

บทที่ 2

ทฤษฎี

2.1 วงจรอุทกวิทยา (hydrologic cycle)

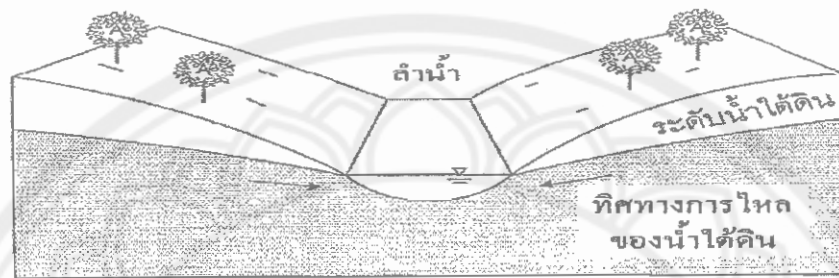
วงจรอุทกวิทยาเป็นศูนย์กลางในการศึกษาอุทกวิทยา โดยวงจรอุทกวิทยาเป็นวงจรที่ไม่มีจุดเริ่มต้นและจุดสุดท้ายของกระบวนการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำในโลกเพราะ มีการเปลี่ยนแปลงอย่างต่อเนื่องตลอดเวลา ซึ่งภาพรวมของวงจรอุทกวิทยาสามารถแสดงได้ดังรูปที่ 2.1.1



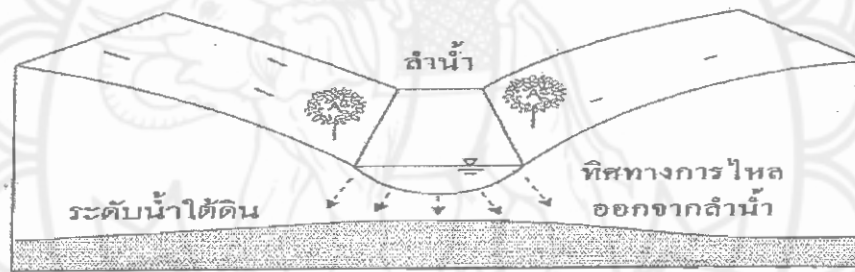
รูปที่ 2.1.1 วงจรอุทกวิทยา

เมื่อพิจารณารูปที่ 1 จะเห็นได้ว่าน้ำจะมีการระเหย (evaporation) จากทะเลมหาสมุทรและที่สะสมอยู่บนแผ่นดิน เช่นอ่างเก็บน้ำ ห้วย หนอง คลอง บึง หรือจากน้ำใต้ผิวดินบางส่วนขึ้นสู่บรรยากาศเป็นไอน้ำ (water vapor) ซึ่งมีการลอยตัวขึ้นไปสะสมจนกระทั่งเกิดกระบวนการควบแน่นและกลั่นตัวกลายเป็นน้ำจากอากาศ (precipitation) ตกลงมาสู่ทะเลมหาสมุทรหรือบนแผ่นดินอีก โดยจะมีน้ำบางส่วนถูกดัก (interception) จากพืชและมีน้ำบางส่วนตกลงบนผิวดินแล้วเกิดการสะสมจนเกิดการไหลบนผิวดิน (overland flow) แต่ก็มีส่วนระเหยและบางส่วนเกิดการคายน้ำ (transpiration) กลับสู่บรรยากาศขณะเดียวกันจะมีน้ำบางส่วนเกิดการซึม (infiltration) ลงเป็นการไหลใต้ผิวดิน(subsurface flow) ซึ่งจะมีแนวทางไหลซึมสู่แม่น้ำลำคลองเช่นเดียวกับน้ำท่าผิวดิน(surface runoff) และมีน้ำบางส่วนมีการซึมลึกลงไป (percolation) ระหว่างช่องว่างของเม็ด

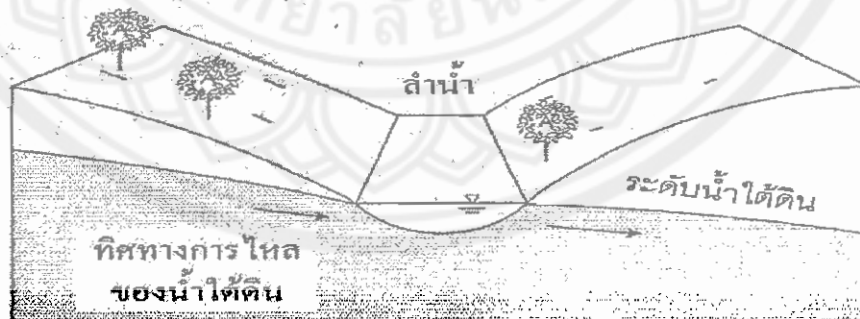
ดินหรือรอยหินแตกลงไปใต้น้ำใต้ดิน (groundwater) ซึ่งถ้าน้ำมีการให้น้ำแก่น้ำใต้ดินจะเรียกว่า ลำน้ำให้น้ำรับ (effluent stream) ดังรูปที่ 2 (ก) ถ้าลำน้ำมีการให้น้ำแก่น้ำใต้ดินจะเรียกว่า ลำน้ำให้ (influent stream) ดังรูปที่ 2 (ข) นอกจากนี้ยังมีลำน้ำบางแห่งที่เป็นลำน้ำรับและลำน้ำให้ดังรูปที่ 2.1.2(ค) ซึ่งท้ายที่สุดแล้วน้ำใต้ดินมักจะมีแนวการไหลซึมออกสู่แหล่งน้ำหรือทะเลมหาสมุทร แล้วเกิดการระเหยกลับสู่บรรยากาศหมุนเวียนอย่างต่อเนื่องเป็นวงจรอุทกวิทยา



(ก) ลำน้ำรับ (effluent stream)



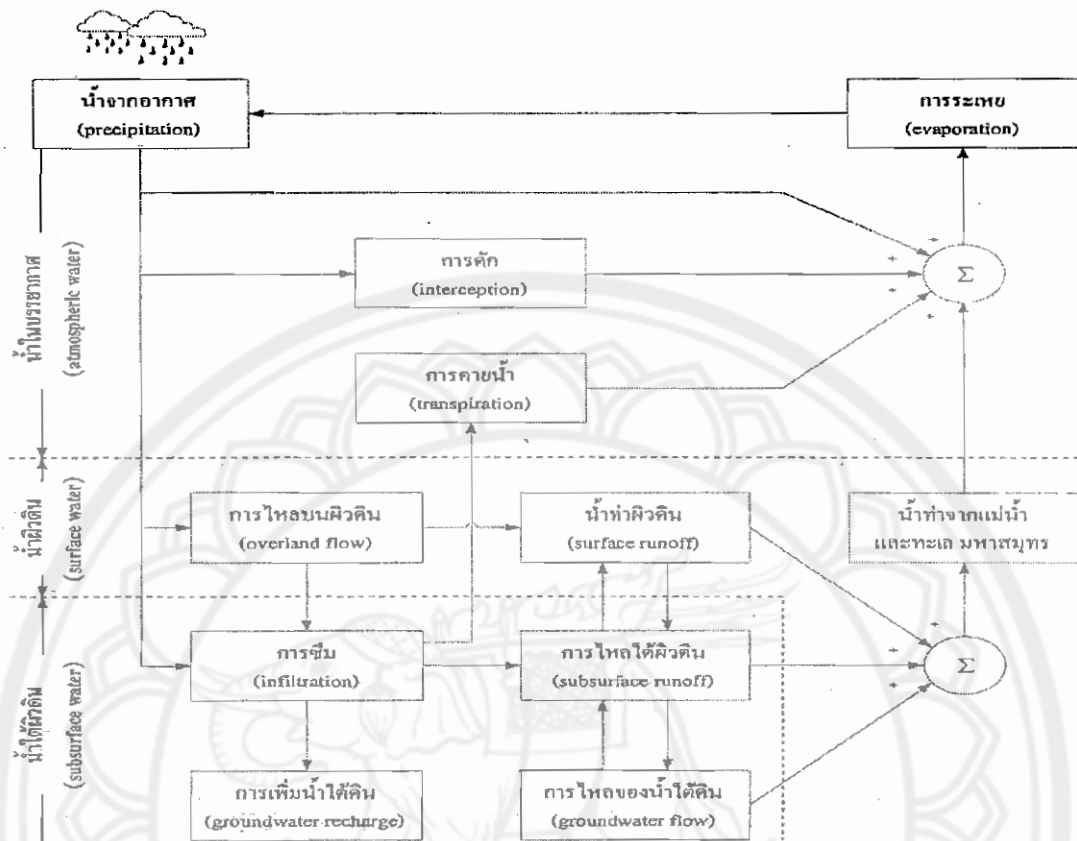
(ข) ลำน้ำให้ (influent streams)



(ค) ลำน้ำที่เป็นทั้งลำน้ำรับและลำน้ำให้

รูปที่ 2.1.2 ลำน้ำและลำน้ำให้

จากรูปที่ 2.1.2 จะเห็นได้ว่าระบบวงจรอุทกวิทยา สามารถแบ่งได้เป็น 3 ระบบย่อย คือ



รูปที่ 2.1.3 แผนผังวงจรอุทกวิทยา

2.2 น้ำฝน (Rain)

2.2.1 บทนำ

น้ำฝนเป็นรูปแบบหนึ่งของน้ำจากอากาศ (Precipitation) ซึ่งเป็นองค์ประกอบที่สำคัญที่มีอิทธิพลต่อวงจรอุทกวิทยาของพื้นที่หนึ่ง ๆ และวงจรของสิ่งมีชีวิต สภาพทางภูมิศาสตร์และการใช้พื้นที่ขึ้นอยู่กับความเป็นไปของวงจรอุทกวิทยา ปริมาณน้ำฝนจะเป็นตัวกำหนดบทบาทในการจัดการเรื่องน้ำและการใช้พื้นที่

