



國土交通省 河川砂防技術基準調查編

(總論、水文分析)

日文譯本導讀與討論

報告人:水土保持局臺中分局 黃文政

107年6月26日

簡 報 大 綱

壹

總 論

總說、河川砂防技術基準調查編與他編之關係、調查編之構成、內容更新

貳

水文統計分析

總說、資料蒐集與分析方法前提條件之檢討、穩定性水文量頻率分析、非定常性水文量的頻率分析、時系列變化特性的分析

參

逕流分析

總說、洪水逕流計算、低水流量演算、低水流量演算

肆

地下水分析

水收支分析、地下水流動分析、地下水污染分析、地層沈陷分析

伍

討 論

異常氣候下……



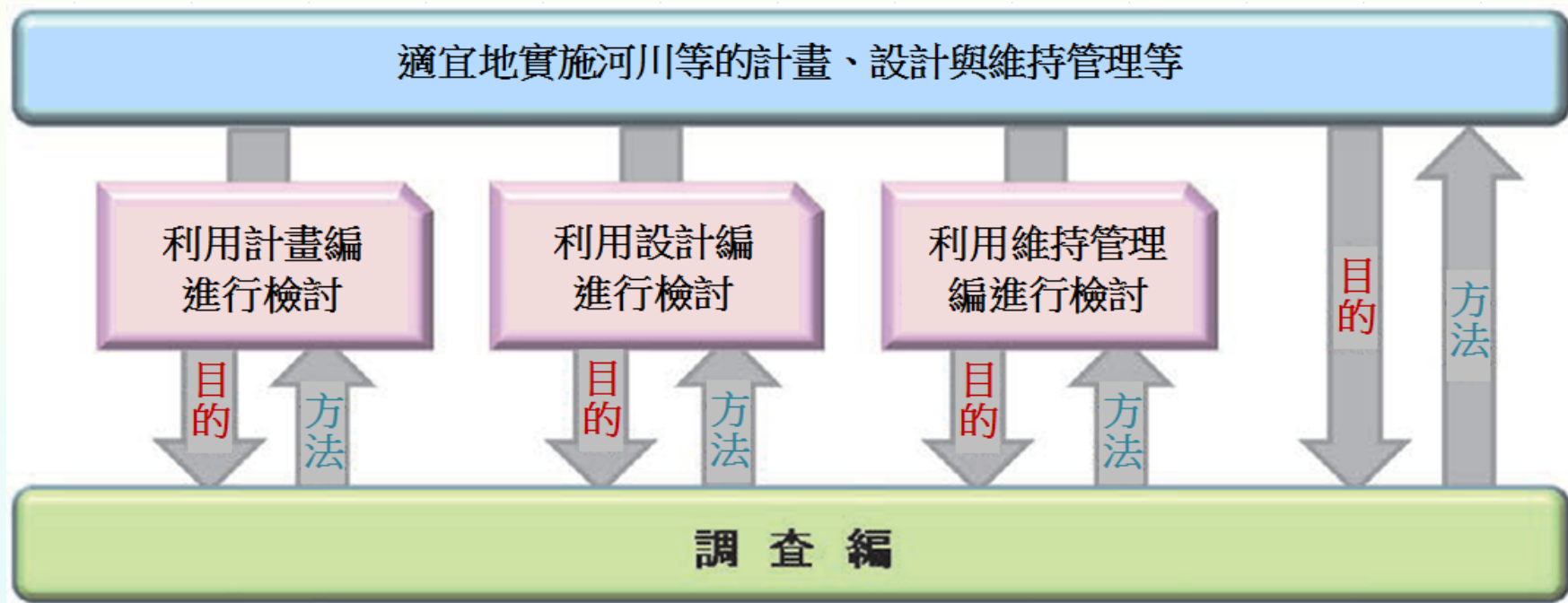
總 論

一、總說

- ✚ 「河川砂防技術基準調查編」乃是以提供河川、砂防、地滑、陡坡、雪崩及海岸規畫、設計與維護管理等實施為目的，參酌現行技術水準而制定可作為基準的調查方法等。
- ✚ 核心精神為「從防災、資源適宜利用及環境保全觀點，綜合性管理國土重要構成要素之土地與水」。
- ✚ 此次修訂著重於說明調查的整體圖像與個別調查之定位、國際貢獻、資料整理、成果保存與活用等實施調查應先理解的基本要點。



二、河川砂防技術基準調查編與其他編之關係



➡ 為了「適宜地實施河川等的規畫、設計與維護管理等」，應利用計畫編等其他編，實施檢討與作業。



三、調查編的構成

內容項目	章節
水文、水理現象相關調查	第2章、第3章
河道現象相關調查	第4章～第6章
流域相關調查	第7章～第9章
災害調查	第10章
水質、環境相關調查	第11章～第14章
土質地質調查	第15章
綜合性土砂管理相關調查	第16章
砂防相關調查	第17章～第20章
海岸相關調查	第21章
整體相關的測量、計測	第22章
調查結果的保存、活用	第23章



調查目的
與各章之
相互關係

調查目的		防洪	利水	河川環境	海岸	防砂	雪崩對策 坡崩塌對策、 地滑防止、陡	壩工施設	事業評估	堤防	壩工施設	河川維護管理
章節目次		規 劃								設 計		維護管理
第 1 章	總 論	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
第 2 章	水文・水 理觀測	○	○	△		△		○	△	○		○
第 3 章	水文分析	○	○	△		△		○	△	△		△
第 4 章	河道特性 調查	○	△	△	△	△		△	△	△		○
第 5 章	河川洪水 流動之 水文分析	○	△	△				△	△	○		○
第 6 章	河床變動 、河床材 料變化及 土砂運移 分析	○	△	○	△	△		△		○		○
第 7 章	洪水分析	○							○	△		○
第 8 章	河川經濟 調查	○		○					○			○
第 9 章	水患風險 評估	△							○	△		△
第 10 章	災害調查	△		△		△	△		△	○		○

○相關項目
△略有相關
的項目



四、內容更新

技術與知識經驗的掌握

- 國總研等單位所蒐集・調查的相關資訊
- 廣泛諮詢專家學者與相關人事有關技術基準的意見

新調查方法等的評估

河川砂防技術基準

- 見解
- 必須
- 標準
- 建議
- 案例

配合實際運用進行修正

判斷將來是否可把這種新調查方法反應到河川砂防技術基準上

將實際應用成果反應到技術基準上

課題掌握



水文統計分析



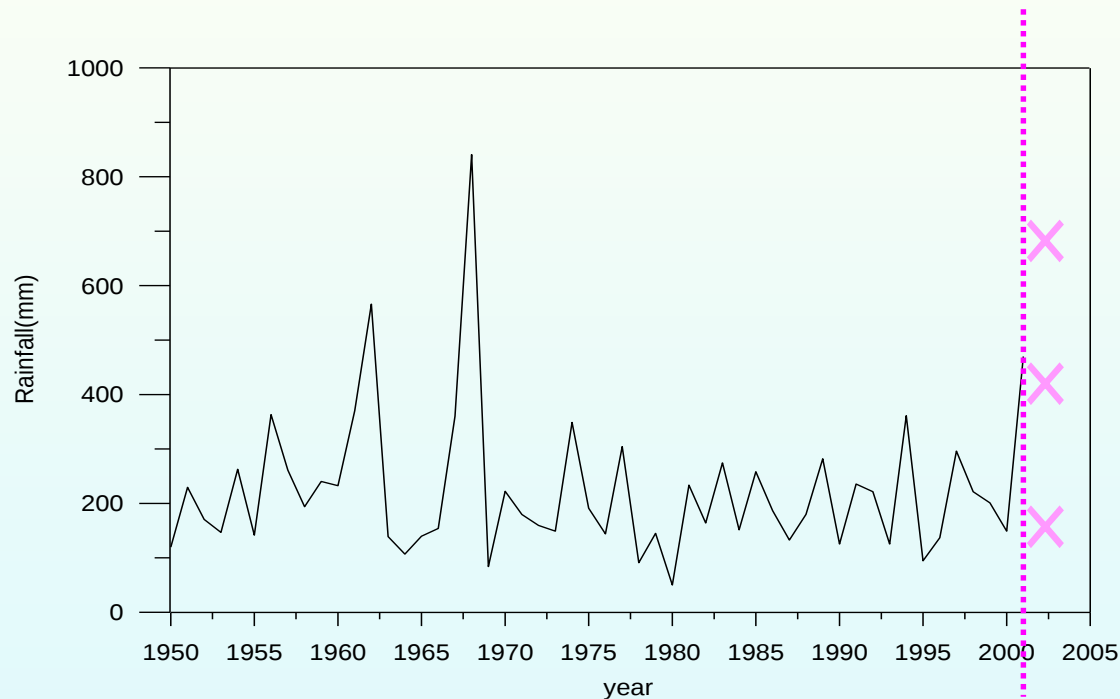
一、總說

- ✚ 先設定河川管理設施等的設計或管理目標，通常根據過去所發生嚴重狀況或藉由災害等頻率分析推定規模或目標。
- ✚ 未來地球暖化可能帶來更大的氣候變化，水文頻率分析方法也得跟著修正、改變。
- ✚ 水文統計分析包含資料蒐集與分析方法之前提條件及檢討、水文頻率分析、時系列變化特性分析等。
- ✚ 水文頻率分析是根據水文諸量規模與其發生頻率的關係，用統計方法加以推定。



為什麼需要統計？

■ 水文變量具有隨機性，而不是定率性歷程



過去資料可以告訴我們什麼資訊？



二、資料蒐集與分析方法前提條件之檢討

- ✚ 水文資料之選定與蒐集，應就如下各項目加以調查與檢討。
 - 水文資料的存在狀況。
 - 觀測或記錄之方法、水文資料精確度、代表性等特性。
 - 蒐集水文資料相關的時間、費用等作業程度。
 - 其他調查成果資料。
- ✚ 水文頻率分析所使用水文資料的檢討項目主要有(1) 隨機性、(2) 獨立性、(3) 均質性、(4) 穩定性。



三、水文資料的週期性與跳躍之檢討

- 水文資料是否有週期性，可用時系列相關圖評估樣本自己相關係數。判斷水文資料是否從獨立同一分布取得樣本的方法是，以顯著水準5%，從樣本 $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ 的自己相關係數判斷是否在可靠界限 $\pm 1.96/\sqrt{n}$ 範圍內。
- 可實施t-檢定或Mann-Whitney檢定，判斷水文時系列資料是否「跳躍」。



四、水文資料趨勢的檢討

- 判斷水文時系列資料是否具有某種趨勢，有 Mann-Kendall 檢定與新記錄數檢定等方法。

1. Mann-Kendall 趨勢檢定法：

檢定統計值 S 為：

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_i - x_j), \quad \text{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} +1 & x_i - x_j > 0 \\ 0 & x_i - x_j = 0 \\ -1 & x_i - x_j < 0 \end{cases}$$

- 當 $n \geq 10$ 時，Mann-Kendall 檢定統計值 S 為近似常態分佈且平均值為 0，其變異數為：

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$$



✚ 可藉由下式Z 值來判斷時序列資料是否具有顯著性趨勢，其定義為：

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & , S > 0 \\ 0 & , S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & , S < 0 \end{cases}$$

✚ 當 $|Z| > Z_{\alpha/2}$ 時，時序資料具有顯著的趨勢，正的S 值表示有顯著上升的趨勢，而負的S 值則有顯著下降的趨勢。 α 稱為顯著水準，不同的顯著水準對應到不同之 $Z_{\alpha/2}$ 表示在統計上對於顯著趨勢的認定門檻不同。本文所選定之顯著水準為5%，即 $Z_{\alpha/2} = 1.96$ ，因此時序資料之 $Z > 1.96$ ，為具有顯著性趨勢，反之 $Z < 1.96$ 則表示其不存在有統計意義上顯著的上升或下降之趨勢。



2.新記錄次數檢定

水文時系列資料固定維持獨立同一分布時，可把最初記錄當作新記錄，之後只需計算新記錄被更新的次數。該數字理論上可用下列公式算出來，因此可和觀測值所得到的新記錄次數比較，評估其穩定性。

$$1 + \frac{1}{2} + \frac{1}{3} + \cdots + \frac{1}{n} \approx \log n + \gamma$$

n ：觀測次數（以年最大值為對象時，指觀測年數）

γ ：尤拉常數，約為0.577216



五、穩定性水文量頻率分析

✚ 穩定性為前提的水文量發生頻率分析，應依如下順序實施。

- A. 候選機率分布模式之列舉
- B. 機率分布模式的母數推定
- C. 候選模式篩選
- D. 機率水文量偏差補正與穩定性評估
- E. 機率分布模式之決定

頻率分析通式

若水文量 X 之機率分布為已知，則某特定重現期 T 所對應之水文量 X_T 可應用周文德通用頻率方程式計算如下：

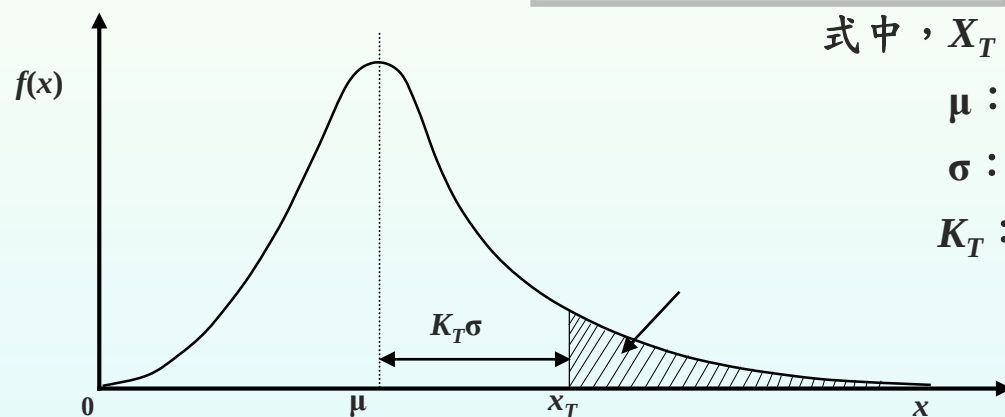
$$X_T = \mu + K_T \sigma$$

式中， X_T ：重現期為 T 之水文量；

μ ：水文資料之平均值；

σ ：水文資料之標準偏差；

K_T ：重現期 T 之頻率因子(*frequency factor*)，為
 T 之函數，不同機率分布之頻率因子，以
不同之數學方程式表示。



頻率分析通式之示意圖

有限紀錄以樣本平均值 $\bar{x}$ 替代 μ ，以標準偏差 s 替代 σ ，因此：

$$x_T = \bar{x} + K_T s$$



常態分布(1/2)



機率密度函數

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}, \quad -\infty \leq x \leq \infty$$

$$x_T = \bar{x} + K_T s$$

頻率因子 K_T 之計算如下：

$$0 < p \leq 0.5$$

$$w = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{p^2}\right)} \quad (0 < p \leq 0.5)$$

$$K_T \approx t = w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3}$$

$$p > 0.5$$

$$w = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1-p)^2}\right)} \quad (p > 0.5)$$

$$K_T \approx t = -\left(w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3}\right)$$

式中， t ：標準常態值；
 p ：超越機率， $p=1/T$ 。



常態分布(2/2)

μ 為平均， σ 為標準偏差。特別是 $\mu=0$ ， $\sigma=1$ 時，稱為「標準常態分布」。

標準化常態分布

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma}$$

$$f(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-z^2/2}$$

$$F(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-z^2/2} dz$$

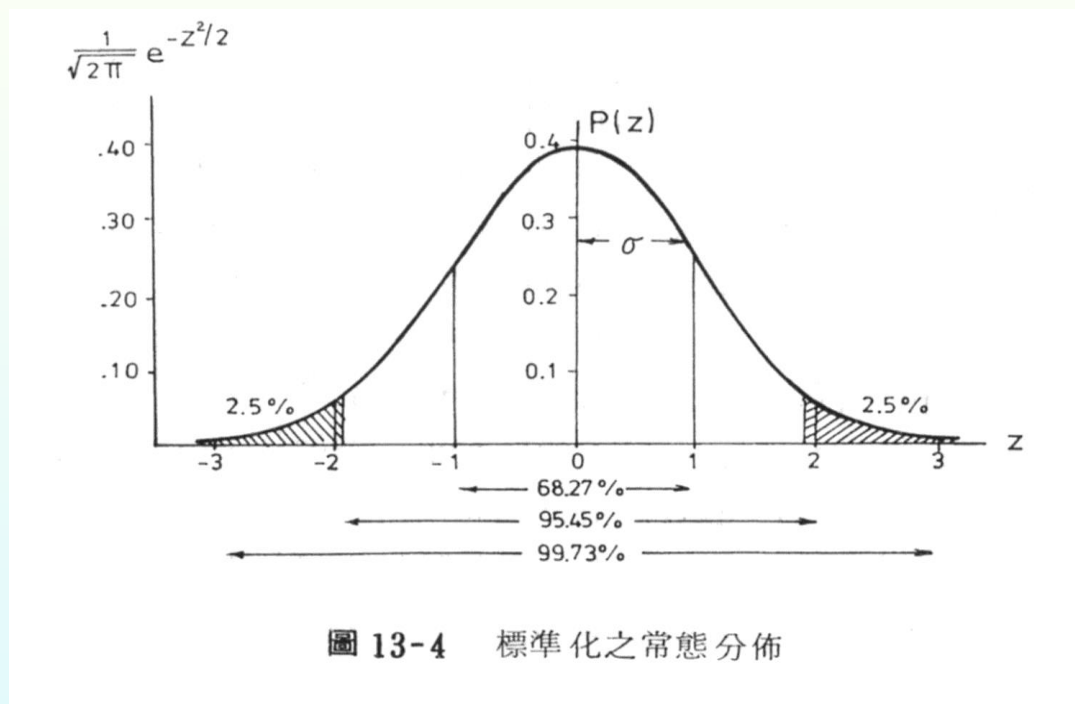


圖 13-4 標準化之常態分佈



二參數對數常態分布 (LN2)



