

受潮汐影響之地下水資料分析
ANALYSIS OF GROUNDWATER RECORD
SUBJECTED TO TIDAL INFLUENCE

劉格非，黃南輝，楊代強
K.F. Liu, R.N. Hwang and D.C. Young

原著載於第七屆水利工程研討會論文集,1994, 271~281頁

*Reprinted from Proceedings of
7th Conference on Hydraulic Engineering ,
Taipei, 1994, pp.271~281*

Analysis of Groundwater Record Subjected to Tidal Influence

Liu , K. F.* Hwang , R.** Young , D. C.***

* Associate Professor, Department of Civil Engineering, National Taiwan University

** Manager, Moh and Associates, Inc.

*** Graduate student, Department of Civil Engineering, National Taiwan University

Abstract

The Theis and the Jacob methods are often used in analyzing pumping test data to obtain transmissibility, T , and storativity, S . In areas close to shores or tidal rivers, groundwater table may be influenced by tides. A systematic approach to compute correct T or S from field data is needed for practical purposes.

Groundwater table was monitored at a site near the junction of Hsin-Tien Creek and Tam-Shui River. Analysis indicate that there are two mechanisms involved. A general approach to filter the tidal effects from groundwater records is suggested and possible net recharge is discussed.

受潮汐影響之地下水資料分析

劉格非* 黃南輝† 楊代強‡

摘要

一般所使用的地下水資料分析多半是以抽水試驗所得之數據，以Theis's method或Jacob method等，以模擬拘限或非拘限含水層中的K值與S值。但在鄰近海邊或河邊的地下水位變化會受潮汐之影響而致難以分析。爲了確實推估K值與S值有必要發展出一系統性之分析方法。

確定河水或海水潮位後，其傳遞至地下不同土質層之機制往往又有所不同。今發現由近新店溪與淡水河之現場所取各點，不同高程與位置觀測井測得之水位會隨潮汐而變化。對河水資料頻率分析之結果發現有 M_2 與 K_1 潮。再由觀測井所測得在不同高層下各點的水位對時間的變化，以Harmonic analysis來作潮位分析，以確定潮汐之影響傳遞時間，而以其波高，傳遞速度來判別此波浪之傳遞方式。我們發現以上三種不同機制都存在，在淺層非拘限層有滲漏之機制。稍深之拘限層則爲Todd之傳遞機制。最深層之拘限層(50米深以上)則爲動壓影響之範圍。針對一般抽水試驗之結果我們也提出一系統方法來過濾潮汐之影響以便找出傳導係數(k)。

一、前言

關於潮汐對地下水的影響，通常是針對海岸地區鹽水、淡水所形成之交界面的變動。Todd (1964)發現海水潮汐經由傳水作用而影響未拘限含水層之水頭變化，而在空間上是以指數型式傳遞。距海甚遠之河川因受海水潮汐影響也有水位變化，劉(1993)發展出河水底層之拘限含水層水位變化之一維理論。其研究指出，此動壓之傳遞，在空間上以Error function型式行進。其特點爲波峰在遠處反而出現較早。其它有關於孔隙介質水在振動邊界條件下的問題雖也多有研究(如Parlange [1984]和Knight [1981]等)，但很少有提及感潮河段對地下水的影響。除上述研究外，潮汐影響地下水之另一可能途徑爲滲漏。在土質較鬆散處，有時河水會由透水係數較高處直接流入底部含水層內。此滲漏也將受潮汐影響而導致含水層之水位振盪。此種波形之傳遞速度與河水滲漏速度相同，故在簡化後可在垂直方向以達西定律(Darcy's Law)推估，在水平方向流動，則以FEWA模式來模擬。

在一般工程上，地質特徵參數(如傳導係數K及儲水係數S等)往往是設計、施工的基準，而這些參數多以抽水試驗來建立(如Harlen, Kolm, Thies, Gutentag及Jacob等)。本研究爲求潮汐作用對於抽水試驗之影響，而以新店溪、大漢溪合流處及附近四個觀測井之水位觀測資料作頻率分

* 國立台灣大學土木工程學系副教授

† 亞新工程顧問公司經理

‡ 國立台灣大學土木工程學系碩士研究生

析 (Harmonic Analysis)，並將所得結果分別用上述三機制作一分析，藉以修正抽水試驗，求得實際地質特性參數。

二、現場水位觀測資料描述

在大漢溪、新店溪匯流處附近河水觀測資料 (RM) 顯示，其水位變化呈週期振動，振幅為 2.5 米應受海水潮汐影響。而觀測井 A、B、C、D 與河水相對位置如圖一，四井深度分別為 A 井 60 公尺深，B 井 54.5 公尺。C 與 D 為同一觀測井中不同深度之測站，C 為 52.9 公尺，D 深 13.5 公尺。各測點之水位變化也呈週期型式，但振幅與相位差均有所不同。自地質資料判斷 A 井與 B 井是處於景美礫石層中，C 井位於松五層中而 D 層則位於松一層中。各井水位資料特徵為：

