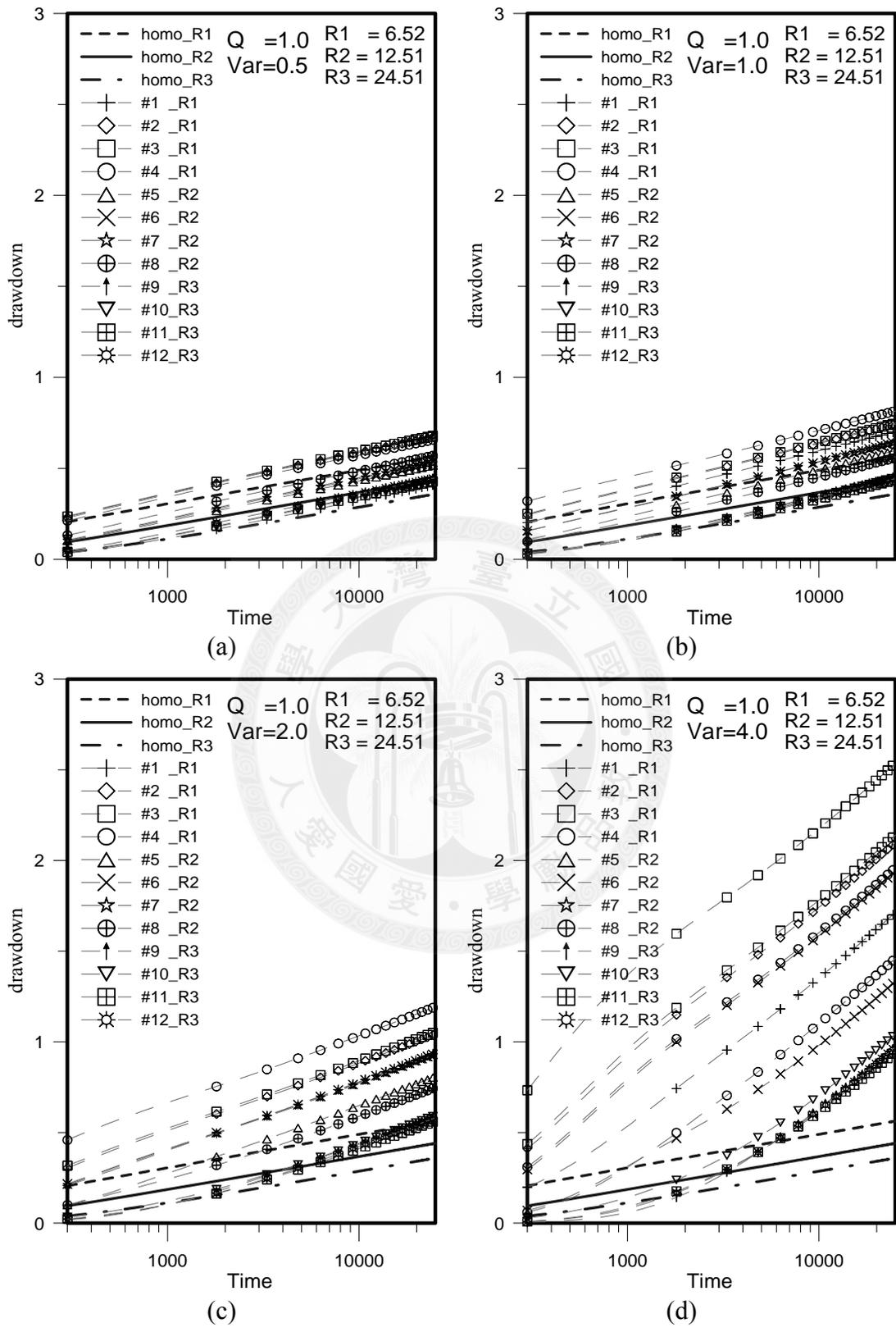


圖 4.9 $Q=1.0$ 在不同異質度含水層抽水試驗中各觀測點之洩降圖

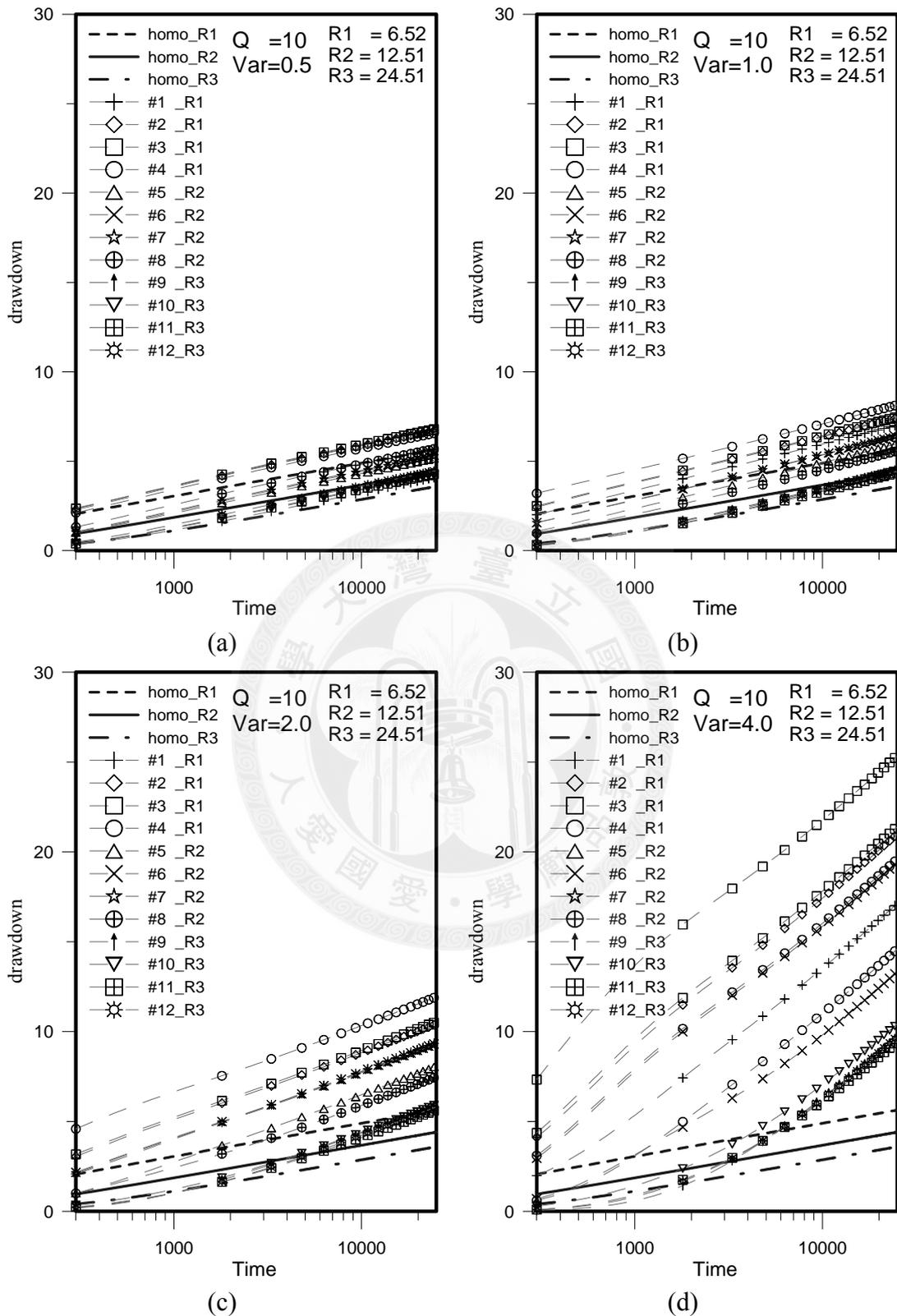


圖 4.10 $Q=10$ 在不同異質度含水層抽水試驗中各觀測點之洩降圖。

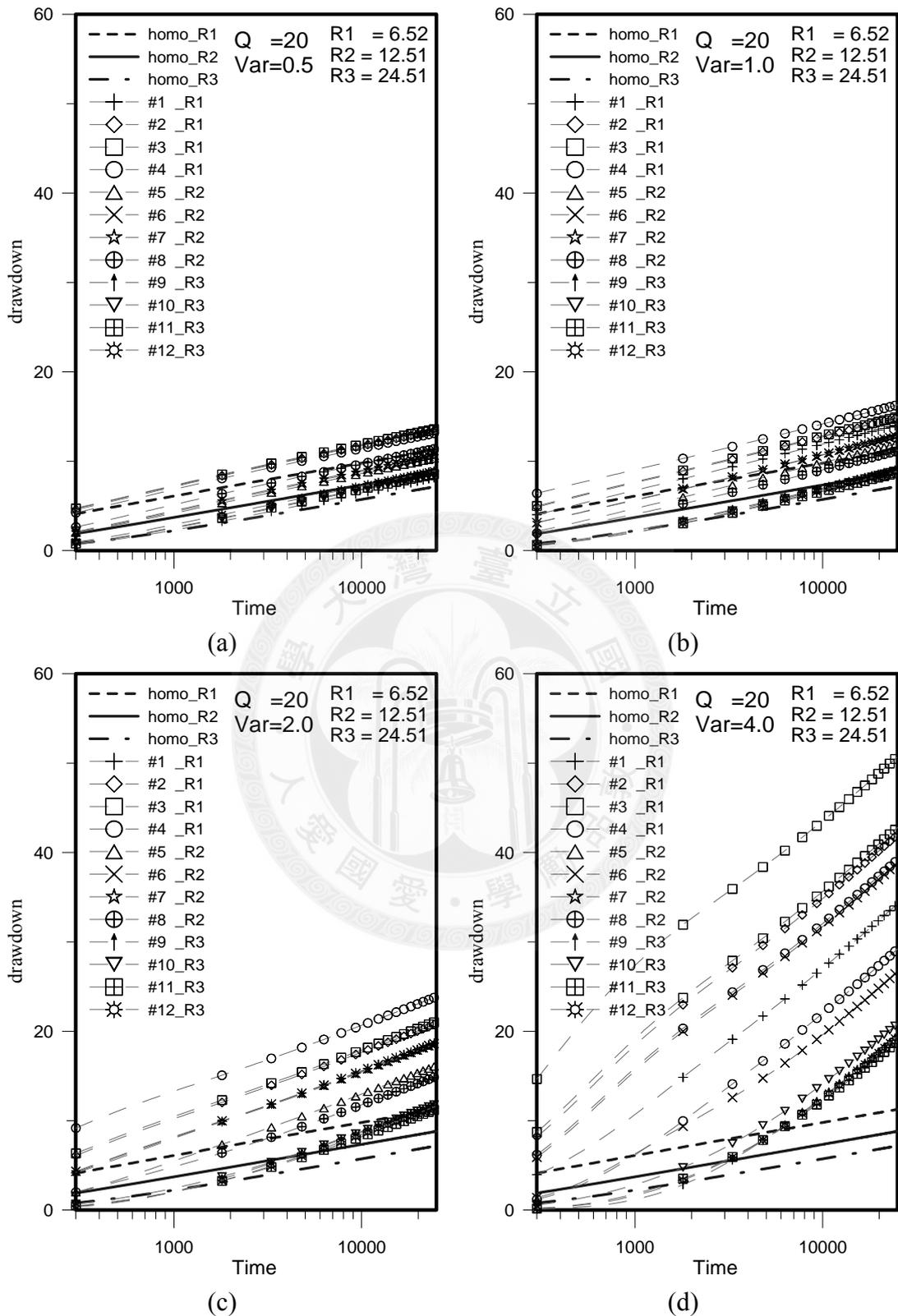


圖 4.11 $Q=20$ 在不同異質度含水層抽水試驗中各觀測點之洩降圖。

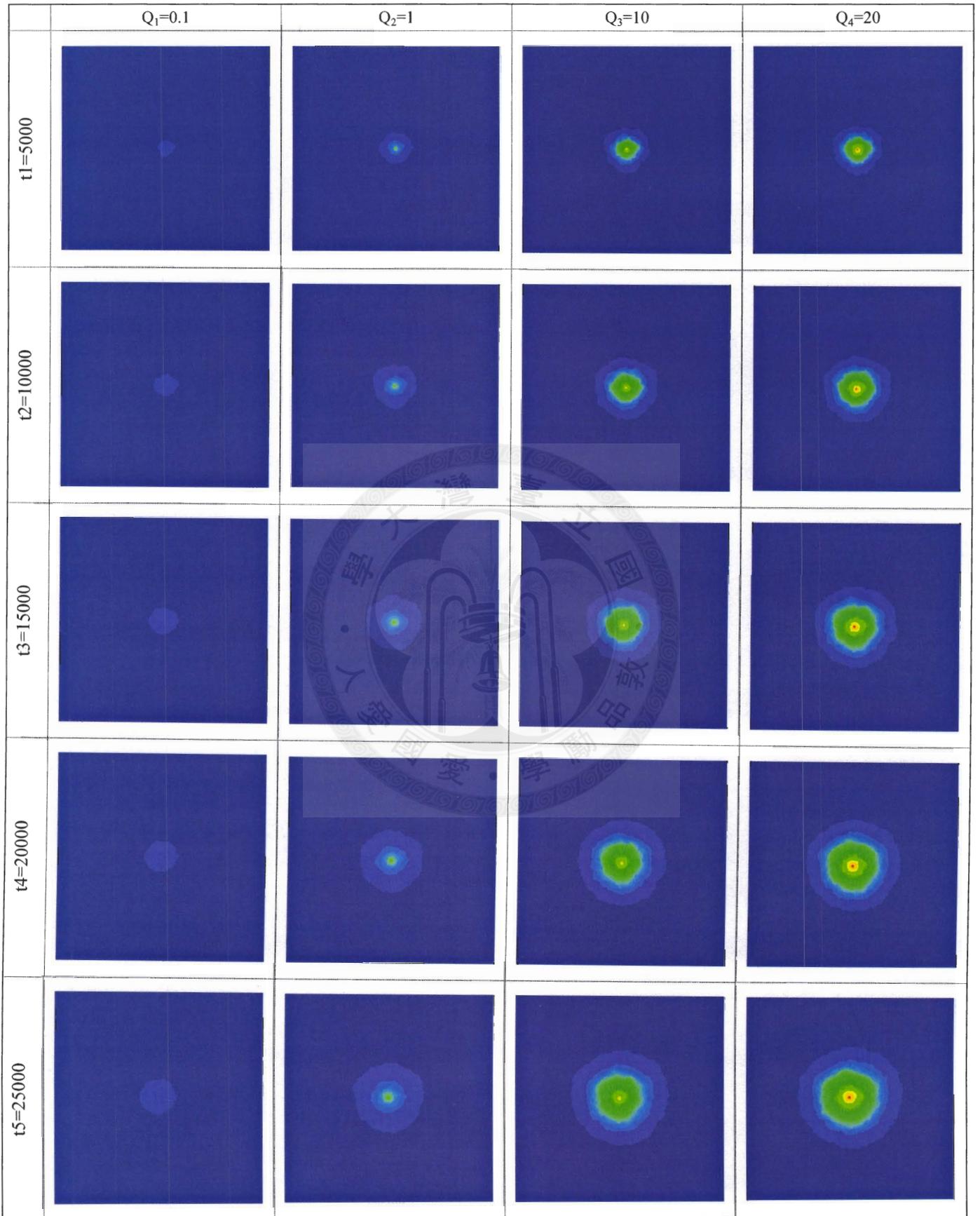


圖 4.12 不同抽水率進行抽水試驗洩降範圍隨時間變化圖

4.3 分析與討論

本研究根據 4.2 節之數值試驗結果，擬定 4 種分析方式，分別為「*Theis* 法」、
「*Jacob* 近似法」、「最佳套配 *T*-區段 *u* 套配」、「最佳套配 *T*-逐步 *t* 套配」，依序說
明如下。

4.3.1 *Theis* 法

Theis 法可利用抽水試驗所蒐集之資料未達到穩態條件前，即可藉由洩降與時
間的關係求得含水層之特性參數 *S* 與 *T*。藉由繪製 *s* 與 r^2/t 之半對數圖並與 $W(u)$
與 *u* 所構成之特徵曲線(type curve)做套疊，利用比對後相對應之 $W(u)$ 、*u*、*s* 與 r^2/t
值求得 *S* 與 *T* 值。*Theis* 法早期在應用時，需要利用套圖方式進行，難以推求得真
正的含水層特性參數，但目前利用程式函式庫表現 *Theis* 公式之井函數無窮積分
項，套配洩降資料求解流通係數 $T_{est,T}$ 已可得到相當好的結果，均質場之套配結果
如表 4.3，異質場之套配結果如表 4.4。

