

結合空間統計及專家系統建立之水文地質分層

Establishing the Hydrostratigraphic Subdivision by Combination of Geostatistic and HGES

國立台灣大學農業工程研究所
碩士生

詹益璋

Yi-Chang Chan

國立台灣大學農業工程學系教授
國立台灣大學水工所特約研究員

譚義績

Yih-Chi Tan

私立中國工商專科學校
土木工程科副教授

陳主惠

Yhu-Hui Chen

摘要

水文地質剖面圖在水文地質結構的分析上，是一項非常重要的工具，主要在於瞭解地層在垂直面上的變化，及主要含水層分佈等相關資料。

一幅良好的水文地質剖面圖需配合大規模的鑽井，以取得足夠地質資料，包括地電阻與有孔蟲等。傳統上需倚靠水文地質專家之專業上之判別進行兩項主要的步驟：1、單支岩心柱各細層之延伸合併，以取得符合工程上應用尺度之沈積層。2、選擇剖面連線上，各井各層之對比。此兩步驟對於非地質專業人士均甚困難。

水文地質專家系統 (HGES, 楊等, 1996) 在水文地質分層架構的建立上，提供了一套簡便的方式，利用電腦程式的輔助，能夠迅速地繪出剖面圖。但專家系統在剖面與剖面交會處，所推估之值常無法互相吻合；且對含水層的尖端削減也無法提供有效的推估。

本研究共分兩大步驟，其一為採取了彰、雲兩縣共 54 口井資料，利用專家系統合併各沈積層。取出各沈積層的厚度與深度資料，作為區域化變數。使用美國環保署地質統計模式 GEOEAS，進行理論變異元 (Variogram) 模式的套配。同時推估出各井點間，未知點下方之沈積層厚度與深度，藉此繪製剖面圖，以供與地調所及專家系統所繪製圖表進行比較。本研究的主要目的，即在改良水文地質專家系統 (HGES)，亦針對專家系統應用於水文地質架構上，增加以空間統計方法 (本研究採用克利金推估法) 加以細部修正，期以能夠對水文地質分層結構提供更精確的描述。結果顯示，經空間統計方法加入後，水文地質剖面圖各井點間，各沈積層之可能連接方式因加入多個推估點值，呈現較為合理的變化。同時對濁水溪沖積平原下方三個含水層、兩個阻水層的厚度變化、延伸情形及尖滅處也可提供較精確且合理的推估。

關鍵詞：水文地質專家系統，克利金推估，變異元。

ABSTRACT

Analyzing hydrogeological framework to establish the hydrostratigraphic subdivision of geological profiles are so important that researcher can understand the changing of the vertical properties of aquifers and aquitards.

An excellent hydrostratigraphic profile needs numbers of well logging, electric resistivity, and foraminifers. Traditionally, two important steps are required. 1. Combination of detailing layers of well logging for engineering scale. 2. Comparing and connecting the layers along the profiles.

The HydroGeology Expert System(HGES, Yang. Et al, 1996) provides a fast and accurate process in constructing subdivisions, but the HGES is not able to provide accurate intersection between profiles and estimate the aquitard die-away.

The purpose of the research is include two major steps, one is to combine the Kriging estimation and the HGES, and attempt to make complete hydrogeological framework of Choushui River fan. There have 54 wells are scattering in CHANG-HWA county and YUN-LIN county region that have been used as this reseach input data. the other is applied GEOEAS, a statistical program from EPA in USA, can be applied to analyze the experimental data with the theoretical variogram. Thickness and depth getting from HGES were used as the regionalized variables in this research.

The result showed that this method can be used to provide complete regional hydrogeological properties and reasonable estimation of the aquitard die-away.

Keywords: HGES, Kriging estimation, Variogram.

一、前 言

(一) 研究動機

在水資源的規劃與利用上，地下水是相當重要的一環。面對日益短缺的水資源，如何將現有的水量獲致最佳效率的利用，實為一重要課題。雲林彰化兩縣分居濁水溪兩岸，向為本省重要之農業生產區，農業需水量甚大。近年來隨著彰濱工業區的設立，各項用水標的競逐下，水資源的規劃與運用益顯重要。地下水水質與水量的穩定，為一優良來源；但其觀察鑿井耗費亦高。因此，利用統計方法推估未知點下方沈積情形，使水文地質之分層架構的建立更為完整，將有助於水資源更為精確的推估與規劃利用。

在相關的研究上，由於傳統地質剖面圖的繪製上，是以兩點直接對比連接，強調兩點間相關地層性質（岩性、地電阻、生物證據）的連結，

以致對未知點而言，所有的變動僅與剖面上之前後兩點相關，而忽略了空間變數具有二維或三維變異之可能性。

本研究的主要目的，即在對於專家系統應用於水文地質架構上，利用空間統計方法（本研究採用克利金推估法）予以細部修正，期以能夠對水文地質分層結構提供更精確的描述。本研究共採取了彰雲兩縣共 54 口井資料，利用專家系統合併各沈積層。取出各沈積層的厚度與深度資料，作為區域化變數。使用美國環保署地質統計模式 GEOEAS，進行理論變異元模式的套配。同時推估出各井點間，未知點下方之沈積層厚度與深度，藉此繪製剖面圖，以供與地調所及專家系統所繪製圖表進行比較。

(二) 研究目的

傳統上地層剖面圖的繪製，主要著重在各個

井剖面各層的對比，以及單一觀測點下方的描述。在層與層之間的連接上，由於缺少有效的推估方式，故只能採取線性的連結，對變動情形的描述較少。在各沈積層的尖端消滅，無法提供有效的推估。本研究嘗試利用空間統計模式，尋找更為合理的內差方式，期使井與井之間的連接更為合理，並推估濁水溪沖積扇下二海相層的邊界，界定出扇頂補注區的範圍。

(三) 研究方法

經由鑽探所得之井剖面資料，為進行水文地質分析之重要步驟，擁有足夠具代表性的水文地質背景資料，才能對該地進行有意義的分析。一般原始的鑽探井資料，為十分複雜的岩性柱組合，通過「水文地質專家系統」，對井剖面分層進行合併、延伸與連接，以符合工程上應用的尺

度。對沈積層厚度，各點間彼此變異性隨距離增加。在適當的假設下，利用區域化變數 (Regional Variables) 理論做為空間統計理論基礎本研究將對濁水溪沖積扇下各層沈積層厚度變異分佈進行初步的分析。

在地質統計的研究範圍內，克利金推估法被廣泛的應用許多領域中：如在土壤中推估孔隙率的分佈；水文學上推估未設站處之降雨量；在地下水的研究上，流通係數與傳導係數以及觀測井水頭分佈亦有相當多的論述。大體而言，當某一參數分佈於空間中，若大規模的量測並不符合經濟效益；使用統計方法對研究區域內各區取得足以具有代表性之當量參數，當為一可行之辦法。本研究嘗試將克利金推估法引用至地下水含水層厚度分佈之推估。

