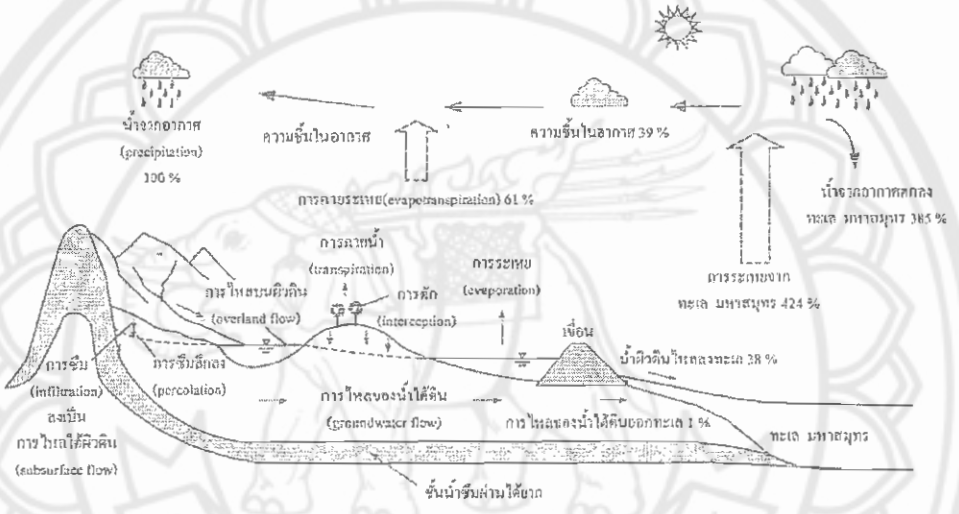
บทที่ 2
ทฤษฎี

2.1 วงจรอุทกวิทยา (hydrologic cycle)

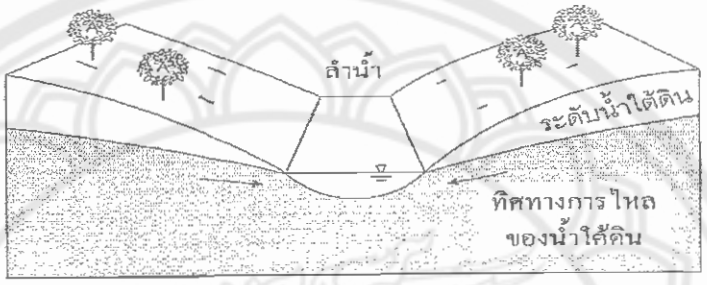
วงจรอุทกวิทยาเป็นศูนย์รวมในการศึกษาอุทกวิทยา โดยวงจรอุทกวิทยาเป็นวงจรที่ไม่มีจุดเริ่มต้นและจุดสุดท้ายของกระบวนการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำในโลกเพราะมีการเปลี่ยนแปลงอย่างต่อเนื่องตลอดเวลา ซึ่งภาพรวมของวงจรอุทกวิทยาสามารถแสดงได้ดังรูปที่ 2.1.1



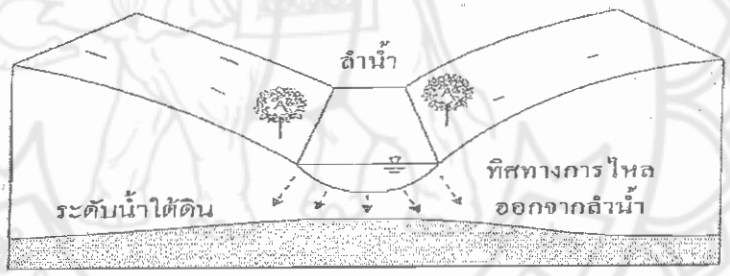
รูปที่ 2.1.1 วงจรอุทกวิทยา

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

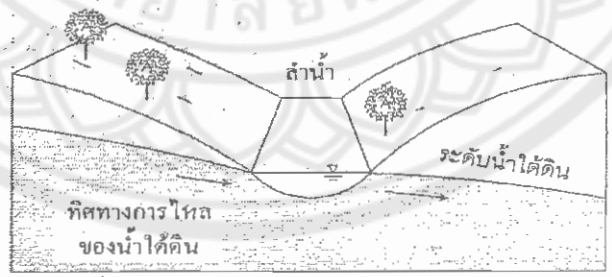
ดินหรือรอยหินแตกลงไปในน้ำใต้ดิน (groundwater) ซึ่งถ้าน้ำมีการให้น้ำแก่น้ำใต้ดินจะเรียกว่า ลำน้ำให้น้ำรับ(effluent stream) ดังรูปที่ 2 (ก) ถ้าลำน้ำมีการให้น้ำแก่น้ำใต้ดินจะเรียกว่า ลำน้ำให้ (influent stream) ดังรูปที่ 2 (ข) นอกจากนี้ยังมีลำน้ำบางแห่งที่เป็นลำน้ำรับและลำน้ำให้ดังรูปที่ 2 .1.2(ค) ซึ่งท้ายที่สุดแล้วน้ำใต้ดินมักจะมีแนวการไหลซึมออกสู่แหล่งน้ำหรือทะเลมหาสมุทร แล้วเกิดการระเหยกลับสู่บรรยากาศหมุนเวียนอย่างต่อเนื่องเป็นวงจรอุทกวิทยา



(ก) ลำน้ำรับ (effluent stream)



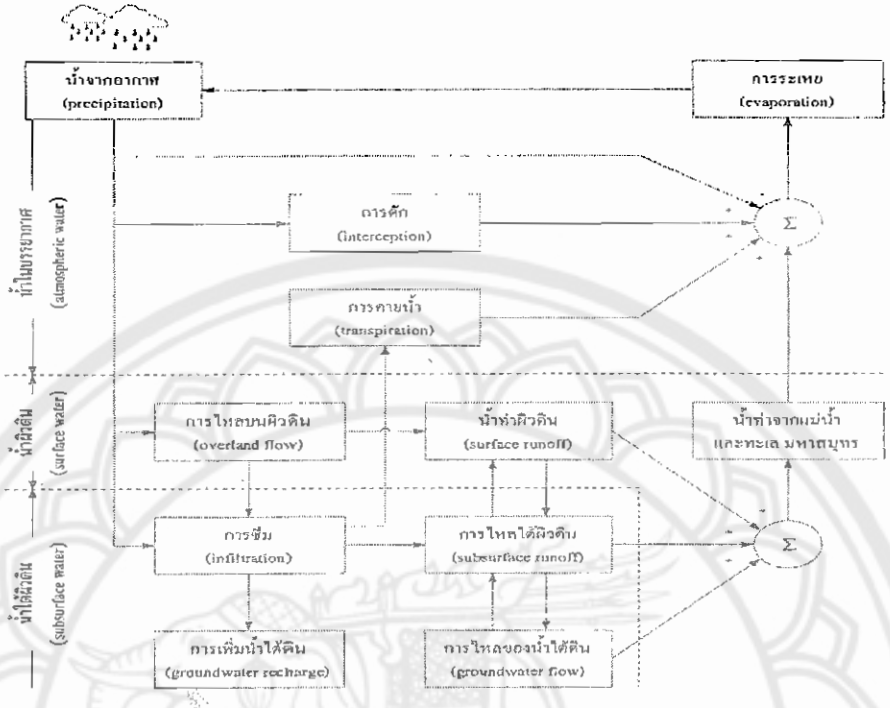
(ข) ลำน้ำให้ (influent streams)



(ค) ลำน้ำที่เป็นทั้งลำน้ำรับและลำน้ำให้

รูปที่ 2.1.2 ลำน้ำและลำน้ำให้

จากรูปที่ 2.1.1 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

ปริมาณน้ำฝนมีผลต่อการวางแผนในการพัฒนาแหล่งน้ำเพื่อเพิ่มผลผลิต มีผลต่อปัญหาการจราจรในเมืองใหญ่ ๆ ซึ่งมักจะเกิดปัญหาน้ำท่วมหลังจากฝนตกไม่นานทำให้เสียเงินในการก่อสร้างระบบป้องกันน้ำท่วม และยังมีผลถึงประชาชนในแง่ทรัพย์สิน สุขภาพจิตอีกด้วย สำหรับในพื้นที่เกษตรกรรม โดยเฉพาะพื้นที่เกษตร น้ำท่วม การเลือกชนิดของพืชสำหรับการเกษตรกรรมก็มีความสำคัญ ในทางวิศวกรรมมีความสำคัญต่อการออกแบบอาคารชลศาสตร์ในงานพัฒนาลุ่มน้ำจะเห็นว่ามีปัญหาต่าง ๆ มากมายหลายแบบผู้วางแผนควรต้องทำความคุ้นเคยกับวิธีการวิเคราะห์ต่าง ๆ เพื่อนำไปศึกษาและคาดหมายปริมาณน้ำฝน