1. A、B 二測點

A、B 二井之振動振幅及相位差幾乎一致。振幅約為河水的 20%，故可證實在同一土層內，受河水水位變化之影響也為同一機制。此二點之波動振幅均在 0.75 公尺左右，雖然測站距離河水約有 500 公尺，但最大水位發生時間反而較 RM 點早了約 1 小時，故很明顯地，此二測點之水位變化，乃因河水水位變化影響其壓力分佈而傳遞至含水層，為第二種機制。

2. C、D 二測點

C 井振幅約為河水之 20%，最大水位發生時間比河水晚了 1.5~2 小時。D 井為淺層含水層，其振幅甚小，僅為河水 5%，且並無明顯的週期振盪。雖 C 點深 52.9m，而 D 點深 13.5m，但 D 測點之水位觀測顯示其水頭幾乎沒有什麼變動，不會因河水水位變化而影響，而在其深度 40m 處之 C 點反而有水位變化之影響，故推估 D 測點之土層為黏土層，傳導係數較小。

由地理位置來看，四井與河水觀測點距離約 500 公尺，而四井間距離則相對甚小。對於潮汐產生的影響，A、B 井與 C 井明顯不同，故推論 C 井在不同土層內 (見圖二)。將觀測井之水位一時間變化的資料，以傅立葉轉換法 (Fourier Transform) 作頻率分析，可得一頻譜圖並轉換為週期與振幅之關係圖，如 (圖三)。由圖可知，河水及各觀測井之主頻為 11.95 小時另有一副頻為 23.9 小時，頻率大致符合主潮中之 M_2 潮 (週期為 12.25 小時)、 S_2 潮 (週期 12.00 小時) 及 k_2 潮 (週期 11.58 小時)，副頻則符合 k_1 潮 (週期 23.65 小時) 及 P_1 潮 (週期為 24.04 小時) 等。因資料點數不足，主副頻週期精度為 ± 2 小時左右，故無法確定由何種潮位所影響。但一般來說， M_2 及 k_1 潮之影響應較大。由於 RM、A、B、C 各觀測點之主頻相同，故可知 A、B、C 各測站之水位變化確來自河水水位之波動，故可利用前述之各機制來推估各井所受河水之影響。D 測站則看不出受河水影響之頻率。由其它文獻可得當地傳導係數 (Conductivity) 及儲水係數、(Aquifer Storage) 之參考值分別為 0.003 公尺/秒、0.12 公尺²/秒及 0.004。本文將利用前述三種方法來測試各井之反應。所以，若在各井中執行抽水試驗，其潮汐效應可以被分開，去除潮汐效應後之資料可用來推估實際上之水力參數。

三、潮汐影響地下水位機制之研究與運用

本研究將以 Todd、劉及滲漏效應來評估潮汐對新店溪、大漢溪合流附近地下水位的影響。

1. 由河水之傳水作用，導致非拘限含水層之水位升降：

此機制由 Todd (1937) 推估出其方程式及解。控制方程式是在無滲漏之條件，及儲水係數與流通係數為定常數之假設下，為一維之擴散方程式：

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

與邊界條件

$$x = 0 \text{ 時, } h = h_0 \sin \omega t$$

$$x \rightarrow \infty \text{ 時, } h = 0 \quad (2)$$

其中 $T = KD$ 為流通係數， D 為含水層厚度， h 為含水層變化量， h_0 為海水水位變化量， ω 為海水潮汐頻率。由 (1)、(2) 可得到波動之傳遞速度與振幅分別為

$$c = 2 \sqrt{\frac{\pi T}{t_0 S}}$$
$$h_{max} = h_0 e^{-x} \sqrt{\frac{c^2}{t_0 T}} \quad (3)$$

式中 t_0 為潮汐週期，即 $t_0 = \frac{2\pi}{\omega}$ 。 h_0 為海水潮汐的振幅， h_{max} 為含水層水位振動之振幅， x 為傳遞距離。現以前述水理參數參考值及場址資料代入 (3) 式，即可得波動之傳遞速度與振幅。其中 h 為河水潮汐的振幅，約為 2.5 公尺。傳遞速度算得為 0.083 公尺/秒。因 C 井與河水觀測點距 500 公尺，故波形傳遞到井位約需 100 分鐘與 C 井之距時間差相似。振幅算得為 1.25 公尺，再依照 Todd 所提在深層拘限含水層需乘上在 0.25 至 0.8 之修正參數，因 C 井在松五層，故 c_d 值取 0.4，則含水層的振幅約為 0.50 公尺與 C 井之 0.40 公尺也很接近，此機制之特性為決無補水效應。

