

集集地震導致濁水溪沖積扇 不同尺度地下水水位變化 機制之研究

Study of Mechanics Caused Groundwater Level Changes with Different Scales
in ChouShui River Alluvial Fan during ChiChi Earthquake

國立台灣大學 生物環境系統工程學系 博士生 林允斌 Yun-Bin Lin	中國文化大學 景觀學系 教授 林裕彬 Yu-Pin Lin	國立台灣大學 生物環境系統工程學系 教授 劉振宇 Chen-Wuing Liu	國立台灣大學 生物環境系統工程學系 教授 譚義績 Yih-Chi Tan
---------------------------------------------------	-------------------------------------------	-----------------------------------------------------	--------------------------------------------------

摘要

本研究採用兩個密度相同且相互交錯站網之現地觀測及試驗資料，藉由共位一般克利金法(colocated Ordinary Kriging)、連續高斯模擬法(Sequential Gaussian Simulation)及退火演算法(Simulated Annealing Simulation)三種方式處理該兩組資料完全異位性之問題，經處理後的資料再藉由尺度分析研究不同尺度下地震導致水文變化之機制，結果顯示，地震導致水文變化，在微尺度下(micro-scale)主要受孔隙壓縮影響，中尺度下(local-scale)受水文地質環境影響為主，而大尺度下(regional-scale)則受到地震時反覆作用之剪應力為主，本研究同時顯示，藉由地震所提供之額外觀測資料，統計描述水力傳導係數之空間分布特性，較符合地質調查之結果。

關鍵詞：地震、水文變化、尺度分析、完全異位性資料

1. 簡介

過去數十年來很多研究致力於描述地震引起的水文變化現象，相關研究最終的目的在於了解引起水文變化的機制，並且將地震前不尋常的水文變化當作地震預測的指標。綜合現今研究有關地震引起的水文變化現象之相關學術論文(Roeloffs 1996)，孔隙彈性力學原理(Biot 1956a, 1956b)常用來描述孔隙介質應變(ε)與所引起之孔隙水壓(p)之關聯性(p/ε)，地下水觀測井中地下水位變化(ΔH)與孔隙水壓(p)變化之關連性($\Delta H/p$)(Cooper and others 1965)亦有相關之研究，根據統計以往相關研究指出(Montgomery and Manga 2003)，引起水文變化的機制(M)非常複雜，要充分的描述地震引起的水文變化(O)，則尺度問題是其中不可忽略的因子，亦即在不同空間尺度(l)考量下，水文變化受到不同應變機制(M_l)之影響，其關係可表示如式(1)

$$O = \sum O_l = \sum \frac{\Delta H_l}{p_l} \frac{p_l}{M_l(\varepsilon_l, \dots)} = O(M_l) \quad (1)$$

式(1)中，引起水文變化的機制可能為孔隙介質應變(ε)，也可能為其他因素，例如：

吮文地質之影響或地震剪力之影響等。

以往相關的研究常著重於推求 h 和 ε 的關係，藉由觀測地下水觀測井水位變化推測地殼應變(Ohno and Wakita 1997; Kunugi and others 2000)，但因限於觀測井之數目太少或分布不均，無法建立地下水水位變化與地殼應變之整體關連性(Roeloffs 1998)，或由於孔隙彈性模式中將垂直方向數十公里地殼視為均質岩層，忽略水文地質構造及水文參數於含水層數百公尺尺度下之非均勻性，亦即模擬應變尺度與觀測水文變化尺度兩者間之差異，導致所建立之地殼應變與地下水文變化相關性欠佳(Grecksch and others 1999)。

台灣於 88 年 9 月 21 日凌晨 1 點 47 分 12.6 秒，因車籠埔斷層上下盤的錯動，於台灣中部地區，發生芮氏地震規模高達 7.3 M_L 的強烈地震，震央位於北緯 23.87 度、東經 120.75 度，位於濁水溪沖積扇東方約 10 公里處靠近集集鎮(Ma and others 1999; Yu and others 2001)。濁水溪沖積扇位於台灣中西部平原，面積約 1700 km^2 ，濁水溪由東向溪流經八卦山台地及斗六丘陵，北與烏溪為界，南至北港溪北岸，1911 年起濁水溪兩岸築堤防洪後，濁水溪沖積扇被劃分為三大集水區(圖 1(a))。自 1992 年起，濁水溪沖積扇地下水觀測站網(GMNS, Groundwater Monitoring Network System)，包含 70 個觀測站總計 188 口觀測井陸續設置於濁水溪沖積扇，井深由 24 公尺至 306 公尺，這些均勻分布的觀測井自動記錄了集集地震前後，濁水溪沖積扇地下水位每小時之變化(Hsu 1998)；同時自 1993 年起，衛星定位控制點系統(SSOCPS, Standardized Satellite Oriented Control Point System) 包含 59 個 GPS 控制點先後設置於濁水溪沖積扇藉以量測地表三向位移的變化(圖 1(b) 左)。

藉由研究這些觀測井及 GPS 控制點於地震前後的紀錄資料，許多研究提出各種模式與理論來解釋複雜的地下水水位變化 (Chia 2001; Wang 2001; Lee 2002)，唯皆不能完全解釋地下水位變化空間分布之特性，且地下水水位變化的空間分布與利用彈性力學計算出的地殼應變分布並不吻合(Ma and others 2001; Huang and others 2000)。其原因應為研究尺度差異所導致。

克力金法為線性內插的方法，提供空間中無取樣點之無偏差最佳推估值(Best Linear Unbias Estimate)，該方法被廣泛應用於不同領域有關取樣推估之相關研究上，配合多變數理論，則可利用不同變數間關連性之建立，利用條件機率，分析部分異位性資料 (partial heterotopy) 於未採樣點上之數值(Odeh 1995; Wackernagel 1995; Goovaerts 1997)。本研究中由於 GMNS 及 SSOCPS 兩系統的測站皆無重疊，其所蒐集到的資料為完全異位性資料 (complete heterotopy)，因存在不能建立共變異數 (covariance) 之問題，因此至今皆無論文討論相關案例，本研究試圖藉由廣泛分布的分類資訊(soft data)，例如土壤母質(soil parent materials)，並考慮兩站網於空間中分布密度相同且位置相互交錯，在不破壞資料空間結構下，利用三種方法，包含共位一般克力金法(Almeida 1994)、連續高斯模擬法(Goovaerts 1997)及退火演算法(Deutsch and Journel 1992; Deutsch and Cockerham 1994)，將其中一站網的資料位移(shift)至另一站網測站所在的位置後，建立不同站網所測資料之共變異數，藉以討論不同變數之空間關連性。本研究為探討尺度之影響，所採用之方法為 FKA 法(Factorial Kriging Analysis) (Christakos 1984; Mathern 1989; Wackernagel 1989)，其基礎為區域化 (regionalization)，利用線性組合任何基本允許的模式，並藉以套配試驗半變異元之方法，於多變數應用

時考慮多變數之共區域化 (coregionalization)，依據理論(Anderson 1959)必須檢定所建立之共區域化矩陣之半正定性質，藉由 LMC 法 (Linear Model of Coregionalization) (Goulard 1989)求得模式與試驗半變異元間具最小方差之半正定共區域化矩陣，其後利用共區域化矩陣進行成分分析(Wackernagel 1989)，FKA 法被廣泛應用在各個領域，藉以研究於不同尺度下，不同因子之相關性(Sandjiviy 1984; Wackernagel and others 1988; Goulard and Voltz, 1992; Goovaerts and Webster, 1994)。

由於 GMNS 及 SSOCPS 提供數量眾多且分布均勻之觀測資料，本研究之目的即利用空間統計的方式，研究不同尺度下地下水水位變化的空間分布的特性，並藉由相關性的分析，探討不同尺度下，影響地下水水位變化之因子，並推測產生水文變化不同的應變機制，同時藉由不同尺度下之水文參數探討沖積扇形成與演變之地理環境，最後藉由比較相同分析法於不同資料之組合，了解地震觀測資料所提供的貢獻。

2. 研究區域

根據現地 12 斷面地質鑽探資料顯示(Central Geological Survey, 1994, 1999)，由於全球氣候變遷導致海平面的升降，濁水溪沖積扇約略可以分為三個含水層(Aquifer 1, Aquifer 2, and Aquifer 3)，在第四紀(Quaternary)的兩次海平面急速上升的過程中(1 萬年前及 12 至 14 萬年前)形成含水層間屬泥質之阻水層(Aquitard 1, and Aquitard 2) (圖 1(b) 右)，含水層間礫石層厚度由東向西及西北遞減，含水層尖滅於海岸線西方海平面以下。

古濁水溪之沖積扇較為偏北，與舊時烏溪形成復合沖積扇，烏溪流域的礫石沉積物堆積於現今濁水溪沖積扇的北端，造成現今濁水溪沖積扇北端礫石層發達，後來由於八卦山台地及斗六丘陵因地殼運動隆起，濁水溪之侵蝕速度約略等於八卦山台地及斗六丘陵地殼運動隆起速度，故濁水溪可保持其原有流向，推測可能因為八卦山台地隆起速度較快，因此現今濁水溪沖積扇較為偏南，八卦山台地的隆起同時阻斷烏溪流域沉積物的堆積，濁水溪沖積扇沉積物多源自大雪山脈中新世(Piocene)板岩；北港溪上游以北區域出露地層以更新世(Pleistocene)泥岩與砂岩為主，現今濁水溪沖積扇南端，土壤母質多屬泥岩與砂頁岩為主，部分屬板岩，且沉積顆粒皆較細，該區域沉積物中含有較大量的黏土礦物，應為濁水溪沖積扇沉積物南侵，與北港溪沖積物混合或疊合沉積(Water Resources Agency 1999b) (圖 1(c)左)。由於菲律賓板塊由東南向西北的擠壓，濁水溪沖積扇的東部有一系列的西向逆衝斷層和背斜構造，形成位於濁水溪沖積扇東側的八卦山台地及斗六丘陵，濁水區沖積扇上層遍布第四紀的沉積物，厚度由北港溪北岸約 750 至 1000 公尺，向北紀東部分別增厚至 1400 公尺及 3000 公尺，其下部為中新世(Miocene)至上新世(Pliocene)地層的部整合面(Central Geological Survey, 1994, 1999)(圖 1(c) 右)。

集集地震導致車籠埔斷層上下盤高差約數公尺高的懸崖，根據 GMNS 紀錄顯示，集集地震前後地下水位變化為 1 至 7 公尺及 -2 至 -11 公尺(Water Resources Agency 1999a) 而地表垂直位移依據 SSOCPS 紀錄，僅不到 0.5 公尺(Department of Land Administration 2000)。位於車籠埔斷層與彰化斷層間的帶狀區間中，所有觀測井的水位皆為下降的，這可能是逆斷層上下盤錯動時因上盤的拖引力導至下盤局部體積膨脹所引起的，而位於彰化斷層以西的 59 個觀測站 162 口觀測井則紀錄到上升的水位(圖 1(b)左)，而地震

所導致的水文變化更在局部地區產生嚴重的土壤液化(圖 1(a))。

本研究採用三組 7 個變數(hard data)作為研究：1. GMNS 所有觀測井皆僅於單一含水層設有濾層，並利用現地抽水試驗測得各觀測井所在含水層水力傳導係數($K1, K2, K3$)，字母後面的數字代表該水力傳導係數於某含水層測得；由於水力傳導係數之數值範圍約為 $O(2)$ (Taiwan Sugar Corporation 1997)，根據 Freeze(1975)及 Lin(2000)的研究，本研究將水力傳導係數取對數值作為變數；2. GMNS 觀測井中於不同含水層地震前後的地下水水位紀錄差值(上午 1 點與上午 2 點間的紀錄差值)($\Delta H1, \Delta H2, \Delta H3$)，字母後面的數字代表該地下水水位紀錄差於某含水層測得；3. SSOCPs 中 59 個 GPS 控制點所測得地震後的永久垂直位移(ΔZ)。

各資料的統計值與處理及本研究之分析方法詳如表 1。各變數除 ΔZ 外均有正偏度，其中 $K1$ 及 $\Delta H1$ 具有較大正偏度， $K2$ 及 $\Delta H2$ 分布較為集中，而含水層三採樣點較少。同時為了建立位移 ΔZ ，另外採用一組分類資料(categorical data)，即沖積扇中土壤母質分類(Council of Agriculture 1997)，分為板岩及泥岩混砂頁岩兩大類(see Fig. 1(b) left)，其於濁水溪沖積扇中所佔面積約為 44.56。在利用三種方法解決完全異位性資料相關問題後，再將變數資料分成實驗組及對照組，來探討地震所能提供的額外資訊。

3. 研究方法

A. 研究尺度

在 FKA 方法中，最重要的為求得尺度因子(regionalized factors)，必須事先決定研究的尺度，然後利用線性組合任何基本允許的模式，套配試驗半變異元後求得尺度因子，而其套配的過程純粹為數學的操作，其物理的意義在於事前決定研究的尺度(Goovaerts 1997)。

地震所產生地層孔隙及水文變化的機制可分為兩大類，地面震動及地殼的應變(Montgomery and Manga 2003)，後者考慮波在地殼中的傳遞，根據已建立台灣地區地殼垂直分布的波傳速度變化，其應用範圍約在地表下 2 至 50 公里之間(Rau and Wu 1995; Ma and others 1996)，本研究則討論地面震動於淺層地層(< 0.3 公里)所引起孔隙變化及水文變化之機制。