รูปแบบของน้ำจากอากาศ ไอน้ำ ในอากาศที่กลั่นตัวเป็นหยดน้ำ ตกลงมาบนพื้นโลกมีหลายรูปแบบด้วยกัน ดังตารางที่ 2.4.1ในประเทศไทยจะพบแต่รูปแบบ 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 มีอันตรายต่อยวดยาน
Glaze	1-20	ของแข็ง	เป็นแผ่น ทำความเสียหายต่อต้นไม้ สายไฟฟ้า
Rime	ไม่แน่นอน	ของแข็ง	คล้ายน้ำค้างแข็ง
Snow (หิมะ)	1-20	ของแข็ง	เป็นผลึกมีรูปร่างต่าง ๆกัน หกเหลี่ยม เข็ม 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 ทำให้เกิดเป็นมวล รูปร่างไม่แน่นอน ไม่แข็งมากเหมือน Hail เมื่อตกกระทบจะยุบตัวจึงมักเรียกว่า soff hail

2.2.2การวิเคราะห์ข้อมูลน้ำฝน

น้ำจากอากาศที่ตกลงมาจะเป็นข้อมูลดิบ (input data) ของระบบอุทกวิทยาการวิเคราะห์ระบบอุทกวิทยาใด ๆ ก็ตามจำเป็นจะต้องมีการเตรียมและเรียบเรียงข้อมูลให้อยู่ในสภาพที่จะเป็นข้อมูลดิบของระบบนั้นได้ ข้อมูลน้ำจากอากาศอาจจะมีทั้งแบบการบันทึกที่เป็นระยะเวลานาน และข้อมูลเฉพาะพายุใดพายุหนึ่ง

การวิเคราะห์ข้อมูลน้ำฝนในช่วงพายุฝนอาจจำแนกการศึกษาและวิเคราะห์ได้ 3 แบบด้วยกันคือ

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

เนื่องมาจากหลายสาเหตุ เช่น เครื่องวัดชำรุด ลืมเก็บข้อมูล หรือล้มเลิกไปชั่วคราวหรือถาวร ด้วยเหตุนี้จึงจำเป็นจะต้องประมาณค่าข้อมูลที่หายไปนั้น การประมาณหาค่าของข้อมูลที่หายไปนั้นทำได้ 3 วิธี

1.หาค่าเฉลี่ยของข้อมูลที่เกี่ยวข้องจากสถานีใกล้เคียงอย่างน้อย 3 สถานี

2.หาค่าจากเส้นชั้นความลึกน้ำฝน(isohyets)

3.หาค่าโดยวิธีสัดส่วนปกติ(normal ratio method)

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

2. การวิเคราะห์การแจกแจงข้อมูลตามกาลเวลา การวิเคราะห์การแจกแจงข้อมูลตามกาลเวลามีขีดจำกัด เนื่องจากจะทำเฉพาะข้อมูลที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ เท่านั้น การวิเคราะห์ทำได้โดยการคัดลอกข้อมูลรายชั่วโมงมาและคำนวณหาค่าสะสมของข้อมูลรายชั่วโมงนี้จนตลอดช่วงเวลาของฝนที่ตก กราฟที่เกิดจากการพล็อตข้อมูลสะสมรายชั่วโมงกับเวลาเรียกว่า mass curve ของน้ำฝน ซึ่งสามารถทำให้ทราบช่วงเวลาของพายุฝนที่มีความเข้มมาก ๆ ได้ การเปรียบเทียบ mass curve หลาย ๆ สถานีของพายุฝนลูกเดียวกันจะทำให้สามารถทราบทิศทาง การเคลื่อนที่ของพายุฝนได้

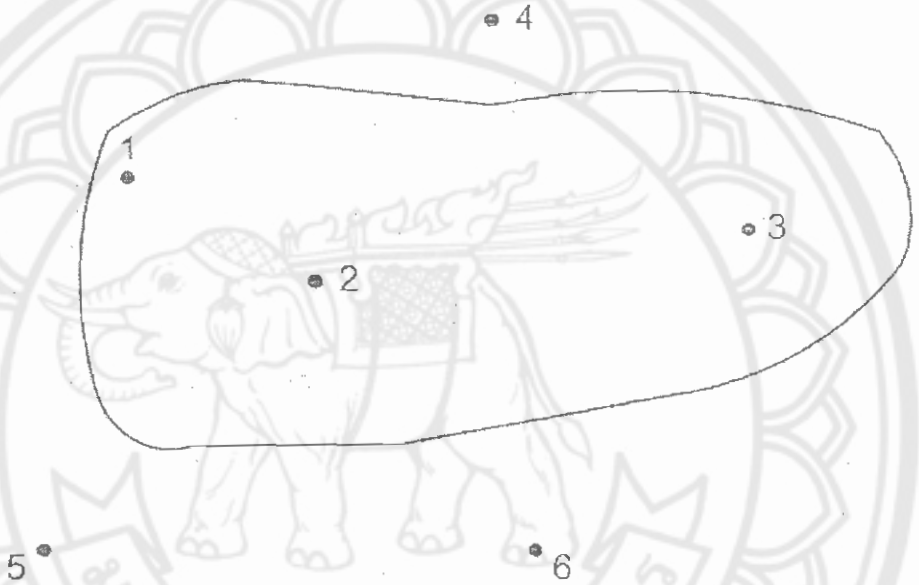
ในบางกรณี mass curve ของน้ำฝนจะนำไปประมาณหาลักษณะของพายุฝนใดพายุฝนหนึ่งเพื่อที่จะนำไปเปรียบเทียบกับของสถานีอื่นหรือของพายุฝนลูกอื่น การเปรียบเทียบจะทำได้และมีความหมายจำเป็นต้องทำ mass curve ให้อยู่ในสภาพไร้มิติ (ไม่มีหน่วย) เสียก่อน ซึ่งจะทำได้โดยเปลี่ยนหน่วยของน้ำฝนเป็น % ของน้ำฝนทั้งหมด และเปลี่ยนหน่วยของเวลาเป็น % ของช่วงเวลาของพายุฝน(storm duration)

2.3 การหาปริมาณฝนเฉลี่ยบนพื้นที่

บนพื้นที่ลุ่มน้ำหรือพื้นที่รับน้ำแต่ละแห่ง มักจะมีสถานวัดน้ำฝนอยู่หลายสถานี ซึ่งเมื่อทำการเก็บข้อมูลปริมาณฝนในแต่ละวัน แต่ละเดือน แต่ละฤดู แต่ละปี หรือในช่วงที่เกิดพายุฝนแต่ละ

ครั้ง จะได้ข้อมูลปริมาณฝนที่สถานีวัดน้ำฝนต่างๆ เป็นตัวเลขไม่เท่ากัน โดยในการนำตัวเลขที่ได้ไปใช้ในงานทางอุทกวิทยา จำเป็นต้องหาค่าปริมาณฝนที่เป็นตัวแทนของปริมาณฝนที่ตกกระจายอยู่ทั่วบริเวณพื้นที่ที่พิจารณา ซึ่งมักจะคำนวณออกเป็นปริมาณฝนเฉลี่ย (average precipitations) บนพื้นที่พิจารณา โดยมีวิธีการหาปริมาณฝนเฉลี่ยที่ใช้กันโดยทั่วไป 3 วิธีคือ

1. **วิธีเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (arithmetric-men method)** เป็นวิธีการปริมาณฝนเฉล่ยที่ง่ายและรวดเร็วที่สุด โดยหาได้จากการนำค่าปริมาณแผ่นจากสถานีน้ำฝนภายในลุ่มน้ำทุกสถานีมารวมกันแล้วหารด้วยจำนวนสถานีน้ำฝน จะได้ปริมาณฝนเฉลี่ยภายในลุ่มน้ำตามต้องการ



รูปที่ 2.3.1 ตัวอย่างพื้นที่ลุ่มน้ำและตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝน

จากรูปที่ 2.3.1 จะเห็นได้ว่ามีสถานีวัดน้ำฝนทั้งหมด 6 สถานี ซึ่งเป็นสถานวัดน้ำฝนที่อยู่ภายในลุ่มน้ำ 3 สถานี และสถานีวัดน้ำที่อยู่รอบๆ ลุ่มน้ำคือ 3 สถานี สามารถหาปริมาณฝนเฉลี่ยได้จากค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนที่อยู่ภายในลุ่มน้ำ 3 สถานี คือ

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

ดังนั้น เมื่อมีสถานีวัดน้ำฝนภายในกลุ่มน้ำจำนวน n สถานี สามารถหาปริมาณฝนเฉลี่ยได้ดังสมการ

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

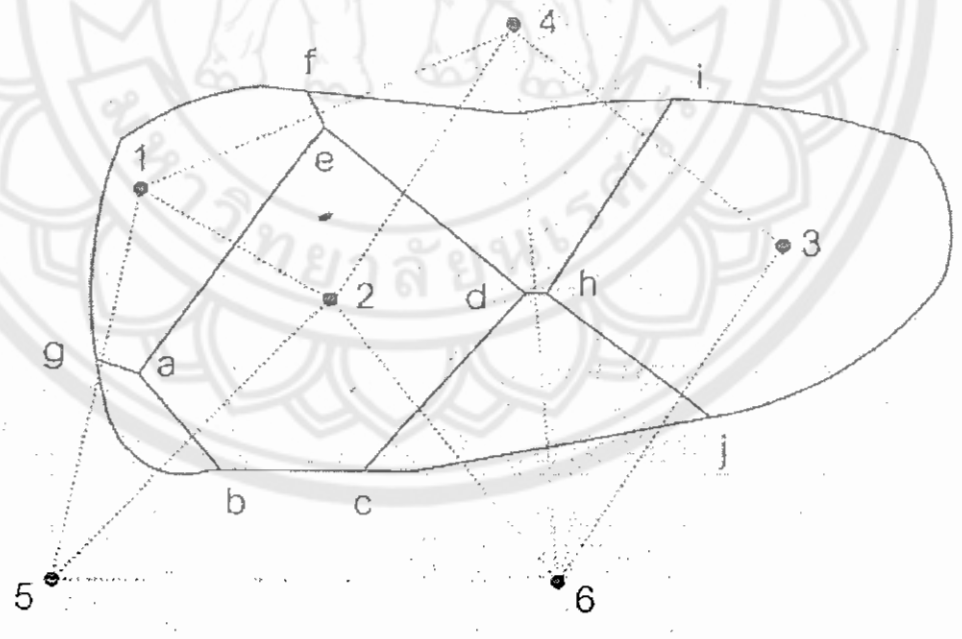
เมื่อ n คือจำนวนสถานีวัดน้ำฝนภายในลุ่มน้ำที่พิจารณา

และ P_i คือปริมาณฝนที่สถานีวัดน้ำฝนที่ I (i=1, 2 …., n)

วิธีเฉลี่ยทางเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์จะให้ปริมาณฝนเฉลี่ยที่นำมาเป็นตัวแทนได้ก็ต่อเมื่อ

1. ลุ่มน้ำหรือบริเวณที่ต้องการวิเคราะห์ข้อมูลต้องเป็นที่ราบกล่าวคือไม่มีอิทธิพลของแนวเขตภูเขาที่จะมีผลทำให้ฝนตกไม่สม่ำเสมอตลอดทั่วพื้นที่
2. สถานีวัดน้ำฝนจะต้องกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำ
3. ปริมาณฝนของแต่ละสถานี จะต้องมีค่าที่ไม่แตกต่างจากปริมาณฝนเฉลี่ยมากนัก

2. วิธีของทิสเสน (Thiessen method) จะพิจารณาว่า ปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนแต่ละแห่ง จะมีอาณาบริเวณครอบคลุมพื้นที่รับน้ำฝนที่อยู่ล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนจะกำหนดได้จากการแบ่งพื้นที่เป็นรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสน (Thiessen polygon) เช่น เมื่อมีสถานีวัดน้ำฝน 6 แห่ง จากรูปที่ 2.3.1สามรรถเขียนพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมทิสเสนได้ดังรูปที่ 2.3.2



รูปที่ 2.3.2 วิธีการหาปริมาณฝนเฉลี่ยตามวิธีของทิสเสน

พิจารณารูปที่ 2.3.2 มีขั้นตอนในการแบ่งพื้นที่เป็นรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนดังนี้

1. กำหนดตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวัดน้ำฝนทั้งในพื้นที่และที่อยู่รอบๆ พื้นที่ที่ต้องการหาปริมาณฝนเฉลี่ย

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

3. ลากเส้นตรง (เส้นทึบ) แบ่งครึ่งและตั้งฉากกับด้านทั้งสามของรูปสามเหลี่ยม จะได้รูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนแต่ละแห่ง ดังเช่นสถานีวัดน้ำฝนที่ 1 ล้อมรอบด้วย aefg และสถานีวัดน้ำฝนที่ 2 ล้อมรอบด้วยด้าน abced เป็นต้น

4. วัดขนาดพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ครอบคลุมสถานีวัดน้ำฝนแต่ละรูป โดยอาจจะใช้วิธีนับจุดในกระดาษกราฟใสที่วางทับบนพื้นที่ หรือใช้เครื่องมือวัดพื้นที่ที่เรียกว่า พลานิมิเตอร์ (planimeter) จะได้พื้นที่รูปหลายเหลี่ยมทิสเสนเป็น $A_1, A_2 \ldots, A_6$ จากนั้น นำพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ได้นี้ไปคำนวณหาปริมาณฝนเฉลี่ยต่อไป

เมื่อกำหนดให้ P_1, P_2, ..., P_3 คือปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากสถานที่ 1, 2 ...., 6 ตามลำดับดังนี้

$$\text{ปริมาณฝนเฉลี่ย } P = \frac{P_1A_1 + P_2A_2 + \ldots + P_6A_6}{(A_1 + A_2 + \ldots + A_6)} \qquad \ldots\ldots\ldots(2.3.3)$$

ในกรณีที่มีสถานีวัดน้ำฝน n สถานี สามารถเขียนสมการทั่วไปได้ดังนี้

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

$$= \frac{1}{A}\sum_{i=1}^{n} P_iA_i \qquad \ldots\ldots\ldots(2.3.4)$$

โดยที่	$\bar{P}$	คือ	ปริมาณฝนเฉลี่ย
	P_i	คือ	ปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนที่ (i=1,2,.....,n)
	A_i	คือ	พื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนที่ i
และ	A	คือ	พื้นที่รับน้ำฝนรวมมีค่าเท่ากับ $\sum_{i=1}^{n} P_iA_i$

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 ลักษณะภูมิประเทศ และทิศทางพายุฝน เป็นต้น การหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยโดยวิธีเส้นชั้นน้ำฝน มีหลักการดังต่อไปนี้

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

ถ้าผลคำนวณปริมาณฝนเฉลี่ยทั้ง 3 วิธีนี้ใกล้เคียงกัน แสดงว่าลักษณะการตกของฝนมีการกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ที่พิจารณา

ความแน่นอนของข้อมูลน้ำฝน (consistency of rainfall records) ในการวิเคราะห์ทางด้าน**อุทกวิทยาจะต้องอาศัยข้อมูลปริมาณฝนที่มีการเก็บข้อมูลมาเป็นเวลานานพอสมควร ซึ่งข้อมูลที่ตรวจวัดและรวบรวมมานั้น อาจจะมีความไม่แน่นอน ดังนั้นจึงมีการทดสอบความแน่นอนของข้อมูลน้ำฝน ซึ่งสามารถทดสอบโดยความแน่นอนได้โดยวิธีเส้นโค้งทวี** (double mass curve method)

ถ้าผลคำนวณปริมาณแผ่นเฉลี่ยทั้ง 3 วิธีดังกล่าวนี้มีค่าใกล้เคียงกัน แสดงว่าลักษณะการตกของฝนมีการกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ที่พิจารณา