2. 河水水位變化影響至底層之壓力分佈所造成之水位升降：

此機制由劉(1993)推論出控制方程式亦在 S, T 為定值及無滲漏效應之假設下，而與 Todd 所提之方程式不同處，在於拘限含水層的總壓變化並不為零。即由於河水水位變化造成有效水壓變化，在短時間內(潮汐的一個週期)此水壓不會消散，造成總壓的改變，導致地下水水位變化。而因為此變化為彈性波，故波動傳遞速度極大，且在穩態解時，較遠處之最大水位發生時間甚至較近處還來得早。此乃因前後波之抵消作用所致。這是一個非常重要的特性，可藉此來判定含水層所受河水潮汐影響是否為此一機制。

為分析此機制之波動相位差及振幅，可運用劉(1993)發展出的程式。其中各現場地理參數分別代以：河寬 200 公尺，觀測井受河水影響距離 500 公尺，水理參數 $T = 0.12$ 公尺²/秒 $S = 0.004$ ，河水潮汐週期 11.95 小時。由此所得在觀測所在含水層，其受河水潮汐影響而產生水位變化的振幅應為 0.6 公尺，相位差應較河水早了 1.3 小時。在各觀測井資料中，A、B 井之振幅約為 0.7 公

尺，而相位差較河水早了約一小時。此資料特性，尤其是相位差，與C、D井觀測點有顯著不同，因此A、B二井受潮汐影響為此一機制。此機制的另一特性為很難達到穩態解，潮位之改變將引致地下水數個月之變動而造成局部地區之補水作用，而感潮河段很容易受到洪水、防潮閘門及其它人為因素之影響而改變。故是否有補水作用得仔細觀查河水之水位資料。

同時要注意的此機制雖是對潮汐來分析，但對一般長時間尺度之水流變化也可應用，例如暴雨引致的下游時間尺度在一、二小時之洪峰，而這種水位變化決非週期性，故會導致局部的補水或抽水效應。

3. 河水直接滲漏至地下含水層

在河水土質鬆散、礫石分佈廣等傳導係數較大之地區，河水很可能會滲漏至淺層含水層。此機制不同於前二者之由壓力傳遞或經由未拘限含水層傳水作用所影響，而是由河水滲漏區經垂直傳遞及水平擴散到達觀測點。可由孔隙水流方程式(如Todd所用)，依據線性方程疊加原理加一匯源項(Source term)。以尺度來分析。 h 尺度為振幅 a_0 ， x 尺度為深度 L ， t 尺度為振幅週期 t_0 。在垂直流向段比較 $O(\frac{\partial h}{\partial t})$ 及 $O(\frac{T}{S} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2})$ ：

$$O\left(\frac{\frac{\partial h}{\partial t}}{S \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}}\right) = O\left(\frac{S a_0}{T L^2}\right) = O\left(\frac{SL^2}{T t_0}\right)$$

代以現場初估資料， $S = 0.004$ ， $T = 0.12$ 公尺²/秒， $L = 50$ 公尺， $t_0 = 12$ 小時，故

$$O\left(\frac{SL^2}{T t_0}\right) = \left(\frac{1}{500}\right) \ll 1$$

所以在垂直流向時水位隨時間變化遠小於隨距離的變動。此時可運用達西定律來推估流量

$$Q = -kA \cdot \nabla \phi = kA \cdot \frac{(\phi_1 - \phi_2)}{L}$$

A及L分別為滲漏面積及滲漏距離， $(\phi_1 - \phi_2)$ 為河水與滲漏點下含水層之水頭差。而由現場資料代入， k 為0.003公尺/秒， L 為50公尺。A以100 x 100平方公尺來推測，而 $(\phi_1 - \phi_2)$ 以河水及各井觀測點來看，約在5-10公尺內。取 $(\phi_1 - \phi_2)$ 為7.5公尺，則流量為4.5立方公尺/秒。另外在二維之水平流動方面，可運用FEWA模式來模擬。

模擬時，以現場地理特性，取長為600公尺，寬為500公尺之矩形來形成網格，且在北邊(鄰新店溪)及東邊(鄰大漢溪)處加入振動邊界條件(Dirichlet Boundary Conditions)，並在東北角加入流量為4.5立方公尺/秒，面積為100 x 100平方公尺之滲漏區(如圖四)。滲漏量以振動型式(正弦函數)給定。結果分析得，不論流量大小為何，經傳遞500公尺遠後，波動之振幅只剩下1%左右(如圖五所示，橫軸為傳播距離，縱軸相對振幅)。傳遞速度雖會隨流量增大而變快，但也需9小時左右。由觀測井資料可知，並無任何觀測點是受此機制影響，且我們也能由此發現，滲漏效應即使存在也對深層含水層沒有影響。