本研究考慮集集地震引起濁水溪沖積扇地下水位變化的分布，將其於水平面上分為三個尺度，即大尺度、中尺度及微尺度；若測站間平均距離(\bar{h})，依據訊號理論中 alias 的解釋，則微尺度所代表的即為距離 $2\bar{h}$ (本研究約為 9 公里)間參數的變化；本研究區域東西寬約 40 公里僅有南北長的 2/3，其東西水位上升高度之趨勢為由東向西逐漸升至最高後沿扇尾方向逐漸下降(Chia 2001; Wang 2001; Lee 2002)，大尺度的考量應視整個濁水溪沖積扇為一體，及其最東與最西的參數變化相互間具有關聯性，因此大尺度定義為 36 公里。中尺度應界於大尺度與微尺度之間，本研究採用該區地震後局部嚴重液化區域的尺度 12 公里作為研究中尺度的大小。

B. 完全異位性資料的處理

一般而言，利用克利金法推估空間中未知點的數值，其推估出來的數值會保有一定的空間結構，該結構亦即藉由試驗半變異元套配所建立的空間結構，但是其數值的

起伏會較為平滑。為解決完全異位性的問題，本研究採用 GMNS 的觀測站數目和 SSOCPS 同樣為 59 個，其測站密度相當且交錯排列，GMNS 中最接近 SSOCPS 的站將會在克利金的線性推估中獲得該站值最大的權重，在不破壞資料空間結構的情形下，正如同將 SSOCPS 的測量值位移至 GMNS 上。

a. 一般克利金法 (univariate OK vs. collocated OK with LMC operation)

OK 演算法借由具有常定性變異數和局部變動平均值之模式，利用已知觀測值及其權重，線性推估未取樣點之數值的方法(Isaak and Srivastava 1989; Lin and others 2001)。本研究將 SSOCPS 資料位移至 GMNS 時，採用兩種方法，1. 單變數一般克利金法(univariate OK)，僅考慮主要變數 ΔZ ；2. 共位一般克利金法(collocated OK)，考慮主要變數 ΔZ 和輔助參數(auxiliary)土壤母質分類，由於輔助參數的數量遠多於主要變數，且輔助參數距離較近，當推估空間中某位置之主要變數時，該點附近數量龐大的輔助參數的影響，可以利用位於該點相同位置(co-located)的輔助參數值的影響來近似推求，以避免運算過程中數質不穩定現象的產生 (Almeida 1994)，SSOCPS 相同位置上兩變數觀測值的相關係數為 0.29。

不論為單變數或多變數的考量，其實驗半變異元模式套配同樣配合本研究之尺度，本研究模式的套配利用 VARIOWIN(Yvan 1996)求得套配單試驗半變異元之最佳套配，另外考慮多變數之共位一般克利金法時，必須先採用 LMC 方式求得具半正定性之共區域化矩陣

半變移元的套配無可避免的是主觀的(Woodbury and Sudicky 1991)，需進行交叉檢定(cross validation)來估套配模式的優劣，本研究利用均方標準差 (Mean Square Standard Error)與克利金平均差(Kriging Mean Error)來評估套配模式的優劣，其值必須分別接近零與一，及其定義如式(2)

$$KME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_i^* - Z_i) \quad (2a)$$

$$MSSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(Z_i^* - Z_i)^2}{\sigma_i^2} \quad (2b)$$

其中 Z_i 為實際測量值； Z_i^* 為推估值； σ_i^2 為克利金推估變異數； n 為觀測數量，而 $MSSE$ 之容忍區間設為 $\pm 2\sqrt{2/n}$ (Chilès and Delfiner 1999)。當利用共位一般克利金法對照僅考慮主要變數 ΔZ 之單變數一般克利金法，其結果統計顯示(表 2(a) 和表 2(b))，利用共位一般克利金法，當考慮輔助參數時，由於需考慮共區域化矩陣之半正定性質，可以避免僅考慮單一參數時，針對試驗半變異元過度套配，造成推估的誤差，同時由於輔助參數提供額外的訊息，導致推估較為準確，因此採共位一般克利金法。

b. 連續高斯模擬法(collocated SK with Markov-assumption)

高斯模擬法為利用變數之觀測值和先前模擬值與輔助參數，於未觀測點上利用共位簡單克利金法(collocated Simple Kriging)，建立該點模擬值之累積密度函數，利用亂數求取該點上之模擬值，重複利用此步驟循序於每一個點上進行模擬的演算法(Deutsch and Journel 1992)，其中 SK 和 OK 最大的差別在於 OK 假設變數的平均值具常定性。本研究利用 GSLIB 中 SGSIM 程式(Deutsch and Journel 1992)進行同一區域十次模擬後取其平均值，應注意的是，GSLIB 中共位簡單克利金法，主要變數與輔助參

數間僅當兩者共位才有相關，稱為 Markov-type 模式 (Almeida and Journal 1994; Goovaerts 1997)。

利用高斯模擬法，其主要變數需為高斯變數，因此需先將觀測值 ΔZ 作 normal score 轉換成變數 Y ，並檢視相距 h 的兩變數 $Y(u)$ 及 $Y(u+h)$ 其分布是否符合雙變數 (bivariate) 常態分布 (Deutsch and Journal 1998)，其分布為共變異函數 $C_Y(h)$ 的函數，可表示如式 (3)

$$G(h, y_p) = \mathbf{Prob}(Y(u) \leq y_p, Y(u+h) \leq y_p) = p^2 + \frac{1}{2\pi} \int_0^{\sin^{-1}(C_Y(h))} \exp\left(-\frac{y_p^2}{1 + \sin \theta}\right) d\theta \quad (3)$$

其中， Y 值小於 y_p 的機率為 p 。而其理論指標 (index) 半變異元為

$\gamma_I(h; Y \leq y_p) = p - G(h, y_p)$ 。 Y 的試驗半變異元及套配結果詳圖 2(a)，而 Y 的八等分中各

等分的理論指標半變異元和試驗指標半變異元繪製結果詳圖 2(b) 至 2(h)，理論上圖 2(b) 和圖 2(f)、圖 2(c) 和圖 2(g)、圖 2(d) 和圖 2(h) 同樣位於高斯分布的兩旁，應為對稱，但結果顯示在垂直位移較大的部分 (圖 2(b) 及圖 2(c)) 其空間分布不具常態性 (途中標示之誤差值 ε 係參照 VARIOWIN (Yvan 1996) 之定義)，其原因應為垂直位移量較多 (負值向下) 的部分所在位置較為集中，導致其實際指標半變異元偏離理論值，其門檻值約為 $p(\Delta Z \leq \Delta z_p) = 0.250$ ，其 Δz_p 為 -0.17 公尺。而 Y 的試驗半變異元套配模式之評估，其結果詳表 2(c)，其結果和 collocated OK 相近，但由於原主要變數分布具有負偏度，高斯模擬中高斯分布的假設，導致其交叉檢定時，所產生的誤差未能對稱，而有正偏度的產生。

c. 退火模擬法

退火模擬法為，先利用長條圖提供一組初始解，然後利用兩兩交換 (swap) 當方式重先排列數值於空間放置之位置，其決定是否兩兩交換的條件，則利用半變異元、長條圖或與輔助參數的相關係數等具不同權重之限制組合，判別是否置換後能產生較少的均方差 (Deutsch and Journal 1992)，同時為避免產生局部最佳化，利用 Boltzman 分布中參數 t ，溫度，來決定雖然置換會產生角小的均方差，置換仍會被拒絕的機率，一般而言，當溫度交高時被拒絕的機率較低 (Goovaerts 1997; Lin and Chang 2000)。本研究利用 GSLIB 中 SASIM 程式模擬，而半變異原則套配模式則利用 collocated OK 中利用 LMC 所求得之套配模式。

模擬結果利用 GSLIB 中的 ANNEAL 程式進行後處理，其作用是要將由 SASIM 初步利用亂數產生符合限制條件之一組模擬結果，藉由具有某種空間特徵的影像將該特徵加諸模擬結果 (Deutsch and Journal 1992)，本研究所使用的訓練影像為利用前述連續高斯模擬法模擬出來的結果。

C. FKA

FKA 法可分為三個步驟 (Castrignanò 2000)

a. LMC

考慮各變數間試驗半變異元 $\Gamma(h) = [\gamma_{ij}(h)]$ 可由 l 種不同尺度的模式 $g^l(h)$ 組成，如式(4)

$$\Gamma(h) = [\gamma_{ij}(h)] = \sum_l \mathbf{B}^l g^l(h) \quad (4)$$

其中 \mathbf{B}^l 需具備半正定性，Goulard (1989) 提出利用模式與試驗半變異元間最小方差求得半正定性之共區域化矩陣之方法，其後 Goulard and Voltz (1992) 提出利用試驗及模擬間差異的 WSS (Weighted Sum of Squares) 來作為選擇最佳解之條件。但由於 WSS 條件可能導致直接試驗半變異元的套配結果較差，其套配結果仍需目測判別 (Goovaerts 1997)。

b.PCA

PCA 即是將各個變數 X_i ，將其依據 l 種不同尺度中第 k^{th} 主要成分 $W_k^l(u)$ ，分析其組成表示為式(5)

$$X_i(u) = \sum_l \sum_k a_{ik}^l W_k^l(u) \quad (5)$$

其中 $\mathbf{a}^l \mathbf{a}^{lT} = \mathbf{B}^l = \mathbf{Q}^l \Lambda^l \mathbf{Q}^{lT}$ ，而 \mathbf{Q}^l 為 \mathbf{B}^l 的相互垂直之特徵向量矩陣， Λ^l 為 \mathbf{B}^l 的對角線特徵值矩陣，因此 $\mathbf{a}^l = \mathbf{Q}^l \Lambda^{l/2}$ ，將所求得之 \mathbf{a}^l 繪製於由 l 種不同尺度中第 1^{st} 和 2^{nd} 主要成分作為兩座標軸之圓上，藉以分析變數間之關聯性 (Wackernagel 1995)。

c.Mapping

其目的在利用一般克利金法推估研究範圍中未觀測點之最小推估變異無偏估之尺度因子 ($W_k^l(u)$)，並藉由式(5)線性組合求得變數於未觀測點之推估值。

3. 結果與討論

A. 研究尺度

本研究所採用的尺度模式分別為碎塊效應模式 (nugget effect model)、影響距離 12 公里之球狀模式 (sph(12000)) 及影響距離 36 公里之高斯模式 (gauss(36000))，模式的選擇主要除需配合試驗半變異元外，由於模式的選擇往往代表觀測數據所受到不同性質且獨立的影響過程 (Castrignanò 2000)，依據 (Goulard and Voltz 1992) 研究，將觀測數據之按驗半變異元套配不同尺度模式並進行 PCA 分析，若於不同模式或尺度下產生相同之相關性，其可能原因為套配之模式代表相同的影響過程，則可簡化套配模式之數量。本研究套配之模式，經由稍後之 PCA 分析顯示，其於不同尺度下產生不同之相關性，顯示各變數在不同尺度下，受不同來源的影響過程。

B. 完全異位性資料的處理

比較位移前後相關統計資料，colocated OK、SGS 和 SAS 三種方法位移後，其長條圖具有相近的統計值 (圖 3(a))，其中利用 colocated OK 的長條圖分布有較向中央集中之趨向，此應為 OK 為推估平均值，不似模擬法將將局部未確定性考慮在內所導致。同時三種位移方法所產生之結果，其空間結構並未產生重大的變化 (圖 3(b))。此外，位移後於 GMNS 測站位置上，經位移之主要變數 ΔZ 和輔助參數相關係數由原先於

SSOCPS 上之 0.29 分別成為 colocated OK 之 0.23、SGS 之 0.29 及 SAS 之 0.28。

利用位移後的結果，建立所有變數的相關係數矩陣詳表 3，其中土壤母質與各含水層的導水係數的相關係數趨近於零，從物理學角度來說，含水層的傳導係數應與孔隙的大小有關，與構成孔隙骨架的顆粒母質較無關連，沉積環境影響孔隙之大小，因此導水係數與沉積環境有關而與土壤母質無關，本研究亦將藉由導水係數推論形成沖積扇的沉積環境。

C.LMC 結果

本研究為了解地震觀測資料所提供的貢獻，一組(Set #1)僅利用 $K1$ 、 $K2$ 及 $K3$ 作為分析，另一組(Set #2)則利用 $K1$ 、 $K2$ 、 $K3$ 、 $\Delta H1$ 、 $\Delta H2$ 、 $\Delta H3$ 及 ΔZ 作為分析進行比較，同時由於其中土壤母質與各含水層的導水係數的相關係數趨近於零，且土壤母質與 $K1$ 、 $K2$ 及 $K3$ 之 codispersion coefficient 為 0 不隨 h 變化(Wackernagel 1994,1995)，因此未將土壤母質納入 FKA。

兩組資料 LMC 處理結果顯示(圖 4 至圖 7)，套配結果中試驗半變異元與模式間並無顯著的差異。由於觀測資料較少的限制，於直接半變異元圖上，含水層 3 的觀測資料套配結果皆有較大的碎塊效應，而觀察其共半變異元(cross semivogram)則明顯有較直接半變異原有碎塊效應小，顯示此碎塊效應與觀測密度不足觀測值較不連續有關(Goovaerts 1997)。本研究為避免模式套配試驗半變異元時受某些變數觀測值較大的影響，所有變數均先取平均值為 0 及變異數為 1 之正規化，由於取樣點最大範圍與試驗半變異元的影響距離 36 公里略大，大部分的配對均小於模式的最高影響距離，因此觀測值的變異數應小於直接試驗半變異元的 sill (Barnes 1991)。

