บทที่ 3

ทฤษฎีและสมมติฐานที่นำมาใช้ในการวิจัย

3.1 <u>นิยามเกี่ยวกับสถิติ</u> (Statistical Definition)

การวิเคราะห์ความถี่ของข้อมูลฝนนั้นทฤษฎีเกี่ยวกับสถิติจะถูกเอามาดัดแปลงใช้ ดังนั้นจำเป็นต้องมีความรู้ทางด้านสถิติบางอย่างที่เกี่ยวข้อง

3.1.1 ประชากรและตัวอย่าง (Population and Sample)

กลุ่มตัวอย่าง (sample) เป็นเซทย่อยของประชากร (population) การหาข้อสรุปเกี่ยวกับประชากรจะมีความถูกต้องเพียงใดย่อมขึ้นอยู่กับความเข้าใจระหว่างกลุ่มตัวอย่างกับประชากร โดยทั่วไปกลุ่มตัวอย่างควรจะเป็นตัวแทนที่ดีของประชากร การที่กลุ่มตัวอย่างจะเป็นตัวแทนที่ดีได้นั้นหมายความว่า สมาชิกทุกตัวของกลุ่มตัวอย่างถูกเลือกมาโดยไม่ลำเอียง (unbiased) หรือกลุ่มตัวอย่างถูกเลือกแบบสุ่ม (random sample) โดยสมาชิกแต่ละตัวของกลุ่มตัวอย่างมีความน่าจะเป็นที่จะถูกเลือกเท่า ๆ กัน

3.1.2 การวัดแนวโน้มเข้าสู่ส่วนกลาง (Measures of Central Tendency)

ก. ค่าเฉลี่ย (Mean)

ถ้าประชากรขนาด N ประกอบด้วยข้อมูล X_1, X_2, X_3....., X_N ค่าเฉลี่ยของประชากร (population mean) คำนวณได้จากสูตรดังนี้

$$\mu = \sum_{i=1}^{N} \frac{X_i}{N} \qquad \text{..........................(3-1)}$$

ถ้ากลุ่มตัวอย่างขนาด n ประกอบด้วยข้อมูล X_1, X_2, X_3...,X_n (sample mean) คำนวณได้จากสูตรดังนี้

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^{n} X_i}{n} \quad \text{.................................}(3\text{-}2)$$

ข. มัธยฐาน (Median)

คือค่ากึ่งกลาง (สำหรับกลุ่มข้อมูลจำนวนคี่) หรือค่าเฉลี่ยของค่ากึ่งกลาง 2 ค่า (สำหรับกลุ่มข้อมูลจำนวนคู่)

ค. ฐานนิยม (Mode)

ฐานนิยมของข้อมูลชุดใดคือค่าของข้อมูลที่มีความถี่สูงสุด

3.1.3 การวัดการกระจาย (Measures of Variability)

การวัดการกระจายทำให้เราทราบว่าข้อมูลเหล่านั้นมีการกระจายหรือมีค่าแตกต่างไปจากค่าเฉลี่ยเท่าใด

ก. พิสัย (Range)

ค่าพิสัยของข้อมูลชุดใด คือค่าความแตกต่างระหว่างข้อมูลที่มีค่ามากที่สุดกับข้อมูลที่มีค่าน้อยที่สุด

ข. ความเบี่ยงเบนเฉลี่ย (Mean Deviation)

ค่าความเบี่ยงเบนเฉลี่ยของข้อมูล n ข้อมูล เท่ากับผลรวมของข้อมูลที่เบี่ยงเบนไปจากค่าเฉลี่ยโดยไม่คิดเครื่องหมาย (absolute values) หารด้วย n

$$\text{ค่าความเบี่ยงเบนเฉลี่ย} = \frac{\Sigma\,|x-\bar{x}|}{n} \quad \text{...............} (3\text{-}3)$$

ค. ความเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation)

ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานเท่ากับรากที่สองของค่าความแปรปรวน (Variances)

คำนวณค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานได้จากสูตรดังนี้

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} \frac{(X_i-\mu)^2}{N}} \quad \text{.........................(3-4)}$$

$$S = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \frac{(X_i-\bar{X})^2}{n-1}} \quad \text{.........................(3-5)}$$

เมื่อ σ = ความเบี่ยงเบนมาตรฐานของประชากร

S = ความเบี่ยงเบนมาตรฐานของตัวอย่าง

ง. ความแปรปรวน (Variance)

ค่าความแปรปรวน คือค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานยกกำลังสอง เขียนแทนด้วยสัญลักษณ์ V ดังนั้น

$$V = \sigma^2 \quad \text{(สำหรับประชากร)} \quad \text{................(3-6)}$$

$$V = S^2 \quad \text{(สำหรับตัวอย่าง)} \quad \text{................(3-7)}$$

จ. สัมประสิทธิ์ของความแปรปรวน (Coefficient of Variation)

ค่าสัมประสิทธิ์ของความแปรปรวนเป็นค่าที่ไม่มีหน่วย (dimensionless) เขียนแทนด้วยสัญลักษณ์ C_v แสดงค่าด้วยอัตราส่วนของค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานกับค่าเฉลี่ย

$$C_v = \frac{\sigma}{\mu} \quad \text{หรือ} \quad \frac{S}{\bar{X}} \quad \text{........................(3-8)}$$

3.1.4 นิยามเกี่ยวกับความน่าจะเป็น (Probability Definition)

การหาความน่าจะเป็นของเหตุการณ์ x เป็นการรวมน้ำหนักทั้งหมดที่กำหนดให้ในจุดตัวอย่าง (sample point) ของแซมเปิลสเปซ (sample space) x หรือเหตุการณ์ x ผลรวมที่ได้นี้เรียกอีกอย่างหนึ่งว่าเป็นการวัด (measure) ของแซมเปิลสเปซหรือความน่าจะเป็นของ x เขียนเป็นสัญลักษณ์ได้ว่า $P_r(x)$ ซึ่ง

$$0 \leq P_r(x) \leq 1 \quad \text{..........................(3-9)}$$

ค่ารอบปี (Return Period) หรือช่วงของการเกิดซ้ำ (recurrent interval) เป็นค่าช่วงระยะเวลาโดยเฉลี่ยที่ค่าของเหตุการณ์ (magnitude of an event) เท่ากันหรือมากกว่าค่าที่กำหนดซึ่งในการวิเคราะห์ความถี่ทางอุทกวิทยามักจะใช้ความเป็น "ปี" เขียนเป็นสัญญลักษณ์ว่า "T"

$$T = 1/P_r(X \geq x) \qquad \text{.........................(3-10)}$$

ซึ่ง $P_r(X>x) = 1-P_r(X \leq x)$ ....(3-11)

ดังนั้น $T = 1/\left[1-P_r(X<x)\right]$ ....(3-12)

ตัวอย่าง เช่นค่าปริมาณฝนที่มีค่ามากกว่าหรือเท่ากับค่าที่กำหนดซึ่งเกิดขึ้นหนึ่งครั้ง (โดยเฉลี่ย) ในทุก ๆ 5 ปีนั้นเรียกว่าค่าปริมาณฝนในรอบ 5 ปีซึ่งมีค่ารอบปีเท่ากับ 5 ปี ดังนั้นทุกปีค่าปริมาณฝนนี้มีความน่าจะเป็นของการเกิดเท่ากับ 0.20

พารามิเตอร์ (Parameter) เป็นตัวคงที่ที่ปรากฏในฟังก์ชันความน่าจะเป็นของกลุ่มการแจกแจง การแจกแจงในกลุ่มที่มีค่าพารามิเตอร์ต่างกันจะมีรูปร่างต่างกัน ตัวอย่างเช่นการแจกแจงปกติ (normal distribution) จะมีพารามิเตอร์ 2 ตัว คือ μ และ σ

3.2 การพิจารณาข้อมูลฝน

ปัจจุบันในการทำนายค่าปริมาณฝนที่เกิดขึ้นในอนาคต ยังไม่มีวิธีอื่นที่ดีกว่าการใช้สถิติของฝนที่ผ่านมาในอดีต ทางด้านอุทกวิทยานั้นข้อมูลส่วนมากจะเป็นรูปแบบของอนุกรมเวลา (time series) ดังนั้นจึงถือได้ว่าข้อมูลที่ได้มาจากอดีตเป็นตัวแทนของข้อมูลได้

กลุ่มข้อมูลฝนที่เอามาวิเคราะห์ถี่นั้นมี 2 แบบ คือ annual series และ partial series

annual series เป็นกลุ่มของข้อมูลฝนที่เลือกเอาเฉพาะค่าสูงสุดในแต่ละปี

partial series เป็นกลุ่มของข้อมูลฝนที่เลือกเอาเฉพาะค่าที่มากกว่าค่าที่กำหนด ดังนั้นในแต่ละปีอาจมีข้อมูลฝนถูกเลือกมาหลายค่าก็ได้

ค่าปริมาณฝนค่าหนึ่งที่ได้จากการวิเคราะห์ความถี่จาก annual series จะมีค่ารอบปีมากกว่า partial series เพียงประมาณ 0.5 ปี เมื่อมีค่ารอบปีตั้งแต่ 10 ปีขึ้นไป |Bell (1969)|

ข้อมูลทางอุทกวิทยาเพื่อวิเคราะห์ความถี่นั้น annual series มักจะเป็นที่นิยมมากกว่า เพราะสะดวกในการเก็บข้อมูลและการวิเคราะห์มากกว่า แต่อย่างไรก็ตามข้อดีของ partial series ตรงที่จะมีข้อมูลในการวิเคราะห์มากกว่า annual series ซึ่งจะเป็นผลดีสำหรับข้อมูลที่มีจำนวนปีของการบันทึกข้อมูลน้อย ๆ (short length record) ผลเสียของ annual series คือเลือกเอาเฉพาะค่าสูงสุดของแต่ละปีมาวิเคราะห์ ซึ่งค่าที่สูงรองลงมาในอันดับ 2 และ 3 นั้นอาจมีค่ามากกว่าค่าสูงสุดของปีอื่น ๆ ก็ได้ [Kite (1977)]

Hershfield & Wilson (1957) ได้เปรียบเทียบค่าที่วิเคราะห์ได้ระหว่าง annual series กับ partial series โดยเฉลี่ย ดังแสดงไว้ในตารางที่ 3-1

ตารางที่ 3-1 เปรียบเทียบผลวิเคราะห์จากอนุกรมข้อมูลแบบ annual series กับ partial series [Hershfield & Wilson (1957)]

ค่ารอบปี	Annual series	Partial series
2	1	1.13
5	1	1.04
10	1	1.01

Kite (1977) แสดงให้เห็นถึงผลวิจัยของ Dalrymple, T., (1960) ที่เปรียบเทียบค่ารอบปีระหว่างอนุกรมทั้งสองชนิดนี้ ดังในตารางที่ 3-2 จะเห็นได้ว่าที่ค่ารอบปีมากกว่า 10 ปีนั้นจะมีค่ารอบปีแตกต่างกันเพียง 5 เปอร์เซนต์

จากเหตุผลที่กล่าวมาแล้วข้างต้นและเพื่อความสะดวก ผู้วิจัยจึงเลือกข้อมูลแบบ annual series มาใช้ในการวิเคราะห์ความถี่ของค่าปริมาณฝนสำหรับการวิจัยครั้งนี้

ตารางที่ 3-2 เปรียบเทียบค่ารอบปีสำหรับอนุกรมข้อมูลแบบ annual series กับ partial series [Kite (1977)]

ค่ารอบปี	
Partial series	Annual series
0.5	1.16
1	1.58
1.44	2
2	2.54
5	5.52
10	10.5
20	20.5
50	50.5
100	100.5

3.3 <u>การวิเคราะห์ความถี่</u> (Frequency Analysis)

ในการวิเคราะห์ความถี่ข้อมูลทางอุทกวิทยา โดยทั่วไปกระทำได้ 2 วิธีคือ

ก. การวิเคราะห์ความถี่โดยการเขียนลงในแผ่นกราฟ

ข. การวิเคราะห์ความถี่โดยใช้ทฤษฎีการแจกแจงความถี่

3.3.1 การศึกษาความถี่โดยการเขียนลงในแผ่นกราฟ (Plotting Position)

ซึ่งเรียกวิธีแบบนี้ว่า plotting position กระทำโดยการพล็อตลงบนแผ่นกราฟความน่าจะเป็น (probability paper) เช่นกระดาษกราฟแบบกัมเบล (Gumbel paper) หรือกระดาษกราฟแบบ log-normal probability เป็นต้น

สำหรับการวิจัยครั้งนี้ได้เลือกใช้กระดาษกราฟแบบกัมเบล ซึ่งแกนตั้ง (ordinate) เป็นค่าของเหตุการณ์ (เช่นค่าปริมาณฝน) สเกลในแกนตั้งจะถูกแบ่งออกเป็นช่วง ๆ เท่ากัน แกนราบ (abscissa) เป็นค่าของความน่าจะเป็นหรือค่าช่วงของการเกิดซ้ำ ถ้าเอาผลวิเคราะห์ความถี่ที่ได้โดยใช้ทฤษฎีการแจกแจงแบบกัมเบล (Gumbel's distribution) พล็อตลงในกระดาษกราฟแบบกัมเบลแล้วจะได้เส้นกราฟเป็นเส้นตรง

การหาช่วงของการเกิดซ้ำ (หรือรอบปี) สำหรับค่าของเหตุการณ์แต่ละค่าเพื่อเอามาพล็อตกราฟนั้นสำหรับวิจัยครั้งนี้ใช้สมการ

$$T = \frac{n+1}{m} \qquad \text{(3-13)}$$

ในกรณีข้อมูลฝนแบบ annual series ที่มีจำนวนข้อมูลเท่ากับ n ค่า จะได้มาจากข้อมูล n ปี ดังนั้นจากสมการ (3-13) จะได้