表 4.3 均質場在不同抽水率下利用 *Theis* 法推求之 $T_{est,T}$

	Var=0.0		$Q_1=0.1$		$Q_2=1$		$Q_3=10$		$Q_4=20$	
	$T_{est,T}$	error								
#1	0.98	2.05%	0.98	2.07%	0.98	2.07%	0.98	2.07%	0.98	2.07%
#2	0.98	2.05%	0.98	2.07%	0.98	2.07%	0.98	2.07%	0.98	2.07%
#3	0.98	2.05%	0.98	2.07%	0.98	2.07%	0.98	2.07%	0.98	2.07%
#4	0.98	2.05%	0.98	2.07%	0.98	2.07%	0.98	2.07%	0.98	2.07%
#5	0.99	1.45%	0.99	1.43%	0.99	1.43%	0.99	1.43%	0.99	1.43%
#6	0.99	1.45%	0.99	1.43%	0.99	1.43%	0.99	1.43%	0.99	1.43%
#7	0.99	1.45%	0.99	1.43%	0.99	1.43%	0.99	1.43%	0.99	1.43%
#8	0.99	1.45%	0.99	1.43%	0.99	1.43%	0.99	1.43%	0.99	1.43%
#9	0.99	0.99%	0.99	0.98%	0.99	0.98%	0.99	0.98%	0.99	0.98%
#10	0.99	0.99%	0.99	0.98%	0.99	0.98%	0.99	0.98%	0.99	0.98%
#11	0.99	0.99%	0.99	0.98%	0.99	0.98%	0.99	0.98%	0.99	0.98%
#12	0.99	0.99%	0.99	0.98%	0.99	0.98%	0.99	0.98%	0.99	0.98%
T_{avg}	0.99									

表 4.4 各異質場在不同抽水率下利用 Theis 法推求之 $T_{est,T}$

$T_{eff}=0.82, \sigma^2=0.5$								
	$Q_1=0.1$		$Q_2=1$		$Q_3=10$		$Q_4=20$	
	$T_{est,T}$	error	$T_{est,T}$	error	$T_{est,T}$	error	$T_{est,T}$	error
#1	0.80	2.12%	0.80	2.10%	0.80	2.10%	0.80	2.10%
#2	0.80	2.80%	0.80	2.79%	0.80	2.79%	0.80	2.79%
#3	0.80	2.87%	0.80	2.88%	0.80	2.88%	0.80	2.88%
#4	0.80	2.89%	0.80	2.87%	0.80	2.87%	0.80	2.87%
#5	0.81	0.89%	0.81	0.90%	0.81	0.91%	0.81	0.91%
#6	0.80	2.05%	0.80	2.04%	0.80	2.04%	0.80	2.04%
#7	0.80	1.88%	0.80	1.90%	0.80	1.90%	0.80	1.90%
#8	0.80	2.30%	0.80	2.30%	0.80	2.30%	0.80	2.30%
#9	0.82	0.13%	0.82	0.13%	0.82	0.13%	0.82	0.13%
#10	0.81	0.85%	0.81	0.83%	0.81	0.83%	0.81	0.83%
#11	0.81	0.73%	0.81	0.72%	0.81	0.73%	0.81	0.73%
#12	0.82	0.09%	0.82	0.10%	0.82	0.10%	0.82	0.10%
T_{avg}	0.81		0.81		0.81		0.81	
$T_{eff}=0.66, \sigma^2=1.0$								
#1	0.69	4.21%	0.69	4.21%	0.69	4.21%	0.69	4.21%
#2	0.69	4.86%	0.69	4.85%	0.69	4.85%	0.69	4.85%
#3	0.69	4.86%	0.69	4.86%	0.69	4.86%	0.69	4.86%
#4	0.69	5.29%	0.69	5.27%	0.69	5.27%	0.69	5.27%
#5	0.69	3.95%	0.69	3.95%	0.69	3.95%	0.69	3.95%
#6	0.70	5.45%	0.70	5.45%	0.70	5.45%	0.70	5.45%
#7	0.70	5.45%	0.70	5.45%	0.70	5.45%	0.70	5.45%
#8	0.70	5.59%	0.70	5.59%	0.70	5.61%	0.70	5.61%
#9	0.69	4.79%	0.69	4.74%	0.69	4.74%	0.69	4.74%
#10	0.70	5.56%	0.70	5.58%	0.70	5.58%	0.70	5.58%
#11	0.70	5.53%	0.70	5.58%	0.70	5.58%	0.70	5.58%
#12	0.68	3.44%	0.68	3.39%	0.68	3.39%	0.68	3.39%
T_{avg}	0.69		0.69		0.69		0.69	
$T_{eff}=0.43, \sigma^2=2.0$								
#1	0.46	7.84%	0.46	7.84%	0.46	7.84%	0.46	7.84%
#2	0.47	9.14%	0.47	9.16%	0.47	9.16%	0.47	9.16%
#3	0.47	9.14%	0.47	9.14%	0.47	9.14%	0.47	9.14%
#4	0.47	9.51%	0.47	9.49%	0.47	9.49%	0.47	9.49%
#5	0.46	6.91%	0.46	6.93%	0.46	6.93%	0.46	6.93%
#6	0.47	9.84%	0.47	9.86%	0.47	9.86%	0.47	9.86%
#7	0.47	9.84%	0.47	9.86%	0.47	9.86%	0.47	9.86%
#8	0.47	10.35%	0.47	10.33%	0.47	10.33%	0.47	10.33%
#9	0.46	7.26%	0.46	7.23%	0.46	7.23%	0.46	7.23%
#10	0.47	9.98%	0.47	10.00%	0.47	10.00%	0.47	10.00%
#11	1.00	132.56%	1.00	132.56%	1.00	132.56%	1.00	132.56%
#12	0.45	5.67%	0.45	5.65%	0.45	5.67%	0.45	5.67%
T_{avg}	0.47		0.47		0.47		0.47	
* #11 所推求之流通係數 T_{est} 與有效流通係數 T_{eff} 誤差太大，不列入平均計算								
$T_{eff}=0.18, \sigma^2=4.0$								
#1	0.21	15.83%	0.21	15.83%	0.21	15.83%	0.21	15.83%
#2	0.21	17.67%	0.21	17.67%	0.21	17.67%	0.21	17.67%
#3	0.21	17.44%	0.21	17.44%	0.21	17.44%	0.21	17.44%
#4	0.21	16.39%	0.21	16.39%	0.21	16.39%	0.21	16.39%
#5	0.20	13.06%	0.20	13.06%	0.20	13.06%	0.20	13.06%
#6	0.21	18.61%	0.21	18.61%	0.21	18.61%	0.21	18.61%
#7	0.21	18.61%	0.21	18.61%	0.21	18.61%	0.21	18.61%
#8	0.22	24.33%	0.22	24.33%	0.22	24.33%	0.22	24.33%
#9	0.20	9.89%	0.20	9.89%	0.20	9.89%	0.20	9.89%
#10	0.22	21.67%	0.22	21.61%	0.22	21.61%	0.22	21.61%
#11	0.22	20.17%	0.22	20.11%	0.22	20.11%	0.22	20.11%
#12	0.20	13.06%	0.20	13.00%	0.20	13.00%	0.20	13.00%
T_{avg}	0.21		0.21		0.21		0.21	

由表 4.3 在不同抽水率下推求流通係數 $T_{est,T}$ 的結果，顯示在均質場中利用 *Theis* 法求解可獲得相當接近有效流通係數 T_{eff} 的值，最大誤差 <3%，平均誤差為 1.5%；距離抽水井愈近的觀測點(R1)誤差愈大(最大誤差 2.07%)，距離愈遠(R2)誤差愈小(最大誤差 0.99%)。不同抽水率 $Q=0.1、1.0、10、20$ 的抽水結果十分接近，說明抽水率對試驗結果的影響可以忽略不計。

表 4.4 為異質場推求流通係數的結果，大致可歸納出在 σ^2 小於 1.0 時，距離抽水井愈近的觀測點所推求之 $T_{est,T}$ 與有效流通係數誤差愈大，當異質度等於 1.0，誤差大約為 5%；另隨著異質度增加，誤差愈大，而與抽水井距離不同的觀測點所顯示的誤差愈無明顯規則。

由結果發現，以 *Theis* 法推求流通係數的結果，在均質場及異質度為 0.5 時，會造成低估；當異質度高於 1.0，則推求之流通係數會產生高估的情況。由以上說明可推測，當 $\sigma^2=0.5\sim 1.0$ 時，利用 *Theis* 法能夠推求得最佳有效流通係數。有關此一現象仍需更多數值試驗或透過實際資料的分析才能獲得進一步得資訊。

4.3.2 *Jacob* 近似法

利用 *Jacob* 近似法推求流通係數的方法不考慮初期洩降資料，只以較晚期抽水時間的洩降資料進行分析。由於洩降 s 和時間 t 取對數後存在線性關係，因此可由觀測點洩降的時間序列資料，利用迴歸式套配得最佳直線段，推求流通係數 $T_{est,J}$ ，如圖 4.13 所示。當 $u < 0.03$ 時，與 *Theis* 公式的差異小於 1%，因此利用 *Jacob* 近似法推求流通係數時，擷取 24,200-25,000 單位時間內的晚期洩降資料進行迴歸套配，則各觀測點的 u 值可落在 $0.0004 < u < 0.006$ 的範圍，套配結果與 T_{eff} 的誤差列於表 4.5。

異質場利用 *Jacob* 近似法推求流通係數時，分別對 4 種異質度地質場在 4 種抽水率下模擬抽水試驗所蒐集的資料進行迴歸分析，擷取 24,200-25,000 模擬時間區段內的洩降資料進行迴歸套配，各種異質度觀測點的套配結果與 T_{eff} 的誤差列於表 4.6。

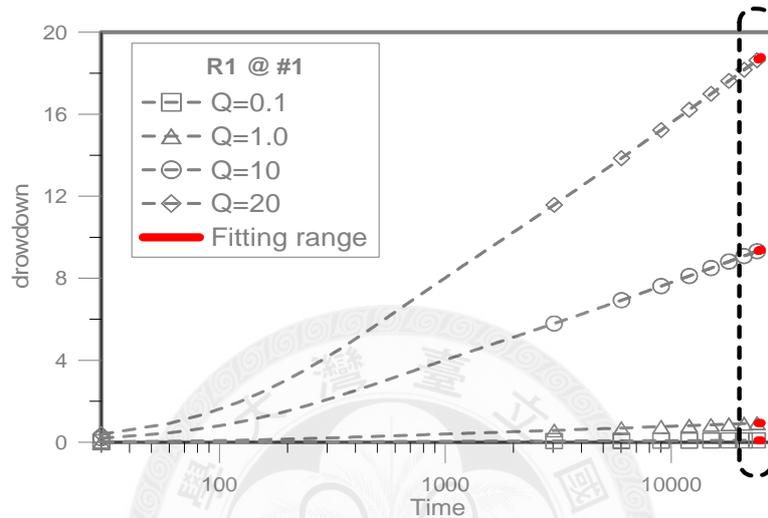


圖 4.13 利用 *Jacob* 近似法套配模擬時間 24,200-25,000 推求之流通係數。圖中橫軸為對數時間、縱軸為洩降，□、△、○、◇ 分別代表不同抽水率的試驗結果，紅色線段為套配時段 24,200-25,000，以黑色虛線圈選標註。

表 4.5 均質場在不同抽水率下利用 *Jacob* 近似法推求之 $T_{est,J}$

Var=0.0	$Q_1=0.1$		$Q_2=1$		$Q_3=10$		$Q_4=20$	
	$T_{est,J}$	error	$T_{est,J}$	error	$T_{est,J}$	error	$T_{est,J}$	error
#1	1.02	2.12%	0.98	1.93%	1.00	0.21%	1.00	0.27%
#2	1.02	2.12%	0.98	1.93%	1.00	0.21%	1.00	0.27%
#3	1.02	2.12%	0.98	1.93%	1.00	0.21%	1.00	0.27%
#4	1.02	2.12%	0.98	1.93%	1.00	0.21%	1.00	0.27%
#5	1.04	3.83%	1.02	1.70%	1.00	0.01%	1.00	0.10%
#6	1.04	3.83%	1.02	1.70%	1.00	0.01%	1.00	0.10%
#7	1.04	3.83%	1.02	1.70%	1.00	0.01%	1.00	0.10%
#8	1.04	3.83%	1.02	1.70%	1.00	0.01%	1.00	0.10%
#9	1.02	2.12%	0.97	2.60%	1.00	0.29%	1.00	0.43%
#10	1.02	2.12%	0.97	2.60%	1.00	0.29%	1.00	0.43%
#11	1.02	2.12%	0.97	2.60%	1.00	0.29%	1.00	0.43%
#12	1.02	2.12%	0.97	2.60%	1.00	0.29%	1.00	0.43%
T_{avg}	1.03		0.99		1.0		1.0	

依據表 4.5 的分析結果，均質場在不同抽水率下利用 *Jacob* 近似法推求流通係數 $T_{est,J}$ 與有效流通係數的平均誤差 < 1.5%，抽水率愈小則誤差愈大，最大誤差產生於抽水率 $Q=0.1$ 、觀測點距離抽水井距離 $R_2=12.54$ 處。

表 4.6 異質場在不同抽水率下利用 Jacob 近似法推求之 $T_{est,J}$

$$T_{eff}=0.82, \sigma^2=0.5$$

	$Q_1=0.1$		$Q_2=1$		$Q_3=10$		$Q_4=20$	
	$T_{est,J}$	error	$T_{est,J}$	error	$T_{est,J}$	error	$T_{est,J}$	error
#1	0.82	0.27%	0.83	1.69%	0.83	1.60%	0.83	1.55%
#2	0.86	5.19%	0.83	1.44%	0.83	1.52%	0.83	1.61%
#3	0.84	2.01%	0.84	2.04%	0.83	1.60%	0.83	1.56%
#4	0.88	6.80%	0.83	1.65%	0.83	1.58%	0.83	1.68%
#5	0.85	4.13%	0.84	1.93%	0.83	1.80%	0.83	1.70%
#6	0.80	2.75%	0.83	1.65%	0.83	1.73%	0.83	1.65%
#7	0.93	13.90%	0.83	1.69%	0.83	1.68%	0.83	1.80%
#8	0.80	2.56%	0.84	2.36%	0.84	1.91%	0.83	1.76%
#9	0.83	0.96%	0.83	1.65%	0.84	2.18%	0.84	2.20%
#10	0.83	0.96%	0.84	2.48%	0.84	2.17%	0.84	2.19%
#11	0.80	2.75%	0.84	2.27%	0.84	2.17%	0.84	2.19%
#12	0.83	0.96%	0.85	3.22%	0.84	2.49%	0.84	2.44%
T_{avg}	0.84	3.84%	0.84	3.42%	0.84	7.22%	0.84	10.99%

$$T_{eff}=0.66, \sigma^2=1.0$$

#1	0.69	3.96%	0.68	3.51%	0.68	3.36%	0.68	3.40%
#2	0.66	0.48%	0.68	3.51%	0.68	3.34%	0.68	3.35%
#3	0.72	9.21%	0.68	3.48%	0.68	3.43%	0.68	3.34%
#4	0.66	0.50%	0.68	2.77%	0.68	3.29%	0.68	3.36%
#5	0.66	0.50%	0.68	3.48%	0.68	3.70%	0.68	3.61%
#6	0.69	4.11%	0.68	3.35%	0.68	3.53%	0.68	3.54%
#7	0.69	4.11%	0.68	3.35%	0.68	3.48%	0.68	3.49%
#8	0.69	4.74%	0.68	3.64%	0.68	3.60%	0.68	3.56%
#9	0.66	0.48%	0.69	4.77%	0.69	4.66%	0.69	4.66%
#10	0.70	6.04%	0.69	3.98%	0.69	4.44%	0.69	4.41%
#11	0.68	3.54%	0.69	4.37%	0.69	4.44%	0.69	4.48%
#12	0.69	3.96%	0.69	3.90%	0.69	3.97%	0.69	3.85%
T_{avg}	0.68	1.90%	0.68	3.66%	0.68	5.99%	0.68	10.97%

$$T_{eff}=0.43, \sigma^2=2.0$$

#1	0.47	8.39%	0.45	5.00%	0.45	5.15%	0.45	5.13%
#2	0.47	8.37%	0.45	5.41%	0.45	5.24%	0.45	5.26%
#3	0.46	6.84%	0.45	5.36%	0.45	5.24%	0.45	5.23%
#4	0.46	6.96%	0.45	5.30%	0.45	4.98%	0.45	5.01%
#5	0.46	6.96%	0.45	5.36%	0.45	5.47%	0.45	5.45%
#6	0.44	2.56%	0.45	5.53%	0.45	5.55%	0.45	5.51%
#7	0.44	2.96%	0.45	5.56%	0.45	5.51%	0.45	5.50%
#8	0.47	8.49%	0.45	5.45%	0.45	5.23%	0.45	5.21%
#9	0.47	8.37%	0.46	7.61%	0.46	7.51%	0.46	7.50%
#10	0.49	13.29%	0.46	7.44%	0.46	7.45%	0.46	7.45%
#11	0.46	6.28%	0.46	7.85%	0.46	7.63%	0.46	7.63%
#12	0.46	6.96%	0.45	5.73%	0.45	5.76%	0.45	5.76%
T_{avg}	0.46	1.81%	0.45	3.75%	0.45	5.91%	0.45	10.98%

$$T_{eff}=0.18, \sigma^2=4.0$$

#1	0.19	7.85%	0.20	8.62%	0.20	8.89%	0.20	8.89%
#2	0.19	7.85%	0.20	9.48%	0.20	9.54%	0.20	9.55%
#3	0.20	8.60%	0.20	9.62%	0.20	9.50%	0.20	9.49%
#4	0.19	7.85%	0.20	9.07%	0.20	9.01%	0.20	9.01%
#5	0.20	13.14%	0.20	9.70%	0.20	9.42%	0.20	9.43%
#6	0.20	13.14%	0.20	9.59%	0.20	9.87%	0.20	9.88%
#7	0.20	9.36%	0.20	9.84%	0.20	9.89%	0.20	9.89%
#8	0.19	7.85%	0.20	9.64%	0.20	9.73%	0.20	9.71%
#9	0.21	15.11%	0.21	14.50%	0.21	14.40%	0.21	14.39%
#10	0.21	15.23%	0.21	14.75%	0.21	14.74%	0.21	14.71%
#11	0.21	14.88%	0.21	15.83%	0.21	15.80%	0.21	15.78%
#12	0.20	12.14%	0.20	10.62%	0.20	10.83%	0.20	10.80%
T_{avg}	0.20	1.81%	0.20	3.75%	0.20	5.90%	0.20	10.98%