ปริมาณน้ำฝนมีผลต่อการวางแผนในการพัฒนาแหล่งน้ำเพื่อเพิ่มผลผลิตมีผลต่อปัญหาการจราจรในเมืองใหญ่ ๆ ซึ่งมักจะเกิดปัญหาน้ำท่วมหลังจากฝนตกไม่นานทำให้เสียเงินในการก่อสร้างระบบป้องกันน้ำท่วม และยังมีผลถึงประชาชนในแง่ทรัพย์สิน สุขภาพจิตอีกด้วย สำหรับในพื้นที่เกษตรกรรม โดยเฉพาะพื้นที่เกษตร น้ำท่วม การเลือกชนิดของพืชสำหรับการเกษตรกรรมก็มีความสำคัญ ในทางวิศวกรรมมีความสำคัญต่อการออกแบบอาคารชลศาสตร์ในงานพัฒนากลุ่มน้ำจะเห็นว่าปัญหาต่าง ๆ มากมายหลายแบบผู้วางแผนควรต้องทำความเข้าใจกับวิธีการวิเคราะห์ต่าง ๆ เพื่อนำไปศึกษาและคาดหมายปริมาณน้ำฝนรูปแบบของน้ำจากอากาศ ไอน้ำ ในอากาศที่กลั่นตัวเป็นหยดน้ำ

ตกลงมาบนพื้นโลกมีหลายรูปแบบด้วยกัน ดังตารางที่ 2.4.1 ในประเทศไทยจะพบแต่รูปแบบ น้ำฝน กับ ลูกเห็บ

ตารางที่ 2.2.1 ชนิดของน้ำจากฟ้า (precipitation)

ชนิด	ขนาด (มม.)	สถานะ	คำอธิบาย
Mist	0.005-0.05	ของเหลว	ขนาดหยดน้ำใหญ่พอที่จะรู้สึกได้เมื่อตกใส่บนใบหน้า
Drizzle (ฝนปรอย)	<0.5	ของเหลว	ขนาดเล็กสม่ำเสมอ มักตกเป็นเวลาหลาย ๆ ชั่วโมง
Rain (ฝน)	0.5-0.7	ของเหลว	มีขนาดต่าง ๆ กันขึ้นอยู่กับพายุ
Sleet	0.5-5.0	ของแข็ง	เม็ดเล็กกลมจนถึงเป็นก้อน มีอันตรายต่อรถยนต์
Glaze	1-20	ของแข็ง	เป็นแผ่น ทำความเสียหายต่อต้นไม้ สายไฟฟ้า
Rime	ไม่แน่นอน	ของแข็ง	คล้ายน้ำค้างแข็ง
Snow (หิมะ)	1-20	ของแข็ง	เป็นผลึกมีรูปร่างต่าง ๆ กัน หกเหลี่ยม เจ็ด หรือ แผ่น มีความชื้นประมาณ 10%
Hail (ลูกเห็บ)	5 หรือ ≥ 100	ของแข็ง	มีขนาดต่าง ๆ มักมากับพายุ convective ถ.พ. 0.7-0.9
Graupel (ลูกเห็บอ่อน)	2-5	ของแข็ง	เกิดจาก Rime และรวมกับผลึกหิมะ ทำให้เกิดเป็นมวลรูปร่างไม่แน่นอนไม่แข็งมากเหมือน Hail เมื่อตกกระทบจะยุบตัวจึงมักเรียกว่า soft hail

2.2.2 การวิเคราะห์ข้อมูลน้ำฝน

น้ำจากอากาศที่ตกลงมาจะเป็นข้อมูลดิบ (input data) ของระบบอุทกวิทยาการวิเคราะห์ระบบอุทกวิทยาใด ๆ ก็ตามจำเป็นจะต้องมีการเตรียมและเรียบเรียงข้อมูลให้อยู่ในสภาพที่จะเป็นข้อมูลดิบของระบบนั้นได้ ข้อมูลน้ำจากอากาศอาจจะมีทั้งแบบการบันทึกที่เป็นระยะเวลานาน และข้อมูลเฉพาะพายุใดพายุหนึ่ง

การวิเคราะห์ข้อมูลน้ำฝนในช่วงพายุฝนอาจจำแนกการศึกษาและวิเคราะห์ได้ 3 แบบด้วยกันคือ

1. การวิเคราะห์เฉพาะจุดหรือสถานี ข้อมูลน้ำฝนในประเทศไทยส่วนใหญ่จะพิมพ์เป็นตารางข้อมูลรายวัน หน่วยราชการที่ทำการเก็บข้อมูลน้ำฝนหลาย ๆ สถานีทั่วประเทศก็คือ กรมอุตุนิยมวิทยา การพลังงานแห่งชาติ กรมชลประทาน เป็นต้น สถานีวัดน้ำฝนจำนวนมากไม่สามารถเก็บข้อมูลติดต่อกันได้เป็นเวลานานๆจะมีช่วงระยะเวลาหนึ่งที่ข้อมูลขาดหายไป ซึ่งอาจจะ

เนื่องจากหลายสาเหตุ เช่น เครื่องวัดชำรุด ลืมเก็บข้อมูล หรือลืมนำไปชั่วคราวหรือถาวร ด้วยเหตุนี้จึงจำเป็นต้องประมาณค่าข้อมูลที่หายไปนั้น การประมาณค่าของข้อมูลที่หายไปนั้นทำได้ 3 วิธี

1. หาค่าเฉลี่ยของข้อมูลที่เกี่ยวข้องจากสถานีใกล้เคียงอย่างน้อย 3 สถานี
2. หาค่าจากเส้นชั้นความลึกน้ำฝน (isohyets)
3. หาค่าโดยวิธีสัดส่วนปกติ (normal ratio method)

วิธีสัดส่วนปกตินี้จะใช้ในกรณีที่ข้อมูลน้ำฝนแตกต่างกันมากในแต่ละสถานี ซึ่งใช้ค่าเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนตลอดปี (normal annual rainfall) เป็นเกณฑ์การเปรียบเทียบ ถ้าค่าเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนตลอดปีของสถานีใกล้เคียง 3 สถานีที่จะนำข้อมูลมาเฉลี่ยหาข้อมูลของสถานีที่ขาดหายไปนั้นแตกต่างกัน 10 % ของสถานีที่ข้อมูลหายไป ก็คำนวณหาข้อมูลที่หายไปด้วยการเฉลี่ยแบบคณิตศาสตร์จาก 3 สถานีใกล้เคียงนั้น แต่ถ้าหากค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนตลอดปีของสถานีทั้ง 3 ต่างเกินกว่า 10 % จะใช้วิธีสัดส่วนปกติซึ่งข้อมูลน้ำฝนของสถานีใกล้เคียงที่เลือกมาใช้จะเฉลี่ยโดยใช้อัตราส่วนของค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนรายปีของสถานีที่ข้อมูลขาดหายไปกับสถานีใกล้เคียง

2. การวิเคราะห์การแจกแจงข้อมูลตามกาลเวลา การวิเคราะห์การแจกแจงข้อมูลตามกาลเวลามีจุดจำกัด เนื่องจากจะทำเฉพาะข้อมูลที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ เท่านั้นการวิเคราะห์ทำได้โดยการคัดลอกข้อมูลรายชั่วโมงมา และคำนวณหาค่าสะสมของข้อมูลรายชั่วโมงนี้จนตลอดช่วงเวลาของฝนที่ตก กราฟที่เกิดจากการพล็อตข้อมูลสะสมรายชั่วโมงกับเวลาเรียกว่า mass curve ของน้ำฝน ซึ่งสามารถทำให้ทราบช่วงเวลาของพายุฝนที่มีความเข้มข้นมาก ๆ ได้ การเปรียบเทียบ mass curve หลาย ๆ สถานีของพายุฝนลูกเดียวกันจะทำให้สามารถทราบทิศทาง การเคลื่อนที่ของพายุฝนได้

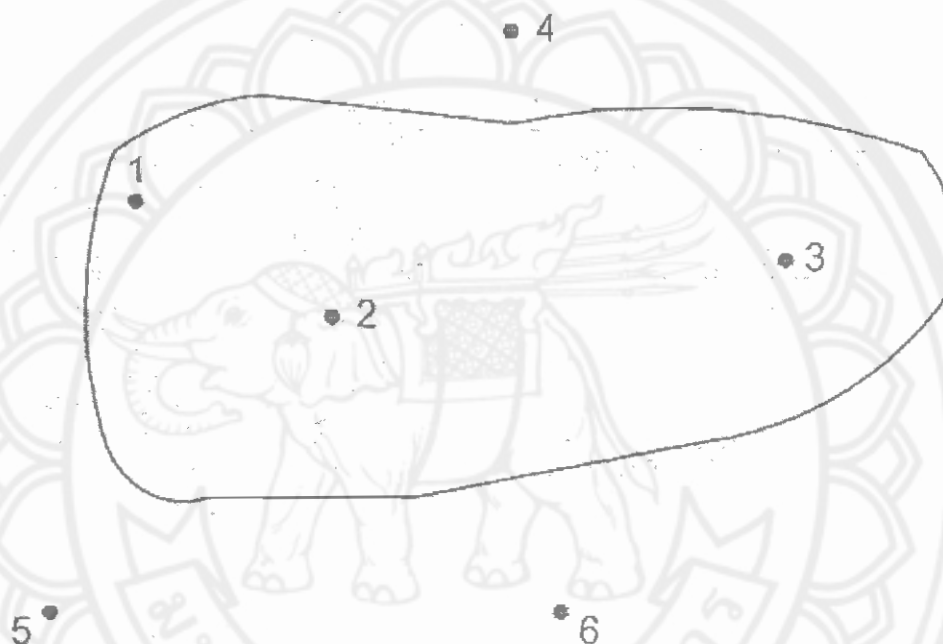
ในบางกรณี mass curve ของน้ำฝนจะนำไปประมาณหาลักษณะของพายุฝนใดพายุฝนหนึ่ง เพื่อที่จะนำไปเปรียบเทียบกับของสถานีอื่นหรือของพายุฝนลูกอื่น การเปรียบเทียบจะทำได้และมีความหมายจำเป็นต้องทำ mass curve ให้อยู่ในสภาพไร้มิติ (ไม่มีหน่วย) เสียก่อน ซึ่งจะได้โดยเปลี่ยนหน่วยของน้ำฝนเป็น % ของน้ำฝนทั้งหมด และเปลี่ยนหน่วยของเวลาเป็น % ของช่วงเวลาของพายุฝน (storm duration)