D.PCA 結果

本研究所採用的模式經由 PCA 分析，於各尺度 PCA 中均能產生不同之相關性，此結果證明在不同尺度下，變數的相關性受不同機制之影響(Goulard and Voltz 1992)，並藉以推測各變數於不同尺度下受不同來源的機制，相關推測必須於 mapping 結果中加以印證。

a.Set #1

其 PCA 結果詳圖 8，其中微尺度因子控制 16%的變異，中尺度因子控制 29%的變異，大尺度因子控制 55%的變異，而其各尺度下兩軸成分可以解釋將近 100%之變異。

在微尺度中，推測 1st 軸成分代表 100%的變異皆源自 $K3$ 取樣密度遠比 $K1$ 及 $K2$ 小，或 $K3$ 資料之連續性較 $K1$ 及 $K2$ 小；而大尺度中，1st 軸成分顯示絕大部分的長距離變異(91%)源自相同的因子，而水力傳導係數若與形成含水層的沉積物粒徑有關，則長距離的沉積物組成相關性應與河道沉積有關，因此假設 1st 軸成分代表貫穿濁水溪沖積扇東西之濁水溪由東側大雪山脈中所帶來沉積物藉由濁水溪搬運堆積沖積扇中，2nd 軸成分所代表之小部分的長距離變異(9%)，依據其分類的特性，推論應與全球海水面的昇降有關，雖然含水層皆為陸相沉積層，由濁水溪沖積扇中含水層二其上、下方之阻水層一與阻水層二，分別於 1 萬年前與 12 至 14 萬年前海進形成之海相沉積層，因此含水層二於末次冰期(Last Glaciation)形成，若一般假設海岸線為河道沉積作用之大概界線，海岸線以下少有質地較粗之河道沉積物，則依據現地觀測含水層二中砂礫石

與泥砂界線的分布位於含水層西方之遠處，顯示含水層二沉積物沉積時海水面較含水層一與含水層三為低，此項差異導致 2nd 軸成分將 $K1$ 與 $K3$ 歸類同樣位於負值的位置，而將 $K2$ 單獨列於正價值之位置，該假設可以於 mapping 結果中輕易的得到印證。

b.Set #2

Set #2 利用三種位移方式，其 PCA 具有相似的結果(圖 9)，其中微尺度因子控制平均 12% 的變異，中尺度因子控制平均 37% 的變異，大尺度因子控制平均 51% 的變異，而其各尺度下除中尺度外之 61%，兩軸成分可以解釋將近 87% 之變異，顯示於中尺度中，變數之變異性受較多種主要成分因子之控制，及其產生變異之機制較為複雜。

在微尺度中，1st 軸成分可辨別 $K1$ 與 $\Delta H1$ 、 $K2$ 與 $\Delta H2$ 及 $K3$ 與 $\Delta H3$ 之關聯性，其代表平均 62% 的變異，而 2nd 軸成分則可辨別 ΔZ 與 $\Delta H1$ 、 $\Delta H2$ 及 $\Delta H3$ 之關聯性，即於微小尺度下 ΔH 受到地表永久位移 ΔZ 之影響，其代表平均 37% 的變異；超額孔隙水壓由於土體之壓密所引起，各變數的關係可以根據 Terzaghi (1943) 壓密理論模式來解釋，地表永久位移產生的水文變化符合擴散方程式，而其方程式中之擴散係數與水力傳導數有關。

而在中尺度中，1st 軸成分可辨別 ΔZ ，其他變數幾乎貼近 2nd 軸成分兩側排列，與微尺度不同的是， ΔZ 與其他變數幾乎沒有關聯，而 2nd 軸成分則顯示 $K1$ 與 $\Delta H1$ 、 $K2$ 與 $\Delta H2$ 及 $K3$ 與 $\Delta H3$ 之關聯性，推論在該尺度下，因此 ΔH 並未受到地表永久位移 ΔZ 之影響，依據 Lin and others(2003) 的研究，在中尺度下，地下水水位主要受到水文地質構造的影響，當地震波由東向西傳遞時，由於含水層同時由東向西尖滅，在動量之傳遞上慣性力的影響逐漸增加，而含水層中砂礫石與泥砂界線，其構造正如同一個束縮的水管，會導致地下水位突然上升，因此 ΔH 主要受到 K 之影響，而與 ΔZ 無關。另外根據 PCA 結果顯示，變數 $\Delta H2$ 、 $K1$ 與 $K2$ 並無法利用兩成分軸來分辨其變異，根據理論解析模式套配的結果，發現地震引起含水層垂直流向(含水層二至含水層一)，導致沖積扇中局部地區發生嚴重的土壤液化現象，含水層二的地下水觀測井水位變化不僅受到同樣含水層二之水力傳導係數影響，同樣受到其上地質狀況的影響，正如同關係圖中 $\Delta H2$ 、 $K1$ 與 $K2$ 所在位置相近一般，同時由於兩軸成分僅可解釋將平均 60% 之變異，顯示地震引起含水層垂直流向在濁水溪沖積扇中具有統計上之一般，在中尺度佔有將近 40% 之變異。

而在大尺度中，1st 軸成分可辨別 ΔZ 和 $K1$ 、 $K2$ 及 $K3$ 之關聯性，其 $\Delta H1$ 、 $\Delta H2$ 與 $\Delta H3$ 幾乎貼近 2nd 軸成分兩側排列，若地表永久位移 ΔZ 源於土體的壓縮，而土體之壓縮為水力傳導係數之函數，則 2nd 軸成分則顯示 $\Delta H1$ 、 $\Delta H2$ 與 $\Delta H3$ 應受到不同機制之影響，而非受到一般震源力學分析地殼永久應變之影響。

E.Mapping 結果

a.Set #1

尺度因子，在大尺度下(圖 10(a))，其結果 1st 軸成分和 2nd 軸成分，其相位垂直，1st 軸成分代表河川東西流向對於沉積物分布之貢獻，2nd 軸成分則表示海平面升降對於河道沉積物分布之影響，正如 PCA 推測其所代表的影響機制；於中尺度下，可以看出其值高低成環狀相間，約略與沖積扇含水層外海尖滅形狀平行，而 1st 軸成分和 2nd 軸成分分布相似而僅有相位差。

大尺度下(圖 11(a))，其結果顯示以濁水溪上游為水力傳導係數高值，向西北、西及西南逐漸遞減，套疊含水層中砂礫石與泥砂界線的分布，則水力傳導係數高值皆位於該界線之東方不遠處，正如同 PCA 分析一般，大尺度之分析可以判別河床質沉積與海水面升降之關係，此外，正如同於研究區域一節中所述的沉積物地質調查結果顯示，濁水溪沖積扇西南處之沉積物，為濁水溪沖積扇沉積物南侵，與北港溪沖積物混合之結果，該南侵之現象可以由含水層中砂礫石與泥砂界線西方，水力傳導係數分布的情況看出，其中以含水層二其等高線分布最陡，由於含水層二形成時，海水面最低，故該南侵的現象最為嚴重。

中尺度下(圖 11(b))，推論其形成水力傳導系處成環形高低間隔之主要原因，應與間冰期(Interglacial Period)有關，在冰期時，風化物質，由於水流搬運力較小，形成較陡的堆積於較上游地區，俟間冰期氣候回暖，較大之水流搬運力則會將堆積上部向下搬運堆積至下游地區，屬於新堆積較為疏鬆，而留在原地之沉積物原屬下層堆積物質，經壓密後較為緊密，因此形成環形高低間隔之水力傳導係數(Chang 1997)。此外於含水層二與含水層三北部出現較大的水力傳導係數，其原因亦如研究區域一節中所述，為烏溪流域的礫石沉積物堆積，後由於八卦山台地隆起，烏溪北移，根據 mapping 結果，其時間應於含水層一形成之前，約為更新世晚期。

a.Set #2

由於 PCA 分析結果，三種位移方式產生相似的結果，因此本研究選取 SGS 的結果來進行 mapping。

地表垂直位移部分 mapping 結果詳圖 12。導致濁水溪沖積扇地表永久位移，其應為斷層位移、地殼應變(crust strain)及沖積扇沖積層應變之合。大尺度下，地表永久位移其空間分布趨勢，比較利用斷層破碎模式配合與 dislocation 模式模擬出的地殼應變空間分布趨勢(Lee and others 2002)，其分布相位大致吻合，而有局部區域略有出入，推論在大尺度下，所量測的地表垂直位移應皆度部分為地殼應變的結果，而少部分為沖積扇沖積層應變之結果。依據研究方法中檢定其複變常態分布分析的結果， ΔZ 小於等於-0.17 公尺之分布有空間集中的現象，由 ΔZ mapping 結果顯示，其分布型態與土壤母質中泥岩混砂頁岩空間分布型態最相似(相關係數 0.24 最高)，亦即 ΔZ 小於等於-0.17 公尺於空間集中之特性受沉積物土壤母質之分布之影響，該特性同樣顯示於小尺度 mapping 結果，其地表垂直位移之分布與土壤母質分布當 ΔZ_i 小於等於-0.22 公尺時最相似(相關係數 0.34 最高)，其變異特性應為地表震動透過沉積物土壤母質之分布表現出來，因次判定，含水層孔隙應變之主要機制應為地表震，且其影響範圍約為 12 公里。

水力傳導係數數部分(圖 13)，比較 Set #1 之結果，不論於大尺度或小尺度皆有相似的結果，濁水溪於 60 度(N45E 至 N15S)之範圍內反覆遷移形成濁水溪沖積扇，唯於大尺度時，可以明顯分辨，最大的水力傳導係數於濁水溪上游的位置，由含水層三時位於北方至含水層一時逐漸相南方移動，而整體位置較 Set #1 繪製之最高點更偏北，此一演變符合古濁水溪沖積扇較為偏北且逐漸南移的地質調查 (Water Resources Agency 1999b)，地震資料提供較額外訊息，導致其推論之大尺度水力傳導係數較為合理。

水井水位部分(圖 14)，於大尺度時，濁水溪沖積扇水井水位最大變化發生於於沖積扇中央，於 PCA 分析時發現大尺度水井水位變化並非受到一般震源力學分析地殼永

久應變之影響，這也說明為何經由震源機制推算的地表永久位移不能說明濁水溪沖積扇水井水位最大變化發生於於沖積扇中央之原因，Wang and others (2001)推論其機制推論為於地震中反覆作用於沖積扇之剪應力，其強度隨時間與距震央距離加大而減少，當其強度在一門檻以下，則反覆作用之剪應力會導致沉積物顆粒之排列重組，降低孔隙率，在不排水情況下會導致孔隙水壓上升，反之強度在一門檻以上時，剪應力會破壞沉積物顆粒間互鎖，反而會導致沉積層膨脹的情況。地下水水位，其垂直方向超額孔隙水壓的消散速度應與距地下水平深度成反比及水力傳導係數成正比(Roeloffs 1998)，根據在地震後短時間地下水水位所呈現之現象經分析，地震分別於濁水溪南北產生兩個錐狀，而含水層三至含水層一的變化趨勢，表現淺層的地下水水位變化較深層的地下水水位變化消散迅速，且沖積扇南方較北方消散迅速，其原因應為車籠埔斷層由南方向北方破裂，而南方的錐狀形成較早的原因。於中尺度時，透過含水層一的水位分布可以輕易判別土壤液化發生的區域，顯示於尺度分析前決定之中尺度規模，確實能夠反映土壤液化的規模，將 mapping 結果進一步套配合含水層頂部阻水層邊界與含水層中砂礫石與泥砂之邊界，發現水井水位變化高值皆發生於含水層中砂礫石與泥砂之邊界上，若該邊界東方水層頂部無阻水層，則會發生垂直流場，引起錐狀水井水位變化分布，導致土壤液化，圖 14 中土壤液化 A 及 B 區該垂直流場的影響，此外圖 14 中土壤液化 C 區由於其頂部受到海浪的掏刷，無黏性之阻水層，同樣受到垂直流場的影響，上述結果如同 PCA 之推論一般，顯示水文地質對於水井水位變化之影響甚鉅。

4.總結與結論

本研究首次採用完全異位性資料，在兩個密度相同且相互交錯的站網條件下，利用三種方式，在不破壞資料空間結構下，成功將資料位移。本研究並藉由為數眾多及分布均勻的現地觀測資料，經由統計分析，影響沖積層孔隙應變的機制主要為地表震動且其影響範圍約僅 12 公里，而不同尺度下地震後導致水文變化之機制，在微尺度下，沉積層孔隙水壓上升主要受孔隙壓密之影響，在中尺度下，地下水文變化及土壤液化區域之分布主要受到水文地質環境的影響，在大尺度下，水文變化主要受到反覆作用之剪應力影響，而影響水文變化不同機制所控制的變異分別為微尺度之 12%，小尺度之 37%及大尺度之 51%，其中小尺度之大小，是經由地震後土壤液化的範圍資料加以判定，該尺寸提供研究地震所引起之工程災害之適當尺度，任何相關模式若要提供工程上防災之應用，其解析度皆不可低於該尺寸。另外，研究結果同時顯示，配合地震資料描述水力傳導係數之空間分布，較能接近地質調查之結果。