四、去除潮汐影響以重估水理參數

若抽水試驗場址為感潮地帶，含水層水位因潮差導致的波動，造成抽水形成之洩降無法確認時，則估算得之傳導係數可能會有大誤差。為消弭此項誤差，可先去除含水層水位，受潮影響之波動。先前已作過河水及含水層水位觀測資料之頻率分析且製成頻譜，並確定含水層內變動主頻同於河水而推斷為潮汐影響。欲去除此影響，可將各觀測井水位變化頻譜中，與河水頻率相當者消去。但為避免能量譜紊亂而消去非主頻之能量，在選取資料時最好取到潮汐之週期倍數。又自傅立葉轉換理論(見Bracewell, 1978)，可知消除某特定頻率時最好用 n^{-2} 之過濾網。真實河川資料中有許多頻率，故應對地下水資料各個相對頻率施以過濾網後再組合。今取觀測井A之資料去除 M_2 及 k_1 潮汐後依上述法則將頻譜還原成水位變化圖，如圖六。由圖可知，經去除 M_2 及 k_1 潮汐影響後，C井波動只有原來的15%。

今由一日一回潮及一日二回潮(週期分別為12及24小時)的水位波動中，在24小時後加入一降水曲線(由Thies, 1935)，以模擬在場址受潮汐影響之抽水試驗資料(見圖七)。今取抽水後資料去除潮差影響，可由觀測井頻率分析中與河水潮汐週期相同者歸零，再以傅立葉逆轉法還原為水位一時間圖(見圖八)。但因降水曲線二端點不平衡，故對此作頻率分析，其能量分佈極為紊亂，若將潮汐週期所在能量去除，可能消去不只是振動部份而包含了降水部份，這會導致誤差。故先將抽水資料做一處理，使抽水資料旋轉一角度，使二端點均在資料平均值處。此角度為以右方端點為基準，以左方端點與右方端點連線為半徑，旋轉至二點等高。如此可使二端點平衡，整個降水部份形成類似半個週期之正弦函數，則作頻率分析時，能量較能集中(如圖九)，消去潮汐效應時不致對抽水效應影響過大。將資料旋轉回原角度而可以Jacob所提方法推算水理參數。此法乃由 S (洩降)隨 $\log t$ (時間的對數)變化的斜率，推算流通係數及儲水係數。另也將來去除潮汐之資料。依Jacob法直接推算水理參數。所得 $S - \log t$ 變化曲線之斜率與前述去除潮汐資料者比較，結果如圖十。圖十所示者，橫軸為對時間所取點數，縱軸為相對的 $S - \log t$ 圖斜率值。由圖可知，去除潮汐後之資料不會因所取點數不同而有較大的變動，但未去除潮汐者則跳動甚為厲害，其變化範圍為未去除者的5倍多，尤其所取時間資料個數愈少，變動愈厲害。因此對於感潮地區的地下水觀測資料，須依適當方法加以分析。另外，由圖十可知另一觀念；若要在不去除潮汐資料下，自抽水資料中得到一近似之透水係數，可將剛開始抽水之部份平均。此時因洩降快而潮汐變化慢，故可得較佳之估計值(如圖十之前一週期)。

五、結論

地下水觀測是了解含水層地質特性並設計各項工程的重要依據。在感潮地帶潮汐帶來的水位變化，即使離海甚遠的河川亦可能有2公尺以上。經由各機制傳遞至深水層後，水位變化的範圍仍可能與抽水試驗之洩降差不多，這將導致估算地質、水理參數的誤差，工程設計的偏差此時，了解潮汐影響的特性，並對作用於含水層的機制之分析是有其必要性的。

綜觀前文，可得一結論並提出簡單程序以供參考。一般而言，在淺層含水層段有滲漏的可能性，較深層處則應為傳水作用(Todd 1923)或動壓作用所致。對於分析水理參數時，此二機制之最大不同處在於前者並沒有補水作用，後者在非穩態下有補注作用。因此若確定潮差作用為後者時，則需有長期之水位觀察來判斷是否為穩定狀態。若為不穩態時則抽水試驗中需做一分析，去除補水作用，方能求得正確參數值。若長期之觀測中水位無明顯變動，則與傳水作用相同，直接對水位資料由以下列舉之簡單程序分析即可。