機率密度函數：

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma_y\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln x - \mu_y)^2}{2\sigma_y^2}}, \quad x > 0$$

$$y = \ln x$$

σ_y ：y之標準偏差

μ_y ：y之平均值

所推求水文量 y_T 與頻率因子 K_T 之關係表示如下：

$$y_T = \bar{y} + K_T s_y$$

$\bar{y}$ ：樣本 x 取對數後之平均值

s_y ：樣本 x 取對數後之標準偏差

頻率因子 K_T 之計算如下：

$$0 < p \leq 0.5$$

$$w = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{p^2}\right)} \quad (0 < p \leq 0.5)$$

$$K_T \approx t = w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3}$$

$$p > 0.5$$

$$w = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1-p)^2}\right)} \quad (p > 0.5)$$

$$K_T \approx t = -\left(w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3}\right)$$



三參數對數常態分布 (LN3)



機率密度函數：

$$f(x) = \frac{1}{(x-a)\sigma_y\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{[\ln(x-a)-\mu_y]^2}{2\sigma_y^2}}, \quad a \leq x < \infty$$

$$y = \ln(x-a)$$

σ_y ：y之標準偏差

μ_y ：y之平均值

$$a = \mu - \sigma / Z_2$$

所推求水文量與頻率因子 K_T 之關係表示如下：

$$\bar{x}_T = \bar{x} + K_T s$$

頻率因子 K_T 之計算如下：

$$K_T = \frac{e^{\frac{t\sqrt{\ln(1+Z_2^2)} - \ln(1+Z_2^2)}{2}} - 1.0}{Z_2}$$

式中， t ：標準常態值； Z_2 ： $(x-a)$ 分布之變異係數，其計算如下：

$$Z_2 = \frac{1 - \omega^{2/3}}{\omega^{1/3}}$$

$$\omega = \frac{-r_1 + \sqrt{(r_1^2 + 4)}}{2}$$

$$r_1 = \frac{e^{3s_y^2} - 3e^{s_y^2} + 2}{(e^{s_y^2} - 1)^{3/2}}$$

其中， s_y 為樣本取對數後 ($y = \ln(x-a)$) 之標準偏差。



一般極端值分布 (GEV)

(Generalized Extreme Value Distribution)

- 在國內較少使用，主要是依據形狀參數 k 值予以區分為三種型態。當 $k=0$ (即偏態係數 $C_s=1.139$)時，為極端值第一型分布(EV1)，無上下限邊界；當 $k<0$ (即偏態係數 $C_s>1.139$)時，為極端值第二型分布(EV2)，其分布有一下限(lower limit)；當 $k>0$ (即偏態係數 $C_s<1.139$)時，為極端值第三型分布(EV3，河川乾涸流量頻率分析常用之，又稱韋伯分布，Weibull distribution)，有上限(upper limit)。
- 形狀參數 k 為樣本偏態係數 C_s 之函數，其數學關係式表示如下：

$$C_s = \frac{\Gamma(1+3k) - 3\Gamma(1+2k)\Gamma(1+k) + 2\Gamma^3(1+k)}{[\Gamma(1+2k) - \Gamma^2(1+k)]^{3/2}}$$

式中， $\Gamma(\cdot)$ ：Gamma函數。

因此，可藉由樣本偏態係數反推形狀參數 k ，並進而決定樣本序列符合極端值第幾類型分布。

$$x_T = \bar{x} + K_T s$$

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left(\gamma - \frac{1-y}{k} \right)$$

式中， $\gamma = 0.5772157$

$$y = \left(\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right)^k$$

三參數：位置參數 μ ($= \bar{x} - \alpha \gamma$)，尺度參數 α ($= \frac{\sqrt{6}}{\pi} s$)，形狀參數 k



極端值第一型分布 (EV1) 又稱甘保(Gumbel)分布

機率密度函數：

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-\frac{x-u}{\alpha}} e^{-\frac{x-u}{\alpha}}, -\infty \leq x \leq \infty$$

式中 α ：尺度參數； $\alpha = \frac{\sqrt{6}s}{\pi}$ ；其中， s 為隨機變數 x 之標準偏差

u ：位置參數； $u = \bar{x} - 0.5772\alpha$ ；其中 $\bar{x}$ ，為隨機變數 x 之平均值

所推求水文量與頻率因子 K_T 之關係表示如下：

$$x_T = \bar{x} + K_T s$$

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0.5772 + \ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right] \right\}$$

$$\ln y = \frac{x - u}{\alpha}$$

由某特定水文量 x_T 推求 T ，可以下式計算：

$$\frac{1}{T} = P(X \geq x_T) = 1 - e^{-e^{-y_T}}$$

其中：

$$y_T = \frac{1}{0.7797s} (x_T - \bar{x} + 0.45s)$$



皮爾遜第三型分布(PT3)

又稱gamma分布



機率密度函數：

$$f(x) = \frac{\lambda^\beta (x - \varepsilon)^{\beta-1} e^{-\lambda(x-\varepsilon)}}{\Gamma(\beta)}, \quad x \geq \varepsilon$$

λ ：尺度參數

ε ：位置參數

β ：形狀參數

式中：

$$\lambda = \frac{\sigma}{\sqrt{\beta}}$$

$$\beta = \left(\frac{2}{C_s} \right)^2$$

$$\varepsilon = \mu - \sigma \sqrt{\beta}$$

$\Gamma(\cdot)$ ：gamma函數：

μ ：隨機變數 x 之平均值；

σ ：隨機變數 x 之標準偏差；

C_s ：隨機變數 x 之偏態係數。

皮爾遜第三型分布之邊界 ε 位置取決於資料 x 之偏態係數 C_s ，若為正偏(偏態係數 $C_s > 0$)，則 $x \geq \varepsilon$ 且 ε 為下界；當資料為負偏(偏態係數 $C_s < 0$)，則 $x \leq \varepsilon$ 且 ε 為上界。

$$x_T = \bar{x} + K_T S$$

$$K_T = t + (t^2 - 1) \frac{C'_s}{6} + \frac{1}{3} (t^3 - 6t) \left(\frac{C'_s}{6} \right)^2 - (t^2 - 1) \left(\frac{C'_s}{6} \right)^3 + t \left(\frac{C'_s}{6} \right)^4 - \frac{1}{3} \left(\frac{C'_s}{6} \right)^5$$

式中， t ：標準常態值；

C'_s ：樣本修正後之偏態係數：

$$C'_s = C_s \times \frac{\sqrt{N(N-1)}}{N-2} \times \left(1 + \frac{8.5}{N} \right)$$

式中， C_s ：未修正之偏態係數；

N ：為樣本資料數。

(Bobee & Robitaille 修正公式)



對數皮爾遜第三型分布(LPT3)

✚ 機率密度函數：

$$f(x) = \frac{\lambda^\beta (y - \varepsilon)^{\beta-1} e^{-\lambda(y-\varepsilon)}}{x\Gamma(\beta)}, \quad \ln x \geq \varepsilon$$

$$y = \ln x$$

式中：

$$\lambda = \frac{\sigma_y}{\sqrt{\beta}}; \quad \beta = \left(\frac{2}{C_{s_y}} \right)^2; \quad \varepsilon = \mu_y - \sigma_y \sqrt{\beta}$$

$\Gamma(\cdot)$ ：gamma函數：

μ ：y之平均值；

σ ：y之標準偏差；

Cs ：y之偏態係數。

對數皮爾遜第三型分布之邊界 ε 位置取決於資料x取對數後之偏態係數 C_{SY} ，若為正偏(偏態係數 $C_{SY} > 0$)，則 $\ln x \geq \varepsilon$ 且 ε 為下界；當資料為負偏(偏態係數 $C_{SY} < 0$)，則 $\ln x \leq \varepsilon$ 且 ε 為上界。

$$y_T = \bar{y} + K_T s_y$$

$\bar{y}$ ：樣本取對數後之平均值； s_y ：樣本取對數後之標準偏差。

$$K_T = t + (t^2 - 1) \frac{C'_{s_y}}{6} + \frac{1}{3} (t^3 - 6t) \left(\frac{C'_{s_y}}{6} \right)^2 - (t^2 - 1) \left(\frac{C'_{s_y}}{6} \right)^3 + t \left(\frac{C'_{s_y}}{6} \right)^4 - \frac{1}{3} \left(\frac{C'_{s_y}}{6} \right)^5$$

式中， t ：標準常態值；

C'_{s_y} ：樣本取對數後且經修正之偏態係數，其計算式 (Bobee & Robitaille 修正公式) 如下：

$$C'_{s_y} = C_{s_y} \times \frac{\sqrt{N(N-1)}}{N-2} \times \left(1 + \frac{8.5}{N} \right)$$

其中， C_{s_y} ：取對數後未修正之偏態係數；

N ：分析資料個數。



候選機率分布模式的篩選

$$\text{SLSC} = \frac{\sqrt{\xi^2}}{|S_{99} - S_{01}|}, \quad \xi^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (s_i - s_i^*)^2$$

S_{99} 與 S_{01} 分別是非超越機率0.99與0.01時的該機率分布之標準變量， n 代表樣本大小， s_i 為以推定母數之順序統計量變換得到的標準變量， s_i^* 為以機率分布模式所算出對應位置標繪位數得到的標準變量。

SLSC值越小，適合度越高，SLSC若小於0.04，多半代表能滿足適合度。



候選機率分布模式的篩選

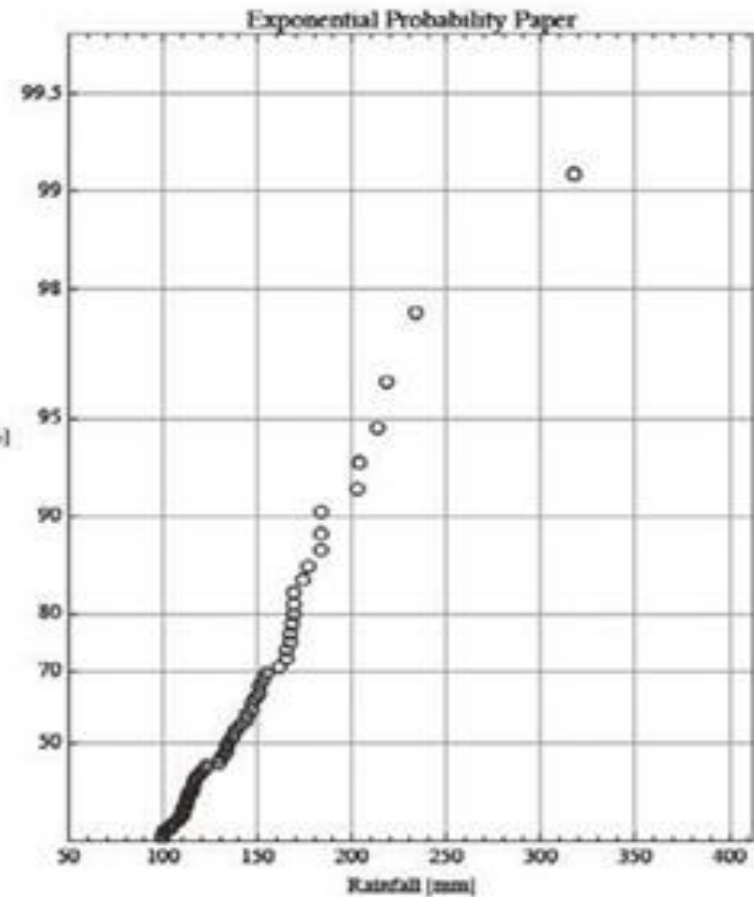
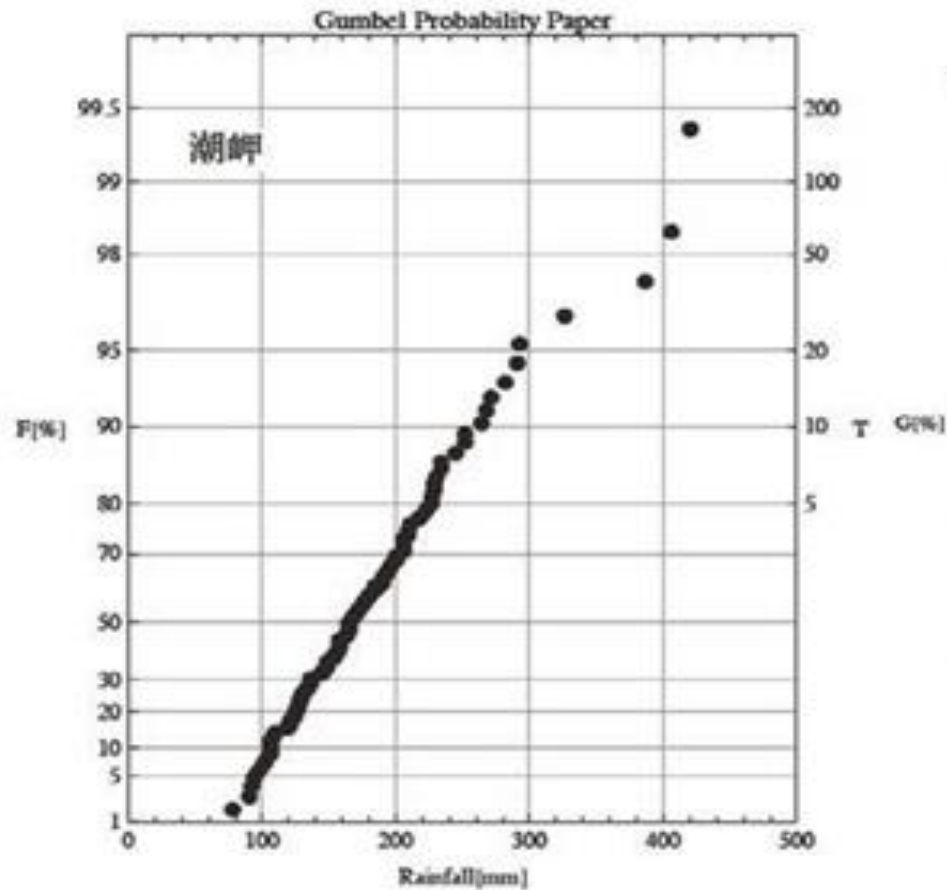
由水文資料取得的順序統計量 ($X_1 \geq X_2 \geq X_3 \dots, \geq X_n$) 第*i*個值的超過機率 p_i 。

$$\Rightarrow p_i = \frac{i-\alpha}{n-2\alpha+1}$$

n ：樣本大小， α ：決定標繪位置的常數，有不同的提案，Weibull：0、Blom：0.375、Cunnane：0.4、Gringorten：0.44、Hazen：0.5等。

小樣本時，可使用Weibull標繪。

確認機率分布模式適合度的方法有使用Gumbel 機率紙與指數機率紙



Gumbel機率紙（極值資料）

指數機率紙（POT資料）



機率水文量的偏差補正與穩定性評估

✚ 針對機率分布模式的機率水文量偏差補正，評估其穩定性，主要有 jackknife 法與 bootstrap 法。

➡ Bootstap 是一種基於數據的模擬方法，用於統計推斷。通過對樣本的重複抽樣來計算所要求的統計量和統計分布，在樣本量很小的情況下效果尤為明顯。

➡ Jackknife 方法（刀切法）本身也是一種重抽樣的方法，與 Bootstrap 不同的是，Jackknife 是每次刪除一個或幾個樣本點來重複抽樣，其基本思想與 Bootstrap 類似。但對於有些統計量來說，Jackknife 估計卻不是十分準確。