由表 4.6，將各抽水率推求之誤差平均，可發現在各種異質度下皆呈現抽水率愈大、誤差愈大的現象。在異質度為 1.0 的條件下， $Q=0.1$ 的平均誤差已達 3.67%；當 $Q=10$ 為 6.24%，當 $Q=20$ 時，誤差高達 11%；若將可接受誤差範圍定義在 3% 以內，依據本模擬分析結果，則抽水率大於 1.0 以上所推求之有效流通係數已超過可接受範圍；異質度的變異反映在平均誤差上則較不明顯，平均誤差並未因異質度增加而明顯增加。由此模擬結果的分析可推知，利用 Jacob 法推求有效流通係數時，因為抽水率不同導致推求有效流通係數的誤差比異質度所造成的影響顯著。

4.3.3 最佳套配 T -區段 u 套配

由 Jacob 近似法套配洩降資料落於 $u < 0.03$ 的區間內時，推求結果將與 Theis 法的誤差 $< 1\%$ 。本研究以此觀點進行探討，「最佳套配 T -區段 u 套配」將模擬所得之洩降資料，依照 $u=0.01$ 、 0.02 、 0.03 、 0.04 、 0.05 、 0.06 、 0.07 、 0.08 、 0.09 、 0.1 進行分段，將任兩 u 值之間的資料進行迴歸套配，可推估得 $C_2^{10} = 10(10-1)/2 = 45$ 組流通係數 $T_{est,u}$ ，由 45 組 $T_{est,u}$ 中選取與 T_{effp} 最接近者作為「最佳套配 $T_{est,u}$ 」，則對應之 u 區段為最佳區段。

以 $u=0.01\sim 0.02$ 區段為例，若 $S=1.0$ ， $T=1.0$ ， r 為 $R1=6.52$ ，則透過 $u = r^2 S / 4Tt$ ，可將對應的時間區段計算出來，為 $t = 531.38\sim 1062.76$ ，將此時間段內的洩降資料擷取出來進行迴歸分析，即可得到 $u=0.01\sim 0.02$ 段的迴歸式，並據以推估 $T_{est,u}$ 。

「最佳套配 T -區段 u 套配」結果整理於表 7，表中「 u_s 」代表起始套配 u 值，「 u_t 」代表終止套配 u 值，「 T_{effp} 」代表有效流通係數，「 $T_{est,u}$ 」為各抽水率下不同距離之最佳套配結果，「 $error$ 」代表 $T_{est,u}$ 與 T_{effp} 的誤差百分比，計算方法同(4-5)式。

表 4.7 為均質場之分析結果，在均質場中，無論流通係數採取何種平均，其結果與有效流通係數的結果均相同。迴歸式是以最佳 $T_{est,u}$ 為標準，由表中可看出，不同模擬案例之 $T_{est,u}$ 均與 T_{effp} 相當接近。由 u_s 和 u_t 的範圍可以看出，大致都是在 0.01 至 0.02 之間。較特殊的是小抽水率#1~#4 的 u 範圍，大概是在 0.06~0.1，由於 #1~#4 距抽水井的距離均為 R1，屬於距抽水井較近的點，若以 $u=0.01\sim 0.02$ 來計算其迴歸時間段為 $t = 531.38\sim 1062.76$ ，為初期洩降資料，在抽水率較小時，由於其洩降資料對含水層特性的描述能力仍不足夠，因此在此區段範圍內所推求的誤差較大是可預期的。由此可知，在以 u 進行分段時，觀測點若距離較近， u 值的選取範圍應更小，才能確保其洩降資料具有足夠的代表性。

表 4.8-4.11 為不同異質場之分析結果，由 4.1 節的分析可知，當異質度越大時，有效流通係數與算術平均比越小。當異質場變異度越大，誤差越大，但變化的幅度並不明顯。若將表 4.8 中最佳 u 區段進行統計，可繪如圖 4.14，圖中橫軸為 u 區段，縱軸為最佳區段出現機率，顯示當 u 值落在 0.01~0.02 之間時，有將近一半的案例可計算得到「最佳套配 $T_{est,u}$ 」。不同抽水率在此影響並不顯著，由數據看不出其影響趨勢。

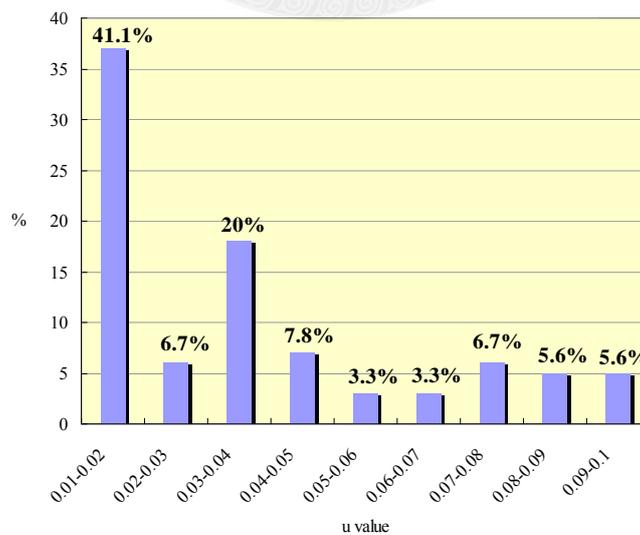


圖 4.14 最佳套配 T -區段 u 套配，各最佳套配區段比例圖

表 4.7 均質場「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數

$Q=0.1$	$T_{g,geo}$	T_{effp}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	1	1	0.06	0.1	0.99	1.46%
#2	1	1	0.06	0.1	0.99	1.46%
#3	1	1	0.06	0.1	0.99	1.46%
#4	1	1	0.06	0.1	0.99	1.46%
#5	1	1	0.01	0.03	1.00	0.33%
#6	1	1	0.01	0.03	1.00	0.33%
#7	1	1	0.01	0.03	1.00	0.33%
#8	1	1	0.01	0.03	1.00	0.33%
#9	1	1	0.01	0.02	1.01	1.06%
#10	1	1	0.01	0.02	1.01	1.06%
#11	1	1	0.01	0.02	1.01	1.06%
#12	1	1	0.01	0.02	1.01	1.06%
$Q=1.0$	$T_{g,geo}$	T_{effp}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	1	1	0.06	0.10	0.97	2.54%
#2	1	1	0.06	0.10	0.97	2.54%
#3	1	1	0.06	0.10	0.97	2.54%
#4	1	1	0.06	0.10	0.97	2.54%
#5	1	1	0.01	0.02	1.00	0.41%
#6	1	1	0.01	0.02	1.00	0.41%
#7	1	1	0.01	0.02	1.00	0.41%
#8	1	1	0.01	0.02	1.00	0.41%
#9	1	1	0.01	0.02	1.01	0.98%
#10	1	1	0.01	0.02	1.01	0.98%
#11	1	1	0.01	0.02	1.01	0.98%
#12	1	1	0.01	0.02	1.01	0.98%
$Q=10$	$T_{g,geo}$	T_{effp}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	1	1	0.01	0.02	0.97	2.74%
#2	1	1	0.01	0.02	0.97	2.74%
#3	1	1	0.01	0.02	0.97	2.74%
#4	1	1	0.01	0.02	0.97	2.74%
#5	1	1	0.01	0.02	1.00	0.39%
#6	1	1	0.01	0.02	1.00	0.39%
#7	1	1	0.01	0.02	1.00	0.39%
#8	1	1	0.01	0.02	1.00	0.39%
#9	1	1	0.01	0.02	1.01	0.99%
#10	1	1	0.01	0.02	1.01	0.99%
#11	1	1	0.01	0.02	1.01	0.99%
#12	1	1	0.01	0.02	1.01	0.99%
$Q=20$	$T_{g,geo}$	T_{effp}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	1	1	0.01	0.02	0.97	2.74%
#2	1	1	0.01	0.02	0.97	2.74%
#3	1	1	0.01	0.02	0.97	2.74%
#4	1	1	0.01	0.02	0.97	2.74%
#5	1	1	0.01	0.02	1.00	0.39%
#6	1	1	0.01	0.02	1.00	0.39%
#7	1	1	0.01	0.02	1.00	0.39%
#8	1	1	0.01	0.02	1.00	0.39%
#9	1	1	0.01	0.02	1.01	0.99%
#10	1	1	0.01	0.02	1.01	0.99%
#11	1	1	0.01	0.02	1.01	0.99%
#12	1	1	0.01	0.02	1.01	0.99%

表 4.8 異質場 $\sigma^2=0.5$ 、 $T_{eff}=0.82$ 「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數

$Q=0.1$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.78	0.82	0.06	0.08	0.82	0.38%
#2	0.78	0.82	0.07	0.1	0.81	1.81%
#3	0.78	0.82	0.06	0.08	0.82	0.38%
#4	0.78	0.82	0.07	0.1	0.81	1.81%
#5	0.78	0.82	0.03	0.06	0.82	0.01%
#6	0.78	0.82	0.01	0.02	0.82	0.34%
#7	0.78	0.82	0.01	0.03	0.82	0.12%
#8	0.78	0.82	0.01	0.03	0.82	0.14%
#9	0.78	0.82	0.01	0.02	0.84	2.42%
#10	0.78	0.82	0.08	0.09	0.82	0.18%
#11	0.78	0.82	0.01	0.02	0.84	2.46%
#12	0.78	0.82	0.05	0.07	0.84	2.57%
$Q=1.0$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.78	0.82	0.07	0.1	0.82	0.15%
#2	0.78	0.82	0.07	0.1	0.81	1.81%
#3	0.78	0.82	0.07	0.1	0.79	3.42%
#4	0.78	0.82	0.07	0.1	0.81	0.71%
#5	0.78	0.82	0.03	0.05	0.82	0.05%
#6	0.78	0.82	0.01	0.02	0.82	0.25%
#7	0.78	0.82	0.01	0.03	0.82	0.03%
#8	0.78	0.82	0.01	0.03	0.82	0.09%
#9	0.78	0.82	0.02	0.03	0.84	2.93%
#10	0.78	0.82	0.02	0.03	0.84	2.68%
#11	0.78	0.82	0.02	0.03	0.84	2.82%
#12	0.78	0.82	0.08	0.1	0.84	2.71%
$Q=10$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.78	0.82	0.07	0.1	0.82	0.09%
#2	0.78	0.82	0.07	0.1	0.80	1.98%
#3	0.78	0.82	0.07	0.1	0.79	3.10%
#4	0.78	0.82	0.07	0.1	0.81	0.65%
#5	0.78	0.82	0.03	0.04	0.82	0.00%
#6	0.78	0.82	0.01	0.02	0.82	0.26%
#7	0.78	0.82	0.01	0.03	0.82	0.03%
#8	0.78	0.82	0.01	0.03	0.82	0.07%
#9	0.78	0.82	0.01	0.02	0.84	2.47%
#10	0.78	0.82	0.01	0.02	0.84	2.40%
#11	0.78	0.82	0.01	0.02	0.84	2.50%
#12	0.78	0.82	0.09	0.1	0.84	2.72%
$Q=20$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.78	0.82	0.07	0.1	0.82	0.06%
#2	0.78	0.82	0.07	0.1	0.80	1.98%
#3	0.78	0.82	0.07	0.1	0.79	3.08%
#4	0.78	0.82	0.07	0.1	0.81	0.63%
#5	0.78	0.82	0.03	0.04	0.82	0.01%
#6	0.78	0.82	0.01	0.02	0.82	0.26%
#7	0.78	0.82	0.01	0.03	0.82	0.03%
#8	0.78	0.82	0.01	0.03	0.82	0.08%
#9	0.78	0.82	0.01	0.02	0.84	2.47%
#10	0.78	0.82	0.01	0.02	0.84	2.40%
#11	0.78	0.82	0.01	0.02	0.84	2.50%
#12	0.78	0.82	0.09	0.1	0.84	2.72%

表 4.9 異質場 $\sigma^2=1.0$ 、 $T_{eff}=0.66$ 「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數

$Q=0.1$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.61	0.66	0.03	0.05	0.69	5.11%
#2	0.61	0.66	0.06	0.08	0.66	0.51%
#3	0.61	0.66	0.05	0.08	0.66	0.07%
#4	0.61	0.66	0.05	0.08	0.66	0.10%
#5	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.22%
#6	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.24%
#7	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.24%
#8	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.71%
#9	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.67%
#10	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.59%
#11	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.61%
#12	0.61	0.66	0.01	0.02	0.69	4.60%
$Q=1.0$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.61	0.66	0.03	0.04	0.69	5.30%
#2	0.61	0.66	0.05	0.06	0.68	2.33%
#3	0.61	0.66	0.05	0.06	0.67	1.51%
#4	0.61	0.66	0.05	0.08	0.66	0.37%
#5	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.21%
#6	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.27%
#7	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.27%
#8	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.69%
#9	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.67%
#10	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.54%
#11	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.68%
#12	0.61	0.66	0.01	0.02	0.69	4.62%
$Q=10$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.61	0.66	0.03	0.04	0.70	5.39%
#2	0.61	0.66	0.05	0.06	0.68	2.75%
#3	0.61	0.66	0.05	0.07	0.67	2.11%
#4	0.61	0.66	0.04	0.1	0.66	0.41%
#5	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.20%
#6	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.29%
#7	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.29%
#8	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.70%
#9	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.66%
#10	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.54%
#11	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.68%
#12	0.61	0.66	0.01	0.02	0.69	4.62%
$Q=20$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.61	0.66	0.03	0.04	0.70	5.40%
#2	0.61	0.66	0.05	0.06	0.68	2.79%
#3	0.61	0.66	0.05	0.07	0.67	2.07%
#4	0.61	0.66	0.04	0.1	0.66	0.42%
#5	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.20%
#6	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.29%
#7	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.29%
#8	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	6.69%
#9	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.66%
#10	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.54%
#11	0.61	0.66	0.01	0.02	0.70	5.68%
#12	0.61	0.66	0.01	0.02	0.69	4.62%

表 4.10 異質場 $\sigma^2=2.0$ 、 $T_{eff}=0.43$ 「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數

$Q=0.1$	$T_{g,geo}$	T_{effp}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.37	0.43	0.04	0.05	0.48	11.31%
#2	0.37	0.43	0.08	0.1	0.44	2.51%
#3	0.37	0.43	0.08	0.1	0.44	2.51%
#4	0.37	0.43	0.05	0.09	0.43	0.40%
#5	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.42%
#6	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.57%
#7	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.54%
#8	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.99%
#9	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	8.07%
#10	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	8.12%
#11	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.31%
#12	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	6.14%
$Q=1.0$	$T_{g,geo}$	T_{effp}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.37	0.43	0.03	0.04	0.48	12.26%
#2	0.37	0.43	0.06	0.08	0.45	3.62%
#3	0.37	0.43	0.07	0.09	0.44	1.84%
#4	0.37	0.43	0.05	0.09	0.43	0.44%
#5	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.44%
#6	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.60%
#7	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.62%
#8	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.99%
#9	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	8.03%
#10	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	8.09%
#11	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.32%
#12	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	6.19%
$Q=10$	$T_{g,geo}$	T_{effp}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.37	0.43	0.03	0.04	0.48	12.29%
#2	0.37	0.43	0.07	0.09	0.45	3.76%
#3	0.37	0.43	0.07	0.09	0.44	2.20%
#4	0.37	0.43	0.05	0.09	0.43	0.47%
#5	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.45%
#6	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.62%
#7	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.62%
#8	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.98%
#9	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	8.03%
#10	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	8.09%
#11	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.32%
#12	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	6.17%
$Q=20$	$T_{g,geo}$	T_{effp}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.37	0.43	0.03	0.04	0.48	12.29%
#2	0.37	0.43	0.07	0.09	0.45	3.76%
#3	0.37	0.43	0.07	0.09	0.44	2.20%
#4	0.37	0.43	0.05	0.09	0.43	0.48%
#5	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.45%
#6	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.62%
#7	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.62%
#8	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.99%
#9	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	8.03%
#10	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	8.09%
#11	0.37	0.43	0.01	0.02	0.47	8.32%
#12	0.37	0.43	0.01	0.02	0.46	6.17%