T = ค่ารอบปี

n = จำนวนปีหรือจำนวนข้อมูลที่เอามาวิเคราะห์

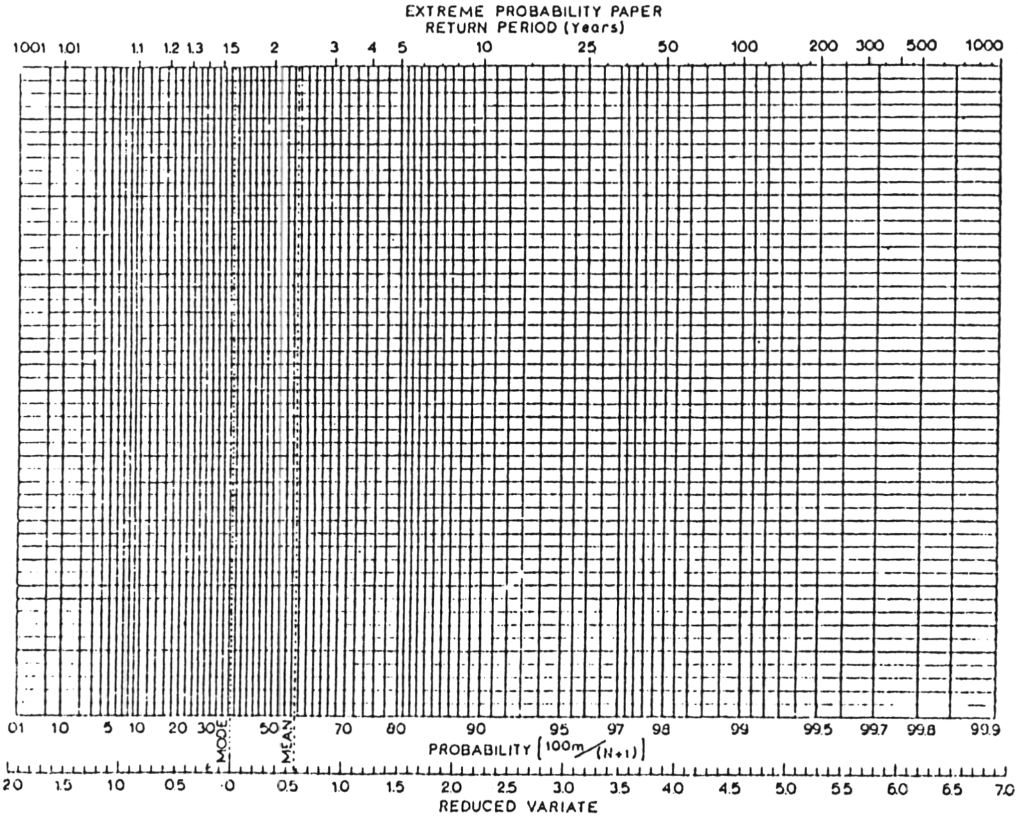
m = ลำดับที่ของเหตุการณ์ที่จัดเรียงลำดับไว้จากค่ามากไปน้อย

ดังนั้นค่าของเหตุการณ์ที่มีค่ามากที่สุดนั้นจะมีค่า m =1

และค่าของเหตุการณ์ที่มีค่าน้อยที่สุดจะมีค่า m = n

Kite (1977) ได้อ้างถึงผลวิจัยของ Benson, M.A., (1962) ที่แสดงให้เห็นว่าสมการ (3-13) นั้นเป็นสมการที่ใช้กับวิธี plotting position ได้เหมาะสมที่สุดสำหรับการออกแบบทางอุทกวิทยาที่ประหยัด

จากรูปที่ 3-1 เป็นตัวอย่างแสดงกระดาษกราฟแบบกัมเบลที่จะเอามาใช้กับวิธี plotting position



รูปที่ 3-1 กระดาษแบบกัมเบล (Gumbel paper) [Reich (1963)]

3.3.2 ทฤษฎีการแจกแจงความถี่ของข้อมูลทางอุทกวิทยา

มีผู้พยายามจะหาทฤษฎีการแจกแจงความถี่ของข้อมูลเกี่ยวกับอุทกวิทยา โดยการทดลองกับข้อมูลเกี่ยวกับอุทกวิทยาและหาทฤษฎีขึ้นมาเพื่อใช้ให้เหมาะสม ทฤษฎีการแจกแจงที่ใช้กันมีเป็นจำนวนมาก แต่ที่สำคัญ ๆ คือ

ก. การแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์ (Two-Parameter Lognormal Distribution)

ข. การแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 3-พารามิเตอร์ (Three-Parameter Lognormal Distribution)

ค. การแจกแจงแบบกัมเบล (Gumbel's Distribution)

ง. การแจกแจงแบบเพียร์สัน ชนิดที่ ๓ (Pearson Type III Distribution)

จ. การแจกแจงแบบลอก-เพียร์สัน ชนิดที่ 3 (Log-Pearson Type III Distribution)

การใช้ทฤษฎีการแจกแจงเพื่อการวิเคราะห์ความถี่จะสะดวกและรวดเร็วกว่าวิธีเขียนลงในแผ่นกราฟ (plotting position) แต่วิธีเขียนลงในแผ่นกราฟก็ยังจำเป็นต้องใช้ประกอบเพื่อแสดงให้เห็นเด่นชัดในการเปรียบเทียบระหว่างเส้นกราฟที่ได้จากการวิเคราะห์ความถี่จากทฤษฎีการแจกแจงความถี่กับจุดที่พล็อตได้จากข้อมูลโดยตรงโดยวิธีเขียนลงในแผ่นกราฟ

3.3.3 การเลือกทฤษฎีการแจกแจงเพื่อการวิเคราะห์ความถี่

Kite (1977) ได้อ้างถึงผลการวิจัยของบุคคลอื่น ๆ เกี่ยวกับการหาทฤษฎีการแจกแจงที่เหมาะสมที่สุดสำหรับการวิเคราะห์ความถี่ทางอุทกวิทยา และ Kite สรุปว่าไม่มีทฤษฎีการแจกแจงแบบใดที่ใช้ได้เหมาะสมที่สุดในทุกภูมิภาค

จากการสำรวจผลวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการวิเคราะห์ความถี่ของข้อมูลค่าปริมาณฝนสูงสุดในแต่ละปีโดยใช้ทฤษฎีการแจกแจงแบบกัมเบล ซึ่งจะใช้ในรูปแบบต่าง ๆ กัน เช่นการใช้สูตรสำเร็จหรือ plotting position หรือตารางสำเร็จรูป เช่นการวิจัยของ ธำรง เปรมปรีดิ์ (2520) Anukularmphai (1980), Bell (1969), Hershfields & Wilson (1957), Mustomen (1969) และ Reich (1963)

จากการวิจัยของ Ertuna (1970) ที่ได้ศึกษาข้อมูลค่าปริมาณฝนสูงสุดในแต่ละปีที่มีช่วงเวลาสั้น คือ 1/2, 1 และ 2 ชั่วโมงในภาคต่าง ๆ ของประเทศไทย และได้เสนอว่าทฤษฎีการแจกแจงแบบกัมเบลนั้นสามารถใช้ได้ทุกภาคในประเทศไทย (ยกเว้นภาคใต้)

ในการเลือกทฤษฎีการแจกแจงเพื่อการวิเคราะห์ที่ได้ผลดีนั้น ควรวิเคราะห์ความถี่ด้วยทฤษฎีการแจกแจงหลายแบบแล้วทดสอบความเหมาะสมของการแจกแจงว่าทฤษฎีการแจกแจงแบบใดให้ความเหมาะสม (goodness of fit) มากกว่ากัน ของแต่ละสถานีและแต่ละช่วงเวลา ซึ่งถ้ากระทำดังที่กล่าวแล้วนั้นจะเป็นการเสียเวลาอย่างมาก แต่ผู้วิจัยมีขีดจำกัดเกี่ยวกับเวลา

กำลังคนและทุนทรัพย์ ดังนั้นในการวิเคราะห์ความถี่เพื่อการวิจัยครั้งนี้ได้เลือกทฤษฎีการแจกแจงเพียงแบบเดียวที่คาดว่าเหมาะสมที่สุด (ทางด้านความสะดวกในการวิเคราะห์และให้ผลวิเคราะห์ที่ดี)

สำหรับการวิจัยนี้ จะเลือกวิเคราะห์ความถี่ด้วยทฤษฎีการแจกแจงแบบกัมเบลเพียงอย่างเดียว แต่ทฤษฎีการแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์และทฤษฎีการแจกแจงแบบลอกเพียร์สันชนิดที่ 3 นั้น จะใช้วิเคราะห์ความถี่เป็นเพียงบางสถานีฝนเพื่อเปรียบเทียบโดยสังเขปเท่านั้น

3.3.4 สมการความถี่โดยทั่วไป (General Frequency Equation)

Chow (1964) แสดงให้เห็นว่าการวิเคราะห์ความถี่สามารถจัดให้อยู่ในรูปแบบง่าย ๆ โดยพิสูจน์ดังนี้

$$X = \bar{X} + \Delta X \qquad \text{.............................(3-14)}$$

โดยที่ X คือค่าของเหตุการณ์ใดเหตุการณ์หนึ่ง, $\bar{X}$ คือค่าเฉลี่ยและ Δx เป็นค่าความเบี่ยงเบนไปจากค่าเฉลี่ย (the deviation from the mean)

ค่าของ ΔX ขึ้นอยู่กับแนวโน้มที่จะเบี่ยงเบนไปจากค่าเฉลี่ย (ซึ่งเสนออยู่ในรูปของความเบี่ยงเบนมาตรฐาน) และความถี่ของเหตุการณ์ (ซึ่งเสนออยู่ในรูปของ frequency factor K)

ดังนั้นสามารถเขียนสมการความถี่โดยทั่วไปเป็น

$$X_T = \bar{X} + S.K \qquad \text{..........................(3-15)}$$

และ Chow ยังพิสูจน์ให้เห็นว่าสมการที่ (3-15) สามารถเอาไปใช้กับทฤษฎีการแจกแจงความถี่แบบต่าง ๆ ได้และอาจจัดให้อยู่ในรูปแบบดังนี้

$$X_T = \bar{X}\ (1+C_v.K) \qquad \text{..........................(3-16)}$$

เมื่อ X_T = ค่าของเหตุการณ์ (event magnitude)

$\bar{X}$ = ค่าเฉลี่ยของกลุ่มตัวอย่าง

S = ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานของกลุ่มตัวอย่าง (sample standard deviation)

K = ค่า frequency factor

C_v = สัมประสิทธิ์ของความแปรปรวน (coefficient of variation)

3.3.5 การแจกแจงแบบกัมเบล (Gumbel's Distribution หรือ Type I Extremal Distribution)

การแจกแจงแบบนี้เสนอขึ้นครั้งแรกโดย Gumbel เพื่อใช้ในการวิเคราะห์ความถี่น้ำหลาก และสามารถเอาไปใช้กับการวิเคราะห์ความถี่ของสถิติข้อมูลฝนแบบ annual series ซึ่งนิยมใช้กันอย่างกว้างขวางในการวิเคราะห์ความถี่ฝน

Kite (1977) แสดงให้เห็นว่าการแจกแจงแบบนี้จะมีค่า probability density function เป็น

$$p(x) = \alpha . e^{\{-\alpha(x-\beta)-e^{-\alpha(x-\beta)}\}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (3\text{-}17)$$

และมีความน่าจะเป็นสะสม (cumulative probability)

$$P_r(X \le x) = e^{-e^{-\alpha(x-\beta)}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (3\text{-}18)$$

โดยที่ α = concentration parameter

β = การวัดแนวโน้มเข้าสู่ส่วนกลาง (measure of central tendency)

Kite ยังได้แสดงรายละเอียดเกี่ยวกับการหาวิธีการสำหรับการหาค่า frequency factor K ซึ่งสรุปได้ดังนี้

$$K = \frac{Y_T - \bar{Y}_n}{S_n} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (3\text{-}19)$$

โดยที่ $Y_T = \ln[-\ln\{(T-1)/T\}]$ ....(3-20)

ถ้า n = จำนวนค่าของเหตุการณ์เรียงลำดับจากมากไปน้อย

m = ลำดับที่ของค่าเหตุการณ์ ดังนั้น $m = 1$ สำหรับค่าของเหตุการณ์ที่มากที่สุดและ $m = n$ สำหรับค่าของเหตุการที่น้อยที่สุด

$T = (n+1)/m$

ดังนั้นจากสมการ (3-20) จะได้

$$Y_m = \ln[-\ln\{(n+1-m)/(n+1)\}] \qquad (3\text{-}21)$$

$\bar{Y}_n$ = ค่าเฉลี่ยของอนุกรม Y_m

$$= \sum_{m=1}^{n} \frac{Y_m}{n} \qquad (3\text{-}22)$$

S_n = ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานของอนุกรม Y_m

$$= \sqrt{\sum_{m=1}^{n} \frac{(Y_m - \bar{Y}_n)^2}{n}} \qquad (3\text{-}23)$$

ซึ่งจากสมการ (3-19) นี้ ถ้า $n = \infty$ จะได้ค่า K ดังนี้

$$K = -[0.45+0.7797 \ln\{-\ln(1-\frac{1}{T})\}] \qquad (3\text{-}24)$$

ซึ่งจะเห็นได้ว่าในสมการที่ (3-24) นี้ค่า K จะขึ้นกับค่ารอบปีเท่านั้น

ตารางที่ ข-1.1 แสดงค่า $\bar{Y}_n$ ที่คำนวณได้จากสมการ (3-22) โดยแสดงค่า $\bar{Y}_n$ ที่มีค่า n ต่าง ๆ กันตั้งแต่ 10 ถึง 100

ตารางที่ ข-1.2 แสดงค่า S_n ที่คำนวณได้จากสมการ (3-23) โดยแสดงค่า S_n ที่มีค่า n ต่าง ๆ กันตั้งแต่ 10 ถึง 100

ตารางที่ ข-1.3 แสดงค่า Y_T ที่คำนวณได้จากสมการ (3-24) โดยแสดงค่า Y_T ที่ค่ารอบปีต่าง ๆ กัน คือ 2, 5, 10, 25, 50, 100 และ 200 ปี