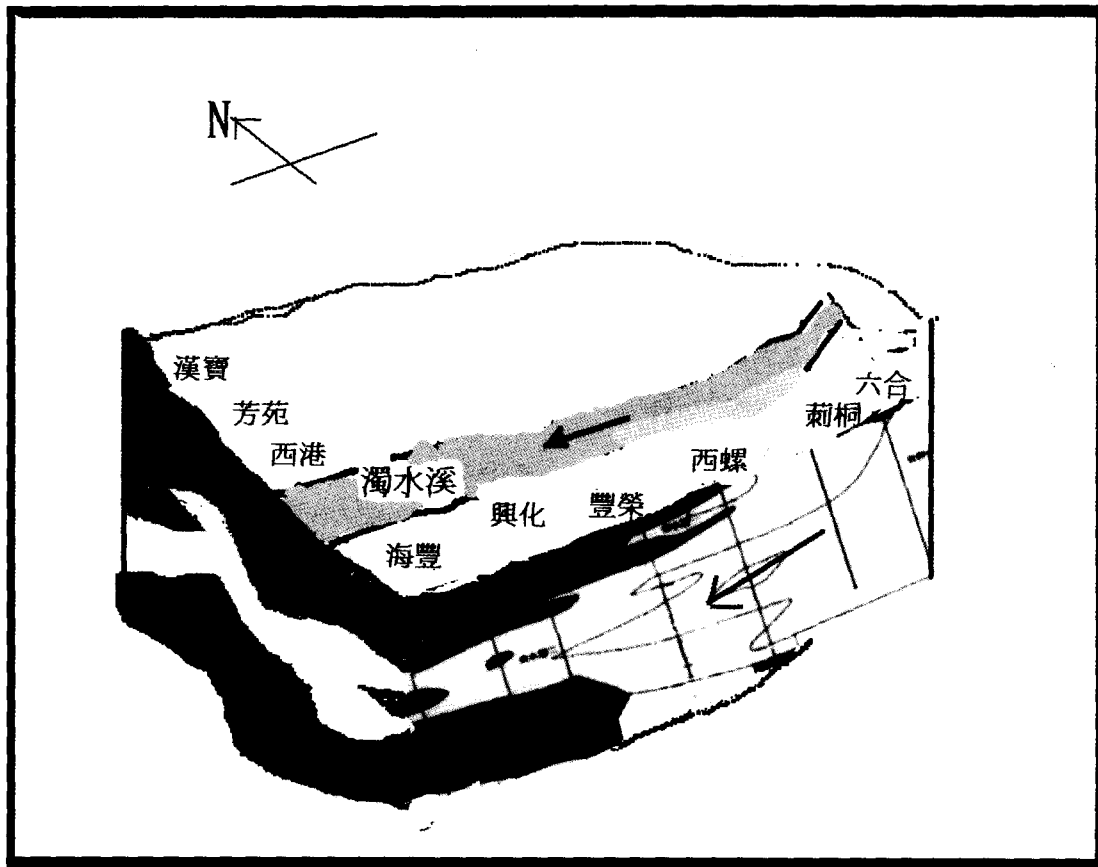


圖 1 濁水溪沖積扇地下水概念模型

二、文獻回顧

(一) 水文地質

關於濁水溪沖積扇，水文地質分層結構的建立，已經累積了相當的研究成果，以下為各地質結構相關研究摘要敘述：

楊萬全（1989），研究根據濁水溪平原由地形分類、地質分析、地層系數探討，可分為四個地下水域。洪華君（1989），研究水文地質系統具有：濁水西沖積扇系統，分扇頂、扇央、扇端三區以及北港溪源流區系統。洪榮聰（1994），根據雲林地區新裝設之分層觀測井與既有舊井岩心記錄、井測記錄研究，濁水溪沖積扇位於雲林地區之部份，東側地帶為一礫石含水層，中部及西部地區在地表下兩百公尺內，從上而下可分為三個水文地質單位：自由含水層、阻水層及拘限含水層。劉聰桂（1995），由岩心內海相貝殼化石之出現，可明顯看出濁水溪沖積扇扇央至扇端，可確定含有三個海相地層及夾於其中的二個陸相層，在地表下 25 - 60 公尺之泥層，沉積年代約六千至一萬八千年前，中間海相層位在地表下約 100 - 140 公尺，沉積年代約四萬至八萬年前，下部海相層約在地表下 200 公尺，沉積年代約 14 萬至 12 萬年前。黃奇瑜（1995），利用濁水溪沖積扇地質鑽探井的 4039 個岩心樣本所含之有孔蟲微體化石含量，分析出濁水溪沖積扇可分成為三個陸相層（一、二、三）間夾三個海相層（二、四、六）。中央地質調查所（1995），確認濁水溪沖積扇地表下 200 公尺深之範圍內，由上而下主要可劃分為含水層一、阻水層一、含水層二、阻水層二及含水層三；各含水層在上游段岩性均屬礫石，並且合而為一，缺乏顯著之分隔，愈往下游分層愈明確，粒徑愈細，厚度漸小；推測於台灣海峽中，阻水層一、二應合而為一，含水層一、二、三均尖滅於阻水層中，亦即各含水層末端應是封閉的，並未與海連通，形成自然地下水庫。楊廷皓（1996），專家系統所得的對比結果與中央地質調查所的對比非常相近，判別出

三個主要含水層與兩個主要阻水層，可見專家系可做為將來地層對比的一項工具。厲文中（1997），利用專家系統繪製濁水溪兩岸共八個斷面圖，並與經濟部中央地調所繪製之剖面圖進行比較，利用專家系統可簡化繪製水文地質結構圖的流程。

由前述文獻回顧及相關論文內容簡介可知，由雲林地區各種地質或水文探測資料，已可確立以下各點：由地層之中所含的海相貝類化石，可以確定現今沿海地帶約 220 公尺後之地層包括了下、中、上三個海相地層及三個陸相地層，即由下而上，依次為下部海相（地表下 220~170m）—陸相—中部海相（140~90m）—陸相（90~60m），以及上部海相（60~5m）—陸相地層，亦即包括了三個『海進（transgression）—海退（regression）』之沈積循環（cycle）。

沈積顆粒較細之海相沈積層，形成阻水層的主體（包括細砂、泥層、泥層內含貝殼），自西向東延伸，其厚度亦漸減，而尖滅於合併含水層中。陸相沈積層由於內含來自河川所攜帶的顆粒，如礫石、砂石，導水性質較佳，故易形成含水層。由於地層迭經變動，含水層延伸至海岸線外數十里始尖滅。沖積扇內，包括虎尾溪、烏溪、北港溪等數條河流之沖積環境。各含水層中，會出現區域性的阻水層，大小不一（所涵範圍數十平方公里以下，厚度約 2 至 10 公尺）。

確立分層性質後，欲建立完整之水文地質分層結構，則必須對各沈積層之延伸情形與厚度變化進行分析，以供地下水資源之規劃利用。專家系統（楊廷皓，1996、厲文中，1997）對各沈積層之分層比對與連結，較傳統人工比對方式建立了更為簡易迅速的流程，在雲林地區與濁水溪沖積扇，對於地層側向變化之分析均獲得相當的成果（圖 2），但對各沈積層之延伸與厚度，則無法提供更進一步之研判。本研究即針對此一問題，試圖將空間統計方法應用於各沈積層厚度與延伸型態的推估，俾使水文地質剖面圖所提供之資訊更為精確完整。

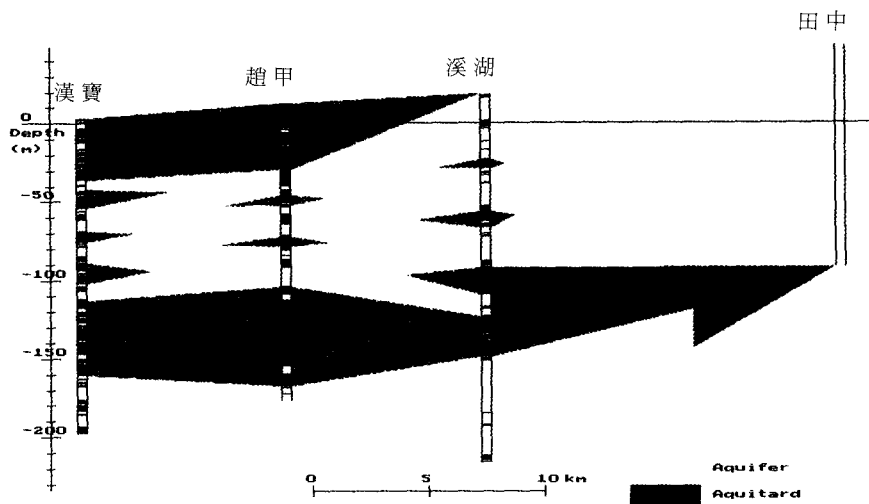


圖 2 專家系統水文地質剖面圖 (厲文中, 1997)

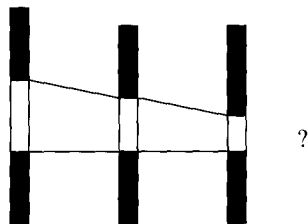


圖 3 傳統地質比對遭遇尖滅處無法加以推估之困難

(二) 空間統計

區域化變數理論 (Theory of Regionalized Variable) 為 1960 年代由法國 G.Matheron 所建立, 並於 1971 年命名為「克利金」(Kriging)。相關應用遍佈於水文、地下水、礦冶等各領域; 最早有 Journel and Huijbregts (1978) 應用於礦採工程以瞭解礦脈之空間分佈。Delhomme (1978) 將描述地下水及水文之變數皆視為區域化變數, 並應用於為設站河川流量之評估 (1979), 將各測站之最大流量視為參數, 求取理論與實驗變異元, 並評估未設站區域內之最大流量分佈。Virdee and Kottegoda (1984) 將克利金法應用於參數推估及網站設計。Aboufirassi and Marino (1984) 以克利金法作為內插工具用

