บทที่ 2
หลักการและทฤษฎี

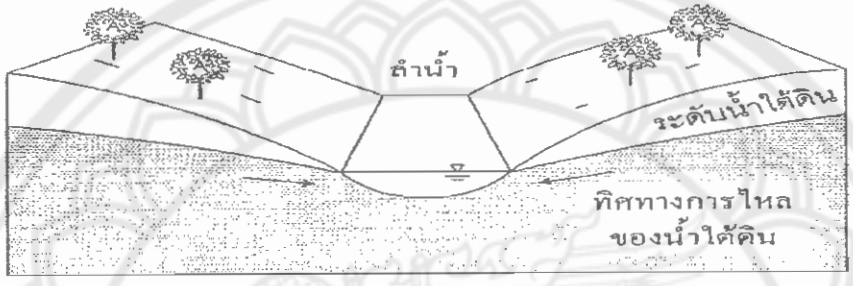
2.1 วงจรอุทกวิทยา (hydrologic cycle)

วงจรอุทกวิทยาเป็นศูนย์รวมในการศึกษาอุทกวิทยา โดยวงจรอุทกวิทยาเป็นวงจรที่ไม่มีจุดเริ่มต้นและจุดสุดท้ายของกระบวนการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำในโลก เพราะมีการเปลี่ยนแปลงอย่างต่อเนื่องตลอดเวลา ซึ่งภาพรวมของวงจรอุทกวิทยาสามารถแสดงได้ดังรูปที่ 2.1.1

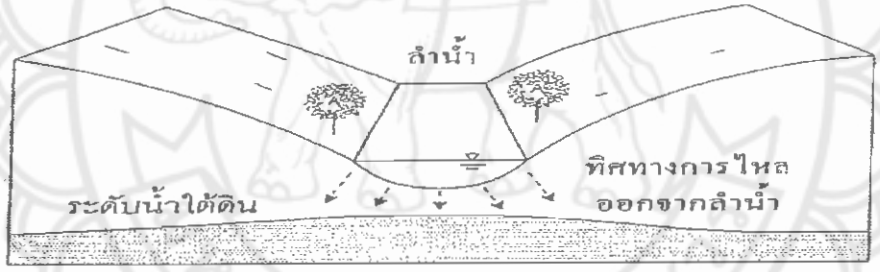
รูปที่ 2.1 วงจรอุทกวิทยา

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

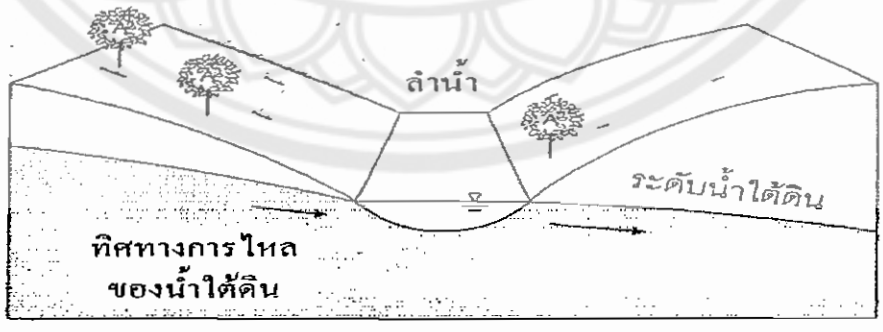
มีการซึมลึกลงไป (percolation) ระหว่างช่องว่างของเม็ดดินหรือรอยหินแตกลงไปในน้ำใต้ดิน (Groundwater) ซึ่งถ้าน้ำมีการให้น้ำแก่น้ำใต้ดินจะเรียกว่า ลำน้ำให้น้ำรับ (effluent stream) ดังรูปที่ 2 (ก) ถ้าลำน้ำมีการให้น้ำแก่น้ำใต้ดินจะเรียกว่า ลำน้ำให้ (influent stream) ดังรูปที่ 2 (ข) นอกจากนี้ยังมีลำน้ำบางแห่งที่เป็นลำน้ำรับและลำน้ำให้ดังรูปที่ 2.1.2(ค) ซึ่งท้ายที่สุดแล้วน้ำใต้ดินมักจะมีแนวการไหลซึมออกสู่แหล่งน้ำหรือทะเลมหาสมุทร แล้วเกิดการระเหยกลับสู่บรรยากาศหมุนเวียนอย่างต่อเนื่องเป็นวงจรอุทกวิทยา



