

第3章 水文分析

目 次

第 1 節	水文統計分析	1
1.1	總說	1
1.2	資料蒐集與分析方法前提條件之檢討	1
1.2.1	水文資料週期性之檢討	2
1.2.2	水文資料跳躍的檢討	2
1.2.3	水文資料趨勢的檢討	3
1.3	穩定性水文量頻率分析	4
1.3.1	候選機率分布模式之列舉	4
1.3.2	機率分布模式的母數推定	6
1.3.3	候選機率分布模式的篩選	9
1.3.4	機率水文量的偏差補正與穩定性評估	10
1.3.5	機率分布模式之決定	11
1.3.6	機率分布模式決定之相關補充事項	13
1.4	非定常性水文量的頻率分析	13
1.5	時系列變化特性的分析	14

2014年4月 版

第3章 水文分析

第1節 水文統計分析

1.1 總說

<概 說>

本節說明以第2章 水文・水理觀測 第2節 降水量觀測、第3節 水位觀測、第4節 流量觀測規定方法所得、第5節 「水文資料的整理・保存與品質管理」所規定方法，進行蓄積與管理水文資料等的統計分析技術性事項。

一般河川規畫之執行須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。本節之水文頻率分析法，主要運用既有水文資料推定計畫規模頻率出現的水文災害，並且推定不確定的水文災害發生頻率。

以往水文頻率分析，通常會假設水文資料之穩定性，但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，因此本節會說明如何確認分析之前提條件。

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。

資料蒐集與分析方法前提條件之檢討，除了說明水文統計分析的基本事項之外，也會檢討水文頻率分析的前提條件是否已滿足。此外，水文頻率分析時，以下所述之穩定分析或是非穩定分析之適用選擇為基礎，說明水文資料定常性檢討之方法。

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，並配合前述穩定性檢討結果，選擇穩定性水文量之頻率分析或非穩定性水文量之頻率分析。

另外，本節也說明時系列變化特性分析時，用來分析週期性等時間變化特性的方法。

1.2 資料蒐集與分析方法前提條件之檢討

<概 說>

應根據分析目的、分析方法、資料蒐集與整理難易等，選定可作為水文統計分析基礎的水文資料。水文資料之選定與蒐集，應就如下各項目加以調查與檢討。

- 1) 水文資料的存在狀況
- 2) 觀測或記錄之方法、水文資料精確度、代表性等特性
- 3) 蒐集水文資料相關的時間、費用等作業程度
- 4) 其他調查成果資料

年最大值資料變動很大，不易由水文資料特性加以判斷，但若發現異常地大於或小於平均值的資料，應調查當年氣象條件，判斷該水文資料妥當性，必要時得回頭查閱測定時的記事本，重新整理觀測值。

此外，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。

1) 隨機性 (Randomness)

所謂「隨機性」，主要是因為樣本本身會不斷變動。比如，人為調整流量所取得的資料已失去隨機性，須去除調節效果。

2) 獨立性 (Independence)

所謂「獨立」，指樣本各數據都不受其他數據影響。比如，本日的流量會受昨日的流量影響（昨日流量大時，本日流量也較大），稱不上是「獨立」。因此，進行水文資料隨機抽樣，通常得拉大抽樣間隔，才能達到「獨立」的要求。

3) 均質性 (Homogeneity)

「均質性」指所有樣本都可視為從一個母集團所取得。

4) 穩定性 (Stationarity)

所謂「穩定性」，指樣本去除隨機變動後之成分，不會隨時間變化。非穩定性數據會有趨勢（長期變化傾向）、跳躍（急劇變化）或週期性等狀況。比如，流域本身會慢慢改變，是一種「趨勢」。「跳躍」則經常與自然、人為條件突然改變有關。

穩定性不足時，應檢討水文資料之中去除週期成分與跳躍影響的資料趨勢有意義性，若判斷不具備有意義性，可去除週期成分與跳躍影響的資料、以穩定性為前提的水文頻率分析。反之，若判斷具有有意義性，實施水文頻率分析時，可用含趨勢成分的非穩定性水文學頻率分析方法。

1.2.1 水文資料的週期性之檢討

<例 示>

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。若在預期週期 2~3 倍程度（或 40 倍步驟程度）的樣本自己相關係數，其中 2、3 個以上位於可靠界限外，或者有 1 個遠離可靠界限，就應放棄相關資料屬同一分布的假設。放棄之後就應根據調和分析等方法，進行排除週期成分的水文頻率分析。

1.2.2 水文資料跳躍的檢討

<例 示>

要判斷水文時系列資料是否「跳躍」，可實施 t-檢定或 Mann-Whitney 檢定。此外，觀察期間的長短有時會影響能否確認水文資料是否有跳躍，因此最好同時確認是否有充足的水文資料觀測期間。不同的水文資料特性，其所需要充分觀測期間長度也不同。若水文資料無充分觀測期間，就視為沒有跳躍。此外，若跳躍原因已經很明顯，就需把觀測期間分割成幾個段落加以檢討。

比如，蒐集年降水量、洪水期降水量、月降水量、年最大日雨量、年最大時雨量等水文時系列資料時，其中最穩定的就是年降水量。日降水量與時降水量等的年最大值變動很大，很難確認是否有跳躍，因此，即使目的是分析年最大值，也最好利用能顯示年降水量等平均特性的資料進行檢討，若發現有顯著的跳躍，就可把觀測期間切割成幾段，分別檢討。

1.2.3 水文資料趨勢的檢討

<例 示>

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。但其檢出力各有不同，而水文資料很多不是只有單一趨勢，因此須以複數方法、複數對象期間實施評估。

1) Mann-Kendall 檢定

Mann-Kendall 檢定乃是不討論趨勢是線形還是非線形，只針對水文時系列資料趨勢實施檢定的非參數方法。這項檢定的虛無假設 H_0 與對立假設 H_1 ，如下：

H_0 ：n 個數據 $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ 獨立且具有相同機率分布。

H_1 ：n 個數據 $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ 非相同機率分布。

Mann-Kendall 檢定以公式 (3-1-4) 定義其統計量 Z 。

$$s = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(X_j - X_k) \quad (3-1-1)$$

$$\text{sign}(\theta) = \begin{cases} 1 & \theta > 0 \\ 0 & \theta = 0 \\ -1 & \theta < 0 \end{cases} \quad (3-1-2)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{10} \left(n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n e_i(e_i-1)(2e_i+5) \right) \quad (3-1-3)$$

$$z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{Var}(s)}} & s > 0 \\ 0 & s = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{Var}(s)}} & s < 0 \end{cases} \quad (3-1-4)$$

在此， e_i 代表數據 $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ 按升序排列時，相同值連續出現的個數， n 代表其組數。在此若顯著水準為 α ，標準常態變量 Z 為 $|Z| > z_{1-\alpha/2}$ 時，假設 H_0 就被棄卻。這裡的 $z_{1-\alpha/2}$ 乃是相當於標準常態分布的超過機率 $\alpha/2$ 之位數。此外， $S > 0$ 時，代表水文時系列資料 X_i 走高， $S < 0$ 時，走低。

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。

$$1 + \frac{1}{2} + \frac{1}{3} + \dots + \frac{1}{n} \approx \log n + \gamma \quad (3-1-5)$$

在此， n 代表觀測次數（以年最大值為對象時，指觀測年數）、 γ 代表尤拉常數，約為 0.577216。時系列若呈增加傾向，代表觀測值所得到新記錄次數超過理論值；呈現減少趨勢，代表新記錄次數少於理論值。比如，顯著水準為 5% 時，相對於 $n=25$ 、50、100 的新記錄次數的上限值分別為 7、8、9。

<參考資料>

水文時系列資料穩定性分析詳細做法，可參考下列資料。

- 1) 徐宗學、竹內邦良、石平博：日本的平均氣溫・降水量時系列之跳躍與趨勢相關研究，水工學論文集，第 46 卷，pp.121-126，2002。
- 2) Salas, Jose R. : Analysis and Modeling of Hydrologic Time Series, Chap. 19, Handbook of Hydrology, (Ed.) D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, pp. 19. 1-19.72, 1993.
- 3) 飯山由利子、西村和夫、澀谷政昭：檢定新記錄次數的檢出力，應用統計學，Vol. 24 No. 1，pp. 13-26, 1995。
- 4) 關靜香、加藤琢朗、志村光一、山田正：以新記錄出現理論針對荒川水系大雨發生頻率的研究，土木學會的 55 屆學術演講會，II-155，2000。
- 5) 竹內啟、藤野和建：運動數理科學—增進歡樂的數字判斷方法（應用統計數學系列），p.181，共立出版，1988。
- 6) P. J. Blockwell・R. A. Davis 著者，逸見功・田中稔・宇佐美嘉弘・渡邊則生譯：入門時系列分析與預測，p.431，謝皮出版，2004。

1.3 穩定性水文學頻率分析

<標準>

穩定性為前提的水文學發生頻率分析，應依如下順序實施。

- 1) 候選機率分布模式之列舉
- 2) 機率分布模式的母數推定
- 3) 候選模式篩選
- 4) 機率水文學偏差補正與穩定性評估
- 5) 機率分布模式之決定

1.3.1 候選機率分布模式之列舉

<例示>

水文頻率分析之候選模式，因應分析對象之水文學資料予以列舉。

<例示>

- 1) 水文時系列資料依一定區間予以分割，彙集各該區間所含最大值的水文學資料，區分之最大值，一般又稱為極值資料。極值資料呈現 3 種極值分布型態，可用 1 個公式表示之，就是一般極值分布（GEV）。一般極值分布形狀母數為 0 時是 Gumbel 分布，以 x 為變量，各自的機率密度函數 $f(x)$ 與機率分布函數 $F(x)$ 如下。

- a) Gumbel 分布

$$f(x) = \frac{\exp\left\{-\frac{x-\xi}{\alpha}\right\}}{\alpha} \exp\left[-\exp\left\{-\frac{x-\xi}{\alpha}\right\}\right] \quad (3-1-6)$$

$$F(x) = \exp\left[-\exp\left\{-\frac{x-\xi}{\alpha}\right\}\right] \quad (3-1-7)$$

- b) 一般極值分布

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left\{ 1 - \frac{k(x-\xi)}{\alpha} \right\}^{\frac{1}{k}-1} \exp \left[- \left\{ 1 - \frac{k(x-\xi)}{\alpha} \right\}^{1/k} \right] \quad (3-1-8)$$

$$F(x) = \exp \left[- \left(1 - k \frac{x-\xi}{\alpha} \right)^{1/k} \right] \quad (3-1-9)$$

在此， ξ ：位置母數、 α ：尺度母數、 k ：形狀母數， $k=0$ 時為 Gumbel 分布。此外，一般極值分布 $k > 0$ 時，有上限值。

$$x \leq \xi + \alpha / k \quad (3-1-10)$$

- 2) 閥值超過資料 (POT: peaks over threshold) 乃是全部取出超過閥值的獨立峰值資料。年最大值資料不會使用比其他年度最大值為大的排位第二或第三高數據，而且不同年度某些狀況不為洪水，若能選擇適當的臨界值，就能排除像這樣具有不同特性的水文資料。選定臨界值常用方法是運用樣本平均超過函數。以下舉例說明指數分布與一般 Pareto 分布。

一般 Pareto 分布的形狀母數為 0 時，就是指數分布；以 x 為變量，各自的機率密度函數 $f(x)$ 、機率分布函數 $F(x)$ 如下。

a) 指數分布

$$f(x) = \frac{\exp \left\{ -\frac{x-\xi}{\alpha} \right\}}{\alpha} \quad (3-1-11)$$

$$F(x) = 1 - \exp \left\{ -\frac{x-\xi}{\alpha} \right\} \quad (3-1-12)$$

b) 一般 Pareto 分布

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left\{ 1 - \frac{k(x-\xi)}{\alpha} \right\}^{\frac{1}{k}-1} \quad (3-1-13)$$

$$F(x) = 1 - \left(1 - k \frac{x-\xi}{\alpha} \right)^{1/k} \quad (3-1-14)$$

在此， ξ ：位置母數、 α ：尺度母數、 k ：形狀母數， $k=0$ 時為 Gumbel 分布。此外，一般極值分布 $k > 0$ 時，有上限值。

$$x \leq \xi + \alpha / k \quad (3-1-15)$$

- 3) 如所周知，誤差會隨常態分布改變。此外，一定期間內的日降水量等短時間降水量，多半可用指數分布加以說明。配合指數分布變化的兩種變量和，可用 γ (伽瑪) 分布加以說明。類似這樣先掌握各分布的特徵與過去的例子，就可在進行對象水文資料分析時列舉適宜的分布。以下舉例說明常態分布、Pearson III 型分布機率密度函數 $f(x)$ 與機率分布函數 $F(x)$ 。

a) 常態分布

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{x-\mu}{\sigma} \right)^2 \right\} \quad (3-1-16)$$

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \int_{-\infty}^x \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2\right\} dt \quad (3-1-17)$$

在此 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」，有其機率分布函數的數表。

b) Pearson III型分布

若形狀母數 γ 不是 0，進行如下的變數變換，

$$\alpha = \frac{4}{\gamma^2}, \quad \beta = \frac{1}{2}\sigma|\gamma|, \quad \xi = \mu - \frac{2\sigma}{\gamma}, \quad \gamma \neq 0 \quad (3-1-18)$$

每個正負的 γ 之中， x 的分布範圍、機率密度函數 $f(x)$ ，以及機率分布函數 $F(x)$ ，可用下列公式說明。

$\gamma > 0$ 時， x 的分布範圍為 $\xi \leq x < \infty$

$$f(x) = \frac{(x-\xi)^{\alpha-1} \exp\{-(x-\xi)/\beta\}}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} \quad (3-1-19)$$

$$F(x) = G\left(\alpha, \frac{x-\xi}{\beta}\right) / \Gamma(\alpha) \quad (3-1-20)$$

$\gamma < 0$ 時， x 的分布範圍為 $-\infty < x < \xi$

$$f(x) = \frac{(\xi-x)^{\alpha-1} \exp\{-(\xi-x)/\beta\}}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} \quad (3-1-21)$$

$$F(x) = 1 - G\left(\alpha, \frac{\xi-x}{\beta}\right) / \Gamma(\alpha) \quad (3-1-22)$$