ตารางที่ ข-1.4 แสดงค่า K ที่คำนวณได้จากสมการ (3-19) โดยแสดงค่า K ที่มีรอบปีต่าง ๆ กันคือ 2, 5, 10, 25, 50, 100 และ 200 ปี ของค่า n ที่มีค่าตั้งแต่ 10 ถึง 100

สำหรับการวิจัยครั้งนี้ เกี่ยวกับการวิเคราะห์ความถี่โดยทฤษฎีการแจกแจงแบบกัมเบลนั้น ได้วิเคราะห์ค่าปริมาณฝนในรอบปีต่าง ๆ กันโดยใช้สมการที่ (3-15) ซึ่งค่า frequency factor K ที่จะเอามาใช้กับสมการที่ (3-15) นี้ได้มาจากตารางที่ ข-1.4 หรือสามารถคำนวณได้จากสมการ (3-19) โดยที่ได้ค่า $\bar{Y}_n$, S_n และ Y_T ได้จากตารางที่ ข-1.1, ตารางที่ ข-1.2 และตารางที่ ข-1.3 ตามลำดับ ซึ่งค่า $\bar{Y}_n$, S_n และ Y_T สามารถคำนวณได้จากสมการ (3-22), (3-23) และ (3-24) ตามลำดับ

3.3.6 การแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์ (Two-Parameter Lognormal Distribution)

การแจกแจงแบบนี้ดัดแปลงมาจากการแจกแจงแบบปกติ (normal distribution) กล่าวคือ ถ้า y = ln x โดยที่ x เป็นตัวแปรผัน (variable) ดังนั้นถ้า y มีการแจกแจงแบบปกติแล้วอนุกรมของตัวแปร x จะมีการแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์

Chow (1964) แสดงให้เห็นว่า การแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์มี probability density function

$$p(x) = \frac{1}{\sigma_y . \sqrt{2\pi}} . e^{-(y-\mu_y)^2/2\,\sigma_y} \quad ....(3\text{-}25)$$

โดยที่ $y = \ln x$, x เป็นตัวเปลี่ยนแปลงได้ (variable), μ_y = ค่าเฉลี่ยของ y และ σ_y = ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานของ y

หรือจาก Kite (1977) การแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์มี probability density function

$$p(x) = \frac{1}{x . \sigma_y \sqrt{2\pi}} . e^{-(\ln x-\mu_y)^2/2\,\sigma y^2} \quad ....(3\text{-}26)$$

การหาค่า frequency factor K สำหรับการแจกแจงแบบนี้ Chow (1964) ได้กำหนดดังนี้

$$K = \{\exp(\sigma_y . K_y - \sigma_y^2/2) - 1\}/\{\exp(\sigma_y^2) - 1\}^{\frac{1}{2}} \quad .....(3\text{-}27)$$

โดยที่

$$K_y = (y-\bar{y})/\sigma_y \quad ....(3\text{-}28)$$

$$y = \bar{y}+\sigma_y . K_y \quad ....(3\text{-}29)$$

ซึ่งค่า K_y จากสมการ (3-29) คือค่า frequency factor ของการแจกแจงแบบปกตินั่นเอง และ Chow (1964) ยังได้แสดงตารางสำหรับหาค่า K_y จากค่า coefficient of skewness C_s หรือจากค่าสัมประสิทธิ์ของความแปรปรวน C_v ด้วย

Kite (1977) แสดงสมการสำหรับหาค่า frequency factor K เพื่อใช้กับการแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์ ดังนี้

$$K = \frac{e^{[\ln(1+C_v^2)]^{\frac{1}{2}} . K_y - [\ln(1+C_v^2)]/2} - 1}{C_v} \quad ....(3\text{-}30)$$

โดยที่ C_v = สัมประสิทธิ์ของความแปรปรวน

$$= (e^{\sigma_y^2} - 1)^{\frac{1}{2}} \quad ....(3\text{-}31)$$

ซึ่ง Kite ยังได้แสดงตารางสำเร็จรูปสำหรับหาค่า K จากค่า C_v ด้วย

สำหรับในการวิจัยครั้งนี้เกี่ยวกับการวิเคราะห์ความถี่ค่าปริมาณฝนด้วยทฤษฎีการแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์นั้น ผู้วิจัยกระทำโดยใช้วิธีของ Benson (1968) เกี่ยวกับการวิเคราะห์ความถี่โดยทฤษฎีการแจกแจงแบบลอก-เพียร์สันชนิดที่ 3 กล่าวคือจะวิเคราะห์โดยใช้สมการที่ (3-32) แต่ค่า frequency-factor K ที่จะเอามาใช้สำหรับการวิเคราะห์โดยทฤษฎีการแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์นั้นจะได้จากตารางที่ ข-1.5 (โดยใช้ค่า K ที่มีค่า C_s = 0) เพราะว่า "การแจกแจงแบบลอกนอร์มอลชนิด 2-พารามิเตอร์ เป็นกรณีหนึ่งของการแจกแจงแบบลอก-เพียร์สันชนิดที่ 3 ที่มีค่า coefficient of skewness C_s ของอนุกรม log x เท่ากับศูนย์ [Hann (1977)]"

วิธีการที่ใช้ในการวิเคราะห์แบบนี้จะมีความสะดวกรวดเร็ว ซึ่งมีรายละเอียดของวิธีการดังนี้

$$\log X_T = \bar{Y}+S_Y.K_T \qquad \text{......................(3-32)}$$

โดยที่ n = จำนวนปีของข้อมูล (หรือจำนวนข้อมูล)

X = ค่าปริมาณสูงสุดในแต่ละปี (ในช่วงเวลาที่กำหนด)

X_T = ค่าปริมาณฝนในรอบปี T ปี (ในช่วงเวลาที่กำหนด)

$$Y = \log X \qquad \text{.........................(3-33)}$$

$\bar{Y}$ = ค่าเฉลี่ยของอนุกรม Y

$$= \frac{\Sigma Y}{n} \qquad \text{.........................(3-34)}$$

S_Y = ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานของอนุกรม Y

$$= \sqrt{\frac{\Sigma(Y-\bar{Y})^2}{n-1}} \qquad \text{.........................(3-35)}$$

K_T = ค่า frequency factor หาได้จากตารางที่ ข-1.5 โดยใช้ค่า K ที่มีค่า coefficient of skewness $C_s = 0$

3.3.7 การแจกแจงแบบลอก-เพียร์สันชนิดที่ 3(Log-Pearson Type III Distribution)

การแจกแจงแบบนี้ U.S. Federal Water Resources Council เสนอในปี ค.ศ. 1967 ให้หน่วยราชการในสหรัฐใช้เป็นวิธีมาตรฐานสำหรับการวิเคราะห์ความถี่น้ำหลาก

Kite (1977) ได้แสดงให้เห็นว่าการแจกแจงแบบนี้จะมี probability density function เป็น

$$p(x) = \frac{1}{\alpha.x.\Gamma(\beta)}.\left\{\frac{\ln x-\gamma}{\alpha}\right\}^{\beta-1}.e^{-\left\{\frac{\ln x-\gamma}{\alpha}\right\}} \qquad \text{............(3-36)}$$

ค่า α, β และ γ คือ scale parameter, shape parameter และ location parameter ตามลำดับ $\Gamma(\beta)$ คือ gamma function

ในการวิเคราะห์ความถี่ของค่าปริมาณฝน โดยการใช้การแจกแจงแบบลอก-เพียร์สันชนิดที่ 3 สำหรับการวิจัยนี้ใช้วิธีของ Benson (1968) กล่าวคือใช้สมการ (3-32), (3-33), (3-34) และ (3-35) ดังที่ได้กล่าวมาแล้วในหัวข้อ 3.3.6 คือ

จากสมการ (3-32) $\log X_T = \bar{Y} + S_Y . K$

จากสมการ (3-33) $Y = \log x$

จากสมการ (3-34) $\bar{Y} = \frac{\Sigma Y}{n}$

จากสมการ (3-35) $S_Y = \sqrt{\frac{\Sigma (Y-\bar{Y})^2}{n-1}}$

และ $$C_s = \frac{n\Sigma (Y-\bar{Y})^3}{(n-1)(n-2)S_Y^3} \quad \text{..............(3-37)}$$

หรือ $$C_s = \frac{n^2\Sigma Y^3 - 3n(\Sigma Y)(\Sigma Y^2) + 2(\Sigma Y)^3}{n(n-1)(n-2)S_Y^3} \quad \text{......(3-38)}$$

ซึ่งค่า frequency factor K_T หาได้จากตารางที่ ข-1.5

3.4 <u>การทดสอบความเหมาะสมของการแจกแจง</u> (Test of Goodness of Fit)

Kite (1977) ในการทดสอบความเหมาะสมของการแจกแจงความถี่ ระหว่างผลที่ได้จากทฤษฎีการแจกแจงกับผลที่ได้จากการสถิติของข้อมูลโดยตรง (โดยวิธี plotting position) วิธีที่ใช้กันโดยทั่วไป คือการทดสอบไคสแควร์ (chi-square test) และ Kolmogorov-Smirnov

สำหรับการวิจัยนี้เลือกใช้เฉพาะการทดสอบโดยวิธีทดสอบไคสแควร์ ซึ่งนิยมใช้กันสำหรับนักสถิติและงานวิเคราะห์ทางด้านอุทกวิทยา

3.4.1 การทดสอบไคสแควร์ (Chi-square test)

กระทำโดยการคำนวณผลรวมของกำลังสองของความแตกต่างระหว่างค่าของเหตุการณ์ที่ได้จากการสังเกต (observed) ซึ่งได้มาโดยวิธี plotting position กับ

ค่าของเหตุการณ์ที่ได้จากการคาดหมายไว้ (expected) ซึ่งได้จากทฤษฎีการแจกแจง

ดังนั้นการหาค่า chi-square χ^2 สามารถเขียนได้ดังนี้

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^{k} \frac{(Oj-Ej)^2}{Ej} \qquad \text{.......................(3-39)}$$

โดยที่ j = ลำดับที่ของช่วงชั้น(rank of class interval) เช่น j=1 หมายถึงช่วงชั้นแรก

k = จำนวนช่วงชั้น (number of class intervals)

Oj = จำนวนของเหตุการณ์ที่ได้จากการสังเกต (observed) จากข้อมูลโดยตรงในช่วงชั้นที่ j

Ej = จำนวนของเหตุการณ์ที่คาดหมายไว้ (expected) ในช่วงชั้นที่ j ซึ่งคำนวณได้จากทฤษฎีการแจกแจง

ถ้าแบ่งค่าความน่าจะเป็น (probability) ออกเป็นช่วงเท่า ๆ กันจะได้ค่า Ej = n/k

3.4.2 จำนวนและระยะของช่วงชั้น (Number and Length of Class Intervals)

Markovic (1965) แสดงความคิดเห็นว่า การมีจำนวนชั้น (classes) มากเกินไปนั้นอาจทำให้ในบางชั้นไม่มีค่าของเหตุการณ์อยู่เลย หรืออาจมีน้อยเกินไปจนทำให้ผลคำนวณที่ได้ผิดปกติไป (irregular) แต่ถ้ามีจำนวนชั้นน้อยเกินไปอาจทำให้ผลการทดสอบออกมาไม่เด่นชัด ที่ผ่านมายังไม่มีวิธีการกำหนดจำนวนชั้นที่ให้เป็นที่ยอมรับกันโดยทั่วไป นักสถิติส่วนมากจะกำหนดว่าจำนวนชั้นไม่ควรน้อยกว่า 10 ชั้นและไม่มากกว่า 20 ชั้น (โดยไม่ได้มีทฤษฎีพิสูจน์ยืนยันหลักการนี้ ในทางปฏิบัตินั้นโดยทั่วไปกำหนดว่าจำนวนเหตุการณ์ที่คาดหมายในแต่ละช่วงชั้นไม่ควรน้อยกว่า 5 ค่า

สำหรับการกำหนดระยะช่วงชั้นกำหนดได้ 2 แบบ คือ

ก. แต่ละช่วงชั้นมีการเพิ่มค่าของเหตุการณ์เท่ากัน

ข. แต่ละช่วงชั้นมีการเพิ่มค่าความน่าจะเป็นเท่ากัน (ดังนั้น แต่ละช่วงชั้นมีจำนวนค่าที่คาดหมายไว้เท่ากัน)

3.5 ช่วงความเชื่อมั่นและลิมิต (Confidence Intervals and Limits)

วิศวกรออกแบบจำเป็นต้องทราบความเที่ยงตรง (accuracy) ของค่าปริมาณฝน (ในรอบปีและช่วงเวลาที่ต้องการ) ที่ประเมินได้ เพราะผลวิเคราะห์ความถี่ที่ได้เป็นเพียงค่ากะประมาณเท่านั้น ซึ่งในการหาค่าความเที่ยงตรงของผลวิเคราะห์ความถี่โดยทั่วไปจะเป็นในรูปแบบช่วงความเชื่อมั่นและลิมิต

3.5.1 จุดกะประมาณ (Point Estimate)

จุดกะประมาณของพารามิเตอร์ใดคือจุดที่มีค่าเฉพาะซึ่งแตกต่างกับค่าอื่น ๆ (unique number) ซึ่งอาจคำนวณค่าจุดกะประมาณนี้ได้จากกลุ่มตัวอย่างที่เลือกจากประชากรนั้น เช่น $\hat{\theta}$ เป็นจุดกะประมาณของพารามิเตอร์ของประชากร θ ยกตัวอย่างเช่น $\bar{X}$ ของสถิติที่คำนวณจากตัวอย่างขนาด n เป็นจุดกะประมาณค่า μ ของประชากร การสุ่มตัวอย่างย่อมให้ค่ากะประมาณ $\hat{\theta}$ แตกต่างกันด้วย บางช่วงของค่ากะประมาณจะครอบคลุมค่า θ และบางช่วงไม่ครอบคลุมค่า θ จากตัวอย่างที่กล่าวมาแล้ว ค่ากะประมาณพารามิเตอร์ของประชากรนั้นมิได้คาดหวังว่า $\bar{X}$ จะต้องเท่ากับ μ เสมอไป แต่ก็หวังว่าค่าที่ประมาณได้ไม่ควรอยู่ห่างจากพารามิเตอร์ที่เป็นจริงมากนัก