(ก) ลำน้ำรับ (effluent stream)



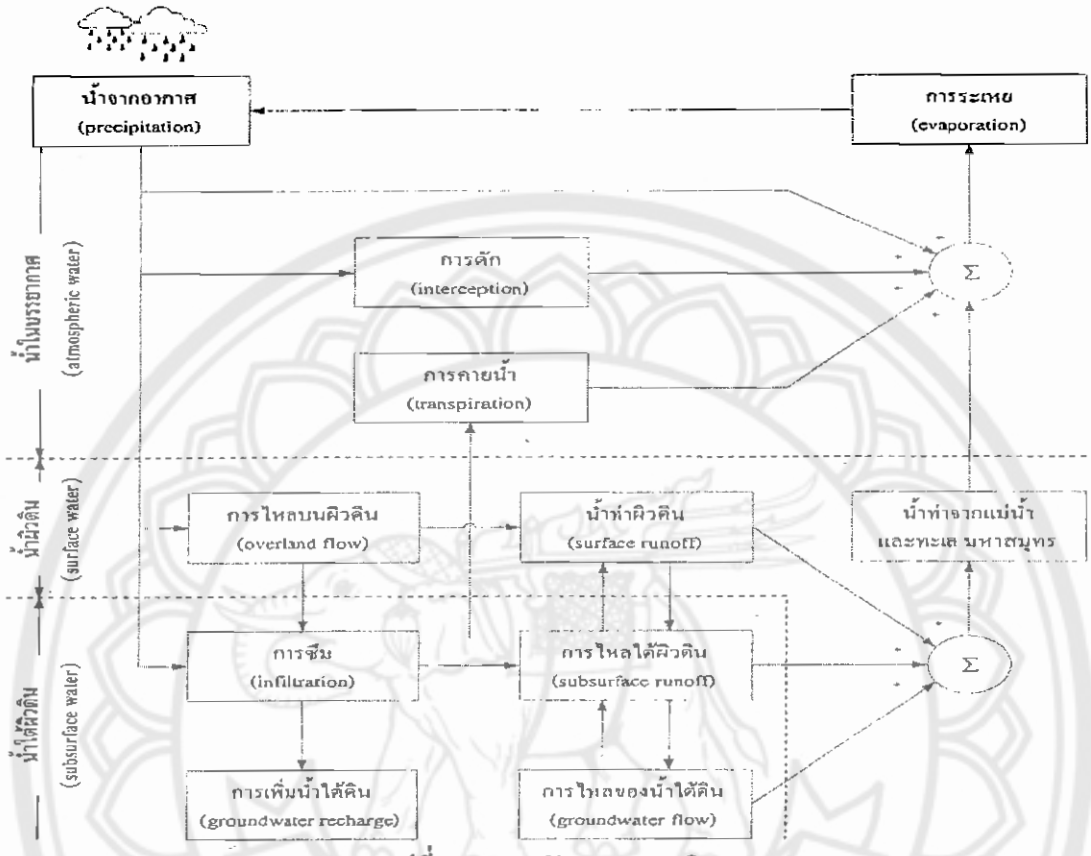
(ข) ลำน้ำให้ (influent streams)



(ค) ลำน้ำที่เป็นทั้งลำน้ำรับและลำน้ำให้

รูปที่ 2.2 ลำน้ำและลำน้ำให้

จากรูปที่ 2.2 จะเห็นได้ว่าระบบวงจรอุทกวิทยา สามารถแบ่งได้เป็น 3 ระบบย่อย คือ



รูปที่ 2.3 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 เพื่อนำไปศึกษาและคาดหมายปริมาณน้ำฝนรูปแบบของน้ำจากอากาศ ไอน้ำ ในอากาศที่กลั่นตัวเป็นหยดน้ำ

ตกลงมาบนพื้นโลกมีหลายรูปแบบด้วยกัน ดังตารางที่ 2.4.1ในประเทศไทยจะพบแต่รูปแบบ น้ำฝน กับ ลูกเห็บ