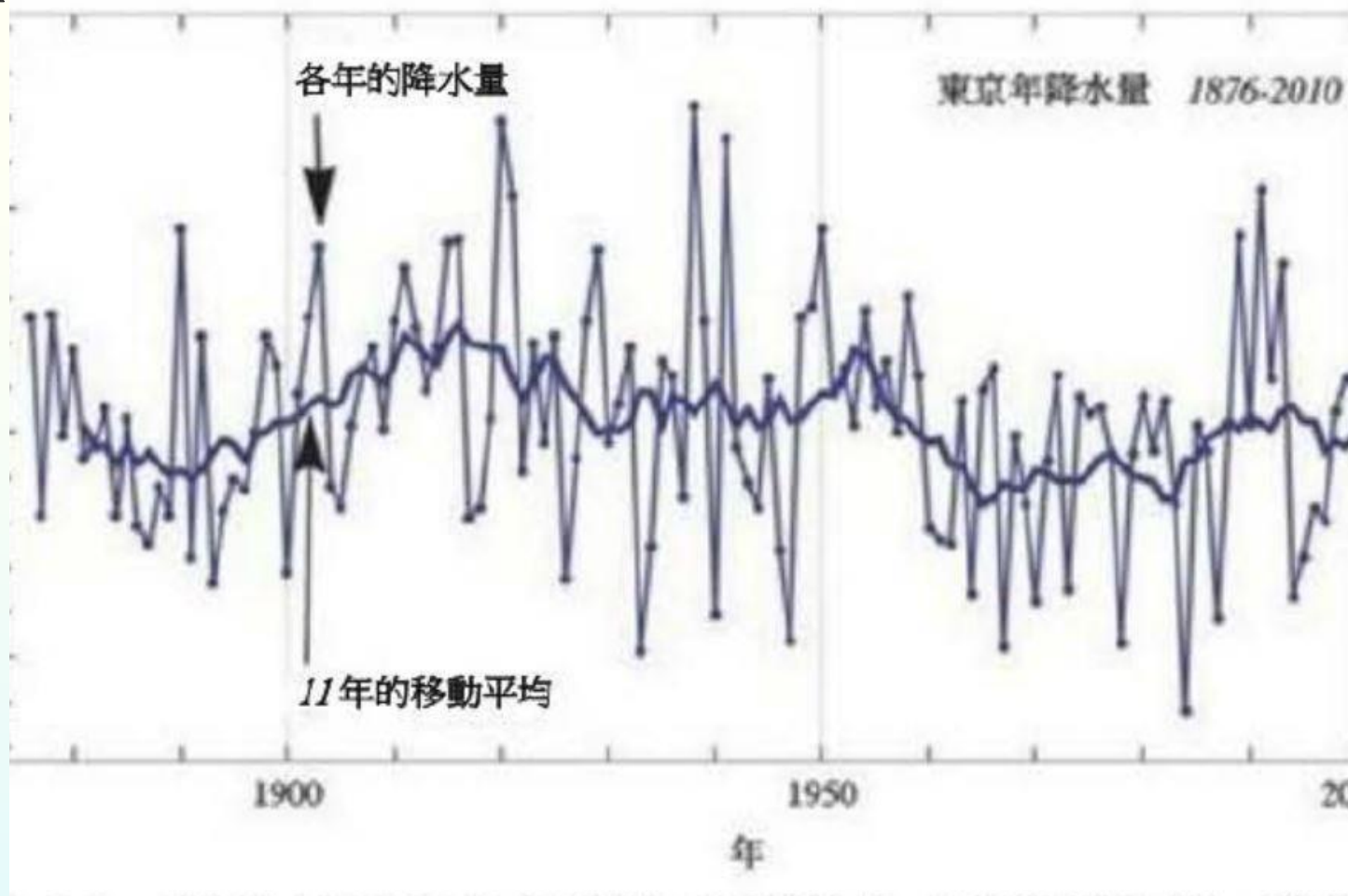
非定常性水文量的頻率分析

- ✚ 檢討有無水文資料周期性或跳躍狀況，無這種狀況的才可當作水文資料。
- ✚ 水文時系列資料統計特性之時間變化，可推定帶入模式機率分布模式的參數，進行機率評估。
- ✚ 若要處理受**氣候變遷**等影響，分析對象水文資料統計特性經年不斷變化的水文頻率分析，可參考非定常性水文量的頻率分析。



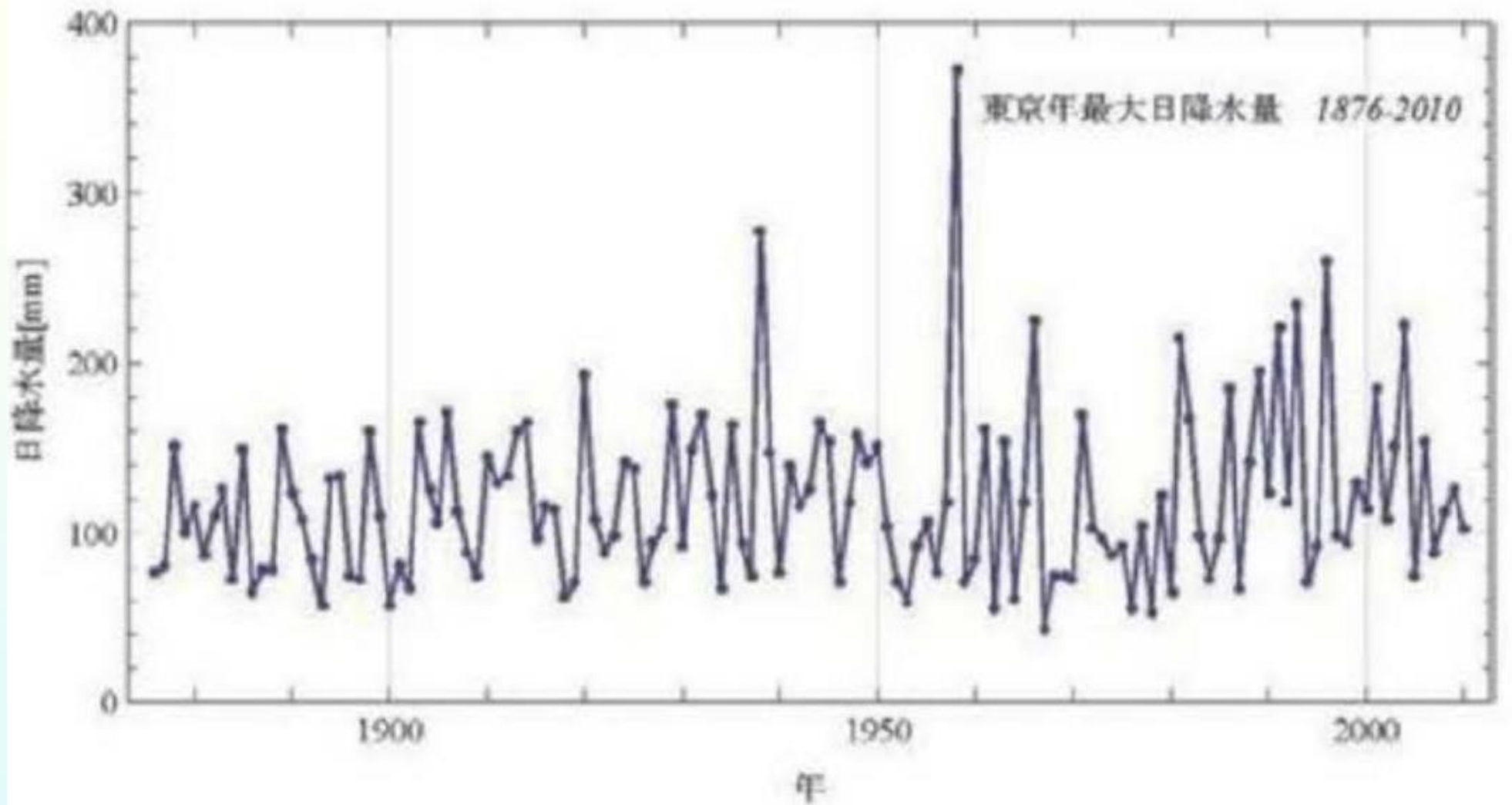
時系列變化特性的分析

- 水文資料統計特性會因為觀測期間不同而出現經年性變化的顯著性改變，因此須慎重評估設定不同觀測期間的優劣。
- 要掌握時間經過過程之水文時系列資料狀態改變傾向，可參考下列任1種或組合之方法
 - A. 將經過時間與對應水文資料值整理成圖（時系列圖），可直接看出其變化狀態。
 - B. 從資料的值算出移動平均值，看出其時間變化傾向。
 - C. 以任意的時間區分將資料分成幾個群，每個群都算出觀測值平均值、分散以及系列相關係數等的統計量，由此推定的母集團特性值，比較各群的值。
 - D. 製作時系列相關圖，了解有無週期性變化與持續性變化傾向。



東京1876-2010的降水量與11年的移動平均

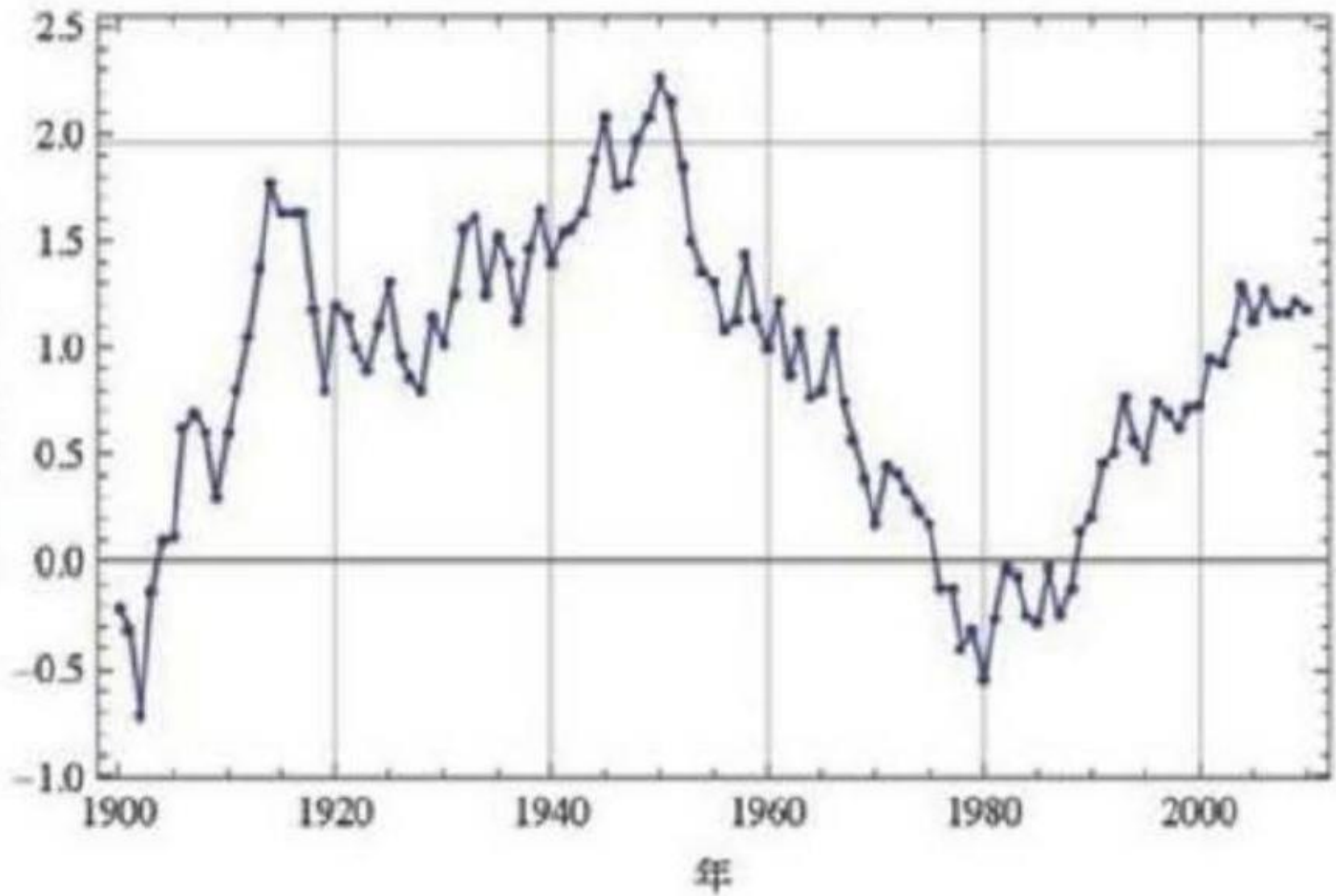
橫軸在1950年附近變成 $Z > 1.96$ 。這顯示，1876年到1950年為止數據判斷為顯著水準5%也就是屬「穩定」的假說應取消。但之後數據累積，納入到2010年為止的全部數據， $z=1.18$ ，該假設不須取消。



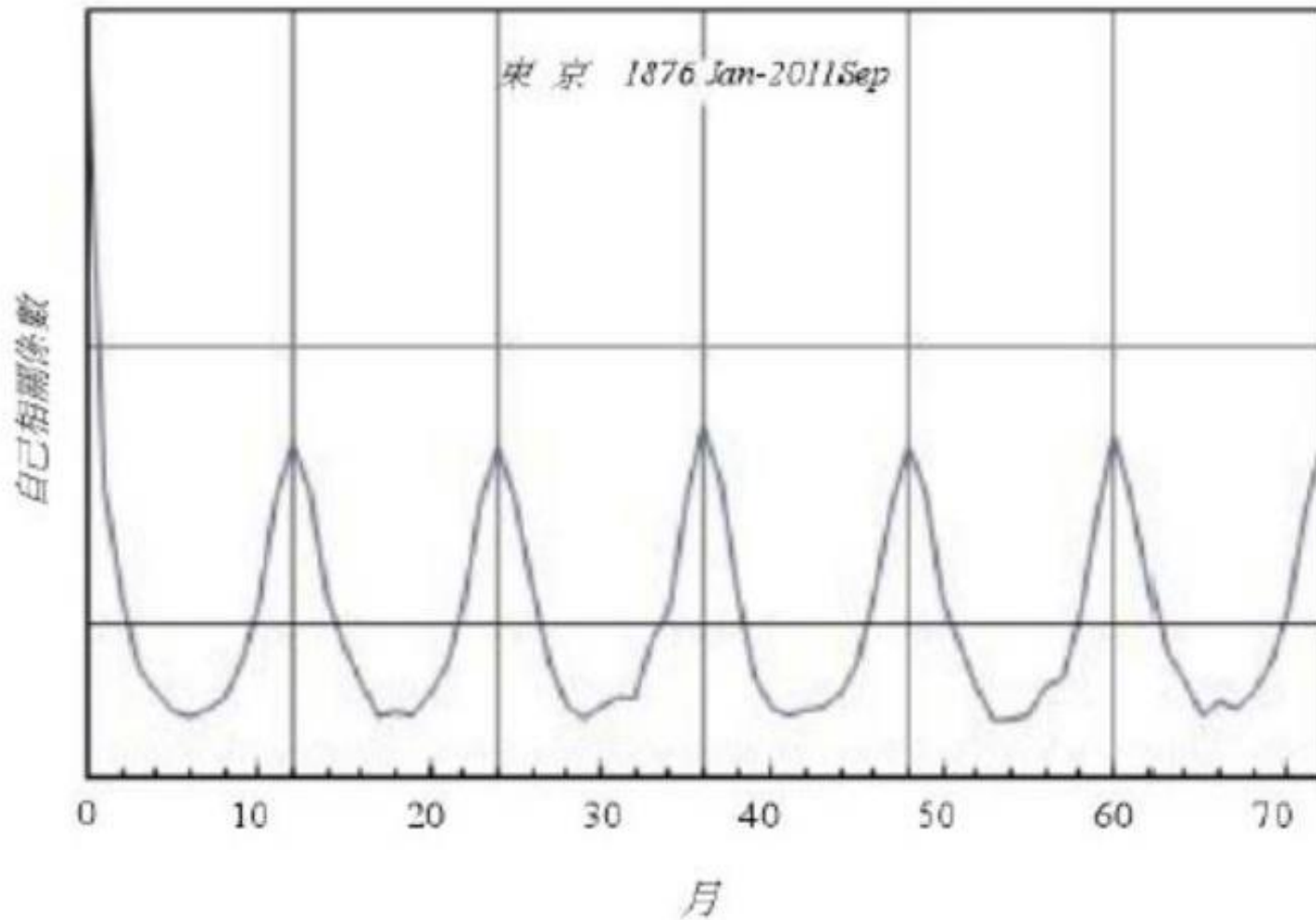
東京1876-2010的年最大降水量



Manikendall Index Z

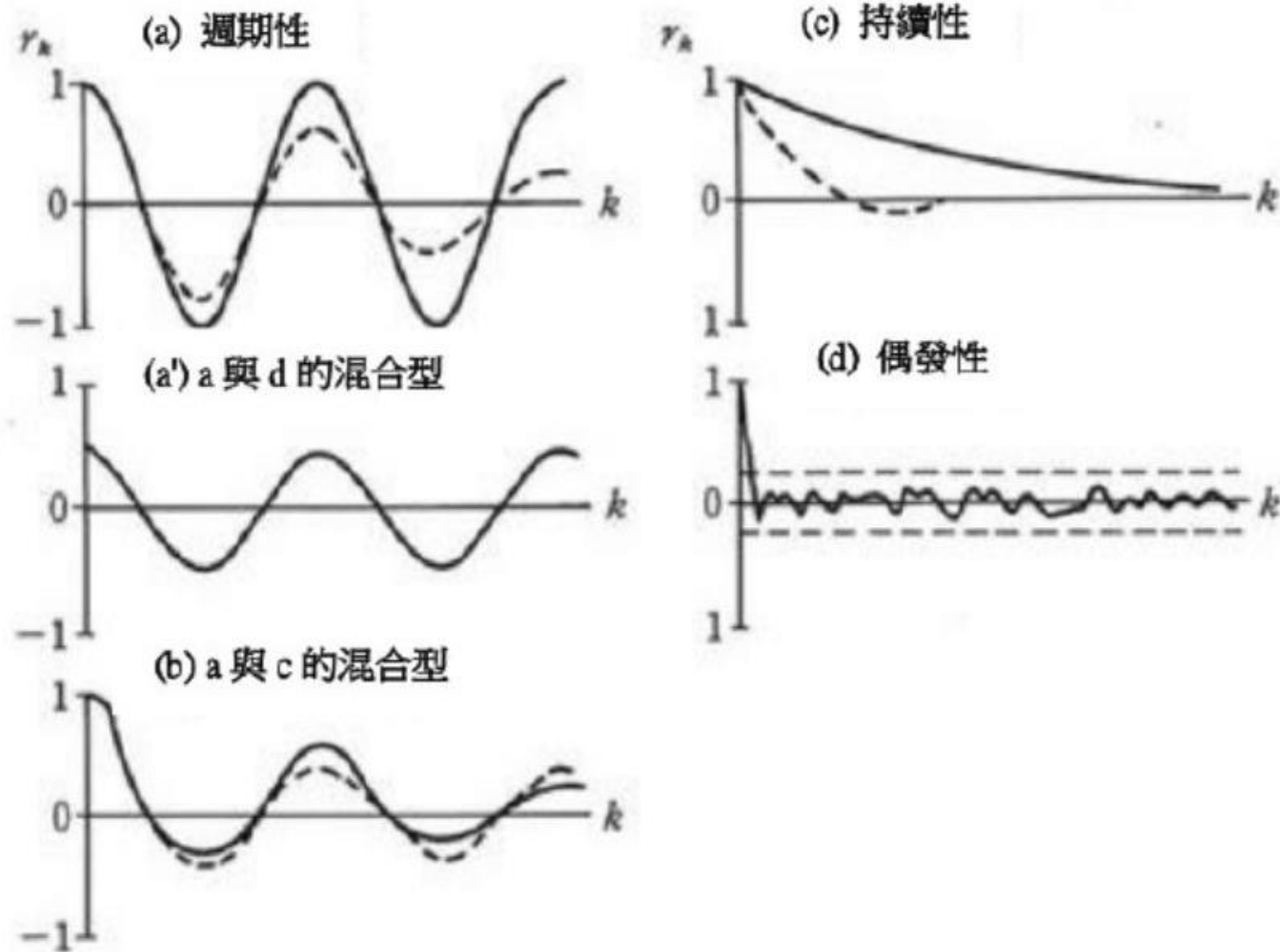


東京1900-2010年最大日降水量趨勢評估



東京1876-2010年月降水量相關圖

明顯出現12個月的週期性



時系列變化的模式

幾乎完全的週期性 (a)、週期性與偶發性的混合型 (a')