2.3 การหาปริมาณฝนเฉลี่ยบนพื้นที่

บนพื้นที่ลุ่มน้ำหรือพื้นที่รับน้ำแต่ละแห่ง มักจะมีสถานีวัดน้ำฝนอยู่หลายสถานี ซึ่งเมื่อทำการเก็บข้อมูลปริมาณฝนในแต่ละวัน แต่ละเดือน แต่ละฤดู แต่ละปี หรือในช่วงที่เกิดพายุฝนแต่ละครั้ง จะได้ข้อมูลปริมาณฝนที่สถานีวัดน้ำฝนต่างๆ เป็นตัวเลขไม่เท่ากัน โดยในการนำตัวเลขที่ได้ไป

ใช้ในงานทางอุทกวิทยา จำเป็นต้องหาค่าปริมาณฝนที่เป็นตัวแทนของปริมาณฝนที่ตกกระจายอยู่ทั่วบริเวณพื้นที่ที่พิจารณา ซึ่งมักจะคำนวณออกเป็นปริมาณฝนเฉลี่ย (average precipitations) บนพื้นที่พิจารณา โดยมีวิธีการหาปริมาณฝนเฉลี่ยที่ใช้กันโดยทั่วไป 3 วิธีคือ

1. วิธีเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (arithmetic-mean method) เป็นวิธีการปริมาณฝนเฉลี่ย ที่ง่ายและรวดเร็วที่สุด โดยหาได้จากการนำค่าปริมาณฝนจากสถานีน้ำฝนภายในลุ่มน้ำทุกสถานีมารวมกันแล้วหารด้วยจำนวนสถานีน้ำฝน จะได้ปริมาณฝนเฉลี่ยภายในลุ่มน้ำตามต้องการ



รูปที่ 2.3.1 ตัวอย่างพื้นที่ลุ่มน้ำและตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝน

จากรูปที่ 2.3.1 จะเห็นได้ว่ามีสถานีวัดน้ำฝนทั้งหมด 6 สถานี ซึ่งเป็นสถานีวัดน้ำฝนที่อยู่ภายในลุ่มน้ำ 3 สถานี และสถานีวัดน้ำฝนที่อยู่รอบๆ ลุ่มน้ำคือ 3 สถานี สามารถหาปริมาณฝนเฉลี่ยได้จากค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนที่อยู่ภายในลุ่มน้ำ 3 สถานี คือ

$$\text{ปริมาณฝนเฉลี่ย } \bar{P} = \frac{1}{3}(P_1 + P_2 + P_3) \quad \dots\dots(2.3.1)$$

ดังนั้น เมื่อมีสถานีวัดน้ำฝนภายในลุ่มน้ำจำนวน n สถานี สามารถหาปริมาณฝนเฉลี่ยได้ดังสมการ

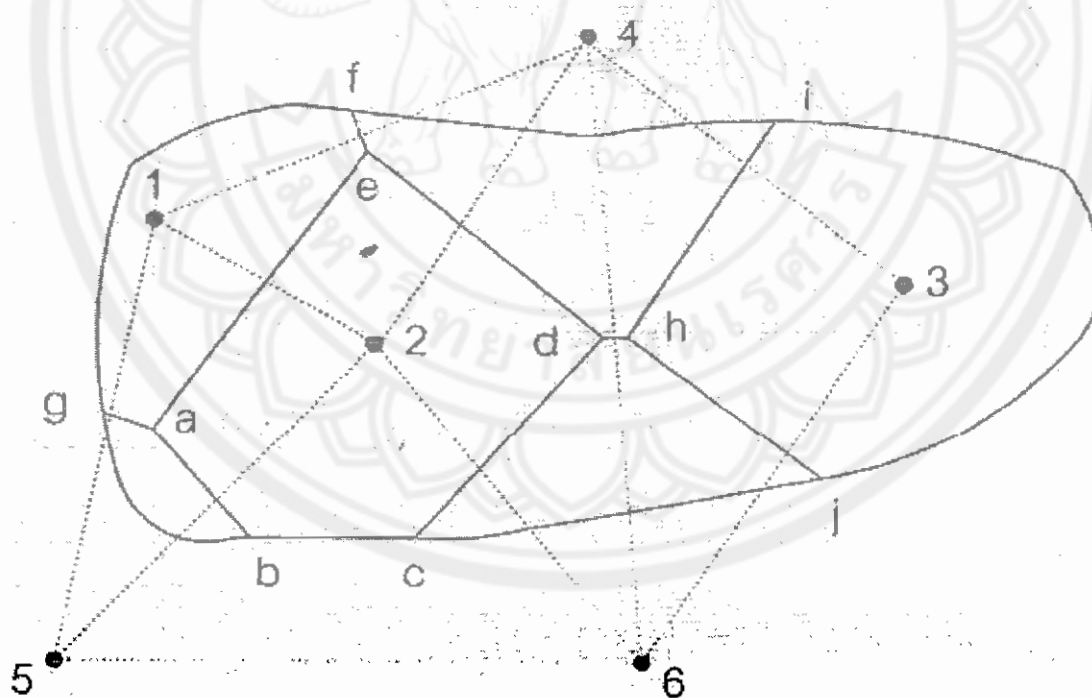
$$\text{ปริมาณฝนเฉลี่ย } \bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad \dots\dots(2.3.2)$$

เมื่อ n คือจำนวนสถานีวัดน้ำฝนภายในลุ่มน้ำที่พิจารณา
 และ P_i คือปริมาณฝนที่สถานีวัดน้ำฝนที่ i ($i=1, 2, \dots, n$)

วิธีเฉลี่ยทางเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์จะให้ปริมาณฝนเฉลี่ยที่นำมาเป็นตัวแทนได้ก็ต่อเมื่อ

1. ลุ่มน้ำหรือบริเวณที่ต้องการวิเคราะห์ข้อมูลต้องเป็นที่ราบลุ่มคือ ไม่มีอิทธิพลของแนวเขตภูเขาที่จะมีผลทำให้ฝนตกไม่สม่ำเสมอตลอดทั่วพื้นที่
2. สถานีวัดน้ำฝนจะต้องกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำ
3. ปริมาณฝนของแต่ละสถานี จะต้องมิต่ำที่ไม่แตกต่างจากปริมาณฝนเฉลี่ยมากนัก

2. วิธีของทิสเซน (Thiessen method) จะพิจารณาว่า ปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนแต่ละแห่ง จะมีอาณาบริเวณครอบคลุมพื้นที่รับน้ำฝนที่อยู่ล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนจะกำหนดได้จากการแบ่งพื้นที่เป็นรูปหลายเหลี่ยมของทิสเซน (Thiessen polygon) เช่น เมื่อมีสถานีวัดน้ำฝน 6 แห่ง จากรูปที่ 2.3.1 สามารถเขียนพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมทิสเซน ได้ดังรูปที่ 2.3.2



รูปที่ 2.3.2 วิธีการหาปริมาณฝนเฉลี่ยตามวิธีของทิสเซน

พิจารณารูปที่ 2.3.2 มีขั้นตอนในการแบ่งพื้นที่เป็นรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนดังนี้

1. กำหนดตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวัดน้ำฝนทั้งในพื้นที่และที่อยู่รอบๆ พื้นที่ที่ต้องการหาปริมาณฝนเฉลี่ย

2. ลากเส้นตรง (เส้นประ) เชื่อมโยงระหว่างสถานีวัดน้ำฝน 2 แห่ง ที่อยู่ใกล้กัน โดยที่เส้นตรงเหล่านี้จะต้องไม่ตัดกัน จะได้รูปโครงข่ายสามเหลี่ยม (network of triangles)

3. ลากเส้นตรง (เส้นทึบ) แบ่งครึ่งและตั้งฉากกับด้านทั้งสามของรูปสามเหลี่ยม จะได้รูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนแต่ละแห่ง ดังเช่นสถานีวัดน้ำฝนที่ 1 ล้อมรอบด้วย acfg และสถานีวัดน้ำฝนที่ 2 ล้อมรอบด้วยด้าน abcd เป็นต้น

4. วัดขนาดพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ครอบคลุมสถานีวัดน้ำฝนแต่ละรูป โดยอาจจะใช้วิธีนับจุดในกระดาษกราฟสี่ที่วางทับบนพื้นที่ หรือใช้เครื่องมือวัดพื้นที่ที่เรียกว่า พลาณิมิเตอร์ (planimeter) จะได้พื้นที่รูปหลายเหลี่ยมทิสเสนเป็น $A_1, A_2, \dots, A_6$ จากนั้น นำพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ได้นี้ไปคำนวณหาปริมาณฝนเฉลี่ยต่อไป

