บทที่ 2

แนวทางการศึกษา

แนวทางและทฤษฎีที่ใช้ในการศึกษา ประกอบไปด้วยหัวข้อดังต่อไปนี้คือ

1. แนวทางการคัดเลือกสถานีวัดน้ำท่าที่ใช้ในการศึกษา
2. การแจกแจงความน่าจะเป็น
3. ความสัมพันธ์ระหว่างค่าคาบการเกิดซ้ำของข้อมูลอนุกรมสูงสุดรายปีและข้อมูลอนุกรมสูงสุดบางส่วน
4. การเลือกค่าน้ำท่วมฐาน
5. การตรวจสอบความเป็นอิสระของข้อมูล
6. การทดสอบความเหมาะสมของฟังก์ชันการแจกแจงความน่าจะเป็น
7. การประมาณค่าปริมาณน้ำหลาก
8. การประมาณค่าความแปรแปรของปริมาณการไหล
9. การเปรียบเทียบอัตราส่วนความแปรปรวนของปริมาณการไหล
10. การแบ่งพื้นที่ย่อยและการทดสอบความคล้ายคลึงเชิงอุทกวิทยา
11. การวิเคราะห์ความถี่น้ำหลากเชิงภูมิภาค

โดยในแต่ละหัวข้อมีรายละเอียด ดังต่อไปนี้

2.1 แนวทางการคัดเลือกสถานีวัดน้ำท่าที่ใช้ในการศึกษา

ในการศึกษาครั้งนี้ มีแนวทางในการคัดเลือกสถานีวัดน้ำท่าที่จะนำมาใช้ในการศึกษา ดังต่อไปนี้

1. คัดเลือกสถานีวัดน้ำท่าที่มีสภาพการไหลเป็นธรรมชาติ โดยไม่มีผลกระทบจากการสร้างเขื่อน หรือมีการควบคุมจากอ่างเก็บน้ำ
2. คัดเลือกสถานีวัดน้ำท่าที่ไม่อยู่ในพื้นที่ ที่ราบลุ่มน้ำท่วมถึง (Flood Plain)
3. คัดเลือกสถานีวัดน้ำท่าที่มีการเก็บข้อมูลยาว 20 ปีขึ้นไป
4. ในสถานีวัดน้ำท่า ที่บางปีหยุดเก็บข้อมูลหรือมีข้อมูลไม่ครบ จะไม่สังเคราะห์ข้อมูลขึ้นมา เนื่องจากต้องการใช้เฉพาะค่าจริงมาวิเคราะห์

จากแนวทางเบื้องต้นในการคัดเลือกสถานีวัดน้ำท่าดังกล่าว โดยการคัดเลือกสถานีวัดน้ำท่าที่มีการเก็บข้อมูลยาว 20 ปีขึ้นไปนั้น เนื่องจากต้องการใช้ข้อมูลที่มีความยาวมากพอสมควรในการนำไปวิเคราะห์ เพื่อให้ได้ผลการวิเคราะห์ความถี่ที่มีความน่าเชื่อถือ และมีความคลาดเคลื่อนน้อยในการประมาณค่าน้ำท่วมที่รอบปีการเกิดสูงโดยมีสถานีวัดน้ำท่าที่จะใช้ในพื้นที่ศึกษาทั้งสิ้น 26 สถานี

2.2 การแจกแจงความน่าจะเป็น

ฟังก์ชันความแน่นหนาน่าจะเป็น (Probability Density Function) เป็นฟังก์ชันทางสถิติที่แสดงถึงความน่าจะเป็นของการเกิดค่าต่างๆของตัวแปรสุ่ม (Random Variable) โดยการเลือกฟังก์ชันการแจกแจงให้เหมาะสมกับชุดข้อมูลอุทกวิทยา คุณสมบัติต่างๆ ที่เกี่ยวกับโอกาส ความน่าจะเป็นถูกสรุปย่อให้เหลือเพียงฟังก์ชันและพารามิเตอร์ของฟังก์ชันเท่านั้น การประมาณค่าพารามิเตอร์หรือการเลือกฟังก์ชันการแจกแจงที่เหมาะสมทำโดยวิธีโมเมนต์ (Moment Method, MM) และวิธีภาวะน่าจะเป็นสูงสุด (Maximum Likelihood, ML)

สำหรับในการศึกษานี้ ข้อมูล AMS เลือกใช้การแจกแจงแบบ Gumbel ส่วนข้อมูล PDS ใช้การแจกแจงแบบ Exponential สำหรับขนาดน้ำหลาก และการแจกแจงแบบ Poisson สำหรับจำนวนเหตุการณ์การเกิดน้ำหลากโดยเฉลี่ยที่เกิดขึ้น โดยการแจกแจงดังกล่าวมีรูปแบบดังต่อไปนี้

2.2.1 ฟังก์ชันการแจกแจงแบบ Gumbel

ฟังก์ชันการแจกแจงความน่าจะเป็นแบบ Gumbel (หรือที่เรียกว่าแบบ Double Exponential หรือแบบ General Extreme Value type I) คือ

$$f(x) = \frac{1}{\alpha}\exp\left\{\frac{-(x - x_0)}{\alpha} - \left[\exp\frac{-(x - x_0)}{\alpha}\right]\right\} \tag{2.1}$$

จากการประมาณค่าพารามิเตอร์โดยวิธีโมเมนต์ จะได้

$$x_0 = \bar{x} - 0.45 S_x \tag{2.2}$$

$$\alpha = 0.7797 S_x \tag{2.3}$$

$\bar{x}$ และ S_x คือ ค่าเฉลี่ยและค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานที่คำนวณได้จากข้อมูล ตามลำดับ