週期性與持續性的混合型 (b)、持續性 (衰減傾向) (c)、純偶發性 (d)



要更詳細地探討時系列變化特性

- A. 套用時間相關1次式或多次式的迴歸分析，推定傾向變化曲線（趨勢）。
- B. 藉由週期分析（或週期圖分析）等方法，找出週期變化成分特性。
- C. 利用相關圖分析或其他方法，求出週期成分變化及持續性變化特性。
- D. 原先的時系列變化可分為以上述A或C求出來的規格性變化成分，以及剩下的不確定性變化成分。後者可分析其分布特性與生成特性。

常見之實務問題 (1)

■ 資料序列之選擇

↪ 全部紀錄選用法

- 一般頻率分析不用此法，僅水力發電之延時曲線選用

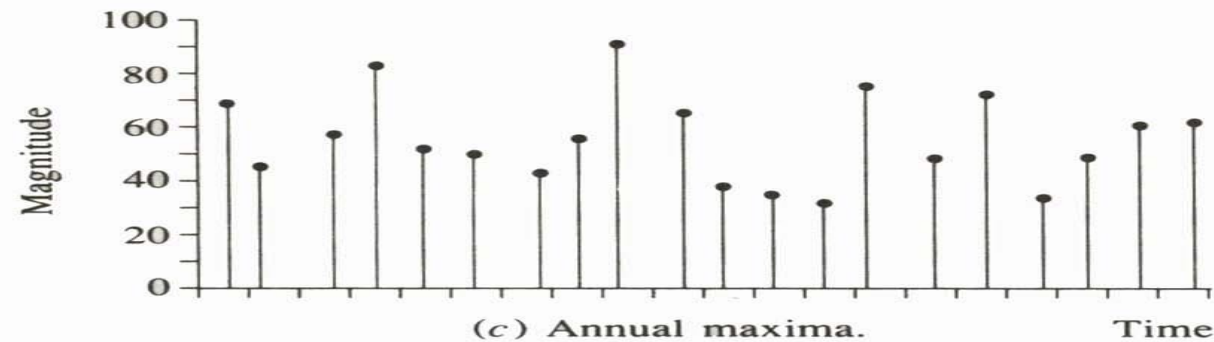
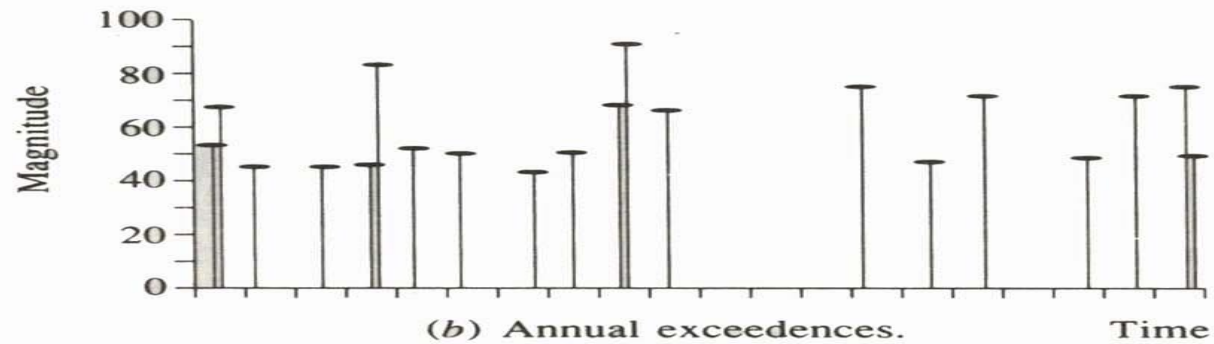
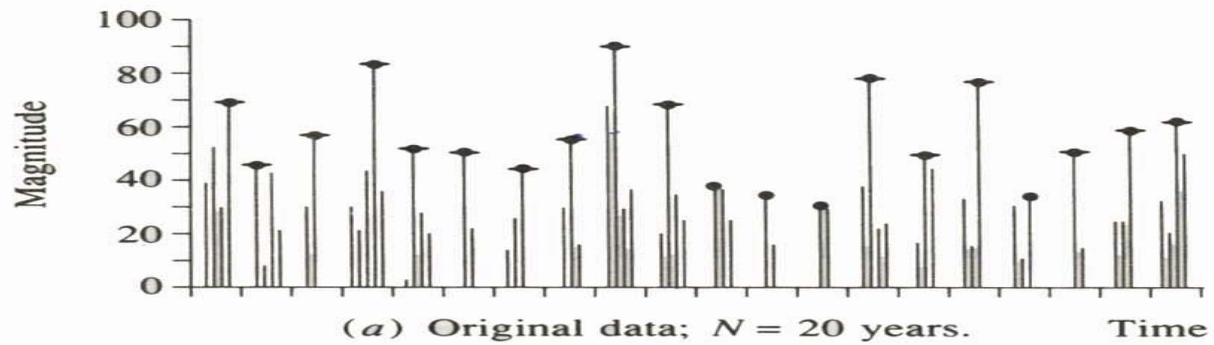
↪ 年最大值選用法

- 每年選一極端值，取擇客觀
- 一年內連續發生數次罕見事件，易忽略其他重要事件

↪ 超過一定量選用法

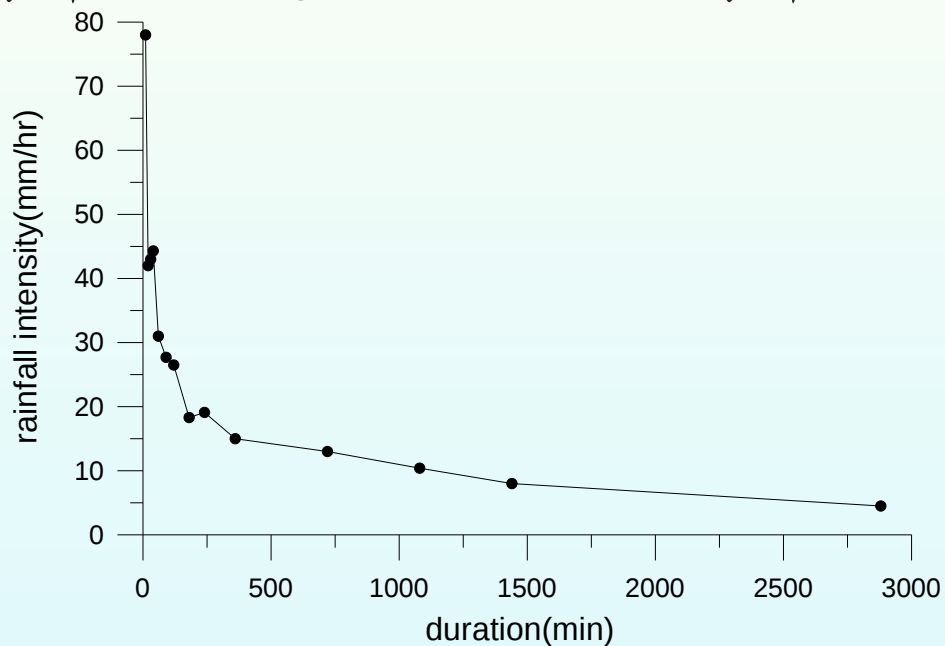
- 考慮水文事件之大小順序，不論發生時間

■ 水文資料序列圖例



常見之實務問題 (2)

- ↪ 年最大24hr雨量應大於年最大1日雨量
- ↪ 長延時降雨強度應小於短延時降雨強度



常見之實務問題 (3)

■ 異 常 值 檢 核

- ↪ 明顯偏離同一測站其他觀測值所呈現之趨勢
- ↪ 如係觀測或人為造成之誤差 → 刪除
- ↪ 如為實際發生之特大豪雨或洪水 → 保留



逕流分析

集水區洪流演算示意圖

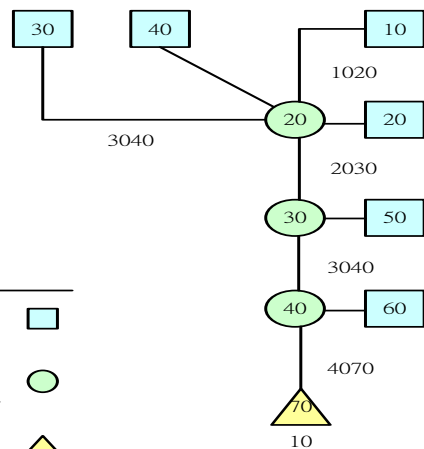
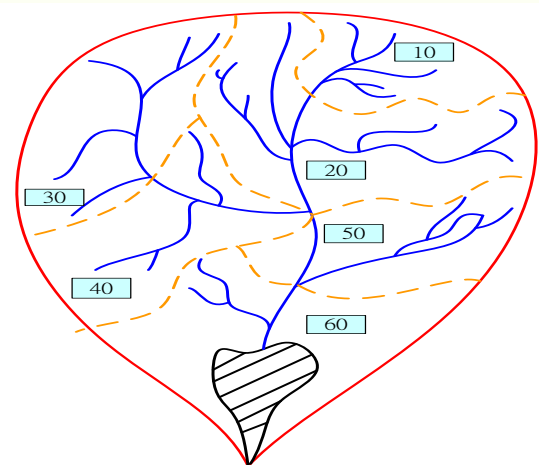
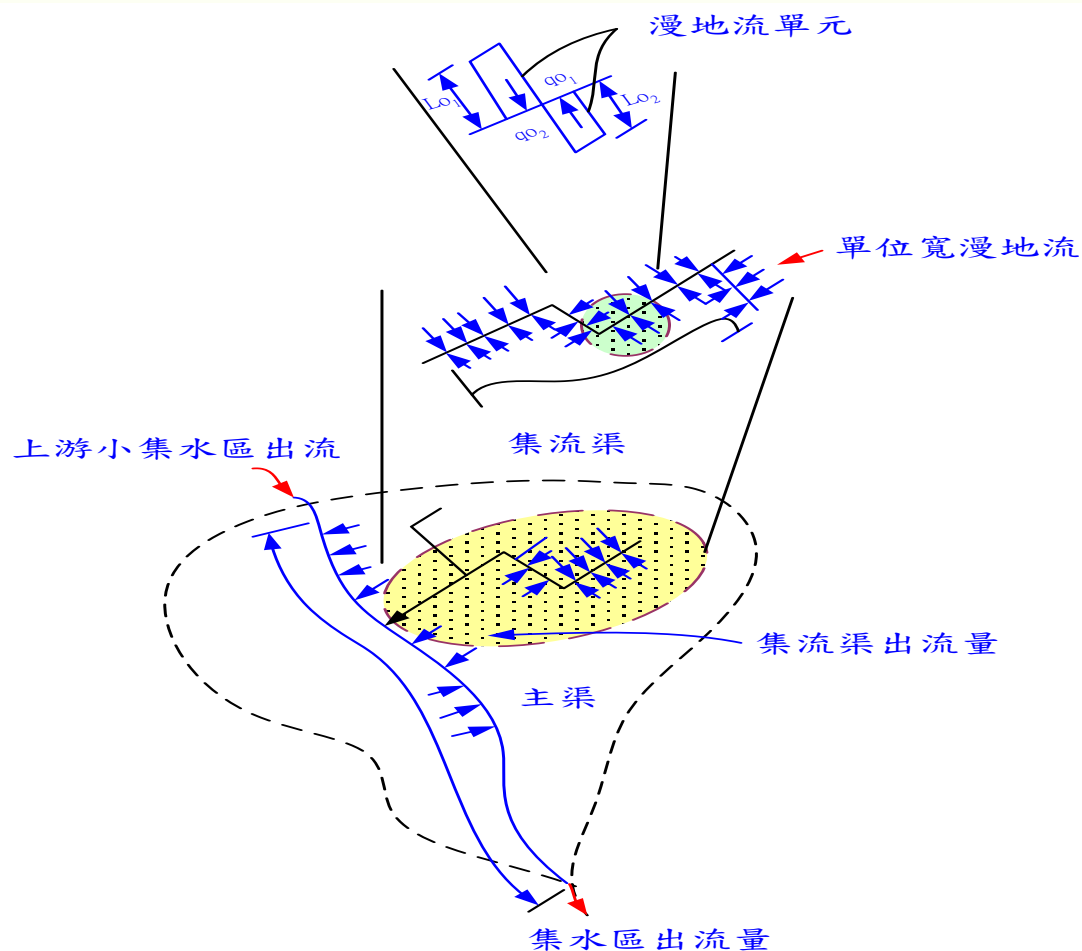


圖 例

小集水區 
匯流點及流量歷線組合 
水庫 
河道演算 

(a) 集水區之劃分與演算過程



(b) 小集水區內各單元之關係



逕流分析的目的

- A. 為擬定河川相關計畫或河川管理設施設計之流量計算。
- B. 預測實況時的河川流量(特別是洪水時的流量)。
- C. 計算長期的河川流量。
- D. 流域或氣候變化所導致水循環的變化的預測。
- E. 水文觀測不充分的流域長期或洪水時河川流量的計算。
- F. 為更進一步了解逕流現象的內涵。



逕流模式的種類與特徵

✚ 根據預測期間分類

➤ 短期逕流模式（洪水演算模式）

➤ 長期逕流模式

✚ 根據降雨—逕流的應答過程分類

➤ 應答模式

➤ 概念模式

➤ 物理模式

✚ 從模式空間構成方法之角度分類

➤ 集中常數系模式(集中型模式)

➤ 分布常數系模式(分布型模式)



洪水逕流計算

- A. 選定逕流模式
- B. 蒐集與整理水文資料、流域特性資料
- C. 決定逕流模式構造並算出輸入的降雨量
- D. 逕流演算模式的常數分析與驗證
- E. 計算流量

有時因為受到洪水逕流分析目的與能利用的水文觀測資料制約，或所使用逕流演算模式等有所限制，這些順序有時會簡略化。比如運用合理化公式時，C、D可省略。



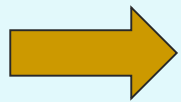
選定逕流模式

- ✚ 洪水演算模式應依洪水逕流量分析目的或是有無必要之水文資料，加以選定，並視必要加以改良。
- ✚ 選定洪水演算模式時，大多得充分地將模式是否耐用(不同洪水狀況模式仍能適用)以及實際運用的成績納入考量。
 - 合理化公式：計算無過去流量資料小流域的洪峰流量。
 - 貯蓄函數法：計算日本對洪水流量方面具有很高的重現性。
 - 水桶模式：多樣化氣候條件以及擁有流域特性的流域，用來進行逕流量預測。



水文資料與流域特型資料之蒐集與整理

- ✚ 蒐集來的資料須整理，應適合所使用的逕流量模式構造。
- ✚ 應盡可能對分析對象區域內或附近（空間分布）的雨量、水位、流量觀測記錄加以蒐集。
- ✚ 流量資料應清楚說明流量的觀測方法，若受儲水池等調節之人為影響或洪水時外水氾濫等偶發性影響，更應選擇適當方法，避開上述不良影響。



- A. 製作流域平均雨量與觀測流出水位的時系列變化圖。
- B. 整理水文資料稽核時所可能利用的相關資料。



洪水逕流模式構造之決定與計算 輸入的雨量

- ✚ 將該河川流域分割成幾個逕流演算的基本單位，用河道模式連結起來加以計算。此時需注意洪水流的傳播以及河道貯蓄的影響等。
- ✚ 洪水逕流演算的河道計算方法，大致區分為水理學追蹤法與水文學追蹤法。
 - ➡ 水理學追蹤法：運用差分法與特性曲線法等數值計算法，需有河川斷面水理學特性相關資訊。
 - ➡ 水文學追蹤法：將河水流入河道區間與流出之對應關係公式化。



水文學追蹤法

- ✚ 利用某河道區間內水理連續方程式與運動方程式(貯蓄函數)的方法：方法有貯蓄函數法、Muskingum等。
- ✚ 設定洪水波傳播速度(延遲時間)的方法：運用Manning（曼寧）公式與Chezy（蔡司）公式，計算合理式洪水集流時間的方法。
- ✚ 利用洪水流水位相互關係的方法：在洪水演算對象地點以外地點實施水位（洪水）預測。