เมื่อกำหนดให้ $P_1, P_2, \dots, P_6$ คือปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากสถานี 1, 2, ..., 6 ตามลำดับดังนี้

$$\text{ปริมาณฝนเฉลี่ย} \quad P = \frac{P_1 A_1 + P_2 A_2 + \dots + P_6 A_6}{(A_1 + A_2 + \dots + A_6)} \quad \dots\dots(2.3.3)$$

ในกรณีที่มีสถานีวัดน้ำฝน n สถานี สามารถเขียนสมการทั่วไปได้ดังนี้

$$\text{ปริมาณฝนเฉลี่ย} \quad P = \frac{\sum_{i=1}^n P_i A_i}{\sum_{i=1}^n A_i}$$

$$P = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n p_i A_i \quad \dots\dots(2.3.4)$$

โดยที่ P คือ ปริมาณฝนเฉลี่ย

P_i คือ ปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนที่ $(i=1,2,\dots,n)$

A_i คือ พื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนที่ i

และ A คือ พื้นที่รับน้ำฝนรวมมีค่าเท่ากับ $\sum_{i=1}^n P_i A_i$

การเลือกใช้วิธีของทิสเสน มีสิ่งที่ต้องพิจารณาประกอบการตัดสินใจดังนี้

1. วิธีของทิสเสน มีหลักการที่ดีกว่าวิธีเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ เพราะสามารถลดปัญหาที่เกิดจากการกระจายของสถานีวัดน้ำฝนแบบไม่สม่ำเสมอ
2. วิธีของทิสเสนเมื่อใช้กับพื้นที่ขนาดใหญ่ ถ้าหากวัดข้อมูลปริมาณฝนผิดพลาดจะมีผลทำให้ปริมาณฝนเฉลี่ยที่คำนวณได้คลาดเคลื่อนจากที่ควรจะเป็นมาก
3. การลากเส้นแบ่งเป็นรูปหลายเหลี่ยม ไม่ได้คำนึงถึงสภาพทางภูมิประเทศเช่น อาจจะมีแนวภูเขาขวางกั้น หรือเป็นลักษณะที่ลุ่มๆ ดอนๆ ก็จะทำให้ปริมาณฝนเฉลี่ยผิดพลาดได้
4. ถ้าหากมีการเปลี่ยนแปลงสถานีวัดน้ำฝน จะต้องสร้างรูปหลายเหลี่ยมใหม่ทุกครั้ง นั่นคือ ไม่มีความยืดหยุ่นในการใช้งาน

3. วิธีเส้นชั้นน้ำฝน (isohyetal method) วิธีนี้เป็นการลากเส้นชั้นน้ำฝน ซึ่งหมายถึงเส้นที่ลากผ่านบริเวณที่มีความลึก หรือปริมาณฝนเท่ากัน โดยอาศัยข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากสถานีวัดน้ำฝนเป็นหลัก และพิจารณาจากแผนที่ภูมิประเทศ โดยดูจากสภาพภูมิประเทศ ลักษณะภูมิประเทศและทิศทางพายุฝน เป็นต้น การหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยโดยวิธีเส้นชั้นน้ำฝน มีหลักการดังต่อไปนี้

- กำหนดสถานีวัดน้ำฝนและปริมาณฝนลงบนแผนที่ทั้งในบริเวณที่รับฝน และบริเวณล้อมรอบขอบเขตของพื้นที่รับน้ำฝน
- ตรวจสอบแนวโน้มของเส้นชั้นน้ำฝน และกะประมาณด้วยสายตา จากนั้นจึงลากเส้นชั้นน้ำฝนโดยพยายามให้เส้นโค้งราบเรียบ
- หาพื้นที่ระหว่างเส้นชั้นน้ำฝน 2 เส้นที่อยู่ใกล้เคียงกัน และอยู่ภายในขอบเขตของพื้นที่รับน้ำ
- คำนวณหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย

ถ้าผลคำนวณปริมาณฝนเฉลี่ยทั้ง 3 วิธีนี้ใกล้เคียงกัน แสดงว่าลักษณะการตกของฝนมีการกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ที่พิจารณา

ความแน่นอนของข้อมูลน้ำฝน (consistency of rainfall records) ในการวิเคราะห์ทางด้านอุทกวิทยาจะต้องอาศัยข้อมูลปริมาณฝนที่มีการเก็บข้อมูลมาเป็นเวลานานพอสมควร ซึ่งข้อมูลที่ตรวจวัดและรวบรวมมานั้น อาจจะไม่มีความแน่นอน ดังนั้นจึงมีการทดสอบความแน่นอนของข้อมูลน้ำฝน ซึ่งสามารถทดสอบโดยความแน่นอนได้โดยวิธีเส้นโค้งทวี (double mass curve method)

ถ้าผลคำนวณปริมาณฝนเฉลี่ยทั้ง 3 วิธีดังกล่าวนี้มีค่าใกล้เคียงกัน แสดงว่าลักษณะการตกของฝนมีการกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ที่พิจารณา

2.4 น้ำท่า

บทนำ

อุทกวิทยาของน้ำที่ไหลบนผิวดินจะว่าด้วยการโยกย้าย เปลี่ยนที่ของน้ำที่อยู่บนผิวโลกคุณภาพ และอัตราการไหลของน้ำผิวดินมีความสำคัญอย่างสูงต่อหลายๆ ด้าน เช่น ต่อการใช้ในเขตเมืองและเขตอุตสาหกรรม การควบคุมน้ำท่วม การทำนายปริมาณน้ำท่า (Streamflow forecasting) การออกแบบอ่างเก็บน้ำ การเดินเรือ การชลประทาน การระบายน้ำ การควบคุมคุณภาพน้ำ แหล่งพักผ่อนหย่อนใจ การจัดการสัตว์ป่าและการประมง

น้ำท่า (Streamflow) ถูกกำหนดค่าขึ้นมาจากการวัดการไหลของกระแสน้ำในลำน้ำตามธรรมชาติพร้อมกับรูปตัดของการไหล โดยอาศัยเครื่องมือพิเศษหรืออาจจะใช้อาคารวัดน้ำเช่น ฝ่ายหรือรางวัดน้ำ ข้อมูลที่ได้มีความสำคัญต่อการศึกษาวงจรอุทกวิทยา และถือว่าเป็นตัวแปรอิสระสำหรับการศึกษาส่วนมาก เนื่องจากอุทกวิทยากรส่วนใหญ่มักจะเกี่ยวข้องกับการประเมินอัตราการไหลหรือปริมาตรของการไหล หรือการเปลี่ยนแปลงของสิ่งเหล่านี้ซึ่งเป็นสาเหตุมาจากการกระทำของมนุษย์ จากวงจรอุทกวิทยาที่ได้กล่าวมาแล้ว จะเห็นว่าน้ำท่าจะประกอบด้วยน้ำจากสามส่วนด้วยกันคือน้ำที่ไหลตามผิวน้ำ จากการไหลเสริม (Interflow) และจากชั้นน้ำใต้ดิน น้ำจากการไหลตามผิวมาจากฝนส่วนเกิน ที่ไม่สามารถซึมลงในดินได้ ซึ่งจะไหลไปตามผิวดินรวมตัวกันไหลไปตามร่องน้ำเล็กๆ ซึ่งจะค่อยๆ ไหลขึ้นจนกลายเป็นลำน้ำ ลักษณะเช่นนี้จะเห็นได้ทางตอนต้นของลำน้ำ

น้ำจากการไหลเสริม คือส่วนที่ซึมลงดินในชั้นบนๆ และจะไหลออกรวมกับร่องน้ำเล็กๆ บางส่วนอาจจะไหลออกไปรวมกับลำน้ำใหญ่โดยตรง น้ำจากชั้นน้ำใต้ดินเป็นส่วนที่น้ำซึมลงไปสะสมยังชั้นน้ำใต้ดินและไหลออกลำน้ำในที่สุด ในทางปฏิบัติ การไหลในลำน้ำหรือน้ำท่าจะแยกออกเป็นการไหลโดยตรง (Direct runoff) และการไหลพื้นฐาน (Base flow) ดังนั้นการไหลโดยตรงหมายถึง การไหลตามผิวดินทั้งหมดรวมทั้งการไหลออกทันทีของน้ำที่ซึมลงไปดินระดับตื้นๆ (Prompt subsurface runoff) และรวมทั้งการไหลของน้ำใต้ดินจากชั้นน้ำใต้ดิน (Ground water runoff)

2.4.1 ระดับน้ำ

ระดับน้ำของลำน้ำ คือระดับที่เปรียบเทียบกับระดับอ้างอิงจุดหนึ่งซึ่งให้เท่ากับศูนย์ ซึ่งจะเป็นจุดต่ำสุดของลำน้ำ ณ ตำแหน่งที่มีการวัดพื้นที่หน้าตัดของลำน้ำ โดยจะมีการกำหนดให้เป็นสถานีวัดน้ำ สถานีวัดน้ำดังกล่าวควรจะอ้างอิงกับระดับน้ำทะเลปานกลาง เพื่อเป็นมาตรฐานในการเปรียบเทียบข้อมูลระหว่างหลายๆ สถานี การใช้ระดับอ้างอิงเฉพาะแห่ง ทำให้สะดวกต่อการจดบันทึกข้อมูล และให้ความหมายถึงความลึกของน้ำท่าที่ไหลในขณะนั้นด้วย ปริมาณน้ำไหลได้จากการวัดโดยตรง แต่เป็นการยากที่จะวัดอัตราการไหลในลำน้ำทุกๆ ครั้งที่ต้องการหรือในกรณีที่ต้องการอัตราการไหลต่อเนื่อง ดังนั้นจึง