3.5.2 ช่วงความเชื่อมั่น (Confidence Intervals)

Hann (1977) ได้นิยามความน่าจะเป็นที่ค่าของเหตุการณ์จะอยู่ในช่วงความเชื่อมั่นที่ระดับความเชื่อมั่นที่กำหนด ในรูปของสมการดังนี้

$$P_r(L<\theta<U) = 1-\alpha \qquad \text{.................(3-40)}$$

L = ลิมิตความเชื่อมั่นล่าง (lower confidence limits)

U = ลิมิตความเชื่อมั่นบน (upper confidence limits)

$1-\alpha$ = ระดับความเชื่อมั่น (confidence level) หรือสัมประสิทธิ์ความเชื่อมั่น (confidence coefficient) โดยใช้สัญญลักษณ์ว่า P_e

$U-L$ = ระยะช่วงของความเชื่อมั่น

Vevjevich (1972) ได้นิยามว่าช่วงความเชื่อมั่นถูกกำหนดว่าเป็นช่วง (range) ครอบคลุมค่าที่ประเมินได้ "$\hat{\theta}$" จากกลุ่มตัวอย่าง ถ้าความน่าจะเป็นของช่วงความเชื่อมั่นสำหรับประชากรนี้คือ $(1-\alpha)$ ซึ่ง $0<\alpha<1$ หมายความว่าจะมีค่าของเหตุการณ์อยู่ในช่วงความเชื่อมั่นนี้ $(1-\alpha)n$ ครั้งและไม่อยู่ในช่วงความเชื่อมั่นนี้ α n ครั้ง เช่น ช่วงความเชื่อมั่น 95 % (Pe = 95 % และ $\alpha = 0.05$) นั้นหมายถึงจำนวนค่าของเหตุการณ์จะอยู่ในช่วงความเชื่อมั่นที่กำหนดอยู่จำนวน 95 เปอร์เซนต์และไม่อยู่ในช่วงความเชื่อมั่นมีอยู่จำนวน 5 เปอร์-เซนต์

พื้นที่ที่อยู่ในช่วงความเชื่อมั่นซึ่งครอบคลุมเส้นกราฟแจกแจงความถี่ (ที่คำนวณได้จากทฤษฎีจากการแจกแจงความถี่) เราเรียกว่า พื้นที่ความเชื่อมั่น (confidence region)

Vevjevich เสนอว่า

ก. ช่วงความเชื่อมั่นของค่าสถิติของกลุ่มตัวอย่างขึ้นกับค่าความแปรปรวน (variance) ของค่าในกลุ่มตัวอย่าง กล่าวคือช่วงความเชื่อมั่นจะมีค่ามากเมื่อมีค่าความแปรปรวนมาก

ข. ช่วงความเชื่อมั่นและสถิติยังขึ้นกับทฤษฎีการแจกแจงที่ใช้ในการประเมินค่า $\hat{\theta}$ กล่าวคือ ค่ากะประมาณที่ประเมินได้จากทฤษฎีการแจกแจงที่เหมาะสมที่สุดจะให้ช่วงความเชื่อมั่นแคบที่สุด

Bell (1969) แสดงการเปรียบเทียบดังในตารางที่ 3-3 จะเห็นได้ว่าช่วงความเชื่อมั่นที่วิเคราะห์จากข้อมูลที่มีจำนวนปีของข้อมูล 25 ปีจะกว้างกว่าช่วงความเชื่อมั่นที่วิเคราะห์จากข้อมูลที่มีจำนวนปีของข้อมูล 100 ปี (ที่สถานีฝนและช่วงเวลาเดียวกัน) ที่ระดับความเชื่อมั่นเดียวกันคือ 68 % ซึ่งแสดงให้เห็นว่าจำนวนข้อมูลมีผลต่อช่วงของความเชื่อมั่นด้วย

ตารางที่ 3-๘ ลิมิตความเชื่อมั่นสำหรับการประเมินค่ารอบปีของค่าปริมาณฝน (Confidence limits for estimating rainfall return periods) [Bell (1969)]

(1)	ค่ารอบปีของค่าปริมาณฝนที่ประเมินได้ 50 ปี (2)	100 ปี (3)	500 ปี (4)
ลิมิตความเชื่อมั่นที่ระดับ 68% ของข้อมูลที่มีจำนวนปีข้อมูล 25 ปี	ลิมิตบน (Upper Limit) 220 ปี	400 ปี	2,200 ปี
	ลิมิตล่าง (Lower Limit) 12 ปี	15 ปี	16 ปี
ลิมิตความเชื่อมั่นระดับ 68% ของข้อมูลที่มีจำนวนปีข้อมูล 100 ปี	ลิมิตบน (Upper Limit) 100 ปี	250 ปี	1,500 ปี
	ลิมิตล่าง (Lower Limit) 15 ปี	40 ปี	60 ปี

3.5.3 ลิมิตความเชื่อมั่น (Confidence Limits)

ในการคำนวณลิมิตความเชื่อมั่นสำหรับการวิจัยครั้งนี้กระทำดังนี้ จาก Kite (1977) แสดงสมการสำหรับการคำนวณลิมิตความเชื่อมั่น ดังนี้

$$\text{ลิมิตความเชื่อมั่น} = X_T \pm t_{(1-\alpha)} \cdot S_e \quad \text{...........(3-41)}$$

$X_T + t_{(1-\alpha)} \cdot S_e$ = ลิมิตความเชื่อมั่นบน (upper confidence limit)

$X_T - t_{(1-\alpha)} \cdot S_e$ = ลิมิตความเชื่อมั่นล่าง (lower confidence limit)

X_T = ค่าปริมาณฝน (ในรอบปีและช่วงเวลาที่กำหนด) ซึ่งในที่นี้วิเคราะห์โดยใช้ทฤษฎีการแจกแจงแบบกัมเบล

$t_{(1-\alpha)}$ = ความเบี่ยงเบนปกติมาตรฐาน (standard normal deviate) ซึ่งสามารถหาได้จากตารางที่ ข-1.6 ตัวอย่างเช่น $t_{95} = 1.9600$

S_e = ค่าความคลาดเคลื่อนมาตรฐาน (standard error)

การหาความคลาดเคลื่อนมาตรฐานสำหรับการแจกแจงแบบกัมเบลนั้น Lowery & Nash (1977) ได้พิสูจน์และเสนอสมการสำหรับการหาความคลาดเคลื่อนมาตรฐานดังนี้

$$S_e^2 = \frac{S^2}{n}\left[1+1.14K+1.10K^2\right] \quad \text{..........(3-42)}$$

$$S_e = \frac{S}{\sqrt{n}} \cdot \sqrt{1+1.14K+1.10K^2} \quad \text{..........(3-43)}$$

โดยที่ S = ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation)

n = จำนวนข้อมูล

K = ค่า frequency factor สำหรับการแจกแจงแบบกัมเบลซึ่งหาได้จากตารางที่ ข-1.4

ถ้าให้ $$\beta_T = \sqrt{1+1.14K+1.10K^2} \quad \text{..........(3-44)}$$

ดังนั้น $$S_e = \beta_T \cdot \frac{S}{\sqrt{n}} \quad \text{..........(3-45)}$$

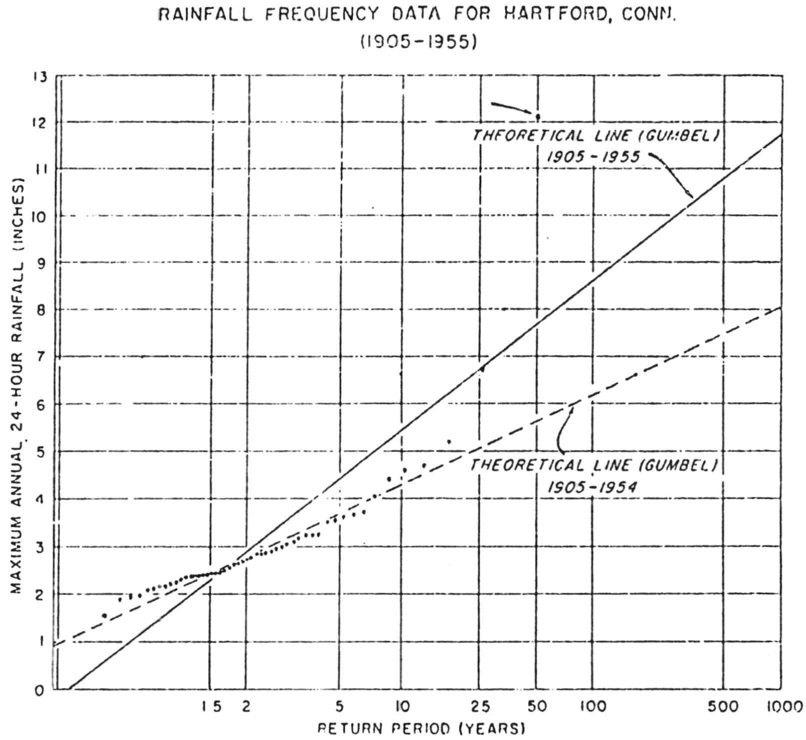
ซึ่งค่า β_T อาจหาได้จากตารางที่ ข-1.7 หรือจะหาจากสมการ (3-44) ก็ได้

3.6 ความถูกต้องของผลวิเคราะห์ความถี่

ความถูกต้องของผลวิเคราะห์ความถี่ที่ประเมินได้ย่อมขึ้นกับ

3.6.1 จำนวนปีของข้อมูลที่เอามาวิเคราะห์

ข้อมูลค่าปริมาณฝนสูงสุดของแต่ละปีที่เอามาวิเคราะห์เปรียบเทียบเสมือนการสุ่มตัวอย่างของประชากร ดังนั้นผลวิเคราะห์ที่ได้เป็นเพียงค่ากะประมาณ ดังที่ได้กล่าวแล้วในหัวข้อที่ 3.5 ขนาดกลุ่มตัวอย่างย่อมมีบทบาทต่อผลวิเคราะห์ กล่าวคือ ถ้าจำนวนปีของข้อมูลที่ใช้วิเคราะห์มีค่ามากย่อมให้ผลวิเคราะห์ที่น่าเชื่อถือได้มากขึ้น เช่น การมีจำนวนข้อมูลฝนเพียง 20 ปีนั้นย่อมน้อยเกินไปสำหรับการประเมินค่าปริมาณฝนในรอบปีที่สูงถึง 25 ปีหรือ 50 ปีหรือ 100 ปี ให้เป็นที่น่าเชื่อถือได้มาก



รูปที่ 3.2 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าปริมาณฝนสูงสุดในแต่ละปี (ที่ช่วงเวลา 24 ชั่วโมง) กับค่ารอบปี
ของสถานีวัดน้ำฝน Hartford, Connecticut [Hershfield & Wilson (1957)]

ที่สถานีวัดน้ำฝนเดียวกันถ้าผลวิเคราะห์ความถี่ที่ได้จากจำนวนปีของข้อมูลฝนที่แตกต่างกันย่อมให้ผลวิเคราะห์ที่แตกต่างกันไม่มากก็น้อย Hershfield & Wilson (1957) ได้ยกตัวอย่างผลการประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลา 24 ชั่วโมง (โดยทฤษฎีการแจกแจงแบบกัมเบล) ของสถานีวัดน้ำฝนที่ Hartford, Connecticut กล่าวคือเมื่อจำนวนปีของข้อมูลเพิ่มขึ้นจาก 50 ปีเป็น 51 ปี ทำให้ค่าปริมาณฝน (ที่รอบปีเดียวกัน) มีค่าแตกต่างกันอย่างมาก ดังแสดงไว้ในรูปที่ 3-2

3.6.2 ทฤษฎีการแจกแจงที่ใช้วิเคราะห์ความถี่

ทฤษฎีการแจกแจงที่ใช้วิเคราะห์ความถี่ที่เหมาะสมที่สุด จะได้ผลวิเคราะห์ที่ดีที่สุดและจะให้ช่วงของความเชื่อมั่นแคบที่สุด [Vevjevich (1972)]

แต่อย่างไรก็ตามโดยทั่วไปแล้วค่าปริมาณฝนที่ประเมินค่าได้ (ในรอบปีและช่วงเวลาที่กำหนด) โดยทฤษฎีการแจกแจงแบบต่าง ๆ จะไม่แตกต่างกันมากนักสำหรับค่าปริมาณฝนที่มีค่ารอบปีไม่สูงเกินไป

3.6.3 ความเที่ยงตรงของข้อมูล

ค่าปริมาณฝนที่อ่านได้จากเครื่องวัดน้ำฝน มีความคลาดเคลื่อนไม่มากนักสำหรับปริมาณฝนที่มีช่วงเวลายาว แต่สำหรับค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาสั้นมาก (เช่นที่ช่วงเวลา 5 นาที หรือ 10 นาที) จะมีความคลาดเคลื่อนสูง ซึ่งขึ้นกับประสิทธิภาพของเครื่องวัดน้ำฝน การติดตั้งกราฟฝน (pluviograph) และคนอ่านค่าปริมาณฝนจากกราฟฝน

3.7 การทดสอบสมมติฐาน (Test of Hypothesis)

การทดสอบสมมติฐานได้เอามาใช้กับการวิจัย เกี่ยวกับการทดสอบผลวิเคราะห์ค่าปริมาณฝน 2-ปี, 1-ชั่วโมง โดยวิธีของ Hershfield & Wilson |Reich (1963)| นั้นสามารถเอามาใช้กับประเทศไทยได้หรือไม่ โดยทำการเปรียบเทียบกับผลวิเคราะห์ความถี่ที่ได้จากข้อมูลกราฟฝนด้วยทฤษฎีการแจกแจงแบบกัมเบลโดยตรง