2.4 น้ำท่า

บทนำ

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

น้ำท่า (Streamflow) ถูกกำหนดค่าขึ้นมาจากการวัดการไหลของกระแสน้ำในลำน้ำตามธรรมชาติพร้อมกับรูปตัดของการไหล โดยอาศัยเครื่องมือพิเศษหรืออาจจะใช้อาคารวัดน้ำ เช่น ฝายหรือรางวัดน้ำ ข้อมูลที่ได้มีความสำคัญต่อการศึกษาวงจรอุทกวิทยา และถือว่าเป็นตัวแปรอิสระสำหรับการศึกษาส่วนมาก เนื่องจากอุทกวิศวกรรมส่วนใหญ่จะเกี่ยวข้องกับการประเมินอัตราการไหลหรือปริมาตรของการไหล หรือการเปลี่ยนแปลงของสิ่งเหล่านี้ซึ่งเป็นสาเหตุมาจากการกระทำของมนุษย์ จากวงจรอุทกวิทยาที่ได้กล่าวมาแล้ว จะเห็นว่าน้ำท่าจะประกอบด้วยน้ำจากสามส่วนด้วยกันคือน้ำที่ไหลตามผิวน้ำ จากการไหลเสริม (Interflow) และจากชั้นน้ำใต้ดิน น้ำจากการไหลตามผิวมาจากฝนส่วนเกิน ที่ไม่สามารถซึมลงในดินได้ ซึ่งจะไหลไปตามผิวดินรวมตัวกันไหลไปตามร่องน้ำเล็กๆ ซึ่งจะค่อยๆ ใหญ่ขึ้นจนกลายเป็นลำน้ำ ลักษณะเช่นนี้จะเห็นได้ทางตอนต้นของลำน้ำ

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

2.3.1 ระดับน้ำ

ระดับน้ำของลำน้ำ คือระดับที่เปรียบเทียบกับระดับอ้างอิงจุดหนึ่งซึ่งให้เท่ากับศูนย์ ซึ่งจะเป็นจุดต่ำสุดของลำน้ำ ณ ตำแหน่งที่มีการวัดพื้นที่หน้าตัดของลำน้ำ โดยจะมีการกำหนดให้เป็นสถานีวัดน้ำ สถานีวัดน้ำดังกล่าวควรจะอ้างอิงกับระดับน้ำทะเลปานกลาง เพื่อเป็นมาตรฐานในการเปรียบเทียบข้อมูลระหว่างหลายๆ สถานี การใช้ระดับอ้างอิงเฉพาะแห่ง ทำให้สะดวกต่อการ จดบันทึกข้อมูล และให้ความหมายถึงความลึกของน้ำท่าที่ไหลในขณะนั้นด้วย ประมาณน้ำไหลได้จากการวัดโดยตรง แต่เป็นการยากที่จะวัดอัตราการไหลในลำน้ำทุกๆ ครั้งที่ต้องการหรือในกรณีที่ต้องการอัตราการไหลต่อเนื่อง ดังนั้นจึงมีการสร้างความสัมพันธ์ หรือเส้นโค้งระหว่างระดับและอัตราการไหล(Stage – discharge หรือ Rating curve) จากค่าระดับน้ำจะทราบถึงอัตราการไหล ในการหาความสัมพันธ์ดังกล่าวจะต้องหาจุดที่เหมาะสมเพื่อใช้เป็นสถานีวัดน้ำด้วย เพราะความสัมพันธ์ที่ตำแหน่งจะเอาไปใช้อีกแห่งหนึ่งไม่ได้

เกจวัดระดับน้ำ

เกจที่ใช้วัดระดับน้ำแบ่งออกเป็นสองแยกด้วยกันคือ แบบที่ต้องใช้เจ้าหน้าที่ไปทำการวัด ซึ่งมีทั้งวัดระดับน้ำขณะนั้น วัดระดับน้ำสูงสุด ติดตั้งแบบแนวดิ่งหรือแบบเอียง (แบบหลังนี้มักใช้ในคลองชลประทานโดยติดกับข้างคลอง) และแบบอัตโนมัติ สำหรับแบบอัตโนมัติยังแบ่งย่อยออกเป็นหลายแบบลักษณะการบันทึกข้อมูลก็แตกต่างกัน บางแบบข้อมูลจะถูกแปลโดยเครื่องคอมพิวเตอร์เท่านั้น แบบทั่วๆไปจะมีลักษณะเป็นเส้นกราฟซึ่งแสดงลักษณะการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำ

2.3.2 ระดับ – อัตราการไหล

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

(ก) แบบตารางข้อมูล โดยการเลือกข้อมูลปริมาณน้ำในปีที่แสดงการแปรผันจากระดับต่ำไปถึงสูงสุด ที่มีช่วงกว้างมากกว่าปีก่อนๆ วิธีนี้จะให้ข้อมูลอัตราการไหลใกล้เคียงความจริงมากที่สุด เพราะจากระดับน้ำที่วัดมา จะนำมาเทียบกับข้อมูลว่าอยู่ในช่วงใด แล้วทำการเปลี่ยนแปลง **โดยตั้งสมมุติฐานว่าความสัมพันธ์เป็นเส้นตรง**

(ข) กราฟความสัมพันธ์บนเสกลเส้นตรง เมื่อนำข้อมูลมาทำการเขียนกราฟบนกระดาษกราฟบนเสกลปกติทั่วไป จะได้กราฟเส้นโค้งซึ่งต้องมีการลากเส้นให้เหมาะสม (Fit curve) ดังนั้นค่าที่อ่านได้จากกราฟ อาจแตกต่างจากข้อมูลบางเล็กน้อย แต่กราฟนี้ไม่สามารถนำไปใช้ใน

โปรแกรมได้ เพราะไม่มีการแสดงความสัมพันธ์ ใช้แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าระดับว่ามีลักษณะอย่างไร แต่สามารถนำมาใช้เพื่อหาค่าอัตราการไหลที่ระดับน้ำต่างได้ เพียงแต่ต้องใช้เจ้าหน้าที่อ่านเท่านั้น

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

2.5 การวิเคราะห์ชลภาพ

การวิเคราะห์ชลภาพ (Hydrograph analysis)เป็นการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลกับเวลาของลุ่มน้ำหนึ่งๆ เพื่อนำเอาไปประยุกต์ใช้งาน เช่น อัตราการไหลสูงสุดเพื่อออกแบบทางระบายน้ำล้น เป็นต้น นอกจากนั้นยังนำไปประยุกต์หาชลภาพรวมเมื่อช่วงเวลาฝนตกเปลี่ยนไป

วิธีนี้ทำนายอัตราการไหลสูงสุด และชลภาพการไหลจากฝนตกนั้นได้มีผู้ทำการศึกษาอย่างละเอียดตั้งแต่ตอนต้นปี พ.ศ. 2473(คศ.1930) และได้รับการพิจารณานำมาใช้จนถึงปัจจุบันเพื่อหาอัตราการไหลสูงสุด เรียกวิธีนี้ว่า ชลภาพหนึ่งหน่วยหรือเอกชลภาพ(Unit hydrograph) เชอร์แมน(Sherman) เป็นผู้เสนอวิธีนี้เป็นคนแรกโดยเรียกว่า วิธีกราฟหนึ่งหน่วย (Unit graph)

2.5.1 หลักการเอกชลภาพ(The Unit – hydrograph Concept) ชลภาพการไหลพื้นที่รับน้ำหนึ่งๆคือผลรวมของชลภาพส่วนย่อยจากพื้นที่เล็กๆ และผลจากเวลาน้ำไหลและปริมาณเก็บกักในลำน้ำ แต่เนื่องจากลักษณะทางกายภาพพื้นที่รับน้ำเช่น รูปร่าง ขนาด ความเอียง มีค่าคงที่ ดังนั้นรูปร่างของชลภาพจึงควรคล้ายกัน คุณสมบัติอย่างนี้เป็นสิ่งจำเป็นตามวิธีของเชอร์แมนในการวิเคราะห์เอกชลภาพ ซึ่งเป็นชลภาพต้นแบบ(Typical)สำหรับพื้นที่รับน้ำนั้นๆตามความหมายของเอกชลภาพหรือชลภาพหนึ่งหน่วยคือ ปริมาตรหรือปริมาณการไหล ที่เกิดจากฝนส่วนเกินที่ตกกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่และมีความลึก 1 ซม. (อาจเป็น 1 มม.) ในช่วงเวลาที่กำหนด

จากเอกชลภาพหรือชลภาพที่มีการไหลเท่ากับน้ำที่ขังบนพื้นที่ 1 หน่วย ชลภาพที่มีความลึกการไหลมากกว่าหนึ่งหน่วยก็สามารถหาได้ โดยค่าอัตราการไหลจะเพิ่มขึ้นเป็นจำนวนเท่าของความลึกของน้ำหลากที่ต้องการ เช่นต้องการ 2 หน่วย อัตราการไหลจะเป็นสองเท่าของเอกชล