雨量輸入及逕流量成分分離

- 逕流模式的雨量以各逕流模式流域為基本單位之各面積平均雨量輸入。
- 計算面積平均雨量的方法有等雨量線法、徐昇氏法、算術平均法、支配圈法、高度法、代表係數法等。
- 洪水逕流演算時，以直接逕流量(表面逕流量+中間逕流量)成份作為計算對象，降雨損失另外計算。
- 逕流量成分的分離方法則有在洪水上湧點水平分離法、水文歷線遞減部轉折點與洪水上湧點連線分離法等。



洪水逕流模式的常數分析與驗證

- ✚ 用比較觀測流量與計算流量的方式加以確認。
- ✚ 驗證用的洪水現象最好選出與常數用分析不同的洪水現象，但若大洪水等現象數目有限，若該演算模式已經在許多流域擁有驗證過的實績，可省略驗證步驟。
- ✚ 洪水演算模式常數分析之際，應盡可能納入更多的洪水狀況。
- ✚ 計算流量與觀測流量之適合度的定量數值指標，重點在洪峰流量附近誤差的評估基準、相對基準、相對平方基準、Nash-Sutcliffe效率等。

效率係數 (Coefficient of Efficiency)

$$CE = 1 - \frac{\sum (Q_{OBS} - Q_{EST})^2}{\sum (Q_{OBS} - \bar{Q}_{OBS})^2}$$

式中，CE=效率係數

Q_{OBS} =觀測流量

Q_{EST} =推估流量

$\bar{Q}_{OBS}$ =觀測流量之平均值

CE之值愈接近1，表示模式之適用性愈佳。



洪峰流量誤差百分比 (Error of Peak Discharge)

$$EQ_P = \frac{Q_{P. EST} - Q_{P. OBS}}{Q_{P. OBS}} \times 100$$

式中， EQ_P =洪峰流量誤差百分比，%

$Q_{P. EST}$ =推估洪峰流量

$Q_{P. OBS}$ =觀測洪峰流量

EQ_P 愈接近0時，表示模式推估洪峰值準確度愈高。

洪峰到達時刻誤差 (Error of Time to Peak)

$$ET_P = T_{P. EST} - T_{P. OBS}$$

式中， ET_P =洪峰到達時刻誤差，小時

$T_{P. EST}$ =推估之洪峰到達時刻

$T_{P. OBS}$ =觀測之洪峰到達時刻

ET 愈接近0時，表示模式推估洪峰到達時刻準確度愈高。

總逕流體積誤差 (Error of Total Runoff Volume)

$$ERV = \frac{\sum Q_{EST} - \sum Q_{OBS}}{\sum Q_{OBS}} \times 100$$

式中，ERV=總逕流體積誤差，%

Q_{EST} =推估流量

Q_{OBS} =觀測流量

ERV愈接近0時，表示模式推估總逕流體積誤差愈低。



低水流量演算

- ✚ 低水流量逕流量分析一般的順序，基本上和洪水逕流分析順序相同。以下說明與洪水逕流分析不同的項目：
- ✚ 低水流量計算因此常被用來作為流量未觀察期間的流量資料之補充。
- ✚ 通常低水流量逕流量分析標準是以日單位或半旬為單位。
- ✚ 日平均流量(m^3/s)變換成逕流量高(mm/day)時，應掌握日雨量、日流量之日界，並記錄計算逕流量時的注意事項。



蒸發散量計算

- ✚ 計算低水流量逕流量時通常得輸入降雨和融雪，減掉損失的量乘以時間就是逕流量，這種做法稱為追蹤計算。
- ✚ 所謂「**損失**」，指水因為蒸發散而往大氣移動、流域貯蓄量變化，深層地下水帶水層而往流域外流失。
- ✚ 為了能讓1水文年的水收支平衡，基本上應採用推定蒸發散量的方法。
 - ➡ 由氣溫與緯度所決定日照量推定的Hamon公式，Thornthwaite公式等經驗公式。
 - ➡ 需更詳細微氣象觀測資訊的Penman公式、Penman-Monteith公式。



取水與還原量等的推定

- ✚ 低水流量逕流量演算時，應先大致算出水庫調節，或上游取水・還原等無人為影響的自然流量，建立可預測這種自然流量的逕流演算模式。
- ✚ 若無農業用水取水量實測值，可用下列方法推定其取水量：
 - 水收支法：假定無農業用水取水計算之河川流量與同一地點觀測流量的差，當作純農業用水取水量(=農業用水取水量-還原水量)
 - 減水深法：水田以外其他農耕地減水深乘以其面積，算出農業用水量，當作取水量。



積雪與融雪量的推定

- ✚ 有融雪流出的河川流域推定其降雪、積雪與融雪量，一般是把融雪算入降雨，計算其流出。
- ✚ 融雪量可用只靠氣溫就能推定融雪量的「積算暖度法(degree-day法)」，若要算出更高精確度，可用積雪量的熱收支加以計算。
- ↪ 使用氣象廳AMEDAS (自動數據探測系統)等依氣象觀測值所推定出來的簡易熱收支法「日射量・氣溫・降水量之融雪模式」。



主要逕流模式例示-合理化公式

缺乏水位流量資料之小流域多採合理化公式
法推估各排水控制點之洪水量，其公式如下：

$$Q_p = 0.2778CIA$$

式中， Q_p ：洪峰流量(cms)

C ：逕流係數

I ：降雨延時 T 等於集流時間 T_c 平均降雨
強度(mm/hr)

A ：集水面積(km²)

日本：

逕流係數： f

降雨強度： R

合理化公式法

- 合理化公式受限基本假設條件：
 - 降雨發生機率及其產生逕流之發生機率相同。
 - 降雨延時大或等於集流時間，集水區出口之逕流率到達最大。
 - 雨量平均降落於集水區內(空間分佈之均勻性)。
 - 降雨延時內之降雨強度為定值(時間分佈之均勻性)。
 - 適合運用合理化公式的流域大小，多半小於 100km^2 (臺灣 10km^2)。
- 應用合理化公式推估洪峰流量，係達到平衡狀態下之運動波洪峰值，並無法考慮降雨逕流的時間稽延因素。
- 降於一集水區內某已知強度降雨(I)所能產生之最大流量 Q_p 必須在降雨延時大於或等於集流時間(T_c)。

❖ 合理化公式相關參數之決定方式

➤ C值之決定

- 不同的地文因子及降雨型態，均會產生不同的值，欲得一較可靠之推估值，必須有實測的流量和雨量資料做驗證
- 推求逕流係數值之方法，係由暴雨頻率分析所得之某重現期距一日暴雨量，扣除滲漏損失後，所剩之有效一日暴雨量除以該一日暴雨量所得之係數，即為該點該重現期距之逕流係數，依此分別求出各點各重現期距之逕流係數值

➤ 集流時間：經驗公式

➤ 降雨強度：日本物部公式、Horner公式及水土保持技術規範推求。

- 降雨強度公式（或降雨強度-延時-頻率公式）以採用Horner公式為宜。
- Horner降雨強度公式之常數可自行推估，但須與水利署推估之公式比較，以避免推估不當造成太大之誤差。
- 計畫區內及鄰近之雨量站中無Horner降雨強度公式可應用時，方可採用物部降雨強度公式。



逕流係數與洪水集流時間之不同的數值，例舉如下。

地表狀態	Cp
急峻山地	0.75~0.90
三紀層山地	0.70~0.80
有起伏的土地與樹林地	0.50~0.75
平坦的耕地	0.45~0.60
灌溉中的水田	0.70~0.80
山地河川	0.75~0.85
平地小河川	0.45~0.75
流域超過一半是平地的大河川	0.50~0.75

日本內地河川的逕流係數，物部的日本河川逕流係數(物部、1933)



工法	Cp
屋頂	0.85~0.95
道路	0.80~0.90
其他不透水面	0.75~0.85
水面	1.00
空地	0.10~0.30
草皮、樹木眾多的公園	0.05~0.25
坡度平緩的山地	0.20~0.40
陡坡山地	0.40~0.60

基礎逕流係數：各種細分化基礎工法的逕流係數

工種別基礎逕流係數的標準值，「下水道設施計畫・設計指針與解說」



用途	綜合逕流係數
基地內很少空地的商業區域與類似住宅區域	0.80
工業區有若干雨水可滲透的戶外作業場空地以及住宅區有若干庭院	0.65
集合住宅區與獨棟住宅較多的區域	0.50
有較大庭園的高級住宅區以及相當農田比例的郊區	0.35

綜合逕流係數：各種工法的基礎逕流係數用不同工法面積比加權之後平均的逕流係數。

不同用途之綜合逕流係數的標準值



區域特色	逕流係數	地表面特徵	逕流係數
商業地		鋪裝	
商業區域	0.70~0.95	柏油與水泥	0.70~0.95
商業區域周邊	0.50~0.70	磚頭	0.70~0.85
住宅區		屋頂	0.75~0.95
小家庭住宅	0.30~0.50	砂質土的草皮	
複合住宅、獨棟建築	0.40~0.60	平坦(2%)	0.05~0.10
複合住宅、連棟	0.60~0.75	標準(2-7%)	0.10~0.15
民宅(郊外)	0.25~0.40	陡坡(大於7%)	0.15~0.20
公寓	0.50~0.70	重黏土的草皮	
工業區域		平坦(2%)	0.13~0.17
準工業區	0.50~0.80	標準(2-7%)	0.18~0.22
重工業區	0.60~0.90	陡坡(大於7%)	0.25~0.35
公園、墓地	0.10~0.25		
運動場	0.20~0.35		
鐵道車站內	0.20~0.35		
未改良區域	0.10~0.30		

不同土地利用的綜合逕流係數，美國土木學會的逕流係數(ASCE，1993)



土地利用型態	逕流係數
宅地	0.9
池沼	1.00
水路	1.00
貯水池	1.00
道路(限無邊坡者)	0.90
道路(限有邊坡者)	邊坡(以水泥不滲透性材料覆蓋的坡面逕流係數為1.00、人造植生覆蓋的坡面逕流係數為0.40)及邊坡之外的土地(逕流係數為0.90)的土地加權之後平均算出的值
鐵道沿線地面(限無邊坡者)	0.90
鐵道沿線地面(限有邊坡者)	邊坡(以水泥不滲透性材料覆蓋的坡面逕流係數為1.00、人造植生覆蓋的坡面逕流係數為0.40)及邊坡之外的土地(逕流係數為0.90)的土地加權之後平均算出的值
機場(限無邊坡者)	0.90
機場(限有邊坡者)	邊坡(以水泥不滲透性材料覆蓋的坡面流出係數為1.00、人造植生覆蓋的坡面逕流係數為0.40)及邊坡之外的土地(逕流係數為0.90)的土地加權之後平均算出的值

計算特定都市河川淹水災害施行細則所規定逕流量最大值使用的不同土地利用型態之C，特定都市河川淹水災害特定法，特定都市河川淹水災害施行細則



土地利用型態	逕流係數
以水泥等不滲透材料覆蓋的土地(邊坡除外)	0.95
以水泥等不滲透材料覆蓋的土地	1.00

鋪柏油的土地之 C，特定都市河川淹水災害施行細則

土地利用型態	逕流係數
高爾夫球場(限有排水設施者)	0.50
運動場及其他類似設施(限有排水設施者)	0.80
以壓路機或類似營造機械壓實之土地	0.50

其他土地利用型態（設施、行為）之 C，特定都市河川淹水災害施行細則

土地利用型態	逕流係數
山地	0.30
以人造植生覆蓋的坡面	0.40
林地、耕地、原野及其他未以壓路機或類似營造機械壓實的土地	0.20

上述特定都市河川淹水災害施行細則所列之外土地利用型態之 C

逕流係數與超滲雨量

✚ Φ -index

✚ SCS 曲線號碼法

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad S = \frac{25,400}{CN} - 254$$

式中， P_e ：累積超滲降雨量(mm)

P ：累積降雨量(mm)

S ：包括初期扣除量之最大滯留量，

由曲線號碼(CN)求得

CN：SCS 曲線號碼，曲線號碼是由土壤種類、
地表覆蓋、耕作方式、土地利用與臨前降雨
等條件決定。

集流時間經驗公式

公式名稱	公式形式	考慮因子說明	備註
※ Kirpich(1940),水利署水利規劃試驗所(2006)	$T_C = 0.0078 \frac{L^{0.77}}{S^{0.385}}$	T_C ：集流時間(min) L：逕流長度(ft) S：集水區平均坡度(ft/ft)	該研究區域坡度陡峻(3%~10%)，且區域內密佈人工灌溉渠道。
加州公路局(1942)	$T_C = \left(\frac{0.87L^3}{H} \right)^{0.385}$	T_C ：集流時間(hr) L：集水區最長之逕流路徑(Km) H：集水區邊界與出口處之最大高程差(m)	若將H/L定義為集水區平均坡度S，則等於Kirpich公式。
角屋睦(Kadoya,1977)	$T_C = C \frac{A^{0.22}}{i_e^{0.35}}$	T_C ：集流時間(min) A：集水區面積(km ²) i_e ：有效降雨強度(mm/hr) C：逕流係數	丘陵與林地C=290 放牧地C=190~210 高爾夫球場C=130~150 農地(水路密集)C=90~110 都市地C=60~90。
Rziha,河川砂防技術基準調查編-水文分析,水保技術規範(2014)	$T_C = \frac{L}{V}$ $V = 72 \left(\frac{H}{L} \right)^{0.6}$	T_C ：集流時間(hr) L：集水區最上游至出口處之水平距離(km) H：集水區最上游至出口處之高差(km) V：平均流速(km/hr)	$V=20(h/L)^{0.6}$ 德國巴伐利亞地區常用公式(井口，1957)
水土保持規範(1996)	$T_C = 2.5 \frac{A^{0.5}}{S^{0.5}}$	T_C ：集流時間(min) A：集水區面積(km ²) S：集水區平均坡度	
周文德公式	$T_c = 0.005 \cdot \left(\frac{1000 \cdot L}{(100 \cdot S)^{0.5}} \right)^{0.64 / 0.6}$	T_C ：集流時間(hr) L：集水區最上游至出口處之水平距離(km) S：排水路平均坡度(%)	
※ 河川砂防技術基準調查編-水文分析(2014)，水土保持技術規範(2018)	$t_d = \frac{L}{V}$ $t_c = t_s + t_d$	t_c =集流時間；L=逕流流動長度；V=逕流流速 t_s =流入時間； t_d =流下時間	

集流時間經驗公式

公式名稱	公式形式	考慮因子說明	備註
土木研究所(吉野・米田, 1973)	$T = 2.40 \times 10^{-4} (L/\sqrt{S})^{0.7}$	T ：集流時間(h) L ：逕流長度(m) S ：集水區平均坡度(m/m)	若是都市流域，其流域面積 $A < 10 \text{ km}^2$ ， $S > 1/300$ ；若是自然流域， $A < 50 \text{ km}^2$ ， $S > 1/500$
※ Bransby-Williams 公式(GEO, 2013)	$t_c = 0.14465 L A^{-0.01} S^{-0.02}$	t_C ：集流時間(min) L ：集水區最長之逕流路徑(m) A ：集水區面積(m ²) S ：平均坡度(m/100m)	應用上式推估集水區集流時間往往會有高估的問題
※ Papadakis & Kazan 公式(1986)	$t_c = 0.66 L^{0.5} n^{0.52} S^{-0.31} I^{-0.38}$	t_C ：集流時間(hr) L ：流路長度(ft) S ：平均坡度 n = 渠道曼寧粗糙係數 I = 降雨強度(in/hr)	由美國22州84個面積小於 5.0 km^2 鄉村集水區的實測資料獲得
※ Chow, V. T.(1962)	$t_c = 0.1602 L^{0.64} S^{-0.32}$	t_C ：集流時間(hr) L ：流路長度(km) S ：平均坡度(m/m)	應用於面積介於 $0.01 \sim 18.5 \text{ km}^2$ 的鄉村區，其坡面介於 $0.0051 \sim 0.09$ 之間
※ 陳樹群、謝永能 公式(2008)	$t_c = 0.8 \left(\frac{n_s^2 \ell_s^2}{S_s} \right)^{0.3} (1 + k F^{-0.6})$	t_C ：集流時間(min) n = 渠道曼寧粗糙係數 ℓ_s =漫地流長度(m) S_s =漫地流坡度 F = 集水區形狀係數，為面積與集水區長度平方之比值	若不考慮集水區型態變化，視為單一坡面集流，則 $k = 0$ ，可簡化為： $t_c = 0.8 \left(\frac{n_s^2 \ell_s^2}{S_s} \right)^{0.3}$



主要逕流模式例示-貯蓄函數法

- 1962年日本建設省土木研究所水文研究部木村博士所研發。
- 逕流推算過程中，導入「流域貯蓄」之因子，將貯蓄量 S 及逕流量 Q 之關係以函數式表示，用以計算貯蓄量之水平衡，再配合連續方程式依序演算整個流域過程，以推演集流點流量歷線。
- 為非線性非時變性之降雨逕流模式。



➤ 根據流域內各測站降雨資料，推演出該流域之貯蓄量 S 與流量 q 關係式後，配合連續方程式逐次演算各時段之逕流量，可預測降雨過程中所形成之逕流歷線及最大流量發生之時間及流量值。