表 4.11 異質場 $\sigma^2=4.0$ 、 $T_{eff}=0.18$ 「最佳套配 T -區段 u 」推求之最佳有效流通係數

$Q=0.1$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.14	0.18	0.04	0.05	0.22	23.52%
#2	0.14	0.18	0.08	0.1	0.18	0.39%
#3	0.14	0.18	0.07	0.1	0.18	0.24%
#4	0.14	0.18	0.05	0.08	0.18	0.30%
#5	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.06%
#6	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.58%
#7	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.64%
#8	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	12.15%
#9	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	15.07%
#10	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	15.47%
#11	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	16.65%
#12	0.14	0.18	0.01	0.04	0.20	11.41%
$Q=1.0$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.14	0.18	0.03	0.04	0.22	24.04%
#2	0.14	0.18	0.09	0.1	0.18	0.21%
#3	0.14	0.18	0.06	0.1	0.18	0.23%
#4	0.14	0.18	0.05	0.08	0.18	0.23%
#5	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.08%
#6	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.60%
#7	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.62%
#8	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	12.13%
#9	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	15.09%
#10	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	15.43%
#11	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	16.58%
#12	0.14	0.18	0.01	0.04	0.20	11.47%
$Q=10$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.14	0.18	0.03	0.05	0.22	24.03%
#2	0.14	0.18	0.09	0.1	0.18	0.12%
#3	0.14	0.18	0.07	0.09	0.18	0.23%
#4	0.14	0.18	0.05	0.08	0.18	0.23%
#5	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.09%
#6	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.60%
#7	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.62%
#8	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	12.13%
#9	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	15.09%
#10	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	15.43%
#11	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	16.59%
#12	0.14	0.18	0.01	0.04	0.20	11.48%
$Q=20$	$T_{g,geo}$	T_{eff}	u_s	u_t	$T_{est,u}$	<i>error</i>
#1	0.14	0.18	0.03	0.05	0.22	24.03%
#2	0.14	0.18	0.09	0.1	0.18	0.14%
#3	0.14	0.18	0.07	0.09	0.18	0.23%
#4	0.14	0.18	0.05	0.08	0.18	0.23%
#5	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.09%
#6	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.60%
#7	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	11.62%
#8	0.14	0.18	0.01	0.02	0.20	12.13%
#9	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	15.09%
#10	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	15.43%
#11	0.14	0.18	0.01	0.04	0.21	16.59%
#12	0.14	0.18	0.01	0.04	0.20	11.47%

4.3.4 最佳套配 T -逐步 t 套配

由 *Jacob* 之洩降近似公式，當洩降為 0 時，可推導得(2-63)式與(2-65)式：

$$S = \frac{2.25Tt_0}{r^2} \quad (2-63)$$

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta s} \log\left(\frac{t_2}{t_1}\right) \quad (2-65)$$

若為均質含水層，假設 $S=1.0$ ， $T=1.0$ ，則由(2-63)式可推求得洩降為 0 時之時間 t_0 ：

$$t_0 = \frac{r^2}{2.25} \quad (4-2)$$

由(4-2)可知，在均質場時， t_0 將隨觀測井距抽水井的距離 r 而變。

在洩降 s 和對數時間 t 圖上，*Jacob* 近似法可由洩降資料套配得一直線， t_0 的意義，即是該直線在對數時間軸的截距。由(2-61)式，可推導得該直線公式如下：

$$s = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt}{r^2 S}$$

$$s = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log t + \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25T}{r^2 S}$$

$$s = b \log t + a, \quad \begin{cases} b = \frac{2.3Q}{4\pi T} \\ a = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25T}{r^2 S} \end{cases} \quad (4-3)$$

其中， a 與 b 為迴歸係數。

當 $s=0$ 時，可推得：

$$\hat{t}_0 = \exp\left(-\frac{b}{a}\right) \quad (4-4)$$

(4-2)式與(4-4)式的差異，在於(4-2)式是直接由均質場的特性所推求，可定義為真實的 t_0 ；(4-4)式則是由洩降資料迴歸後，迴歸公式與對數時間軸的截距。對於

同一組洩降資料來說，若是用來迴歸的資料區間不同，則可能產生不同的 \hat{t}_0 ，推估出的 T 與 S 亦將不同。

「最佳套配 T -逐步 t 套配」的作法，即是依據以上說明，嚐試由洩降資料中找出最佳迴歸套配區間，使套配得出之迴歸式具有與 t_0 最接近的 \hat{t}_0 ，再根據此最佳之迴歸式推求含水層的流通係數與儲水係數。

由時間 t 分區段與利用 u 分區段的方式相似，具體的作法，首先以均質場的洩降模擬結果進行分析，對於同一觀測點來說，假設在模擬總時段內具有 n 組洩降資料，則由 n 組資料中任取兩組為套配區間邊界，將套配區間內所有的資料進行線性迴歸後，可由迴歸係數依(4-4)式推求得 \hat{t}_0 。由 n 組資料中，可得到 $C_2^n = n(n-1)/2$ 組 \hat{t}_0 ，找出最接近 t_0 者，則其迴歸式即為最佳套配結果，可依此推求出「最佳套配 $T_{est,t}$ 」。其次，以相同方式推求不同異質場之「最佳套配 $T_{est,t}$ 」，再針對推估結果進行分析。

「最佳套配 T -逐步 t 套配」結果整理於表 4.12-4.13。其中，「 $T_{g,geo}$ 」與「 T_{effp} 」分別代表模擬場流通係數之幾何平均與有效流通係數，「 $T_{est,t}$ 」為最佳套配結果，「 $error$ 」代表 $T_{est,t}$ 與 T_{effp} 的誤差百分比，算式如下：

$$error = \frac{|T_{est,t} - T_{effp}|}{T_{effp}} \cdot 100\% \quad (4-5)$$

表 4.12 為均質場之分析結果，在均質場中，無論流通係數採取何種平均，其結果與有效流通係數的結果均相同。迴歸式是以最佳 \hat{t}_0 為標準，由表中可看出，不同模擬案例之 \hat{t}_0 均等於 t_0 ，可知當模擬場地為均質含水層時，存在符合 t_0 之最佳迴歸式。由 $error$ 可發現，儘管採用之洩降資料已經可套配得最佳迴歸式，但仍存在推估誤差，且誤差程度 $R1 > R2 > R3$ ，表示距離抽水井越近，採用此種方式推求

之流通係數越差。不同抽水率在此影響並不顯著，由數據看不出其影響趨勢。

表 4.12 均質場利用「最佳套配 T -逐步 t 套配」推求之最佳有效流通係數

Fit by T_{effp}		$T_{g,geo}$	T_{effp}	t_0	\hat{t}_0	$T_{est,t}$	<i>error</i>
$Q_1=0.1$	R1	1	1	18.89	18.89	1.02	1.70%
	R2	1	1	93.57	93.57	1.01	1.08%
	R3	1	1	267.00	267.00	1.01	0.50%
$Q_2=1.0$	R1	1	1	18.89	18.89	1.01	1.50%
	R2	1	1	93.57	93.57	1.01	1.00%
	R3	1	1	267.00	267.00	1.01	0.51%
$Q_3=10$	R1	1	1	18.89	18.89	1.02	1.69%
	R2	1	1	93.57	93.57	1.01	1.41%
	R3	1	1	267.00	267.00	1.01	0.51%
$Q_4=20$	R1	1	1	18.89	18.89	1.02	1.65%
	R2	1	1	93.57	93.57	1.01	1.24%
	R3	1	1	267.00	267.00	1.01	0.51%

表 4.13 為不同異質場之分析結果，由 4.1 節的分析可知，當異質度越大時，有效流通係數與算術平均比越小。對於 t_0 來說，當有效流通係數變小時，則 t_0 將變大，因此異質度越大，相同距離之 t_0 亦越大。迴歸式是以最佳 \hat{t}_0 為標準，由表中可看出，不同模擬案例之 \hat{t}_0 均相當接近 t_0 ，可知當模擬場地為異質含水層時，亦存在符合 t_0 之最佳迴歸式。但由 *error* 可發現，異質場的不像均質場具有明顯的誤差變化趨勢，大致上來說，當異質度越大，則誤差越大。不同抽水率在此影響並不顯著，由數據看不出其影響趨勢。

表 4.13 各異質場利用「最佳套配 T -逐步 t 套配」推求之最佳有效流通係數。

$$T_{effp}=0.82, \sigma^2=0.5$$

		$T_{g,geo}$	T_{effp}	t_0	\hat{t}_0	$T_{est,t}$	error
$Q_1=0.1$	R1	0.78	0.82	23.04	23.04	0.81	1.55%
	R2	0.78	0.82	114.11	114.12	0.81	1.67%
	R3	0.78	0.82	325.60	325.59	0.80	2.40%
$Q_2=1.0$	R1	0.78	0.82	23.04	23.03	0.80	2.12%
	R2	0.78	0.82	114.11	114.06	0.80	2.12%
	R3	0.78	0.82	325.60	325.54	0.80	2.57%
$Q_3=10$	R1	0.78	0.82	23.04	23.02	0.80	2.84%
	R2	0.78	0.82	114.11	109.59	0.81	0.79%
	R3	0.78	0.82	325.60	316.49	0.81	1.03%
$Q_4=20$	R1	0.78	0.82	23.04	23.02	0.80	2.85%
	R2	0.78	0.82	114.11	108.00	0.81	1.54%
	R3	0.78	0.82	325.60	304.72	0.82	0.03%

$$T_{effp}=0.66, \sigma^2=1.0$$

$Q_1=0.1$	R1	0.61	0.66	28.63	28.63	0.74	12.57%
	R2	0.61	0.66	141.78	141.78	0.72	8.62%
	R3	0.61	0.66	404.54	404.54	0.74	11.48%
$Q_2=1.0$	R1	0.61	0.66	28.63	28.63	0.75	13.28%
	R2	0.61	0.66	141.78	141.77	0.72	9.59%
	R3	0.61	0.66	404.54	404.54	0.73	11.29%
$Q_3=10$	R1	0.61	0.66	28.63	28.63	0.87	31.57%
	R2	0.61	0.66	141.78	140.73	0.73	10.29%
	R3	0.61	0.66	404.54	404.53	0.73	11.31%
$Q_4=20$	R1	0.61	0.66	28.63	28.59	0.87	32.10%
	R2	0.61	0.66	141.78	135.57	0.73	11.10%
	R3	0.61	0.66	404.54	404.54	0.73	11.19%

$$T_{effp}=0.43, \sigma^2=2.0$$

$Q_1=0.1$	R1	0.37	0.43	43.94	43.94	0.52	21.48%
	R2	0.37	0.43	217.61	217.61	0.50	15.68%
	R3	0.37	0.43	620.92	620.92	0.51	18.53%
$Q_2=1.0$	R1	0.37	0.43	43.94	43.96	0.57	31.75%
	R2	0.37	0.43	217.61	217.80	0.49	13.83%
	R3	0.37	0.43	620.92	620.92	0.50	17.28%
$Q_3=10$	R1	0.37	0.43	43.94	43.17	0.63	47.45%
	R2	0.37	0.43	217.61	200.12	0.51	18.27%
	R3	0.37	0.43	620.92	620.92	0.51	17.85%
$Q_4=20$	R1	0.37	0.43	43.94	43.16	0.62	45.24%
	R2	0.37	0.43	217.61	196.87	0.51	19.09%
	R3	0.37	0.43	620.92	620.92	0.51	18.42%

$$T_{effp}=0.18, \sigma^2=4.0$$

$Q_1=0.1$	R1	0.14	0.18	104.96	105.01	0.37	103.07%
	R2	0.14	0.18	519.85	519.89	0.23	27.87%
	R3	0.14	0.18	1483.31	1483.31	0.23	30.07%
$Q_2=1.0$	R1	0.14	0.18	104.96	104.80	0.34	87.21%
	R2	0.14	0.18	519.85	493.36	0.23	28.82%
	R3	0.14	0.18	1483.31	1483.31	0.23	30.39%
$Q_3=10$	R1	0.14	0.18	104.96	101.80	0.33	84.88%
	R2	0.14	0.18	519.85	442.27	0.24	34.95%
	R3	0.14	0.18	1483.31	1483.31	0.23	29.61%
$Q_4=20$	R1	0.14	0.18	104.96	100.91	0.33	85.06%
	R2	0.14	0.18	519.85	440.84	0.24	35.19%
	R3	0.14	0.18	1483.31	1483.31	0.23	29.64%

均質場利用「最佳套配 T -逐步 t 套配」與「最佳套配 T -區段 u 套配」的結果繪製於圖 4.15。左圖為「逐步 t 套配」、右圖為「區段 u 套配」的結果，紅色線段代表最佳套配區段；橫軸為對數時間，縱軸為洩降，符號 \diamond 、 \triangle 、 \circ 分別為距離抽水井中心 R_1 、 R_2 、 R_3 的觀測點，圖中不同顏色的線段代表不同抽水率 Q 。由於抽水率 $Q=0.1$ 時的洩降極小，因此將縱軸 $0-1$ 的區段比例拉長以便辨識，原始洩降時間圖請見圖左上方灰底小圖。

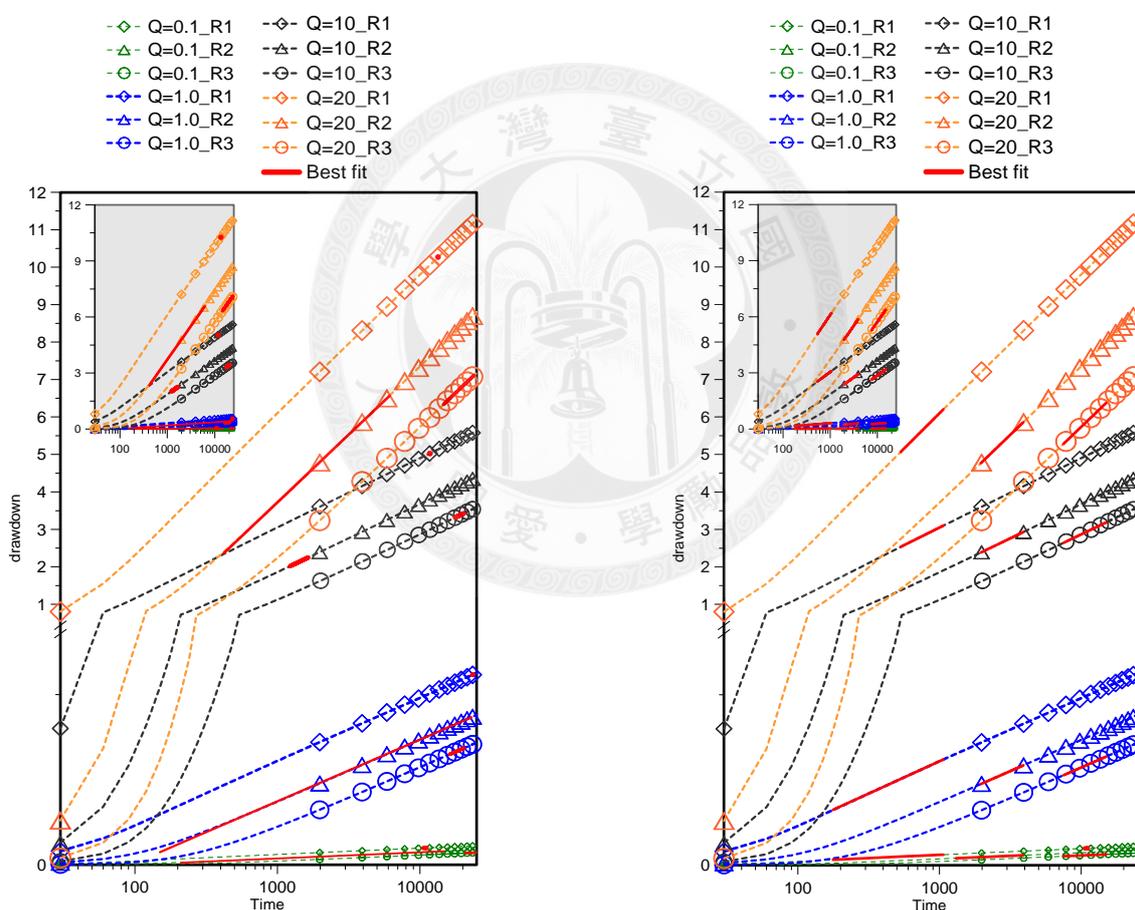


圖 4.15 均質場中利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」的結果比較圖。左圖為「逐步 t 套配」、右圖為「區段 u 套配」的結果，紅色線段代表最佳套配區段；橫軸為對數時間，縱軸為洩降，符號 \diamond 、 \triangle 、 \circ 分別為距離抽水井中心 R_1 、 R_2 、 R_3 的觀測點，圖中不同顏色的線段代表不同抽水率 Q 。由於抽水率 $Q=0.1$ 時的洩降極小，因此將縱軸 $0-1$ 的區段比例拉長以便辨識，原始洩降時間圖請見圖左上方灰底小圖。