จากการประมาณค่าพารามิเตอร์โดยวิธีภาวะน่าจะเป็นสูงสุด จะได้

$$\Delta x_0^{(k)} = (1.11P^{(K)} - 0.26R^{(K)})\frac{\alpha^{(k)}}{N} \tag{2.4}$$

$$\Delta\alpha^{(k)} = (0.26P^{(k)} - 0.61R^{(k)})\frac{\alpha^{(k)}}{N} \tag{2.5}$$

$$x_0^{(k+1)} = x_0^{(k)} + \Delta x_0^{(k)} \tag{2.6}$$

$$\alpha^{(k+1)} = \alpha^{(k)} + \Delta\alpha^{(k)} \tag{2.7}$$

โดยที่ $$P = N - \sum_{i=1}^{N} e^{-Z_i} \tag{2.8}$$

$$R = N - \sum_{i=1}^{N} z_i + \sum_{i=1}^{N} z_i . e^{-Z_i} \tag{2.9}$$

โดยค่า x_0 และ α หาค่าได้โดยวิธีการคำนวณซ้ำ (Iteration Procedure) ซึ่งมีขั้นตอนดังต่อไปนี้

1. สมมติค่า $x_0 = x_0^{(1)}$ และ $\alpha = \alpha^{(1)}$ จากนั้นหาค่า $z_i = \dfrac{x_i - x_0^{(1)}}{\alpha^{(1)}}$
2. คำนวณหาค่า $P^{(1)}$ และ $R^{(1)}$
3. คำนวณหาค่า $\Delta x_0^{(k)}$ และ $\Delta\alpha^{(k)}$
4. คำนวณหาค่าสัมบูรณ์ของ $\Delta x_0^{(1)}$ และ $\Delta\alpha^{(1)}$ มีค่าเข้าใกล้ 0 หรือไม่ ถ้ามีค่าเข้าใกล้ 0 แสดงว่าค่า $x_0^{(1)}$ และ $\alpha^{(1)}$ ที่สมมติไว้ถูกต้อง แต่ถ้ามีค่ามากให้คำนวณหาค่า $x_0^{(2)}$ และ $\alpha^{(2)}$
5. คำนวณหาค่าต่างๆในขั้นตอนที่ 2 ถึง 4 ซ้ำจนได้ค่า x_0 และ α ตามที่ต้องการ

2.2.2 ฟังก์ชันการแจกแจงแบบ Poisson

การอธิบายคุณลักษณะทางสถิติของชุดข้อมูลอุทกวิทยา โดยการแจกแจงแบบ Poisson นิยมใช้กันบ่อยครั้งในการวิเคราะห์ทางอุทกวิทยา โดยเฉพาะอย่างยิ่ง สำหรับการเกิดเหตุการณ์ที่เป็นกรณีมากที่สุด หรือน้อยสุด (Extreme) หรือในกรณีของการเกิดเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นได้ยาก (Rare Event) ในลักษณะต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกับเวลา

ฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็นแบบ Poisson คือ

$$f(x;\lambda) = \frac{\lambda^x e^{-\lambda}}{x!} \qquad ; x = 0, 1, 2, \ldots \infty \qquad (2.10)$$

เมื่อ x คือ จำนวนการเกิดเหตุการณ์ที่กำหนด

f(x) คือ ความน่าจะเป็นของ x = 0, 1, 2,…∞

λ คือ ค่าพารามิเตอร์ ; $\lambda > 0$

การวิเคราะห์ค่า λ ซึ่งเป็นค่าจำนวนเหตุการณ์เฉลี่ยต่อปี คำนวณได้จากการนำจำนวนเหตุการณ์ที่มีค่ามากกว่าค่าน้ำท่วมฐานทั้งหมดที่เกิดขึ้นในแต่ละค่าน้ำท่วมฐานที่เลือกมาวิเคราะห์โดยหารด้วยจำนวนปีที่มีการเก็บรวบรวมข้อมูลของสถานีนั้น ๆ

โดย $$\lambda = \frac{M}{N} \qquad (2.11)$$

เมื่อ M คือจำนวนเหตุการณ์ที่มีขนาดน้ำหลากมากกว่าค่าน้ำท่วมฐานทั้งหมดที่เกิดขึ้น

N คือจำนวนปีที่มีการเก็บรวบรวมข้อมูล

2.2.3 <u>ฟังก์ชันการแจกแจงแบบ Exponential</u>

ฟังก์ชันความหนาแน่นน่าจะเป็นแบบ Exponential คือ

$$f(x;\beta) = \frac{1}{\beta} e^{-x/\beta} \qquad (2.12)$$

โดย β เป็นค่าพารามิเตอร์

การประมาณค่าพารามิเตอร์โดยวิธีโมเมนต์ และวิธีภาวะน่าจะเป็นสูงสุด ได้จากสมการดังนี้คือ

$$\beta = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} x_i \qquad (2.13)$$

เมื่อ X_i คือขนาดของเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นซึ่งเท่ากับค่าปริมาณน้ำหลากที่นำมาพิจารณาลบด้วยค่าน้ำท่วมฐานที่เลือกวิเคราะห์ = $Q-Q_b$

Q คือปริมาณน้ำหลากของแต่ละเหตุการณ์

Q_b คือค่าน้ำท่วมฐาน (Base Flood)

การเลือกฟังก์ชันความน่าจะเป็นทั้งสามแบบข้างต้นเนื่องจาก เมื่อรวมฟังก์ชันการแจกแจงความน่าจะเป็นแบบ Poisson และแบบ Exponential ซึ่งใช้อธิบายการแจกแจงของจำนวนเหตุการณ์และขนาดของเหตุการณ์โดยเฉลี่ย ซึ่งเป็นค่าพารามิเตอร์ของข้อมูล PDS ตามลำดับเข้าด้วยกันแล้วนั้น จะเป็นฟังก์ชันความน่าจะเป็นแบบ Gumbel ซึ่งเลือกใช้เพื่ออธิบายลักษณะของข้อมูล AMS และสามารถนำมาเปรียบเทียบประสิทธิภาพกันได้ โดยการพิสูจน์สมการ ในการเลือกฟังก์ชันการแจกแจงทั้งสามแบบแสดงในภาคผนวก ข.