在此， $G(\alpha, z)$ 是不完全 γ 函數

$$G(\alpha, z) = \int_0^z t^{\alpha-1} \exp(-t) dt \quad (3-1-23)$$

γ 接近 0 時，Pearson III型分布漸近於常態分布； $\gamma=2$ 時，為指數分布。

1.3.2 機率分布模式的母數推定

<例 示>

採用分析對象之水文資料求取候選模式母數時，應配合樣本大小，使用適宜的推定法。其方法包括積率法、L 積率法、最尤法等。小樣本（樣本大小 < 30 ）時，常使用 L 積率法。

1) 積率法

通常，積率法簡單講就是推定機率分布模式的母數時，假定其原點與平均值周邊的積率也就是平均值、分散、變率，各自等於從樣本取得的樣本平均、無偏分散、無偏應變率等，以之推定分布模式的母數。

機率分布模式機率密度函數為 $F(x)$ 時，其中的平均 μ 、變方 σ^2 與應變率 γ 公式分別如下：

$$\mu = \int_{-\infty}^{\infty} xf(x)dx \quad (3-1-24)$$

$$\alpha^2 = \int_{-\infty}^{\infty} x^2 f(x)dx - \mu^2 \quad (3-1-25)$$

$$\gamma = \int_{-\infty}^{\infty} x^3 f(x)dx / \sigma^3 \quad (3-1-26)$$

另一方面，由樣本 $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ 取得的樣本平均 $\hat{\mu}_x$ 、無偏變方 $\hat{\sigma}_x^2$ 、無偏變率為 $\hat{\gamma}_x$ 分別為

$$\hat{\mu}_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (3-1-27)$$

$$\hat{\sigma}_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (3-1-28)$$

$$\hat{\gamma}_x = \frac{1}{(n-1)(n-2)\hat{\sigma}_x^3} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \quad (3-1-29)$$

$f(x)$ 為 2 母數時，(3-1-24)與(3-1-25)左邊置換成(3-1-27)與(3-1-28)解開連立方程式，算出母數。有 3 個母數時，(3-1-24)、(3-1-25)與(3-1-26)左邊置換成(3-1-27)、(3-1-28)與(3-1-29)解連立方程式，算出母數。此外，3 種母數時有各種可補正變率的方法。

2) L 積率法

水文資料數據有明顯偏差之處理，主要有 PWM (probability-weighted moments) 與 L 積率 (L Moments) 這 2 種方法。L 積率特徵在於用順序統計量的線形和加以表現，(L 是 linear combinations 的縮寫)。

$X_j (j=1, 2, \dots, n)$ 為樣本所取得順序統計量 ($X_1 \geq X_2 \geq X_3 \dots \geq X_n$) 時，PWM 定義如下。

$$\beta_r = E\{X[F(X)]^r\} \int_0^1 x F^r dt \quad (3-1-30)$$

計算 PWM 樣本推定值有 2 種方法，其中最單純的是機率分布函數 $F(x)$ 搭配「位置標繪」。

$$\hat{\beta}_r = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_j \left[1 - \frac{j-0.35}{n} \right]^r \quad (3-1-31)$$

另一種無偏推定值之推求方法，如下。

$$\hat{\beta}_r = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^{n-r} \frac{\binom{n-j}{r} x_j}{\binom{n-1}{r}} = \frac{1}{r+1} \sum_{j=1}^{n-r} \frac{\binom{n-j}{r} x_j}{\binom{n}{r+1}}$$

(3-1-32)

本公式 $r=0、1、2、3$ 時，實際上如下所示。

$$\hat{\beta}_0 = \bar{X}$$

(3-1-33)

$$\hat{\beta}_1 = \sum_{j=1}^{n-1} \frac{(n-j)x_j}{n(n-1)}$$

(3-1-34)

$$\hat{\beta}_2 = \sum_{j=1}^{n-2} \frac{(n-j)(n-j-1)x_j}{n(n-1)(n-2)}$$

(3-1-35)

$$\hat{\beta}_3 = \sum_{j=1}^{n-3} \frac{(n-j)(n-j-1)(n-j-2)x_j}{n(n-1)(n-2)(n-3)}$$

(3-1-36)

採用算出為 PWM，L 積率可用下列公式推求。

$$\lambda_1 = \beta_0$$

(3-1-37)

$$\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0$$

(3-1-38)

$$\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0$$

(3-1-39)

$$\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0$$

(3-1-40)

$$r_2 = \lambda_2/\lambda_1 \quad (L-CV)$$

(3-1-41)

$$r_3 = \lambda_3/\lambda_2 \quad (L-skewness)$$

(3-1-42)

$$r_4 = \lambda_4/\lambda_2 \quad (L-kurtosis)$$

(3-1-43)

把這些 L 積率代入各機率分布模式之母數與 L 積率關係的連立方程式，即可求得各機率分布模式的母數。

a) Gumbel 分布

$$\alpha = \lambda_2/\log 2, \quad \xi = \lambda_1 - \alpha\gamma$$

(3-1-44)

在此， γ 代表歐拉常數，約 0.577216。

b) 一般極值分布 (GEV)

$$k \approx 7.8590c + 2.9554c^2, \quad c = \frac{2}{3+r_3} - \frac{\log 2}{\log 3}$$

(3-1-45)

$$\alpha = \frac{\lambda_2 k}{(1-2^{-k})\Gamma(1+k)}$$

(3-1-46)

$$\xi = \lambda_1 - \alpha \{1 - \Gamma(1+k)\}/k$$

(3-1-47)

c) 指數分布

$$\alpha = 2\lambda_2, \quad \xi = \lambda_1 - \alpha$$

(3-1-48)

已知下限值 ξ 時

$$\alpha = \lambda_1 - \xi$$

(3-1-49)

d) 一般 Pareto 分布

$$k = \frac{1-3r_3}{1+r_3} \quad (3-1-50)$$

$$\alpha = (1+k)(2+k)\lambda_2 \quad (3-1-51)$$

$$\xi = \lambda_1 - (2+k)\lambda_2 \quad (3-1-52)$$

已知下限值 ξ 時

$$k = \frac{(\lambda_3 - \xi)}{\lambda_2} - 2 \quad (3-1-53)$$

$$\alpha = (1+k)(\lambda_1 - \xi) \quad (3-1-54)$$

e) 常態分布

$$\mu = \lambda_1, \quad \sigma = \sqrt{\pi}\lambda_2 \quad (3-1-55)$$

f) Pearson III型分布

$$\alpha \approx \frac{1+0.2906z}{z+0.1882z^2-0.0442z^3}, z = 3\pi r_3^2, \text{ for } 0 < |r_3| < \frac{1}{3} \quad (3-1-56)$$

$$\alpha \approx \frac{0.36067z-0.59567z^2+0.25361z^3}{1-2.7886z+2.56096z^2-0.77045z^3}, z = 1 - |r_3|, \text{ for } \frac{1}{3} < |r_3| < 1 \quad (3-1-57)$$

有 α 時，可使用如下公式。

$$\gamma = \frac{2}{\sqrt{\alpha}} \text{sign}(\gamma_3)\lambda_1, \sigma = \lambda_2\sqrt{\alpha\pi}\Gamma(\alpha)/\Gamma(\alpha + \frac{1}{2}), \mu = \lambda_1 \quad (3-1-58)$$

3) 最尤法

機率密度函數 $f(x)=f(x; \theta)$ ，母數向量為 θ 時，尤度函數公式如下：

$$L(\theta) = L(\theta, X_1, X_2, \dots, X_n) = \prod_{j=1}^n f(X_j, \theta) \quad (3-1-59)$$

最大母數向量

$$L(\hat{\theta}) = \max_{\theta} L(\theta) \quad (3-1-60)$$

為推定值此即為最尤法，通常取尤度函數自然對數的最大對數尤度函數，就能算出最尤推定量。

1.3.3 候選機率分布模式的篩選

<例 示>

候選模式是否適合用來分析對象水文資料的評估方法，可採用 SLSC (Standard Least Square Criterion)。SLSC 定義為如下公式。

$$SLSC = \frac{\sqrt{\xi^2}}{|S_{99}-S_{01}|}, \quad \xi^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (s_i - s_i^*)^2 \quad (3-1-61)$$

在此， 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，用這樣的判斷基準進行篩選。SLSC 若小於 0.04，多半代表能滿足適合度。

就標繪位置而言，解決方案的公式很多。由水文資料取得的順序統計量 ($X_1 \geq X_2 \geq X_3 \cdots, \geq X_n$) 第 i 個值的超過機率 p_i ，可統一用下列公式說明。

$$p_i = \frac{i-\alpha}{n-2\alpha+1} \quad (3-1-62)$$

在此， 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。

計算 SLSC 時，最常用的是標繪位置大多適合各種分布的 Cunnane 標繪。此外，小樣本時，可使用 Weibull 標繪。此外，也可搭配以 SLSC 評估適合度，以適合的機率紙標繪，確認模式的適合度。

<例 示>

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，如下：

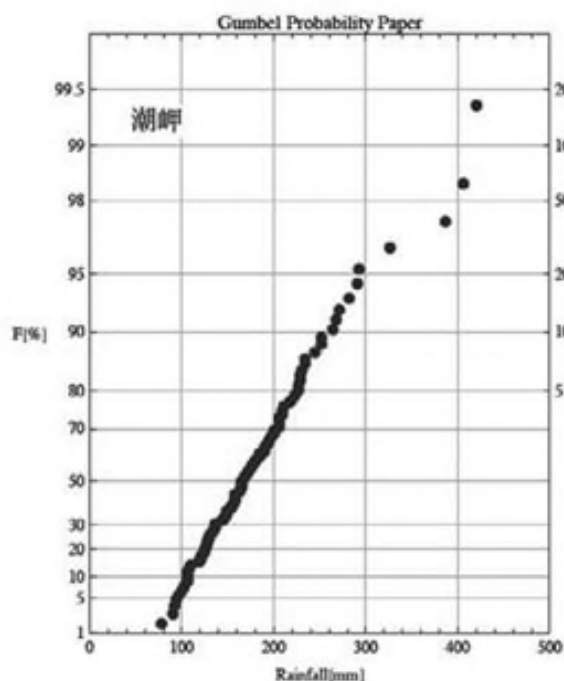


圖 3-1-1 使用 Gumbel 機率紙
(極值資料)

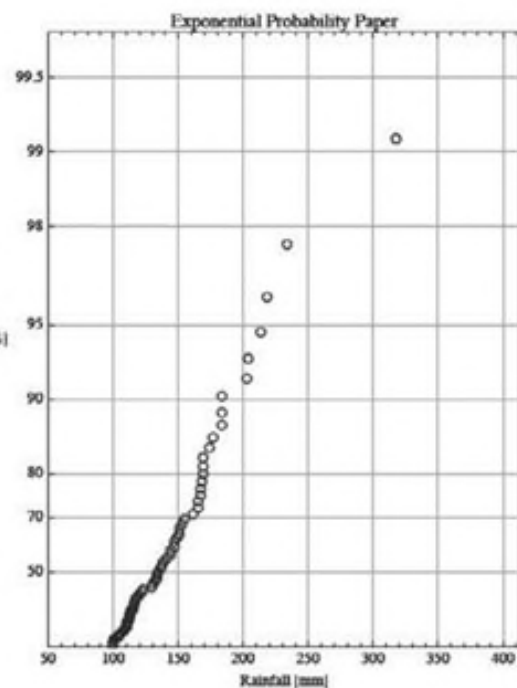


圖 3-1-2 使用指數機率紙
(POT 資料)

1.3.4 機率水文量的偏差補正與穩定性評估

<例 示>

以滿足一定層級適合度的機率分布模式為對象，必要時用重複取樣法、針對機率分布模式的機率水文學量偏差補正，評估其穩定性，主要有 jackknife 法與 bootstrap 法。

jackknife 法做法是，大小為 n 個之樣本之中，欠缺第 i 號 1 個的數據數 $n-1$ 個樣本，都對 i 製作（成立 n 套），然後根據這些樣本所算出統計量，計算無偏估值及其周邊推定誤差。

另一方面，bootstrap 法是從大小為 n 個樣本，容許其重複地任意取出 n 個的複數樣本，再根據這些樣本求得的統計量，算出無偏估值及其周邊推定誤差。

jackknife 法計算次數少，所完成的樣本數、無偏估值與推定誤差都只有 1 個值；相對的，bootstrap 法完成的樣本數可任意設定，所做成不同樣本數會導致不同的無偏估值與推定誤差。用這兩種方法算出偏差補正量，bootstrap 法偏差補正量會變成 jackknife 法偏差補正量的 $(n-1)/n$ ， n 若非極小，這個差就會很小。

jackknife 法具體順序如下。大小為 n 樣本的各项數據分別是 X_1, X_2, \dots, X_n 。利用這些數據推定其母集團特性的統計量為

$$\hat{\Psi} = \Psi(X_1, X_2, \dots, X_n) \quad (3-1-63)$$

大小為 n 個樣本之中，使用只欠缺第 i 號 1 個數據的數據數 $n-1$ 樣本統計量為

$$\hat{\Psi}_{(i)} = \Psi(X_1, X_2, \dots, X_{i-1}, X_{i+1}, \dots, X_n) \quad (3-1-64)$$

$\hat{\Psi}_{(i)}$ 之 $i=1, 2, \dots, n$ ，即有 n 個。（？）

$\hat{\Psi}_{(i)}$ 的平均值即為

$$\hat{\Psi}_{(.)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \hat{\Psi}_{(i)} \quad (3-1-65)$$

偏差推定值公式如下。

$$\widehat{BIAS} = (n-1)(\hat{\Psi}_{(.)} - \hat{\Psi}) \quad (3-1-66)$$

以此公式補正統計量偏差的 jackknife 推定值，公式如下。

$$\tilde{\Psi} = \hat{\Psi} - \widehat{BIAS} = n\hat{\Psi} - (n-1)\hat{\Psi}_{(.)} \quad (3-1-67)$$

此外，jackknife 法得出的推定誤差分散為：

$$\widehat{VAR} = \frac{n-1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{\Psi}_{(i)} - \hat{\Psi}_{(.)})^2 \quad (3-1-68)$$

相對於不適用 jackknife 時的統計量具有 $1/n$ 級序偏差，(3-1-67)之中的 jackknife 推定值偏差只有 $1/n^2$ 級序，可見以 jackknife 法補正偏差是有效的。