ภาพ เป็นต้น การยึดเอาเอกชลภาพหนึ่งๆ ว่าเป็นชลภาพต้นแบบของพื้นที่รับน้ำนั้นๆ อาจจะผิดได้เพราะว่าลักษณะการตกของฝนมีผลอย่างมากต่อชลภาพ ดังจะกล่าวต่อไปนี้

ก. ช่วงเวลาฝนตก เอกชลภาพอาจถูกนำมาใช้ในสองกรณีด้วยกันคือ ช่วงเวลาฝนตกเป็นช่วงสั้นๆ เช่น 1 ชั่วโมง และฝนส่วนเกินของพายุฝนทุกๆ ครั้งจะถูกแบ่งออกเป็นช่วงเท่าๆกันส่วนอีกวิธีหนึ่งก็คือจะหาเอกชลภาพที่มีช่วงเวลาต่างๆกันที่เกิดขึ้นกับพื้นที่นั้น แต่เนื่องจากขาดข้อมูลตามแบบแรก จึงมักจะใช้แบบที่สอง ในตอนที่ทฤษฎีวิธีสร้างเอกชลภาพได้ถูกเสนอ จะต้องมีเอกชลภาพจำนวนมากเพื่อครอบคลุมช่วงเวลา แต่ตามความเป็นจริงผลจากช่วงเวลามีค่าน้อยและยอมให้ผิดพลาด ±25 เปอร์เซ็นต์ สำหรับช่วงเวลาของฝนตกที่ทำให้เกดการไหลดั้งนั้นจึงต้องการ เอกชลภาพไม่มากเพียง 2-3 ช่วงเวลาก็พอ โดยเฉพาะสำหรับช่วงเวลาสั้นๆ

ข. ต้นแบบของเวลาและอัตราฝนตก การสร้างหรือวิเคราะห์เอกชลภาพจากชลภาพนั้นมักจะใช้สมมติฐานว่าความสัมพันธ์ระหว่างเวลาและอัตราฝนตกมีค่าสม่ำเสมอหรือกระจายทั่วทั้งพื้นที่รับน้ำเดียวกัน ซึ่งมีผลต่อรูปร่างของชลภาพด้วย ฝนซึ่งตกในระยะเวลาสั้นๆ บนพื้นที่เล็กอาจแสดงให้เห็นอัตราการไหลสูงสุดอย่างชัดแจ้งกว่าฝนซึ่งตกเป็นชั่วโมงบนพื้นที่รับน้ำใหญ่ๆ ในกรณีอย่างนี้ ถ้าเอกชลภาพของพื้นที่รับน้ำนั้นใช้ได้กับพายุฝนของช่วงเวลาที่สั้นกว่าเวลาวิกฤติแล้วชลภาพที่เกิดจากฝนตกช่วงเวลานานกว่าสามารถสังเคราะห์ขึ้นมาได้โดยง่าย

ค. การกระจายของพื้นที่ต่อน้ำหลาก(Areal distribution of Runoff) ลักษณะการไหลตามจุดต่างๆบนพื้นที่สามารถรับรูปร่างของชลภาพเปลี่ยนแปลงได้ ถ้าพื้นที่บริเวณที่มีการไหลสูงอยู่ใกล้ที่จุดไหลออกของพื้นที่รับน้ำนั้น จะเป็นผลทำให้เกิดระดับน้ำที่สูงขึ้นอย่างรวดเร็ว อัตราการไหลสูงสุดเกิดขึ้นรวดเร็วมาก และชลภาพส่วนลดก็เกิดขึ้นรวดเร็วด้วย ถ้าบริเวณที่มีการไหลมากอยู่ทางด้านเหนือน้ำหรือทางตอนเหนือของพื้นที่รับน้ำแล้ว ชลภาพจะมีลักษณะตรงข้าม นั้นคือการไหลสูงสุเกิดขึ้นอย่างช้าๆมีค่าน้อยกว่า และมีช่วงเวลาเกิดกว้างกว่า ชลภาพส่วนลดก็ช้าตามไปด้วย

เนื่องจากเอกชลภาพได้ถูกพัฒนาขึ้นมาสำหรับเป็นต้นแบบการไหลเฉพาะเช่น การไหลเกิดขึ้นสม่ำเสมอมากทางด้านเหนือหรือทางใต้แต่จริงๆแล้วไม่เป็นอย่างนั้นทั้งหมด ทั้งนี้เป็นเพราะมาจากการจำแนกของแต่ละคนที่จะกำหนดขึ้นมา วิธีที่ดีก็คือการระยุกต์วิธีของเอกชลภาพกับพื้นที่รับน้ำที่มีขนาดเล็กพอสมควรที่เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงการไหลตามพื้นที่แล้ว จะไม่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงรูปร่างชลภาพมากนัก ขนาดของพื้นที่ถูกกำหนดโดยเปอร์เซ็นต์ความผิดพลาดและลักษณะพื้นที่บริเวณนั้น ปกติแล้วพื้นที่ไม่ควรเกิน 500 ตารางกิโลเมตรแต่อาจใหญ่กว่านี้ได้ถ้าเปอร์เซ็นต์ความผิดพลาดยอมให้มากขึ้นได้ ที่กล่าวไปแล้วไม่สามารถนำมาประยุกต์กับการแปรผันของฝน ซึ่งขึ้นอยู่กับความสูงต่ำของภูมิประเทศ

ง. ปริมาณการไหล สมมติฐานอีกอันหนึ่งก็คือ อัตราการไหลเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณการไหล สำหรับพายุฝนทุกลูกของช่วงเวลาที่กำหนดให้และช่วงเวลาการไหลของทุกชลภาพจะมีค่าเท่ากัน ความสัมพันธ์ดังกล่าวสมมติให้เป็นความสัมพันธ์เส้นตรง สมมติฐานดังกล่าวนี้ปรากฏแน่ชัดว่าใช้ได้ไม่สมบรูณ์นัก เพราะว่าจากลักษณะและช่วงเวลาของชลภาพส่วนลดจะต้องเป็นส่วนหนึ่งหรือขึ้นอยู่กับอัตราการไหลสูงสุด นอกจากนี้เอกชลภาพสำหรับพายุฝนที่มีช่วงเวลาเท่ากันแต่ต่างขนาดมักจะไม่เหมือนกัน อัตราการไหลสูงสุดของเอกชลภาพที่มาจากฝนขนาดเล็กกว่าจะมีอัตราการไหลสูงสุดต่ำกว่าเอกชลภาพที่มาจากฝนใหญ่กว่า ซึ่งก็อาจจะเป็นเพราะว่าพายุฝนที่มีขนาดเล็กกว่าให้การไหลตามผิวน้อยกว่า แต่มีการไหลเสริมและน้ำใต้ดินมากกว่าหรืออาจจะเป็นเพราะว่าการไหลตามลำน้ำใช้เวลานานกว่า

สำหรับปริมาณน้ำในช่วงเปลี่ยนแปลงของพื้นที่รับน้ำหนึ่งๆสามารถพิสูจน์ได้ว่ามีความสัมพันธ์เป็นแบบเส้นตรงดังสมมติฐานหรือไม่ได้ง่ายๆโดยการเปรียบเทียบ ชลภาพจากฝนที่มีขนาดต่างๆกัน ถ้าพบว่าความสัมพันธ์ไม่เป็นดังสมมติอย่างเด่นชัดแล้ว การหาเอกชลภาพควรจะถูกนำมาใช้สำหรับพายุฝนที่มีขนาดเดียวกัน นั่นคือ ชุดของเอกชลภาพที่ครอบคลุมขนาดพยุฝนในแต่ล่ะช่วงเวลาของฝน สิ่งที่ควรระวังก็คือ การใช้เอกชลภาพเพื่อประเมินหาหาปริมาณน้ำหลากสูงๆ(Extream event)ซึ่งอาจจะเกิดขึ้นบนพื้นที่รับน้ำ เพราะว่าไม่มีวิธีใดๆเลยที่จะได้มาซึ่งหลักฐานการทดลองเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงของอัตราการไหลสูงสุดของเอกชลภาพ

2.5.2 <u>การสร้างเอกชลภาพ (Derivation of Unit Hydirgraph)</u>การสร้างเอกชลภาพที่ดีที่สุดควรมาจากชลภาพที่เกิดจากฝนส่วนเกิน ที่มีอัตราการตกสม่ำเสมอในช่วงเวลาของการตกที่ทำให้เกิดการไหลที่เหมาะสมและมีปริมาณน้ำหลากที่มีความลึกใกล้เคียง 1 ซม. วิธีการสร้างเอกชลภาพรวมสามารถอธิบายได้ดังนี้คือ