2.3 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าคาบการเกิดซ้ำของข้อมูลอนุกรมสูงสุดรายปีและข้อมูลอนุกรมสูงสุดบางส่วน

ความสัมพันธ์ของคาบการเกิดซ้ำของข้อมูลอนุกรม AMS และข้อมูลอนุกรม PDS สามารถเขียนในรูปของสมการและแสดงค่าได้ดังตารางที่ 2.1 (Linsley; 1982) ดังต่อไปนี้

$$T_p = \left[-\ln\left(1 - \frac{1}{T_a} \right) \right]^{-1} \tag{2.14}$$

เมื่อ Ta คือคาบการเกิดซ้ำของข้อมูล AMS และ Tp คือคาบการเกิดซ้ำของข้อมูล PDS

ตารางที่ 2.1 แสดงค่าคาบการเกิดซ้ำของข้อมูลอนุกรม AMS และข้อมูลอนุกรม PDS

PDS	0.5	1.0	1.45	2.0	5.0	10	50	100
AMS	1.16	1.58	2.00	2.54	5.52	10.5	50.5	100.5

จะเห็นได้ว่าที่คาบการเกิดซ้ำของข้อมูลอนุกรม AMS และข้อมูลอนุกรม PDS มีค่าใกล้เคียงกันมาก โดยเฉพาะที่คาบการเกิดซ้ำที่มากกว่า 5 ปีขึ้นไป จะถือว่าค่าทั้งสองไม่แตกต่างกัน (Kite,G.W.;1977, Taesombat, V. and Yevjevich, V.; 1978, Linsley; 1982)

2.4 การเลือกค่าน้ำท่วมฐาน

การเลือกค่าน้ำท่วมฐานของอนุกรมข้อมูล PDS เป็นการเลือกขนาดและจำนวนของข้อมูลในอนุกรม ค่าน้ำท่วมฐานที่ใช้กันทั่วไปสามารถกำหนดได้จากหลายวิธี ในการศึกษาครั้งนี้เลือกพิจารณาค่าน้ำท่วมฐานเบื้องต้นจาก 4 วิธี จากนั้นจะพิจารณาเลือกใช้วิธีที่เหมาะสมไปใช้ในการวิเคราะห์ต่อไป โดยการเลือกค่าน้ำท่วมฐานทั้ง 4 วิธีมีดังต่อไปนี้

1. จากข้อมูล AMS ที่มีค่าปริมาณการไหลน้อยที่สุด

ค่าน้ำท่วมฐานในกรณีนี้ เป็นการเลือกค่าจากข้อมูลปริมาณน้ำท่าสูงสุดรายปี (AMS) ที่มีขนาดน้อยที่สุด เพื่อเป็นค่ากำหนดขนาด และจำนวนของข้อมูล PDS โดยในกรณีนี้สะดวกต่อการนำไปใช้ในการวิเคราะห์ เนื่องจากเมื่อทราบขนาดของข้อมูล ปริมาณน้ำท่าสูงสุดรายปี ก็จะสามารถทราบข้อมูล AMS ได้ และเลือกค่าที่น้อยที่สุด จากข้อมูลดังกล่าวเป็นค่าน้ำท่วมฐาน

2. จากระดับน้ำและสภาพทางกายภาพของตลิ่งริมฝั่งแม่น้ำ

ค่าน้ำท่วมฐานในกรณีนี้ จะได้จากการสำรวจระดับน้ำ หรือ ปริมาณการไหลที่ทำให้เกิดการล้นตลิ่ง กรณีนี้ถือว่าระดับน้ำ หรือปริมาณการไหลดังกล่าวเป็นภาวะวิกฤตที่อาจทำให้เกิดภาวะน้ำท่วมขึ้นได้ จึงกำหนดค่าดังกล่าวเป็นค่าน้ำท่วมฐาน เพื่อใช้ในการเลือกขนาดและจำนวนของข้อมูล PDS

3. จากวิธี R – Curve

ค่าน้ำท่วมฐานในกรณีนี้ เป็นการเลือกค่าน้ำท่วมฐานจากการวาดกราฟ ระหว่างค่าเฉลี่ยต่อค่าความแปรปรวนของผลต่างระหว่างค่าปริมาณการไหลกับค่าน้ำท่วมฐาน (Q - Qb) ต่อค่าน้ำท่วมฐาน (Qb) ต่าง ๆ (Ashkar , F.และ Rouselle , J. ; 1987) สรุปเป็นขั้นตอนได้ ดังนี้

3.1 กำหนดค่าน้ำท่วมฐานขึ้นมาหนึ่งค่า จากนั้นเลือกค่าปริมาณการไหลจากข้อมูลปริมาณน้ำท่าสูงสุดรายวัน ของสถานีวัดน้ำท่าใด ๆ ที่มีขนาดมากกว่าน้ำท่วมฐานที่กำหนด ซึ่งจะได้เป็นข้อมูล PDS