1.3.5 機率分布模式之決定

<例 示>

滿足適合度基準，可使用機率分布模式之方法。

選擇機率分布模式，應從滿足適合度基準之中，選出具有良好穩定性的機率分布模式。此時乃以本節 1.3.4 所算出機率水文學推定誤差分散平方根的推定誤差為指標，選出其中相對較小的機率分布模式。

對應於超越機率或非超越機率之機率水文學或任意規模之變量，具對應超越機率或非超越機率，可由其所使用的機率分布模式推定出來。

要計算對應於任意規模變量 x 的非超越機率 $F(x)$ ，只需簡單帶入機率分布函數 $F(x)$ 的 x 。超越機率可用 $1-F$ 計算出來。超越機率的倒數乃是重現期間 (return period)。

$$\text{Return Period} = \frac{1}{1-F} \quad (3-1-69)$$

計算機率水文學所使用機率分布函數 $F(x)$ ，加入變量 x 解出公式帶入非超越機率 F ，就能算出機率水文學。年最大值等極值資料為對象的分布機率水文學之案例如下。

1) Gumbel 分布

$$x(F) = \xi - \alpha \cdot \log(-\log(F)) \quad (3-1-70)$$

2) 一般極值分布

$$x(F) = \xi + \alpha \{1 - (-\log(F))^k\} / k \quad (k \neq 0) \quad (3-1-71)$$

超過 POT 臨界值的變量以及代表其非超越機率分布函數 $G(x)$ 及年最大值資料機率分布函數 $F(x)$ 之間，有下列公式的關係。

$$F(x) = \exp\{-\lambda(1 - G(x))\} \quad (3-1-72)$$

在此， λ 是超越臨界值事件的年間發生率。用這個公式解 $G(x)$ ，就能以下列公式算出對應於年最大值資料非超越機率 F 的非超越機率 G ，置換成(3-1-12)與(3-1-14)的 $F(x)$ 而計算 x ，即為(3-1-74)與(3-1-75)，如此就能算出對應於年最大值為對象重現期的機率水文學。

$$G = 1 + \frac{\log(F)}{\lambda} \quad (3-1-73)$$

3) 指數分布

$$x(F) = \xi - \alpha \cdot \log\left(-\frac{\log(F)}{\lambda}\right) \quad (3-1-74)$$

4) 一般 Pareto 分布

$$x(F) = \xi + \alpha \left\{1 - \left(-\frac{\log(F)}{\lambda}\right)^k\right\} / k \quad (k \neq 0) \quad (3-1-75)$$

5) 常態分布

常態分布的機率分布函數逆函數不會顯示出來，因此可用標準常態分布表或誤差函數的逆函數等方式算出機率水文學。

1.3.6 機率分布模式決定之相關補充事項

<例 示>

本節 1.3.5 機率分布模式選定時若難以判斷，可一併參考使用赤池資訊量基準（AIC）評估法。

AIC 公式定義如下。

$$AIC = 2m - 2MLL \quad (3-1-76)$$

在此，m 為母數向量的次元數（母數的數）。MLL 為最大對數尤度

$$MLL = \sum_{i=1}^n \log[f(X_i, \hat{\theta})] \quad (3-1-77)$$

母數向量 $\hat{\theta}$ 為最尤推定量，但若運用 L 機率推定母數時，可取代其母數向量。

一般而言，母數數目較多時，會有更好的分布適合度。AIC 較重視母數的數目，這部分和只重視適合度的其他規準不同。AIC 值越小，可判斷為越好的模式。

<參考資料>

遵照本基準實施水文頻率分析時，可參考下列資料。

- 1) 岩井重久，石黑政儀：應用水文統計學，森本出版，1970。
- 2) 角屋睦：水文統計論，土木學會水理委員會 水工學系列，64-02，p.59，1964。
- 3) 高橋倫也：極值統計學，統計數理研究所公開講座，p.57，2008。
- 4) 寶馨：水文頻率分析的進步與將來展望，水文・水資源學會誌，Vol. 11 No. 7，pp. 740-756，1998。
- 5) 水文・水資源學會編集：水文・水資源手冊，pp.238-248 7.3 水文頻率分析，朝倉書店，1997。
- 6) Stedinger, J.R., R.M. Vogel, and E. Foufoula-Georgiou：Frequency Analysis of Extreme Events，Chap. 18, Handbook of Hydrology, (Ed.) D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York，pp.18.1-18.66，1993.
- 7) 林敬大，立川康人，椎葉充晴，萬和明，Kim Sunmin：導入以 SLSC 評估水文頻度模式適合度的統計假設檢定，土木學會論文集 B1(水工學)，Vol.68 No.4，pp. 1381-1386，2012。
- 8) 葛葉泰久：擬定治水計畫時的統計方法－SLSC 與本益比相關考察－，土木學會論文集，Vol.66 No.1，pp. 66-75，2010。

1.4 非定常性水文量的頻率分析

<例 示>

無法視為定常的水文量頻率分析考慮如下順序之方法。

- 1) 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。
- 2) 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母數，進行機率評估。比如，處理年最大值等極值資料的一般極值分布情況，或處理 POT 資料的一般 Pareto 分布情況，都可用位置母數、尺度母數與形狀母數等 3 種母數表示。其中，考慮位置母數與尺度母數會隨時間變化之模式。

$$\xi(t) = \beta_0 + \beta_1 t \text{ 或 } \xi(t) = \beta_0 + \beta_1 t + \beta_2 t^2 \quad (3-1-78)$$

$$\alpha(t) = \exp(\beta_3 + \beta_4 t)$$

(3-1-79)

用最尤法解這些母數中的參數，以推定代表時系列變化的機率分布模式。

<參考資料>

將時系列資料具有統計特性的時間變化帶入模式而完成機率分布模式，詳細做法參考下列資料。

- 1) Coles, S.: An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values, Springer, p.208, 2001.
- 2) 高橋倫也：極值統計學，統計數理研究公開講座，p.57，2008。

1.5 時系列變化特性的分析

<概 說>

很多水文現象具有長時間某種程度規則性，且其平均與分散等統計特性會緩慢變化。時系列分析乃是以定量方法了解這種時間變化特性的分析法，具體做法如下。

時系列現象的變化狀態，大體上有長期性傾向變化（趨勢）、週期性變化、持續性變化以及偶然性變化等幾種。若要從定量角度說明這些特性，有各自不同的分析方法。

若要處理受氣候變化等影響，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，可參考本節 1.4 非穩定性方法。

此外，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。

<例 示>

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 1 種或組合之方法。

- 1) 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。
- 2) 從資料的值算出移動平均值，看出其時間變化傾向。
- 3) 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。
- 4) 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。

圖 3-1-3 是從 1876 到 2010 年為止東京年降水量的 11 年移動平均。

在此，若實施全部期間 Mann-Kendall 檢定， $z=-0.36$ ，未達顯著水準 5%之棄卻假說，因此稱不上是有顯著的減少傾向。

圖 3-1-4 代表同期間年最大日雨量演變。

圖 3-1-4 是開始實施觀測後 25 年的水文資料。1900 到 2010 年以 Mann-Kendall 實施檢定的結果，如圖 3-1-5 所示。

由此圖可以發現，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。

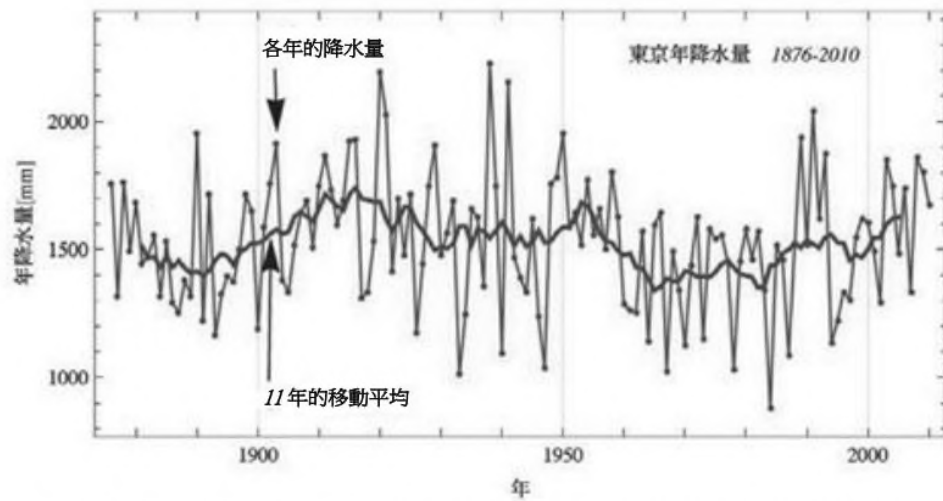


圖 3-1-3 東京 1876-2010 的年降水量與 11 年的移動平均（粗線）

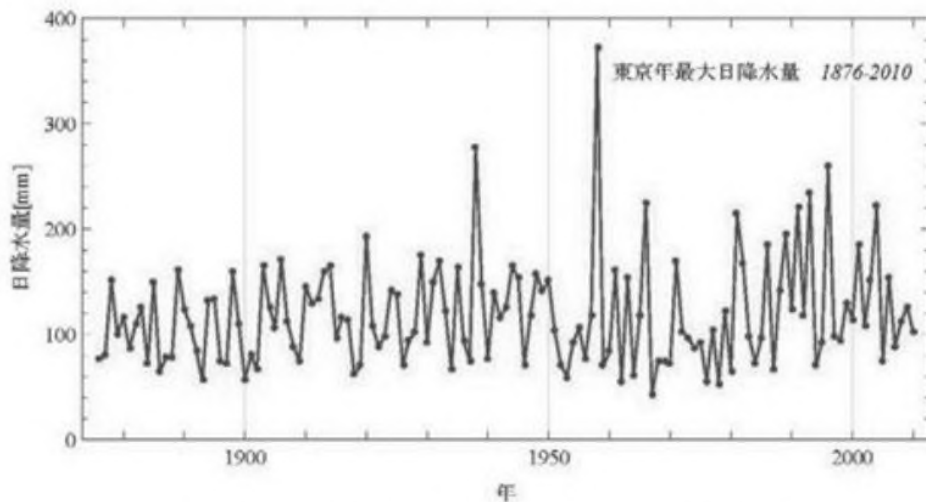


圖 3-1-4 東京 1876-2010 的年最大日降水量

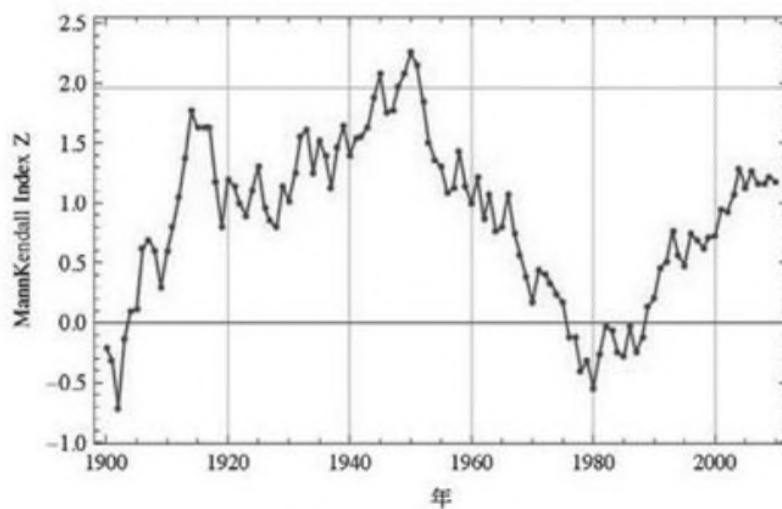


圖 3-1-5 東京 1900-2010 年最大日降水量趨勢評估

圖 3-1-6 是東京 1876 到 2010 年為止月降水量相關圖，明顯出現 12 個月的週期性。

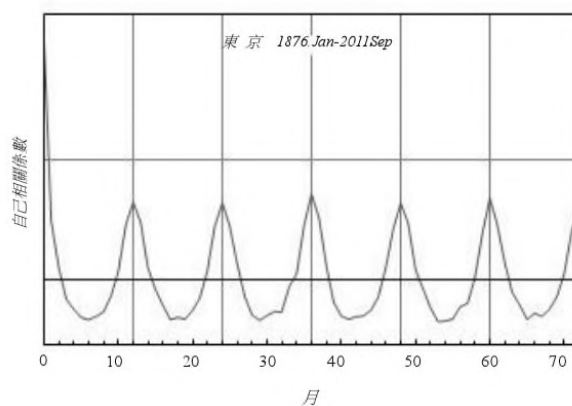


圖 3-1-6 東京 1876-2010 年月降水量相關圖

相關圖模式形狀特徵也就是時系列變化特徵，大致如圖 3-1-7 分類。

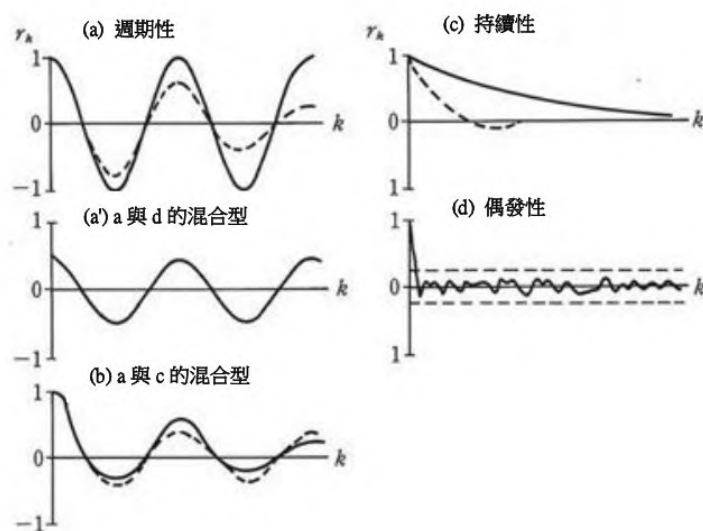


圖 3-1-7 時系列變化的模式

- | | |
|------------------|------------------|
| ① 幾乎完全的週期性 (a) | ② 持續性 (衰減傾向) (c) |
| 週期性與偶發性的混合型 (a') | ③ 純偶發性 (d) |
| 週期性與持續性的混合型 (b) | |