ขั้นตอนการทดสอบสมมติฐานสรุปได้ดังต่อไปนี้ [จาก Wapole (1974)]

(1) $H_0:\mu_D = 0$ (หรือ $H_0:\theta = \theta_0$) ซึ่งเป็นการตั้งสมมติฐานว่าผลวิเคราะห์ที่ได้จากทั้งสองวิธีนี้ไม่แตกต่างกัน

(2) $H_0:\mu_D \neq 0$ (หรือ $H_0:\theta \neq \theta_0$) ซึ่งเป็นการตั้งสมมติฐานว่าผลวิเคราะห์ที่ได้จากทั้งสองวิธีนี้แตกต่างกัน

(3) เลือกระดับความมีนัยสำคัญ "α" ซึ่งในที่นี้กำหนดให้ $\alpha = 0.05$ และ 0.20

(4) เลือกสถิติที่เหมาะสมและกำหนดบริเวณวิกฤติ

- เนื่องจากทดสอบกับผลวิเคราะห์จากสถานีฝนจำนวนเพียง 8 สถานี ($n = 8$) ซึ่งมีค่าน้อย ดังนั้นควรใช้การแจกแจงความน่าจะเป็นของสถิติ T และ $df = n-1 = 7$
- ที่ระดับความมีนัยสำคัญ "α" = 0.05 จากตารางที่ ข-1.8 จะได้บริเวณวิกฤติ $t_{0.025} = \pm 2.365$ ที่ระดับความมีนัยสำคัญ "α" = 0.20 จากตารางที่ ข-1.8 จะได้บริเวณวิกฤต $t_{0.10} = \pm 1.415$

(5) คำนวณค่าสถิติจากตัวอย่างขนาด n ที่สุ่มมา โดยใช้สูตร

$$T = \frac{\bar{D}-\mu_D}{S_d/\sqrt{n}} \qquad \text{.....................(3-46)}$$

$$\bar{D} = \frac{\sum_{i=1}^{n} di}{n}$$ เมื่อ di เป็นความแตกต่างของค่าที่ได้จากคู่สังเกต

$$S_d = \sqrt{\frac{n\Sigma di^2-(\Sigma di)^2}{n(n-1)}} \qquad \text{.....................(3-47)}$$

$\mu_D = 0$ ถ้าตั้งสมมติฐานตามข้อ (1)

(6) ถ้า T ไม่อยู่ในบริเวณวิกฤต กล่าวคือ $-t_{\frac{\alpha}{2}} < T < t_{\frac{\alpha}{2}}$ แล้วแสดงว่าสมมติฐานที่ตั้งไว้ในข้อ (1) ยอมรับได้

3.8 หลักการโดยทั่วไปของความสัมพันธ์ระหว่างค่าปริมาณฝน-ช่วงเวลา-ความถี่

(Generalized Rainfall-Duration-Frequency Relationships)

หลักการโดยทั่วไปของความสัมพันธ์ระหว่างค่าปริมาณฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ ที่จะกล่าวถึงในที่นี้ จะเน้นถึงหลักการโดยทั่วไปของความสัมพันธ์ของค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาตั้งแต่ 5 นาที ถึง 24 ชั่วโมง ซึ่งคาดว่าจะสามารถเอาไปประยุกต์ใช้สำหรับการประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาสั้น ๆ ในบริเวณที่ขาดแคลนข้อมูลฝน

3.8.1 อัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลา (Depth-duration Ratios)

ค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลาที่ช่วงเวลาใด ๆ หมายถึงอัตราส่วนของค่าปริมาณที่ช่วงเวลานั้นต่อค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาที่กำหนดในรอบปีเดียวกัน

Bell (1969) ศึกษาผลวิจัยที่กระทำมาแล้วในสหรัฐอเมริกา, ออสเตรเลีย, รัสเซียและแอฟริกาใต้ แล้ว Bell เสนอว่าค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลา (เมื่อเอาค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลา 1 ชั่วโมงเป็นหลัก) ที่ช่วงเวลาใด ๆ ตั้งแต่ 5 นาทีถึง 2 ชั่วโมงที่ได้จากสถานีฝนในประเทศต่าง ๆ ที่กล่าวถึงนั้นจะมีค่าใกล้เคียงกัน ดังที่แสดงไว้ในตารางที่ 3-4, ตารางที่ 3-5 และรูปที่ 3-3

Pierrehumbert (1974) เสนอว่าค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลา (เมื่อเอาค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลา 12 ชั่วโมงเป็นหลัก) ที่ช่วงเวลาใด ๆ จะมีค่าใกล้เคียงกันสำหรับเขตพื้นที่ที่มีคุณลักษณะเดียวกัน (เช่นระยะทางจากชายฝั่ง, ที่ตั้ง, ระดับความสูง และจำนวนวันที่มีฝนตก เป็นต้น) ซึ่งจะกล่าวโดยละเอียดต่อไปในหัวข้อที่ 3.10

ตารางที่ 3-4 เปรียบเทียบค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลาระหว่างสหรัฐกับออสเตรเลีย (Comparison Between Depth-Duration Ratios for U.S. and Australia) [Bell (1969)]

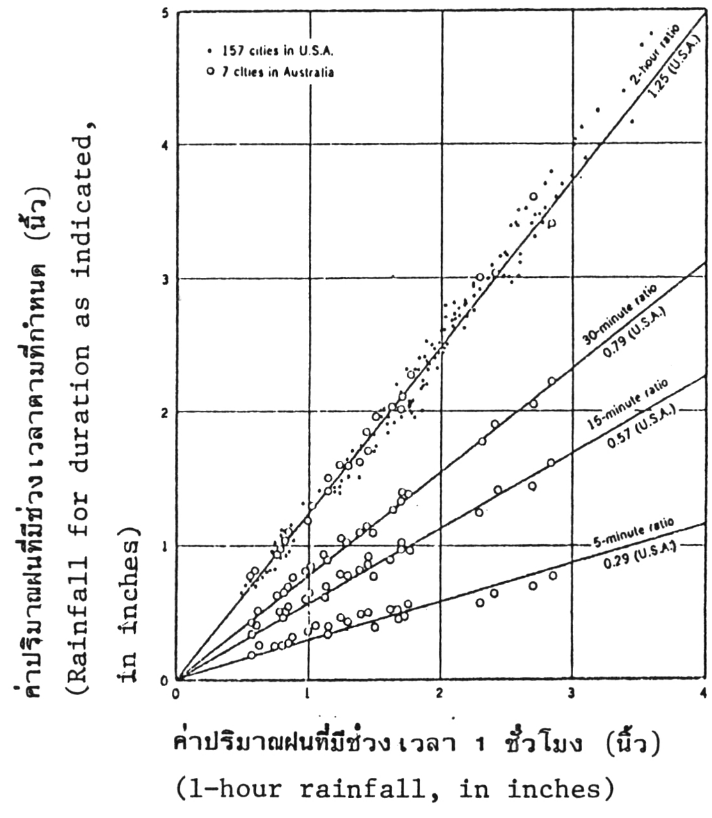
Area (1)	5-minute (2)	15-minute (3)	30-minute (4)	2-hour (5)
UNITED STATES				
Mean	0.29	0.57	0.79	1.25
Standard deviation (approx.)	0.03	0.04	0.04	0.08
AUSTRALIA				
2-year return period	0.30	0.57	0.77	1.24
10-year return period	0.31	0.58	0.78	1.25
25-year return period	0.30	0.58	0.79	1.23
Mean	0.30	0.57	0.78	1.24
Standard deviation	0.04	0.04	0.03	0.06

หมายเหตุ เอาค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลา 1 ชั่วโมงเป็นหลัก ในการเปรียบเทียบเพื่อหาค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลา

ตารางที่ 3-5 เปรียบเทียบพิสัยค่าอัตราส่วนปริมาณ-ช่วงเวลา ระหว่างสหรัฐกับรัสเซีย (Comparison Between Ranges of Depth-duration Ratios in U.S. and U.S.S.R. [Bell (1969)]

Area (1)	5 Minute (2)	15 Minute (3)	30 Minute (4)	2 Hour (5)
UNITED STATES				
Upper value	0.32	0.61	0.83	1.31
Lower value	0.26	0.53	0.75	1.17
U.S.S.R.				
Maximum value	0.37	0.61	0.87	1.40
Minimum value	0.26	0.49	0.71	1.20

หมายเหตุ เอาค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลา 1 ชั่วโมงเป็นหลัก ในการเปรียบเทียบเพื่อหาค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลา



รูปที่ 3-3 ความสัมพันธ์ปริมาณฝน-ช่วงเวลา ของสหรัฐและออสเตรเลีย (Depth-duration Relationships for U.S. and Australia) [Bell (1969)]

Goswami (1972) ได้อ้างถึงการวิจัยที่กระทำมาแล้วของบุคคลอื่น แสดงค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลา ของค่าปริมาณฝน 2-ปี, 1-ชั่วโมงต่อค่าปริมาณฝน 2-ปี, 24-ชั่วโมง ดังในตารางที่ 3-6

ตารางที่ 3-6 เปรียบเทียบค่าอัตราส่วนของค่าปริมาณฝน 2-ปี, 1-ชั่วโมง ต่อค่าปริมาณฝน 2-ปี, 24-ชั่วโมง ของประเทศอินเดีย, อัฟริกาใต้และสหรัฐอเมริกา [Goswami (1972)]

ประเทศ	อัตราส่วน ปริมาณฝน-ช่วงเวลา
อินเดีย	0.35 - 0.45
อัฟริกาใต้	0.500
สหรัฐอเมริกา	0.435

3.8.2 อัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่ (Depth-frequency Ratios)

ค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่ ที่ค่ารอบปี T ปี คือค่าอัตราส่วนของปริมาณฝนในรอบ T ปี ต่อค่าปริมาณฝนในรอบปีที่กำหนด (เช่น 1 ปี, 2 ปี หรือ 10 ปี) ในช่วงเวลาเดียวกัน

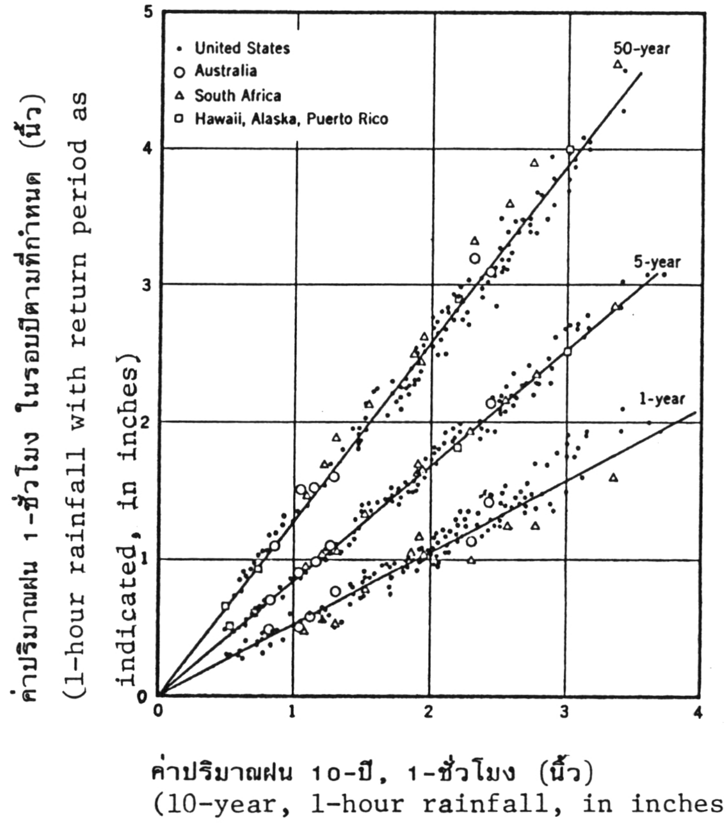
สำหรับที่ช่วงเวลาตั้งแต่ 24 ชั่วโมงลงมา Reich (1963) ได้ตั้งสมมติฐานสำหรับการวิจัยของเขาว่า ค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่ในรอบปี T ปีของสถานีวัดน้ำฝนเดียวกันนั้น ค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่จะมีค่าเท่ากันทุกช่วงเวลา ในการวิจัยของ Reich ได้เอาค่าปริมาณฝนในรอบปี 2 ปี เป็นหลักสำหรับการหาค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่ และ Reich เสนอว่าค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่ที่เปลี่ยนแปลงไปตามภูมิภาคต่าง ๆ นั้นขึ้นกับค่าเฉลี่ยฝนรายปี กล่าวคือถ้าค่าเฉลี่ยฝนรายปีมากค่าอัตราส่วนจะมีค่าน้อย ถ้าค่าเฉลี่ยฝนรายปีมีค่าน้อยค่าอัตราส่วนจะมีค่ามาก

สำหรับที่ช่วงเวลาตั้งแต่ 2 ชั่วโมงลงมานั้น Bell (1969) ศึกษาผลการวิจัยที่กระทำมาแล้วในสหรัฐอเมริกา, ออสเตรเลียและแอฟริกาใต้ พบว่าค่าส่วนปริมาณฝน-ความถี่ (โดย