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

ตารางการที่ 2.5.1 การคำนวณหาเอกชลภาพ

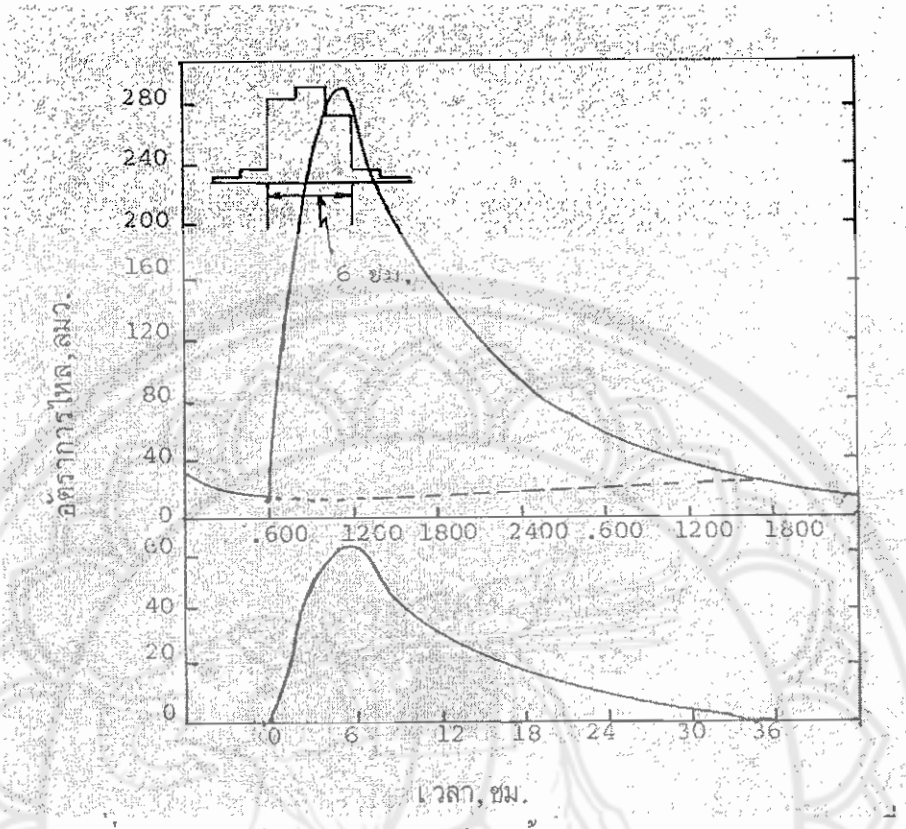
เวลา (ชม.)	Q_T ลบ.ม./วท.	Q_B ลบ.ม./วท.	Q_D ลบ.ม./วท.	Q_U ลบ.ม./วท.	ชม.
0600	14.2	14.2	0	0	0
0800	158.6	12.7	145.9	12.47	2
1000	260.5	11.3	249.2	21.30	4
1200	286.0	11.3	274.7	23.48	6
1400	220.9	12.7	208.2	17.79	8
1600	186.9	12.7	174.2	14.89	10
1800	157.2	14.2	143.0	12.22	12
2000	130.1	15.6	114.5	9.79	14
2200	113.8	17.0	96.3	8.23	16
2400	93.4	17.0	76.4	6.53	18
0200	76.5	17.0	59.5	5.08	20
0400	65.1	18.4	46.7	3.99	22
0600	55.2	18.4	36.8	3.15	24
0800	46.7	19.8	26.9	2.30	26
1000	39.6	19.8	19.8	1.69	28
1200	34.0	21.2	12.8	1.09	30
1400	28.3	21.2	7.1	0.61	32
1600	22.7	22.7	0	0	34
		รวมQ_D	1692.0	144.61	

หมายเหตุ : Q_T = อัตราการไหลรวม ($ม^3$/วินาที)

Q_B = อัตราการไหลพื้นฐาน ($ม^3$/วินาที)

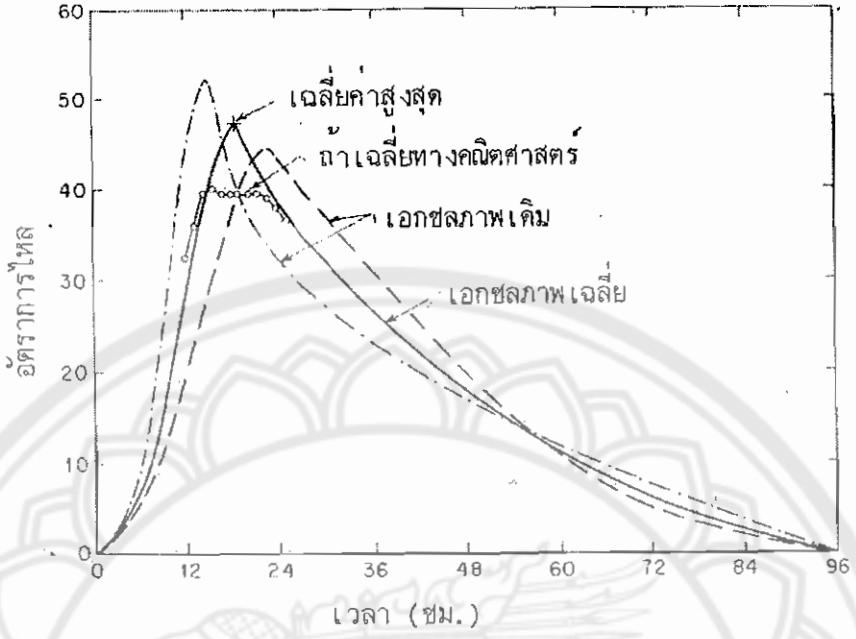
Q_D = อัตราการไหลโดยตรง ($ม^3$/วินาที)

Q_U = อัตราการไหลของฝนหนึ่งหน่วย ($ม^3$/วินาที)



รูปที่ 2.5.1 การสร้างเอกชลภาพจากข้อมูลน้ำท่าตามการคำนวณในตาราง 2.5.1

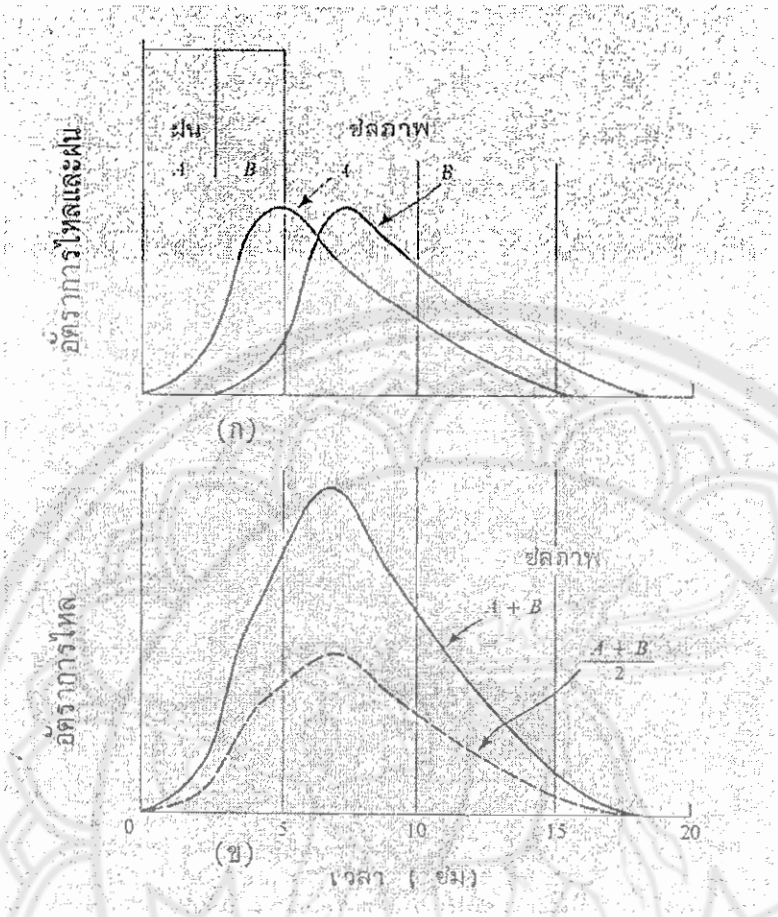
การหาเอกชลภาพจากพายุฝนครั้งเดียวอาจมีข้อผิดพลาด ดั้งนั้นจึงควรหาเอกชลภาพเฉลี่ยจากพายุครั้งอื่นๆที่มีช่วงเวลาเท่ากัน การเฉลี่ยจะไม่เฉลี่ยที่เวลาเดียวกันเพราะอัตราการไหลสูงเฉลี่ยอาจต่ำกว่าค่าที่ไม่เฉลี่ย วิธีที่ถูกคือเฉลี่ยอัตราการไหลสูงสุดและเวลาถึงจุดสูงสุด หลังจากนั้นจึงสเก็ตเอกชลภาพเฉลี่ยโดยมีค่าอัตราการไหลสูงสุด และเวลาที่เกิดตามค่าเฉลี่ย ความลึกน้ำหลากต้องเท่ากับหนึ่งหน่วย ดังรูปที่ 2.5.2