於含水層水文地質參數之調查。Warrick (1986) 土壤物理性質在空間分佈之變異研究。

國內相關研究則包括張良正、蘇惠珍(1992) 探討彰化雲林地區地下水觀測井, 並評估井網推估誤差之變化。王如意、李如晃(1993)對曾文溪流流域之歷年颱風逐時雨量為驗證並評估研究區域內之區域平均雨量。陳世楷(1993)將區域化理論應用於斗六地區含水層流通係數變異性研究, 結果顯示對數型態流通係數在研究區域內之空間變異具有明顯之幾何異向性, 初步研判應與地下水含水層形成時之水文地質環境有密切關係。易任、鄭克聲(1994)利用區域化變數理論研究石門水庫旬入流量之變異特性。譚義績、李繼尊(1994)對雲林北港溪兩岸流通係數空間變異模式之研究, 結論為含水層流通係數之變異性與河川地質環境之形成過程有直接的關係。

由前述相關研究, 濁水溪沖積平原下, 其含水層流通係數具空間變異性, 其形成主要原因為數次海進海退所形成交替之海—陸沈積環境。由於流通係數與含水層厚度具有某種程度相關性, 而含水層厚度變化趨勢由水文地質相關研究中亦甚為明顯 (由內陸向海岸漸減), 故本研究將試圖探討濁水溪沖積平原含水層厚度之空間變異性質。

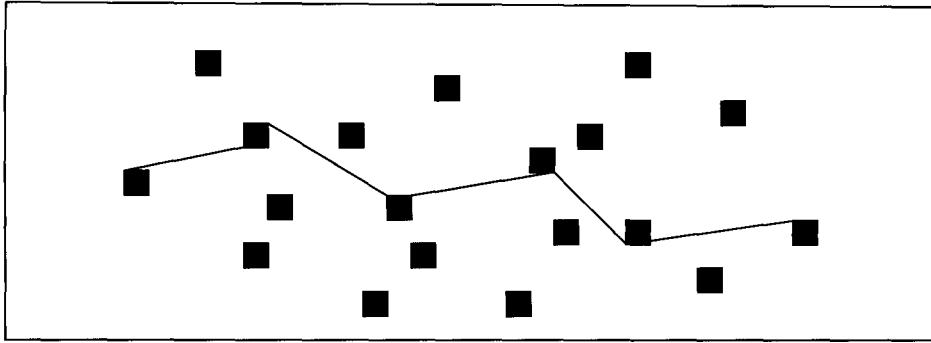


圖 4 傳統剖面連線，單一剖面圖變化上僅考慮到連線所經過點

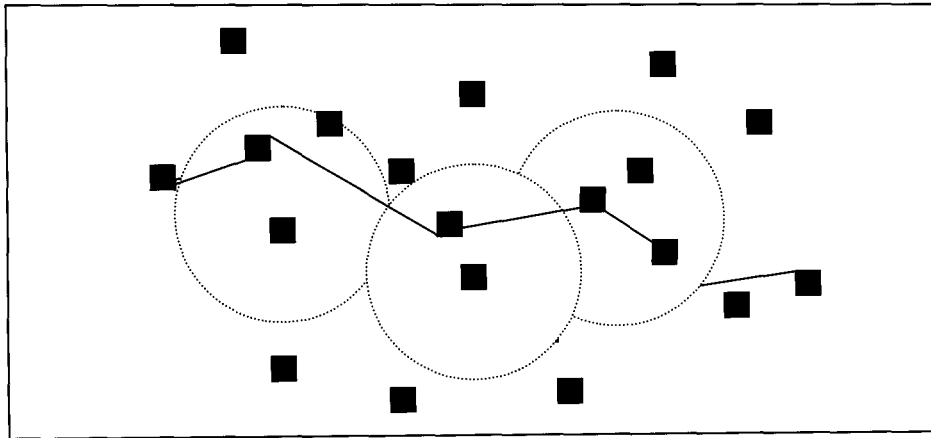


圖 5 統計推估考慮剖面連線未經過點，以提高剖面圖於未知點精確性

三、研究方法與模式

(一) 空間統計基本假設

由於描述地下水及水文之相關參數，皆可視為區域化變數，並具有空間分佈上之特定結構 (Delhomme, 1978)，若以 $Z(x)$ 代表一區域化變數， x 為空間中之一位置向量。

σ_z^2 為 $Z(x)$ 之變異數。共變異函數 (Covariance function) 與半變異元 $\gamma(h)$ 具有如圖 6 之關係。

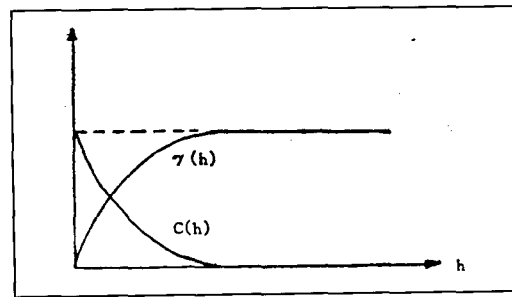


圖 6 半變異元與共變異數之關係

(二) 理論半變異元與試驗半變異元

半變異元函數為整個克利金推估法的核心，主要在作為描述區域化變數不同位置間相關性之量化表示式，在實際應用上，通常先以各觀

測點所測得之觀測值，建立實驗半變異元 (Experimental Semi-variogram)，再以理論之半變異元模式，予以套配。各種理論半變異元模式如下表：

表 1 各種理論半變異元變異模式

指數模式	$\gamma(h) = \omega[1 - \exp(-h/a)]$
次方模式	$\gamma(h) = \omega h^\lambda \quad 0 < \lambda < 2$
高斯模式	$\gamma(h) = \omega \{1 - \exp[-(h/a)^2]\}$
球體模式	$\gamma(h) = \omega [(3/2)(h/a) - (1/2)(h/a)^3]$ $0 < h \leq a$
	$\gamma(h) = \omega \quad h > a$

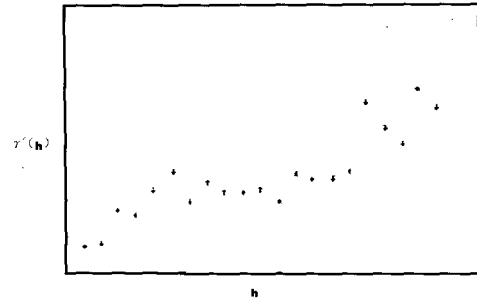


圖 7 一般試驗半變異元函數圖形

一般情況下之試驗半變異元，除了套配模式外，尚須求得三項主要的模式套配係數：

1. 影響範圍 (Range)

空間隨機場函數各點間相關性將隨著距離漸增而減少。理論上，若大於某一距離， $\gamma(h)$ 呈現平緩而不再增加，此一距離即稱為影響範圍。各方向影響範圍的不同，可由此訂出該區域空間變數之異向性 (Anisotropic)。

2. 臨界相關值 (Sill)

影響範圍 (h) 所對應的 $\gamma(h)$ ，即為臨界相關值，在一特定區域內，各方向之實驗半變異元將具有相近的臨界相關值。

3. 碎塊效應 (Nugget Effect)

理論上，距離為 0 時， $\gamma(h)$ 也應該為 0。可是實際上由於觀測資料並無非常近距離的 $\gamma(h)$ ，或是量測上的誤差。此一原點不連續的現象，稱為碎塊效應。

一般的試驗半變異圖，常常是雜亂而分散的點分佈，如何選擇適當的理論半變異元，對克利金推估法的使用有著重要的關係。整個樣本空間所收集之資料，是否就足以說明資料在大空間範圍之分佈特性，主要必須考慮兩項因素：樣本在空間的配置及隨機場函數本身之變異特性。假設隨機場函數在十公里內便可能有極大之變化，而取樣資料距離均大於十公里，則樣本將無法正確的表示出空間函數的變異情形 (鄭克聲，許敏楓，1993)。

選擇理論半變異元必須參考空間函數本身之變異特性，並配合經驗模式。由於觀測尺度

(Scale) 的不同，與隨機場函數本身分佈型態，均會影響半變異元模式的選取。多數情形下，相對距離大於影響半徑時，半變異元函數將呈現雜亂之波動，一般在水文地質上主要採取球體模式與指數模式，並配合實際情況加以應用 (李繼尊，1994)。