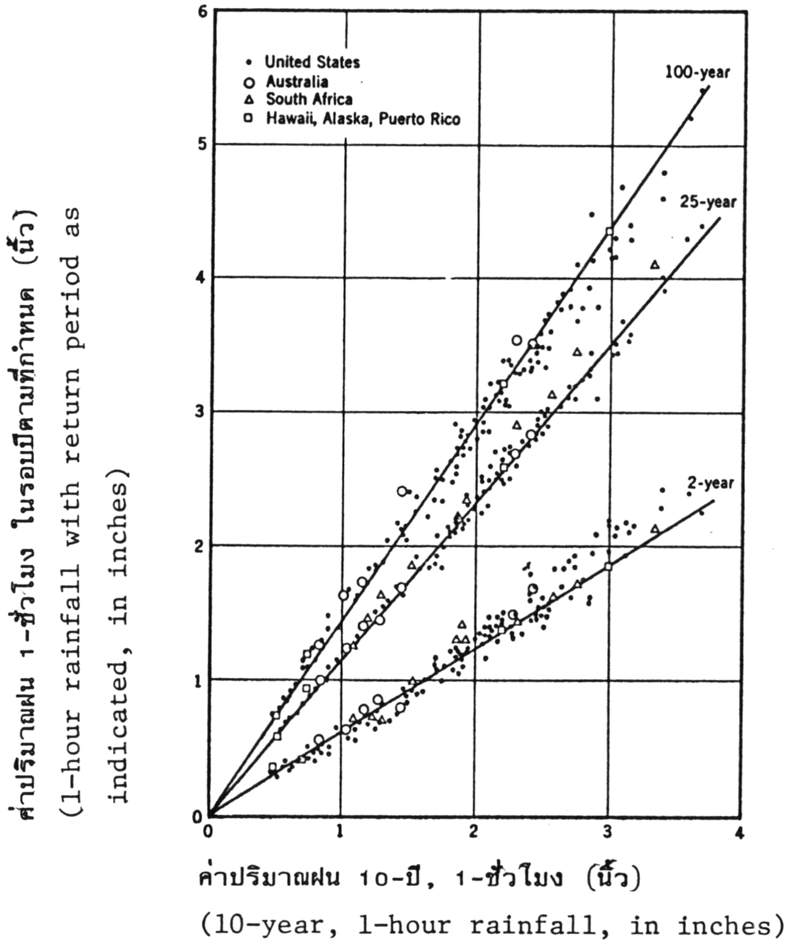
เอาค่ารอบปี 10 ปีเป็นหลัก) จากสถานีฝนที่ได้ทั้ง 3 ประเทศ มีค่าใกล้เคียงกัน ดังแสดงในตาราง ที่ 3-7, รูปที่ 3-4 และรูปที่ 3-5

ตารางที่ 3-7 เปรียบเทียบค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่ (โดยเอาค่าปริมาณฝนในรอบ 10 ปีเป็นหลัก) ระหว่างสหรัฐกับออสเตรเลีย [Bell (1969)]

รอบปี	สหรัฐอเมริกา		ออสเตรเลีย	
	อัตราส่วนเฉลี่ย	ความเบี่ยงเบนมาตรฐาน	อัตราส่วนเฉลี่ย	ความเบี่ยงเบนมาตรฐาน
1	0.54	0.05	0.52	0.05
2	0.63	0.05	0.65	0.05
5	0.85	0.03	0.85	0.05
25	1.17	0.05	1.18	0.03
50	1.31	0.06	1.33	0.06
100	1.46	0.07	1.50	0.08



รูปที่ 3-4 ความสัมพันธ์ปริมาณฝน-ความถี่ สำหรับค่ารอบปี 1 ปี, 5 ปีและ 50 ปี (Depth-frequency Relationships for 1 Yr., 5 Yrs., and 50 Yrs.) [Bell (1969)]



รูปที่ 3-5 ความสัมพันธ์ปริมาณฝน-ความถี่ สำหรับค่ารอบปี 2 ปี, 25 ปี และ 100 ปี (Depth-frequency Ralationships for 2 Yr., 25 Yr. and 100 Yr.) [Bell (1969)]

3.8.3 สมการโดยทั่วไปของความสัมพันธ์ระหว่างค่าปริมาณฝน-ช่วงเวลา-ความถี่

3.8.3.1 สมการสำหรับประเมินค่าความเข้มฝนที่ช่วงเวลาต่าง ๆ ที่นิยมใช้กันคือ

$$I = \frac{A}{(t+b)^{c}} \qquad \text{......................(3-48)}$$

เมื่อ I = ความเข้มฝน (มม./ชม. หรือ นิ้ว/ชม.)

t = ช่วงเวลา (นาทีหรือชั่วโมง)

A, b, c = ค่าคงที่

โดยที่ A ขึ้นกับค่ารอบปีและสภาพที่ตั้งทางภูมิศาสตร์, b และ c ขึ้นกับสภาพที่ตั้งทางภูมิศาสตร์เพียงอย่างเดียว การวิจัยที่ใช้สมการ (3-48) เช่น ธำรง เปรมปรีดิ์ (2520), Australia, Institution of Engineers (1958), Bell (1964), Bell (1968)

Lambor (1967) วิจัยความสัมพันธ์ระหว่างค่าปริมาณฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ของฝนในประเทศโปแลนด์ โดยใช้สมการ

$$I = f(t, P_r) \qquad \text{.......................... (3-49)}$$

และจัดอยู่ในรูปแบบของ

$$I = \frac{a+b(\log P_r)}{(t+c)^e} + d \qquad \text{...................... (3-50)}$$

โดยที่ I คือความเข้มฝน (มม./ชม.), t คือช่วงเวลา (ชั่วโมง), P_r คือความน่าจะเป็นของการเกิดค่าเหตุการณ์ (เปอร์เซนต์), ส่วนค่า a, b, c, d และ e เป็นค่าคงที่ของแต่ละพื้นที่

Pierrehumbert (1974) วิจัยความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเข้มฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ของฝน ในประเทศออสเตรเลียและกำหนดสมการดังนี้

$$\ln I = a+b(\ln t)+c(\ln t)^2+d(\ln t)^3+e(\ln t)^4+f(\ln t)^5+g(\ln t)^6 \qquad \text{...... (3-51)}$$

โดยที่ I = ความเข้มฝน (มม./ชม.), t = ช่วงเวลา (ชม.), a, b,.......g คือค่าคงที่

3.8.3.2 สมการของความสัมพันธ์สำหรับค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาต่ำกว่า 2 ชั่วโมงนั้น Bell (1969) ดัดแปลงสมการที่ (3-48) ได้เป็น

$$\text{อัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลา} = \frac{t}{60}\left(\frac{61}{t+1}\right)^c \qquad \text{......... (3-52)}$$

เมื่อ t คือช่วงเวลา (นาที), C คือค่าคงที่

และนอกจากนี้ Bell ยังเสนอสมการอื่น ๆ ดังนี้

$$\frac{P_T^t}{P_{10}^t} = 0.21 \ln t + 0.52 \quad \text{...................(3-53)}$$

เมื่อ $2 \leq T \leq 100$ ปี

P_T^t = ค่าปริมาณฝนที่รอบปี T ปี, ช่วงเวลา t นาที

P_{10}^t = ค่าปริมาณฝนที่รอบปี 10 ปี, ช่วงเวลา t นาที

$$\frac{P_T^t}{P_T^{60}} = 0.54t^{0.25} \quad \text{........................(3-54)}$$

เมื่อ $5 \leq t \leq 120$ นาที

P_T^{60} = ค่าปริมาณฝนที่รอบปี T ปี, ช่วงเวลา 60 นาที

$$P_T^t = \{0.21(\ln T)+0.52\}(0.54\,t^{0.25}-0.50)\,P_{10}^{60} \quad \text{...(3-55)}$$

เมื่อ $2 \leq T \leq 100$ ปี

$5 \leq t \leq 120$ นาที

3.8.3.3 สมการของความสัมพันธ์สำหรับการประเมินค่าปริมาณฝนที่ช่วงเวลาตั้งแต่ 5 นาทีถึง 2 ชั่วโมงจากข้อมูลฝนรายวันนั้น Bell (1969) ประยุกต์เส้นกราฟของความสัมพันธ์เพื่อการประเมินค่าปริมาณฝน 2-ปี, 1-ชั่วโมง ของ Hershfield & Wilson (1957) ซึ่งแสดงในรูปที่ 3-6 โดย Bell กำหนดสมการดังนี้

$$P_2^{60} = \begin{cases} 0.17\,MN^{0.33} & \text{ถ้า } \begin{cases} 0<M\leq 2.0 \\ 1<N\leq 80 \end{cases} \\ 0.21\,M^{0.67}N^{0.33} & \text{ถ้า } \begin{cases} 2.0<M\leq 4.5 \\ 1<N\leq 80 \end{cases} \end{cases} \quad \text{.......(3-56)}$$

P_2^{60} = ค่าปริมาณฝน 2-ปี, 1-ชั่วโมง

M = ค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนสูงสุดในแต่ละปีที่มีช่วงเวลา 1 วัน

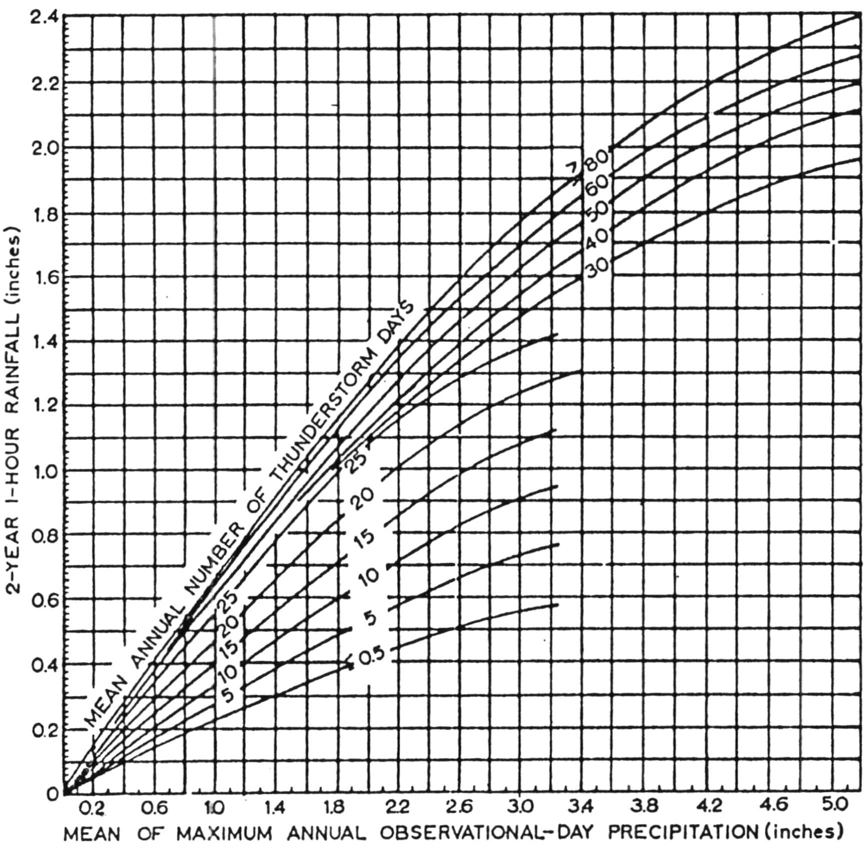
N = ค่าเฉลี่ยของจำนวนวันที่มีพายุฟ้าคะนองในแต่ละปี

$$P_T^t = (0.35 \ln T + 0.76)(0.54 t^{0.25} - 0.50) . P_2^{60} \quad ....(3-57)$$

ถ้า $2 \leq T \leq 100$ ปี

$5 \leq t \leq 120$ นาที

โดยที่ P_2^{60} คำนวณได้จากสมการ (3-56)



รูปที่ 3-6 ความสัมพันธ์สำหรับประเมินค่าปริมาณฝน 2-ปี, 1-ชั่วโมง จากข้อมูลฝนรายวัน [Reich (1963)]

3.9 ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนรายวันกับข้อมูลกราฟฝน

ข้อมูลฝนรายวันเป็นข้อมูลฝนที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดา ซึ่งโดยทั่วไปใน 1 วันจะกระทำการวัดค่าเพียงหนึ่งครั้ง ส่วนข้อมูลฝนจากกราฟฝนนั้นได้มาจากเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติซึ่งเครื่องจะทำงานตลอดเวลา Hershfield & Wilson (1957) เสนอว่าโดยเฉลี่ยแล้ว

$$\frac{\text{ค่าปริมาณฝน (รอบปี T ปี) ที่ช่วงเวลา 24 ชั่วโมง (จากเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ)}}{\text{ค่าปริมาณฝน (รอบปี T ปี) ที่ช่วงเวลา 1 วัน (จากเครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดา)}} = 1.13 \quad ..(3\text{-}58)$$

ซึ่งสมการที่ (3-58) นั้นได้จากข้อมูลของสถานีฝนในสหรัฐอเมริกา

จากผลการวิจัยในประเทศออสเตรเลีย Australia, Institution of Engineers (1958) เสนอว่า การประเมินค่าปริมาณฝนสูงสุดของแต่ละปีในช่วงเวลา 24, 48, 72 และ 96 ชั่วโมง จากค่าปริมาณฝนสูงสุดของแต่ละปีที่มีช่วงเวลา 1, 2, 3 และ 4 วัน (จากข้อมูลฝนรายวัน) ตามลำดับ กระทำโดยการเพิ่มค่าปริมาณฝนสูงสุดของแต่ละปีที่มีช่วงเวลา 1, 2, 3 และ 4 วัน อีก 11.5, 6.5, 5.0 และ 5.0 เปอร์เซนต์ตามลำดับ แต่อย่างไรก็ตามค่าที่ได้เป็นเพียงค่าเฉลี่ยเท่านั้น

3.10 การประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาสั้น ๆ ในบริเวณที่ขาดแคลนข้อมูลฝน (Estimation of Short Duration Rainfall for Regions of Sparse Data)

จากการสำรวจการวิจัยที่ได้กระทำมาแล้วเกี่ยวกับการประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาสั้น ๆ ในบริเวณที่ขาดแคลนข้อมูลฝนนั้น แต่ละบุคคลใช้วิธีการแตกต่างกันไป แต่สรุปได้ว่าวิธีการที่ใช้นั้นขึ้นกับความหนาแน่นของสถานีวัดน้ำฝน (จำนวนสถานีวัดน้ำฝนต่อพื้นที่), จำนวนปีของการบันทึกข้อมูลและลักษณะภูมิประเทศ แต่อย่างไรก็ตามโดยทั่วไปแล้วมักจะเอาข้อมูลฝนรายวันเข้ามาเกี่ยวข้องด้วย