ตารางที่ 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)	5หรือ $\geq$100	ของแข็ง	มีขนาดต่าง ๆ มักมากับพายุ convective ถ.พ. 0.7-0.9
Graupel (ลูกเห็บอ่อน)	2-5	ของแข็ง	เกิดจาก Rime และรวมกับผลึกหิมะ ทำให้เกิดเป็นมวล รูปร่างไม่แน่นอนไม่แข็งมากเหมือน 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 3ต่างเกินกว่า 10 % จะใช้วิธีสัดส่วนปกติซึ่งข้อมูลน้ำฝนของสถานีใกล้เคียงที่เลือกมาใช้จะเฉลี่ยโดยใช้อัตราส่วนของค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนรายปีของสถานีที่ข้อมูลขาดหายไปกับสถานีใกล้เคียง

2. การวิเคราะห์การแจกแจงข้อมูลตามกาลเวลา การวิเคราะห์การแจกแจงข้อมูลตามกาลเวลามีขีดจำกัด เนื่องจากจะทำเฉพาะข้อมูลที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ เท่านั้นการวิเคราะห์ทำได้โดยการคัดลอกข้อมูลรายชั่วโมงมา และคำนวณหาค่าสะสมของข้อมูลรายชั่วโมงนี้จนตลอดช่วงเวลาของฝนที่ตก กราฟที่เกิดจากการพล็อตข้อมูลสะสมรายชั่วโมงกับเวลาเรียกว่าmass curve ของน้ำฝน ซึ่งสามารถทำให้ทราบช่วงเวลาของพายุฝนที่มีความเข้มมาก ๆ ได้ การเปรียบเทียบ mass curve หลาย ๆ สถานีของพายุฝนลูกเดียวกันจะทำให้สามารถทราบทิศทาง การเคลื่อนที่ของพายุฝนได้

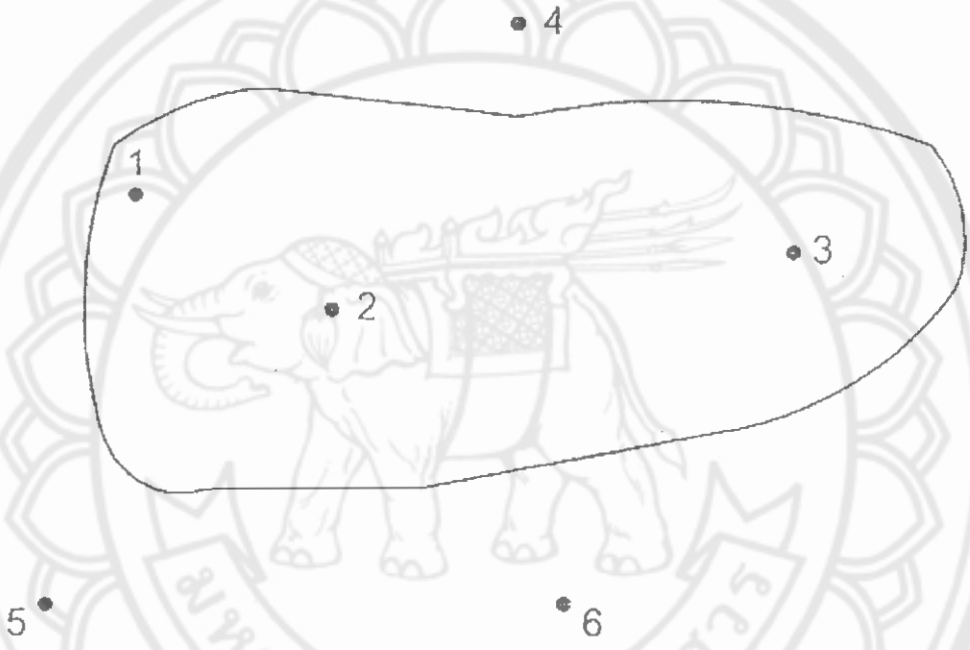
ในบางกรณี mass curve ของน้ำฝนจะนำไปประมาณหาลักษณะของพายุฝนใดพายุฝนหนึ่งเพื่อที่จะนำไปเปรียบเทียบกับของสถานีอื่นหรือของพายุฝนลูกอื่น การเปรียบเทียบจะทำได้และมีความหมายจำเป็นต้องทำ mass curve ให้อยู่ในสภาพไร้มิติ (ไม่มีหน่วย) เสียก่อน ซึ่งจะทำได้โดยเปลี่ยนหน่วยของน้ำฝนเป็น % ของน้ำฝนทั้งหมด และเปลี่ยนหน่วยของเวลาเป็น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