(三) 克利金推估法

由空間統計方法而言，克利金推估具有數項特性：

- (1) 線性 (linear)：推估值為所有觀測資料點之線性組合

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i \dots\dots\dots (3.9)$$

Z_0^* 為空間位置上 X_0 上之推估值， Z_i 為空間位置之觀測資料， λ_i 為 Z_i 對 Z_0 之權重係數。

- (2) 不偏估 (unbiased)：推估值之期望值等於觀測資料之期望值。

$$E[Z_0^*] = E[Z_0] \dots\dots\dots (3.10)$$

- (3) 最佳化 (optimal)：推估值與觀測資料之變異數為最小。

$$\text{Min}\{\text{Var}[Z_0^* - Z_0] = E\{Z_0^* - Z_0\}^2\} \dots (3.11)$$

式(3.11)為一般克利金法(Ordinary kriging)具有之特性。

將(3.10)與(3.11)式聯立，並同時引入拉格朗茲乘數 μ ：

$$\begin{aligned} L &= \text{Var}[Z_0^* - Z_0] - 2\mu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) \\ &= E[Z_0^* - Z_0]^2 - 2\mu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) \\ &= \min \end{aligned}$$

令 L 分別對 μ 與 λ_i 偏微分

$$\frac{\partial L}{\partial \lambda_i} = 0 \quad \frac{\partial L}{\partial \mu} = 0$$

可得克利金系統方程式：

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^I \lambda_j \gamma(x_i - x_j) + \mu = \gamma(x_0 - x_i) \\ \sum_{j=1}^I \lambda_j = 1 \end{cases} \quad (i=1,2,\dots,n)$$

區域化變數於 Z_0 之推估值：

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i \quad (i=1,2,\dots,n) \dots\dots\dots(3.12)$$

此推估值所對應之最小推估變異量（克利金變異數 σ_k^2 ）：

$$\sigma_k^2(x_0) = \text{Var}(Z_0^* - Z_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_{0i} \gamma(x_i - x_0) + \mu \dots\dots\dots(3.13)$$

(四) 理論模式套配

本研究擬採取濁水溪沖積扇，54 口鑽探井剖面各層沈積層厚度以進行克利金推估，而鑽探井剖面厚度資料則取自前節所述之水文地質專家系統。在理論半變異元模式的選擇上，根據前述相關研究，由於水文地質參數多採用指數或球體模式（Delhome, 1978）。本研究則分別以指數、球體、高斯模式進行理論套配，以選擇較為適當之理論套配模式。

建立空間變異模式後，尚須經過一系列的測試以驗證本模式應用進行區域化變數（本研究中

採用沈積層各層的厚度與深度）的統計假設與推估的適當性。除了基本統計量分析，卡方檢定（Chi-square）以外，交叉驗證法（Cross-Validation），可對本研究模式進行驗證。本研究中交叉驗證主要驗證參數包括以下兩項：

- (1) 克利金平均誤差（Kriging Average Error，簡稱 KAE）應趨近於零

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_i - Z_i^*) \cong 0$$

- (2) 推估誤差與克利金變異數推估值之比值平方平均數 ρ 應趨近於 1

$$\rho = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[\frac{Z_i - Z_i^*}{\sigma_{ki}} \right]^2 \cong 1$$

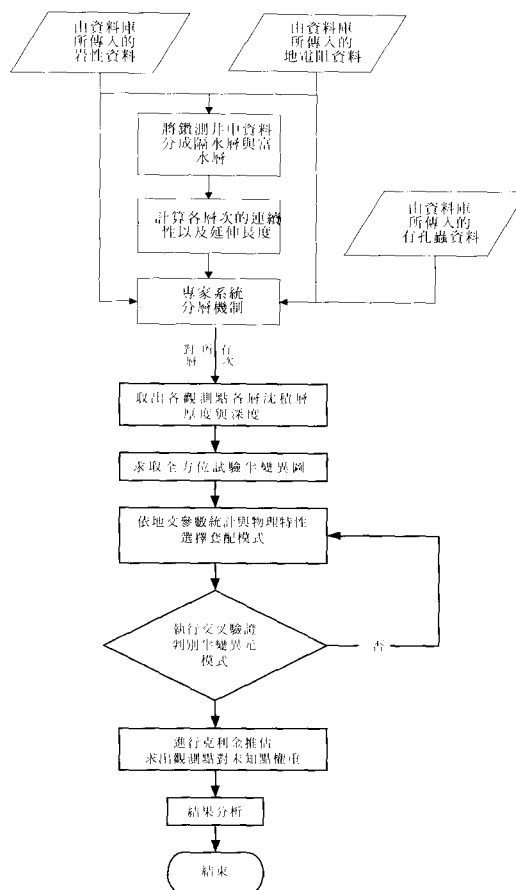


圖 8 專家系統與空間函數變異模式建立流程

表 2 經由 HGES 所合併各鑽探井剖面之分層厚度

TM2 度 X(公尺)	TM2 度 Y(公尺)	沉積層各層厚度			
		6.0	26.0	10.0	76.0
205365	2665558	8.0	31.0	25.0	64.0
196352	2665360	3.0	8.4	26.0	95.6
195062	2669966	7.1	10.5	25.0	67.5
202725	2658257	30.0	7.6	16.0	75.0
205885	2649930	3.0	60.0	0.2	61.0
196133	2649778	2.0	39.5	0.0	146.0
207088	2639188	10.9	0.0	32.1	51.2
194052	2656100	3.0	0.0	0.0	50.0
210242	2634428	2.0	26.2	38.0	75.7
187624	2648441	18.0	0.0	20.0	20.9
190856	2643760	2.1	8.6	38.0	57.5
183282	2656147	2.0	13.0	35.0	66.8
179990	2646954	8.0	0.0	35.0	163.0
180652	2644060	8.0	63.7	15.0	43.0
182705	2637176	3.0	115.0	18.0	15.0
176799	2639978	3.0	52.4	15.0	48.3
190948	2639823	3.0	0.0	0.0	101.0
201662	2635696	3.0	0.0	15.0	55.6
198371	2639267	2.0	0.0	16.0	42.8
199331	2624542	7.0	0.0	20.0	35.7
206944	2624360	14.0	0.0	0.0	51.6
199400	2617408	3.0	0.0	39.0	47.8
191285	2623689	15.5	12.0	31.9	71.0
185350	2624184	2.0	0.0	9.0	46.0
194891	2632723	7.5	0.0	7.0	79.0
191168	2627781	2.0	0.0	64.2	60.0
187075	2619850	2.0	0.0	54.6	68.6
177919	2608767	2.0	0.0	16.0	10.3
199331	2624542	2.0	0.0	56.8	7.1
183331	2611929	7.4	0.0	0.0	21.0
202021	2612378	9.3	0.0	0.0	27.1
204980	2615932	2.0	0.0	41.0	28.0
194034	2616371	2.0	6.0	0.0	42.0
204584	2629706	10.0	9.0	0.0	120.8
197886	2628381	2.0	21.9	0.0	70.0
208141	2629528	2.0	6.0	52.0	78.0
187220	2632820	2.0	7.0	55.4	90.0
178954	2632222	2.0	9.3	59.2	170.0
171197	2632096	2.0	8.5	69.3	117.0
176695	2628849	2.0	19.7	50.4	140.0
170273	2629402	2.0	3.3	63.2	77.0
172567	2622644	6.0	13.7	29.0	107.0
178717	2624989	2.0	0.0	50.0	80.0
165467	2624551	2.0	12.0	75.0	90.0
178788	2616961	2.0	0.0	48.0	70.0
162598	2614898	2.0	8.0	51.4	65.0
169500	2612504	2.0	12.0	60.1	55.0
165375	2615775	2.0	12.0	65.9	85.0
165949	2609680	2.0	7.0	62.0	82.0
172216	2608151	2.0	27.0	54.4	155.0
168595	2607406	2.0	17.0	48.0	107.0
168219	2602115	2.0	27.0	18.0	94.5
169615	2611594				

表 3 模式套配比較

阻水層			
理論半變異 元模式	指數模式	高斯模式	球體模式
模式套配 殘差	4.0639E-03	1.1148E-02	4.5301E-03
含水層			
理論半變異 元模式	指數模式	高斯模式	球體模式
模式套配 殘差	1.05E-02	1.14E-01	1.13E-01

此兩項參數即為模式結構參數調整的依據，54 口觀測井岩心資料經交叉驗證後，研究區域內各層沈積層厚度變異性檢定，其克利金平均誤差 (Kriging Average Error) KAE 值分別為 0.015, 0.029, 0.021, -0.007, 0.034, 而推估誤差與克利金變異數推估值之比值平方平均參數 ρ 分別為 1.032, 0.941, 1.003, 1.047, 1.121。除沈積第五層 (阻水層三) 外，其餘均已接近理想範圍 ($\pm 5\%$)