มีการสร้างความสัมพันธ์ หรือเส้นโค้งระหว่างระดับและอัตราการไหล (Stage – discharge หรือ Rating curve) จากค่าระดับน้ำจะทราบถึงอัตราการไหลในการหาความสัมพันธ์ดังกล่าวจะต้องหาจุดที่เหมาะสมเพื่อใช้เป็นสถานีวัดน้ำด้วย เพราะความสัมพันธ์ที่ตำแหน่งจะเอาไปใช้อีกแห่งหนึ่งไม่ได้

เกจวัดระดับน้ำ เกจที่ใช้วัดระดับน้ำแบ่งออกเป็นสองแยกด้วยกันคือ แบบที่ต้องใช้เจ้าหน้าที่ไปทำการวัด ซึ่งมีทั้งวัดระดับน้ำขณะนั้น วัดระดับน้ำสูงสุด ติดตั้งแบบแนวค้ำหรือแบบเอียง (แบบหลังนี้มักใช้ในคลองชลประทานโดยติดกับข้างคลอง) และแบบอัตโนมัติ สำหรับแบบอัตโนมัติยังแบ่งย่อยออกเป็นหลายแบบลักษณะการบันทึกข้อมูลก็แตกต่างกัน บางแบบข้อมูลจะถูกแปลโดยเครื่องคอมพิวเตอร์เท่านั้น แบบทั่วไปจะมีลักษณะเป็นเส้นกราฟซึ่งแสดงลักษณะการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำ

2.4.2 ระดับ – อัตราการไหล

ความสัมพันธ์ระหว่างระดับกับอัตราการไหล (Stage - discharge) หรือที่เรียกว่า โคงอัตราการไหล (Rating curve) คือเส้นที่แสดงถึงอัตราการไหลที่ระดับต่างๆ ของลำน้ำ ความสัมพันธ์ดังกล่าวสามารถแสดงได้ 3 แบบ คือ

(ก) แบบตารางข้อมูล โดยการเลือกข้อมูลปริมาณน้ำในปีที่แสดงการแปรผันจากระดับต่ำไปจนถึงสูงสุด ที่มีช่วงกว้างมากกว่าปีก่อนๆ วิธีนี้จะให้ข้อมูลอัตราการไหลใกล้เคียงความจริงมากที่สุด เพราะจากระดับน้ำที่วัดมา จะนำมาเทียบกับข้อมูลว่าอยู่ในช่วงใด แล้วทำการเปลี่ยนแปลงโดยตั้งสมมุติฐานว่าความสัมพันธ์เป็นเส้นตรง

(ข) กราฟความสัมพันธ์บนสเกลเส้นตรง เมื่อนำข้อมูลมาทำการเขียนกราฟบนกระดาษกราฟบนสเกลปกติทั่วไป จะได้กราฟเส้นโค้งซึ่งต้องมีการลากเส้นให้เหมาะสม (Fit curve) ดังนั้นค่าที่อ่านได้จากกราฟ อาจแตกต่างจากข้อมูลบางเล็กน้อย แต่กราฟนี้ไม่สามารถนำไปใช้ในโปรแกรมได้ เพราะไม่มีการแสดงความสัมพันธ์ ใช้แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าระดับว่ามีลักษณะอย่างไร และสามารถนำมาใช้เพื่อหาค่าอัตราการไหลที่ระดับน้ำต่างได้ เพียงแต่ต้องใช้เจ้าหน้าที่อ่านเท่านั้น

(ค) สมการอัตราการไหล (Rating) เพื่อให้เกิดความสะดวกต่อการรวบรวมข้อมูลของหน่วยงานที่ทำหน้าที่นี้ เพราะทั้งประเทศมีข้อมูลระดับน้ำจำนวนมาก การหาค่าอัตราการไหลจึงใช้คอมพิวเตอร์ในการจัดเก็บและแปลงค่าระดับน้ำให้เป็นอัตราการไหล วิธีที่ง่ายและสะดวกในการเขียนโปรแกรมคือใช้สมการ ลักษณะกราฟแบบนี้มักเป็นเส้นตรงใน ล็อก – ล็อก สเกลสมการจะอยู่ในรูปเดียวกับสมการซิมของคอสเตียคอฟ

2.5 การวิเคราะห์ชลภาพ

การวิเคราะห์ชลภาพ (Hydrograph analysis) เป็นการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลกับเวลาของกลุ่มน้ำหนึ่งๆ เพื่อนำเอาไปประยุกต์ใช้งาน เช่น อัตราการไหลสูงสุดเพื่อออกแบบทางระบายน้ำสัน เป็นต้น นอกจากนั้นยังนำไปประยุกต์หาชลภาพรวมเมื่อช่วงเวลาฝนตกเปลี่ยนไป

วิธีนี้ทำนายอัตราการไหลสูงสุด และชลภาพการไหลจากฝนตกนั้นได้มีผู้ทำการศึกษาอย่างละเอียดตั้งแต่ตอนต้นปี พ.ศ. 2473 (ค.ศ. 1930) และได้รับการพิจารณานำมาใช้จนถึงปัจจุบันเพื่อหาอัตราการไหลสูงสุด เรียกวิธีนี้ว่า ชลภาพหนึ่งหน่วยหรือเอกชลภาพ (Unit hydrograph) เซอร์แมน (Sherman) เป็นผู้เสนอวิธีนี้เป็นคนแรกโดยเรียกว่า วิธีการหนึ่งหน่วย (Unit graph)

2.5.1 หลักการเอกชลภาพ (The Unit – hydrograph Concept) ชลภาพการไหลพื้นที่รับน้ำหนึ่งๆ คือผลรวมของชลภาพส่วนย่อยจากพื้นที่เล็กๆ และผลจากเวลาน้ำไหลและปริมาณเก็บกักในลำน้ำ แต่เนื่องจากลักษณะทางกายภาพ 3618 .ภาพพื้นที่รับน้ำเช่น รูปร่าง ขนาด ความเอียง มีค่าคงที่ดังนั้นรูปร่างของชลภาพจึงควรคล้ายกัน คุณสมบัติอย่างนี้เป็นสิ่งจำเป็นตามวิธีของเซอร์แมนในการวิเคราะห์เอกชลภาพ ซึ่งเป็นชลภาพต้นแบบ (Typical) สำหรับพื้นที่รับน้ำนั้นๆ ตามความหมายของเอกชลภาพหรือชลภาพหนึ่งหน่วยคือ ปริมาตรหรือปริมาณการไหล ที่เกิดจากฝนส่วนเกินที่ตกกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ และมีความลึก 1 ซม. (อาจเป็น 1 มม.) ในช่วงเวลาที่กำหนด

จากเอกชลภาพหรือชลภาพที่มีการไหลเท่ากับน้ำที่ขังบนพื้นที่ 1 หน่วย ชลภาพที่มีความลึกการไหลมากกว่าหนึ่งหน่วยก็สามารถหาได้ โดยค่าอัตราการไหลจะเพิ่มขึ้นเป็นจำนวนเท่าของความลึกของน้ำหลากที่ต้องการ เช่นต้องการ 2 หน่วย อัตราการไหลจะเป็นสองเท่าของเอกชลภาพเป็นต้นการยืดเอาเอกชลภาพหนึ่งๆ ว่าเป็นชลภาพต้นแบบของพื้นที่รับน้ำนั้นๆ อาจจะผิดได้เพราะว่าลักษณะการตกของฝนมีผลอย่างมากต่อชลภาพ ดังจะกล่าวต่อไป

ก. ช่วงเวลาฝนตก เอกชลภาพอาจถูกนำมาใช้ในสองกรณีด้วยกันคือ ช่วงเวลาฝนตกเป็นช่วงสั้นๆ เช่น 1 ชั่วโมง และฝนส่วนเกินของพายุฝนทุกๆ ครั้งจะถูกแบ่งออกเป็นช่วงเท่า ๆ กัน ส่วนอีกวิธีหนึ่งก็คือจะหาเอกชลภาพที่มีช่วงเวลาต่างๆ กันที่เกิดขึ้นกับพื้นที่นั้น แต่เนื่องจากขาดข้อมูลตามแบบแรกจึงมักจะใช้แบบที่สอง ในตอนที่ทฤษฎีวิธีสร้างเอกชลภาพได้ถูกเสนอ จะต้องมียุทธศาสตร์จำนวนมากเพื่อครอบคลุมช่วงเวลา แต่ตามความเป็นจริงผลจากช่วงเวลามีค่าน้อยและยอมให้ผิดพลาด ± 25 เปอร์เซ็นต์ สำหรับช่วงเวลาของฝนตกที่ทำให้เกิดการไหล ดังนั้นจึงต้องการ เอกชลภาพไม่มากเพียง 2-3 ช่วงเวลาก็พอ โดยเฉพาะสำหรับช่วงเวลาสั้นๆ

ข. ต้นแบบของเวลาและอัตราฝนตก การสร้างหรือวิเคราะห์เอกชลภาพจากชลภาพนั้นมักจะใช้สมมติฐานว่าความสัมพันธ์ระหว่างเวลา และอัตราฝนตกมีค่าสม่ำเสมอหรือกระจายทั่วทั้งพื้นที่รับน้ำ

เดียวกัน ซึ่งมีผลต่อรูปร่างของชลภาพด้วย ฝนซึ่งตกในระยะเวลาสั้นๆ บนพื้นที่เล็กอาจแสดงให้เห็น อัตราการไหลสูงสุดอย่างชัดแจ้งกว่าฝนซึ่งตกเป็นชั่วโมงบนพื้นที่รับน้ำใหญ่ ในกรณีอย่างนี้ ถ้าเอกชลภาพของพื้นที่รับน้ำนั้นใช้ได้กับพายุฝนของช่วงเวลาที่สั้นกว่าเวลาวิกฤติแล้วชลภาพที่เกิดจากฝนตกช่วงเวลานานกว่าสามารถสังเคราะห์ขึ้นมาได้โดยง่าย