此外，若週期性理由不明確，以相關圖作為完全週期性之判斷基準，應考慮水文資料全部期間內含有好幾個週期。

若要更詳細地探討時系列變化特性，可以下列方法 1 種或組合，實施基礎分析。

- 1) 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）。

- 2) 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。
- 3) 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。
- 4) 原先的時系列變化可分為以上述 1)或 3)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。

第 3 章 水文分析 第 2 節 逕流分析

目 次

第 2 節	逕流分析	1
2.1	總說	1
2.1.1	逕流分析的目的	1
2.1.2	逕流模式的種類與特徵	1
2.2	洪水逕流計算	2
2.2.1	總說	2
2.2.2	洪水逕流模式之選定	3
2.2.3	水文資料及流域特性資料之蒐集與整理	3
2.2.4	洪水逕流模式構造之決定與計算輸入的雨量	4
2.2.5	洪水逕流模式的常數分析與驗證	6
2.2.6	洪水流量計算	7
2.3	低水流量演算	7
2.3.1	總說	7
2.3.2	蒸發散量計算	7
2.3.3	取水與還原量等的推定	8
2.3.4	積雪與融雪量的推定	9
2.4	主要逕流模式例示	10

2014 年 04 月 版

第3章 水文分析

第2節 逕流分析

〈概 說〉

本節說明河川等調查進行逕流分析必要之技術性事項。

逕流分析所使用的逕流演算模式種類繁多，而且不斷有新的逕流模式與分析方法。因此，本節主要說明以河川等調查進行逕流分析時通用的技術性事項，並舉例說明在河川等調查之中有實際運用成績的代表性逕流演算模式。

2.1 總說

2.1.1 逕流分析的目的

〈概 說〉

藉由河川等調查之逕流分析目的，主要有以下幾種

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

本節除非特別說明，否則主要在說明 1) 為擬定河川相關計畫，或河川管理設施設計之流量計算以及 3) 計算長期河川流量的相關逕流分析。

〈參考資料〉

逕流分析的目的分類及其詳細內容，可參考下列資料

- 1) 池淵洲一，椎葉充晴，寶馨，立川康人；ACE 水文學(ACE 土木學工程系列)，pp.125-126，朝倉書店，2006。
- 2) 日本學術會議：回答 河川逕流量演算模型・設計洪水量驗證相關學術評價，P.3,2010。

〈必須〉

逕流量分析的方法與順序應依分析的目的與能利用的資料等條件，適切設定。

2.1.2 逕流模式的種類與特徵

〈例 示〉

逕流模式可以從許多不同觀點做不同的分類。代表性之分類方法及特徵如下。

- 1) 根據預測期間分類
 - ・短期逕流模式
 - ・長期逕流模式

短期逕流模式又稱為洪水演算模式，計算幾小時到幾天的逕流現象。通常是以一小時或更短時間單位計算幾天內的河川流量。此時逕流模式主要部份是在坡面逕流過程，以及在河道網之中的水流模式化。通常短期流出模式不會導入蒸發散過程。反之，長期逕流模式得適切地把積雪・融雪蒸發散過程反映到模式裡面。

2) 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

應答模式乃是由輸出入應答關係所構成降雨逕流關係式的模式。

概念模型則是概念性地掌握現象而構成降雨流出關係式模式。若有過去長期間的降雨與河川流量水文資料並且適切地設定演算模式常數，就能較精準地預測河川流量。這種模式具有計算負荷小的特徵。

物理模式乃是由物理法則之基礎公式建構的降雨逕流關係式之模式，可呈現土地利用或流域環境的變化。

3) 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)

集中常數系模式乃是進行某對象地點流量計算時，將對象地點上游流域為單位的逕流過程，用整個流域加以以平均化的模式。

分布常數系演式乃是納入降雨時的時空觀測數據，並將地形・地質・地被等地域資訊分布納入考量而計算水文量時空分布構造的模式。

〈參考資料〉

逕流模式的分類及特徵詳細內容，可參考下列資料。

- 1) 池淵洲一，椎葉充晴，寶馨，立川康人；ACE 水文學(ACE 土木學工程系列)，pp.125-126，朝倉書店，2006。
- 2) 日本學術會議：回答 河川逕流量演算模式・計畫洪水量驗證相關學術評價，P.3,2010。

2.2 洪水逕流計算

2.2.1 總說

〈概 說〉

計算洪水逕流量通常順序如下

- 1) 選定逕流模式
- 2) 蒐集與整理水文資料、流域特性資料
- 3) 決定逕流模式構造並算出輸入的降雨量
- 4) 逕流演算模式的常數分析與驗證
- 5) 計算流量

但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，3)、4)可省略。

2.2.2 洪水逕流模式之選定

〈標準〉

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。

譬如水環境健全化檢討之際，若須預測流域都市化之流量影響，必須選定能清楚顯示流域變化前後流出特性的逕流模式。

〈例示〉

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。

合理化公式有許多應用在土地利用的常數標準值調查案例，常被用來計算無過去流量資料小流域的洪峰流量，具有實用之業績。

貯蓄函數法在計算日本對洪水流量方面具有很高的重現性，很受廣泛利用。

水桶模式適用在世界各國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，但須根據過去的水文資料測試大部分常數是否有誤。

一般而言，模式常數較多，重現性較高，但耐用性會降低。已有人開發出很多種分布常數系模式，且適用在運動方程式之物理公式時不會降低耐用性。

2.2.3 水文資料與流域特型資料之蒐集與整理

〈概說〉

以洪水為對象的水文資料及流域特性資料，為提高逕流分析精密度應儘可能蒐集。此外，蒐集來的資料須整理，應適合所使用的逕流量模式構造。

〈標準〉

基本上應盡可能對分析對象區域內或附近的雨量、水位、流量觀測記錄加以蒐集，每次洪水都須整理確認資料存在與否。

雨量資料有時只靠對象河川流域內的雨量資料，無法適切地重現雨量時空間分布，因此，基本上應在該周邊地區蒐集包含降雨原因在內的該周邊地區所能得到的全部雨量資料。

流量資料應清楚說明流量的觀測方法。

〈標準〉

若觀測流量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，應配合逕流分析目的，選擇適當方法，避開上述不良影響。

〈例示〉

製作流域平均雨量與觀測流出水位的時系列變化圖，藉此可掌握每次洪水降雨和逕流量關係之特徵。

〈建議〉

必要時應整理水文資料稽核時所可能利用的相關資料。

天氣圖等氣象資訊、雷達雨量、淹水災情或土砂災害等災害記錄，可用來掌握雨量資料的精確度。在觀測所之外地點，特定時間所調查到的水位、流量、水位痕跡等，則可幫助觀測所掌握流量資料的精確度。

〈建議〉

必要時應蒐集整理該流域的地形、地質、土地利用、土地被覆等資料，並活用於流域分割妥當性檢討或逕流模式常數分析、逕流量計算結果分析等。

2.2.4 洪水逕流模式構造之決定與計算輸入的雨量

〈標準〉

洪水逕流演算的基本方法是，將該河川流域分割成幾個逕流演算的基本單位(小流域或小區塊等)，然後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。

〈標準〉

洪水逕流演算時用來追蹤河道洪水波的河道計算方法，是選出可和流域基本單位之逕流模式精確度整合的方法、就河川洪水波傳播之水理量變化能獲知的一次元分析方法。

〈例示〉

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。

水理學追蹤法乃是運用差分法與特性曲線法等數值計算法，得出一次元開水路水流運動方程式數值，使用這種方法前提是需有河川斷面水理學特性相關資訊。開水路流水運動方程式因所考量到的項目不同，會有包括所謂不定流計算的動態波模式至擴散波模式、運動波模式等不同選項。

水文學追蹤法可將河水流入河道區間與流出之對應關係公式化，又分以下三種。

- 1) 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
- 2) 設定洪水波傳播速度(延遲時間)的方法
- 3) 利用洪水流水位相互關係的方法

1) 方法有貯蓄函數法、Muskingum 等。水庫內的洪水追蹤法之中，有相當於河道區間水體水面同步升降時可使用貯蓄函數法之水庫模式。這些常數都能從河道區間的橫斷面形狀等水理學資訊取得。

2) 方法有運用 Manning 公式與 Chezy 公式，計算合理式洪水集流時間的方法，以及運用水庫中傳播速度的方法。在限定水理與水文學資訊條件下，能用這種方法簡易計算。

3) 在洪水演算對象地點以外地點實施水位預測，或進行即時洪水預測等所使用的方法。

〈參考資料〉

用集中常數系模式所形成洪水逕流演算進行河道計算的方法，可參考如下資料。

- 1) 土木學會水理委員會；水理公式集〔1999 年〕，pp.119-125，丸善，1999。

依貯留函數法及 Muskingum 法之河道計算關於常數之水理學的推定法，可參考下列資料。

- 2) 橋本宏，藤田光一；洪水追蹤法(其 2)—洪水追蹤模式的適用界線與未知參數推定法計算河道方法的詳細內容，可參考以下資料。
- 3) 池淵洲一，椎葉充晴，寶馨，立川康人；ACE 水文學(ACE 土木學工程系列)，pp.125-126，朝倉書店，2006。

〈必 須〉

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。計算面積平均雨量之際，應將流域內的地形性降雨地區分布特性，不同年代不同降雨觀測所網、缺測狀況等納入考量，選出最適切的方法。

〈例 示〉

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。

〈參考資料〉

等雨量線法、徐昇氏法、算術平均法、支配圈法、高度法的內容，可參考下列資料。

- 1) 日本學術會議：回答 河川演算模式・設計洪水量驗證相關的學術評估，pp.27-28。

代表係數法詳細內容，可參考下列資料。

- 2) 木村俊晃：土木技術資料，以相關關係分析為基礎的流域平均雨量演算法，2-5，pp.173-179，1960。

〈例 示〉

判斷雷達雨量計分析處理數據比地上雨量計觀測雨量算出的雨量具有更高精密度，可進行幾何補正而當作輸入值。

另外，研究從「再分析數據」也就是利用過去觀測的氣象資訊與氣象數值模式，詳細分析過去氣象的同化分析結果，由此抽樣選出降雨量的方法。

〈例 示〉

進行即時洪水預測而必須輸入逕流模式的預測雨量時，從該地點降雨預測值算出面積平均雨量，然後加以輸入，或是輸入氣象數值預測結果。

〈參考資料〉

進行即時洪水預測詳細內容，可參考下列資料。

- 1) (財)河川情報中心：中小河川の洪水予測入門，2002。

〈標 準〉

洪水逕流演算時，標準做法是，流域內雨水損失與保留機能的部分另外計算，以直接逕流量(表面逕流量+中間逕流量)成份作為計算對象。一次洪水的總有效降雨量等於直接逕流量成分的總量。直接逕流量成份演算的標準方法是，將觀測水文歷線的基底逕流量成分分離出來。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。

〈參考資料〉

逕流量成分分離的詳細做法，參考下列資料。

- 1) 土木學會水理委員會；水理公式集〔1999年版〕，p.36，丸善，1999。

〈例 示〉

有效降雨相關常數可用觀測資料所取得洪水期間的水收支算出來。

此外，若從水收支等認定有降雨初期貯留在凹地等的效果，可把這部分納入有效降雨量計算。

〈參考資料〉

計算有效降雨順序詳細做法，參考下列資料

- 1) 日本學術會議：回答河川演算模式・計畫洪水量驗證相關的學術評估，pp.5-6。

2.2.5 洪水逕流模式的常數分析與驗證

〈概 說〉

洪水演算模式的常數分析與驗證須先有洪水現象，因此，應先找出超過過去記錄的洪峰流量預測，以及從大洪水到中小洪水、可用來進行水文歷線重現等的逕流演算的觀測資料。

是否有適宜地完成常數分析，可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，而以針對更多洪水現象實施常數分析，提升其精確度。

〈必 須〉

洪水演算模式的常數分析非常依賴觀測資料精確度，因此，若判斷流域平均雨量等的輸入值或觀測流量精密程度太低，就不可列入常數分析對象。

〈標 準〉

洪水演算模式常數分析時，若想以大洪水洪峰流量重現這樣的逕流演算加以重現，標準做法是選定能讓複數洪水洪峰流量適度重現的洪水。但若研究個別洪水現象等特定目的，不在此限。

〈建 議〉

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。

〈例 示〉

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。

〈參考資料〉

訂定可用來顯示適合度的各數值指標，可參考下列資料。

- 1) 望月邦夫：淀川治水計畫以及系統工學研究，京都大學博士論文，1970。
- 2) 角屋睦，永川明博：流出分析手法(其 11)，農業土木學會誌，第 48 卷 第 11 號，pp.841-856，1980。
- 3) Nash J. E and Sutcliffe, J.V. : River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I-A Discussion of Principles, Journal of Hydrology, 10, pp. 282-290,1970.