3.10.1 การประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาสั้น ในกรณีที่ขาดแคลนสถานีวัดน้ำฝนของข้อมูลฝนที่มีช่วงเวลาสั้นอย่างมาก ได้มีผู้ศึกษาไว้ดังนี้

3.10.1.1 Reich (1963)

Reich ได้วิจัยเกี่ยวกับการประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาตั้งแต่ 15 นาที ถึง 24 ชั่วโมงในแอฟริกาใต้ โดยการใช้ความสัมพันธ์ในรูปที่ 3-6 ของ Hershfield & Wilson (1957) มาประยุกต์ใช้สำหรับการประเมินค่าปริมาณฝน 2-ปี, 1-ชั่วโมง, จากข้อมูลฝนรายวันในแอฟริกาใต้ Reich เสนอผลวิจัยสำหรับประเมินค่าปริมาณฝนในแอฟริกาใต้ดังนี้

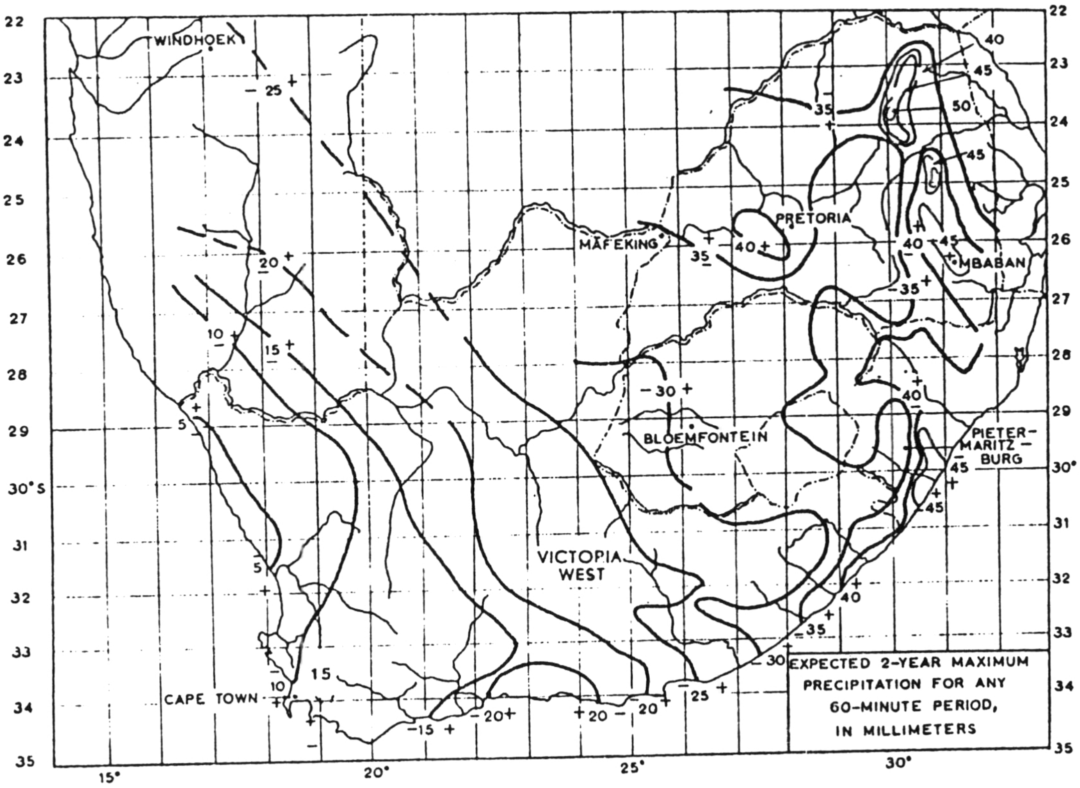
ก. แผนที่แสดงเส้นค่าปริมาณฝนเท่ากัน (ในรอบปี 2 ปี, ช่วงเวลา 1 ชั่วโมง) 1 แผ่น ดังในรูปที่ 3-7

ข. แผนที่แสดงเส้นค่าปริมาณฝนเท่ากัน (ในรอบปี 2 ปี, ช่วงเวลา 24 ชั่วโมง) 1 แผ่น ดังในรูปที่ 3-8

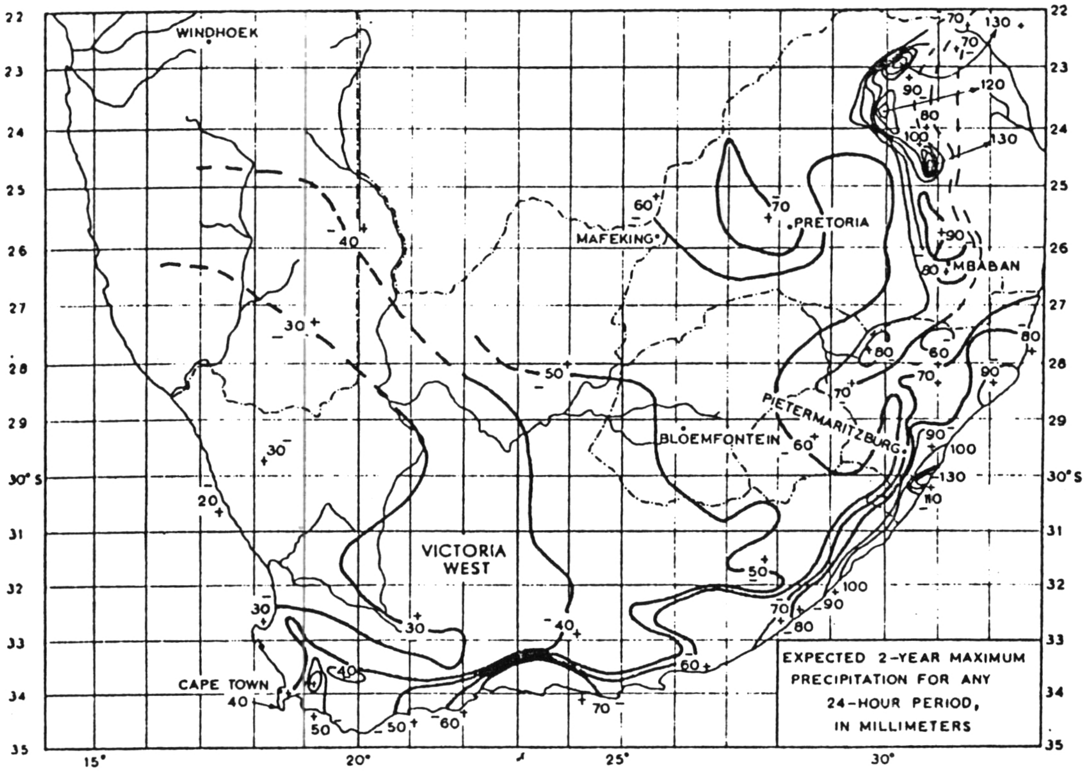
ค. ไดอาแกรมของปริมาณฝน-ความถี่ (Rainfall-frequency Diagram) สำหรับประเมินค่าปริมาณฝนในรอบปี 2 ปี ถึง 100 ปี ที่ช่วงเวลาเดียวกัน ดังในรูปที่ 3-9

ง. ไดอาแกรมของปริมาณฝน-ช่วงเวลา (Rainfall-duration Diagram) สำหรับประเมินค่าปริมาณฝนในรอบปีเดียวกัน, ที่มีช่วงเวลา 15 นาทีถึง 24 ชั่วโมง ดังในรูปที่ 3-10

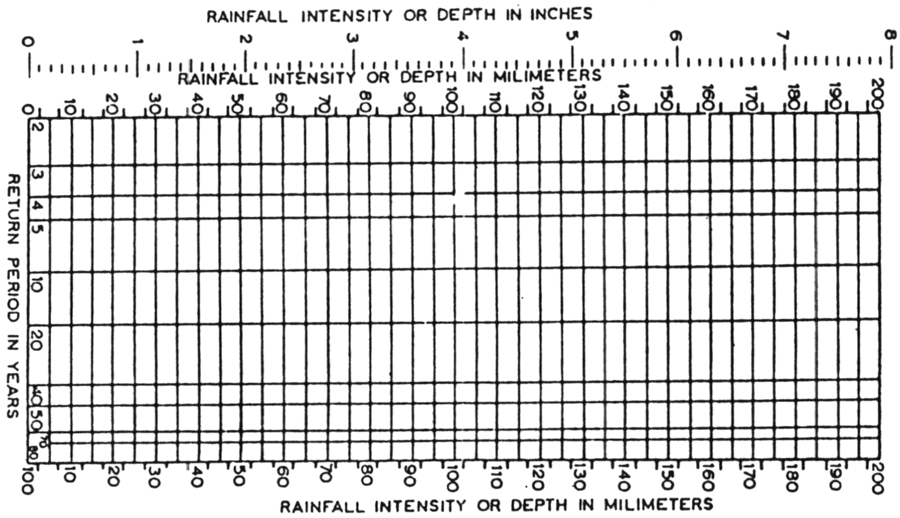
จ. แผนที่แสดงเส้นค่าอัตราส่วนเท่ากัน ของค่าปริมาณฝนในรอบปี 100 ปี ต่อ ค่าปริมาณฝนในรอบปี 2 ปี ของแอฟริกาใต้ ดังในรูปที่ 3-11



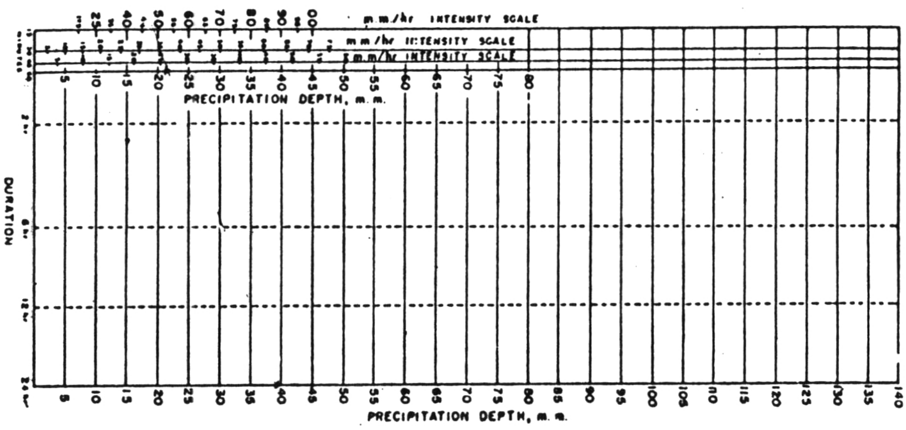
รูปที่ 3-7 แผนที่แสดงเส้นค่าปริมาณฝนเท่ากัน (ในรอบปี ๒ ปี, ช่วงเวลา 1 ชั่วโมง) ของแอฟริกาใต้ [Reich (1963)]



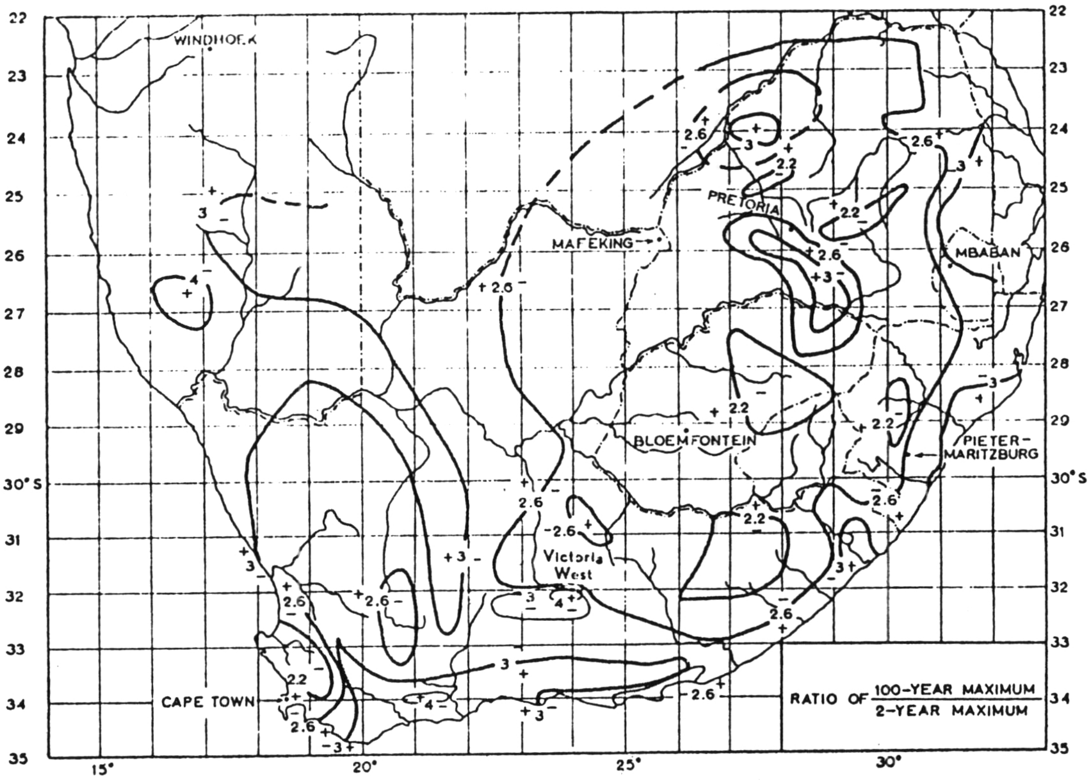
รูปที่ 3-8 แผนที่แสดงเส้นค่าปริมาณฝนเท่ากัน (ในรอบปี 2 ปี, ช่วงเวลา 24 ชั่วโมง) ของแอฟริกาใต้ [Reich (1963)]



รูปที่ 3-9 ไดอาแกรมของปริมาณฝน-ความถี่ เพื่อใช้กับแอฟริกาใต้
(Rainfall-frequency Diagram, for South Africa)
[Reich (1963)]