ค. การกระจายของพื้นที่ต่อน้ำหลาก(Areal distribution of Runoff) ลักษณะการไหลตามจุดต่างๆบนพื้นที่สามารถรับรูปร่างของชลภาพเปลี่ยนแปลงได้ ถ้าพื้นที่บริเวณที่มีการไหลสูงอยู่ใกล้ที่สุด ไหลออกของพื้นที่รับน้ำนั้น จะเป็นผลทำให้เกิดระดับน้ำที่สูงขึ้นอย่างรวดเร็ว อัตราการไหลสูงสุดเกิดขึ้นรวดเร็วมาก และชลภาพส่วนลดยังเกิดขึ้นรวดเร็วด้วย ถ้าบริเวณที่มีการไหลมากอยู่ทางด้านเหนือ น้ำหรือทางตอนเหนือของพื้นที่รับน้ำแล้ว ชลภาพจะมีลักษณะตรงข้าม นั่นคือการไหลสูงสุดเกิดขึ้นอย่างช้าๆมีค่าน้อยกว่า และมีช่วงเวลาเกิดกว้างกว่า ชลภาพส่วนลดยังช้าตามไปด้วย

เนื่องจากเอกชลภาพได้ถูกพัฒนาขึ้นมาสำหรับเป็นต้นแบบการไหลเฉพาะเช่น การไหลเกิดขึ้นสม่ำเสมอทางด้านเหนือหรือทางใต้แต่จริงๆแล้วไม่เป็นเช่นนั้นทั้งหมด ทั้งนี้เป็นเพราะมาจากการจำแนกของแต่ละคนที่กำหนดขึ้นมา วิธีที่ดีก็คือการระบุดัชนีของเอกชลภาพกับพื้นที่รับน้ำที่มีขนาดเล็กพอสมควรที่เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงการไหลตามพื้นที่แล้ว จะไม่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงรูปร่างชลภาพมากนัก ขนาดของพื้นที่ถูกกำหนดโดยเปอร์เซ็นต์ความผิดพลาดและลักษณะพื้นที่บริเวณนั้น ปกติแล้วพื้นที่ไม่ควรเกิน 500 ตารางกิโลเมตรแต่อาจใหญ่กว่านี้ได้ถ้าเปอร์เซ็นต์ความผิดพลาดยอมให้มากขึ้นได้ ที่กล่าวไปแล้วไม่สามารถนำมาประยุกต์กับการแปรผันของฝน ซึ่งขึ้นอยู่กับความสูงต่ำของภูมิประเทศ

ง. ปริมาณการไหล สมมติฐานอีกอันหนึ่งก็คือ อัตราการไหลเป็นส่วนโดยตรงกับปริมาณการไหล สำหรับพายุฝนทุกลูกของช่วงเวลาที่กำหนดให้และช่วงเวลาการไหลของทุกชลภาพจะมีค่าเท่ากัน ความสัมพันธ์ดังกล่าวสมมติให้เป็นความสัมพันธ์เส้นตรง สมมติฐานดังกล่าวนี้ปรากฏแน่ชัดว่าใช้ได้ไม่สมบูรณ์นัก เพราะว่าจากลักษณะและช่วงเวลาของชลภาพส่วนลดยังต้องเป็นส่วนหนึ่งหรือขึ้นอยู่กับการไหลสูงสุด นอกจากนี้เอกชลภาพสำหรับพายุฝนที่มีช่วงเวลาเท่ากันแต่ต่างขนาดมักจะไม่ใช่เหมือนกัน อัตราการไหลสูงสุดของเอกชลภาพที่มาจากฝนขนาดเล็กกว่าจะมีอัตราการไหลสูงสุดต่ำกว่าเอกชลภาพที่มาจากฝนใหญ่กว่า ซึ่งก็อาจจะเป็นเพราะว่าพายุฝนที่มีขนาดเล็กกว่าให้การไหลตามผิวน้อยกว่า แต่มีการไหลเสริมและน้ำใต้ดินมากกว่าหรืออาจจะเป็นการไหลตามลำน้ำใช้เวลานานกว่า

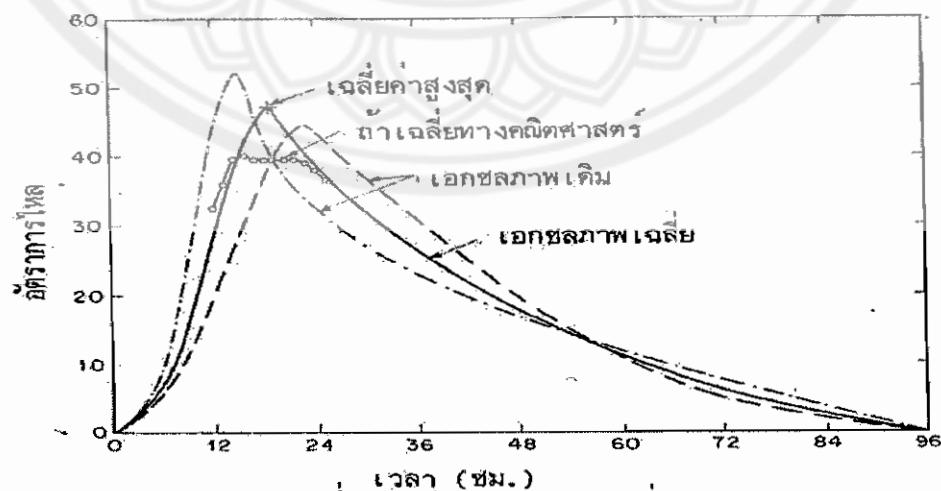
สำหรับปริมาณน้ำในช่วงเปลี่ยนแปลงของพื้นที่รับน้ำหนึ่งๆ สามารถพิสูจน์ได้ว่ามีความสัมพันธ์เป็นแบบเส้นตรงดังสมมติฐานหรือไม่ได้ง่ายๆโดยการเปรียบเทียบ ชลภาพจากฝนที่มีขนาดต่างๆกัน ถ้าพบว่าความสัมพันธ์ไม่เป็นดังสมมติอย่างเด่นชัดแล้ว การหาเอกชลภาพควรจะถูกนำมาใช้สำหรับพายุฝน

ที่มีขนาดเดียวกัน นั่นคือ ชุดของเอกชลภาพที่ครอบคลุมขนาดพยุฝนในแต่ละช่วงเวลาของฝน สิ่งที่เราควรระวังก็คือ การใช้เอกชลภาพเพื่อประเมินหาปริมาณน้ำหลากสูงๆ (Extream event) ซึ่งอาจจะเกิดขึ้นบนพื้นที่รับน้ำ เพราะว่าไม่มีวิธีใดๆเลยที่จะได้มาซึ่งหลักฐานการทดลองเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงของอัตราการไหลสูงสุดของเอกชลภาพ

2.5.2 การสร้างเอกชลภาพ (Derivation of Unit Hydirgraph) การสร้างเอกชลภาพที่ดีที่สุดควรมาจากชลภาพที่เกิดจากฝนส่วนเกิน ที่มีอัตราการตกสม่ำเสมอในช่วงเวลาของการตกที่ทำให้เกิดการไหลที่เหมาะสมและมีปริมาณน้ำหลากที่มีความลึกใกล้เคียง 1 ซม. วิธีการสร้างเอกชลภาพรวมสามารถอธิบายได้ดังนี้คือ

1. เลือกชลภาพรวมที่ต้องการจากข้อมูลที่มี
2. แยกการไหลพื้นฐาน
3. คำนวณหาปริมาณน้ำหลากซึ่งเท่ากับผลรวมอัตราการไหลตลอดช่วงเวลาการไหลคูณด้วยช่วงเวลา
4. คำนวณหาความลึกน้ำหลากโดยหารปริมาณน้ำหลากด้วยพื้นที่
5. หาอัตราการไหลของชลภาพรวมด้วยความลึกจากข้อ 4 จะได้เอกชลภาพ
6. ถ้านำผลจากข้อ 5 มาทำซ้ำในข้อที่ 3 และ 4 แล้วความลึกจะต้องเท่ากับหนึ่งหน่วยดังนั้นจึงควรตรวจสอบเพื่อหาความถูกต้อง