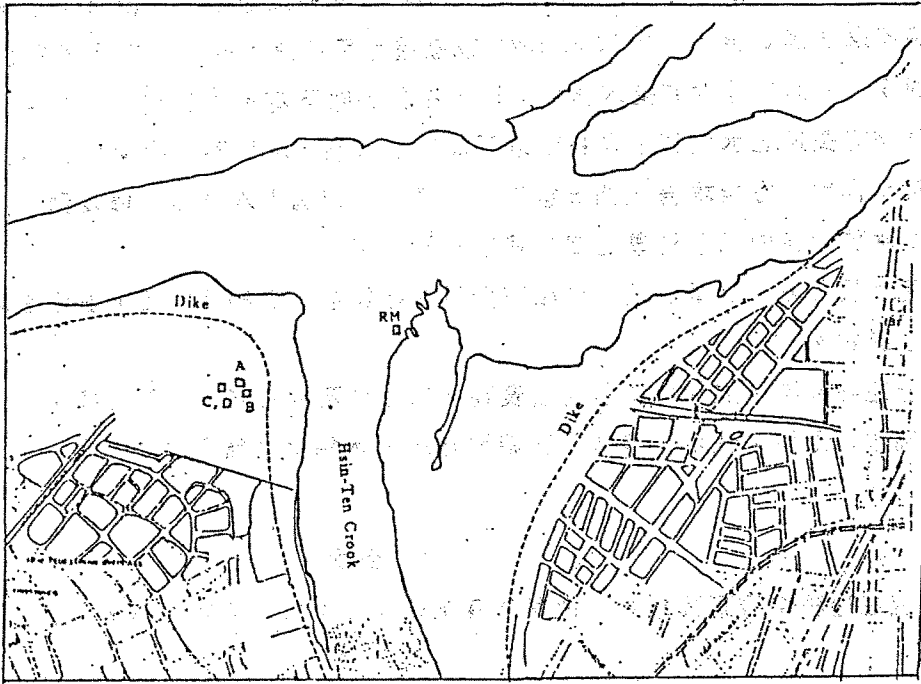
- 1 將海河水及各地下水觀測資料作頻率分析，確認各點週期及振幅，並查看地下水觀測井是否受潮汐影響。
- 2 運用上述各機制，並代以現址初估資料，以相差及振幅來推斷影響機制。
- 3 去除潮汐之影響，使水理參數可正確地自地下水抽水試驗資料中求得。