由上表各模式下，套配後理論值與實際值之平均殘差可以比較出，含水層與阻水層層厚度變異型態，均以指數模式套配較其他模式為佳。阻水層厚度變異採用指數與球體模式相差甚小。值得注意的是，不論何種模式，阻水層厚度之推估平均誤差量均較含水層為低，顯示阻水層厚度較含水層厚度在統計型態判別與推估上，會有更高的可信度。表 4 所列出者為各層沈積層最小變異方向之半變異元函數，相關半變異圖與異向性圖皆附於附錄 A 中。

表 4 各主要沈積層半變異元函數

各層沈積層最小變異方向之半變異元 函數 (本研究採指數模式)	NUGGET (%)
$\gamma(h) = 8.5 + 32[1 - \exp(-h/35000)]$	26.6%
$\gamma(h) = 800 + 1350[1 - \exp(-h/37000)]$	59.3%
$\gamma(h) = 10 + 1400[1 - \exp(-h/37000)]$	0.7%
$\gamma(h) = 40 + 720[1 - \exp(-h/51000)]$	5.6%
$\gamma(h) = 700 + 32[1 - \exp(-h/37000)]$	53.8%

表 5 HGES、本研究對單一未知點實際鑿井推估比較(一)

田尾		(公尺)		
	Z ₀ *	σ	MAX	MIN
第一沉積層	10.4	0.266	11.4	9.4
第二沉積層	17.0	0.502	18.4	15.6
第三沉積層	3.5	1.330	5.5	1.5
第四沉積層	150.9	5.681	156.1	145.7

田尾	實際鑿井(m)	HGES(m)	誤差	本研究(m)	誤差
第一沉積層	11.2	2.5	78%	10.4	7%
第二沉積層	19	14.1	26%	17.0	11%
第三沉積層	2.6	0.5	80%	3.5	34%
第四沉積層	227	154	32%	150.9	33%

由於針對每一待推估之單點，其真值 (True Value) 之 95% 信賴區間為推估值 (Z₀*) ± 2σ (為待推估單點推估誤差之標準偏差，為克利金變異數之平方根)。由表 5 與 6 中比較可以得知，本研究合併專家系統與統計分析，確實可以降低推估值與實際值之誤差。

四、結果比較與分析

(一) 剖面圖比較

由圖 9 中比較可發現，田中—溪洲—趙甲剖面連線中，原本因缺乏推估方法，故對阻水層一與含水層一的厚度分佈情形無法進一步瞭解。在圖 9 的第三幅圖中，此兩層次均因統計模式的加入而產生了合理的漸減而消失。

由圖 10 中，阻水層一於溪洲以東已消失，厚度為零，但深度仍然存在。阻水層二消失於原斗以東 5 公里處，此處以東至溪洲再至田中均為合併含水層二、三之通透含水層。

由圖 11 中比較可發現，九隆—港後連線，地表下 0 至 50 公尺間之含水情形，地調所與 (HGES) 推測結果完全相反。經本研究佐以相近之觀測井地質資料證實，其間仍有相當厚度可

表 6 HGES、本研究對單一未知點實際鑿井推估比較(二)

合興		(公尺)		
	Z ₀ *	σ	MAX	MIN
第一沉積層	14.6	0.174	15.4	13.8
第二沉積層	14.9	0.116	15.5	14.3
第三沉積層	16.7	2.706	18.3	15.1
第四沉積層	106.0	4.225	110.3	101.7

合興	實際鑿井(m)	HGES(m)	誤差	本研究(m)	誤差
第一沉積層	12.0	4.5	62.5%	14.6	22%
第二沉積層	15.4	12.3	22%	14.9	0.03%
第三沉積層	10.3	14.8	43.6%	16.7	62%
第四沉積層	142.3	181	27%	106.0	25%

供利用之含水層。

由圖 12 中，含水層一將一直延伸至田洋—安南間，虎尾下方之第二阻水層甚厚，以下則為通透之合併含水層。

由以上各種不同流程所建立之剖面圖比較下，以空間統計配合專家系統對未知井點下方可進行更為合理之推估，關於各沉積層厚度變異分佈。而本研究對於 1、含水層或阻水層尖滅處 2、不同剖面交叉處情形亦可提供推估，同時避免了傳統上比對的困難。

五、結論與建議

1. 經過本研究之初步結論，由三種不同流程，分別為人工比對方法，專家系統判別，專家系統配合克利金法，所分析之水文地質結構，對各區段剖面圖中所出現之最大、最小、平均值進行比較，當利用專家系統對比，所延伸連接的井剖面資料，配合空間統計方法，可以避免因直線連接兩井點所產生的誤差，並可以外差方式推測尖端削減至尖滅位置。

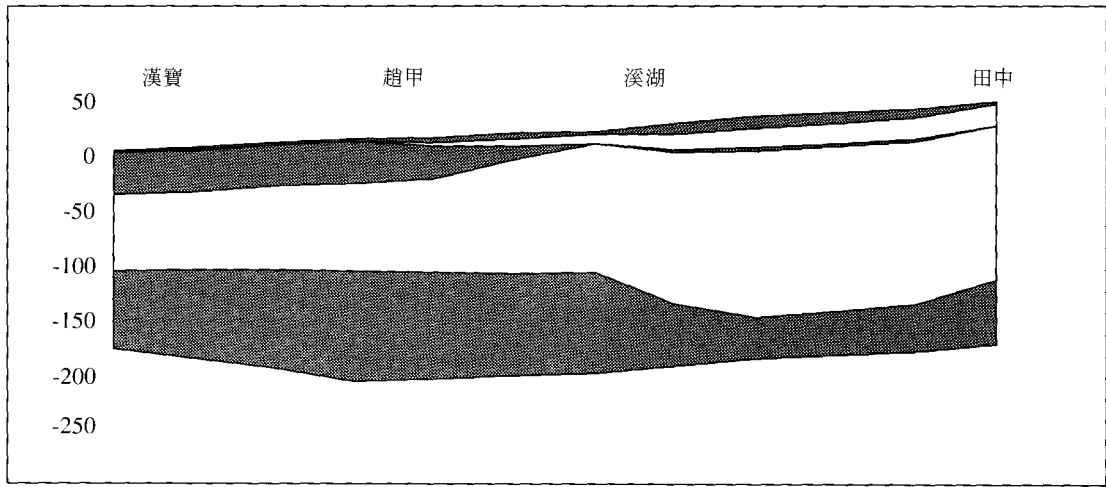
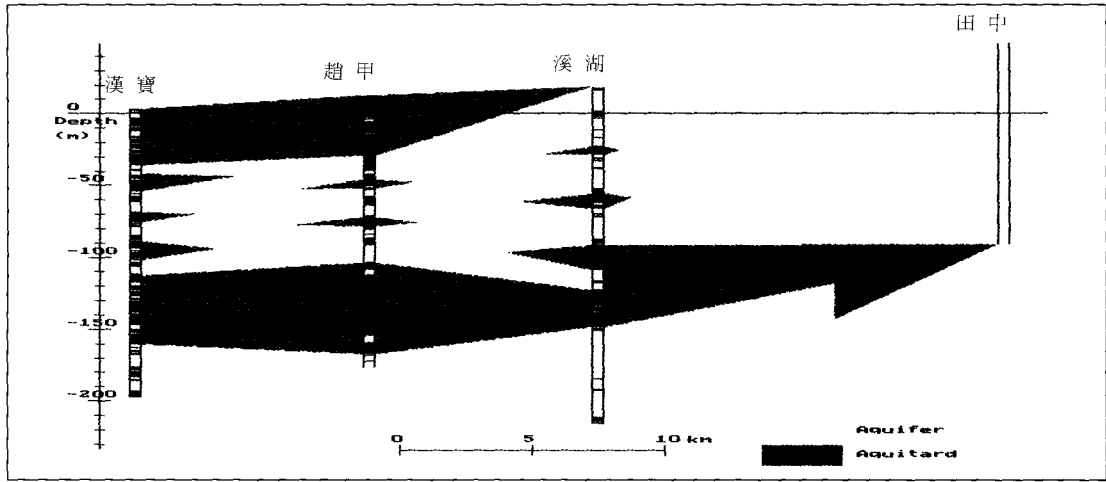
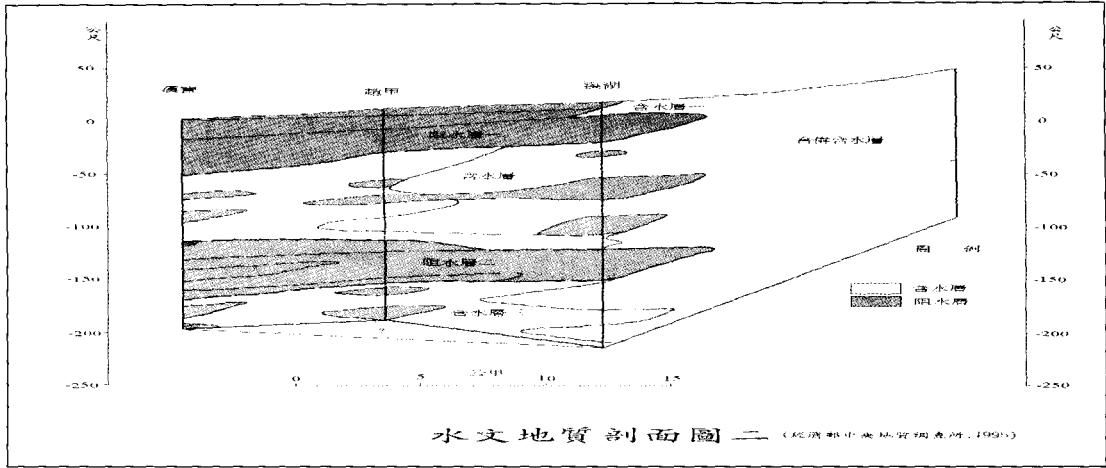