2.3 การหาปริมาณฝนเฉลี่ยบนพื้นที่

บนพื้นที่ลุ่มน้ำหรือพื้นที่รับน้ำแต่ละแห่ง มักจะมีสถานวัดน้ำฝนอยู่หลายสถานี ซึ่งเมื่อทำการเก็บข้อมูลปริมาณฝนในแต่ละวัน แต่ละเดือน แต่ละฤดู แต่ละปี หรือในช่วงที่เกิดพายุฝนแต่ละครั้ง จะได้ข้อมูลปริมาณฝนที่สถานีวัดน้ำฝนต่างๆ เป็นตัวเลขไม่เท่ากัน โดยในการนำตัวเลขที่ได้ไป

ใช้ในงานทางอุทกวิทยา จำเป็นต้องหาค่าปริมาณฝนที่เป็นตัวแทนของปริมาณฝนที่ตกกระจายอยู่ทั่วบริเวณพื้นที่ที่พิจารณา ซึ่งมักจะคำนวณออกเป็นปริมาณฝนเฉลี่ย (Average precipitations) บนพื้นที่พิจารณา โดยมีวิธีการหาปริมาณฝนเฉลี่ยที่ใช้กันโดยทั่วไป 3 วิธีคือ

1. วิธีเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (arithmetic-men method) เป็นวิธีการปริมาณฝนเฉลี่ย ที่ง่ายและรวดเร็วที่สุด โดยหาได้จากการนำค่าปริมาณแผ่นจากสถานีน้ำฝนภายในลุ่มน้ำทุกสถานีมารวมกันแล้วหารด้วยจำนวนสถานีน้ำฝน จะได้ปริมาณฝนเฉลี่ยภายในลุ่มน้ำตามต้องการ



รูปที่ 2.4 ตัวอย่างพื้นที่ลุ่มน้ำและตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝน

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

$$\text{ปริมาณฝนเฉลี่ย } \overline{P} = \frac{1}{3}\left(P_1 + P_2 + P_3\right) \qquad \text{..... (2.1)}$$

ดังนั้น เมื่อมีสถานีวัดน้ำฝนภายในกลุ่มน้ำจำนวน n สถานี สามารถหาปริมาณฝนเฉลี่ยได้ดังสมการ

$$\text{ปริมาณฝนเฉลี่ย } \overline{P} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} P_i \qquad \text{..... (2.2)}$$

เมื่อ n คือจำนวนสถานีวัดน้ำฝนภายในลุ่มน้ำที่พิจารณา

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

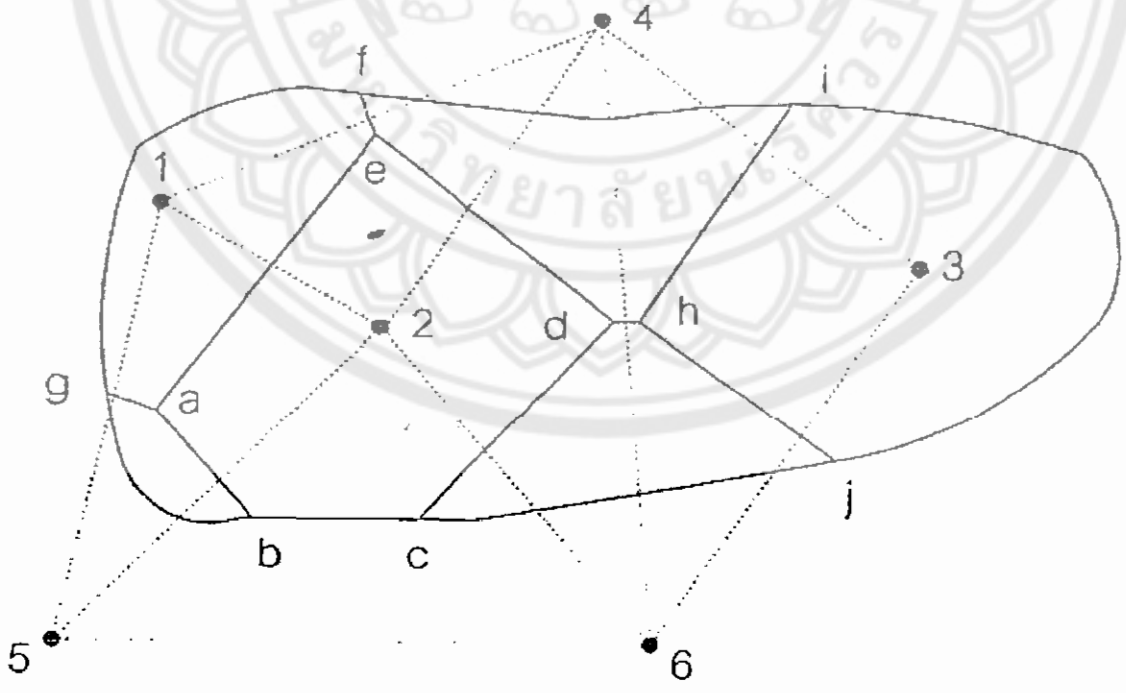
วิธีเฉลี่ยทางเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์จะให้ปริมาณฝนเฉลี่ยที่นำมาเป็นตัวแทนได้ก็ต่อเมื่อ