2.2.6 洪水流量計算

〈概 說〉

流量計算應將降雨輸入同時率定的逕流模式之中。

2.3 低水流量演算

2.3.1 總說

〈概 說〉

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。

〈概 說〉

1950 年代之後的流量記錄較多；雨量記錄必須長期持續，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(復原)。

〈標 準〉

通常低水流量逕流量分析標準是以日單位或半旬為單位。

〈標 準〉

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。譬如，自記水位記錄的觀測所，其日流量乃是從凌晨 1 到 24 時為止每正時的流量平均；水位標的觀測所，則通常是 6 時與 18 時的平均流量。

2.3.2 蒸發散量計算

〈標 準〉

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。以河川流域為計算對象時，通常可把最後的流失忽略不計，又，1 水文年開始與結束時，可不必考慮其流域貯蓄量變化，而將那一年之間的損失全部視為蒸發散。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。

〈標準〉

蒸發散量的計算方法，基本上是可能蒸發散量，或觀測蒸發量乘以從水收支得出的係數。
水收支不明時，可根據過去的調查案例，運用可適用該流域的係數。
但若所實施觀測精確度高於上述作法，也可加以運用。

〈例示〉

假設能充分供地表水分下的可能蒸發散量，其推定有許多種公式可用。比如由氣溫與緯度所決定日照量推定的 Hamon 公式，Thorntwaite 公式等經驗公式，以及需更詳細微氣象觀測資訊的 Penman 公式、Penman-Monteith 公式等。觀測蒸發散量，可運用氣象廳等所觀測蒸發皿的總蒸發量。

〈參考資料〉

推定可能蒸發散量的詳細做法，可參考以下資料。

- 1) 土木學會水理委員會；水理公式集〔1999 年〕，pp.16-18，丸善，1999。

〈例示〉

從河川流域水收支算出日本平均年降雨損失量，全國平均約 500mm、北海道約 400mm、瀨戶內・九州約 600mm。

〈參考資料〉

由河川流域水收支計算全國平均年降雨損失量的詳細做法，可參考以下資料。

- 1) 建設省技術研究會(編輯)；利水計畫掌握流況之研究，第 23 屆建設省技術研究會報告，p.4,1970。

2.3.3 取水與還原量等的推定

〈概說〉

以利水計算為目的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。

〈標準〉

基本上以水庫調節或取水與還原量等觀測值加以利用。

若無觀測資料，應從許可水權量以及河川區域內水收支等資訊加以推定。若這些資訊也無法加以運用，應準用其他河川所完成的調查事例。

〈建議〉

若無農業用水取水量實測值，可用下列方法推定其取水量

1) 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)

2) 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。

〈參考資料〉

土地改良事業設定減水深計畫值，可參考下列資料。

- 1) 土地改良事業計畫設計基準「計畫 農業用水(水田)」，1993 年 5 月，農林水產省構造改善局，pp.33-56。

2.3.4 積雪與融雪量的推定

〈概說〉

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。

〈標準〉

降水觀測通常不會區分降雪還是降雨，通常是由降水時的地面氣溫觀測值推定該地點的地面氣溫，判別降雪與降雨。

積雪量通常是降雪量減掉融雪量。

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。

〈參考資料〉

積算暖度法詳細作法，可參考下列資料。

- 1) 土木學會水理委員會；水理公式集〔1999 年〕，pp.27，丸善，1999。

〈例示〉

積雪量分布可根據衛星與飛機的遙測資訊，推定積雪區域，然後由推定積雪密度估計積雪量。這項方法也可用來驗證從降雪量算出積雪量分布與融雪量推定之妥當性。

根據積雪量熱收支所推定的融雪量，可用積雪表面的輻射收支、顯熱・潛熱收支、降雨所帶來的熱量、積雪底面來自土壤的熱傳導等加以計算。這些方法可使用氣象廳 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」。

〈參考資料〉

「日射量・氣溫・降水量融雪模式」的詳細作法，可參考下列資料。

- 1) 土木學會水理委員會；水理公式集〔1999 年〕，pp.27-28，丸善，1999。

2.4 主要逕流模式例示

〈例 示〉

逕流模式常被依利用者作適度改良，因此，即使相同名稱的逕流演算模式，也可能採取不同計算方法，以例示河川調查有實績的逕流演算模式。另外也介紹一個近年來被開發運用的分布常數系模式。除了上述模式之外，國內外尚有相當多不同的逕流演算模式。

1) 合理化公式

合理化公式是推算洪峰流量的簡便方法，被廣泛運用在不必考慮河川貯蓄現象而只需注意洪峰流量的情況。推定洪峰流量的各種公式，多半被當作是流域面積的函數，「比流量法」的 Creager 曲線是其中之一，但最大流量原本就不只是流域面積的函數，因此，需將降雨強度、流域植生、斜坡狀況等要素納入考量的逕流演算法。此外，把洪水頻度也納入重要要素而實施河川等計畫，更為有用。像這樣納入須考慮的要素而形成的簡單逕流演算公式，就是合理化公式。其基本概念是相對於河道，流域形狀為對稱的長方形，而雨水以一定的速度沿流域斜面流進河道。然後，降雨從流域最遠點一直流到流域出口為止的時間，稱為洪水集流時間，該時間內的降雨強度乘以配合流域土地利用的逕流量係數，就可以算出逕流量。

合理化公式如下

$$Q_p = \frac{1}{3.6} fRA \quad (3-2-1)$$

在此 Q_p 代表洪峰流量(m^3/s)、 f 代表逕流量係數、 R 代表洪水集流時間內的雨量強度(mm/h)、 A 代表流域面積(km^2)。合理化公式的成立有以下假設條件，因此必須注意運用在其逕流特性接近假設條件的流域。

- 某降雨強度 R 降雨所造成的逕流量 Q ，該強度的降雨持續時間達到洪水集流時間或更長時，達到最大。
- 降雨持續時間等於或長於洪水集流時間，某降雨強度 R 所造成的最大逕流量 Q_p 與其降雨強度 R 成直線關係。
- 最大逕流量 Q_p 發生機率等於設定洪水集流時間之降雨強度 R 發生機率
- 不論是在怎樣機率下的降雨，逕流量係數 f 都相同。
- 同一流域的所有降雨都可適用逕流量係數。

根據過去在試驗地等進行調查的結果，具備較接近這些前提條件之流域特性，大概是降雨滲透與貯留狀況較不明顯的市街化流域。一般而言，流域面積越大，雨水貯留效果越好，合理化公式的線形假設就可能不成立。適合運用合理化公式的流域大小，多半小於 $100km^2$ 。

該流域特有逕流係數及洪水集流時間，可從過去的水文觀測資料算出來。洪水集流時間有降雨強度最大時刻與逕流最大時刻時間差兩倍的情形。

沒有過去水文資料的流域，應調查流域地被、植生、形狀、開發狀況等，決定逕流係數及洪水集流時間。逕流係數與洪水集流時間之不同的數值，例舉如下。此外，計畫所採用的逕流係數值，也可參照 計畫編 第 2 章。

a) 物部的日本河川逕流係數(物部、1933)

表 3-2-1 日本內地河川的逕流係數

地表狀態	Fp
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

b) 「下水道設施計畫・設計指針與解說」之逕流係數

表 3-2-2 工種別基礎逕流係數的標準值

工法	Fp
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

表 3-2-3 不同用途之綜合逕流係數的標準值

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。

a) 美國土木學會的逕流係數(ASCE, 1993)

表 3-2-4 美國土木學會的流出係數

不同土地利用的綜合逕流係數*

逕流係數的一般範圍*

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		

* 這裡逕流係數指的範圍為回歸期 2-10 年算為較典型。

較大數值適合運用於較大計畫降雨

b) 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逕流係數。

表 3-2-5 特定都市河川淹水災害特定法(2003 年法律第 77 號。以下稱為「本法」)

於第 2 條第 9 項所規定「宅地法」的土地(法第 9 條第 1 號相關)

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

表 3-2-6 鋪柏油的土地(法第 9 條第 2 號相關)

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

表 3-2-7 有來自其他土地逕流量之虞的土地
(法第 9 條 第 3 號相關)

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

表 3-2-8 表 3-2-5 至表 3-2-7 所列土地之外的土地

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

合理化公式計算出來的洪水集流時間，其定義是流域最遠點下的雨水到達該流域出口所需時間。洪水集流時間是調查該流域特性後決定的常數，通常有以下兩種計算方法。

- a) 降雨一直到流入水路的時間(流入時間)，以及水路到達下游端所需時間(流下時間)的和。
這是都市下水道設計時常用的方法，有時也可準用於山地或小河川。

① 流入時間

流入時間有許多影響要素，包括抵達流入為止的排水區形狀與面積大小、地表坡降、地被狀態、流下距離、降雨強度等。目前下水道設計常用的是表 3-2-9 的值

表 3-2-9 日本與美國的流入時間

日本常用的值		美國土木學會
人口密度大的地區：5 分	幹線：5 分	設下水道鋪設完備的密集地區：5 分
人口密度稀疏地區：10 分	支線：7~10 分	坡降較小的發展地區：10~15 分
平均：7 分		平地住宅區：20~30 分

② 流下時間

雨水流入流路上游端之後一直到達流量計算地點為止所需時間，便是流下時間。河道之中通常用 Manning 的平均流速公式算出流下速度。下水道則使用管內平均流速，但平坦地區大致設定為 0.9~1.0m/s、有坡降地區為 1.15~1.26 m/s、支線大致是 0.6~0.9 m/s(土木學會，1968)

- b) 經驗公式的方法

計算洪水集流時間的經驗公式有各種做法，大部分是以流路長及坡降進行說明。

① 以流路長 L 及洪水逕流速度 W 計算洪水集流時間 T 的方法是

$$T=L/W \quad (3-2-2)$$

在此，

L ：流路長(m)

T ：洪水集流時間(s)

W ：洪水逕流速度(m/s)，可從表 3-2-10 或公式(3-2-3)等算出來。

- 沿著河谷下來的水流速度(井口，1957)

表 3-2-10 沿河谷下來的水流速度表

I	1/100 以上	1/100~1/200	1/200 以下
W	3.5m/s	3.0m/s	2.1m/s

在此， I 代表流路坡降。

- 德國巴伐利亞地區常用公式(井口，1957)

$$W=20(h/L)^{0.6} \quad (3-2-3)$$

在此，

h ：落差(m)

② 土木研究所調查的洪水集流時間公式(吉野・米田，1973)

都市流域的公式是

$$T = 2.40 \times 10^{-4} (L / \sqrt{S})^{0.7} \quad (3-2-4)$$

自然流域則是：

$$T = 1.67 \times 10^{-3} (L / \sqrt{S})^{0.7} \quad (3-2-5)$$

在此， T ：洪水集流時間 (h)， L ：從流域最遠點到流量計算地點的流路長(m)， S ：流域最遠點到流量計算地點為止的平均坡降。

本公式適用範圍，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， $A < 50 \text{ km}^2$ ， $S > 1/500$ 。

2) 貯蓄函數法

貯蓄函數法的基本概念是視流域或河道為一個水庫，將貯蓄量與逕流量的關係(貯蓄函數)當作運動方程式，組合成連續方程式用來演算逕流量。日本廣泛使用的是 1961 年木村所提案，區分滲透區域與逕流區域而計算逕流的貯蓄函數法(木村，1961；木村 1975；建設省水文研究會編，1962)。此外，也有人不區分滲透區域與逕流區域而使用設定有效降雨量然後計算逕流量的貯蓄函數法。如上述，日本多年來以貯蓄函數法計算許多流域的洪水逕流量，成績相當不錯。

首先，木村的貯蓄函數法如下。

流域貯蓄函數及連續方程式，分別如下列公式：

$$s_{\ell} = kq_{\ell}^p \quad (3-2-6)$$

$$\frac{ds_{\ell}}{dt} = r_{ave} - q_{\ell} \quad (3-2-7)$$

在此，

S_{ℓ} : 概估的流域貯蓄深度(mm)

q_{ℓ} : 考慮遲滯時間的流域直接逕流高度(mm/h)

r_{ave} : 流域平均降雨強度(mm/h)

k, p : 流域的常數

河道區間貯蓄函數及連續方程式，分別如下：

$$S_{\ell} = KQ_{\ell}^P - T_{\ell}Q_{\ell} \quad \text{或} \quad S_{\ell} = KQ_{\ell}^P \quad (3-2-8)$$

$$\frac{dS_{\ell}}{dt} = \sum_{j=1}^n f_j I_j - Q_{\ell} \quad (3-2-9)$$

在此，

S_{ℓ} : 概估的河道貯蓄量 ((m³/s)h)

Q_{ℓ} : 考慮遲滯時間的河道區間下游端流量 (m³/s)

T_{ℓ} : 遲滯時間 (h)

I_j : 流入量群(m³/s)、流域、支流等流水進入對象河道區間的量或河道區間上游端流量

K, P : 河道的常數

F_j : 流入係數

上述公式貯蓄高 s 與逕流高 q 之關係，可從既有洪水逕流量資料算出來。一般而言，逕流量水文歷線增水部與減水部之中的 s 與 q 的關係不相同，貯蓄函數法的特色是，若導入遲滯時間 T_i ，就可使之修正成近似一價函數。

貯蓄函數法對流域一個貯蓄函數適用限度由流域面積決定。木村認為，流域面積 10~1,000km²、流路長 10~100km 左右，可得到充分精準度。過去大部份實際案例都是大概分割成 300km² 以下小流域進行計算。小流域太大，流域內的地形與地質會產生相當大差異，而且河道變長易受河道流動影響，很難在該流域運用貯蓄函數。因此，對象流域面積最好是 100 km² 左右。此外，必須注意，有些沒辦法有太多流量檢証地點的流域，過多分割容易增加變動要素，有時會很難得到妥當檢証。

木村的貯蓄函數法， f 並非降雨量 r_{ave} 相關的係數，而是流域面積 A 相關係數。換言之，降雨初期只有 $f=f_i$ (1 次逕流率) 的 fA 面積所流出雨水為「逕流量」，累計雨量超過 R_{∞} (飽和雨量)， $f=1$ (飽和逕流率)，由剩餘 $(1-f_i)A$ 部分(滲透區)流出的雨水，也成為逕流量流出。但逕流區域與滲透區域是一直到洪水結束為止，都分開計算逕流量，逕流區的逕流量與滲透區的逕流量的和，再加上基底流量的值，便是流域逕流量。來自流域的計算逕流量 Q (m³/s) 加上基底流量，可用以下公式算出。

$$Q = \frac{1}{3.6} f_1 A q_1 + \frac{1}{3.6} (1 - f_1) A q_{sa,1} + Q_i \quad (3-2-10)$$

在此，

f_1 : 1 次逕流率

A : 流域面積

q_1 : 全部降雨導致的逕流深度(mm/h)

$q_{sa,1}$: 飽和點之後降雨所導致的逕流深度(mm/h)

Q_i : 基底流量(m^3)

不區分滲透區域與逕流區域設定有效降雨貯蓄函數法計算之公式如下(角屋・永井，1980)。流域的貯蓄函數公式和(3-2-6)相同，但流域的連續方程式如下

$$\frac{ds_\ell}{dt} = r_e - q_\ell \quad (3-2-11)$$

在此，

S_ℓ : 概估的流域貯蓄深度(mm)

r_e : 流域平均有效降雨強度(mm/h)

q_ℓ : 考慮遲滯時間的流域直接逕流深度(mm/h)