圖 9 水文地質剖面圖_田中至漢寶段

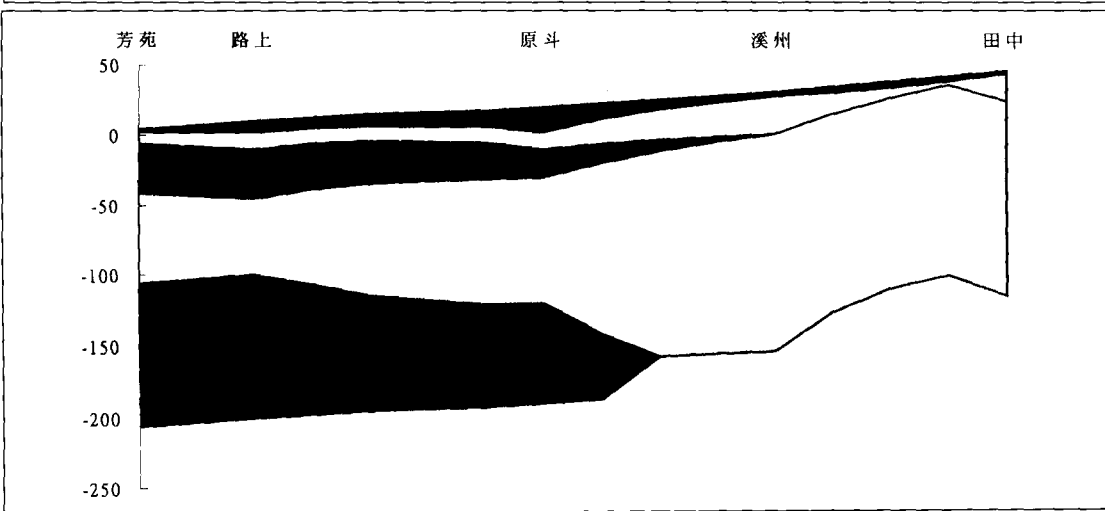
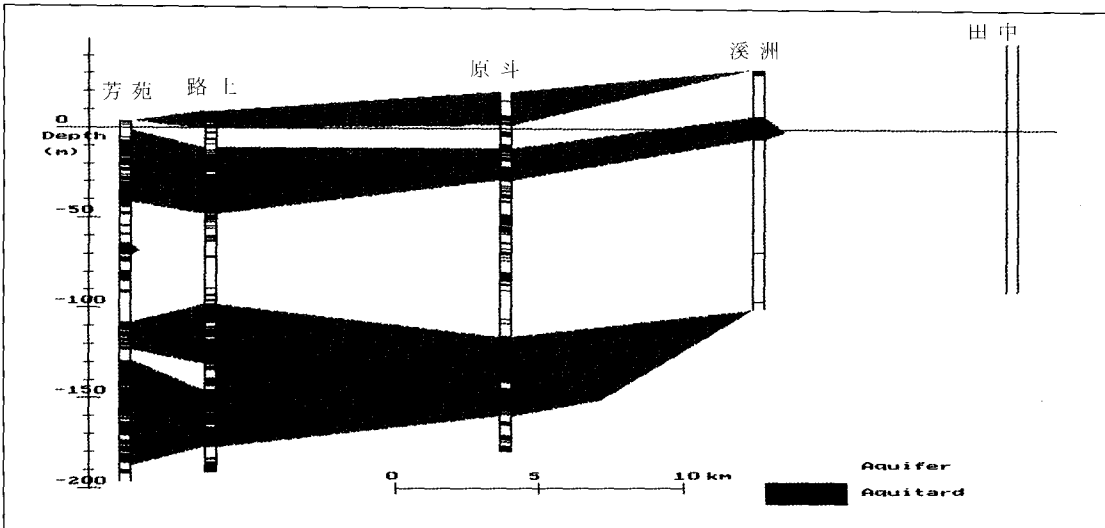
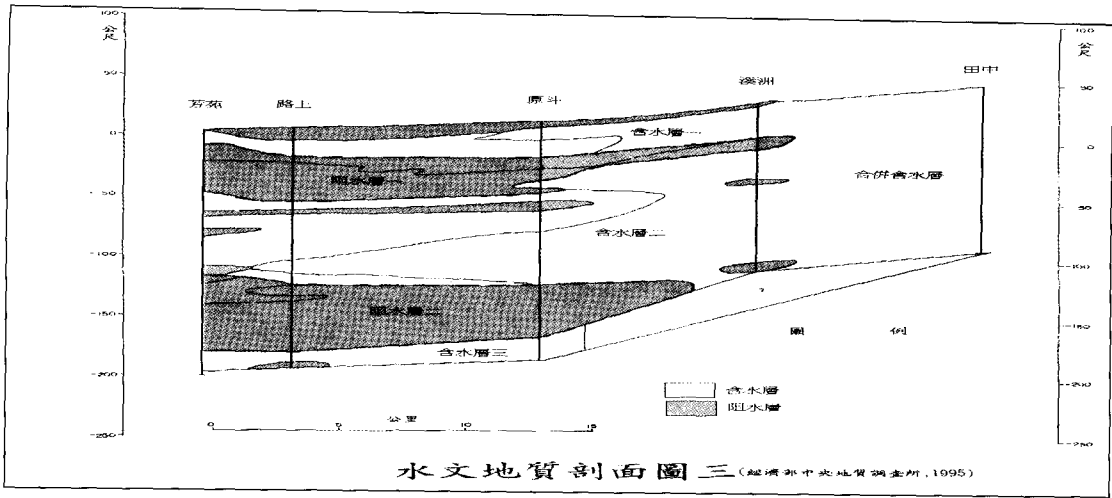
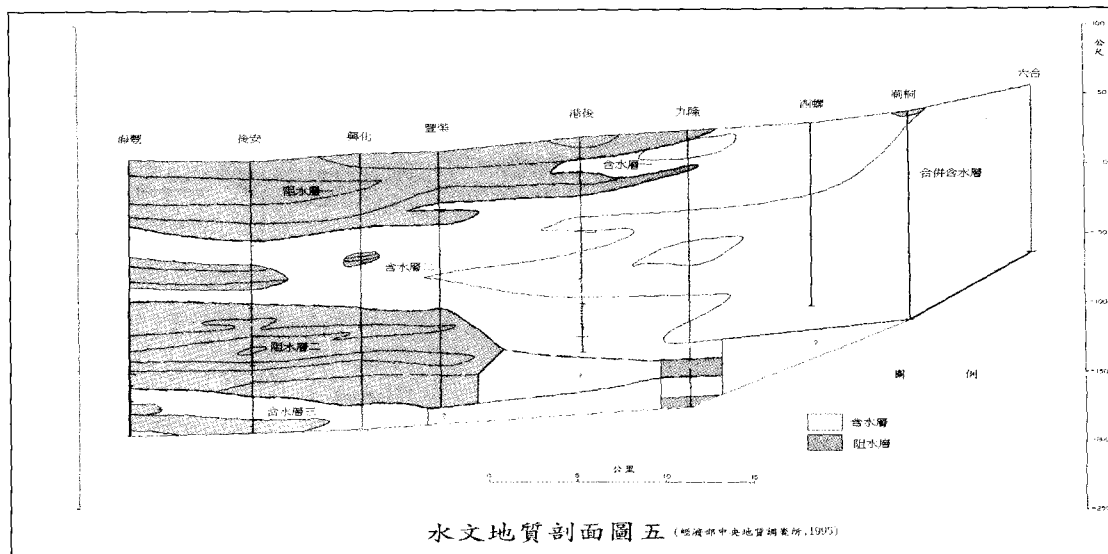