1. ลุ่มน้ำหรือบริเวณที่ต้องการวิเคราะห์ข้อมูลต้องเป็นที่ราบกล่าวคือ ไม่มีอิทธิพลของแนวเขตภูเขาที่จะมีผลทำให้ฝนตกไม่สม่ำเสมอตลอดทั่วพื้นที่

2. สถานีวัดน้ำฝนจะต้องกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำ

3. ปริมาณฝนของแต่ละสถานี จะต้องมีค่าที่ไม่แตกต่างจากปริมาณฝนเฉลี่ยมากนัก

2. วิธีของทิสเสน (Thiessen method) จะพิจารณาว่า ปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนแต่ละแห่ง จะมีอาณาบริเวณครอบคลุมพื้นที่รับน้ำฝนที่อยู่ล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนจะกำหนดได้จากการแบ่งพื้นที่เป็นรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสน (Thiessen polygon) เช่น เมื่อมีสถานีวัดน้ำฝน6 แห่ง จากรูปที่ 2.4 สามรรถเขียนพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมทิสเสนได้ดังรูปที่ 2.5



รูปที่ 2.5 วิธีการหาปริมาณฝนเฉลี่ยตามวิธีของทิสเสน

พิจารณารูปที่ 2.5 มีขั้นตอนในการแบ่งพื้นที่เป็นรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนดังนี้

1. กำหนดตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวัดน้ำฝนทั้งในพื้นที่และที่อยู่รอบๆ พื้นที่ที่ต้องการหาปริมาณฝนเฉลี่ย

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

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

4. วัดขนาดพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ครอบคลุมสถานีวัดน้ำฝนแต่ละรูป โดยอาจจะใช้วิธีนับจุดในกระดาษกราฟใสที่วางทับบนพื้นที่ หรือใช้เครื่องมือวัดพื้นที่ที่เรียกว่า พลานิมิเตอร์ (planimeter) จะได้พื้นที่รูปหลายเหลี่ยมทิสเสนเป็น A1, A2 ...,A6 จากนั้น นำพื้นที่รูปหลายเฉลี่ยที่ได้นี้ไปคำนวณหาปริมาณฝนเฉลี่ยต่อไป

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

ปริมาณฝนเฉลี่ย $$P = \frac{P_1A_1 + P_2A_2 + ... + P_6A_6}{(A_1 + A_2 + ... + A_6)} \quad ..... (2.3)$$

ในกรณีที่มีสถานีวัดน้ำฝน n สถานี สามารถเขียนสมการทั่วไปได้ดังนี้

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

$$P = \frac{1}{A}\sum_{i=1}^{n} p_iA_i \quad .... (2.4)$$

โดยที่ P คือ ปริมาณฝนเฉลี่ย

Pi คือ ปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนที่ (i=1,2,.....,n)

Ai คือ พื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ล้อมรอบสถานีวัดน้ำฝนที่ i