不同異質度地質場抽水試驗以「最佳套配 T -逐步 t 套配」與「最佳套配 T -區段 u 套配」的結果，比較繪製如圖 4.16-4.19 所示。

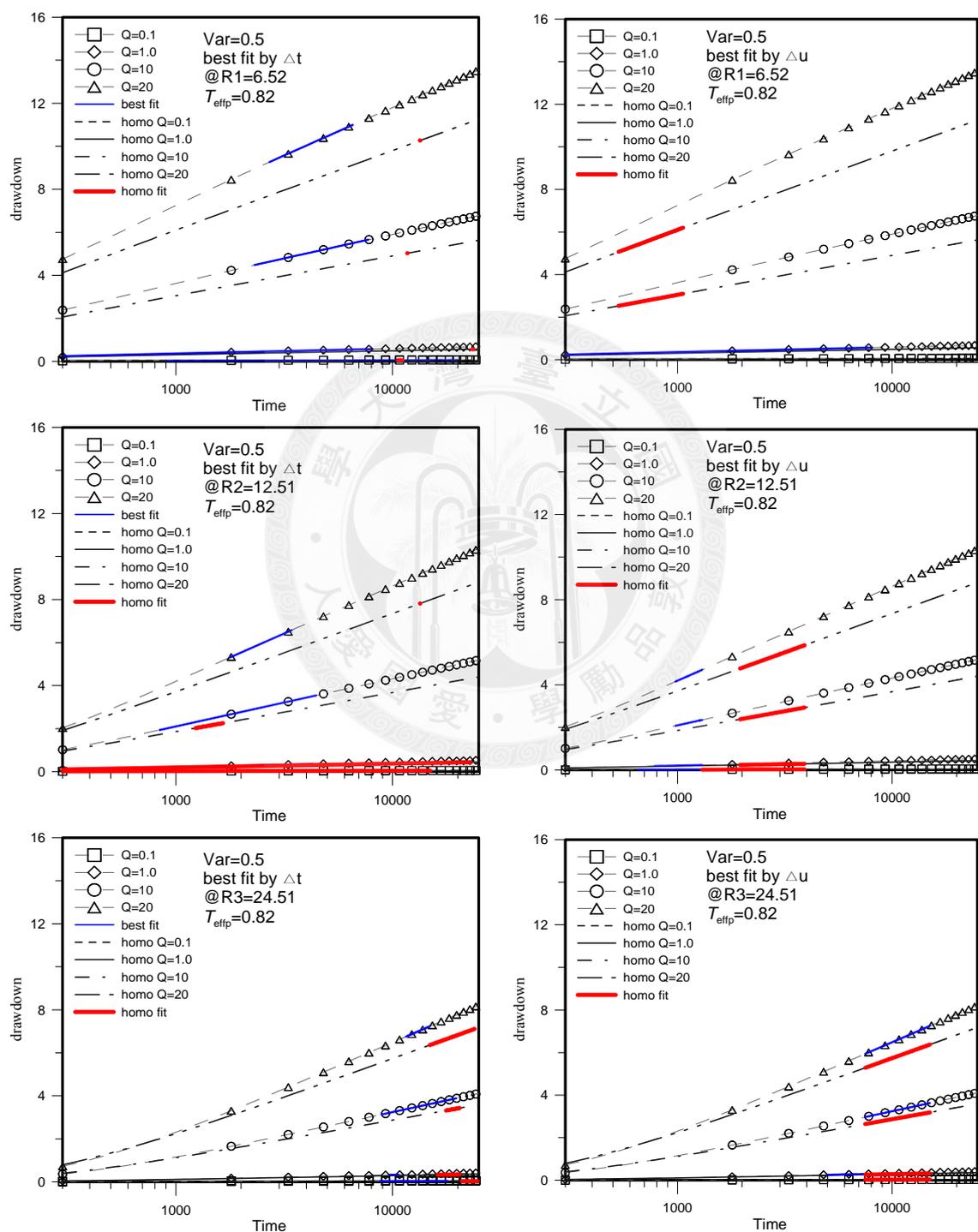


圖 4.16 異質場 $\sigma^2=0.5$ 利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」結果比較

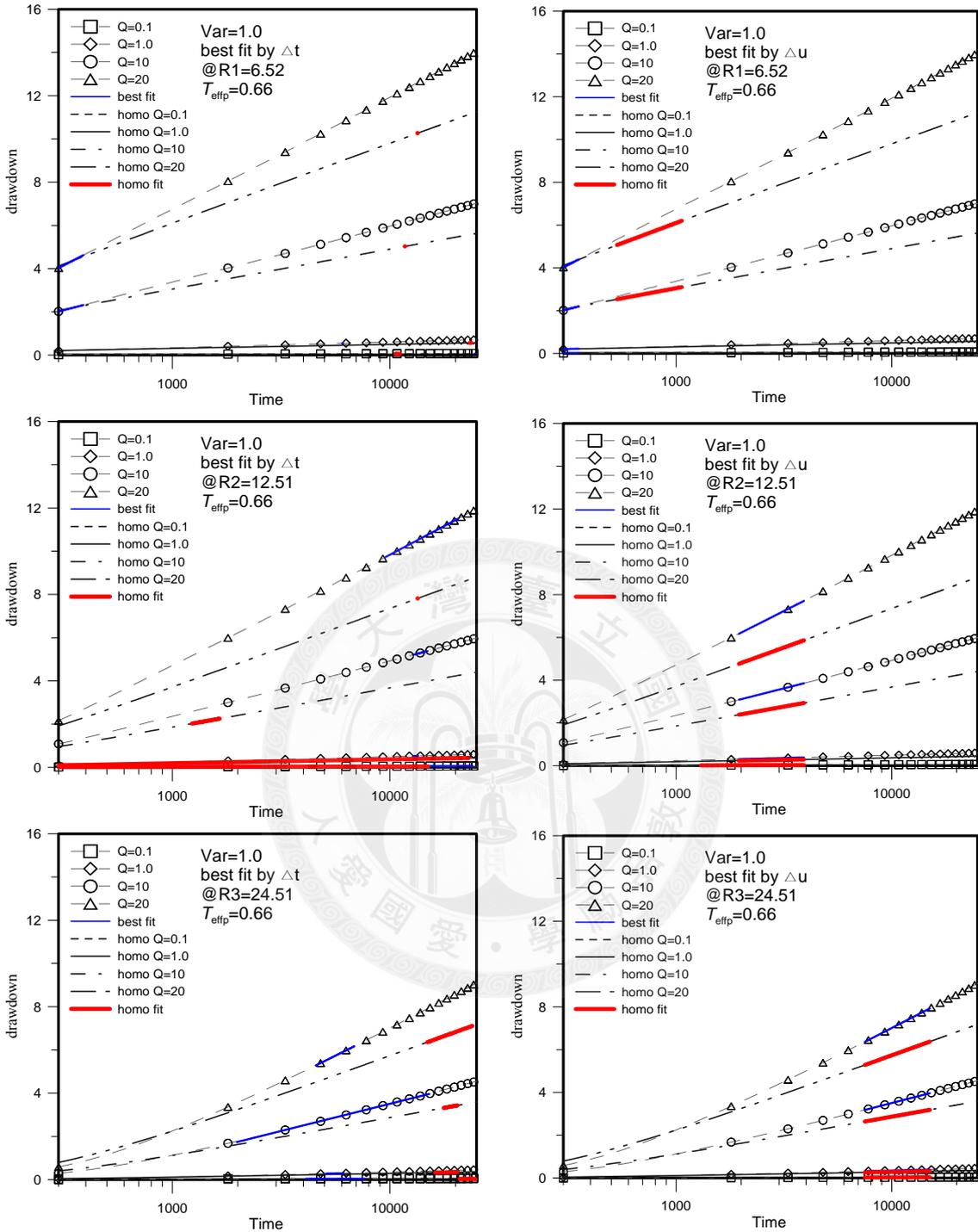


圖 4.17 異質場 $\sigma^2=1.0$ 利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」結果比較

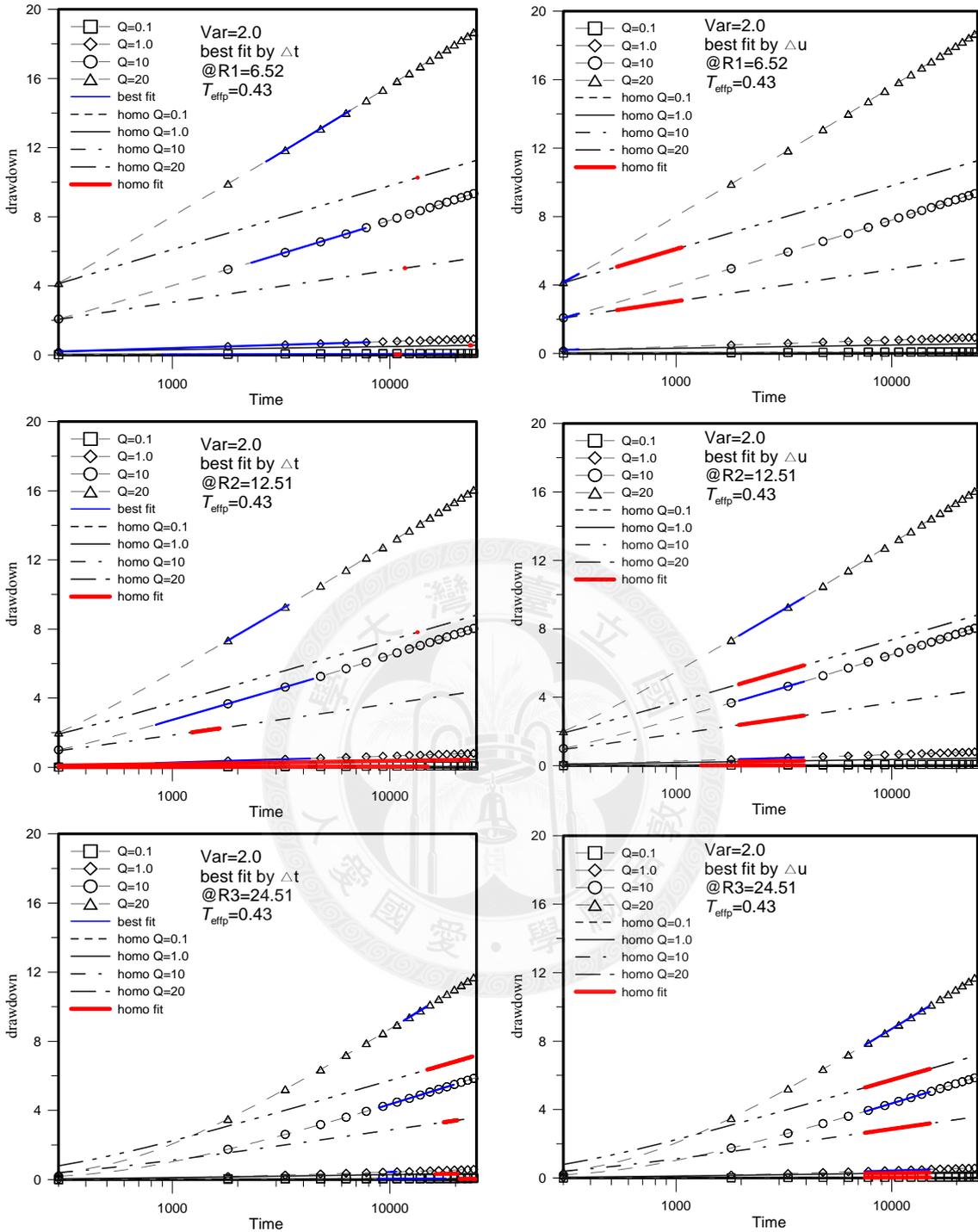


圖 4.18 異質場 $\sigma^2=2.0$ 利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」結果比較

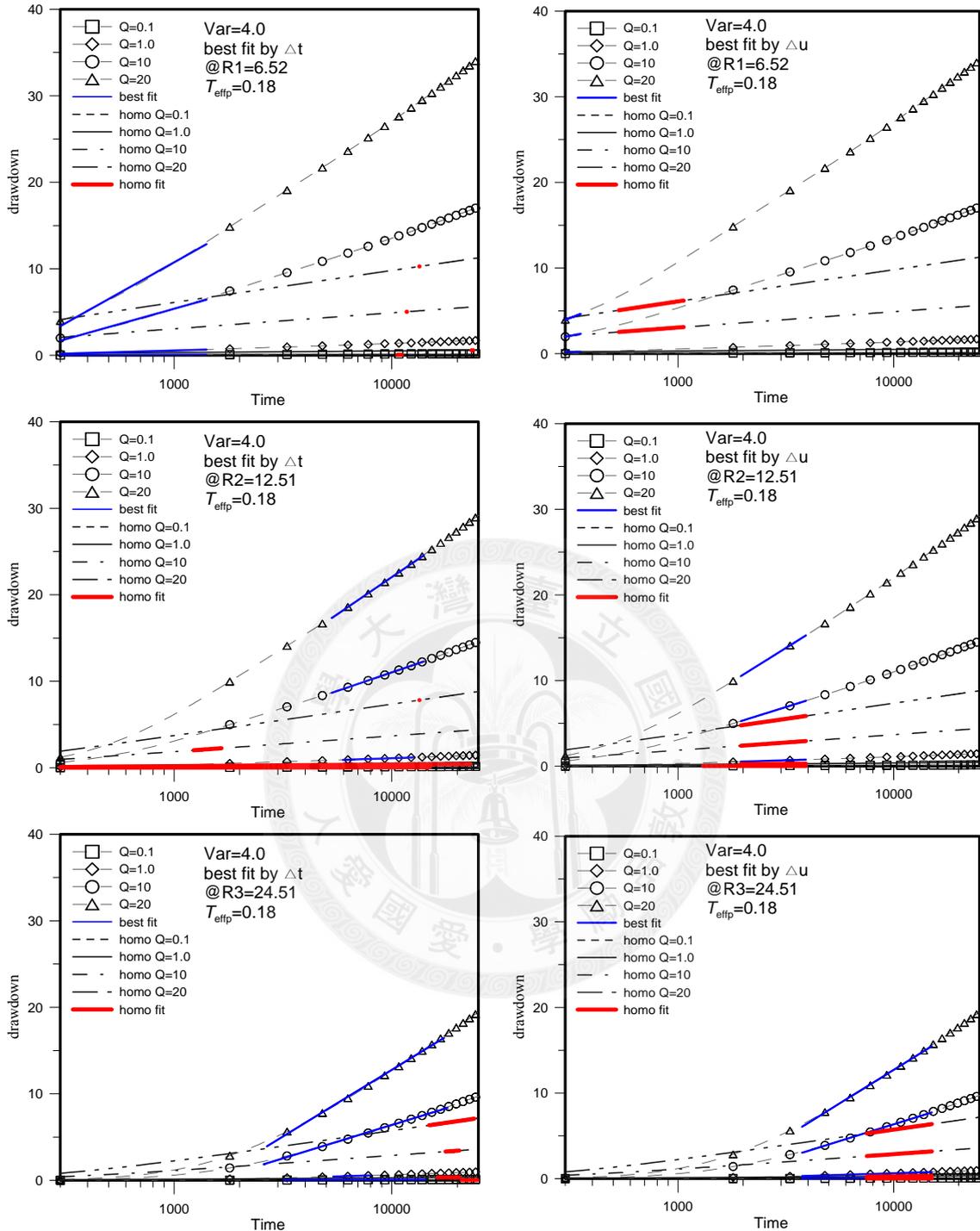


圖 4.19 異質場 $\sigma^2=4.0$ 利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」結果比較

由圖 4.15，比較「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」的結果可以發現，「逐步 t 套配」最佳套配時段較不規則，距離 $R1=6.52$ 、 $R3=24.51$ 與 $R2=12.51$ 比較起來，

所需套配時段較短，且除了抽水量 $Q=10$ 、距離為 R2 的觀測短外，其餘最佳套配時段都涵蓋晚期抽水；利用「區段 u 套配」的結果則較具規則性，其最佳套配時段大致落於 $0.01 < u < 0.02$ 的範圍(參考表 4.7)。

在異質場利用「區段 u 套配」的結果(圖 4.16-4.19)與均質場最佳套配時間繪製於圖上，比較在相同異質度下，不同抽水量的試驗結果，利用「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」的方法所求出最佳流通係數的套配時間繪製於圖上，並比較不同距離的套配時間。由圖 4.16-4.19 可以發現，雖然利用「區段 u 套配」的結果仍以落於 $0.01 < u < 0.02$ 範圍內為多數，但不論「逐步 t 套配」與「區段 u 套配」的最佳套配時段都不具規則性，因此儘管可粗略作出「 u 值愈小，則套配結果愈接近真實有效流通」的假設，但並無法規納出「觀測點距離」或是「抽水量大小」與最佳套配時段之間的關係。