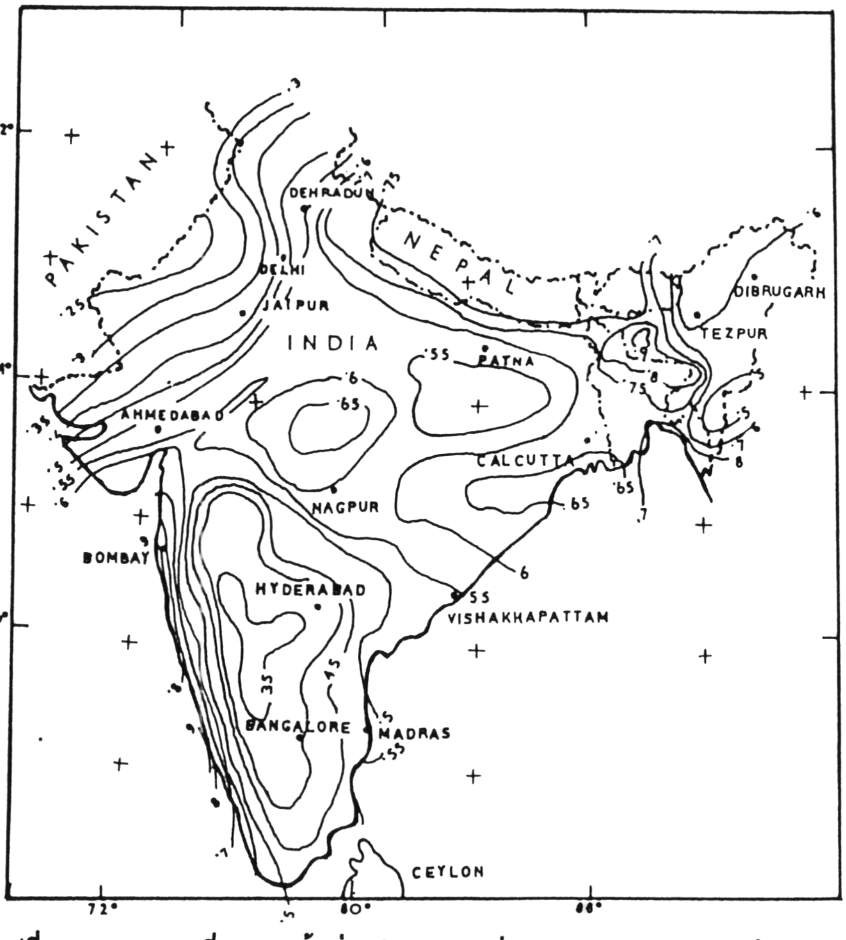
รูปที่ 3-10 ไดอาแกรมของปริมาณฝน-ช่วงเวลา เพื่อใช้กับแอฟริกาใต้
(Rainfall-duration Diagram, for South Africa)
[Reich (1963)]



รูปที่ 3-11 แผนที่แสดงเส้นค่าอัตราส่วนเท่ากัน ของปริมาณฝนในรอบปี 100 ปี ต่อ ปริมาณฝนในรอบปี 2 ปี ของแอฟริกาใต้ [Reich (1963)]

3.10.1.2 Goswami (1972)

Goswami เสนอผลการวิจัยเกี่ยวกับการประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาตั้งแต่ 5 นาที ถึง 2 ชั่วโมงในประเทศอินเดีย วิธีการของ Goswami กระทำโดยการหาค่าปริมาณฝน 2-ปี, 1-ชั่วโมงจากข้อมูลฝนรายวัน โดยใช้รูปที่ 3-6 ของ Hershfield & Wilson (1957) แล้วหาค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลา 5 นาที, 10 นาที, 15 นาที, 1 ชั่วโมง และ 2 ชั่วโมง ในรอบปี 2, 5, 10, 25 และ 100 ตามลำดับ โดยใช้ความสัมพันธ์เกี่ยวกับอัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลาและอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่ของ Bell (1969)



รูปที่ 3-12 แผนที่แสดงเส้นค่าปริมาณฝนเท่ากัน (รอบปี 2 ปี, ช่วงเวลา 5 นาที) ของอินเดีย [Goswami (1972)]

Goswami เสนอผลวิจัยเพื่อการประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาตั้งแต่ 5 นาทีถึง 2 ชั่วโมง ในรูปแบบของแผนที่แสดงเส้นค่าปริมาณเท่ากัน ในรอบปีและช่วงเวลาที่กำหนด ซึ่งแสดงตัวอย่างดังในรูปที่ 3-12

3.10.2 ในการประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาสั้น ในกรณีที่พอมีสถานีวัดน้ำฝน (ของข้อมูลฝนที่มีช่วงเวลาสั้น) อยู่บ้าง

เช่นการวิจัยของ Pierrehumbert (1974) เสนอวิธีการประเมินค่าฝนที่มีช่วงเวลาต่ำกว่า 24 ชั่วโมง ในบริเวณที่ขาดแคลนข้อมูลฝน 2 วิธีคือ

3.10.2.1 เลือกสถานีฝนมาทดแทน (Selection of Representative Stations)

ในบริเวณที่ไม่มีข้อมูลนั้นสามารถเอาข้อมูลฝนของสถานีวัดน้ำฝนจากบริเวณอื่นมาใช้ทดแทนกันได้ การพิจารณาเลือกสถานีฝนมาทดแทนนั้นต้องคำนึงถึงลักษณะภูมิอากาศเดียวกัน (climatologically homogenous) โดยการพิจารณาถึงระดับความสูง, ลักษณะภูมิประเทศ, ฝนรายปี, รูปร่างลักษณะ, ระยะห่างจากชายฝั่งทะเลและระยะทางระหว่างสถานีที่จะเอาไปทดแทนกับบริเวณพื้นที่ที่จะเอาไปใช้

3.10.2.2 ประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาสั้นจากข้อมูลฝนรายวัน (Estimation of Short Duration Rainfall from Daily Data)

Pierrehumbert ประเมินค่าปริมาณฝน 2-ปี, 12-ชั่วโมง และค่าปริมาณฝน 50-ปี, 12-ชั่วโมง จากข้อมูลฝนรายวัน ส่วนการประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาตั้งแต่ 1 ถึง 12 ชั่วโมงกระทำโดยการใช้สมการ

$$P_T^t = C_t \times P_T^{12} \qquad \text{..................(3-59)}$$

ซึ่ง P_T^t = ค่าปริมาณฝน T-ปี, t-ชั่วโมง

P_T^{12} = ค่าปริมาณฝน T-ปี, 12-ชั่วโมง

C_t = ค่าคงที่ของแต่ละเขตพื้นที่ (regional constant) ขึ้นกับค่าช่วงเวลา t (ค่า C_t เป็นค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ช่วงเวลานั่นเอง)

ค่า C_t นี้หาได้จากข้อมูลฝน (ที่มีช่วงเวลาสั้น ๆ) ที่มีอยู่แล้วในเขตพื้นที่นั้น Pierrehumbert เสนอความคิดว่าค่า C_t อาจจะขึ้นกับค่าปริมาณฝนรายปี, จำนวนวันอากาศชื้น, จำนวนวันที่มีพายุฝน, ระดับความสูง, ที่ตั้งทางภูมิศาสตร์และระยะทางจากชายฝั่งทะเล

สำหรับการประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาต่ำกว่า 1 ชั่วโมง กระทำโดยการใช้สมการ (3-59) แต่ใช้ค่าปริมาณฝนที่ช่วงเวลา 1 ชั่วโมง เป็นหลัก ซึ่งอาจกำหนดเป็นสมการดังนี้

$$P_T^m = C_m \times P_T^1 \qquad \text{.................... (3-60)}$$

ซึ่ง P_T^m = ค่าปริมาณฝน (ในรอบปี T ปี) ที่มีช่วงเวลา m นาที โดยที่ m มีค่าต่ำกว่า 60 นาที

P_T^1 = ค่าปริมาณฝน (ในรอบปี T ปี) ที่มีช่วงเวลา 1 ชั่วโมง

C_m = เป็นค่าคงที่ ซึ่งขึ้นกับค่า m และสภาพทางภูมิศาสตร์ Pierrehumbert ให้ข้อคิดเห็นว่า ค่า C_m ที่ช่วงเวลา m นาที ค่าหนึ่ง ในภูมิภาคต่าง ๆ ทั้งในออสเตรเลียและสหรัฐอเมริกา เป็นค่าที่ใกล้เคียงกันมาก

3.10.3 การประเมินค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาสั้น ๆ ในกรณีที่มีสถานีวัดน้ำฝนของข้อมูลฝนที่มีช่วงเวลาสั้นอย่างเพียงพอ

โดยทั่วไปแล้วจะใช้การเทียบอัตราส่วนโดยตรง (linear interpolation) ระหว่างสถานีฝนที่มีอยู่ใกล้เคียงที่สุด [Pierrehumbert (1974)]

3.11 <u>การเสนอผลวิจัย เพื่อการประเมินค่าปริมาณฝนในภูมิภาคที่ต้องการ</u>

การเสนอผลวิจัย เพื่อการประเมินค่าปริมาณฝนในภูมิภาคที่ต้องการ ผู้วิจัยย่อมต้องการเสนอผลที่รวบรัดสะดวกในการใช้และสามารถเอาไปใช้งานได้อย่างกว้างขวาง จากการสำรวจการวิจัยที่ได้กระทำมาแล้วของบุคคลต่าง ๆ ที่เกี่ยวกับการเสนอผลวิจัย เพื่อการประเมินค่าปริมาณฝนนั้น สรุปได้ดังนี้

ก. เส้นกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าปริมาณฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ ของแต่ละสถานีวัดน้ำฝนที่ตั้งอยู่ตามภูมิภาคนั้น เช่น การวิจัยของ ธำรง เปรมปรีดิ์ (2520) และ Mustonen (1969)

ข. สมการของความสัมพันธ์ที่ได้มาจากการทดลอง (empirical equation) กับแผนที่แสดงเส้นค่าคงที่ (constant) เท่ากันหรือไดอาแกรมที่แสดงค่าพารามิเตอร์ที่จะใช้ในแต่ละภูมิภาค เช่นการวิจัยของ Australia, Institution of Engineers (1958) และ Lambor (1967)

ค. แผนที่แสดงเส้นค่าปริมาณฝน (ในรอบปีและช่วงเวลาที่กำหนด) เท่ากัน และไดอาแกรมหรืออาจจะมีแผนที่แสดงเส้นค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่เท่ากัน ประกอบด้วย เช่น การวิจัยของ Bell (1964), Hershfield (1962) และ Reich (1963)

3.12 <u>เส้นชั้นระดับ</u> (Isohyetal Line)

ในการเสนอผลวิจัยครั้งนี้เพื่อแสดงค่าปริมาณฝนในรอบปีและช่วงเวลาที่กำหนด หรือค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่บนแผนที่ เพื่อเอาไปใช้ในการประเมินค่าในบริเวณที่ไม่มีสถานีฝนนั้น จะแสดงในรูปแบบเส้นชั้นระดับ กล่าวคือแสดงเส้นค่าปริมาณฝนเท่ากันหรือเส้นค่าอัตราส่วนเท่ากัน

ในการเขียนเส้นชั้นระดับของค่าปริมาณฝน (ในรอบปีและช่วงเวลาที่กำหนด) หรือค่าอัตราส่วนปริมาณฝน-ความถี่ มีหลักเกณฑ์ดังนี้

ก. ปีที่เก็บข้อมูลฝนของแต่ละสถานีควรมีจำนวนปีและช่วงระยะเวลาที่เก็บข้อมูลฝนเท่ากัน นอกจากบางพื้นที่ที่มีจำนวนสถานีฝนน้อยแห่ง จึงอาจใช้สถิติของข้อมูลที่ไม่สมบูรณ์มาทดแทนได้แต่ต้องพิจารณาให้ถี่ถ้วนเสียก่อนว่า ปีที่เก็บข้อมูลที่ขาดไปจะมีความสำคัญต่อผลวิเคราะห์เพียงใด

ข. ค่าของผลวิเคราะห์ที่กำหนดลงไปบนแต่ละสถานีฝนนั้น เมื่อเอาไปใช้ในการเขียนเส้นชั้นระดับให้ถือว่าแต่ละค่านั้นถูกต้อง (ถึงแม้ว่าจะเป็นสถานีที่อยู่ติดกันและมีค่าแตกต่างกันมาก)

ค. การเขียนเส้นชั้นระดับใช้วิธีการเทียบสัดส่วนโดยตรง (linear interpolation) ระหว่างค่าที่ได้จากสถานีฝนที่อยู่ใกล้ที่สุด (แต่เป็นกะประมาณด้วยสายตา)

ง. การลากเส้นชั้นระดับควรเป็นเส้นโค้งที่เรียบและลากด้วยมือ

จ. การเลือกระดับเส้นชั้นของแต่ละเส้นชั้น ควรมีเส้นชั้นที่ไม่ห่างหรือถี่เกินไป และควรเป็นเลขลงตัว

ฉ. ในบางกรณีแนวเส้นชั้นระดับอาจไปได้หลายทางควรเลือกเขียนไปในแนวที่ง่ายกว่า เป็นเส้นโค้งที่เหมาะสมและดูไม่ขัดตา แต่ต้องพิจารณาสภาพภูมิประเทศประกอบด้วย

อย่างไรก็ตาม การเขียนเส้นชั้นระดับหรือการอ่านค่าจากเส้นชั้นระดับ จะมีความคลาดเคลื่อนมากน้อยเพียงใด ย่อมขึ้นกับความชำนาญของผู้เขียน, ความหนาแน่นของสถานีฝนและสภาพภูมิประเทศ

Reich (1963) เสนอว่าแผนที่แสดงเส้นชั้นระดับของค่าปริมาณฝนที่มีช่วงเวลาสั้น ๆ อาจมีความคลาดเคลื่อนถึง 50 เปอร์เซนต์สำหรับภูมิประเทศที่เต็มไปด้วยภูเขา ความคลาดเคลื่อน 20 เปอร์เซนต์สำหรับพื้นที่ราบ