➤ 貯蓄函數法描述貯蓄量 S 與出流量 q 之關係：

$$S_t = kq_t^p$$

其中：

S_t ：貯蓄量，mm。

q_t ：地表逕流量，mm/hr。

k 、 p 為貯蓄函數法之參數。



- 單一貯蓄函數之適用範圍，經驗得知：流域面積10至1000平方公里，河川主流長度10至100公里以內，具良好精度；流域面積100平方公里內更佳。
- 流域面積過大，但河川規劃需要時，可將流域分為若干小集水區及河段，並排列流域構成程序，依次進行逕流演算。
- 除集水區進行降雨-逕流之推估外，當上游集水區之逕流量流入河道內，而其洪水波由河道上游傳遞至下游控制點時，再進一步利用貯蓄函數法之架構進行河道洪水演算。
- 配合連續方程式，可進行河道演算：

$$I_t - Q_t = \frac{dS_t}{dt}$$

S_t ：貯蓄量。

Q_t ：河道出流量，cms。

I_t ：河道入流量，cms。



主要逕流模式例示-水筒模式法

- 水筒模式(Tank model)法係由日本菅原正巳博士1971年所提議。
- 集水區系統之逕流機構，以數個貯蓄型之模型容器加以類比，考慮集水區內複雜之水文因子，如入滲、滲漏、貯留、蒸發、地表逕流、中間流及基流等現象，以模擬集水區內降雨-逕流之定率關係。
- 菅原正巳氏水筒模式在模擬因暴雨而產生非線性增加的漫地流效應，以增加孔口提高模擬結果之精確性，但每增加一個孔口，便增加孔乘係數及孔口高度二個參數，使率定工作更形複雜。
- 1988年日本京都大學教授角屋睦氏博士發展出長短程通用水筒模式(Long and Short Terms Tank Model, LST Tank Model)，保留菅原正巳氏若干特性，另加以修正得之一水文模式。



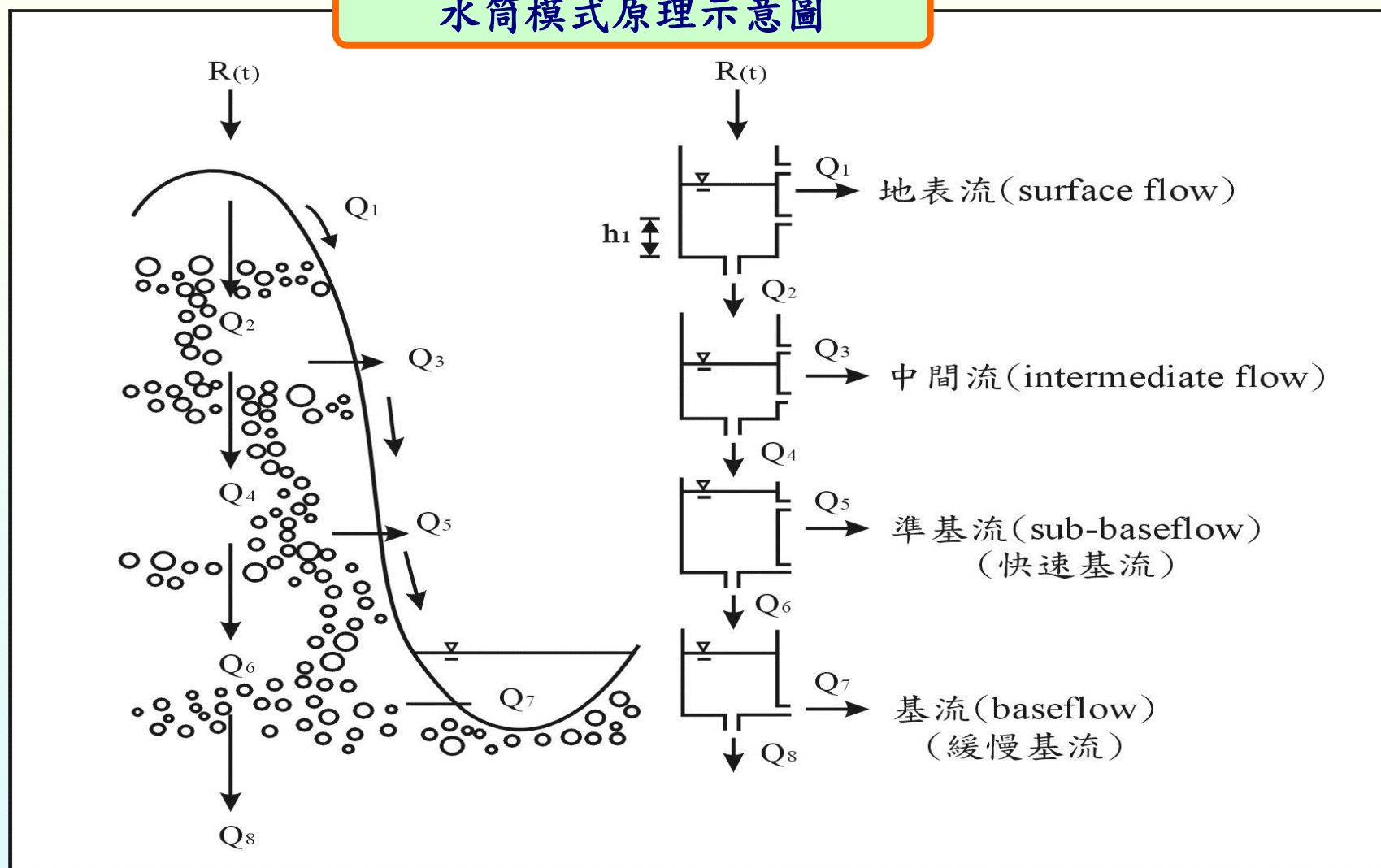
- 水筒模式中地表逕流量等於其各水筒流出孔上方之容水高度即貯水高減去孔口高度與其孔口流出係數之乘積，滲透量為水筒內貯蓄水高與滲透孔口流出係數之乘積；故水筒之孔口流出係數為已知時，出流量可容易求得。
- LST水筒模式在模擬地表逕流之孔口流出量時，將用於渠道水流之曼寧公式，轉化為一與水深有關於之非線性指數函數，僅需一孔即可精確地模擬地表逕流量。

$$(Q = \alpha h^{\beta})$$

- 模擬逕流機制係以直列式三只串聯貯留型水筒所組成。



水筒模式原理示意圖



(摘自王如意,易任,“應用水文學”,1997)



LST水筒模式模擬示意圖

第一筒上層

$$\frac{dS_{1-1}}{dt} = F - Q_1 - Q_2$$

$$Q_1 = a_1(S_1 - Z_1)^{5/3}$$

$$Q_2 = a_2 S_1$$

第一筒下層

$$\frac{dS_{1-2}}{dt} = I - F - Q_3 - G_1$$

$$Q_3 = a_3(S_2 - Z_3)$$

$$G_1 = b_2 S_2$$

$$F = b_1(Z_2 + Z_3 - S_2)$$

第二筒上層

$$\frac{dS_3}{dt} = G_1 - Q_4 - G_2$$

$$Q_4 = a_3 S_3$$

$$G_2 = b_2 S_3$$

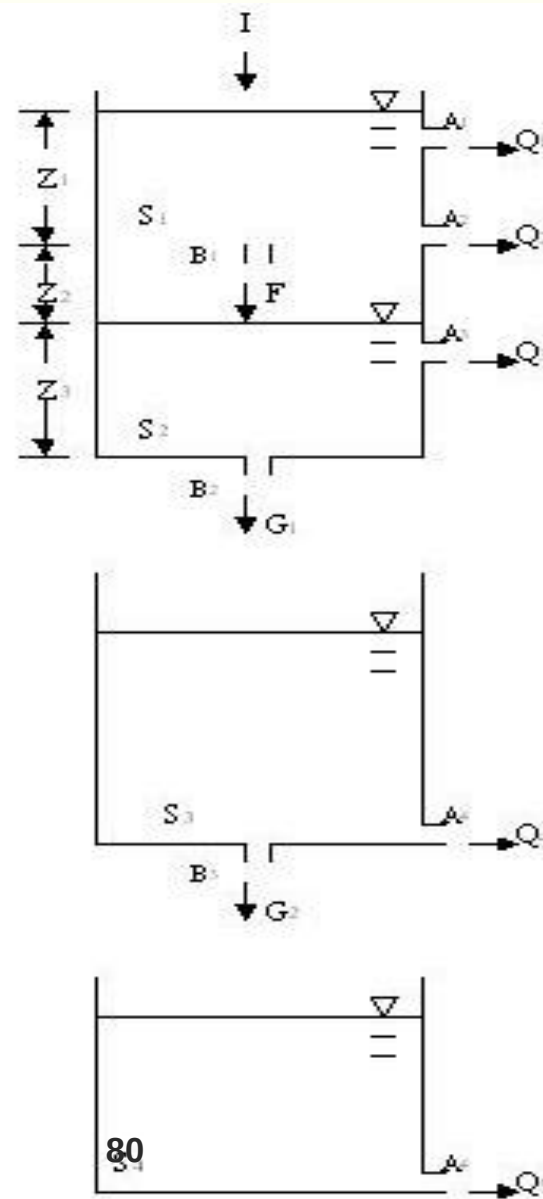
第三筒上層

$$\frac{dS_3}{dt} = G_2 - Q_5$$

$$Q_5 = a_3 S_4$$

總逕流量

$$Q_T = (Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5) \times A / 3.6 (cms)$$





- 進行水筒模式分析時，首須依所分析集水區之特性，決定所使用水筒個數、排列方式、各水筒出水孔數，配合觀測量(或推估值，如蒸發散量等)推算孔乘係數，採**試誤法反覆求算**。
- 各參數間彼此相關，無法直接判斷如何調整某些參數值可得到較佳之估算結果，且通常小集水區皆無流量資料可資驗證，故求得之參數均無法以實測值得到驗證。
- **本模式於無資料地區並不加以驗證**，而於匯流至中、大集水區有流量資料之區域，方加以驗證參數。



➤ 率定之參數-LST水筒模式共有11個參數

- 流出孔孔乘係數： a_1 、 a_2 、 a_3 、 a_4 、 a_5
- 滲透孔孔乘係數： b_1 、 b_2 、 b_3
- 流出孔高度： Z_1 、 Z_2 、 Z_3
- 上述參數皆無法直接以觀測資料直接率定，須以最佳化方法加以推求

➤ a_1 、 a_2 、 b_1 及 Z_1 對模擬結果影響甚大



臺灣常用之水文模式適用性及優缺點比較

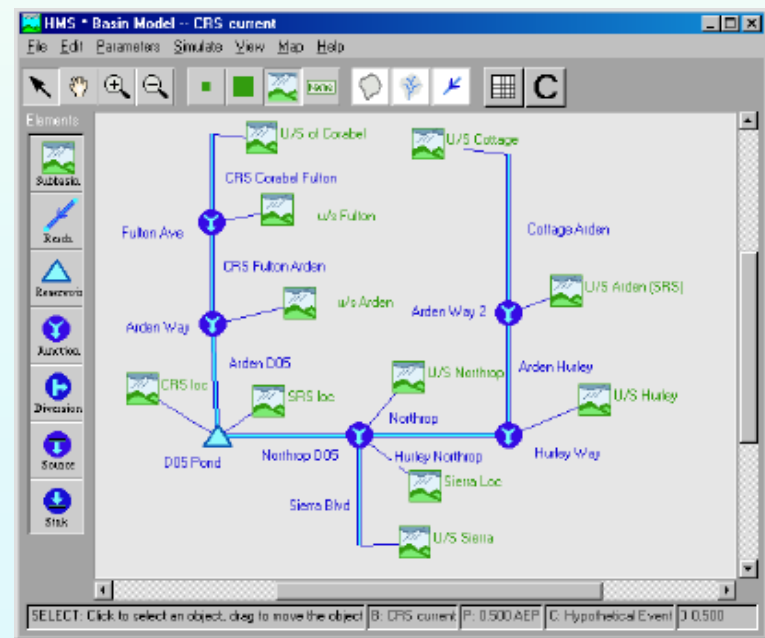
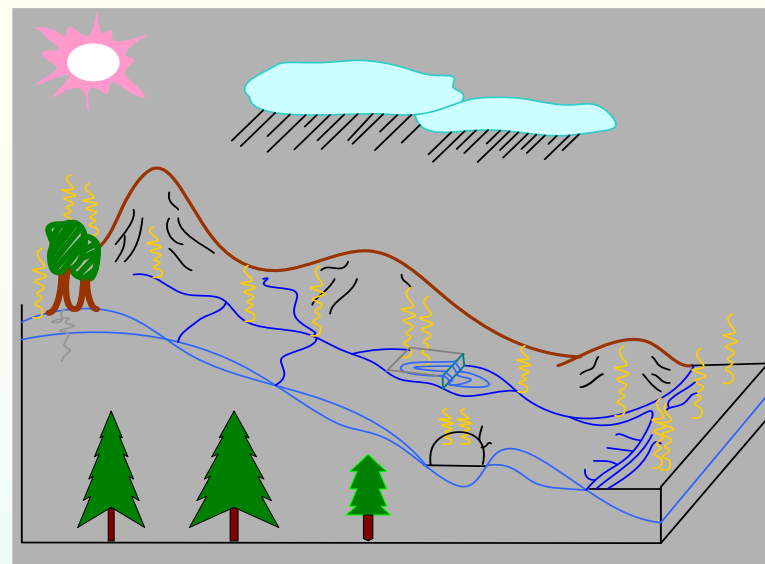
模式	合理化公式	瞬時單位 歷線法	貯蓄函數法	水筒模式法	無因次單位 歷線法	地區性因子 瞬時單位 歷線法
適用性	● 缺乏水位流量資料之小流域 ● 水文資料不齊全可適用	● 適用於小集水區 ● 水文及地文因子須齊全	● 適用於任何集水區 ● 水文及地文因子須齊全	● 適用於任何集水區 ● 水文及地文因子須齊全	● 適用於任何集水區 ● 水文及地文因子須齊全	● 適用於小集水區 ● 水文資料不齊全可適用
優點	● 物理意義淺顯易懂 ● 為水土保持常用之模擬方法。 ● 參數較少	● 物理意義淺顯易懂 ● 較為常用之模擬方法。 ● 參數較少	● 物理意義較為完整。 ● 模式發展悠久。	● 具物理意義 ● 可模擬短期及長期之降雨逕流模式。	● 具物理意義 ● 方法簡單,查圖查表及簡易程式,不須反覆模擬即可將結果求出	● 具物理意義 ● 方法簡單 ● 可適用於無資料地區之模擬
缺點	● 適用於小集水區。 ● 適用集水區面積多半小於10km^2。	● 適用於小集水區。	● 率定參數相當多。	● 所須調整之參數多，模擬時較為繁瑣。	● 精度較其它方法為低	● 適用於小集水區。

降雨-逕流模式重要性

- ❖ 治理洪水流量量測不易。
- ❖ 無足夠之實測流量紀錄可供應用。
- ❖ 較易取得足夠之雨量資料。

降雨-逕流模式之選用

- ❖ 治理規劃河段洪水歷線之推求，應採三種以上常用之水文模式比較後選用之，模擬演算時間之間距不得大於1小時。
- ❖ 降雨-逕流模式之適用性，可依模式驗證標準進行評估。
- ❖ 洪水歷線演算之時間間距，應考慮規劃河段集水區面積之大小及集流時間之長短等因素。



無測站集水區洪水量推算

- ❖ 利用集水區雨量資料，配合集水區及水道特性，應用適當水文模式或鄰近測站之流量頻率分析，推算集水區洪水量。
- 小集水區(小於10平方公里)可利用**合理化公式**或修正三角形歷線法推求。
- 中集水區可先推求控制點以上集水區設計雨型，配合適當**水文模式**推求。
- 大集水區應依河川網路劃分為數個次集水區進行**水文模擬**，並配合**水道演算模式**推求。
- 同一水系可應用水系各測站**流量頻率分析**成果，推求該無紀錄地區之控制點洪水量。



地下水分析



總說

- ✚ 地下水分析乃是利用調查與觀測數據，進行對象區域地下水狀態或預測分析。
 - A. 水收支分析
 - B. 地下水流動分析
 - C. 地下水污染分析
 - D. 地層沈陷分析
- ✚ 調查內容包含水文地質、地下水位或孔隙水壓力及地下水流況等。
- ✚ 地下水調查工作包含基本資料蒐集、調查試驗、水文地質概念模型建置等三階段。