圖 10 水文地質剖面圖—田中至芳苑段



水文地質剖面圖五 (經濟部中央地質調查所, 1995)

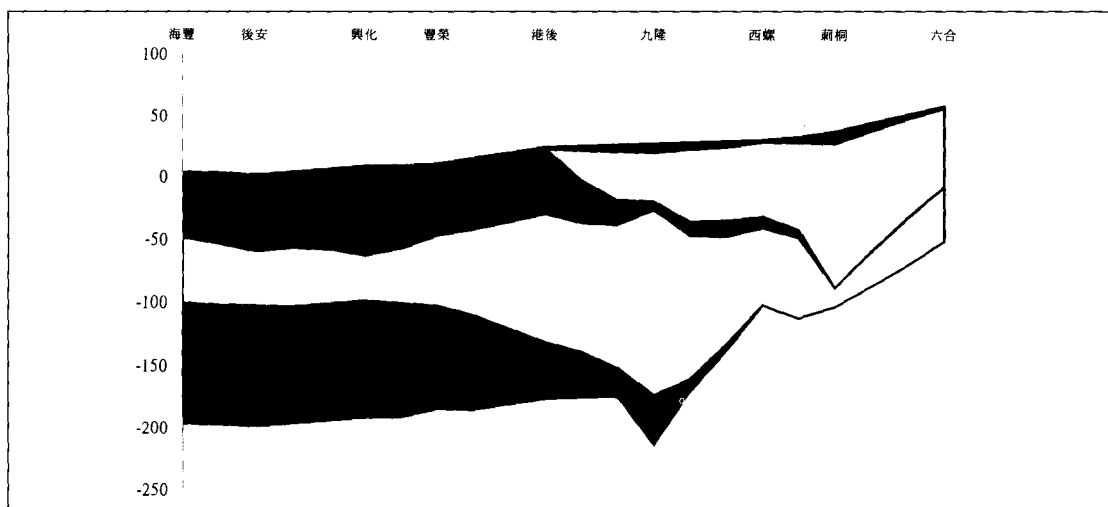
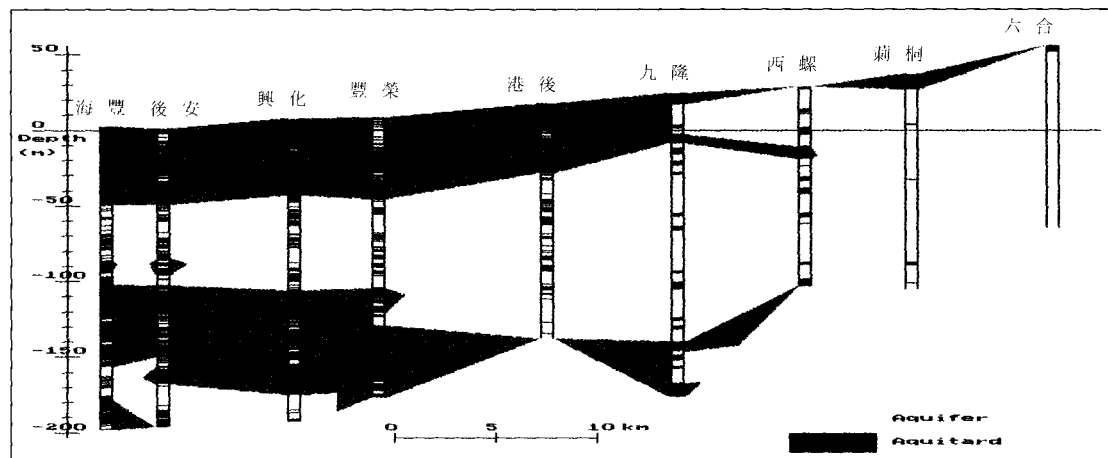


圖 11 水文地質剖面圖—六合至海豐段

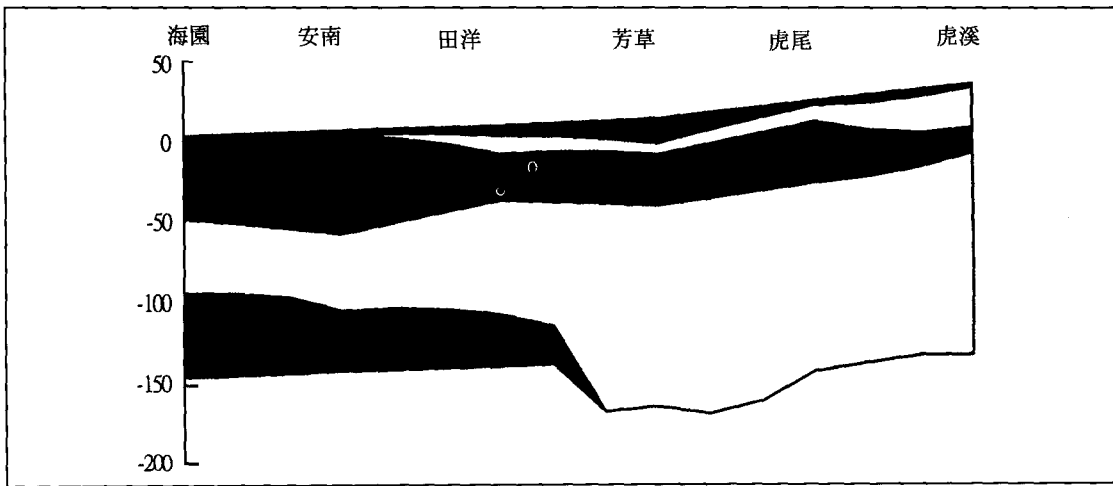
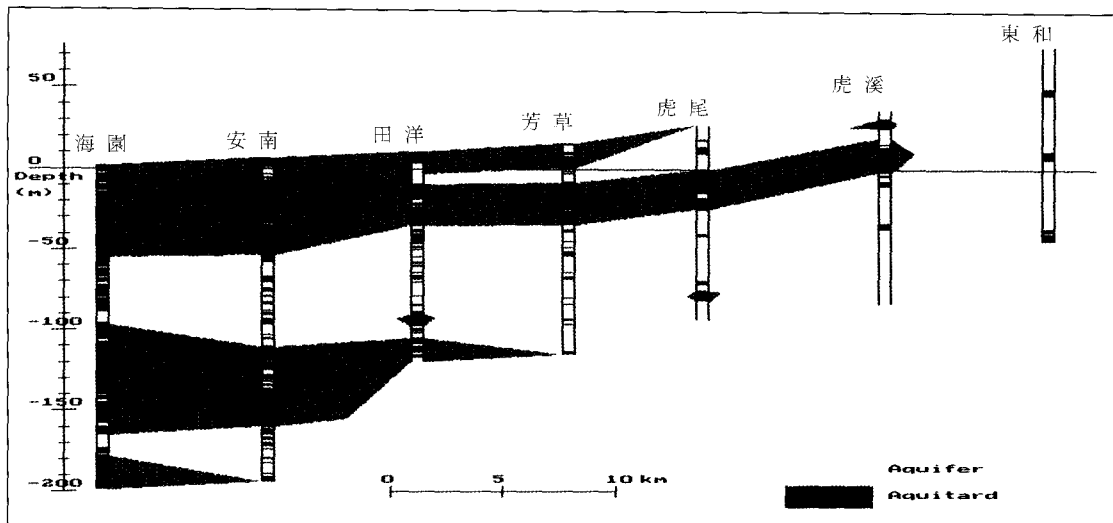
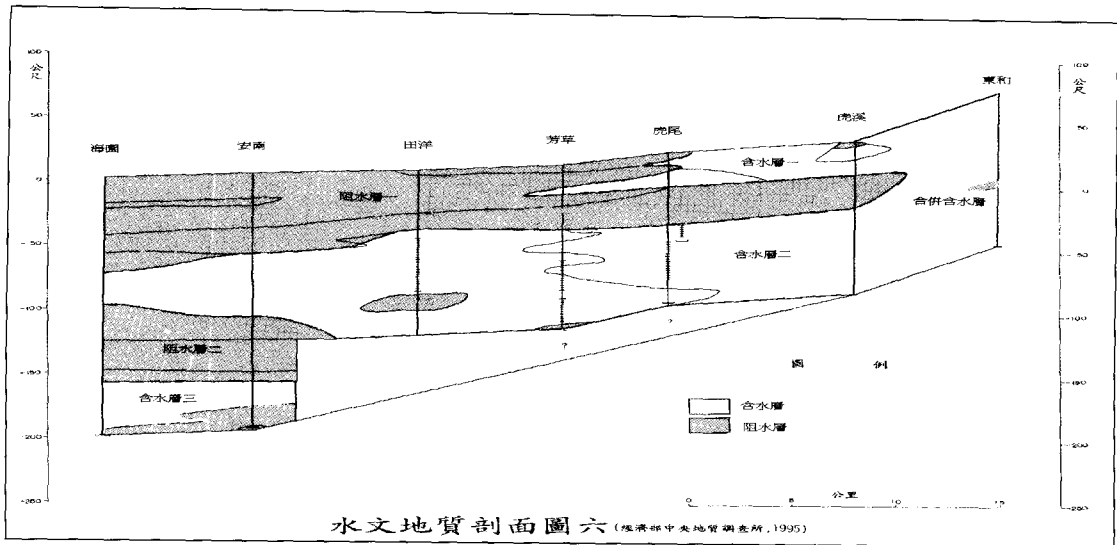