謝誌

本研究感謝行政院農業委員會、經濟部水利署、內政部地政司提供現地觀測資料，及國科會編號 NSC 90-2625-Z-002-025 計畫經費補助，在此一並致謝。

參考文獻

- Almeida A, and Journel A (1994) Joint simulation of multiple variables with Markov-type coregionalization model. *Mathematical Geology* 26:565-588
- Anderson TW (1984) An introduction to multivariate statistical analysis. John Wiley & Sons, New York, pp 675
- Barnes JR (1991) The variogram sill and the sample variance. *Mathematical Geology* 23:673-678
- Biot MA (1956a) Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid, I. low-frequency range. *The Journal of the Acoustical Society of America* 28:168-178
- Biot MA (1956b) Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid, II. high-frequency range. *The Journal of the Acoustical Society of America* 28:179-191
- Castrignanò A, Giugliarini L, Risaliti R, and Martinelli N (2000) Study of spatial relationships among some soil physico-chemical properties of a field in central Italy using multivariate geostatistics. *Geoderma* 97:39-60
- Central Geological Survey (1999) The hydrogeological survey report of the Cho-Shui alluvial fan, Ministry of Economic Affairs, Taiwan (in Chinese)
- Central Geological Survey (1994) The final survey report of the Cho-Shui alluvial fan, Ministry of Economic Affairs, Taiwan (in Chinese)
- Chang JC (1997) Distribution, morphology and geomorphic implication of the alluvial fans in Taiwan. *Geology* 17:69-93 (in Chinese)
- Chia YP, Wang YS, Chiu JJ, and Liu CW (2001) Changes of groundwater level due to the 1999 Chi-Chi earthquake in the Choshui River alluvial fan in Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 91:1062-1068
- Chilès JP, and Delfiner P (1999) *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*. Wiley, New York, pp 283-287
- Cooper HH, Bredehoeft DJ, Papadopoulos IS, and Bennett RR (1965) The response of well aquifer systems to seismic waves. *Journal of Geophysical Research* 70:3915-3926
- Council of Agriculture (1997) Soil map of cultivated lands. Executive Yuan, Taiwan (digital data)
- Christakos G (1984) On the problem of permissible covariance and variogram models. *Water Resources Research* 20:251-265
- Department of Land Administration, The records of the first and the second class standardized satellite oriented control points, Ministry of the Interior, 2000. (digital records)
- Deutsch CV, and Cockerham PW (1994) Practical considerations in the application of simulated annealing to stochastic simulation. *Mathematical Geology* 26:67-82
- Deutsch CV, and Journel AG (1992) *GSLIB: Geostatistical software library and user's guide*, Oxford University Press, New York, 369 pp
- Freeze RA (1975) A stochastic-conceptual analysis of one-dimension groundwater flow in nonuniform homogeneous media. *Water Resources Research* 11:725-741
- Goovaerts P (1997) *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press, New York, 512 pp
- Goovaerts P, and Webster M (1994) Scale dependent correlation between topsoil copper and cobalt concentrations in Scotland. *European Journal of Soil Science*, 45:79-95

- Goulard M (1989) Inference in coregionalization model. In: Armstrong M (eds) *Geostatistics*, Kluwer, Dordrecht, Vol. 1, pp 397-408
- Goulard M, and Voltz M (1992) Linear coregionalization model: tools for estimation and choice of cross-variogram matrix. *Mathematical Geology* 24:269-286
- Grecksch G, Roth F, and Kumpel HJ (1999) Coseismic well level changes due to 1992 Roermond earthquake comparing to static deformation of half space solutions. *Geophysical Journal International* 138:470-478
- Hsu SK (1998) Plan for a groundwater monitoring network in Taiwan. *Hydrogeology Research* 6:405-415
- Huang BS (2000) Two dimensional reconstruction of the surface ground motion of an earthquake: the September 21, 1999, Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Geophysical Research Letters* 27:3025-3028
- Isaak EH, and Srivastava RM (1989) *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press, New York, pp 278-322
- Kunugi T, Fukao Y, and Ohno M (2000) Underdamped responses of a well to nearby swarm earthquakes off the coast of Ito City, central Japan, 1995. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 105(B4):7805-7818
- Lee M, Liu TK, Ma KF, and Chang YM (2002) Coseismic hydrological changes associated with dislocation of the September 21, 1999 Chichi earthquake, Taiwan. *Geophysical Research Letters* 29: Art. No. 1824
- Lin YB, Tan YC, Yeh TCJ, Liu CW, and Chen CH (2003) A Visco-elastic model for groundwater level changes in Cho-Shui river alluvial fan after the Chi-Chi earthquake in Taiwan. Submitted to *Water Resources Research*
- Lin YP, Tan YC, and Rouhani S (2001) Identifying spatial characteristics of transmissivity using simulated annealing and kriging methods. *Environmental Geology* 41:200-208
- Lin YP, Lee CC, and Tan YC (2000) Geostatistical approach for identification of transmissivity structure at Dulliu area in Taiwan. *Environmental Geology* 40:111-120
- Lin YP, and Chang TK (2000) Simulated annealing and kriging method for identifying spatial patterns and variability of soil heavy metal. *Journal of Environmental Science and Health* A37:1089-1115
- Ma KF, Lee CT, and Tsai TB (1999) The Chi-Chi, Taiwan earthquake: large surface displacement on an inland thrust fault. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)* 80:605-611
- Ma KF, Mori J, Lee SJ, and Yu SB (2001) Spatial and temporal distribution of slip for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 91:1069-1087
- Ma KF, Wang JH, and Zhao D (1996) Three-dimensional seismic velocity structure of the crust and uppermost mantle beneath Taiwan. *Journal of Physics of the Earth* 44:85-105
- Matheron G (1989) *Estimating and choosing*. Springer Verlag, Berlin, 141 pp
- Montgomery DR, and Manga M (2003) Streamflow and water well responses to earthquakes. *SCIENCE* 300:2047-2049

- Odeh IOA, Mcbratney AB, and Chittleborough DJ (1995) Further results of soil properties from terrain attributes: heterotopic cokriging and regression-kriging. *Geoderma* 67:215-226
- Ohno M, and Wakita H (1997) A water well sensitive to seismic waves. *Geophysical Research Letters* 24:691-694
- Rau RJ, and Wu FT (1995) Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan. *Earth Planetary Science Letters* 133:517-532
- Roeloffs EA (1996) Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrologic phenomena. In: Dmowska R, Saltzman B (eds) *Advances in Geophysics*, Academic Press, New York, Vol. 37, pp 135-195
- Roeloffs EA (1998) Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 103:869-889
- Sandjiv L (1984) The factorial kriging analysis of regionalized data. In: Verly G, David M, Journel AG, Marechal A (eds) *Geostatistics for Natural Resources Characterization*, Reidel, Dordrecht, pp 559-571
- Taiwan Sugar Corporation (1997) Establishment and operational management of Groundwater Monitoring Network. Water Resources Agency, Taiwan
- Terzaghi K (1943) *Theoretical soil mechanics*. Wiley, New York, pp 510
- Wackernagel H (1995) *Multivariate geostatistics: an introduction with applications*. Springer-Verlag, Berlin, 256 pp
- Wackernagel H (1994) Cokriging versus kriging in regionalized multivariate data analysis. *Geoderma* 62:83-92
- Wackernagel H, Petitgas P, and Tauffait Y (1989) Overview of methods for coregionalization analysis. In: Armstrong M (eds) *Geostatistics*, Kluwer, Dordrecht, Vol. 1, pp 409-420
- Wackernagel H (1988) Geostatistical techniques for interpreting multivariate spatial information. In: Chung CF, Fabbri AG, and Sinding-Larsen R (eds) *Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources*, Reidel, Dordrecht, pp 393-409
- Wang CY, Cheng LH, Chin CV, and Yu SB (2001) Coseismic hydrologic response of an alluvial fan to the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Geology* 29:831-834
- Water Resources Agency (1999a) The annual report of the Groundwater Monitoring Network System (GMNS) records in Taiwan. Ministry of Economic Affairs, Taiwan (in Chinese)
- Water Resources Agency (1999b) The compilation of the results of the Taiwan groundwater monitoring network plan (first period). Ministry of Economic Affairs, Taiwan (in Chinese)
- Woodbury AD, and Sudicky EA (1991) The geostatistical characteristics of the Borden aquifer. *Water Resources Research* 27:533-546
- Yu SB, Kuo LC, Hsu YJ, Su HH, Liu CC, Hou CS, Lee JF, Lai TC, Liu CC, Liu CL, Tseng TF, Tsai CS, and Shin TC (2001) Preseismic deformation and coseismic displacement associated with the Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 91:995-1012
- Yvan P (1996) *Variowin*. Springer Verlag, New York, 91 pp

附表

表 1 本研究所採用的變數資料及分析方法

Hard Data							
System	GMNS						SSOCPS
Class	<i>K1</i>	<i>K2</i>	<i>K3</i>	$\Delta H1$	$\Delta H2$	$\Delta H3$	ΔZ
Dimension	meter per day			meter			
Obtained Time	Before Chi-Chi earthquake			After Chi-Chi earthquake			
Statistics							
Sample numbers	54	54	34	52	53	33	59
Mean	40.09	36.82	26.37	0.80	2.19	2.01	-0.122
Median	27.56	31.41	21.17	0.23	1.34	1.41	-0.108
Standard deviation	37.72	27.67	23.01	1.38	2.21	1.58	0.103
Skewness	1.74	1.14	1.28	2.44	0.47	0.52	-1.598
Max	154.66	130.46	96.77	6.55	7.42	5.15	0.009
Min	0.43	0.81	0.59	-0.74	-2.47	-0.26	-0.468
25 th Percentile	14.56	15.43	7.38	0.10	0.41	0.75	-0.167
75 th Percentile	149.45	102.55	77.91	4.33	6.00	5.07	-0.058



Dealing with complete heterotopic data		
Before Shifted	isotopic	
Methods	collocated OK, SGS, SAS	
After Shifted	isotopic	



FKA		
Data set	Comparison set	Test set
Classified according to the time of data obtained	<i>K1, K2, K3</i>	<i>K1, K2, K3, ΔH1, ΔH2, ΔH3, ΔZ</i>

表 2 完全異位性資料各種位移方法的交叉檢定

Methods Statistics	(a)	(b)	(c)
	Bivariate OK	Colocated OK	SGS
	The difference of the observed and the estimated ΔZ (m)		
mean	0.006	0.002	0.013
maximum	0.179	0.180	0.270
minimum	-0.182	-0.176	-0.118
standard deviation	0.075	0.077	0.078
skewness	-0.207	-0.068	1.215
	Cross-validation parameters		
KME	0.049	0.019	-0.022
MSSE	0.790	0.920	1.077

(The tolerance= ± 0.368)

表 3 本研究 7 個主要變數與 1 個輔助參數之相關係數

								<i>delta Z</i>			<i>Soil Parent</i>
								<i>colocated OK</i>	<i>SGS</i>	<i>SAS</i>	
	<i>K1</i>	1									
	<i>K2</i>	0.383	1								
	<i>K3</i>	0.428	0.233	1							
	<i>delta H1</i>	0.170	0.197	0.451	1						
	<i>delta H2</i>	0.161	0.197	0.146	0.472	1					
	<i>delta H3</i>	0.481	0.234	0.514	0.431	0.457	1				
<i>delta Z</i>	<i>colocated OK</i>	-0.216	-0.237	-0.117	-0.049	0.185	0.153	1			
	<i>SGS</i>	-0.153	-0.185	-0.152	-0.107	0.157	0.170		1		
	<i>SAS</i>	-0.219	-0.174	-0.191	-0.076	0.133	0.047			1	
	<i>Soil Parent</i>	-0.023	0.026	-0.064	0.190	0.168	0.283	0.231	0.293	0.278	1