水收支分析

✚ 水收支分析目的在於檢討大範圍水循環為主的地下水相關問題。

➡ 以水收支模式進行分析

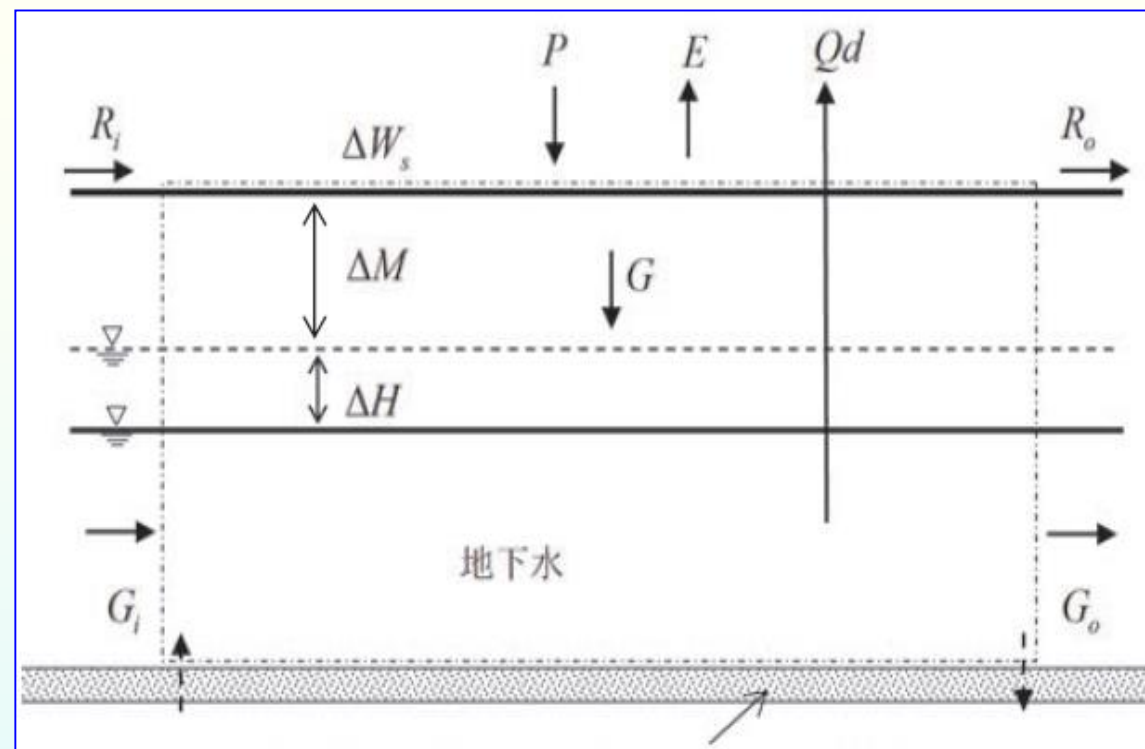
- 自由地下水
- 受壓地下水

➡ 利用水槽模式進行分析

- 為了計算地下水涵養量、檢討中小河川流域水收支。
- 個對象區域用 1 個水槽模式說明，或配合逕流量特性將幾個水槽連結起來。



自由地下水的水收支公式



P：降雨量

Ri：地表水流入量（來自上游區域地表水與灌溉水等的流入量）

Ro：地表水流出量（地表水與灌溉水等往下游區域的流出量）

Gi：地下水流入量（來自上游區域，地下水與不同含水層等流入的量）

Go：地下水流出量（地下水與不同含水層往下游區域流出的量）

E：蒸發散量

ΔW_s ：雨水在地表的貯存量變化（地表水的水位變化等）

Q_d ：地下水抽水量・地下水湧水量

ΔM ：不飽和帶的土壤水分量變化
（由地表到含水層上端的土壤中水分量變化）

ΔH ：地下水位變化量
（對象區域面積×貯蓄係數×地下水位變化）

G：地下水涵養量（地表滲透下來的水量）

$$\text{地表水： } \Delta W_s = P - E + R_i - R_o - G$$

$$\text{地下水： } \Delta H + \Delta M = G + G_i - G_o - Q_d$$



地下水流動分析

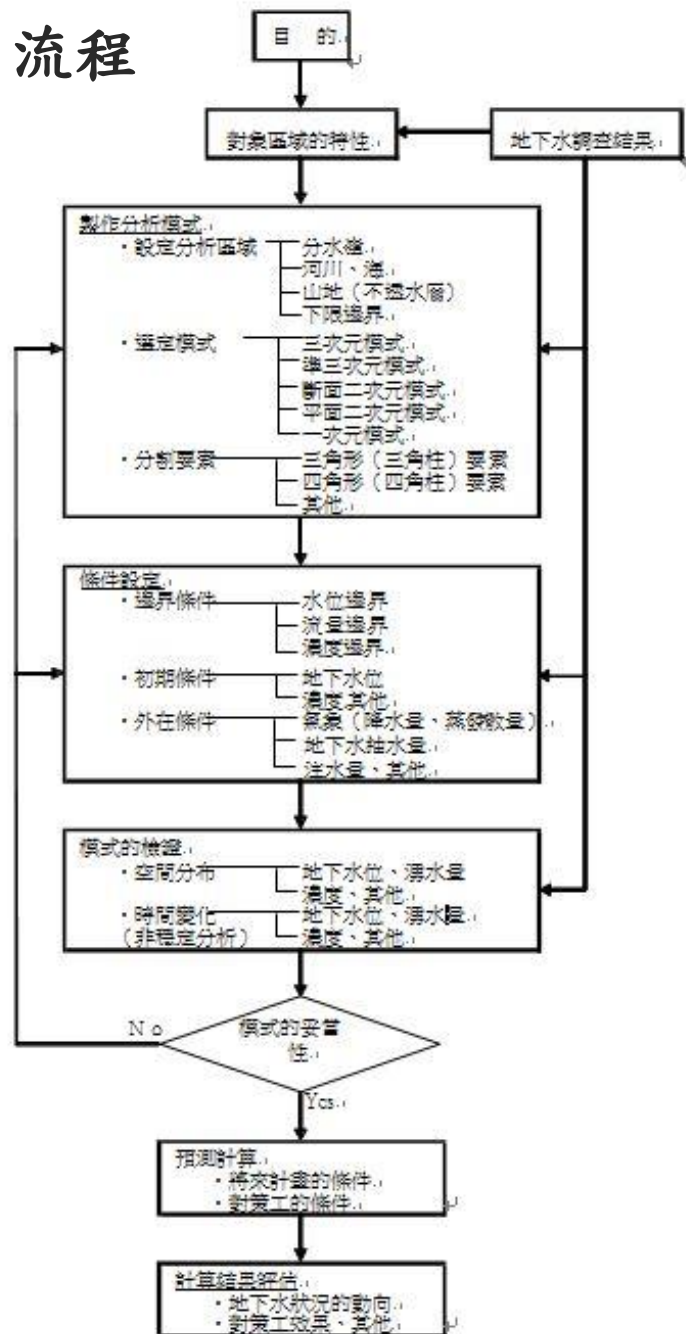
飽和層中地下水流動可配合使用達西定率（線性滲透定率）與連續公式，用下面的地下水流動方程式加以說明：

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ii} \frac{\partial h}{\partial x_i} \right) - q = Ss \frac{\partial h}{\partial t}$$

- $i、j$: $x、y$ 或 z 方向 ($i=1、2、3$)
 K_{ii} : x_i 方向的滲透係數 [L/T]
 h : 水頭 [L]
 Ss : 比貯蓄係數 [$1/L$]
 q : 單位體積吸水、注水 [$1/T$]
 x : 空間座標 [L]
 t : 時間 [T]

上述地下水流動方程式為三次元，但不同對象流域特性與目的下，也可降低次元。

流程





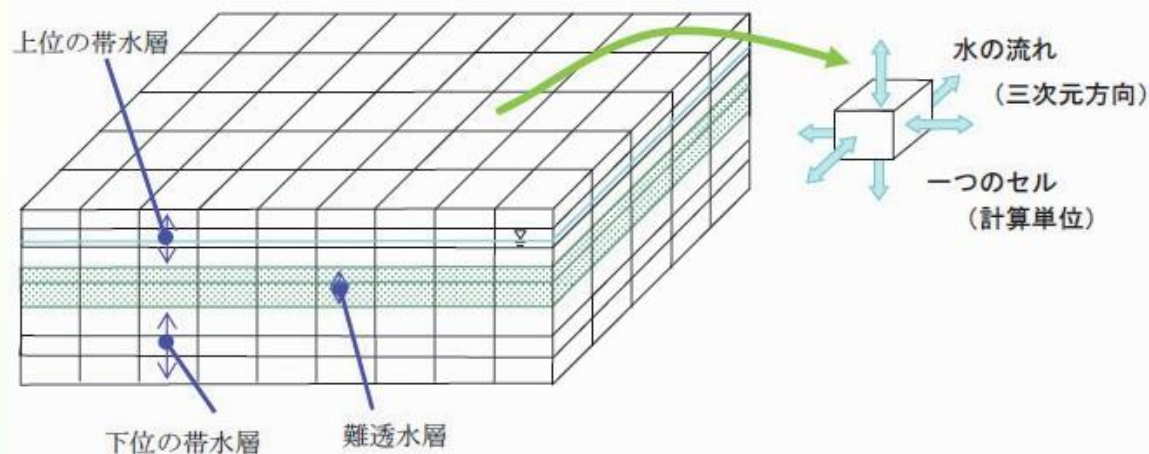
地下水流動分析模式的特性與適用條件1/2

模式	特性與適用條件
三次元模式	用來計算三次元方向地下水流動的模式，需要有大量資訊，能反映透水層與難透水層之複雜地層形狀，以及滲透係數等水理常數會因方向改變的異方性，能比其他模式更正確掌握地下水流動。 不只處理飽和的模式，也能配合地下水位分析受壓條件與自由條件之變化，以及飽和—不飽和狀況。又，除了加地下水流動之外，將溶解物質以及不同密度液體與空氣、熱等移動組合而開發的模式，可適用於從狹窄範圍到大範圍的各種問題。
準三次元模式① 半透水性加壓層 納入考量的多層 構造處理方法	用來分析複數含水層與半透水性難透水層所構成地層結構的地下水流動。可計算水平方向地下水流動，垂直方向的流動量是含水層漏水量，可從含水層間水頭差與含水層間所包夾難透水層之透水係數與層厚算出。計算量比三次元模式少，能擬似處理三次元地下水流動。不會大幅度降低地下水位，適合用來檢討含水層受壓狀態下的地層沈陷與地下水抽水時之影響。
準三次元模式② 把地盤水理常數 當做地下水位函 數而處理多層構 造的方法	為將複數透水層水理常數(透水係數、貯蓄係數)當作地下水位函數算出其值、進行分析的方法；有將多層構造之水理常數納入考量，因此優於準三次元模式①。能平面掌握大範圍地下水流動，且地下水位變動量大時，比如地下水位降低、由受壓含水層變成自由含水層以及就基盤地下水位也降低時，都能適用。

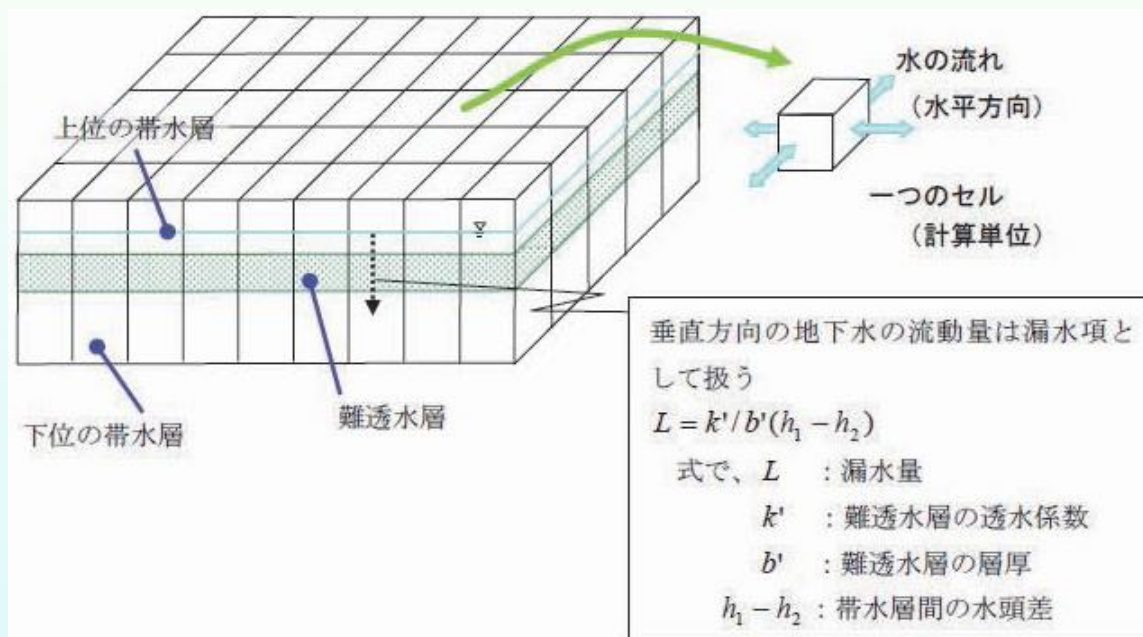


地下水流動分析模式的特性與適用條件2/2

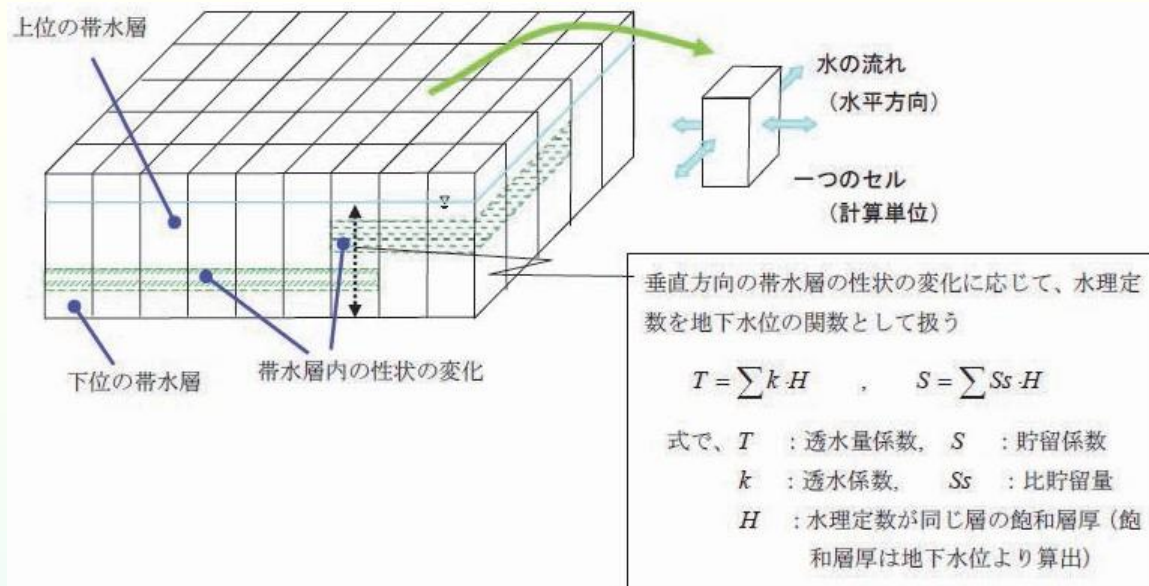
模式	特性與適用條件
準三次元模式③ 垂直切片法	以斷面二次元垂直分割三次元領域，各自獨立運用飽和一不飽和斷面二次元分析法進行分析。斷面之間依達西定律的二次元要素算出流量，然後利用其流動反映出斷面二次元分析，反覆交互計算。 因為有從三次元的角度將地下水流動納入考量，因此優於斷面二次元模式。岩盤裂縫占優勢以及斷層破碎帶狀況下處理地下水流動時，特別能發揮這種模式特色。適合用來檢討隧道開挖或開削造成影響範圍或工法的檢討。
斷面二次元模式	為斷面方向地下水流動之二次元計算。適合用在岩盤裂縫少，或不存在斷層破碎帶等可假定斷面直行方向不會有地下水流動的狀況。適合運用在複雜地質結構中，垂直方向的地下水流動與地層壓密收縮等狀況之分析。適合用來檢討隧道開挖或開削造成影響範圍或工法的檢討。
平面二次元模式	適合用在水平方向地下水流動占優勢而垂直方向流動微小之情況。含水層只有1層的區域，適合用來檢討地下水抽水的影響範圍。
一次元模式	可用來計算只有1個方向的地下水流動。適合對垂直方向物性不同的黏土層內水頭變化與壓密收縮（地層下陷），或者在實驗室的地下水流動之檢討。平面不均質性之檢討，適用在複數地點之一次元模式。