4.4 抽水結果比較

本研究分別針對均質場與異質場進行數值抽水試驗模擬，探討不同流通係數下抽水試驗反映的現象，以及是否能獲得代表真實含水層特性的參數。比較不同抽水率 Q 的抽水試驗，推求之流通係數與各異質度地質場之幾何平均和有效流通係數均相當接近，由圖 4.20 所示，其中 x 軸為抽水率 Q ，並取對數以利辨識； y 軸為 T 。當異質度 $\sigma^2=0.5、1.0、2.0、4.0$ ，有效流通係數分別為 1.0、0.82、0.66、0.43、0.18 時，例用 *Jacob* 近似法與 *Theis* 法推求之結果皆非常接近有效流通係數，除了顯示利用抽水試驗確可在某程度內反映出地質特性，亦可發現抽水率 Q 在抽水試驗中對於推求流通係數大小的影響遠遠小於地質異質度 σ^2 所造成的影響。

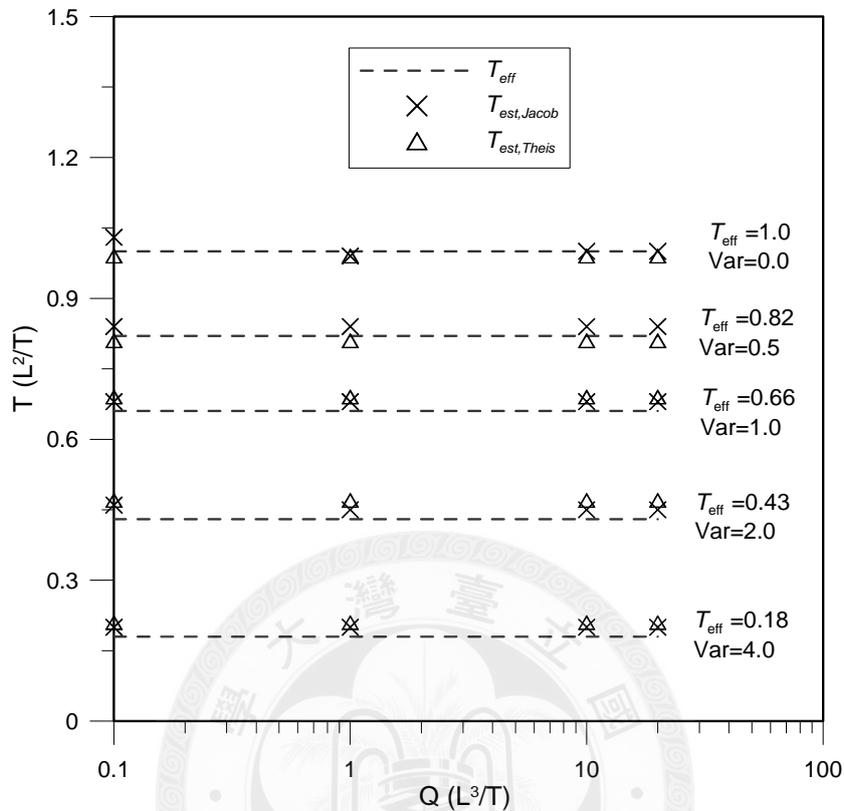


圖 4.20 不同異質度地質場抽水試驗結果展示。圖中橫軸為抽水率 Q 、縱軸為推求之流通係數，虛線代表均質場與異質場 $\sigma^2=0.5$ 、1.0、2.0、4.0 中平行流場的有效流通係數。符號 \times 與 Δ 分別代表利用 *Jacob* 近似法與 *Theis* 法推求流通係數的結果。

不同異質度都可推求得到接近異質場幾何平均之流通係數。基於上述抽水率對於推求流通係數的影響極微的結果，在統一給定抽水率 $Q=20$ 的條件下，將利用 *Theis* 法推求得到的流通係數代入同樣的模擬區域，以均質場重新進行抽水試驗，詳細模擬結果整理如表 4.14。

表 4.14 以 Theis 法推求之流通係數設置均質場之抽水試驗結果

Var=0.0	T=0.18		T=0.21		T=0.47		T=0.69		T=0.81		T=0.99	
	T_{est}	error1										
#1	0.17	2.94%	0.20	2.81%	0.46	2.30%	0.62	10.2%	0.79	2.11%	0.97	2.07%
#2	0.17	2.94%	0.20	2.81%	0.46	2.30%	0.62	10.2%	0.79	2.11%	0.97	2.07%
#3	0.17	2.94%	0.20	2.81%	0.46	2.30%	0.62	10.2%	0.79	2.11%	0.97	2.07%
#4	0.17	2.94%	0.20	2.81%	0.46	2.30%	0.62	10.2%	0.79	2.11%	0.97	2.07%
#5	0.18	2.44%	0.21	2.29%	0.46	1.66%	0.66	4.07%	0.80	1.47%	0.98	1.43%
#6	0.18	2.44%	0.21	2.29%	0.46	1.66%	0.66	4.07%	0.80	1.47%	0.98	1.43%
#7	0.18	2.44%	0.21	2.29%	0.46	1.66%	0.66	4.07%	0.80	1.47%	0.98	1.43%
#8	0.18	2.44%	0.21	2.29%	0.46	1.66%	0.66	4.07%	0.80	1.47%	0.98	1.43%
#9	0.18	1.89%	0.21	1.71%	0.46	1.21%	0.67	2.72%	0.80	1.01%	0.98	0.98%
#10	0.18	1.89%	0.21	1.71%	0.46	1.21%	0.67	2.72%	0.80	1.01%	0.98	0.98%
#11	0.18	1.89%	0.21	1.71%	0.46	1.21%	0.67	2.72%	0.80	1.01%	0.98	0.98%
#12	0.18	1.89%	0.21	1.71%	0.46	1.21%	0.67	2.72%	0.80	1.01%	0.98	0.98%
T_{avg}	0.18		0.21		0.46		0.66		0.80		0.98	
	T_{est}	error2										
#1	0.17	2.94%	0.20	2.81%	0.46	6.79%	0.62	4.04%	0.79	3.30%	0.97	3.05%
#2	0.17	2.94%	0.20	2.81%	0.46	6.79%	0.62	4.04%	0.79	3.30%	0.97	3.05%
#3	0.17	2.94%	0.20	2.81%	0.46	6.79%	0.62	4.04%	0.79	3.30%	0.97	3.05%
#4	0.17	2.94%	0.20	2.81%	0.46	6.79%	0.62	4.04%	0.79	3.30%	0.97	3.05%
#5	0.18	2.44%	0.21	2.29%	0.46	7.49%	0.66	0.19%	0.80	2.67%	0.98	2.42%
#6	0.18	2.44%	0.21	2.29%	0.46	7.49%	0.66	0.19%	0.80	2.67%	0.98	2.42%
#7	0.18	2.44%	0.21	2.29%	0.46	7.49%	0.66	0.19%	0.80	2.67%	0.98	2.42%
#8	0.18	2.44%	0.21	2.29%	0.46	7.49%	0.66	0.19%	0.80	2.67%	0.98	2.42%
#9	0.18	1.89%	0.21	1.71%	0.46	7.98%	0.67	1.12%	0.80	2.22%	0.98	1.97%
#10	0.18	1.89%	0.21	1.71%	0.46	7.98%	0.67	1.12%	0.80	2.22%	0.98	1.97%
#11	0.18	1.89%	0.21	1.71%	0.46	7.98%	0.67	1.12%	0.80	2.22%	0.98	1.97%
#12	0.18	1.89%	0.21	1.71%	0.46	7.98%	0.67	1.12%	0.80	2.22%	0.98	1.97%
T_{avg}	0.18		0.21		0.46		0.66		0.80		0.98	

將表 4.15 的結果與異質場實際有效流通係數進行比較，其中，「error1」代表模擬結果與給定 T 之誤差，「error2」代表模擬結果與初始異質場有效流通係數之誤差。由表中可以發現，利用均質場推求之有效流通係數與給定數值相當接近，誤差範圍都在 3% 以內；但若與初始異質場 T 有效流通係數相比較，若異質場之抽水試驗結果十分接近有效流通係數 T_{eff} ，則將推求結果設為均質場進行抽水模擬，該結果亦十分接近原始異質場有效流通係數；但若異質場抽水試驗結果與有效流通係數有較大誤差時(約 5%)，則將次模擬結果設為均質條件進行抽水模擬，誤差可能最高達近 8%，與原始異質場流通係數有較大差異。

當異質場異質度 $\sigma^2=4.0$ 而 $T_{g,ari}=1.0$ 時，該場地之有效流通係數 $T_{eff}=0.18$ 。為了討論具有相同有效流通係數，但不同流通係數含水層在抽水洩降的反應，因此給定 $T_{g,ari}=0.18=T_{eff}$ 的均質場進行抽水試驗模擬，並與異質度 $\sigma^2=4.0$ 、 $T_{g,ari}=1.0$ 的

異質場的抽水試驗結果進行比較。本研究中模擬案例中，抽水率對於抽水試驗結果的影響極微，因此僅設定一組抽水率模擬具有相同有效流通係數的不同異質場對洩降的反應。給定異質場算數平均 $T_{g,ari}=1.0$ 、 $\sigma^2=4.0$ 的條件下，將該抽水試驗結果與 $T_{g,ari}=0.18$ 之均質場抽水試驗模擬比較，可得到相對應的抽水洩降如圖 4.21 及表 4.15 所示；各抽水時間各觀測井之平均洩降資料整理如表 4.16。

表 4.15 模擬相同有效流通係數、不同異質場抽水試驗結果

$T_{eff}=0.18$	$\sigma^2=0.0$		$\sigma^2=4.0$	
	$T_{est,T}$	error	$T_{est,T}$	error
#1	0.17	0.53%	0.21	15.83%
#2	0.17	0.53%	0.21	17.67%
#3	0.17	0.53%	0.21	17.44%
#4	0.17	0.53%	0.21	16.39%
#5	0.18	0.44%	0.20	13.06%
#6	0.18	0.44%	0.21	18.61%
#7	0.18	0.44%	0.21	18.61%
#8	0.18	0.44%	0.22	24.33%
#9	0.18	0.34%	0.20	9.89%
#10	0.18	0.34%	0.22	21.61%
#11	0.18	0.34%	0.22	20.11%
#12	0.18	0.34%	0.20	13.00%
T_{avg}	0.18		0.21	

表 4.16 模擬相同有效流通係數、不同異質場洩降結果

Q=20 t	σ^2 drawdown	
	$\sigma^2=0.0$	$\sigma^2=4.0$
2,500	15.92	15.84
5,000	21.55	20.08
7,500	24.95	22.78
10,000	27.42	24.84
12,500	29.34	26.48
15,000	30.93	27.86
17,500	32.26	29.04
20,000	33.43	30.09
22,500	34.45	31.01
25,000	35.38	31.86

由圖 4.21 可以發現，儘管模擬相同有效流通係數之含水層抽水試驗是在不同異質度 $\sigma^2=0$ 、 $\sigma^2=2$ 的條件下進行，但在各時段的洩降範圍大致一致，但異質場的模擬結果與實際有效流通係數 T_{eff} 的差異較大，且推估數值偏高。其中洩降範

圍定義為抽水過程中，水位未產生洩降處以內所包含的範圍。由此可知，若能推求出具代表性之流通係數，與其以異質場進行模擬，則設置均質場數值模擬分析可得到較符實際情況的結果。由表 4.16 之洩降資料，儘管在不同異質度含水層的抽水結果，水頭皆隨時間增加而減少，但均質場較異質度 4.0 的含水層洩降明顯。



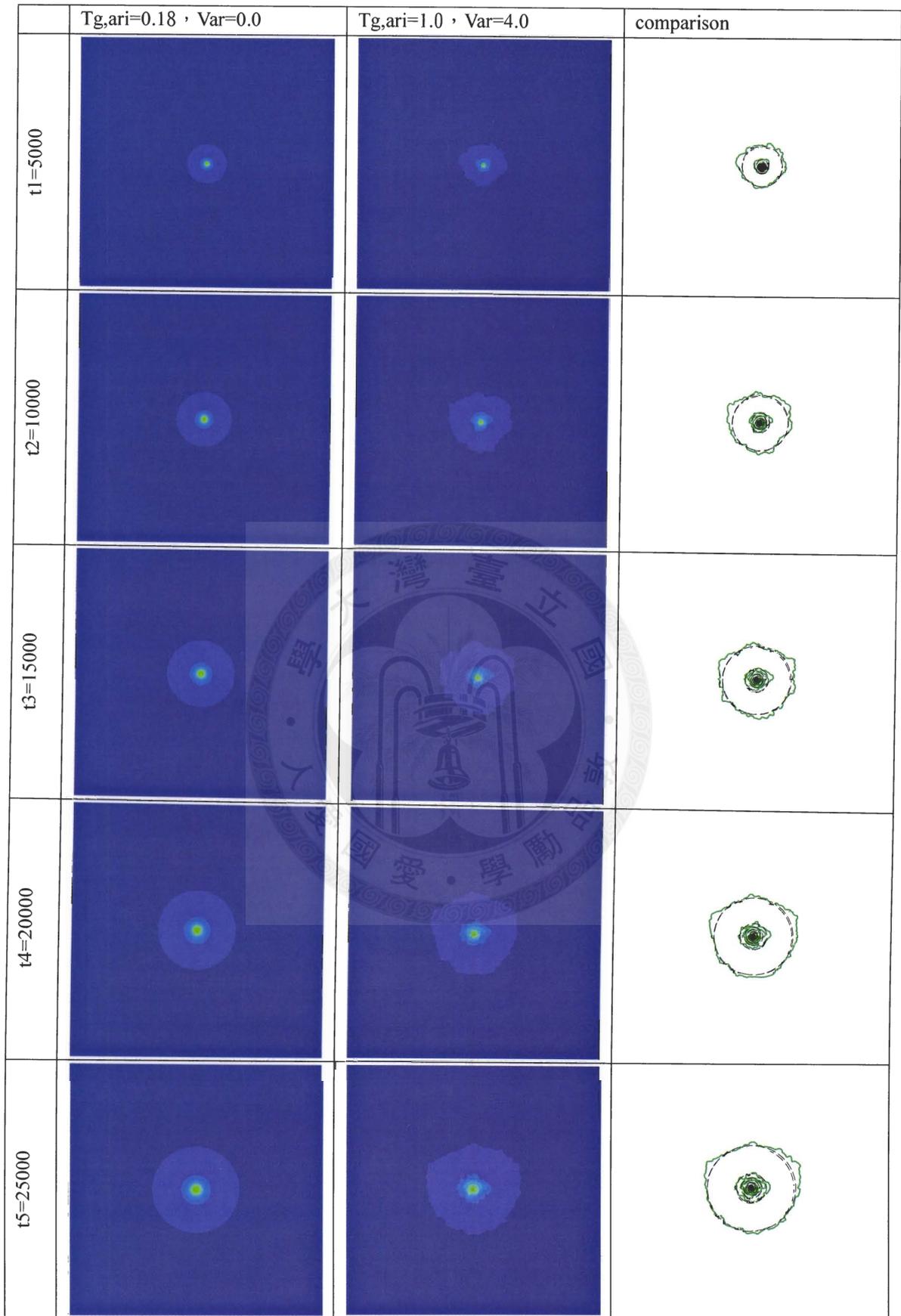


圖 4.21 模擬異質度 $\sigma^2=0$ 與 $\sigma^2=4$ 、具有相同有效流通係數之含水層的抽水洩降範圍圖

圍圖

第五章 結論與建議

5.1 研究結論

依據本研究之分析將結果歸納如下：

1. 利用平行流場模擬均質場以及不同異質場，配合三種不同水力梯度條件的穩態流，可得到各異質場的有效流通係數 T_{eff} 。結果顯示除了均質場的有效流通係數 T_{eff} 會與網格點流通係數之算術平均、幾何平均與調和平均相等外，當異質場的異質度增加時，有效流通係數會隨之減小，並與網格流通係數的幾何平均值最接近；不同的水力梯度並不會影響含水層的有效流通係數。
2. 利用晚期抽水洩降資料以 *Jacob* 近似法推求流通係數，並非在各種異質度含水層的分析結果都相當接近有效流通係數。就均質場而言，以 *Jacob* 近似法推求有效流通係數的誤差普遍小於 *Theis* 法的結果，整體平均誤差均小於 3%。對異質場來說，*Jacob* 近似法或 *Theis* 法在不同異質度，不同觀測點的結果不盡相同，且隨著異質度增加，模擬誤差將增加到 20% 左右，對於真實含水層特性的描述能力大幅下降。
3. 以「最佳套配 T -區段 u 套配」的方式分析洩降資料，結果顯示最佳套配 $T_{est,u}$ 的區段大致落於 $u = 0.01 \sim 0.02$ ，說明晚期洩降資料確可推求得與實際情況相符的流通係數。另外，對於距抽水井距離越近的觀測點，其 u 值應更小，才能得到較準確的流通係數推估值。
4. 以「最佳套配 T -逐步 t 套配」方式分析洩降資料的結果顯示，若以洩降初始時間為最佳推估套配標準，雖能推求得接近真實流通係數的結果，但無法建立觀測點與抽水井距離和最佳套配時間區段的關係。
5. 在本研究的分析案例中，*Jacob* 近似法，「最佳套配 T -區段 u 套配」，以及「最