六、致謝

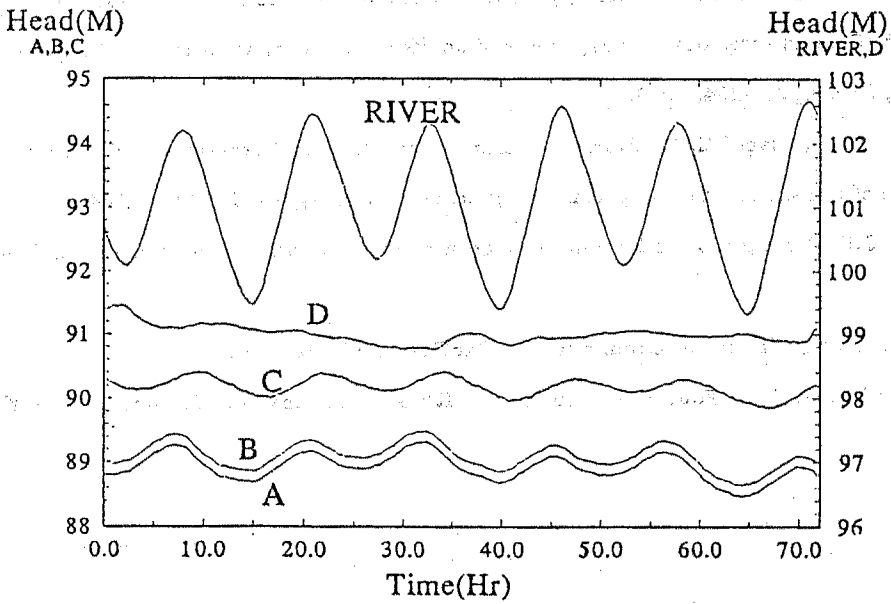
本研究在過程中得到張京生教授與黃良雄教授之指正，特此致謝。

七、參考文獻

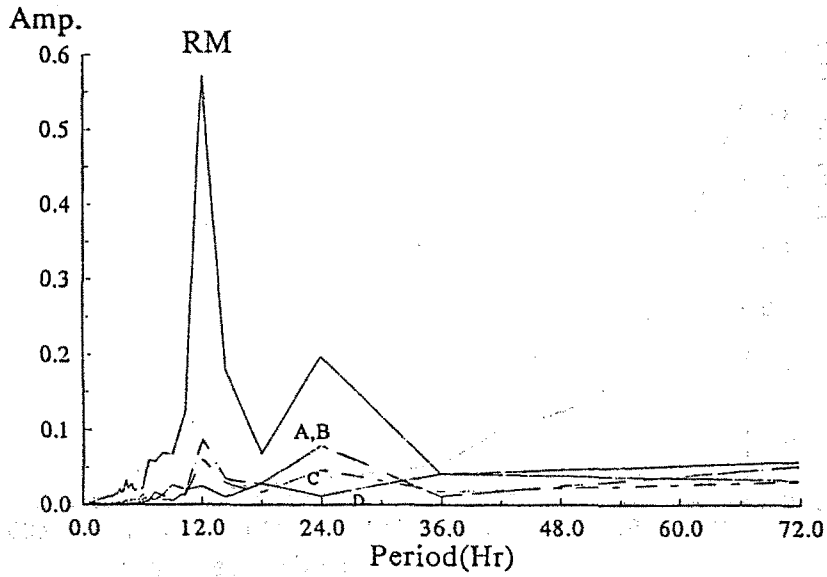
- 1 Harlen, R.L., Kolm, K.E, and Gutentag, E.D. "Waterwell design and construction" Elsevier Pub., 1989.
- 2 Todd, D.K. "Groundwater Hydrology" Ed. 2. John Wiley & Sons, New York, 1980.
- 3 劉格非 "Groundwater flow in deep confined aquifer induced by tides in river" Proceedings 第七屆力學會議, 台北, Dec. pp257-264, 1993.
- 4 Parlance, J.Y., Stagnitti, F., Starr, J.L. and Braddock, R.D. "Free-surface flow in porous media and periodic solution of the shallow flow approximation" J. of Hydrology, 70. 251-263, 1984
- 5 Knight, J.H. " Steady periodic flow through a rectangular dam" Water Resource Research, 17(4) 1222-1224, 1981.
- 6 Bear, Jacob "Hydraulics of Ground water" McGraw-Hill, New York, 1979.
- 7 Bracewell, R.N. "The Fourier Transform and It's Applications" McGraw-Hill. New York, 1978.