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 (isotheral method) วิธีนี้เป็นการลากเส้นชั้นน้ำฝน ซึ่งหมายถึงเส้นที่ลากผ่านบริเวณที่มีความลึก หรือปริมาณฝนเท่ากัน โดยอาศัยข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากสถานีวัดน้ำฝนเป็นหลัก และพิจารณาจากแผนที่ภูมิประเทศ โดยดูจากสภาพภูมิประเทศ ลักษณะภูมิประเทศและทิศทางพายุฝน เป็นต้น การหาปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยโดยวิธีเส้นชั้นน้ำฝน มีหลักการดังต่อไปนี้

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

ถ้าผลคำนวณปริมาณฝนเฉลี่ยทั้ง 3 วิธีนี้ใกล้เคียงกัน แสดงว่าลักษณะการดกของฝนมีการกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ที่พิจารณา

ความแน่นอนของข้อมูลน้ำฝน (Consistency of rainfall records) ในการวิเคราะห์ทางด้านอุทกวิทยาจะต้องอาศัยข้อมูลปริมาณฝนที่มีการเก็บข้อมูลมาเป็นเวลานานพอสมควร ซึ่งข้อมูลที่ตรวจวัดและรวบรวมมานั้น อาจจะมีความไม่แน่นอน ดังนั้นจึงมีการทดสอบความแน่นอนของข้อมูลน้ำฝน ซึ่งสามารถทดสอบโดยความแน่นอนได้โดยวิธีเส้นโค้งทวี (double mass curve method)

ถ้าผลคำนวณปริมาณแผ่นเฉลี่ยทั้ง 3 วิธีดังกล่าวนี้มีค่าใกล้เคียงกัน แสดงว่าลักษณะการตกของฝนมีการกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ที่พิจารณา

2.4 น้ำท่า

อุทกวิทยาของน้ำที่ไหลบนผิวดินจะว่าด้วยการโยกย้าย เปลี่ยนที่ของน้ำที่อยู่บนผิวโลกคุณภาพและอัตราการไหลของน้ำผิวดินมีความสำคัญอย่างสูงต่อหลายๆ ด้าน เช่น ต่อการใช้ในเขตเมืองและเขตอุตสาหกรรม การควบคุมน้ำท่วม การทำนายปริมาณน้ำท่า (Stream flow forecasting) การออกแบบอ่างเก็บน้ำ การเดินเรือ การชลประทาน การระบายน้ำ การควบคุมคุณภาพน้ำ แหล่งพักผ่อนหย่อนใจ การจัดการสัตว์ป่าและการประมง

น้ำท่า (Stream flow) ถูกกำหนดค่าขึ้นมาจากการวัดการไหลของกระแสน้ำในลำน้ำตามธรรมชาติพร้อมกับรูปตัดของการไหล โดยอาศัยเครื่องมือพิเศษหรืออาจจะใช้อาคารวัดน้ำเช่น 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)

2.4.1 ระดับน้ำ

ระดับน้ำของลำน้ำ คือระดับที่เปรียบเทียบกับระดับอ้างอิงจุดหนึ่งซึ่งให้เท่ากับศูนย์ ซึ่งจะเป็นจุดต่ำสุดของลำน้ำ ณ ตำแหน่งที่มีการวัดพื้นที่หน้าตัดของลำน้ำ โดยจะมีการกำหนดให้เป็นสถานีวัดน้ำ สถานีวัดน้ำดังกล่าวควรจะอ้างอิงกับระดับน้ำทะเลปานกลาง เพื่อเป็นมาตรฐานในการเปรียบเทียบข้อมูลระหว่างหลายๆ สถานี การใช้ระดับอ้างอิงเฉพาะแห่ง ทำให้สะดวกต่อการจดบันทึกข้อมูล และให้ความหมายถึงความลึกของน้ำท่าที่ไหลในขณะนั้นด้วย ประมาณน้ำไหลได้จากการวัดโดยตรง แต่เป็นการยากที่จะวัดอัตราการไหลในลำน้ำทุกๆ ครั้งที่ต้องการหรือในกรณีที่ต้องการอัตราการไหลต่อเนื่อง ดังนั้นจึงมีการสร้างความสัมพันธ์ หรือเส้นโค้งระหว่างระดับและอัตราการไหล(Stage – discharge หรือ Rating

curve) จากค่าระดับน้ำจะทราบถึงอัตราการไหลในการหาความสัมพันธ์ดังกล่าวจะต้องหาจุดที่เหมาะสม เพื่อใช้เป็นสถานีวัดน้ำด้วย เพราะความ สัมพันธ์ที่ตำแหน่งจะเอาไปใช้อีกแห่งหนึ่งไม่ได้