有效降雨計算方法有很多，但最常用的是沿襲木村貯蓄函數法一次逕流量與飽和雨量觀念，把累計雨量達到 R_{sa} (mm) 為止的逕流率設訂為 f_1 、超過這個數值的逕流率就是 1，就能算出 r_e 。流域的計算逕流量 Q (m^3/s) 加上基底流量，可用以下公式算出。

$$Q = \frac{1}{3.6} A q + Q_i \quad (3-2-12)$$

在此，

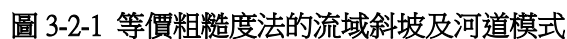
q : 計算逕流深度(mm/h)

Q_i : 基底流量(m^3/s)

3) 等價粗度法

複雜流域斜坡逕流現象之模式化處理，如果要把等價粗糙法(Kinematic Wave 法)應用在實際河川，以河川較陡峭且降雨強度大、導致洪水逕流之河川為現象。以土壤水或地下水逕流支配為主的洪水，則很難產生類似的遞減特性，不容得到妥當結果。此外，支流含流點及其他河道若分割成好幾個區間，該區間內應假定區間內來自橫斷面、坡降、粗度、橫向流入量等，會因為沿著相同流路而一致。

降落山腹斜坡的雨水部分滲透，經由地表流入小水路然後匯集成大水路。其過程模式化的圖便是圖 3-2-1。逕流量計算方法是，首先算出有效降雨之後來自斜坡的流出量 q ，加上橫流入量，就可算出河道的流量 Q 。但若有來自流域外、供給水路上游端的水量，或者開始降雨之前就已在河道中流動的流量等，也可將這些狀況視為邊界條件或初期條件。


$$i - i_f = 0 \quad (3-2-13)$$

第3章 第2節-17

在此， i 為水面坡降、 i_r 為摩擦坡降、 A 為流水濕周面積、 Q 為斷面平均流量、 x 為河道流下方向的位置。運動方程式的解也就是穩定等流時的阻抗法則，若帶入曼寧(Manning)公式，可從公式(3-2-13)得出：

$$Q = Av = AR^{2/3}i^{1/2}/n \quad (3-2-15)$$

流路的逕深 R 與濕周面積 A 之關係，以 K 、 Z 為常數，可假定為

$$R = K'A^Z \quad (3-2-16)$$

如此，公式(3-2-15)就能改寫如下為

$$A = KQ^P \quad (3-2-17)$$

在此，

$$P = 3/(2Z+3), K = (n/i^{1/2}K^{2/3})^P \quad (3-2-18)$$

若要將河道內水流模式化，只須在適當邊界條件與初期條件下解公式(3-2-14)與公式(3-2-17)即可。

相同概念如果也運用到模式化的流域斜坡上，可用如下公式說明其水流。

$$h = kq^P \quad (3-2-19)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial y} = ar_i \quad (3-2-20)$$

在此， h 為水深、 q 為單位寬度流量、 y 為斜坡流下方向位置、 r_i 為有效降雨強度、 a 為單位變換常數、 r_i 為 mm/h、 q 為 m²/s，則 $a = (1/3.6) \times 10^6$ 、 p 與 k' 為常數，水流在曼寧法則成立時，

$$k = (N/\sin\theta)^P, p = 3/5 \quad (3-2-21)$$

在此， N 為等價粗度、 θ 為斜坡傾斜角。公式(3-2-19) 與公式(3-2-20)和公式(3-2-17)、公式(3-2-14)形式相同，直接進行差分化數值計算，或以特性方程式上進行數值積分，可得出解。

實際計算時，可改變斜坡的粗糙係數 N ，在實測與計算值視為相當一致時的 N 值，就可當作該流域的等價粗糙係數。等價粗糙係數由流域分割方法決定，但多半取 $10^0 \sim 10^{-2}$ 之值 ($m^{-1/3} s$)。流域特性所決定的等價粗度之值，表 3-2-11 有許多參考值。

表 3-2-11 流域特性與等價粗度(田岡・日野，1995)

流域狀態	等價粗糙 $N(m^{-1/3} s)$
階段式住宅區的丘陵地帶	0.05
流域局部(15%)有宅地的丘陵地帶	0.1~0.2
梯田為主的流域	0.2~0.4
上游為山地、中下游會有梯田為主之市街地的流域	0.3~0.5
主要是林相良好的山地流域	0.4~0.8
上游丘陵地 50%、中流市街地 20%、下游低平水田 30%的流域	0.6~0.11
未實施排水改良的水田地帶	1~3

等價粗度法將流域區分為複數矩形坡面，因此可視為坡面元要素型分布模式。此外如上述，基本上是演算降雨時所產生表面逕流或含快速中間逕流在內的直接逕流。但近年來發現有山地森林的水往土壤滲透導致降雨損失，以及中間逕流與基底在內的各種延遲逕流成份，因此開發出改良的運動波模式。

4) 準線形貯蓄型模式(土研，1979)

都市化之土地利用改變會造成逕流量改變，以此觀念檢討初期逕流模式，即是準線形貯蓄型模式。準線形貯蓄型模式由有效降雨模式、坡面模式(準線形貯蓄型模式)及河道模式(貯蓄函數式)三者構成。

有效降雨模式包含 1 次逕流率(f_i)~飽和雨量(R_{sa})~飽和逕流率(f_{sa})模式等。有效降雨模式設定不同土地利用狀況(山林、水田、旱田、市街地)的損失雨量各自不同，因此須針對不同對象流域事先選定最適合的公式。

坡面模式的基本公式如下。

$$S = Kq \quad (3-2-22)$$

$$r_e - q = \frac{dS}{dt} \quad (3-2-23)$$

$$\text{但, } K = \frac{t_c}{2} \quad (3-2-24)$$

在此， S ：貯蓄高(mm)、 q ：逕流高(mm/h)、 t_c ：洪水集流時間(h)。由角屋等人的洪水集流時間經驗公式，以及實際使用有成效的有效降雨強度曲線決定。

$$t_p = CA^{0.22} r_e^{-0.35}$$

在此， t_p ：用分鐘表示公式(3-2-24) t_c 的洪水集流時間、 r_e ：降雨持續時間內最大平均有效降雨強度(mm/h)， A ：流域面積(km^2)， C ：土地利用型態所決定的常數。

此等模式結構，具備如下特徵，透過 1) 可顯示斜坡上流動的非線性，2) 可顯示土地利用型態差異所導致的逕流量差異，3) 與該河川流域內其他排水計畫(下水道、中小河川等)所使用模式(合理化公式)具有共通性。但為了改善土地利用型態差異所導致的逕流量差異，應累積土地利用別有效降雨及洪水集流時間評估相關資料，逐一改良。

5) 水槽模式

如圖 3-2-2 所示，水槽模式乃是將流域想像成側面有好幾個流出口的容器(菅原，1972；菅原，1979)。這是在世界氣象組織概念模式評比計畫，對全球多樣化氣候下，評估該模式具有高適用性，世界各國多有使用(木下，2001)。

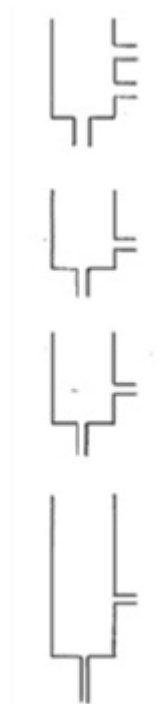


圖 3-2-2 一般性的水槽模式結構

雨乃是從水槽模式最上段容器注入。第 2 段以下的容器由最上段容器底面開孔承接水。各容器內部部分的水由側孔流到外面，部分由底孔進入正下方容器。各階段容器側孔流出的水量和，就是河川流量。

通常水槽模式結構為直列 4 段容器，每段容器流出的水，在最上段相當於洪水表面逕流，第 2 段相當於表層滲透逕流、第 3~4 段相當於地下水逕流。若增加容器或改變容器配置，可讓有融雪或持續乾季的地域特性有較高的重現性(WMO，1975)。

但水經由坡面與河道集流的過程，沒辦法用橫方有一個容器結構而無河道模式的水槽模式加以說明，因此，各流出孔的常數乃是受河道中洪水傳播等該流域集流過程各種影響的常數和物理模式不同，無法與流域的物理特性有所連結。

因此，水槽模式的常數(各孔大小與側面孔高度)須運用過去的水文資料，嘗試錯誤地計算出來。

水槽模式法的特徵簡要如下。

a) 本模式自動包含初期損失及其損失雨量隨降雨履歷而變化的現象。

- b) 大洪水與小洪水逕流方式自動切換的構造（模式中含非線形性的構造）。
- c) 洪水與小洪水逕流率自動切換的構造。
- d) 各段水槽流出的逕流量都有其固有的遞減曲線，因此，逕流量等於幾個彼此遞減的逕流成分總和。
- e) 水通過水槽而往下方移動過程中，自動出現時間遲延現象。
- f) 也可應用於洪水逕流或低水流量逕流，但一般而言大多根據其最適合目的的模式構造與常數，分開使用。

6) 土研（土木研究所）分布模式

1980年代歐洲陸續開發出SHE模式與IHDM模式這類分布常數系模式，但當時受手序複雜、計算耗時之限制，頂多只能計算大約10km²左右流域面積，且可能無法適用於歐洲特有流域之外的地區。因此，日本土木研究所納入日本河川流域主要逕流水文過程，其餘的某種程度簡化，開發出大流域也可適用的格子型分布常數系模式「土研分布模式」。其種類有三種，分別是長期與短期逕流分析兩用的 Ver.1，短期逕流分析用的簡化模式 Ver.2，長期逕流分析用將蒸發散等地面水文過程高度化的 Ver.3。以下說明其中最多人使用的Ver.2（鈴木等、1996）

土研分布模式 Ver.2 的河川流域基本架構，如圖 3-2-3 所示，乃是用格子分割流域、來自各小區塊的逕流連結起來的構造。

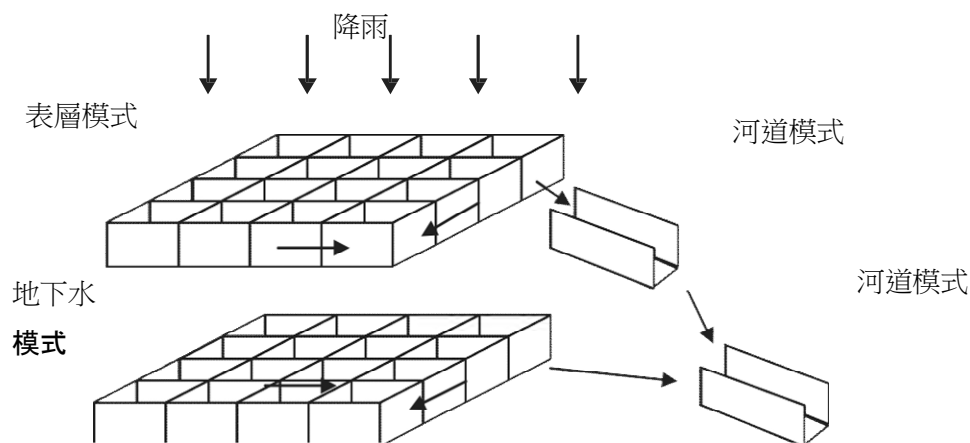


圖3-2-3 土研分布模式Ver.2構成圖

每個小區塊都設定兩段水槽（表層模式、地下水模式），將每個小區塊土壤透水係數等物理特性納入考量，計算來自每個區塊的逕流量。來自各小區塊的逕流量沿著落水線網流入相隣小區塊。

其表層模式構造如圖3-2-4所示。

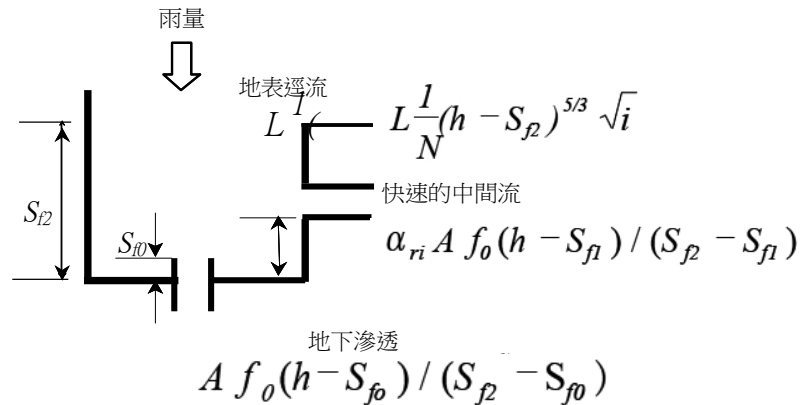


圖3-2-4各小區塊表層模式構造

在此， S_{f2} ：發生表面流的高度(m)， S_{f1} ：發生中間流的高度(m)， S_{f0} ：發生地下滲透的高度(m)， h ：貯蓄高(m)， L ：格子長(m)， N ：粗糙係數($\text{m}^{-1/3}/\text{s}$)， I ：落水線坡降（無次元）， α_{ri} ：相對於地下滲透的橫方向滲透能之比（無次元）， A ：小區塊面積(m^2)， f_0 ：最終滲透能(cm/s)。如此，地形、土地利用、土壤差異以及土壤水分多寡所導致表面流域滲透、中間流、下降滲透發生之變化，可以物理常數或內部貯蓄高表現之。

地下水模式的構造，如圖3-2-5所示。



圖3-2-5 各小區塊地下水模式構造

在此， S_g ：出現自由地下水流的高度(m)， A_u ：與自由地下水位逕流量有關的係數($(1/\text{mm}/\text{day})^{1/2}$)， A_g ：與受壓地下水位逕流量有關的係數($1/\text{day}$)。

合計表面流、快速中間流、自由地下水流、受壓地下水流，便是來自斜面的逕流量，以之輸入河道模式之中。

河道模式應設定在超過某臨界值（上游側小區塊數目）形成河道之小區塊的下游，運用等價粗度法進行洪水追跡。在下游緩流河道區間亦可納入不定流模數（module）。

本模式乃是 CommonMP的標準搭載模式。此外，本模式搭載圖解式使用者介面的綜合洪水分析系統(Integrated Flood Analysis System: IFAS)核心之逕流模式，主要是供發展中國家缺乏水文資料河川流域的洪水預測（土研、2009）。

< 相關通知等 >

- 1) (財)河川情報中心：中小河川の洪水予測入門，2002.