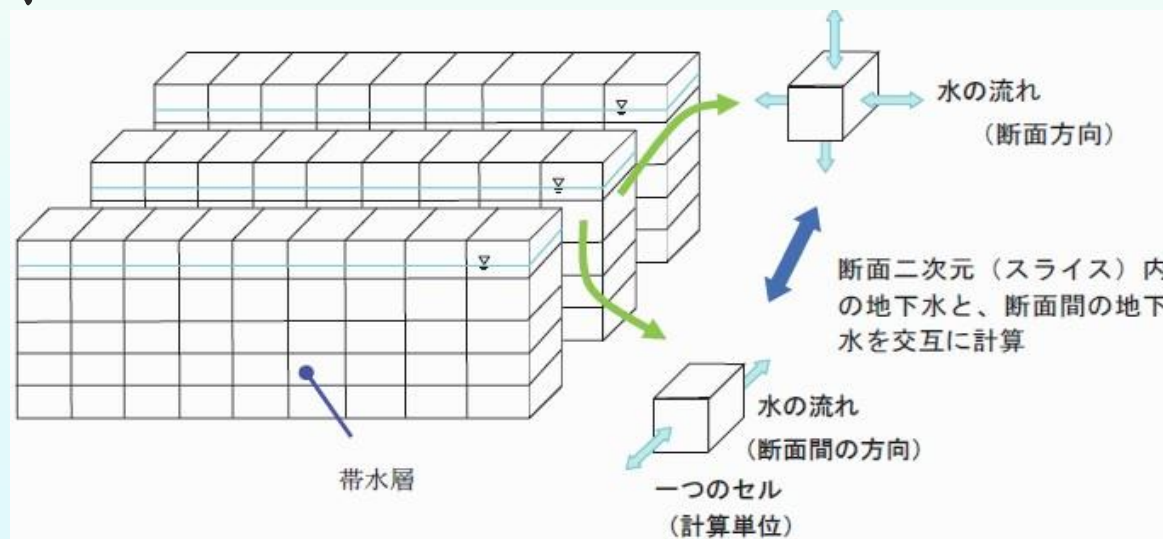
三次元模式概念圖



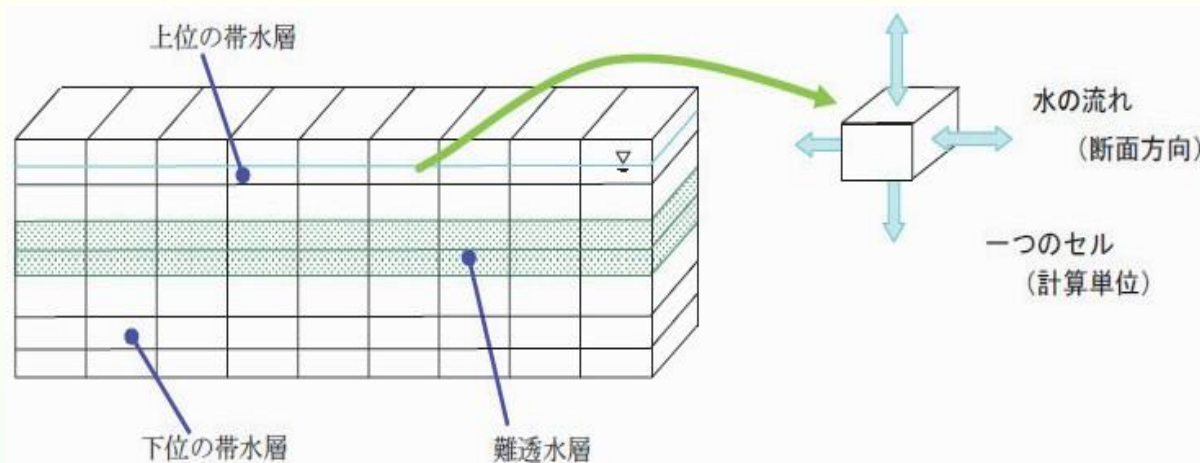
準三次元模式①概念圖



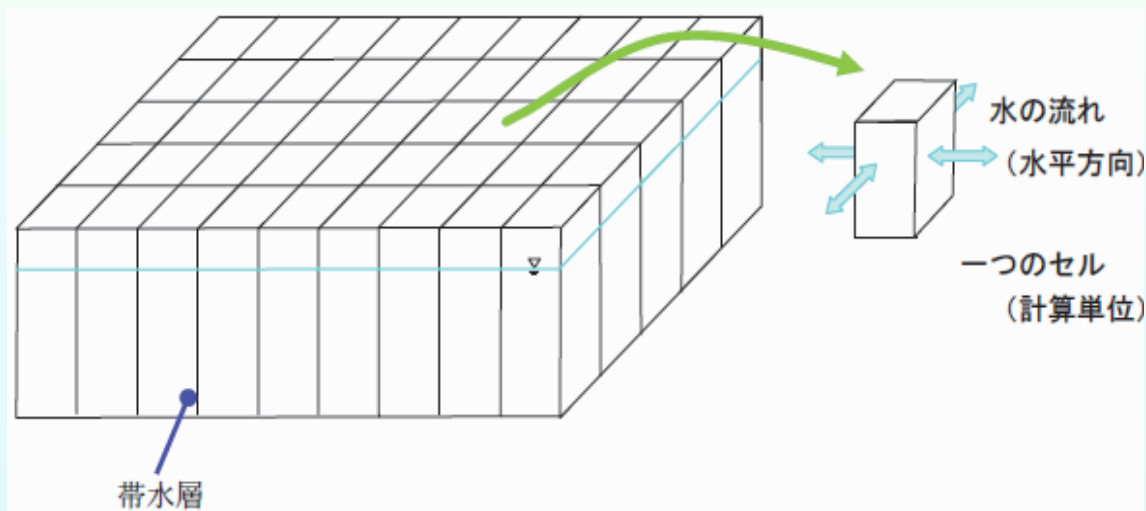
準三次元模式②概念圖



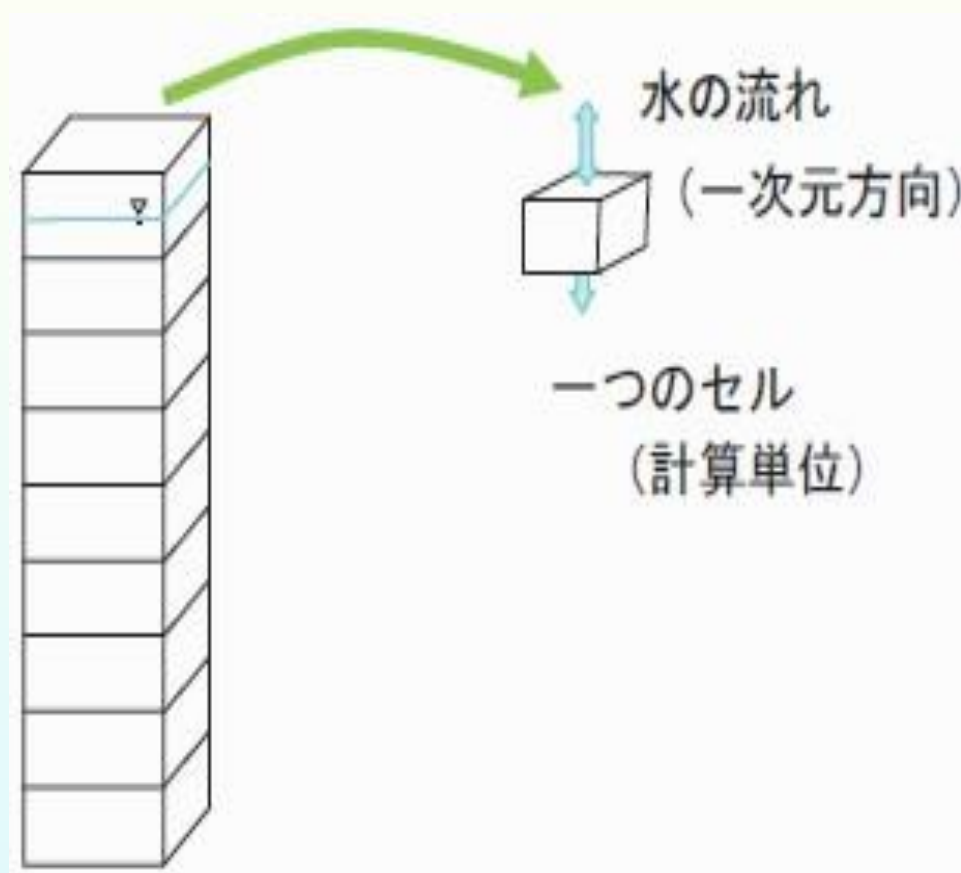
準三次元模式③概念圖



断面二次元模式概念圖



平面二次元模式概念圖



一次元模式概念圖



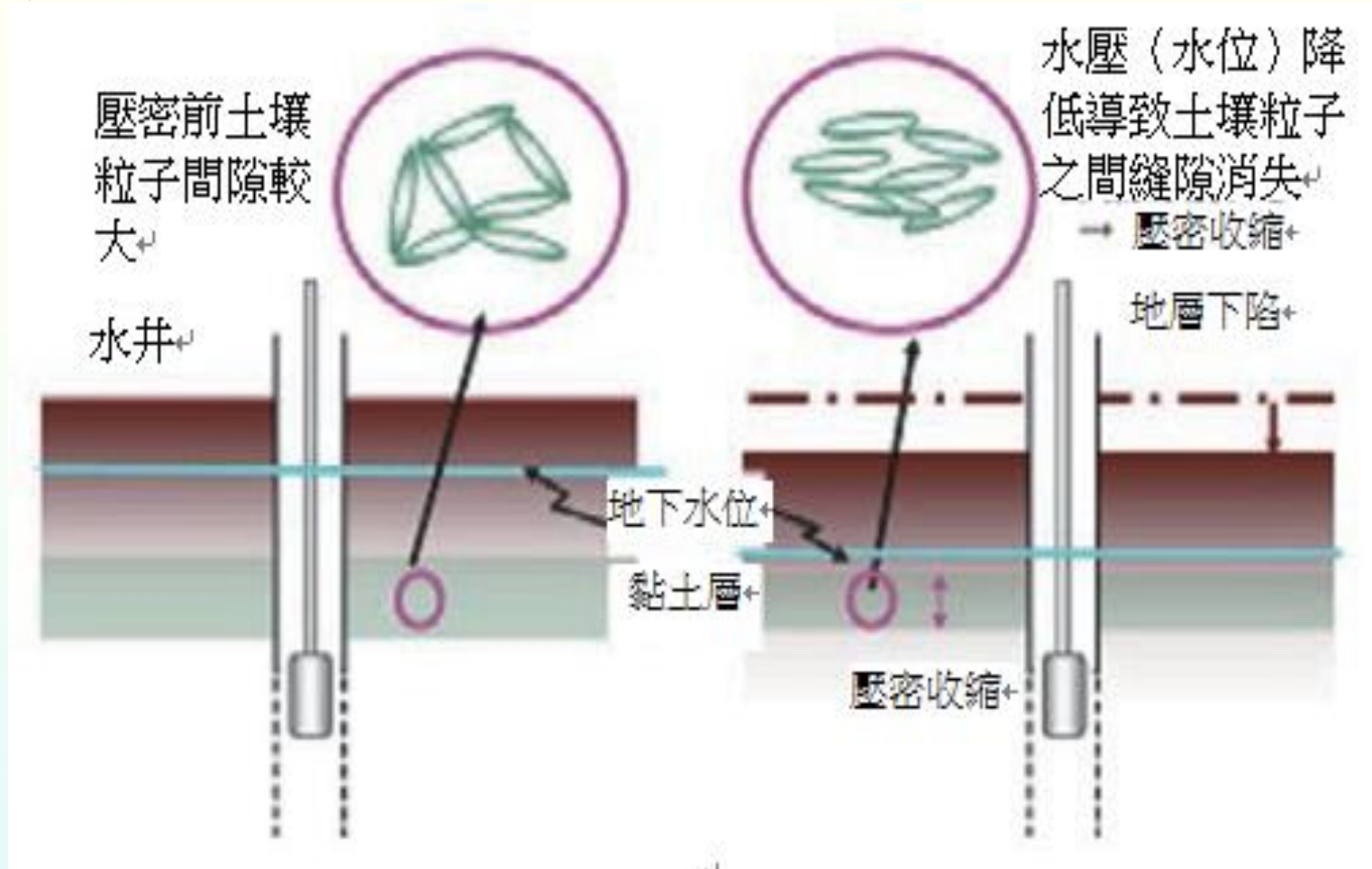
程式名※	次 元	分析對象	開發機關
GWAP	準三次元	飽和滲透流	岡山地下水 研究會
UNSAF	三次元	飽和・不飽和滲透流	岡山地下水 研究會
Dtransu	三次元	飽和・不飽和滲透流、 物質輸送	岡山大學、其他
MODFLOW	三次元	飽和滲透流、物質輸送 (和MT3D 搭配)	美國地質 調查所

近年來發表可用來分析地下水流動與地下水污染問題的程式很多。而選定用來分析的程式，得判斷是否適合對象區域及目的，並須考量經濟性與時效性等問題



地層沈陷分析

- ✚ 目的是在已發生或預期會發生地層沈陷的區域，掌握地層沈陷預估量，以及沈陷量與抽水量之關係。
- ✚ 地下水抽水導致發生大範圍地層沈陷，有些是黏土壓縮所致，有些是砂層與礫層等彈性變形所致，前者下陷量更大。
- ✚ 含水層水壓降低，黏土內的水壓會慢慢降低，造成土壤粒子構造收縮也就是「脫水壓密現象」。當各地層收縮量累積至地表，就會出現地層下陷。



地層沈陷分析方法包括時系列的預測方法、以壓密理論進行預測，以及地層沈陷模擬等。



時系列的預測方法

每個地點所實施地層下陷觀測結果，都整理成時系列，使之近似直線或曲線，就能預測沈陷量與沈陷時間。

壓密理論預測方法

填方負荷讓地盤形狀變化導致的沈陷，以及鬆弛砂層之間形成的沈陷都略而不計，只算出填方中央下方軟弱層一次元壓密沈陷，以此作為全部沈陷量。

地層沈陷模擬

- 運用地下水流動分析模式，算出含水層內地下水頭變化量。
- 運用斷面二次元模式或三次元模式，可算出黏土層內水壓。
- 從含水層水頭變化量或黏土層內水壓（間隙水壓）變化量，利用壓密理論算出地層沈陷量。



壓密理論預測方法：所有軟弱層合計起來， 就是全部沈陷量

$$S_c = \frac{e_0 - e_i}{1 + e_0} \cdot H$$

S_c = 一次壓密沈陷量〔cm〕

e_0 = 壓密層的初期間隙比

e_i = 壓密層壓密後的間隙比，可將層中央深度的 $P_0 + \Delta P$ 適用於 e - $\log P$ 曲線求得。此時，通常很難推定現場的 e - $\log P$ 曲線，因此，可用以試驗取得 e - $\log P$ 曲線所求出的值。

H = 壓密層的層厚〔cm〕



壓密理論預測方法：正規壓密土所構成的軟弱層

$$S_c = \frac{C_c}{1 + e_0} \log \frac{P_0 + \Delta P}{P_0} \cdot H$$

$$S_c = m_v \cdot P \cdot H$$

S_c ＝一次壓密沈陷量〔cm〕

P_0 ＝填土前土壤覆蓋應力〔kN/m²〕

ΔP ＝填土荷重增加的應力〔kN/m²〕

H ＝壓密層的層厚〔cm〕

地層沈陷模擬：

- A. 運用地下水流動分析模式，算出含水層內地下水頭變化量。
- B. 運用斷面二次元模式或三次元模式，可算出黏土層內水壓。
- C. 從含水層水頭變化量或黏土層內水壓（間隙水壓）變化量，利用壓密理論算出地層沈陷量。



臺灣常見地下水水文資料蒐集項目內容綜整表

資料類別	資料項目	資料來源	目的	建議	地下水環境		
					沖積平原	山區	島嶼
地下水水文	地下水水位	向辦理地下水水文觀測之單位進行資料蒐集，如經濟部水利署。	地下水水位資料為瞭解地下水環境之基礎資料，可用以分析地下水流向及流速、地面地下水交互作用行為、抽水行為研判、補助位置研判等。	蒐集年限建議至少應達十年以上以利統計分析。	◎	◎	◎
	地下水流向		地下水流向有助於瞭解地下水流場特性，亦可進一步研判可能抽水及補注位置。	-	◎	◎	◎
	含水層特性		含水層特性包含含水量分層、深度、厚度及岩性，有助於瞭解地下水流動速率及地下水流場分布。	-	◎		◎
	補注及流出位置		地下水補注及流出位置可瞭解地下水與地面水體交互行為發生區位。	-	◎	◎	
	水位變動長期趨勢		水位變動長期趨勢，可有助瞭解區域地下水抽水及補注情況，用以研判區域地下水情勢。	-	◎		◎
	水文地質參數		水文地質參數為估算地下水流速及流量之重要因子，亦為進行地下水水平衡分析重要參數。	-	◎	◎	◎
	既有觀測井分布		既有觀測井分布有助瞭解地下水水位觀測位置、目前觀測密度、觀測層別等基本資訊。	-	◎	◎	◎



各水文地質標的及適用之地球物理探勘法

調查對象	適用方法
地下水水位	震波折射法、激化極法。
母岩深度	電阻率法、自然電位法、激化極法、電磁法、震波反射法、震波折射法、重力法。
地層層位	電阻率法、自然電位法、激化極法、電磁法、震波反射法、震波折射法。
斷層位置	電阻率法、自然電位法、激化極法、電磁法、震波反射法、震波折射法、重力法、磁力法。



討 論



■ 河川砂防技術基準調查編水文分析一章，有無臺灣現行水文分析可參考之處？有那些值得臺灣學習？

- 洪水量決定固有公平防災之意義，但因防災工作主管單位不同有所差異。
- 建議：
 - ✓ 針對現行防洪保護標準全盤檢討
 - ✓ 未來地球暖化可能帶來更大的氣候變化，水文頻率分析方法也得跟著修正、改變。
 - ✓ 頻率分析之EV1分布、PT3分布有考慮到位置參數、尺度參數及形狀參數，可適度反應環境變化。



現行常用防洪保護標準

種類	名稱	主管機關	計畫洪水量基準 重現期距(年)
河川	淡水河	經濟部	200
	中央管河川	經濟部	100
	縣市管河川	直轄市、縣市政府	25~50
集水區	野溪坡地	農委會	25~50
	林地	農委會	25
排水	農田排水	農委會	2~10
	區域排水	經濟部、縣市政府	10
	都市下水道	內政部	2~10
	科學園區排水	科技部	200



建議

- 現況水文分析後，視綜合治水方案各治水設施布置情形及其治水任務，重新以水文水理模式演算，再決定河道計畫洪水量。
- 臺灣SCS三角形單位歷線法係以本土水文地文資料推導發展之模式，民國92年間已於9大流域之35個集水區以實際案例驗證確實可用，且持續更新至今，成果頗佳。爰建議國人捨棄過去慣用之美國SCS三角形單位歷線法，改採台灣三角形單位歷線法。



建議

- 紀錄之年限與統計分析結果可靠度息息相關，其紀錄年限以大於**25年**為原則。
- 目前水文分析之對象集水區有愈來愈小之趨勢，且多無**流量及雨量站**之設置(如有新設也常有使用年限不足問題)，因此無法就自有資料進行水文分析，而現行可供參採之相關研究成果、設計圖表工具及水文與地文相關參數之建置，仍顯不足，宜加強研究補充。



謝謝聆聽
敬請指教