圖 12 水文地質剖面圖—虎溪至海園段

2. 由於鑽井資料主要深度介於 150 至 250 公尺之間，各不相同。近地表四層（阻水層一、含水層一、阻水層二、含水層二）由於在鑿井時已鑿穿，故觀測資料較為完整，在推估上有較高的準確性；阻水層三與含水層三由於鑿井時並未鑿穿底部，無法確定其層厚度，造成沈積層底部界限不明確，造成推估上產生較大的誤差。
3. 本研究中，對同一組厚度資料而言，指數模式均可適用。但比較海、陸相層可發現，同一套配模式推估下，海相層殘差較陸相層小，顯示海相層較適於進行統計推估。由於資料數的足夠與否，將影響參數分佈型態的顯示，亦是模式選擇的關鍵，本研究區域內以 54 口井資料建立推估系統，初步結果顯示對濁水溪沖積扇沈積層厚度變異型態之描述尚稱合理。惟對某些變動較激烈區域（扇頂區），如能取得更多觀測資料，對後續推估系統應可建立更高的可信度。
4. 為進行相同資料基礎（Data Base）的比較，本次研究在觀測資料的取用上，以 81、82、83 年度，由經濟部水資源局「地下水觀測站網」計畫中所得。近年來陸續有新開鑿觀測井資料，可供進行新的推估模式的建立，或以新鑽井資料對本研究模式進行評估，結果顯示，本研究結果將較為接近實際鑿井所得。變異元模式的選取，會影響整個推估過程，而觀測資料個數，將直接影響變異元函數的波動，以及值點的分布。關於套配模式的選擇，在無法對空間函數分布充分瞭解下，實不易決定，如能對自然地質環境形成時之機制進一步研究，當有助於推估模式更為精確。
5. 克利金法為一空間函數之內差估計法，由於考慮到推估值為已知值線性組合，將造成推估值的分佈平滑化（smooth），對於某些會產生突發性過大或過小的情形較不能掌握。後續研究上，對某些極端值出現處可納入考慮。
6. 當空間參數呈現不同方向上變異程度有所差

異時，必須考慮異向性的存在，也就是建立不同方向上之試驗半變異元。在實際模擬過程中，取樣間距（lag）、取樣間距容忍度（lag tolerance）、取樣角度（angle）、取樣角度容忍度（angle tolerance）等各項參數不適當的選擇，將造成變異事實的掩蓋。亦即為獲得良好之模擬結果，有賴於對於空間參數本身物理性質的預先瞭解。

六、參考文獻

1. 賀忠洋，「台灣三種農耕土壤水分特性變異之研究」，國立台灣大學農業工程研究所碩士論文。(1989)
2. 楊萬全，「濁水溪平原地下水域水文地質之分析研究」，國立台灣師範大學地理研究所集集共同引水計畫後續規劃研究工作第二期。(1989)
3. 洪華君，「雲林地區水文地質之研究」。國立台灣師範大學地質研究所論文。(1989)
4. 張良正、蘇惠珍，「通用克利金法於地下水觀測網規劃之應用」地下水調查分析與保育管理論文集，191-205。(1992)
5. 易任、鄭克聲、林國峰、鄔寶林，「台灣地區降雨與延時特性分析」，經濟部水資會研究計畫報告。(1993)
6. 譚義績、李繼尊，「雲林北港溪局部地區及其支流大湖口溪及華興溪沿岸流通係數之空間變異結構分析」，八十二年度農業工程研討會論文集，72-79。(1993)
7. 陳世楷，「區域化變數理論應用於斗六含水層流通係數變異性之研究」，國立台灣大學農業工程研究所碩士論文。(1993)
8. 鄭克聲、許敏楓，「雨量空間變異及站網設計之研究」國立台灣大學農業工程研究所碩士論文。(1993)
9. 洪榮聰，「雲林地區水文地質結構及地下水流概念模型」，國立台灣大學地質研究所碩士論文。(1994)
10. 中央地質調查所，「台灣地區地下水觀測網第一期計畫八十一、八十二及八十三年度濁

- 水溪沖積扇水文地質調查研究報告」，經濟部水利司。(1995)
11. 盧詩丁，「雲林地區水文地質特性及其演變」，國立台灣大學地質研究所碩士論文。(1995)
 12. 劉聰桂，「鑽探井岩心之碳十四定年與地層對比研究」，台灣地區地下水觀測站網第一期計劃。(1995)
 13. 黃奇瑜，「岩心有孔蟲化石分析及地層對比研究」，台灣地區地下水觀測站網第一期計劃，水文地質調查研究及建檔，八十三年度報告。(1995)
 14. 楊廷皓，「應用專家系統於沖積扇地區之水文地質分析」，國立台灣大學農業工程研究所碩士論文。(1996)
 15. 厲文中，「應用專家系統研判濁水溪兩岸水文地質」，國立台灣大學農業工程研究所碩士論文。(1997)
 16. Aboufirassi, M. and M. A. Marino, (1984) "Cokriging of Aquifer Transmissivity from Field Measurements of Transmissivity and Specific Capacity", *Mathematical Geology*, Vol.16, No.1, pp.19-34
 17. Delhomme, J.P., (1976), "Applications de la th'eorie des variables r'egionalis'ees dans les sciences de l'eau", (in France), Th'ese de Docteur-Ing'enieur, 160pp., Univ.Pierre et Marie Curie, Paris.
 18. Delhomme, J.P., (1979), "Kriging in the Design of Streamflow Sampling Networks", *WRR*, 15(6), 1833-1840.
 19. Delhomme, J.P., (1978), "Kriging in hydroscience", *Advances in Water Resources*, Vol .1 , No.5, pp.251-226.
 20. Freeze, R. A., (1975), "A stochastic-Conceptual analysis of One-Dimensional Groundwater Flow in Nonuniform homogeneous Media" *W.R.R*, Vol.11, No.5, pp.725-741.
 21. Matheron , G., (1971) *Theory of Regionalized Variables and Its applications*. Ecole National Superieure de Mines, Paris .
 22. Marsily, G. de, (1986), "Quantitative Hydrogeology Ground Water Hydrology for Engineers", Academic Press, New York.
 23. Sun, C. C. (1972) , *Photogeologic Study of the Peikang-Choshuichi Coastal Plain , Taiwan: Petroleum Geol , Taiwan , No. 10 , pp. 187 - 199 .*
 24. Warrick, A. W., D. E. Myers and D. R. Nielsen, (1986), "Geostatistical Methods Applied to Soil Science", in A. Klute (ed.) *Methods of Soil Analysis, Part1*. Pp.53-80.

收稿日期：民國 87 年 11 月 19 日
修正日期：民國 88 年 1 月 7 日
接受日期：民國 88 年 1 月 26 日

附錄 A 層沈積層厚度分佈半變異元圖與幾何異向性玫瑰圖

最小變異方向 150° 異向比 $K=2.6$	$\gamma'(h) = 0.27 + [1 - \exp(-h/35000)]$
最小變異方向 180° 異向比 $K=2.5$	$\gamma'(h) = 0.59 + [1 - \exp(-h/35000)]$
最小變異方向 150° 異向比 $K=2.5$	$\gamma'(h) = 0.007 + [1 - \exp(-h/35000)]$
最小變異方向 180° 異向比 $K=2.3$	$\gamma'(h) = 0.056 + [1 - \exp(-h/35000)]$

$$\gamma'(h) = \gamma(h) / \text{臨界相關值}$$