附圖

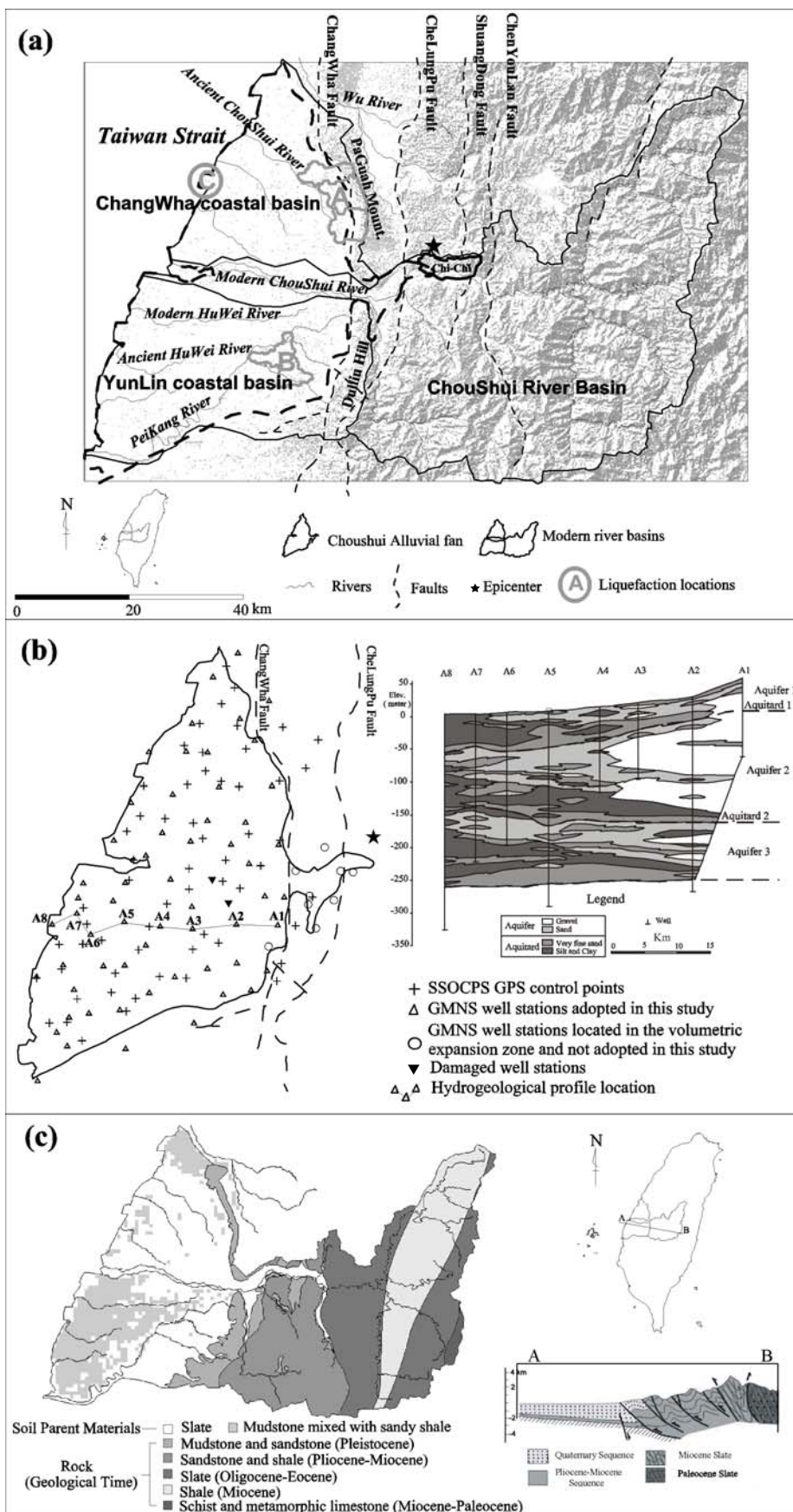
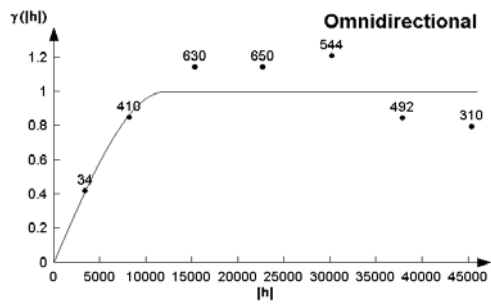
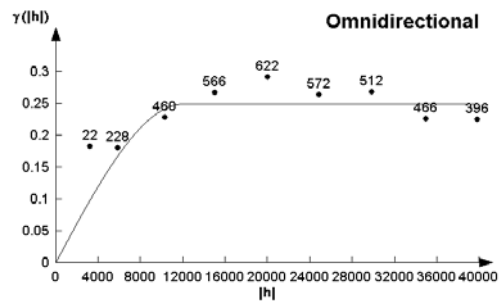


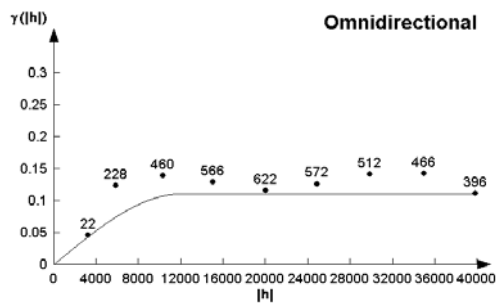
圖 1 研究區域之(a)地理、(b)水文地質與測站及(c)地質分布圖



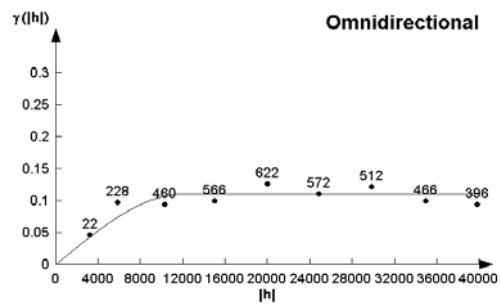
(a)



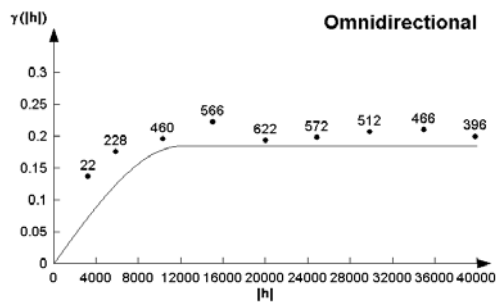
(e) $p(\Delta Z \leq \Delta z_p) = 0.250, \varepsilon = 0.024$



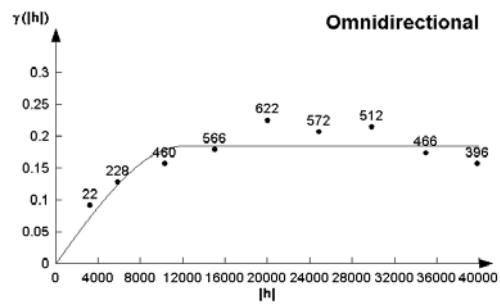
(b) $p(\Delta Z \leq \Delta z_p) = 0.125, \varepsilon = 0.133$



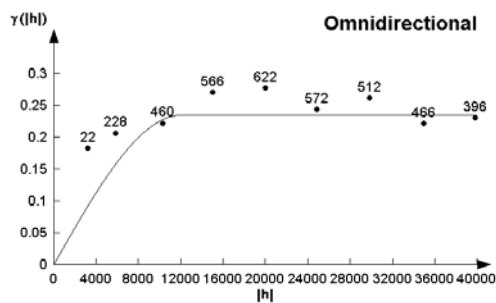
(f) $p(\Delta Z \leq \Delta z_p) = 0.875, \varepsilon = 0.043$



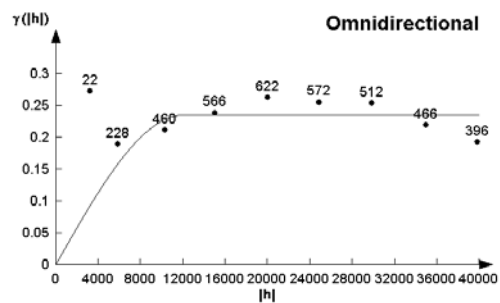
(c) $p(\Delta Z \leq \Delta z_p) = 0.250, \varepsilon = 0.060$



(g) $p(\Delta Z \leq \Delta z_p) = 0.750, \varepsilon = 0.036$



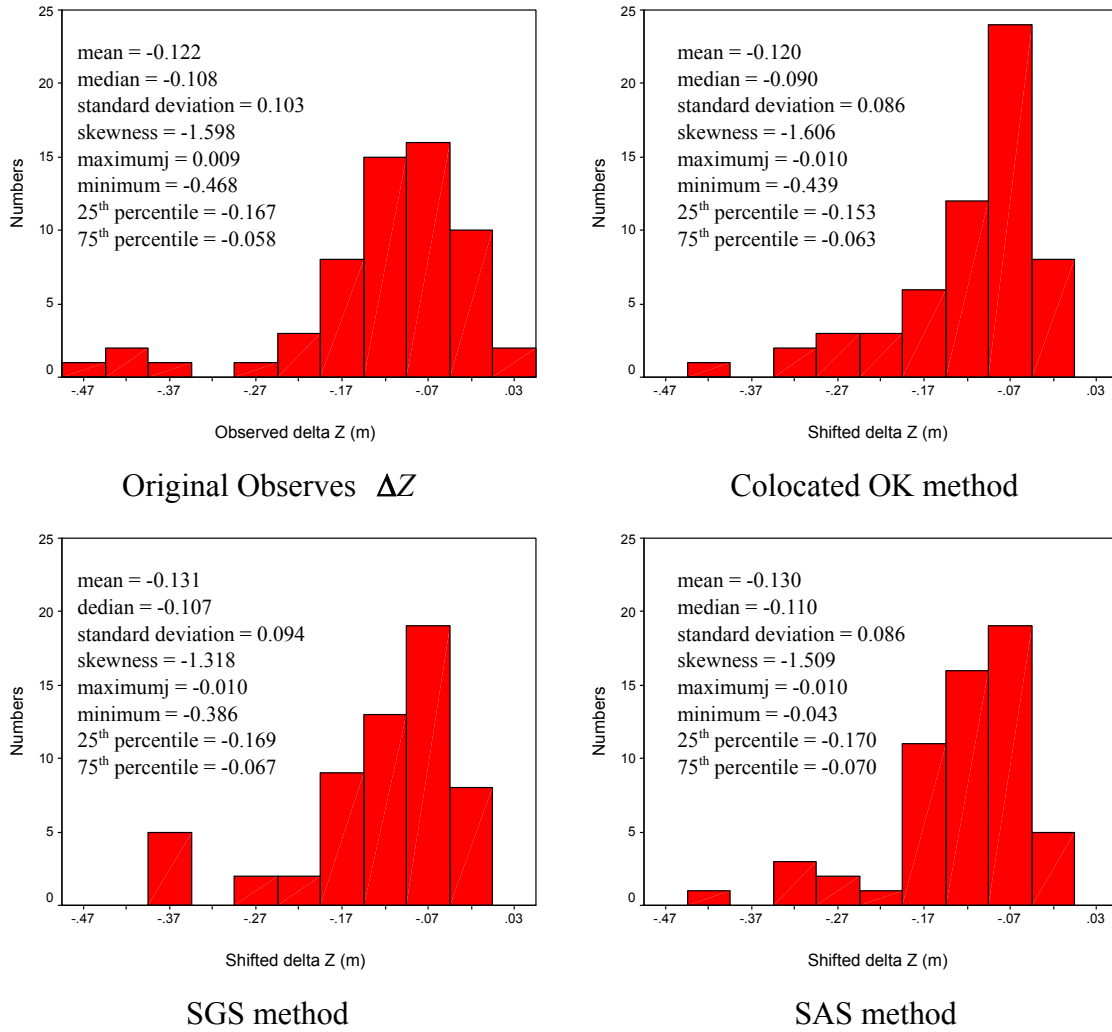
(d) $p(\Delta Z \leq \Delta z_p) = 0.375, \varepsilon = 0.045$



(h) $p(\Delta Z \leq \Delta z_p) = 0.625, \varepsilon = 0.060$

圖 2 ΔZ 經 normal score 轉換，(a) 試驗半變異元(黑點)及套配(曲線)結果及(b-h) 試驗(黑點)與理論(曲線)指標半變異元

(a)



(b)