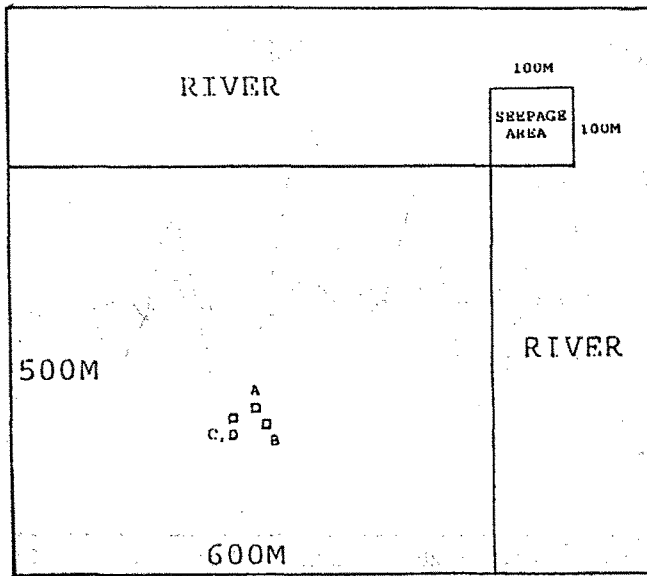
圖一 河水(RM)及A、B、C、D四觀測點相對位置。



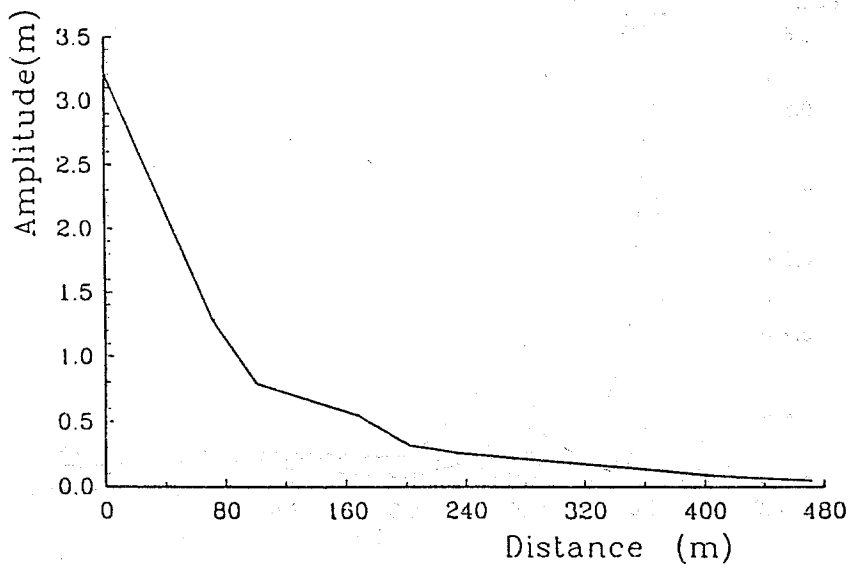
圖二 河水(RM)及A、B、C、D四觀測點水位資料。



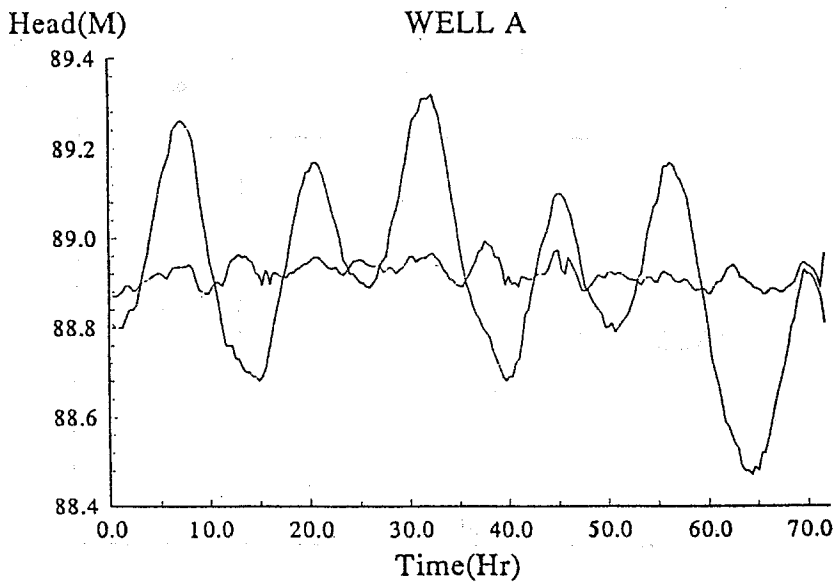
圖三 河水(RM)及A、B、C、D四觀測點水位變化頻譜圖。資料長度71.7小時。