3.2 คำนวณค่าเฉลี่ยและค่าความแปรปรวนของค่าปริมาณการไหลจากข้อมูล PDS ที่ได้พร้อมทั้งคำนวณค่าอัตราส่วนระหว่างค่าเฉลี่ยและค่าความแปรปรวน (R)

3.3 เปลี่ยนค่าน้ำท่วมฐานใหม่ แล้วทำซ้ำตามข้อ 3.1 และ 3.2

3.4 วาดกราฟระหว่างค่าอัตราส่วนและค่าน้ำท่วมฐาน ให้แกนตั้งเป็นค่าอัตราส่วน ส่วนแกนนอนเป็นค่าน้ำท่วมฐาน จากนั้นให้ลากเส้นขนานแกนนอนที่ค่าแกนตั้ง

เท่ากับ 1 แล้วพิจารณาค่าน้ำท่วมฐานที่ทำให้เส้นกราฟเข้าสู่เส้น R = 1 (เนื่องจากค่าเฉลี่ยและค่าความแปรปรวนของการแจกแจงแบบ Poisson มีค่าเท่ากัน ซึ่งใช้ในการศึกษานี้ ดังนั้นจึงพิจารณาค่าน้ำท่วมฐานที่ทำให้ค่า R = 1) ซึ่งค่าน้ำท่วมฐานดังกล่าวจะใช้เป็นค่ากำหนดขนาด และจำนวนของข้อมูล PDS ต่อไป

4. จากการเลือกค่าน้ำท่วมฐานให้ต่ำที่สุด แต่ต้องไม่มีค่าปริมาณการไหลที่สูงกว่าค่าน้ำท่วมฐานที่เลือกในฤดูแล้ง (พ.ย. -เม.ย.)

2.5 การตรวจสอบความเป็นอิสระของข้อมูล

การตรวจสอบความเป็นอิสระของข้อมูลใช้กับข้อมูล PDS เท่านั้น เนื่องจากข้อมูล AMS เป็นค่าปริมาณการไหลสูงสุดที่มีเพียงค่าเดียวในหนึ่งปี และแต่ละค่าไม่มีความสัมพันธ์กัน สำหรับข้อมูล PDS แต่ละค่าที่นำมาวิเคราะห์จะต้องเป็นอิสระต่อกัน ในการศึกษานี้เลือกการตรวจสอบความเป็นอิสระ 4 วิธี จากนั้นจะพิจารณาเลือกใช้วิธีที่เหมาะสมไปใช้ในการวิเคราะห์ต่อไป โดยการตรวจสอบความเป็นอิสระของข้อมูลทั้ง 4 วิธีมีดังต่อไปนี้

1. การตรวจสอบความเป็นอิสระที่ระดับความเชื่อมั่น 50% และ 75% เป็นการตรวจสอบความมั่นใจในความเป็นอิสระของข้อมูลปริมาณน้ำหลากที่นำมาใช้ที่ระดับความเชื่อมั่นต่างๆ โดยการตรวจสอบความเป็นอิสระที่ระดับความเชื่อมั่น 50% และ 75% หมายถึงกรณีที่ปริมาณน้ำหลากมากกว่าค่าน้ำท่วมฐานติดต่อกันหลายค่า ค่าอัตราการไหลที่อยู่ตรงกลางระหว่างค่าน้ำหลากสองค่าต้องมีค่าน้อยกว่า 50% และ 25% ของค่าที่ต่ำกว่าของค่าน้ำหลากทั้งสองนั้นตามลำดับ (วิชชุดา,2540)

2. การตรวจสอบความเป็นอิสระ โดยค่าน้ำหลากต้องห่างกันอย่างน้อย 7 วัน และค่าอัตราการไหลที่อยู่ระหว่างค่าน้ำหลากสองค่าต้องมีค่าน้อยกว่า 50% ของค่าที่ต่ำกว่าของค่าน้ำหลากทั้งสองนั้น (Birikundavyi,S and Rousselle,J;1997)

3. การตรวจสอบความเป็นอิสระ โดยค่าอัตราการไหลที่อยู่ระหว่างค่าน้ำหลากสองค่าต้องมีค่าน้อยกว่า 2/3 ของค่าที่ต่ำกว่าของค่าน้ำหลากทั้งสองนั้น และช่วงเวลาระหว่างค่าน้ำหลากต้องมากกว่า 3Tp เมื่อ Tp คือค่าเฉลี่ยเวลาการเกิดอัตราการไหลสูงสุดของชลภาพที่มีข้อมูลครบ 5 ลูก

แรก (average time to peak of the first five 'clean' hydrographs on the record ; Cunnane,C; 1979)

4. การตรวจสอบความเป็นอิสระ จากวิธีของ U.S. Water Resource Council (WRC, 1976) โดยค่าน้ำหลากต้องห่างกันอย่างน้อย 5+lnA วัน เมื่อ A คือพื้นที่รับน้ำ หน่วยเป็นตารางไมล์ และค่าอัตราการไหลที่อยู่ระหว่างค่าน้ำหลากสองค่าต้องมีค่าน้อยกว่า 75% ของค่าที่ต่ำกว่าของค่าน้ำหลากทั้งสองนั้น

2.6 การทดสอบความเหมาะสมของฟังก์ชันการแจกแจงความน่าจะเป็น

การทดสอบความเหมาะสมของฟังก์ชันการแจกแจงความน่าจะเป็น (Goodness of Fit Test of Probability Density Function) ว่าฟังก์ชันที่ประเมินเหมาะสมกับข้อมูลน้ำหลากที่กำลังวิเคราะห์หรือไม่ มีวิธีที่นิยมใช้ 2 วิธี คือ การทดสอบแบบ Smirnov – Kolmogorov และการทดสอบแบบ Chi – Square ในการศึกษานี้ ใช้การทดสอบด้วยวิธี Smirnov – Kolmogorov