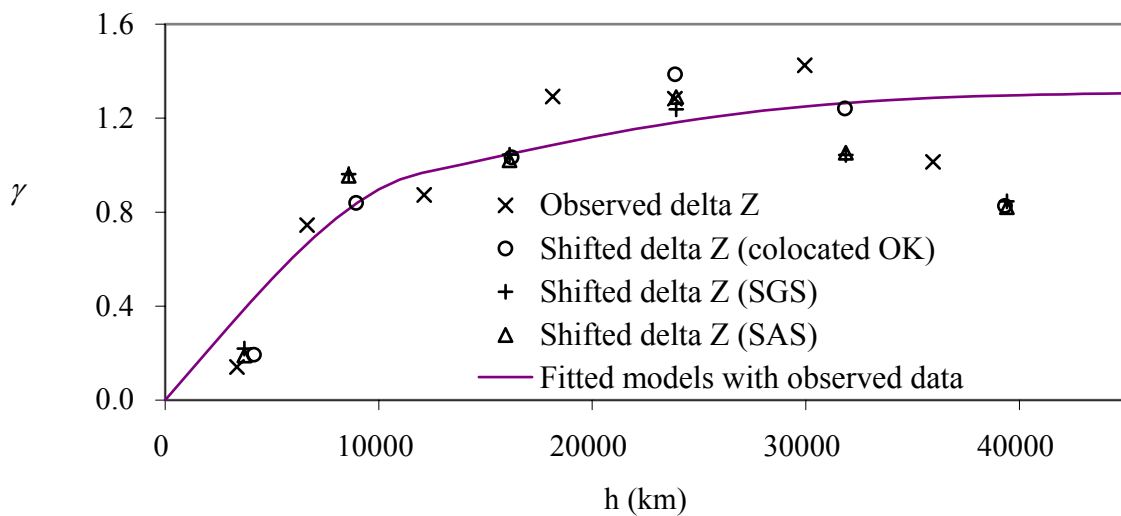


圖 3 (a)位移前後 ΔZ 之柱狀圖及(b)位移 ΔZ 值及觀測 ΔZ 值之試驗半變異元與觀測 ΔZ 值試驗半變異元之套配模式

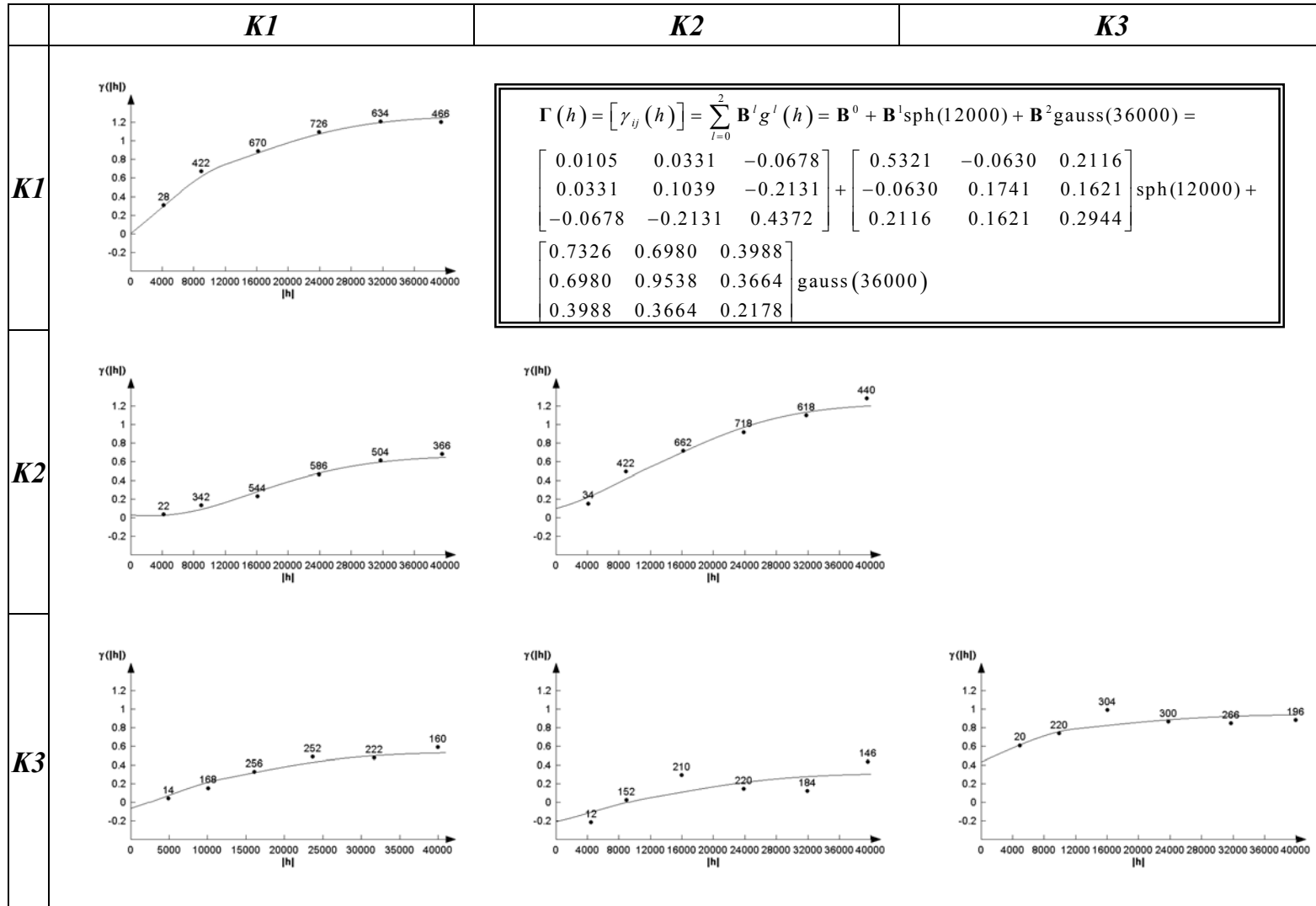


圖 4 Set #1 LMC 結果，試驗半變異元(黑點)、模式套配(曲線)及配對數(數字)

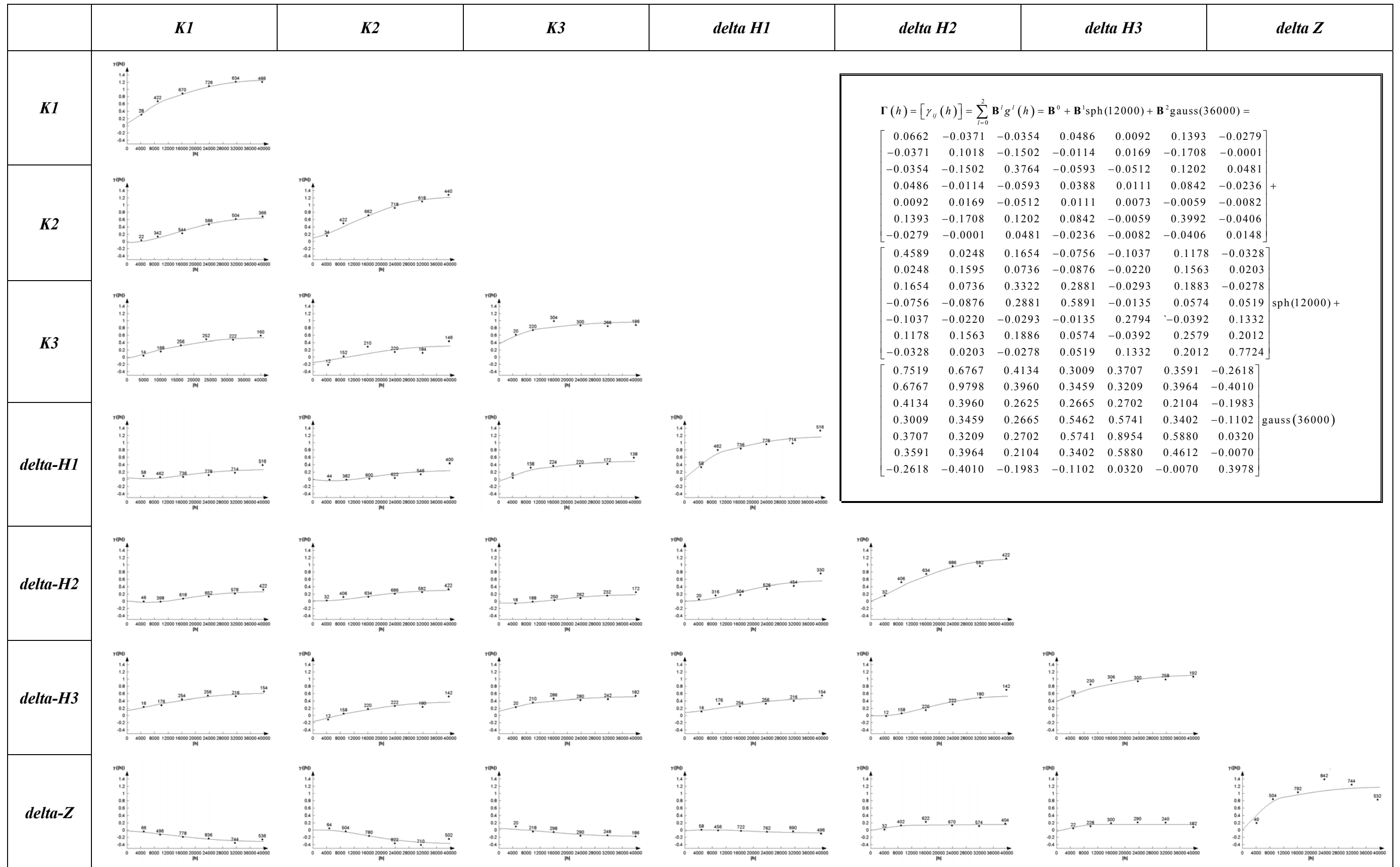


圖 5 Set #2 利用 collocated OK 位移之 LMC 結果，試驗半變異元(黑點)、模式套配(曲線)及配對數(數字)

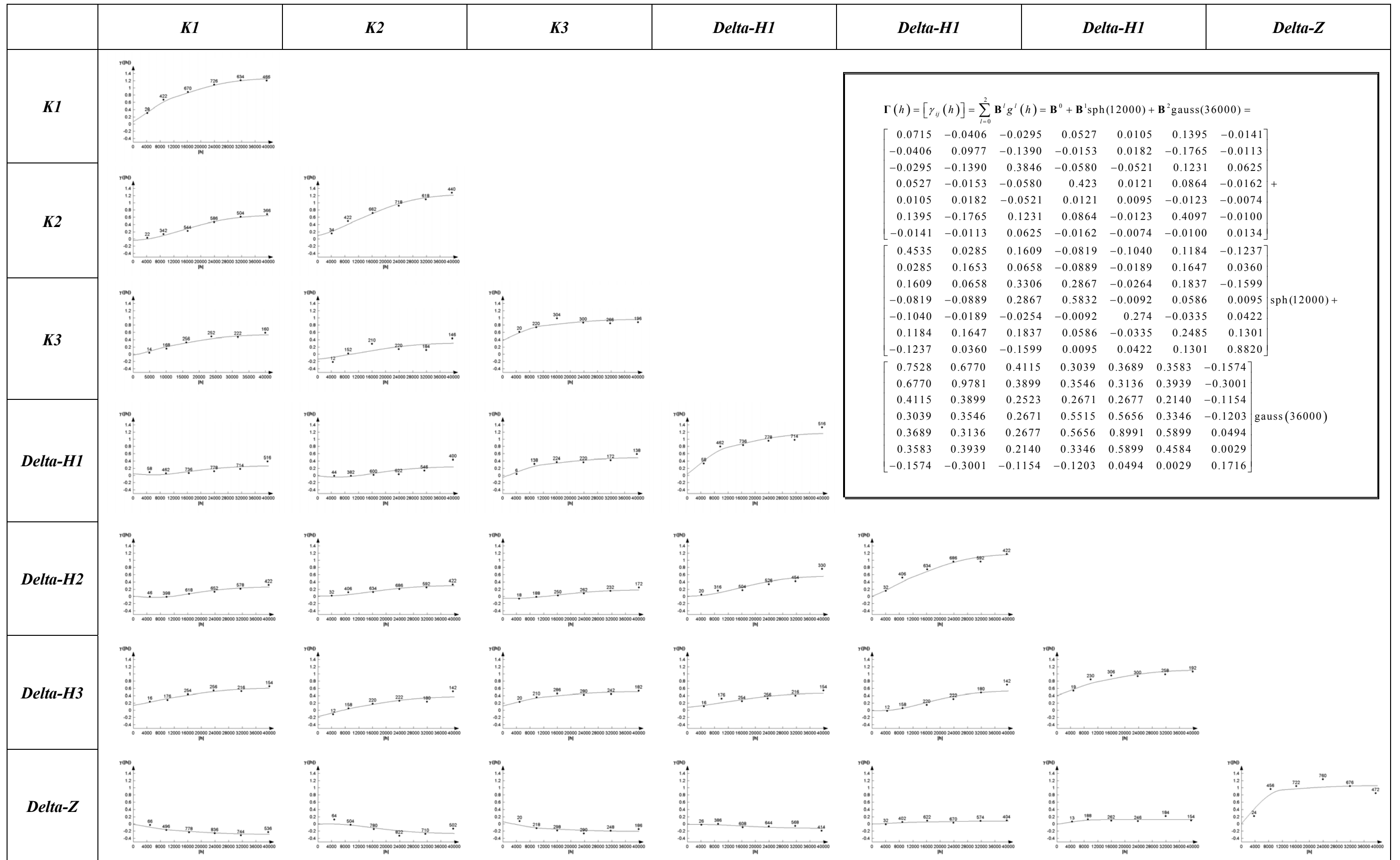


圖 5 Set #2 利用 SGS 位移之 LMC 結果，試驗半變異元(黑點)、模式套配(曲線)及配對數(數字)

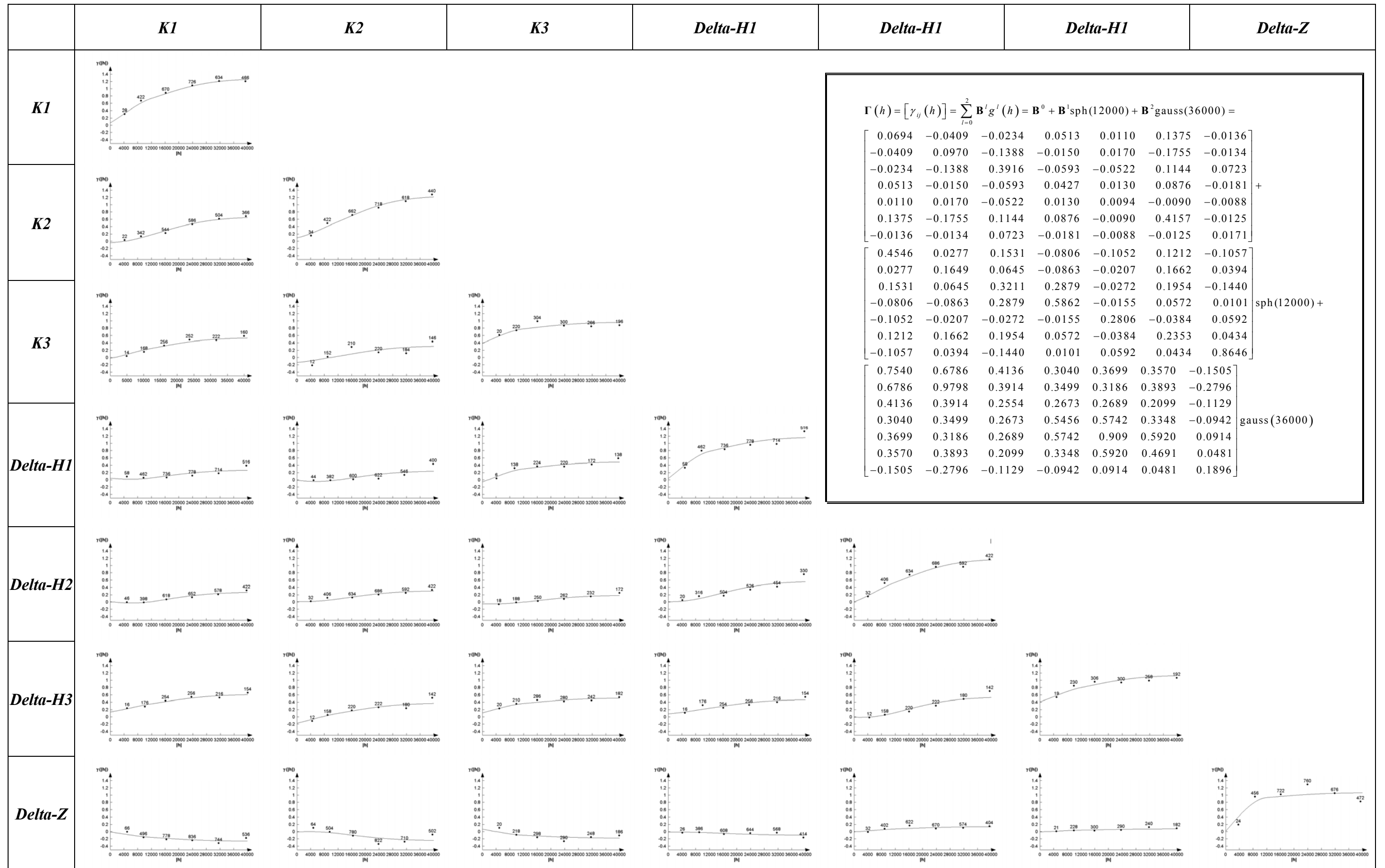


圖 5 Set #2 利用 SAS 位移之 LMC 結果，試驗半變異元(黑點)、模式套配(曲線)及配對數(數字)