佳套配 T -逐步 t 套配」對於異質場含水層抽水洩降的分析結果，在異質度小於 1.0 時，大致均有不錯的流通係數推估結果，與有效流通係數的誤差約在 5% 左右。異質度越大，則推估結果誤差越大，在實際應用時將遭遇困難。

6. 分別模擬具有相同有效流通係數的均質與異質度 $\sigma^2 = 4.0$ 的含水層，並以 *Theis* 法推估流通係數，由抽水洩降等值線的比較可發現洩降範圍大致相同。但在等效流通係數的推估上，異質場所推估的結果誤差遠大於均質場。

5.2 研究建議

1. 不同異質度洩降範圍差異不大，但以洩降資料推估得到的流通係數卻具有相當程度的差異，對於此一現象，建議能夠從抽水總體積的差異進行比較，分析在不同抽水時期的變化。
2. 本研究以二維地下水流數值模式進行抽水試驗模擬，對於空間水流的描述能力仍有其限制，建議採用三維地下水流數值模式對洩降資料重新進行分析，將可得到更具體的結果。
3. 本研究並未考慮非等向性含水層，在非等向性含水層中，地下水流場與抽水造成之徑向流場，以及非等向含水層特性之間將有更複雜的現象可供後續研究。
4. 抽水試驗所推求之含水層特性，所能夠表現的有效空間尺度目前仍無明確定論，在小區域和大區域同時進行抽水試驗所得到的結果，何者對區域的平均含水層特性表現能力較高，仍有待進一步研究。
5. 本研究利用數值試驗進行均質與異質含水層流通係數的推估，雖能夠提供豐富的分析案例及成果，但實際現場之情況未來仍須建立更多案例進行分析，並進一步探討可應用的空間。

參考文獻

1. Bachu, S., and J. R. Underschulz(1992), Regional scale porosity and permeability variations, Peace River Arch area, Alberta, Canada, AAPG Bull., 76(4), 547-562.
2. Beven, K.(1989), Changing ideas in hydrology-The case of physically-based models, *J. of Hydrology*, 105, 157-172.
3. Bouwer, H.(1962), Analyzing Groundwater Mound by Resistance Network, ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 88(IR3):15-36.
4. Butler, J. J., Jr.(1988), Pumping test in non uniform aquifers: The radially symmetric case, *J. Hydrol.*, 101, 15-30.
5. Butler, J. J., Jr.(1990), The role of pumping tests in site characterization; Some theoretical considerations, *Ground Water*, 28(3), 394-402.
6. Butler, J. J., Jr., and W. Z. Liu(1991), Pumping tests in non-uniform aquifers- The linear strip case, *J. Hydrol.*, 128, 69-99.
7. Butler, J. J., Jr., and W. Z. Liu(1993), Pumping tests in nonuniform aquifers; The radially asymmetric case, *Water Resour. Res.*, 29(2), 259-269.
8. C. M. Wu, Tian-Chyi J. Yeh, Jungeng Zhu, Tim Hau Lee, Nien-Sheng Hsu, Chu-Hui Chen, Albert Folch Sancho(2005), Traditional analysis of aquifer tests: Comparing apples to oranges?, *Water Resour. Research*, 41, W09402, doi:10.1029/2004WR003717.
9. Carter, J. E.(1974), Solutions for Laminar Boundary Layers with Separation and Reattachment, AIAA Paper 74-583, Palo Alto, Calif., 1974.
10. Chow, V. T.(1952), On the determination of transmissibility and storage coefficients from pumping test data, *Trans. Amer. Geophysical Union*, v. 33, pp. 397-404.
11. Cooper, H. H., Jr., and C. E. Jacob(1946), A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history, *Trans. Amer. Geophysical Union*, v. 27, pp. 526-534.
12. Dagan, G(1986)., Statistical theory of groundwater flow and transport: pore to laboratory, laboratory to formation, and formation to regional scale, *Water Resour Res.*, 22(9), 120S-134S.
13. Dane, J.H., and J. W. Hopmans(2002), Water Retention and Storage, Chapter 3.3.1 Introduction, in *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical Methods*, edited by J. H. Dane and G. C. Topp, Agronomy 9, 2001; Madison, WI.
14. Darcy, H., and H. Bazin(1865), *Recherches Hydrauliques*, Enterprises par M. H. Darcy, Imprimerie Nationale, Paris.
15. De Marsily G.(1986), *Quantitative hydrogeology: groundwater hydrology for engineers*. San Diego (CA).

16. Guimera, J., and J. Carrera(1997), On the interdependence of transport and hydraulic parameters in low permeability fractured media, in *Hard Rock Hydrosystems*, pp. 123-133, IAHS Publ., 241.
17. Hantush, M. S.(1966), Analysis of data from pumping tests in anisotropic aquifers, *J. Geophys. Res.*, 71(2), 421-426.
18. J.C. Herweijer and S.C. Young(1991), Use of detailed sedimentological information for the assessment of aquifer tests and tracer tests in a shallow fluvial aquifer, *Proceedings of the Fifth Annual Canadian American Conference on Hydrogeology*, Calgary, 18–20 September 1990, NWWA, Dublin, OH, pp. 101–115.
19. Jacquard, P., and C. Jain(1965), Permeability distribution from field pressure data, *Trans. Soc. Pet. Eng.*, 5(4), 281–294.
20. James J. Butler, Jr.(1991), “A Stochastic Analysis of Pumping Tests in Laterally Non-uniform Media.”, *Water Resour. Res.*, 27(9), 2401-2414.
21. Matheron, B.(1967), “Elements Pour une Theorie des Milieus poreus”, 166pp., Maisson et Cie, Paris.
22. Meier, P. M., J. Carrera, and X. Sanchez-Vila(1998), An evaluation of Jacob’s method for the interpretation of pumping tests in heterogenous formations, *Water Resour. Res.*, 34, 1011 –1025.
23. Neuman, S. P., G. R. Walter, H. W. Bentley, J. J. Ward, and D. D. Gonzales(1984), Determination of horizontal aquifer anisotropy with three wells, *Ground Water*, 22(1), 66-72.
24. Neuzil, C. E.(1994), How permeable are clays and shales?, *Water Resour. Res.*, 30(2), 145-150.
25. Papadopoulos, I. S.(1965), Nonsteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer, in *Proceedings of the Dubrovnik Symposium on the Hydrology of Fractured Rocks*, pp. 21-31, *Int. Assoc. of Hydrol. Sci.*, Washington, D. C..
26. Schad, H., and G. Teutsch(1994), Effects of the investigation scale on pumping test results in heterogeneous porous aquifers, *J. Hydrol.*, 159, 61-77.
27. Shvidler, M. I.(1964), *Filtration Flows in Heterogeneous Media (A Statistical Approach)*, Consultants Bureau, New York.
28. Streltsova(1988), T.D. Streltsova, *Well Testing in Heterogeneous Formations*, Wiley, New York p. 413.
29. Sun N Z and Yeh W W-G (1985), Identification of parameter structure in groundwater inverse problems, *Water Resour. Res.* 21 869-83.
30. Theis, C. V.(1935), The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage, *Trans. Amer. Geophysical Union*, v. 16, pp. 519-524.

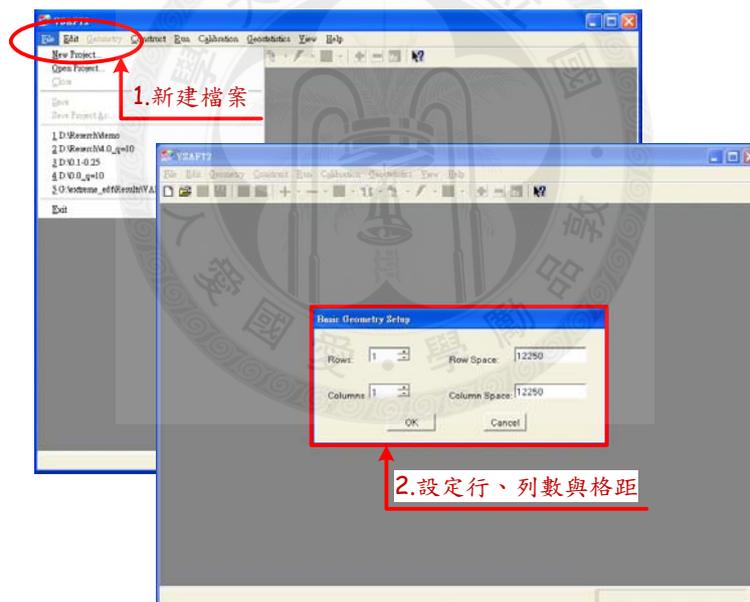
31. Thiem, G(1906)., *Hydrologische Methoden*; Gebhardt, Leipzig.
32. X Sánchez-Vila, J Carrera, JP Girardi(1996), Scale effects in transmissivity, *Journal of Hydrology*.
33. X. Sanchez-Vila(1997), Radially convergent flow in heterogeneous porous media, *Water Resour. Res.* 33(7) 1633-1641.



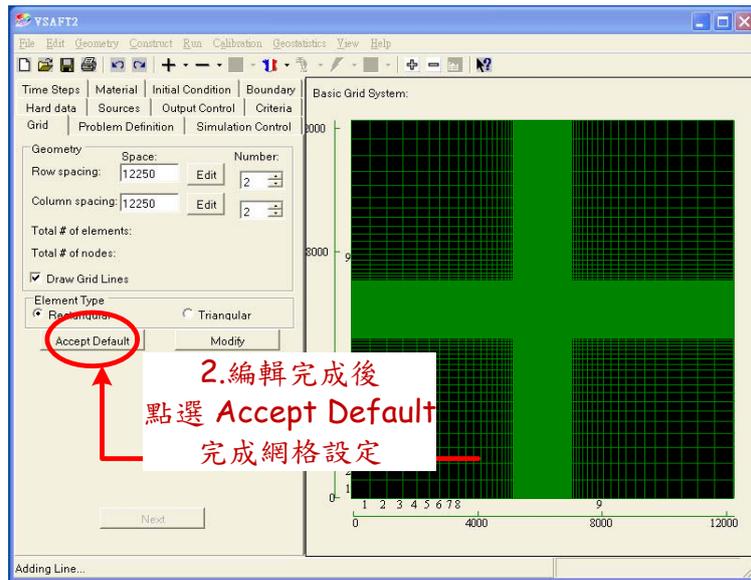
附錄 VSAFT2 環境設定說明

VSAFT2 地下水模式是由亞歷桑納大學葉天齊教授研究團隊所開發的數值模式，可進行飽和、非飽和地下水正向與反向問題的模擬。藉由 GUI 選擇「開啟舊檔」，載入已建立之檔案，或選擇「開新檔案」，在設定網格(Grid)行列數(Row and Column)及格距(Space)後(如附圖 1)，新建檔案。在模擬區域的網格建置佈署完成後(如附圖 2)，即可針對欲探討的問題進行定義，並設定計算條件、模擬與輸出時間間距、水文地質參數、邊界條件、初始條件、源點項等。經過上述設定步驟，便可執行核心演算模式進行問題求解。以下針對研究中的模擬需求，依上述流程說明 VSAFT2 的環境設定步驟。

開啟 VSAFT2 後，開新檔案，設定基礎網格，依模擬需求再行增修格線，模擬網格確定後可進行「問題定義」(Problem Definition)設定。

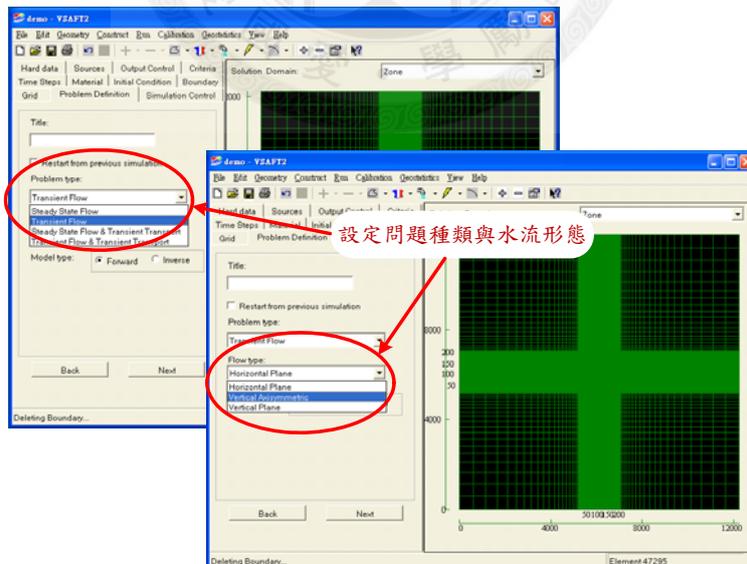


附圖 1 開新檔案，設定基礎網格



附圖 2 基礎網格設定完成畫面

附圖 3 為「問題定義」之設定畫面。「問題定義」標籤中選擇「模式種類」(Model type)為正向(Forward)、流況為瞬態流(Transient Flow)，並設定模擬場域為水平流場(Horizontal Plane)。在「標題」(Title)欄中可為模擬標記一名稱以為區別；勾選「重新啟動」(Restart)則可將前次模擬結果設定為初始條件並接續模擬。

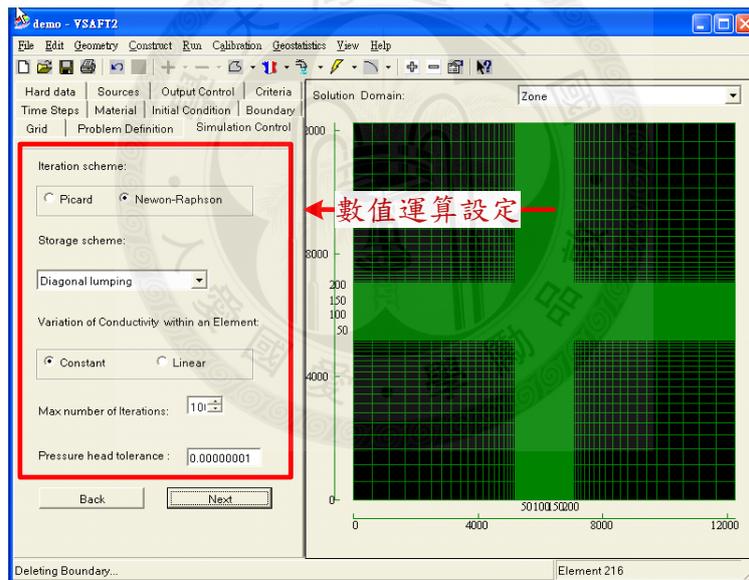


附圖 3 「問題定義」設定問題種類與水流型態

「問題定義」設定完成後，可在「模擬控制」(Simulation Control)標籤(附圖

4)中設定模式數值運算中採用的計算方法，如利用 Picard 或 Newton-Raphson 迭代法求解非線性地水下流公式；求解儲水矩陣的方法包含對角集塊(Diagonal lumping)、集塊模式(Lumped Scheme)與一致性模式(Consistent Scheme)；選擇定值(Constant)或線性(Linear)來指定空間離散網格元素內水力傳導係數的表示方式；以及設定最大迭代次數與壓力水頭誤差。

本研究中，模擬設定分別採用 Newton-Raphson 迭代法進行非線性迭代求解，並以對角集塊法表示矩陣的儲存型式，對於單一元素內之水力傳導係數則以定值表示。最大迭代次數為 100，壓力水頭誤差為 1.0×10^{-8} 。以上設定完成後，可進入「時間設定」(Time Steps)標籤設定模擬時間相關項目。



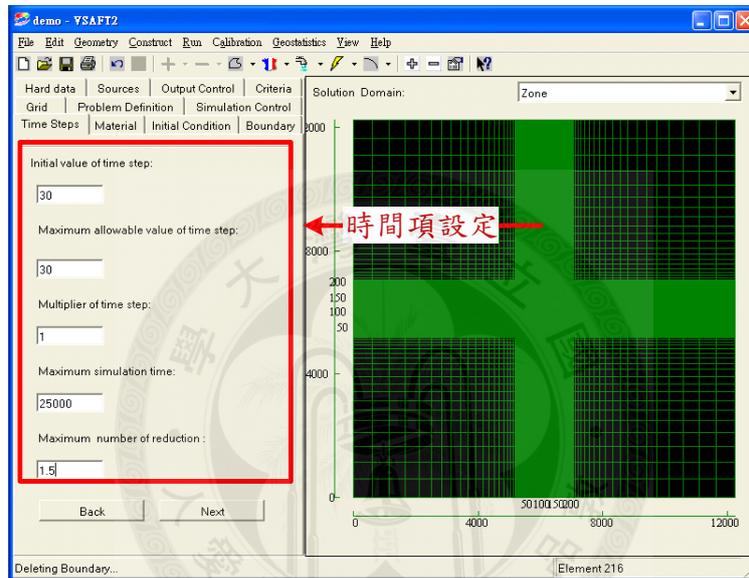
附圖 4 「模擬控制」設定畫面

「時間設定」欄可設定瞬態流況中的模擬時間項，如附圖 6 所示。設定內容包括每步時距、時距乘積以及模擬時間等，例如，假設設定之時距使模擬收斂，得利用時距乘積的設定自動增加每步時距以縮短模擬時間；反之，若模擬發散，則縮小時距。模擬設定時間包括模擬之初始時間、最大許可時距、時距乘積、模擬結束時間，以及時距遞減值等時間項目設定。本研究中，有關上述各項設定如