การทดสอบแบบ Smirnov – Kolmogorov เป็นการทดสอบความแตกต่างระหว่างค่าความถี่ของข้อมูล (Empirical Frequency) ที่คำนวณได้จากสูตร Plotting Position และค่าโอกาสความน่าจะเป็นของเหตุการณ์เดียวกันที่คำนวณได้จากฟังก์ชันการแจกแจงความน่าจะเป็น (Cumulative Density Function) ที่เลือกไว้ ถ้าความแตกต่างที่มีค่าน้อยกว่าค่าวิกฤตซึ่งกำหนดโดย Smirnov – Kolmogorov แสดงว่าฟังก์ชันที่เลือกและพารามิเตอร์ที่ประเมินเป็นที่ยอมรับได้ แต่ถ้าความแตกต่างมากสุดมีค่ามากกว่าค่าวิกฤตของ Smirnov – Kolmogorov แสดงว่าฟังก์ชันที่เลือกนั้นไม่เหมาะสมที่จะนำมาใช้อธิบายความน่าจะเป็นของเหตุการณ์การเกิดน้ำหลาก

สมมติให้ F'(X) คือค่าความถี่ของข้อมูลน้ำหลากที่คำนวณได้จากการเรียงข้อมูลน้ำหลากจากน้อยไปหามาก ให้ F(X) คือ ความน่าจะเป็นของข้อมูลน้ำหลากที่คำนวณได้จากฟังก์ชัน การแจกแจงความน่าจะเป็น และให้ Δmax คือค่าความแตกต่างระหว่าง F'(X) และ F(X) ที่มีค่ามากที่สุด ซึ่งคำนวณได้จากสมการ

$$\Delta_{\max} = MAX\left|F'(X) - F(X)\right| \qquad (2.15)$$

ค่า Δ_{max} สามารถหาได้ง่ายและสะดวก โดยการวาดกราฟการแจกแจงความถี่ของข้อมูล (Empirical Frequency Distribution) เทียบกับกราฟการแจกแจงความน่าจะเป็น แล้วอ่านค่า Δ_{max} จากกราฟ

กำหนดให้ $\Delta_{N,\alpha}$ คือ ค่าวิกฤตของ Smirnov – Kolmogorov ซึ่งขึ้นอยู่กับจำนวนข้อมูล (N) และระดับนัยสำคัญ (Significance Level , α) ซึ่งปกติในการทดสอบจะใช้ค่า α เท่ากับ 5 % ซึ่งแสดงดังในตารางที่ 2.1

เกณฑ์การทดสอบ คือ

1. ถ้า $\Delta max < \Delta_{N,\alpha}$ แสดงว่าสมมติฐานที่ว่าข้อมูลน้ำหลากมีการแจกแจงความน่าจะเป็นตามฟังก์ชันและพารามิเตอร์ที่เลือกเป็นที่ยอมรับได้ ที่ระดับนัยสำคัญ α
2. ถ้า $\Delta max > \Delta_{N,\alpha}$ แสดงว่าสมมติฐานที่ว่าข้อมูลน้ำหลากมีการแจกแจงความน่าจะเป็นตามฟังก์ชันและพารามิเตอร์ที่เลือกไม่เป็นที่ยอมรับ ที่ระดับนัยสำคัญ α

2.7 การประมาณค่าปริมาณน้ำหลาก

กำหนดให้ $Q(T)_a$ แทนขนาดของปริมาณน้ำหลากสำหรับคาบการเกิดซ้ำที่กำหนดจากข้อมูล AMS โดยใช้การแจกแจงแบบ Gumbel ดังนั้น $Q(T)_a$ ประมาณค่าได้จากสมการ

$$Q(T)_a = \mu + \alpha . y(T) \tag{2.16}$$

เมื่อ y(T) คือ ตัวแปรลดรูปมาตรฐาน Gumbel (Gumbel Standard Reduced Variate)

$$y(T) = -\ln(-\ln(1-(1/T))) \tag{2.17}$$

T คือคาบการเกิดซ้ำ

กำหนดให้ $Q(T)_p$ แทนขนาดของปริมาณน้ำหลาก สำหรับคาบการเกิดซ้ำที่กำหนดที่ได้จากข้อมูล PDS โดยใช้การแจกแจงแบบ Poisson และแบบ Exponential สำหรับการแจกแจงความถี่ และขนาดของเหตุการณ์ตามลำดับ ดังนั้น $Q(T)_p$ ประมาณค่าได้จากสมการ

$$Q(T)_p = Q_b + \beta.\ln\lambda + \beta.y(T) \tag{2.18}$$

ตารางที่ 2.2 ค่าวิกฤตของวิธี Smirnov – Kolmogorov

N	α			
	0.20	0.10	0.05	0.01
5	0.45	0.51	0.56	0.67
10	0.32	0.37	0.41	0.49
15	0.27	0.30	0.34	0.40
20	0.23	0.26	0.29	0.36
25	0.21	0.24	0.27	0.32
30	0.19	0.22	0.24	0.29
35	0.18	0.20	0.23	0.27
40	0.17	0.19	0.21	0.25
45	0.16	0.18	0.20	0.24
50	0.15	0.18	0.16	0.23
N > 50	$0.17/\sqrt{N}$	$1.22/\sqrt{N}$	$1.36/\sqrt{N}$	$1.63/\sqrt{N}$