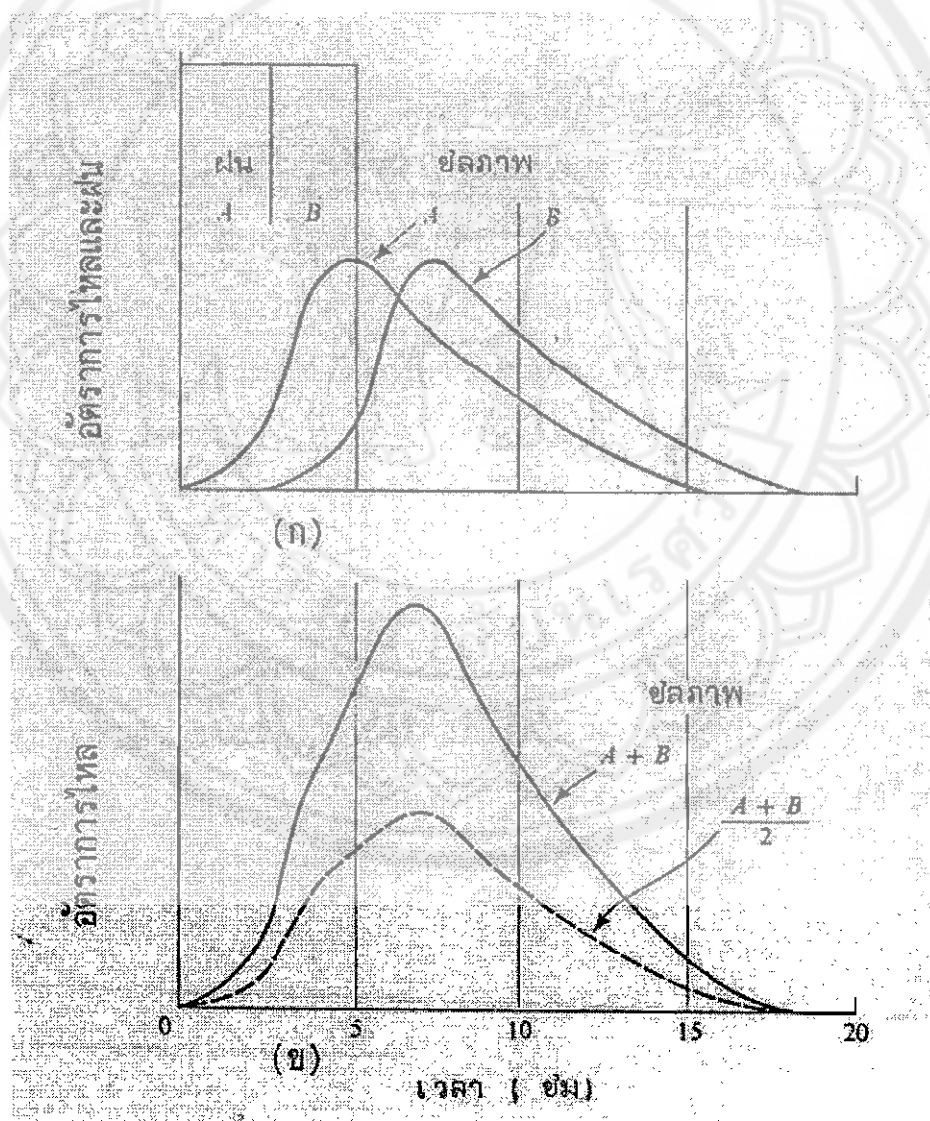
การหาเอกชลภาพจากพายุฝนครั้งเดียวอาจมีข้อผิดพลาด ดังนั้นจึงควรหาเอกชลภาพเฉลี่ยจากพายุครั้งอื่นๆที่มีช่วงเวลาเท่ากัน การเฉลี่ยจะไม่เฉลี่ยที่เวลาเดียวกันเพราะอัตราการไหลสูงเฉลี่ยอาจต่ำกว่าค่าที่ไม่เฉลี่ย วิธีที่ถูกคือเฉลี่ยอัตราการไหลสูงสุดและเวลาถึงจุดสูงสุด หลังจากนั้นจึงสกัดเอกชลภาพเฉลี่ยโดยมีค่าอัตราการไหลสูงสุด และเวลาที่เกิดตามค่าเฉลี่ย ความลึกน้ำหลากต้องเท่ากับหนึ่งหน่วย ดังรูปที่ 2.5.1



รูปที่ 2.5.1 การหาเอกชลภาพเฉลี่ย

2.5.3 เอกชลภาพสำหรับช่วงเวลาอื่น ถ้า t ชม. ของฝนที่ทำให้เกิดการไหลออก 1 ชม.เกิดขึ้น คิดต่อกันทันทีที่สิ้นสุดฝนแรก น้ำหลาจากฝนทั้งสองครั้งมีค่าเท่ากัน ผลจะได้เป็นชลภาพที่มีความลึก 1 ชม. ของฝนที่มีช่วงเวลา $2t$ ชม. นั่นคือเอกชลภาพของฝน $2t$ ชม. อัตราการไหลสูงสุดของเอกชลภาพ $2t$ จะน้อยกว่า t ชม. ดังแสดงในรูปที่ 2.5.2

ดังนั้นจะเห็นได้ว่าเอกชลภาพของฝนที่มีช่วงเวลาคตกที่นานขึ้นเป็น 2,3,4,..... เท่าสามารถจะหาได้ง่ายๆโดยการใช้เอกชลภาพ t ชม. มาบวกกันโดยใช้เวลาเลื่อนกัน t ชม. ไปเรื่อยๆเมื่อรวมอัตราการไหลที่เวลาเดียวกันแล้วจึงปรับค่าอัตราการไหลเพื่อให้ได้การไหล 1 ชม.เช่นจากรูป 2.5.3 จะต้องปรับด้วย 2 โดยหารค่าอัตราการไหลของชลภาพรวมด้วย 2 เป็นต้นการเอกชลภาพในกรณีนี้ สามารถทำได้ทั้งแบบกราฟและแบบตาราง แต่แบบตารางจะมีข้อจำกัดกว่า



รูปที่ 2.5.3 ชลภาพและเอกชลภาพที่เกิดฝน t ชม. ตกติดต่อกันสองครั้ง

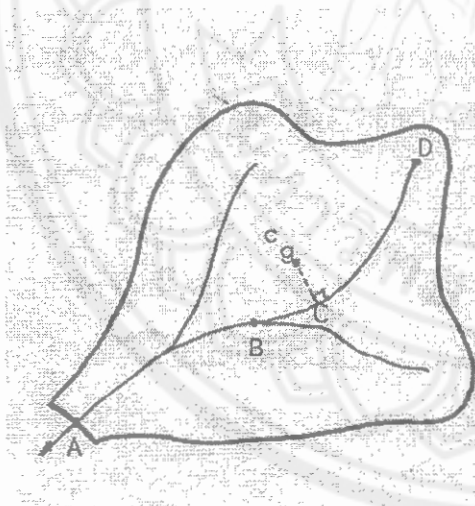
2.6 การสังเคราะห์เอกชลภาพ

2.6.1 โดยใช้วิธีของสไนเดอร์ (Snyder , method) วิธีนี้เริ่มต้นด้วยการพัฒนาของมาใช้งานของสไนเดอร์และต่อมาได้รับการพัฒนาเพิ่มเติมจากเทเลอร์และชวาสส์(Taylor and Schartz) วิธีนี้หน่วยงานทางวิศวกรรมของกองทัพบกสหรัฐใช้มากวิธีนี้จะต้องคำนวณหาเวลาเฉลี่ยเลื่อน t_l (time lage หรือ basin lang) ระหว่างจุดศูนย์กลางของฝนและชลภาพน้ำหลาก(อาจใช้จุดที่เกิดอัตราการไหลสูงสุด) ช่วงเวลาของฝนที่ทำให้เกิดน้ำหลาก t_R อัตราการน้ำหลากสูงสุด Q_p และช่วงเวลา T_b

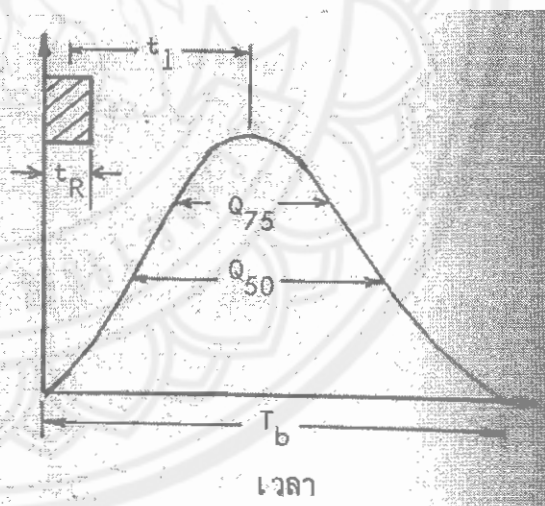
เวลาที่เลื่อนกัน t_l หาได้จากสมการ

$$t_l = 0.7516 C_l (LL_c)^{0.3} \quad \dots\dots\dots(2.6.1)$$

เมื่อความยาว L คือความยาวจากจุดที่วัดปริมาณการไหลของลำน้ำหลักย้อนขึ้นไปหาจุดที่ต้องการหาเป็นกิโลเมตร L_c คือความยาวจากจุดที่วัดปริมาณการไหลของลำน้ำหลักย้อนขึ้นไปจนถึงจุดที่อยู่ใกล้จุดศูนย์กลางของพื้นที่มากที่สุด (เส้นตั้งฉากระหว่างลำน้ำหลักกับจุดศูนย์กลางของพื้นที่) เป็นกิโลเมตร C_l คือสัมประสิทธิ์พื้นที่ที่มีค่าอยู่ระหว่าง 1.8 ถึง 2.2 ถ้าพื้นที่ชันมากกว่าค่า C_l จะลดลงดังรูป



รูปที่ 2.6.1 นิยามของ L และ L_c



รูปที่ 2.6.2 ภาพสเก็ทของเฮชลภาพ

จากรูป 2.6.1 L คือ ABCD และ L_c คือ ABC

การหาจุดศูนย์กลางของพื้นที่ที่ง่ายที่สุดคือการย่อรูปพื้นที่รับน้ำให้มีขนาดพอเหมาะ ดัดแปะบนกระดาษแข็ง ตัดตามเส้นขอบเส้น ใช้เข็มหมุดปักที่บริเวณขอบให้ห้อยลงสองแห่ง จุดศูนย์กลางของพื้นที่ที่อยู่ในแนวเดียวกับเข็มหมุด เมื่อครบสองแห่งจุดที่ตัดกันคือจุดศูนย์กลางของพื้นที่นั้น ถ้าไม่ใช้วิธีนี้อาจ