รูปที่ 2.5.2 การหาเอกชลภาพเฉลี่ย

2.5.3 <u>เอกชลภาพสำหรับช่วงเวลาอื่น</u> ถ้า t ชม. ของฝนที่ทำให้เกิดการไหลออก 1 ซม. เกิดขึ้นติดต่อกันทันทีที่สิ้นสุดฝนแรก น้ำหลากจากฝนทั้งสองครั้งมีค่าเท่ากัน ผลจะได้เป็นชลภาพที่มีความลึก 1 ซม. ของฝนที่มีช่วงเวลา 2t ชม. นั่นคือเอกชลภาพของฝน 2t ชม. อัตราการไหลสูงสุดของเอกชลภาพ 2t จะน้อยกว่า t ชม. ดังแสดงในรูปที่ 2.5.3

ดังนั้นจะเห็นได้ว่าเอกชลภาพของฝนที่มีช่วงเวลาตกที่นานขึ้นเป็น 2,3,4,..... เท่า สามารถจะหาได้ง่ายๆโดยการใช้เอกชลภาพ t ชม. มาบวกกันโดยใช้เวลาเหลื่อมกัน t ชม. ไปเรื่อยๆเมื่อรวมอัตราการไหลที่เวลาเดียวกันแล้วจึงปรับค่าอัตราการไหลเพื่อให้ได้การไหล 1 ซม. เช่นจากรูป 2.5.3 จะต้องปรับด้วย 2 โดยหารค่าอัตราการไหลของชลภาพรวมด้วย 2 เป็นต้น การเอกชลภาพในกรณีนี้ สามารถทำได้ทั้งแบบกราฟและแบบตาราง แต่แบบตารางจะมีข้อจำกัดกว่า



รูปที่ 2.5.3 ชลภาพและเอกชลภาพที่เกิดฝน t ชม. ตกติดต่อกันสองครั้ง

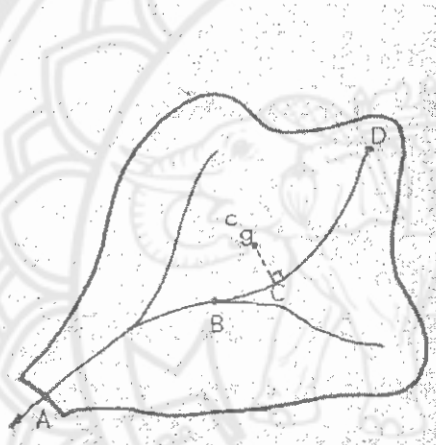
2.6 การสังเคราะห์เอกชลภาพ

2.6.1 <u>โดยใช้วิธีของสไนเดอร์</u>(Snyder ' method) วิธีนี้เริ่มต้นด้วยการพัฒนาของมาใช้งานของสไนเดอร์และต่อมาได้รับการพัฒนาเพิ่มเติมจากเทเลอร์และชวาสส์(Taylor and Schartz) วิธีนี้หน่วยงานทางวิศวกรรมของกองทัพบกสหรัฐใช้มากวิธีนี้จะต้องคำนวณหาเวลาเฉลี่ยเหลื่อม t_l (time lage หรือ basin lang) ระหว่างจุดศูนย์กลางของฝนและชลภาพน้ำหลาก(อาจใช้จุดที่เกิดอัตราการไหลสูงสุด) ช่วงเวลาของฝนที่ทำเกิดน้ำหลาก t_R อัตราการน้ำหลากสูงสุด Q_p และช่วงเวลา T_b

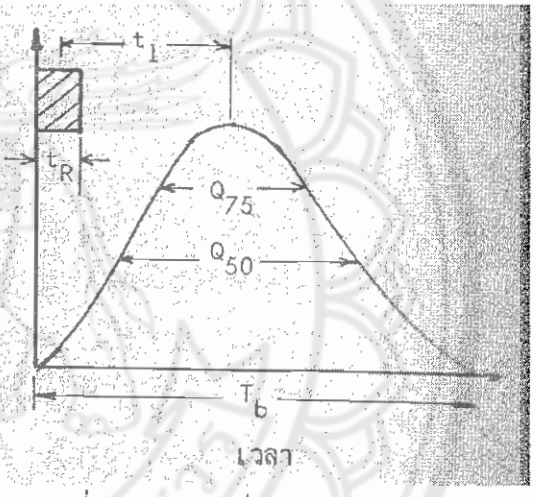
เวลาที่เหลื่อมกัน t_l หาได้จากสมการ

$$t_l = 0.7516Ct(LLc)^{0.3} \qquad \text{.....(2.6.1)}$$

เมื่อความยาว L คือความยาวจากจุดที่วัดปริมาณการไหลของลำน้ำหลักย้อนขึ้นไปหาจุดที่ต้องการหามีหน่วยเป็นกิโลเมตร Lc คือความยาวจากจุดที่วัดปริมาณการไหลของลำน้ำหลัก ย้อนขึ้นไปจนถึงจุดที่อยู่ใกล้จุดศูนย์กลางของพื้นที่มากที่สุด (เส้นตั้งฉากระหว่างลำน้ำหลักกับจุดศูนย์กลางของพื้นที่) เป็นกิโลเมตร Ct คือสัมประสิทธิ์พื้นที่มีค่าอยู่ระหว่าง 1.8 ถึง 2.2 ถ้าพื้นที่ชันมากกว่าค่า Ct จะลดลงดังรูป



รูปที่ 2.6.1 นิยามของ L และ Lc



รูปที่ 2.6.2 ภาพสเก็ตของเอชลภาพ

จากรูป 2.6.1 L คือ ABCD และ Lc คือ ABC

การหาจุดศูนย์กลางของพื้นที่ที่ง่ายที่สุดคือการย่อรูปพื้นที่รับน้ำให้มีขนาดพอเหมาะ ตัดแปะบนกระดาษแข็ง ตัดตามเส้นขอบเส้น ใช้เข็มหมุดปักที่บริเวณขอบให้ห้อยลงสองแห่ง จุดศูนย์กลางของพื้นที่ที่อยู่ในแนวเดียวกับเข็มหมุด เมื่อครบสองแห่งจุดที่ตัดกันคือจุดศูนย์กลางของพื้นที่นั้น ถ้าไม่ใช้วิธีนี้อาจใช้วิธีคำนวณแบบโมเมนต์-พื้นที่ โดยทำการแบ่งพื้นที่ออกเป็นแถบยาว **ทั้งแกนแนวราบและแนวดิ่ง หาโมเมนต์-พื้นที่ของทั้งสองแกน หารด้วยพื้นที่รวมก็จะได้ตำแหน่งจุดศูนย์กลางของพื้นที่**