2.8 การประมาณค่าความแปรแปรของปริมาณการไหล

ค่าความแปรปรวนของข้อมูล Q(T)a สำหรับข้อมูล AMS คือ

$$\mathrm{var}\left[Q(T)_a\right] = \frac{\alpha^2}{N}\left[1.11 + 0.52y(T) + 0.61y^2(T)\right] \tag{2.19}$$

ค่าความแปรปรวนของข้อมูล Q(T)p สำหรับข้อมูล PDS คือ

$$\mathrm{var}\left[Q(T)_p\right] = \frac{\beta^2}{\lambda N}\left\{1 + \left[\ln\lambda + y(T)\right]^2\right\} \tag{2.20}$$

การพิสูจน์สมการการประมาณค่าความแปรปรวนของปริมาณการไหล ทั้งสองวิธี (Taesombat, V. และ Yevjevich, V.; 1978) แสดงดังในภาคผนวก ข.

2.9 การเปรียบเทียบอัตราส่วนความแปรปรวนของปริมาณการไหล

ในการศึกษานี้เลือกใช้เกณฑ์การพิจารณาการเปรียบเทียบประสิทธิภาพคือ ความแปรปรวนของตัวอย่างข้อมูล ซึ่งโดยทั่วไปกำหนดว่าถ้าค่าความแปรปรวนของการประมาณค่าปริมาณการไหลจากการคำนวณในชุดข้อมูลใดให้ค่าความแปรปรวนของการประมาณค่าที่ต่ำกว่าชุดข้อมูลที่เหลือ แสดงว่าอนุกรมข้อมูลชุดนั้น ๆ มีประสิทธิภาพในการประเมินค่าปริมาณน้ำหลากสูงสุดที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ สูงกว่าข้อมูลอนุกรมชุดอื่น

วิธีการที่ใช้เปรียบเทียบ ความแปรปรวนของการประมาณค่าปริมาณการไหลระหว่างข้อมูล AMS และ PDS คำนวณได้จากอัตราส่วนระหว่างความแปรปรวนของการประมาณค่าปริมาณการไหลจากอนุกรมข้อมูล จากสองชุดดังกล่าว โดยแบ่งออกเป็น 3 วิธี (Taesombat, V. and Yevjevich, V.; 1978)

1. วิธีทฤษฎีค่าแท้จริง (Exact Theoretical Approach, Rv,1)

$$R_{V,1} = \frac{\lambda\left[1.11 + 0.52y(T) + 0.61y^2(T)\right]}{\left\{1 + \left[\ln\lambda + y(T)\right]^2\right\}} \tag{2.21}$$

2. วิธีทฤษฎีค่าประมาณ (Approximate Theoretical Approach, Rv,2)

$$R_{V,2} = \frac{\lambda\alpha^2\left[1.11 + 0.52y(T) + 0.61y^2(T)\right]}{\beta^2\left\{1 + \left[\ln\lambda + y(T)\right]^2\right\}} \tag{2.22}$$

3. วิธีค่าจากการทดลอง (Empirical Approach, Rv,3)

$$R_{V,3} = \frac{\sum_{i=1}^{N}\left[Q_i(T)_a - \overline{Q(T)_a}\right]^2}{\sum_{i=1}^{N}\left[Q_i(T)_p - \overline{Q(T)_p}\right]^2} \tag{2.23}$$

2.10 การแบ่งพื้นที่ย่อยและการทดสอบความคล้ายคลึงเชิงอุทกวิทยา

ในการวิเคราะห์ความถี่น้ำหลากเชิงภูมิภาคของการศึกษานี้ จะแบ่งพื้นที่ของลุ่มน้ำที่ศึกษาออกเป็นพื้นที่ย่อย โดยการทดสอบความคล้ายคลึงเชิงอุทกวิทยา แล้วจึงแบ่งเป็นพื้นที่ย่อยเพื่อจัดกลุ่มของสถานีวัดน้ำท่าที่มีลักษณะทางอุทกวิทยาคล้ายกันไว้ด้วยกัน เพื่อให้การสร้างกราฟการแจกแจงความถี่มีความเหมาะสมและสามารถเป็นตัวแทนของลุ่มน้ำย่อยนั้นได้ โดยในการจัดกลุ่มสถานีวัดน้ำท่าให้อยู่ในพื้นที่ย่อยเดียวกันในการศึกษานี้ จะใช้ข้อมูลทุติยภูมิเพื่อการแบ่งพื้นที่ย่อยเบื้องต้นดังต่อไปนี้

1. ลักษณะทางกายภาพของลุ่มน้ำ พิจารณาจากความลาดชันของลำน้ำ
2. ลักษณะทางสภาพภูมิอากาศ พิจารณาจาก อุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ ความเร็วลม และปริมาณการระเหยจากถาดวัดการระเหย
3. ลักษณะทางอุทกวิทยา โดยพิจารณาจาก ปริมาณฝนรายปี และปริมาณน้ำท่ารายปี