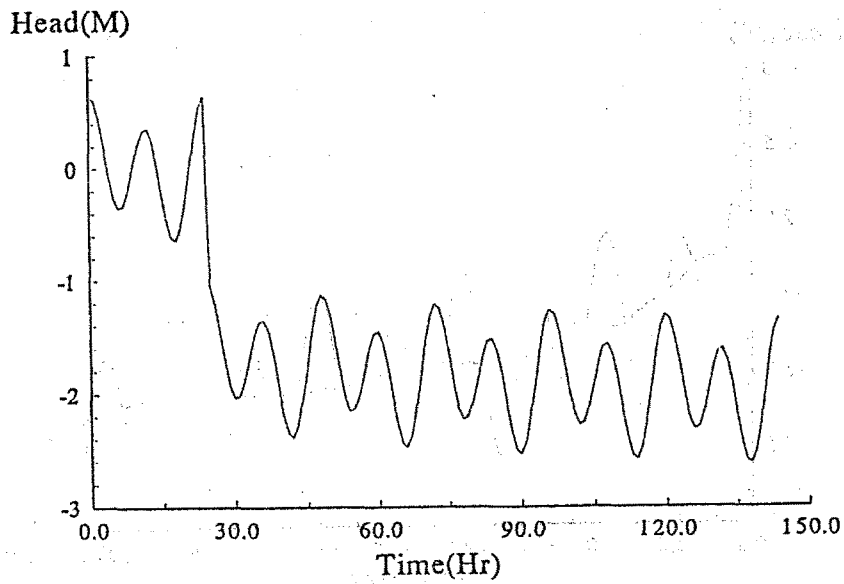
圖四 以FEWA模擬滲漏效應之邊界圖。



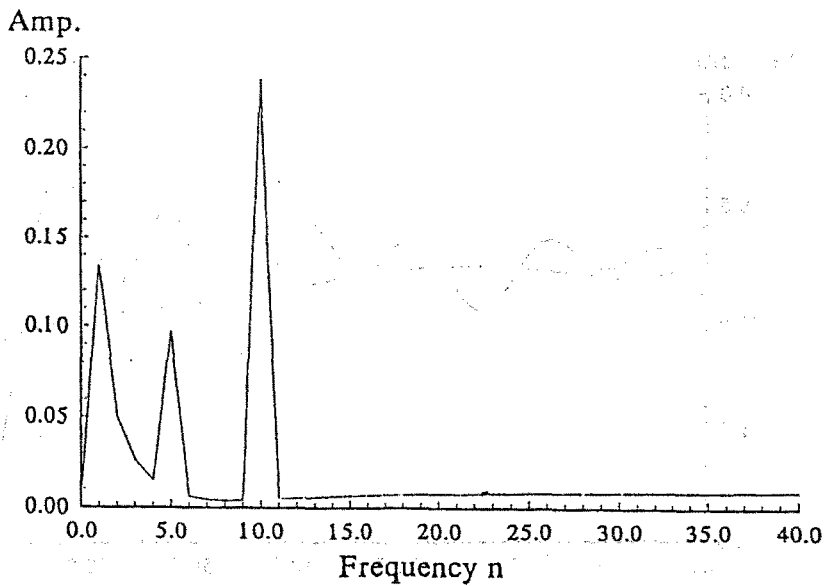
圖五 以FEWA 計算得水位變化振幅與傳遞距離關係圖。



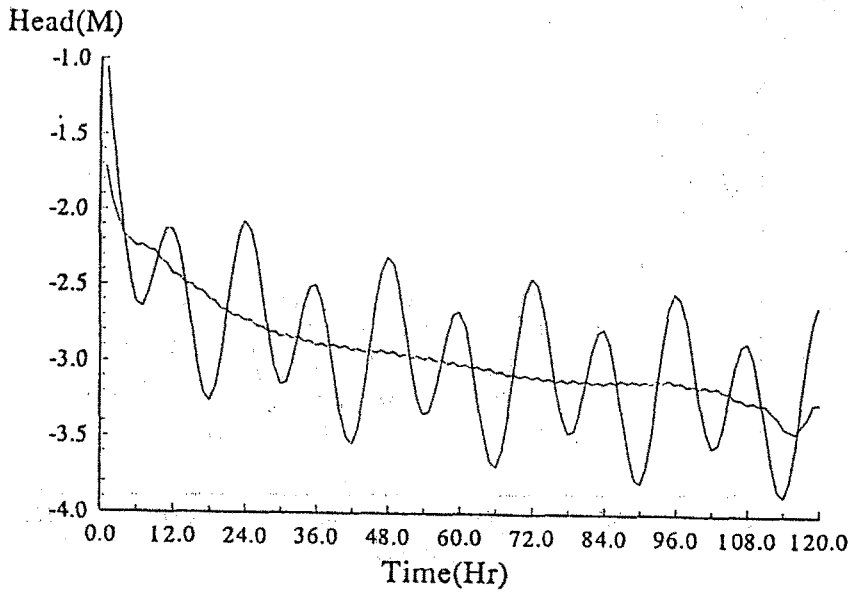
圖六 觀測點A 去除潮汐後與去除前之水位變化關係圖。



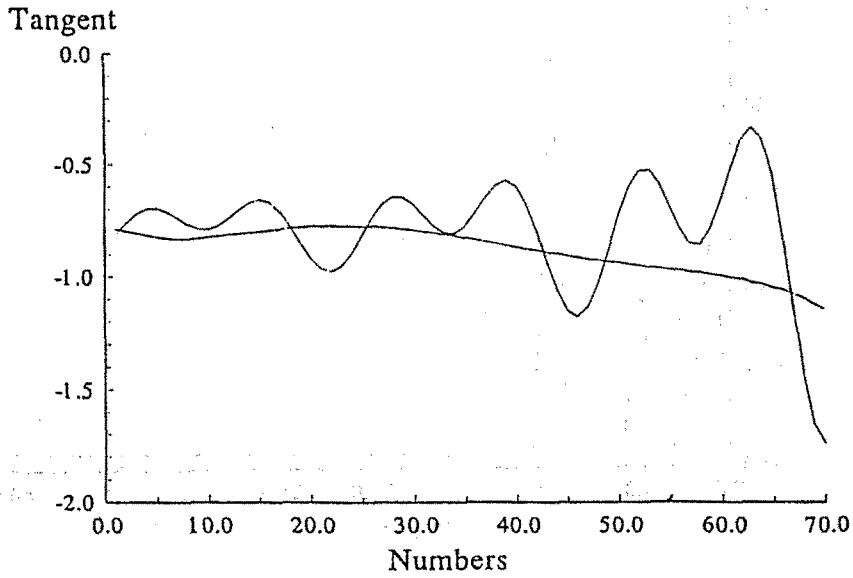
圖七 模擬受潮汐影響之抽水試驗水位變化圖。資料長度144小時，抽水開始時間在24小時。



圖八 抽水試驗之水位資料轉置後頻譜圖。資料長度120小時。



圖九 抽水試驗之水位資料去除潮汐後與去除前之關係圖。



圖十 去除及未去除潮汐之抽水試驗資料以Thies Method所得 $S - \log t$ 曲線斜率值與所取點數關係圖。