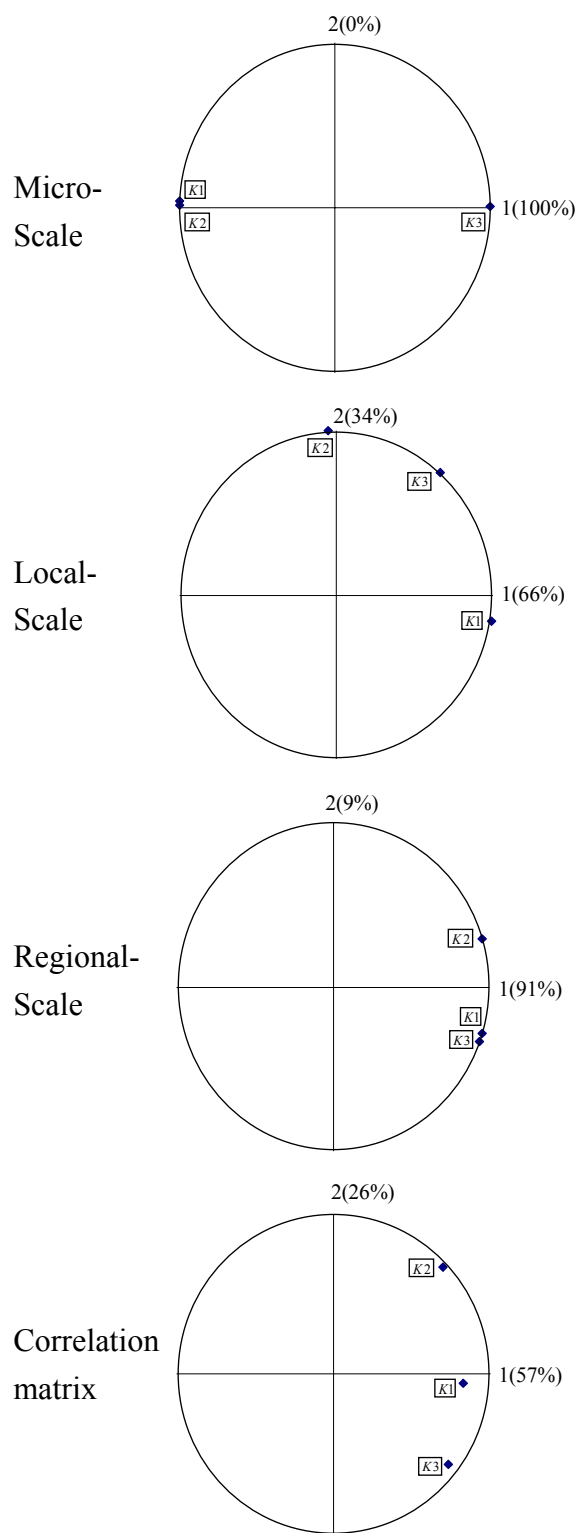


圖 8 Set #1 PCA 結果

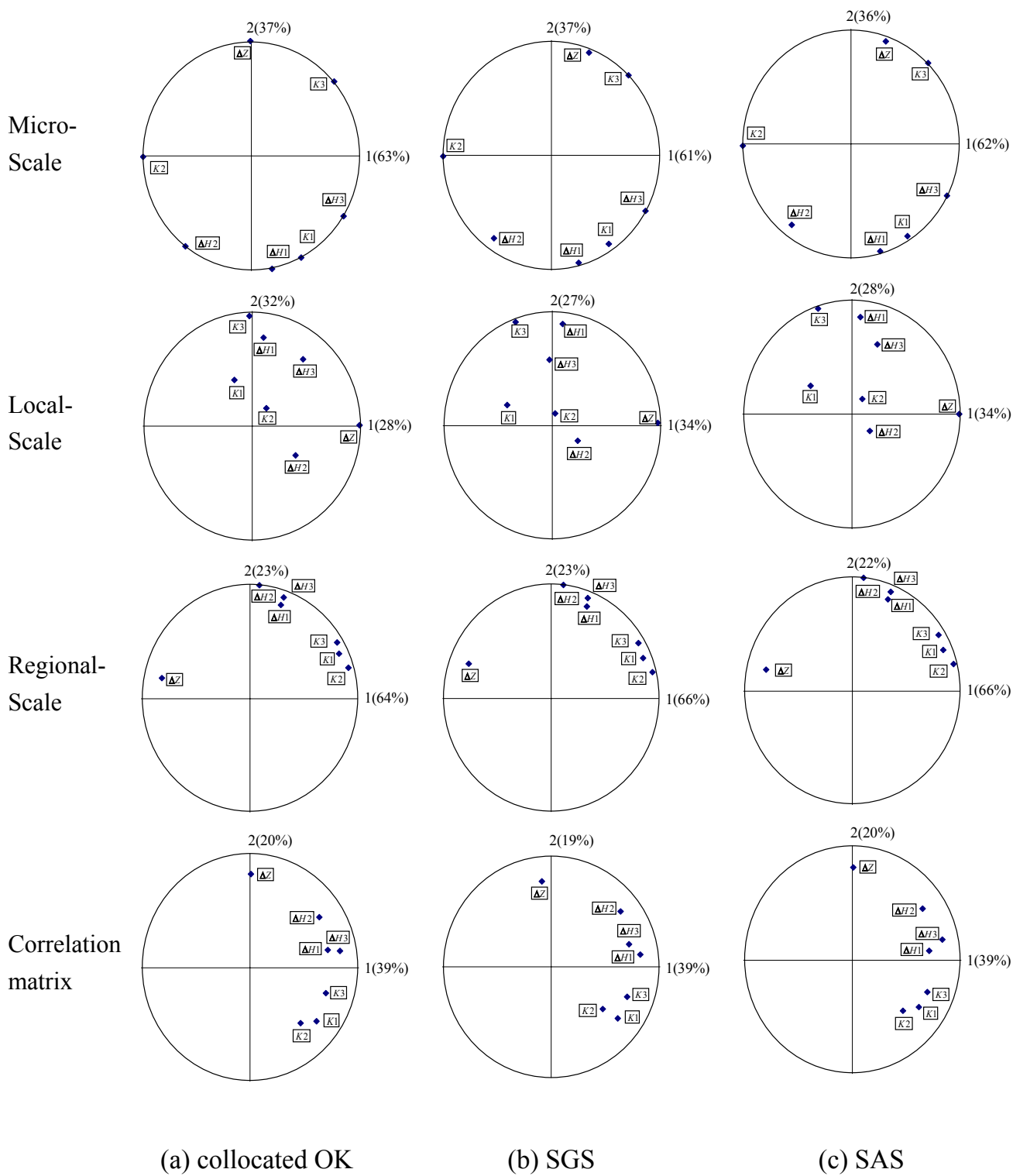


圖 9 Set #2 PCA 結果

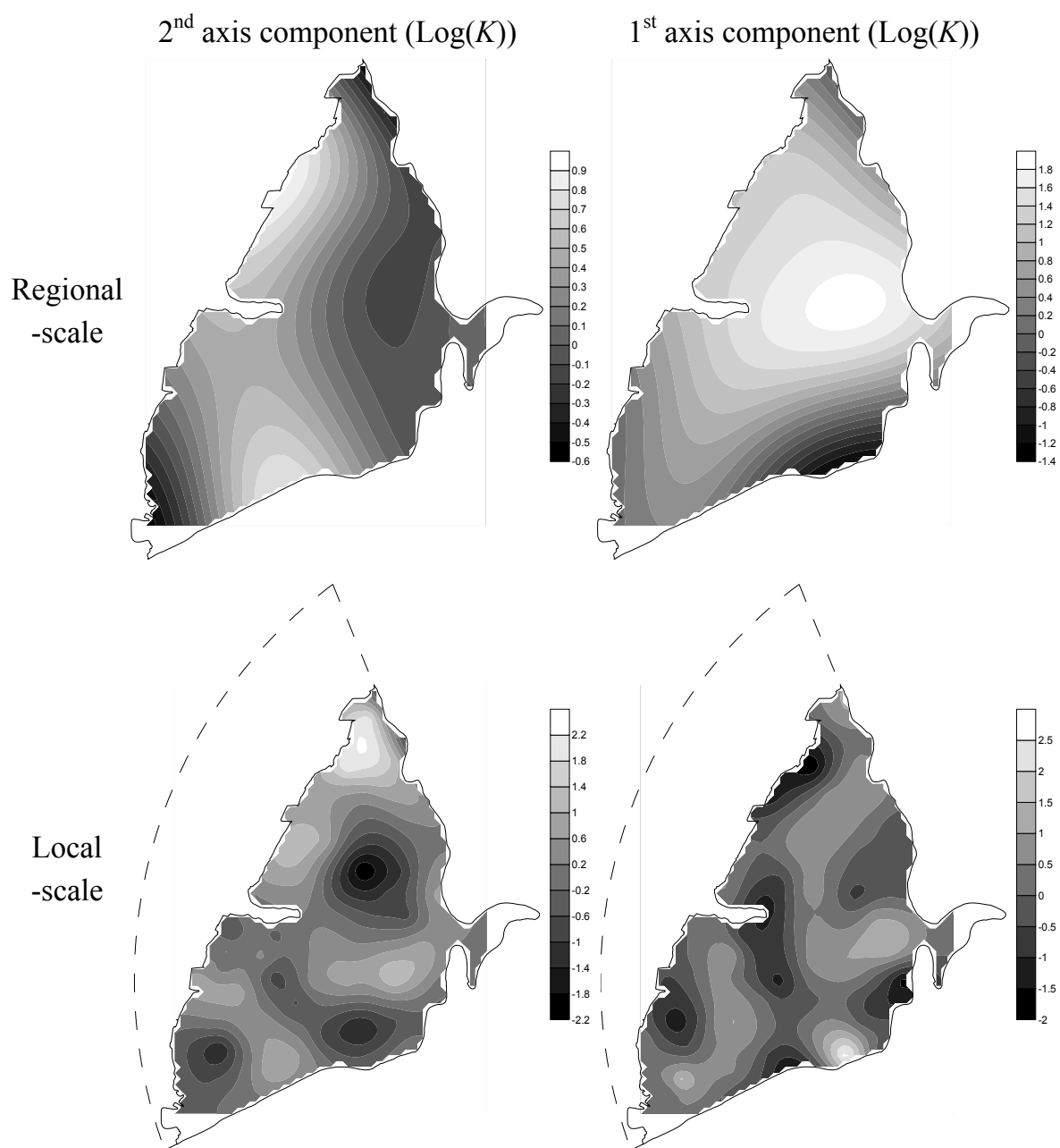
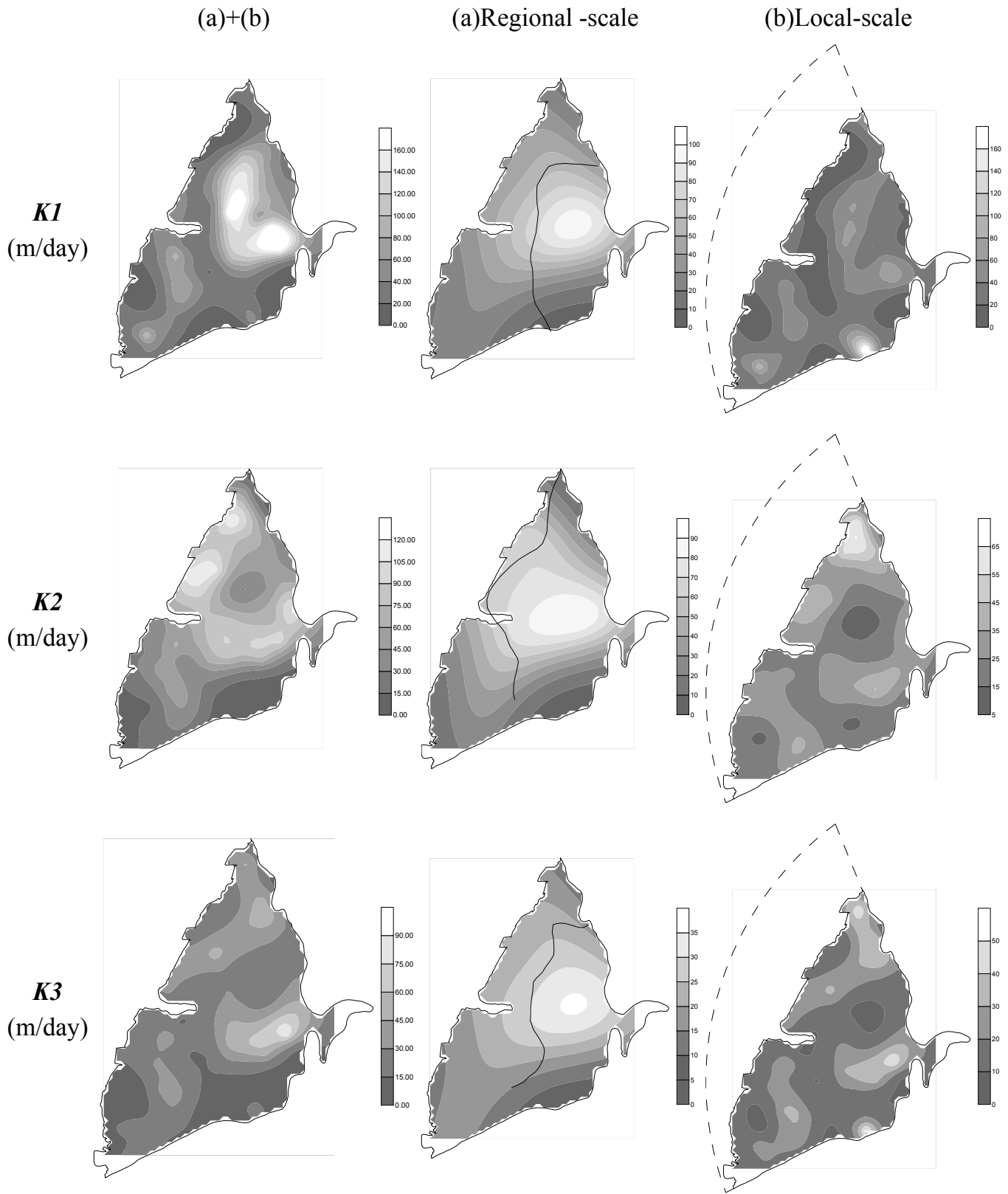