จากนั้นใช้วิธีทดสอบความคล้ายคลึง (Dalrymple, T; 1960) โดยเป็นการสร้างกราฟมาตรฐาน สำหรับการทดสอบความคล้ายคลึงของสถานีวัดน้ำท่า จากการพิจารณาค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานในการประเมินค่าตัวแปรลดรูป y ของทฤษฎี Gumbel คือ

$$\sigma_y = \frac{e^y}{\sqrt{n}}\sqrt{\frac{1}{T-1}} \tag{2.24}$$

เมื่อ σ_y คือค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของตัวแปรลดรูป

n คือจำนวนปีที่บันทึกข้อมูลทั้งหมด

T คือช่วงเวลาการเกิดซ้ำ

ค่าตัวแปรลดรูป y ในสมการ (2.24) เป็นฟังก์ชันของช่วงเวลาการเกิดซ้ำคือ

$$y = -\ln\left[-\ln\left(1-\frac{1}{T}\right)\right] \tag{2.25}$$

ใช้ค่าคาบการเกิดซ้ำที่ 10 ปี เป็นตัวแทนสำหรับตรวจสอบความคล้ายคลึง (Dalrymple, T; 1960) โดยแทนค่า T เท่ากับ 10 ปี ลงในสมการที่ (2.25) จะได้ค่า y = 2.25 และแทนค่าลงในสมการที่ (2.24) จะได้เป็น

$$2\sigma_y = 2\frac{e^{2.25}}{\sqrt{n}}\sqrt{\frac{1}{10-1}} \tag{2.26}$$

$$= \frac{6.33}{\sqrt{n}}$$

กำหนดให้ y มีการแจกแจงความถี่แบบปกติ ดังนั้นขอบเขตในการประเมินค่าของ y ที่ระดับความเชื่อมั่น 95% คือ

$$y \pm 2\sigma_y = 2.25 \pm \frac{6.33}{\sqrt{n}} \tag{2.27}$$

นำค่าจากสมการที่ (2.27) ไปใช้ในการสร้างกราฟมาตรฐานสำหรับทดสอบความคล้ายคลึง โดยได้ผลดังแสดงในตารางที่ 2.2 และรูปที่ 2.1

สำหรับขั้นตอนในการทดสอบความคล้ายคลึงของสถานีวัดน้ำท่าในพื้นที่ศึกษา มีดังนี้คือ

1. หาค่าปริมาณน้ำหลากที่คาบการเกิดซ้ำ 2.33 ปี และ 10 ปี โดยใช้ฟังก์ชันการแจกแจงแบบ Gumbel สำหรับสถานีวัดน้ำท่าที่ได้เลือกไว้ในแต่ละพื้นที่ย่อย จากขั้นตอนการแบ่งพื้นที่ย่อย
2. หาค่าอัตราส่วนปริมาณน้ำหลากระหว่างค่าที่คาบการเกิดซ้ำ 10 ปีต่อค่าที่คาบการเกิดซ้ำ 2.33 ปี
3. หาค่าเฉลี่ยของอัตราส่วนน้ำหลากของแต่ละสถานีในพื้นที่ย่อย ตามที่ได้ในข้อ 2
4. ปรับแก้ค่าปริมาณน้ำหลากที่คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี ของแต่ละสถานีในพื้นที่ย่อย โดยการคูณค่าเฉลี่ยของอัตราส่วนน้ำหลากในข้อ 3 ด้วยค่าปริมาณน้ำหลากที่คาบการเกิดซ้ำ 2.33 ปี

5. นำค่าปริมาณน้ำหลากปรับแก้ที่คาบการเกิดซ้ำ 10 ปีที่ได้ในข้อ 4 ไปคำนวณหาค่าคาบการเกิดซ้ำใหม่
6. พล็อตค่าคาบการเกิดซ้ำใหม่ในข้อ 5 กับความยาวข้อมูลที่มี ลงในกราฟมาตรฐานสำหรับทดสอบความคล้ายคลึงตามที่ได้เตรียมไว้

ถ้าข้อมูลของแต่ละสถานีในพื้นที่ย่อยอยู่ในช่วงขอบเขตบนและขอบเขตล่างที่ระดับความเชื่อมั่น 95 % แสดงว่ากลุ่มสถานีที่นำมาทดสอบมีความคล้ายคลึงทางอุทกวิทยาในพื้นที่ย่อยที่พิจารณา ถ้าบางสถานีอยู่นอกช่วงแสดงว่าสถานีนั้นมีคุณสมบัติทางอุทกวิทยาบางอย่างแตกต่างจากกลุ่มสถานีที่คล้ายคลึงกัน จะตัดสถานีนั้นออกไม่พิจารณาในการวิเคราะห์ความถี่น้ำหลากเชิงภูมิภาคของในพื้นที่ย่อยนั้น

2.11 การวิเคราะห์ความถี่น้ำหลากเชิงภูมิภาค

ในการวิเคราะห์น้ำหลากด้วยหลักความถี่การเกิด จะต้องมีข้อมูลน้ำหลากในจุดที่ต้องการนำมาวิเคราะห์ และมีการเก็บข้อมูลยาวนานเพียงพอ ผลที่ได้จึงจะมีความน่าเชื่อถือ การแก้ปัญหาไม่มีข้อมูลในจุดที่ต้องการหรือมีข้อมูลไม่ยาวนาน สามารถทำได้ด้วยการวิเคราะห์ความถี่น้ำหลากเชิงภูมิภาค มีขั้นตอนโดยสรุปคือ

1. นำข้อมูลน้ำหลากทุกสถานีในพื้นที่ที่มีลักษณะคล้ายคลึงกันทางอุทกวิทยา ตามที่ได้ทำการแบ่งออกเป็นพื้นที่ย่อยและทดสอบความคล้ายคลึงกันทางอุทกวิทยาแล้ว มาทำการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างขนาดน้ำหลากและรอบปีการเกิด และหาค่าน้ำหลากเฉลี่ย (Q_M) ของแต่ละสถานี

2.สร้างกราฟการแจกแจงความถี่ของน้ำหลากซึ่งเป็นตัวแทนของลุ่มน้ำย่อย จากความสัมพันธ์ระหว่าง Q_{Tr} / Q_M เฉลี่ยและรอบปีการเกิดซ้ำ

3. วิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่าง Q_M กับพื้นที่ลุ่มน้ำ (A) ตามหลักการวิเคราะห์แบบถดถอย (Regression Analysis) ซึ่งจะมีความสัมพันธ์กันดังสมการ

$$Q_M = aA^b \tag{2.28}$$

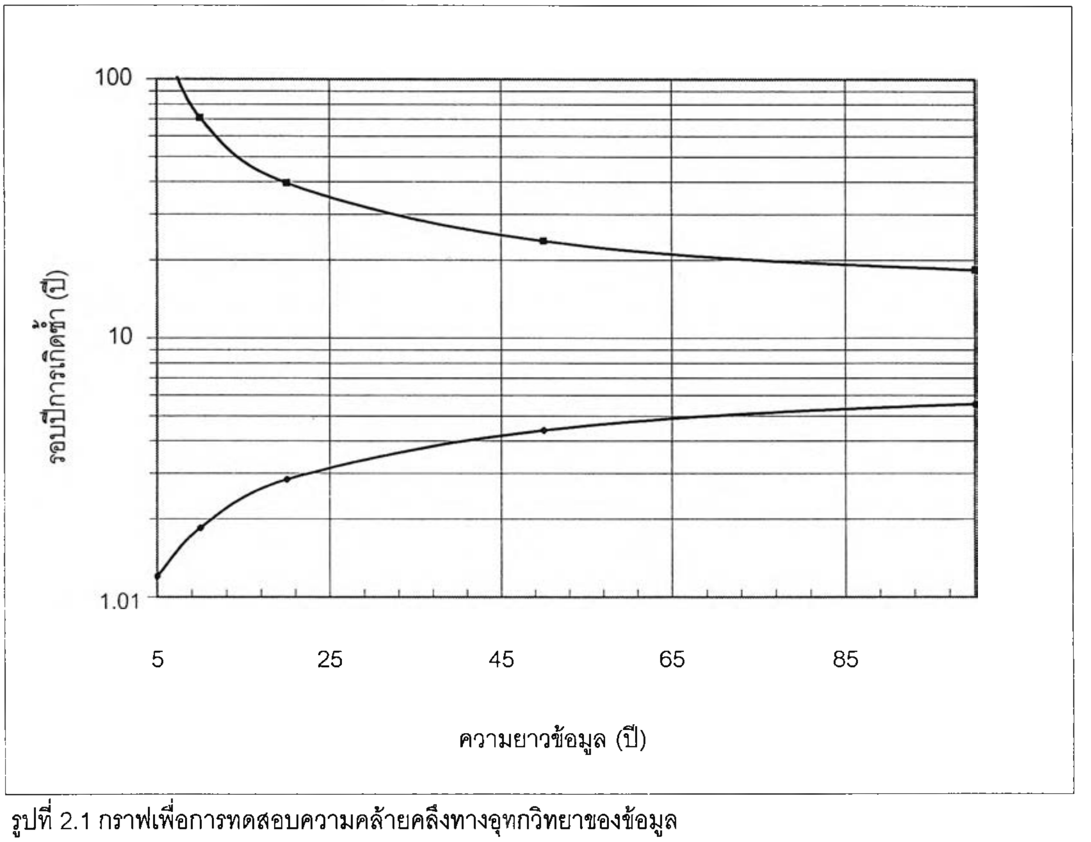
เมื่อ a และ b คือสัมประสิทธิ์การถดถอยของสมการ

เมื่อได้ความสัมพันธ์ดังกล่าวแล้ว จะสามารถนำไปประยุกต์ใช้กับสถานีที่ไม่มีข้อมูลได้ โดยมีขั้นตอนดังต่อไปนี้

1. หาขนาดพื้นที่ลุ่มน้ำของสถานีที่ต้องการพิจารณา
2. หาค่าเฉลี่ยน้ำหลากสูงสุดรายปีได้จาก $Q_M = aA^b$
3. อ่านค่า Q_{Tr} / Q_M ที่รอบปีการเกิดซ้ำต่างๆ หรือที่ต้องการได้
4. หาค่า Q_{Tr} ได้จากการคูณ Q_{Tr} / Q_M ในขั้นตอนที่3 ด้วยค่า Q_M ในขั้นตอนที่ 2
5. นำค่า Q_{Tr} และรอบปีการเกิดซ้ำ ไปวาดกราฟการแจกแจงความถี่น้ำหลากในจุดที่ต้องการได้

ตารางที่ 2.3 ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรลดรูป (y) และรอบปีการเกิดซ้ำ (T) ที่ระดับความเชื่อมั่น 95%

ความยาวข้อมูล N (ปี)	ตัวแปรลดรูป y	$2\sigma y = 6.33/N^{1/2}$	Lower Confidence Limit		Upper Confidence Limit	
			$y-2\sigma y$	TL	$y+2\sigma y$	TU
5	2.25	2.83	-0.58	1.2	5.08	161.4
10	2.25	2.00	0.25	1.8	4.25	70.7
20	2.25	1.42	0.83	2.8	3.67	39.6
50	2.25	0.90	1.35	4.4	3.15	23.7
100	2.25	0.63	1.62	5.6	2.88	18.4
200	2.25	0.45	1.80	6.6	2.70	15.3
500	2.25	0.28	1.97	7.7	2.53	13.1
1000	2.25	0.20	2.05	8.3	2.45	12.1



รูปที่ 2.1 กราฟเพื่อการทดสอบความคล้ายคลึงทางอุทกวิทยาของข้อมูล