ช่วงเวลาของฝนที่ทำให้เกิดน้ำหลาก

$$t_R = t_I/5.5 \quad \text{.... .....(2.6.2)}$$

อัตราการไหลสูงสุด

$$Q_p = 7C_pA/t_I \quad \text{.... .....(2.6.3)}$$

เมื่อ A คือพื้นที่เป็นตารางกิโลเมตร และ Q_p เป็นลูกบาศก์เมตรต่อวินาที

$$Tb = 5(t_I+0.5t_R) \quad \text{.....(2.6.4)}$$

เมื่อTbคือช่วงเวลาน้ำหลากของเอกชลภาพเป็น ชม. สมการนี้พบว่าใช้ไม่ได้สำหรับพื้นที่รับน้ำขนาดเล็ก ซึ่งมีชลภาพน้ำหลากภายในหนึ่งวันแต่ใช้ได้สำหรับพื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่ เทเลอร์และชวาส ได้เสนอสมการสำหรับพื้นที่ขนาดเล็กว่า

$$Tb = 5(t_I+0.5t_R) \quad \text{..... (2.6.5)}$$

โดยที่ Tb มีหน่วยเป็น ชั่วโมง

ถ้าเล็กช่วงเวลาของฝนต่างไปจากสมการ (3.5) แล้วเวลาเหลื่อมจะต้องคำนวณใหม่

$$t_I^* = tI(t_R^*-t_R)/4 \quad \text{.....(2.6.6)}$$

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

เพื่อการสเก็ตเอกชลภาพได้ดียิ่งขึ้น ช่วงเวลาของเอกชลภาพที่ 50 และ 75 เปอร์เซ็นต์ของอัตราการไหลสูงสุดดังรูป 2.5.2 สมการคำนวณได้จากสมการ (2.6.7)

$$t_{75} = 9.3A/Q_p^{1.1} \quad \text{.....(2.6.7)}$$

$$t_{50} = 16.5A/Q_p^{1.1} \quad \text{.....(2.6.8)}$$

เมื่อ A คือพื้นที่รับน้ำเป็นตารางกิโลเมตร และ Q_p เป็นอัตราการไหลสูงสุดมีหน่วยเป็น ลบ.ม. หลังจากสเก็ตรูปแล้วต้องการตรวจสอบว่าปริมาณน้ำหลากมีค่า 1 ซม.ถ้าไม่เท่าต้องปรับค่าใหม่

2.6.2 เอกซลภาพสำหรับลุ่มน้ำที่คล้ายกัน(Transposing Unit Hydrographs)

จากสมการ 2.6.1 สามารถเขียนใหม่ให้เป็นรูปทั่วไปได้ว่า

$$t_l = Ct(0.3863LLc/S^{0.5})^n \quad \text{.....(2.6.9)}$$

โดยการศึกษาความสัมพันธ์ของ t_l กับค่า $LLc/S^{0.5}$ บนกระดาษล็อก- ล็อก ซึ่งควรจะได้ความสัมพันธ์เป็นเส้นตรง ถ้าให้ค่าที่ได้มาจากพื้นที่รับน้ำที่มีลักษณะทางอุทกวิทยาเหมือนกันจะได้ค่า Ct คงที่ดังรูป 2.6.4 ซึ่งได้มาจากการศึกษาลุ่มน้ำต่างๆของสหรัฐ

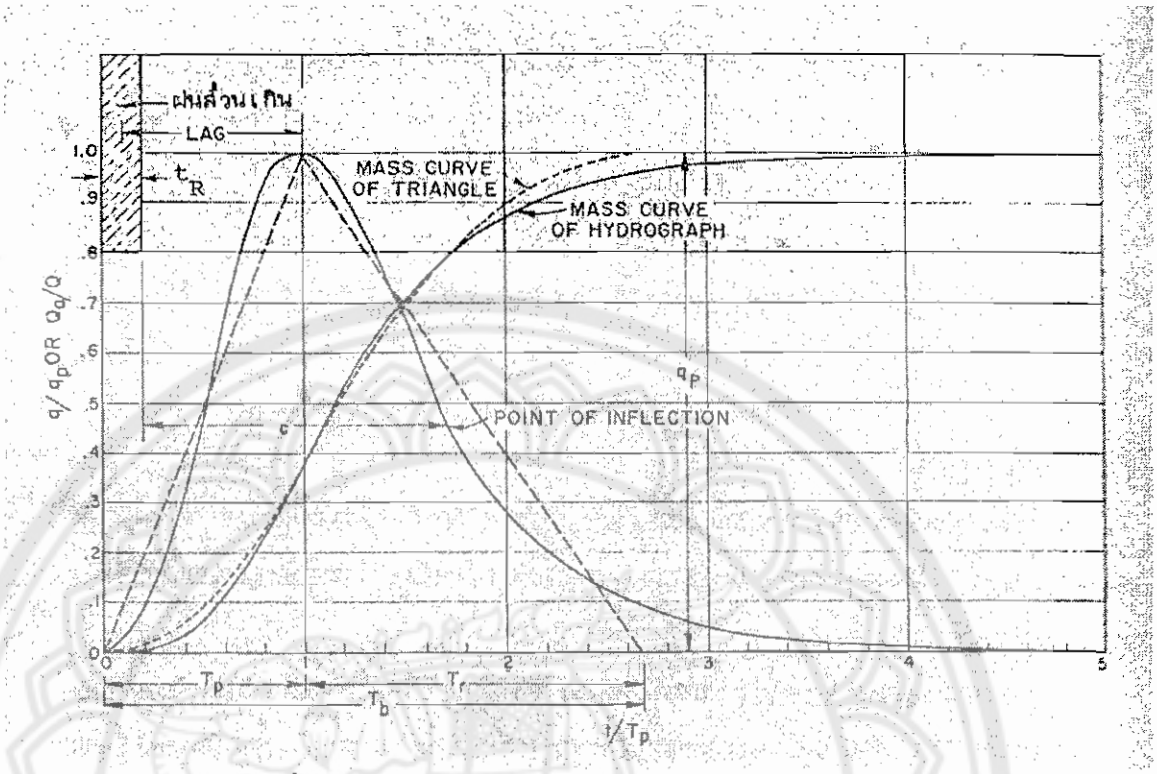
ดังนั้นโดยการศึกษาสภาพลุ่มน้ำเปรียบเทียบกับลุ่มน้ำอื่นๆที่ทราบความสัมพันธ์แล้วก็จะสามารถนำความสัมพันธ์จากลุ่มน้ำหนึ่งไปใช้ยังอีกลุ่มน้ำหนึ่งได้

ปี QC
ฝ่าย 925.5
.T5
ป4619
2544

15 ก.พ. 2550

5040480

สำนักหอสมุด

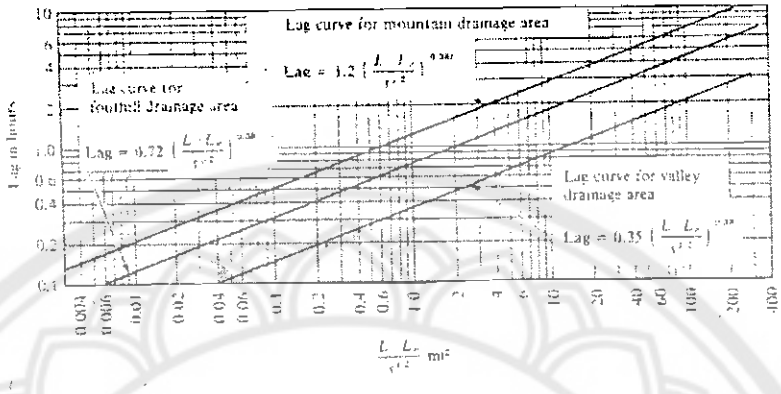


รูปที่ 2.6.3 เอกชลภาพปราศจากมิติตามวิธีของ SCS

ตารางที่ 2.6.1 อัตราส่วนเอกชลภาพปราศจากมิติ

t/T_p	Q/Q_p	Q_a/Q	t/t_p	Q/Q_p	Q_a/Q	t/t_p	Q/Q_p	Q_a/Q
0	0	0.000	1.1	0.99	0.450	2.4	0.147	0.934
.1	0.03	0.001	1.2	0.93	0.522	2.6	0.107	0.953
.2	0.10	0.006	1.3	0.86	0.589	2.8	0.077	0.967
.3	0.19	0.012	1.4	0.78	0.650	3.0	0.055	0.977
.4	0.31	0.035	1.5	0.68	0.700	3.2	0.040	0.984
.5	0.47	0.065	1.6	0.56	0.751	3.4	0.029	0.989
.6	0.66	0.107	1.7	9.46	0.790	3.6	0.021	0.993
.7	0.82	0.163	1.8	0.39	0.822	3.8	0.015	0.995
.8	0.93	0.228	2.9	0.33	0.849	4.0	0.011	0.997
.9	0.99	0.300	2.0	0.28	0.871	4.5	0.055	0.999
1.0	7.00	0.375	2.2	0.207	0.908	5.0	0.0	1.000

Qa คืออัตราการไหลสะสม



รูปที่ 2.6.4 ความสัมพันธ์ระหว่าง t กับ $LLc/S^{0.5}$