圖 10 Set #1 大尺度及中尺度之 1st 軸成分及 2nd 軸成分



—— The interface between the gravels and the sands----- The pinch-out of the aquifer

圖 11 Set #1mapping 結果

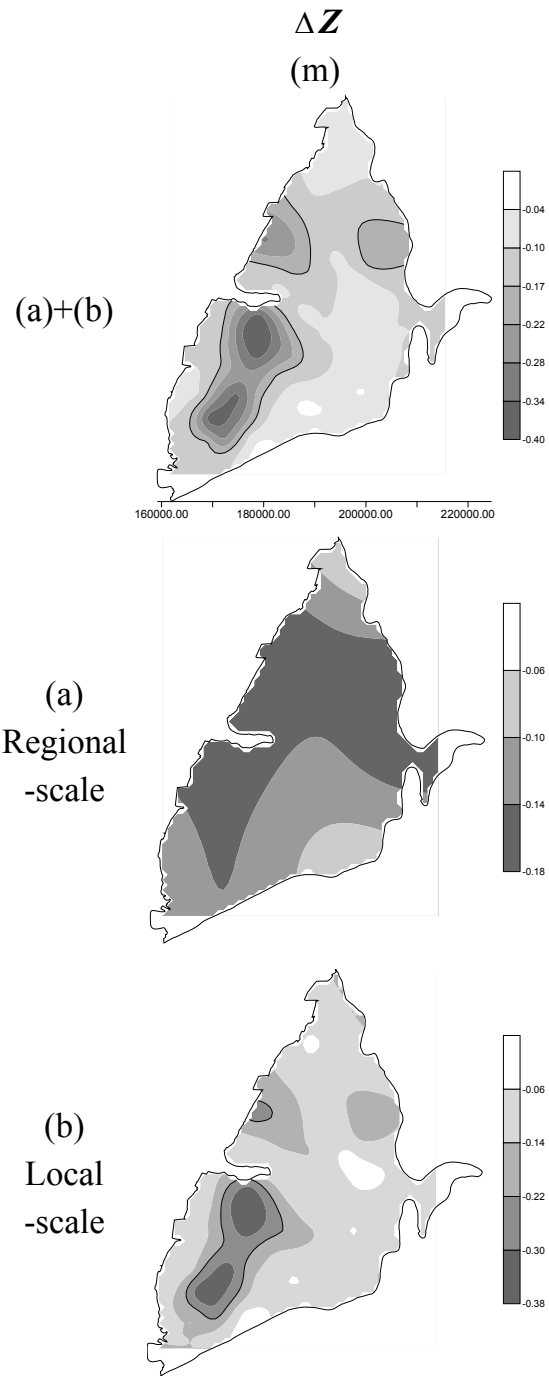
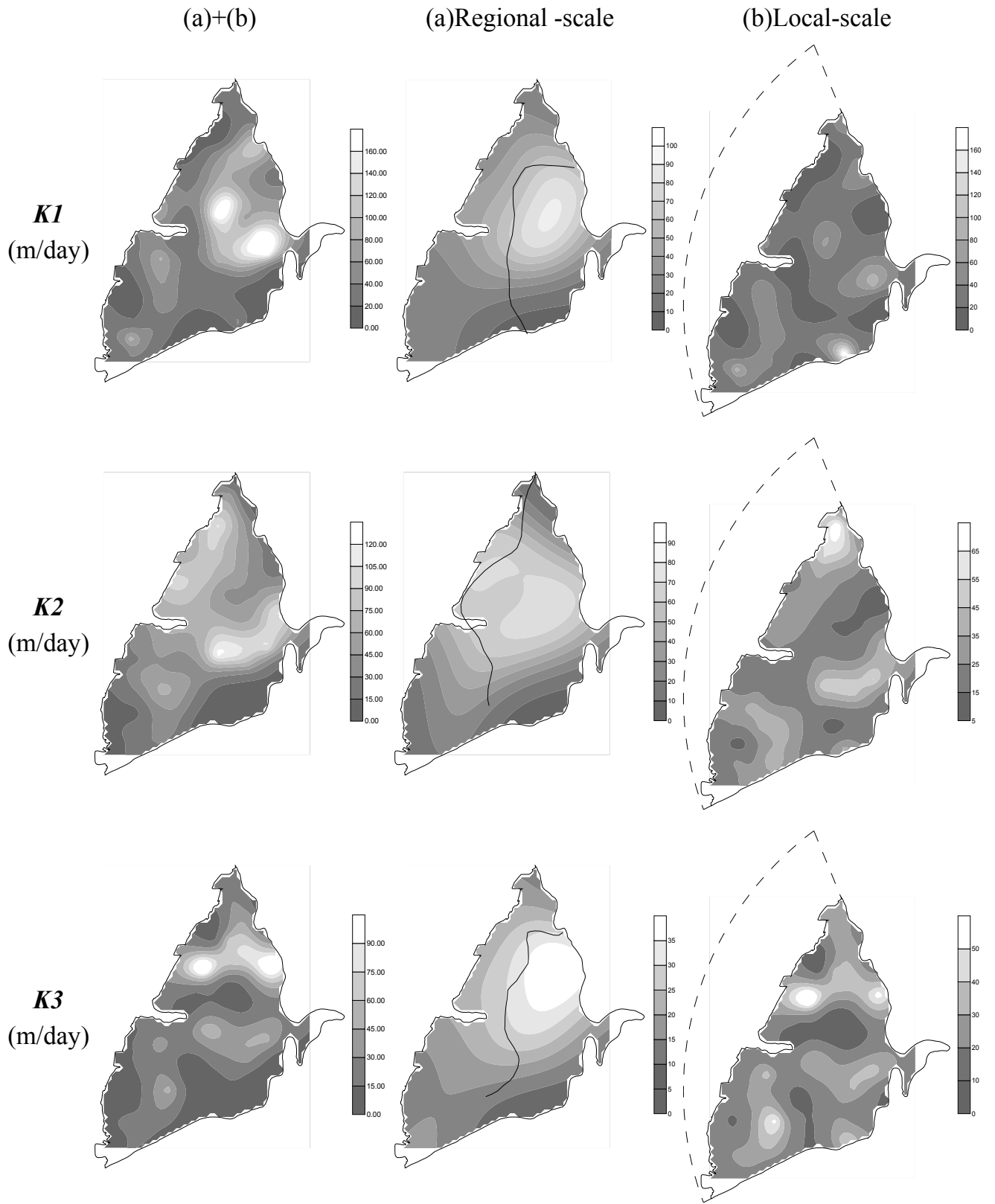


圖 12 Set #2 地表垂直位移 mapping 結果



—— The interface between the gravels and the sands ----- The pinch-out of the aquifer

圖 13 Set #2 水力傳導係數 mapping 結果

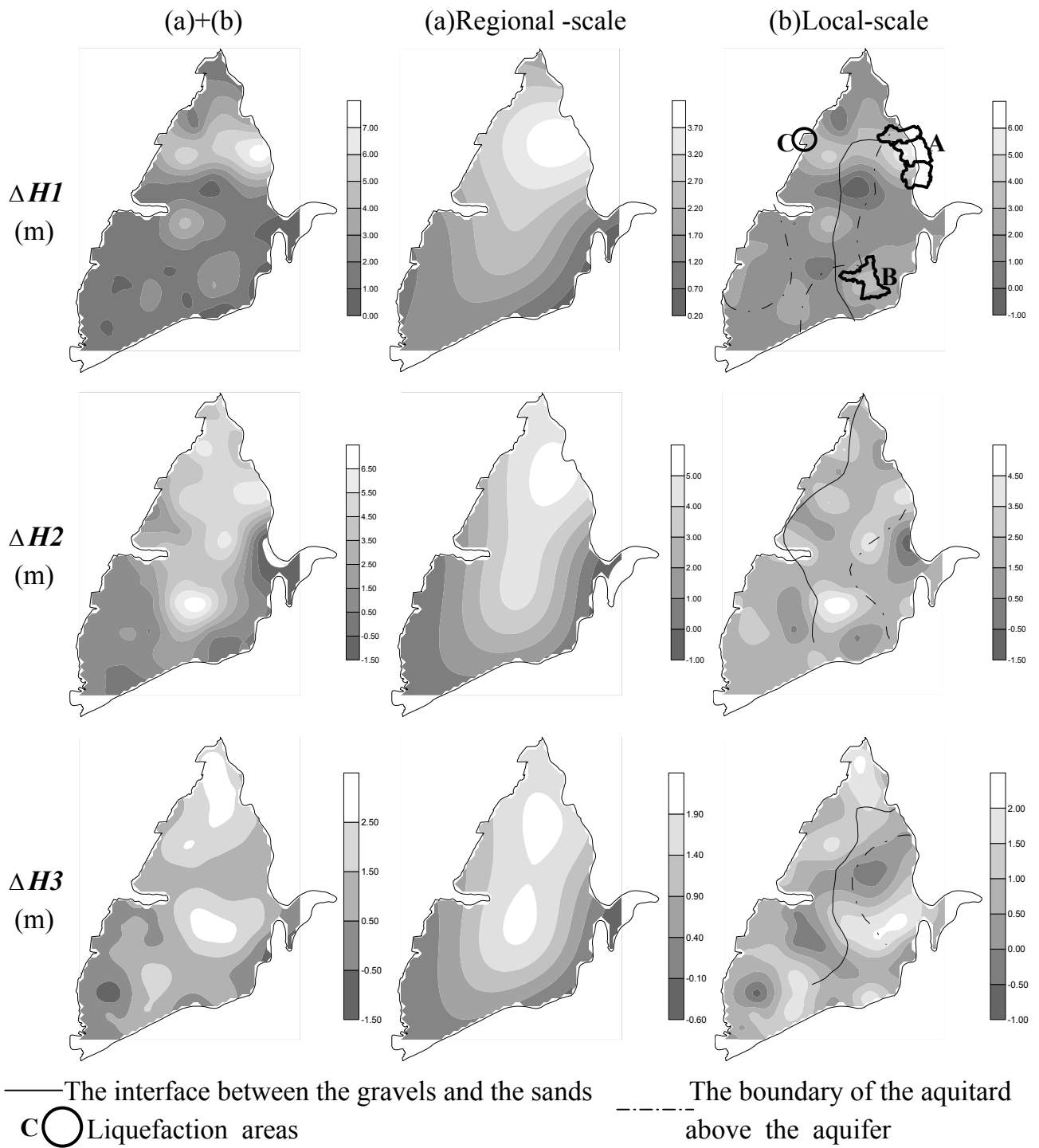


圖 14 Set #2 地下水水位變化 mapping 結果