- 2) 公告決定計算洪水逕流量最大值所使用土地利用形態之個別逕流係數，2004年，公告第521號，國土交通省。

<參考資料>

可參考下列資料。

- 1) 物部長穗：水理學，p.350，岩波書店，1933.
- 2) 日本下水道協會：下水道設施計畫・設計指針與解說 前編 -2009年度版-，p.71，2009.
- 3) Task Committee of the Urban Water Resources Research Council of ASCE：Design and Construction of Urban Stormwater Management Systems (ASCE)，ASCE Manuals and Reports of Engineering Practice，No.77 (MOP77)，pp.91-92，1993.
- 4) 土木學會：下水道雨水逕流量相關研究報告書，1967年度卷，p.84，1968.
- 5) 井口昌平：洪水集流速度有關的所謂 Rziha 公式與 Kraven 表之由來，土木學會誌，42-1，pp.25-27，1957.
- 6) 吉野文雄，米田耕藏：合理化公式的洪水集流時間與逕流係數，土木技術資料，第 15 卷 第 8 卷，pp.3-6，1973.
- 7) 木村俊晃：運用貯蓄函數法的洪水逕流演算法，建設省土木研究所，1961.
- 8) 木村俊晃：貯蓄函數法，河鍋書店，1975.
- 9) 建設省水文研究會編輯：流出計算例題集II，(社)全日本建設技術協會，1962.
- 10) 角屋睦，永井明博：逕流量分析手法（其10）農業土木學會誌，第48卷 第10號，4. 貯蓄法一運用貯蓄函數進行洪水逕流分析，1980.
- 11) 日本學術會議：回答 河川逕流模式・計劃洪水量檢證相關的學術評估，p.11，2010.
- 12) 末石富太郎：利用特性曲線法進行洪水分析 土木學會論文集 第29號 pp.74-87，1955.
- 13) 田岡穰，日野峻栄：運用特性曲線法進行山科川內水調查，第19屆回建設省技術研究會報告，pp.585-588，1965.
- 14) 石崎勝義，佐合純造，另 1 名：評估土地利用變化的逕流量模式，土木研究所資料，第 1499號，1979.
- 15) 菅原正巳：水文學講座 7 逕流量分析法，共立出版，1972.
- 16) 菅原正巳：水文學講座 別卷 續・逕流量分析法，共立出版，1979.
- 17) 木下武雄：水患頻仍日本所誕生而推廣到全世界的水槽模式，土木學會誌，第86卷第 5 號，pp.69-73，2001.
- 18) World Meteorological Organization(WMO)：Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting，WMO-No.429，1975.
- 19) 鈴木俊朗，寺川陽，松浦達郎：為了實時洪水預測而開發的分布型逕流模式（特集：水會自己流動）土木技術資料，38-10，1996.
- 20) 深見和彦，杉浦友宣，馬籠純，川上貴宏：綜合洪水分析系統(IFAS Version 1.2)使用者技術手冊，土木研究所資料，第4149號，2009.

第 3 章 水文分析 第3 節 地下水分析

目 次

第 3 節	地下水分析	1
3.1	總說	1
3.2	水收支分析	1
3.3	地下水流動分析	3
3.4	地下水污染分析	8
3.5	地層沈陷分析	9

2014年4月 版

第3章 水文分析

第3節 地下水分析

3.1 總說

<概 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。

數據分析依目的或所要檢討項目不同，分為以下幾種：（1）水收支分析，（2）地下水流動分析，（3）地下水污染分析，（4）地層沈陷分析。

<必 須>

實施地下水分析須配合目的及所要檢討項目，採取適當的分析方法。

<標 準>

實施低水位逕流量分析或河川與地下水關係分析，標準做法是參考第3章 第2節2.3 低水位逕流演算。

<參考資料>

進行地下水分析詳細做法，可參考下列資料。

- 1) 建設省河川局監修，(財)國土開發技術研究中心編輯 地下水調查與觀測指針草案，pp.257-289，山海堂，1993.
- 2) 日本地下水學會 地下水流動分析基礎理論所彙整相關研究群組編輯 地下水模擬，技報堂出版，2010.
- 3) 地下水手冊編輯委員會：地下水手冊，pp.980-994，建設產業調查會，1998.

3.2 水收支分析

<概 說>

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。

<必 須>

應將對象區域特性與可利用資料等納入考量，選擇適合的對象領域與對象期間，以達成預期目的。

<標 準>

水收支分析標準做法有二，包括以水收支模式進行分析，以及利用水槽模式進行分析。

<例 示>

1) 以水收支模式進行分析

地下水水收支公式主要有自由地下水與受壓地下水兩種。以下說明自由地下水的水收支公式。

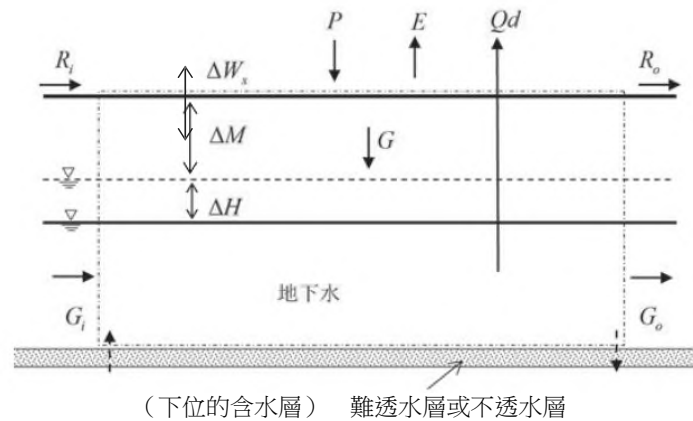


圖3-3-1 自由地下水透水收支概念圖

〔地下水調查與觀測指針（草案）〕增補）

• 水收支式

$$\begin{array}{l} \text{地表} \\ \text{水} \end{array} \quad \square \Delta W_s = P - E + R_i - R_o - G \quad (3-3-1)$$

$$\begin{array}{l} \text{地下} \\ \text{水} \end{array} \quad \square \Delta H + \Delta M = G + G_i - G_o - Q_d \quad (3-3-2)$$

在此，

- 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）

若對象期間為長期（比如 1 水文年），可把地表水貯蓄量變化及不飽和帶土壤水分量變化視為零。反之，短期間地下水收支分析，或將對象領域細分化，需要更多的數據，水收支分析工作常會變成很困難。此時，可進行地下水流動分析，將計算結果集約化，推定其水收支。

2) 水槽模式法

為了計算地下水涵養量、檢討中小河川流域水收支而開發的河川逕流分析法「水槽模式」，也可適用於地下水收支分析。整個對象區域用 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。

3.3 地下水流動分析

<概 說>

地下水流動分析目的在於掌握大範圍或局部地區地下水流動狀況。

<必 須>

地下水流動分析須將目的、對象區域特性、可利用資料等納入考量，適切地選擇有效方法。

<標 準>

為了掌握調查對象區域的地下水狀況，應配合調查目的整理資料，運用地下水位等高線圖、地下水位變動圖等適切圖表，淺顯易懂說明分析結果。

<例 示>

地下水流動分析通常順序如圖 3-3-2 所示，配合目的設定分析對象區域，製作分析模式。模式須在各種條件下進行檢證，檢討其妥當性，並根據將來計畫的條件，進行預測計算。

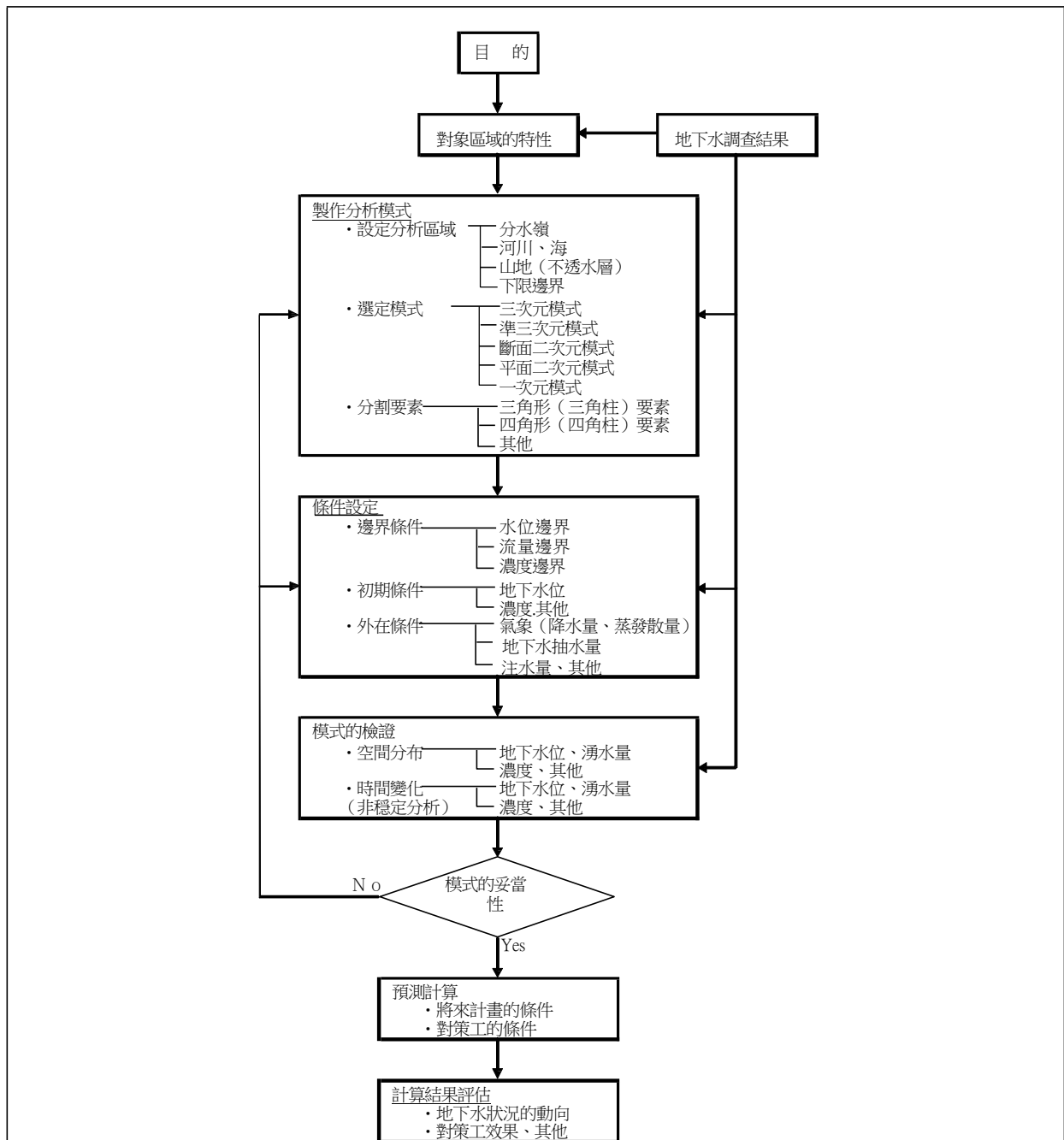


圖3-3-2 地下水流動分析的流程
〔地下水調查與觀測指針（草案）補充〕

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。

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ii} \frac{\partial h}{\partial x_i} \right) - q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3-3-3)$$

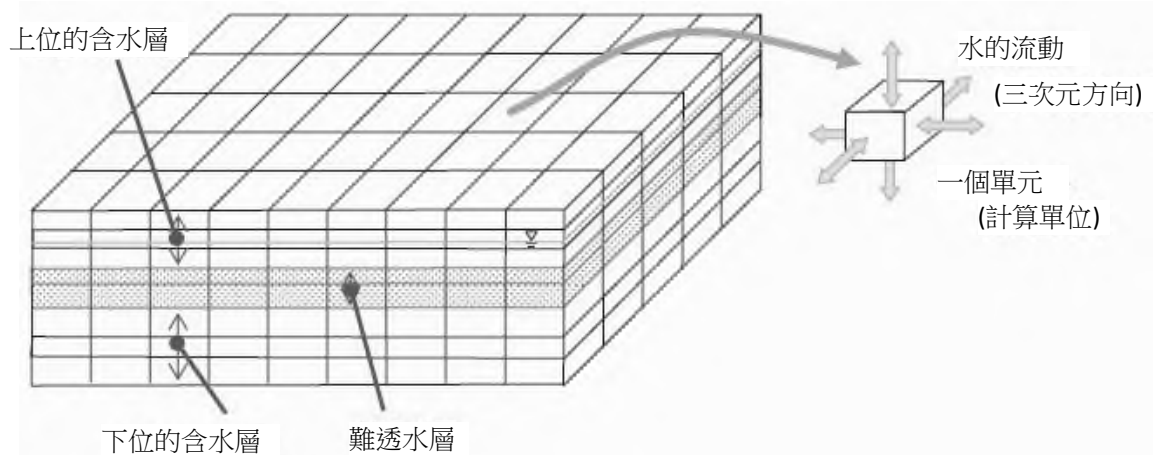
在此，
 $i、j$: $x、y$ 或 z 方向（ $i=1、2、3$ ）
 K_{ii} : x_i 方向的滲透係數〔 L/T 〕
 h : 水頭〔 L 〕