ใช้วิธีคำนวณแบบโมเมนต์-พื้นที่ โดยทำการแบ่งพื้นที่ออกเป็นแถบยาวทั้งแกนแนวนอนและแนวตั้ง หาโมเมนต์-พื้นที่ของทั้งสองแกน หาคด้วยพื้นที่รวมก็จะได้ตำแหน่งจุดศูนย์กลางของพื้นที่ช่วงเวลาของฝนที่ทำให้เกิดน้ำหลาก

$$t_R = \frac{t_I}{5.5} \quad \dots\dots\dots(2.6.2)$$

อัตราการไหลสูงสุด

$$Q_p = \frac{C_p A}{t_I} \quad \dots\dots\dots(2.6.3)$$

เมื่อ A คือพื้นที่เป็นตารางกิโลเมตร และ Q_p เป็นลูกบาศก์เมตรต่อวินาที

$$T_b = 72 + 3t_I \quad \dots\dots\dots(2.6.4)$$

เมื่อ T_b คือช่วงเวลาน้ำหลากของเอกชลภาพเป็น ชม. สมการนี้พบว่าใช้ไม่ได้สำหรับพื้นที่รับน้ำขนาดเล็ก ซึ่งมีชลภาพน้ำหลากภายในหนึ่งวันแต่ใช้ได้สำหรับพื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่ เทเลอร์และชาวสได้เสนอสมการสำหรับพื้นที่ขนาดเล็กว่า

$$T_b = 5(t_I + 0.5t_R) \quad \dots\dots\dots(2.6.5)$$

โดยที่ T_b มีหน่วยเป็น ชั่วโมง

ถ้าเลือกช่วงเวลาของฝนต่างไปจากสมการ (3.5) แล้วเวลาเหนือมจะต้องคำนวณใหม่

$$t_I^* = t_I + \frac{t_R^* - t_R}{4} \quad \dots\dots\dots(2.6.6)$$

แทนค่า t_I ด้วย t_I^* ในสมการ (2.6.3) ,(2.6.4)และ(2.6.5) เมื่อ t_R^* ก็คือค่า t_R ที่ปรับเปลี่ยนตามต้องการ

เพื่อการสังเกตเอกชลภาพได้ดียิ่งขึ้น ช่วงเวลาของเอกชลภาพที่ 50 และ 75 เปอร์เซนต์ของอัตราการไหลสูงสุดดังรูป 2.5.2 สมการคำนวณได้จากสมการ (2.6.7)

$$t_{75} = \frac{9.3A}{Q_p^{11}} \quad \dots\dots\dots(2.6.7)$$

$$t_{50} = \frac{16.5A}{Q_p^{11}} \quad \dots\dots\dots(2.6.8)$$

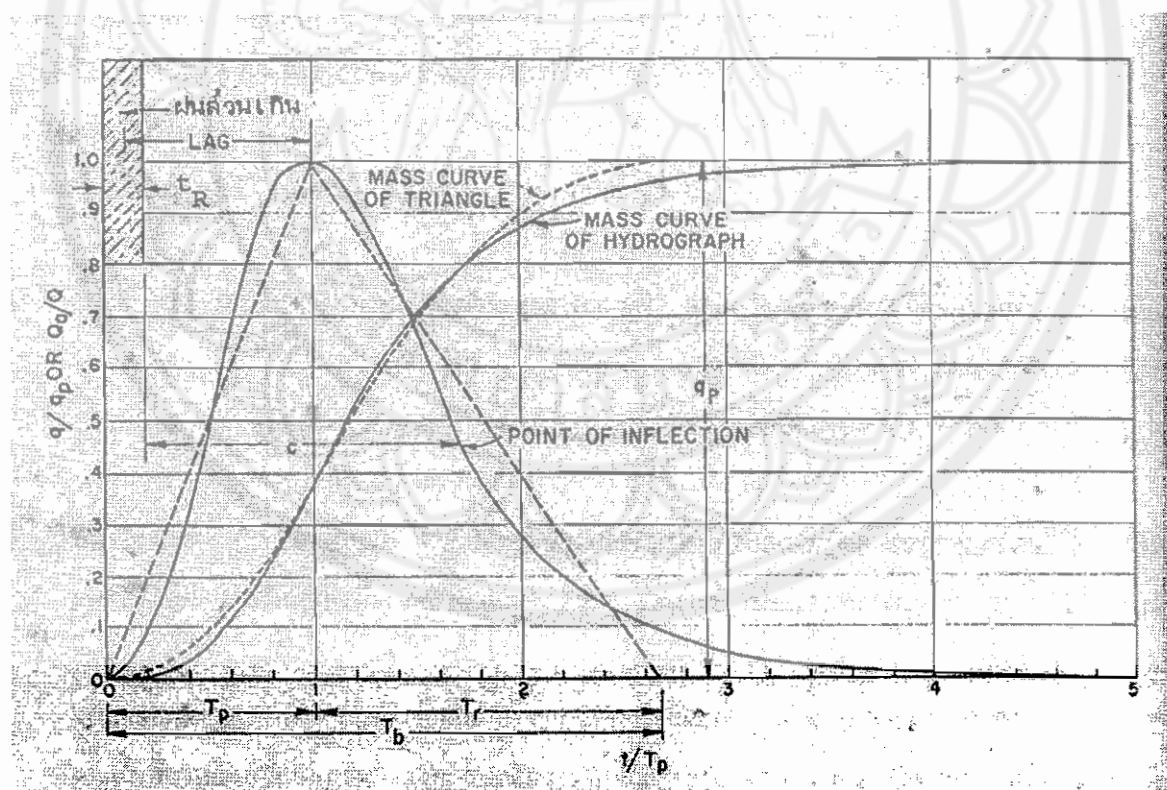
เมื่อ A คือพื้นที่รับน้ำเป็นตารางกิโลเมตร และ Q_p เป็นอัตราการไหลสูงสุดมีหน่วยเป็น ลบม./วินาที หลังจากสเก็ตรูปแล้วต้องการตรวจสอบว่าปริมาณน้ำหลากมีค่า 1 ซม. ถ้าไม่เท่าต้องปรับค่าใหม่

2.6.2 เอกชลภาพสำหรับลุ่มน้ำที่คล้ายกัน (Transposing Unit Hydrographs) จากสมการ 2.6.1 สามารถเขียนใหม่ให้เป็นรูปทั่วไปได้ว่า

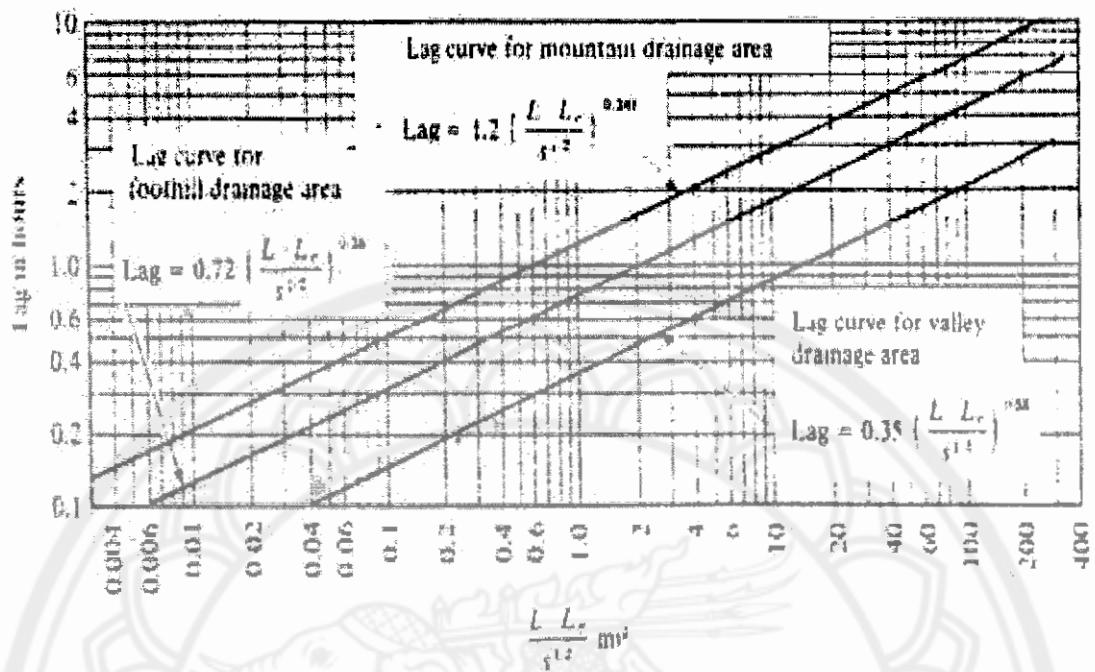
$$t_i = C_i (0.3863 LL_c / S^{0.5})^n \quad \dots\dots\dots (2.6.9)$$

โดยการศึกษาความสัมพันธ์ของ t_i กับค่า $LL_c / S^{0.5}$ บนกระดาษลอกล็อก-ลอกล็อก ซึ่งควรจะได้ความสัมพันธ์เป็นเส้นตรง ถ้าให้ค่าที่ได้มาจากพื้นที่รับน้ำที่มีลักษณะทางอุทกวิทยาเหมือนกันจะได้ค่า C_i คงที่ดังรูป 2.6.4 ซึ่งได้มาจากการศึกษาลุ่มน้ำต่างๆของสหรัฐ

ดังนั้นโดยการศึกษาสภาพลุ่มน้ำเปรียบเทียบกับลุ่มน้ำอื่นๆ ที่ทราบความสัมพันธ์แล้วก็จะสามารถนำความสัมพันธ์จากลุ่มน้ำหนึ่งไปใช้ยังอีกลุ่มน้ำหนึ่งได้



รูปที่ 2.6.3 เอกชลภาพปราศจากมิติตามวิธีของ SCS



รูปที่ 2.6.4 ความสัมพันธ์ระหว่าง t_l กับค่า $LL_c / S^{0.5}$