附表 1 所示。

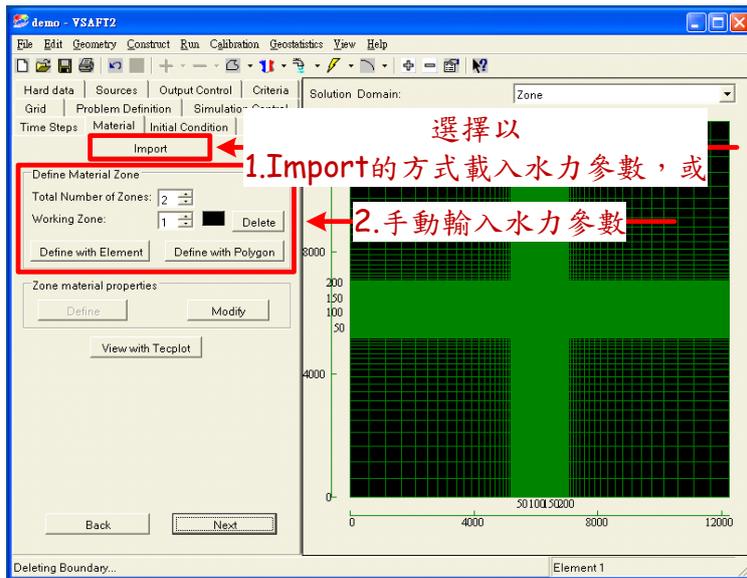
附表 1 模擬時間項目設定

Initial value of time step	30
Maximum allowable value of time step	30
Multiplier of time step	1
Maximum simulation time	25000
Maximum number of reduction	1

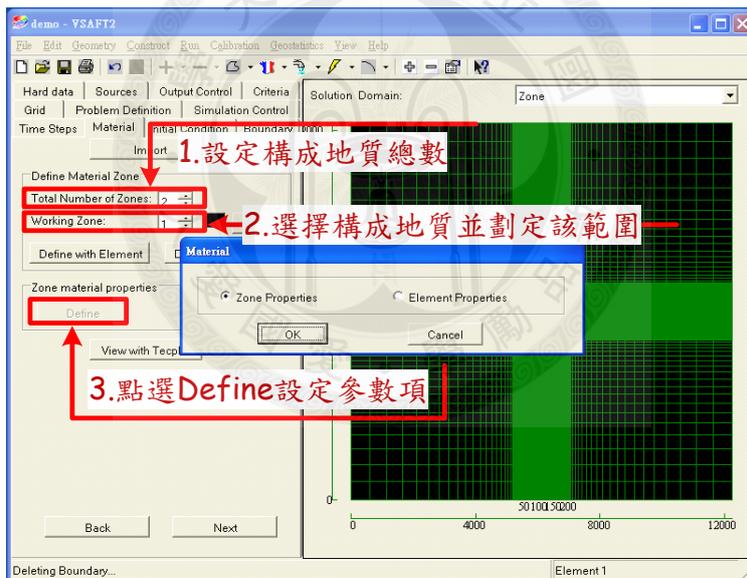


附圖 5 「時間設定」操作畫面

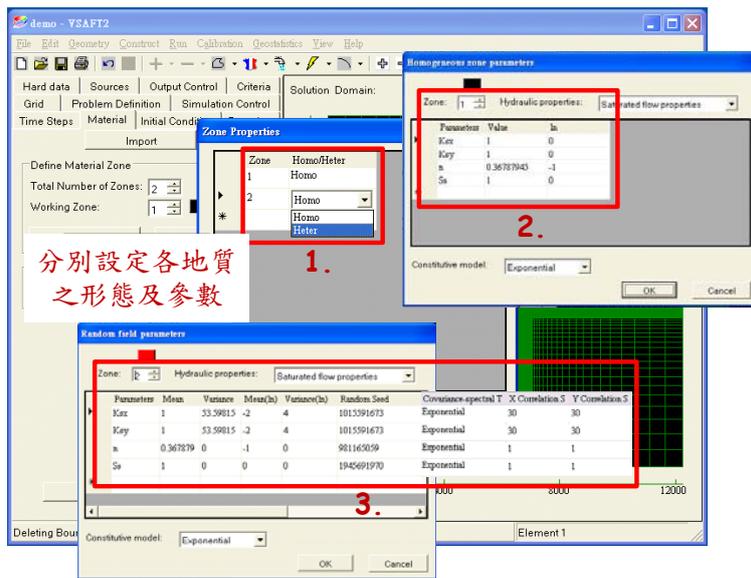
「材質」(Material)標籤可設定模擬區域的介質特性(附圖 6)。首先決定模擬介質種類數量(Total Number of Zone)並劃定各所屬範圍後(附圖 7)，再依序設定各介質種類的「區域特性」(Zone Properties)，即均質場或異質場。飽和層均質場域需要輸入飽和水力特性，例如，飽和水力傳導係數、孔隙率與比儲水率；異質場域則需給定水力傳導係數之算術平均(Mean)與變異數(Variance)、隨機子(Random Seed)、Covariance-spectral T 、 x 、 y 方向的共相關長度(Correlation Scale)等，如附圖 8。設定完成的場域特性可點選下拉式選單檢視參數設定(附圖 9)，或連結科學繪圖軟體(Tecplot)另開視窗展示。



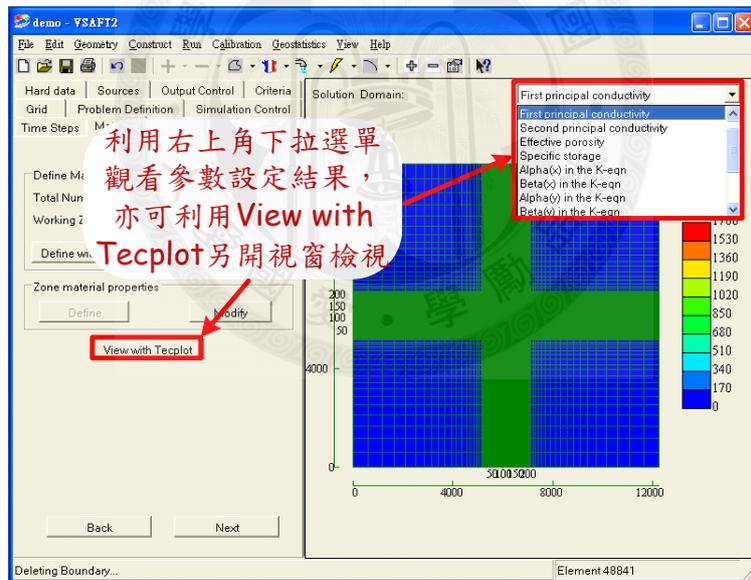
附圖 6 「材質」設定畫面選擇參數來源為匯入或手動



附圖 7 「材質」設定畫面進行模擬區域場介質特性設定



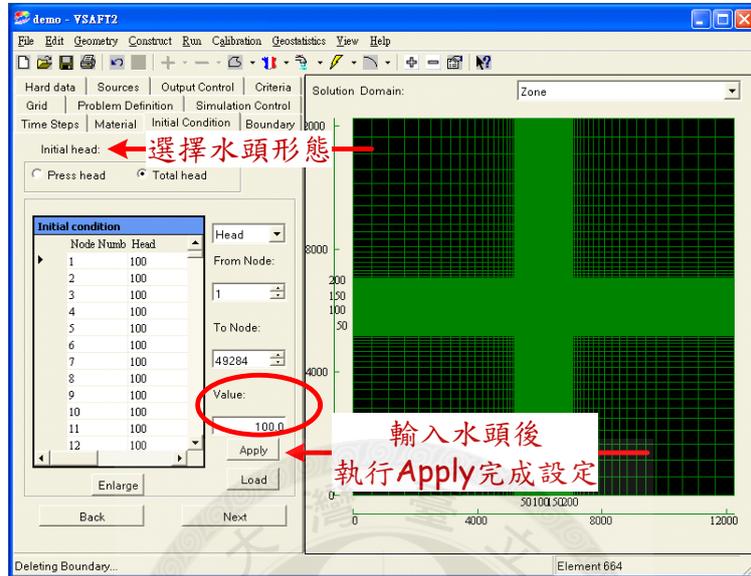
附圖 8 「材質」設定畫面進行各區域參數設定



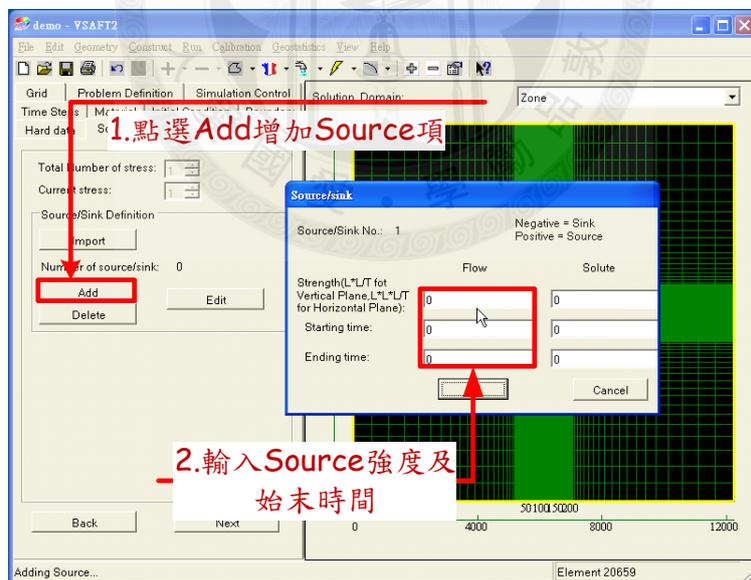
附圖 9 「材質」設定畫面模擬區域參數設定成果展示

「初始條件」定義瞬態流或水流與傳輸模式之模擬啟始狀態，如附圖 11。首先必須設定初始水頭種類(Initial head type)，包含壓力水頭和總水頭。在選定水頭種類後，鍵入水頭值(value)，點選「應用」(Apply)即完成水頭設定。水頭的設定除了可利用鍵盤輸入統一初始水頭值外，亦可逐次給定各網格點之水頭值，或以

載入現有水頭資料的方式進行設定。本研究給定之初始設定為總水頭 100 單位之飽和含水層。



附圖 10 「初始條件」設定模式之初始狀態

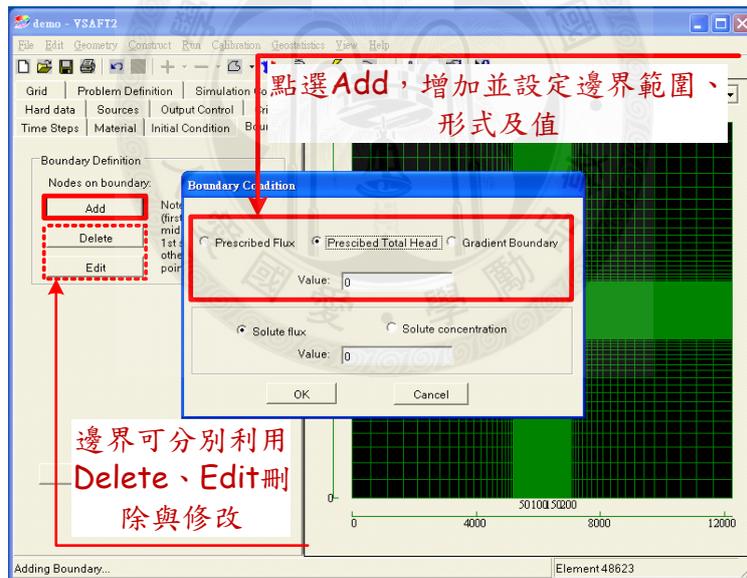


附圖 11 「源匯」設定模式模擬之源點匯點項

「源匯」標籤中可為水流與傳輸模式定義源(Source)、匯(Sink)，如附圖 11。源/匯定義在網格中心，在點選「增加」(Add)後將游標移至模擬網格處以點選的方式在場域網格點中心增加源/匯，並在彈出視窗設定源/匯之強度及時段，其中負值

為匯(例如，抽水量)、正值為源(例如，補注量、入滲量)，選擇「編輯」(Edit)可修改現有源/匯之設定條件，或點選「刪除」(Delete)刪除現有源/匯。設定完成後，按「下一步」設定「邊界」條件。

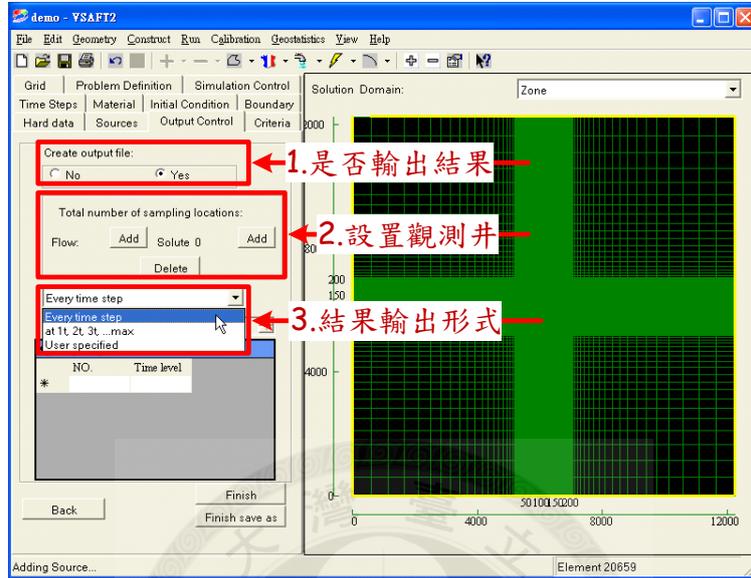
「邊界」標籤中可設定模擬場域之邊界條件，點選「增加」以設定邊界範圍並決定邊界形式為定流量(Prescribed flux)、定水頭(Prescribed head)、或水頭梯度(Gradient)，並在彈出視窗鍵入數值完成邊界條件設定(附圖 12)。「刪除」(Delete)或「編輯」(Edit)可用以刪除或修改已設定之邊界條件。設定第一個邊界時，必須先以滑鼠點擊欲設定邊界範圍之起點和終點，並在邊界範圍點擊任一處輸入邊界值，則可完成設定；第二個邊界後點擊欲設定邊界範圍之起點與終點，即可完成邊界範圍設定。



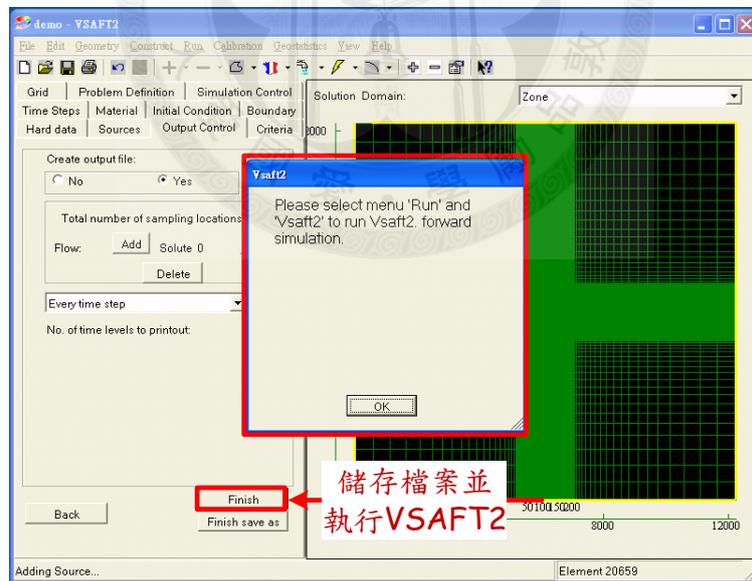
附圖 12 「邊界條件」設定模擬範圍之邊界值

「輸出控制」標籤可設定模擬輸出之相關條件(附圖 13)。在此可選擇是否輸出模擬結果檔案，當選擇輸出檔案時，可在模擬範圍內設置「觀測井」以透過輸出結果檔案觀測水流/溶質之壓力水頭/濃度變化。另外亦可點選「刪除」觀測井取消該點的結果輸出。模擬結果輸出方式可選擇為「每一計算時間間距」(Every time

step)、「級數時間間距」(選擇等間距時間點輸出)或由使用者自行設定。依上述各步驟完成模擬設定後，儲存檔案，完成模擬前之基本設定(如附圖 14)。



附圖 13 「輸出控制」畫面可決定是否將計算結果輸出成檔案



附圖 14 完成模擬前之設定