S_s : 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 〕

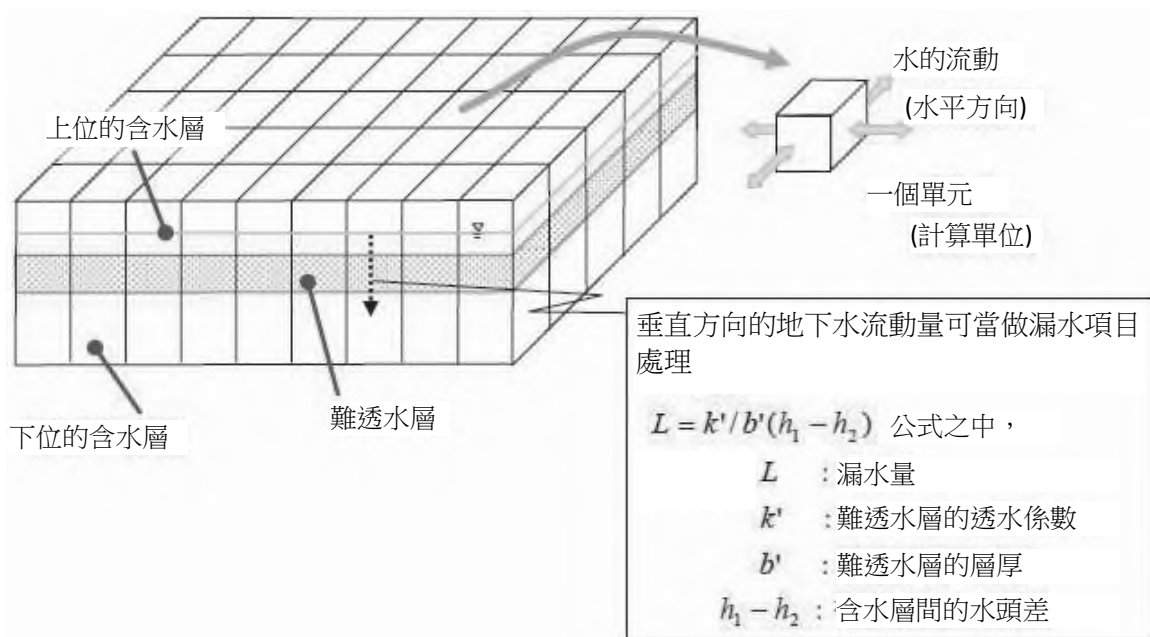
上述地下水流動方程式為三次元，但不同對象流域特性與目的下，也可降低次元。地下水流動分析方法如表3-3-1所示。

表3-3-1 地下水流動分析模式的特性與適用條件
〔地下水查與觀測指針（草案）補充〕

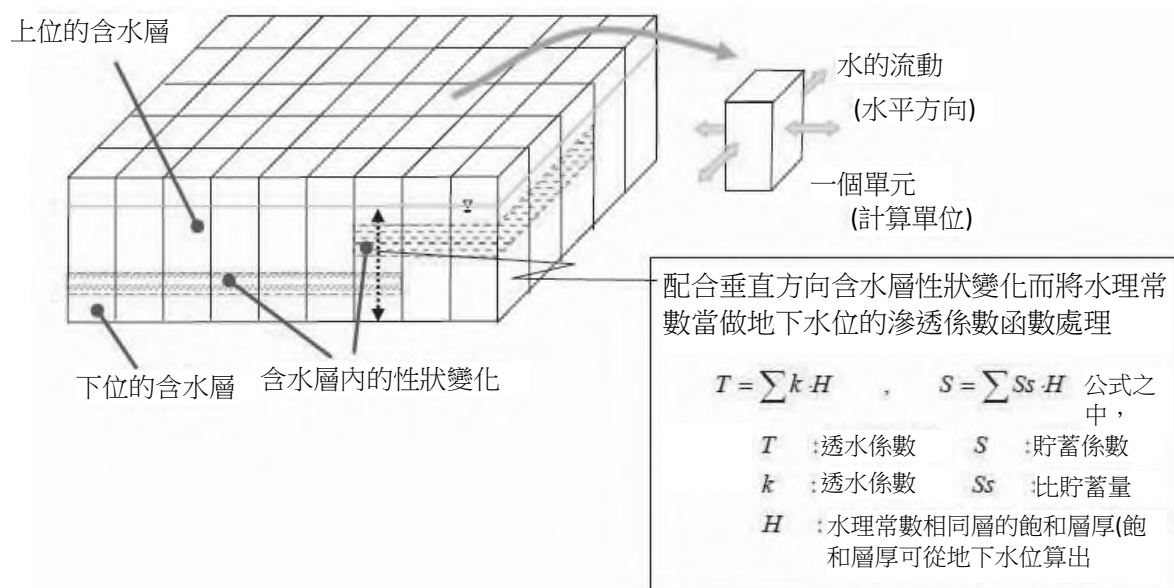
模式	特性與適用條件
三次元模式	<p>用來計算三次元方向地下水流動的模式，需要大量資訊，能反映透水層與難透水層之複雜地層形狀，以及滲透係數等水理常數會因方向改變的異方性，能比其他模式更正確掌握地下水流動。</p> <p>不只處理飽和的模式，也能配合地下水位分析受壓條件與自由條件之變化，以及飽和一不飽和狀況。又，除了加地下水流動之外，將溶解物質以及不同密度液體與空氣、熱等移動組合而開發的模式，可適用於從狹窄範圍到大範圍的各種問題。</p>
準三次元模式① 半透水性加壓層 納入考量的多層 構造處理方法	<p>用來分析複數含水層與半透水性難透水層所構成地層結構的地下水流動。可計算水平方向地下水流動，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。</p>
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	<p>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。</p>
準三次元模式③ 垂直切片法	<p>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。</p> <p>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。</p>
斷面二次元模式	<p>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。</p>
平面二次元模式	<p>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。</p>
一次元模式	<p>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。</p>



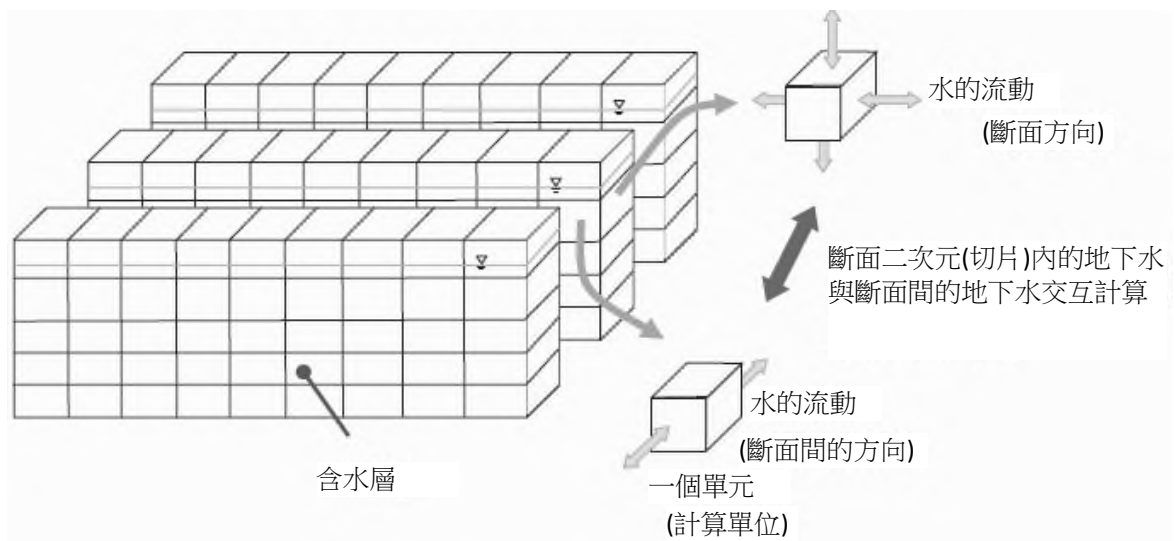
a 三次元模式



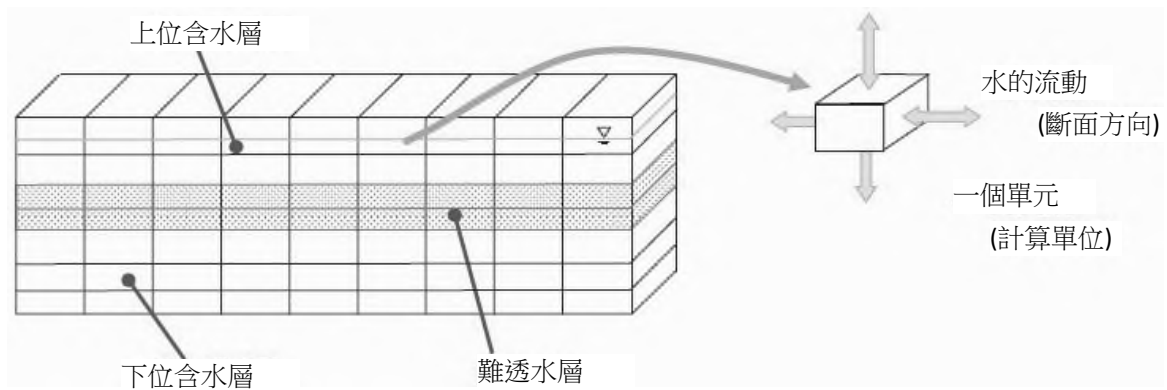
b 準三次元模式①



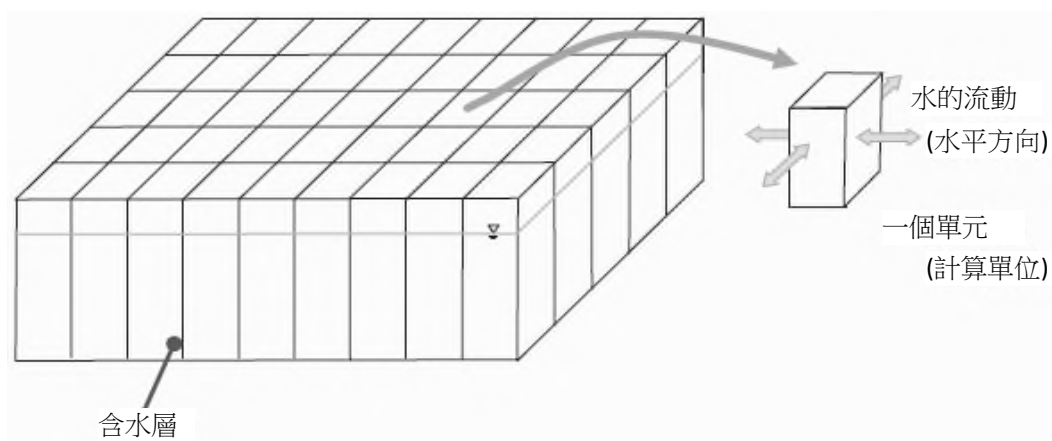
c 準三次元模式②



d 準三次元模式③



e 斷面二次元模式



f 平面二次元模式

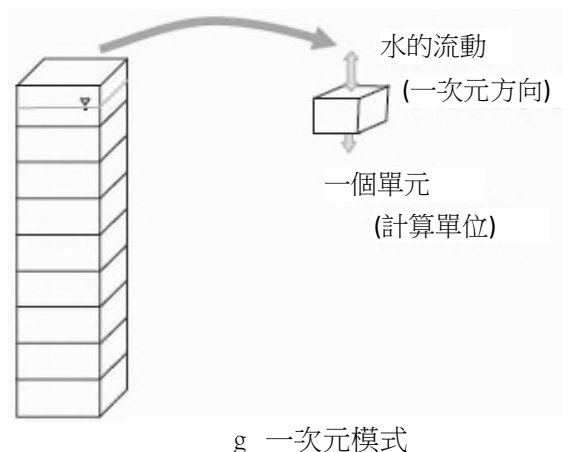


圖3-3-3 各地下水流動分析模式的概念圖

<例 示>

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。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。

以下介紹幾種目前已經發表的程式。

表3-3-2 地下水分析程式之案例

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

※ 以上是來源碼 (source code) 網路等公開而較多人應用的程式

<參考資料>

上述各程式可參考下列網站。

- 1) GWAP, UNSAF, Dtransu.
http://gw.civil.okayama-u.ac.jp/gel_home/download/index.html
- 2) MODFLOW.
<http://water.usgs.gov/nrp/gwsoftware/modflow.html>

3.4 地下水污染分析

<標 準>

地下水污染分析標準做法是參考第12章 水質・底質調查 第2節 水質調查 2.13。

3.5 地層沈陷分析

<要點>

地層沈陷分析的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。

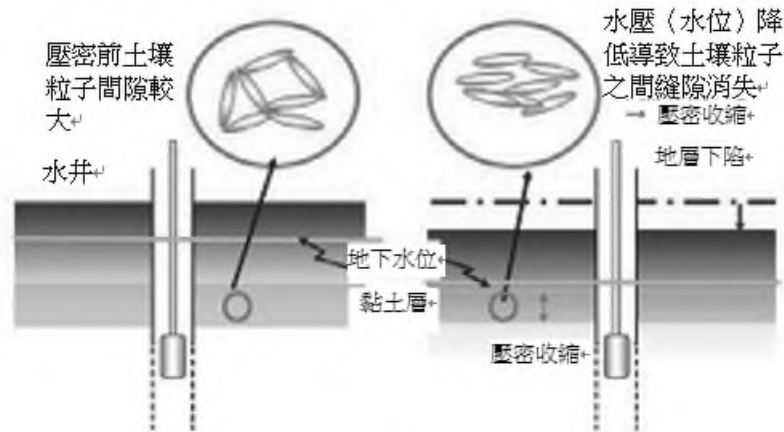


圖3-3-4 黏土層的壓密收縮

(佐藤、岩佐「地下水理學」(2002)、丸善出版)

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。

<必須>

分析地層沈陷應將目的與對象區域特性等納入考量，選擇適宜的方法。

<例示>

1) 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。

2) 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。

亦即，每個分層的壓密層，都以下列公式算出一次壓密沈陷量 S_c [cm]，然後所有軟弱層合計起來，就是全部沈陷量。

$$S_c = \frac{e_0 - e_i}{1 + e_0} \cdot H \quad (3-3-4)$$

在此，

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〕

此外，正規壓密土所構成的軟弱層，每個被區分的壓密層都算出壓縮指數 C_c 或體積壓縮係數 m_v 〔 m^2/kN 〕，分別以下列公式算出每個壓密層的一次元壓密沈陷量。

$$S_c = \frac{C_c}{1 + e_0} \log \frac{P_0 + \Delta P}{P_0} \cdot H \quad (3-3-5)$$

$$S_c = m_v \cdot P \cdot H \quad (3-3-6)$$

在此，

S_c = 一次壓密沈陷量〔cm〕

P_0 = 填土前土壤覆蓋應力〔 kN/m^2 〕

ΔP = 填土荷重增加的應力〔 kN/m^2 〕

H = 壓密層的層厚〔cm〕

3) 地層沈陷模擬

這是平面地層沈陷量分布或斷面線上地層沈陷量的預測方法。運用地下水流動分析模式，算出含水層內地下水頭變化量。另外，運用斷面二次元模式或三次元模式，可算出黏土層內水壓。或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。

編譯：水土保持局技術研究發展小組

Research and Technology Development Team, SWCB, COA

December 2017

本文件之翻譯及轉載，均符合日本著作權法相關規定。