เกจวัดระดับน้ำ เกจที่ใช้วัดระดับน้ำแบ่งออกเป็นสองแยกด้วยกันคือ แบบที่ต้องใช้เจ้าหน้าที่ไปทำการวัด ซึ่งมีทั้งวัดระดับน้ำขณะนั้น วัดระดับนำสูงสุด ติดตั้งแบบแนวดิ่งหรือแบบเอียง (แบบหลังนี้มักใช้ในคลองชลประทานโดยติดกับข้างคลอง) และแบบอัตโนมัติ สำหรับแบบอัตโนมัติยังแบ่งย่อยออกเป็นหลายแบบลักษณะการบันทึกข้อมูลก็แตกต่างกัน บางแบบข้อมูลจะถูกแปลโดยเครื่องคอมพิวเดอร์เท่านั้น แบบทั่วๆไปจะมีลักษณะเป็นเส้นกราฟซึ่งแสดงลักษณะการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำ

2.4.2 ระดับ – อัตราการไหล

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

(ก) แบบตารางข้อมูล โดยการเลือกข้อมูลปริมาณน้ำในปีที่แสดงการแปรผันจากระดับต่ำไปถึงสูงสุด ที่มีช่วงกว้างมากกว่าปีก่อนๆ วิธีนี้จะให้ข้อมูลอัตราการไหลใกล้เคียงความจริงมากที่สุด เพราะจากระดับน้ำที่วัดมา จะนำมาเทียบกับข้อมูลว่าอยู่ในช่วงใด แล้วทำการเปลี่ยนแปลงโดยตั้งสมมุติฐานว่าความสัมพันธ์เป็นเส้นตรง

(ข) กราฟความสัมพันธ์บนเสกลเส้นตรง เมื่อนำข้อมูลมาทำการเขียนกราฟบนกระดาษกราฟบนเสกลปกติทั่วไป จะได้กราฟเส้นโค้งซึ่งต้องมีการลากเส้นให้เหมาะสม (Fit curve) ดังนั้นค่าที่อ่านได้จากกราฟ อาจแตกต่างจากข้อมูลบางเล็กน้อย แต่กราฟนี้ไม่สามารถนำไปใช้ในโปรแกรมได้ เพราะไม่มีการแสดงความสัมพันธ์ ใช้แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าระดับว่ามีลักษณะอย่างไร แตะสามารถนำมาใช้เพื่อหาค่าอัตราการไหลที่ระดับน้ำต่างได้ เพียงแต่ต้องใช้เจ้าหน้าที่อ่านเท่านั้น

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

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 แต่เนื่องจากลักษณะทางกายภาพของพื้นที่รับน้ำเช่น รูปร่าง ขนาด ความเอียง มีค่าคงที่ดังนั้นรูปร่างของชลภาพจึงควรคล้ายกัน คุณสมบัติอย่างนี้เป็นสิ่งจำเป็นตามวิธีของเชอร์แมนในการวิเคราะห์เอกชลภาพ ซึ่งเป็นชลภาพต้นแบบ(Typical)สำหรับพื้นที่รับน้ำนั้นๆตามความหมายของเอกชลภาพหรือชลภาพหนึ่งหน่วยคือ ปริมาตรหรือปริมาณการไหล ที่เกิดจากฝนส่วนเกินที่ตกกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่และมีความลึก 1 ซม. (อาจเป็น 1 มม.) ในช่วงเวลาที่กำหนด

จากเอกชลภาพหรือชลภาพที่มีการไหลเท่ากับน้ำที่ขังบนพื้นที่ 1 หน่วย ชลภาพที่มีความลึกการไหลมากกว่าหนึ่งหน่วยก็สามารถหาได้ โดยค่าอัตราการไหลจะเพิ่มขึ้นเป็นจำนวนเท่าของความลึกของน้ำหลากที่ต้องการ เช่นต้องการ 2 หน่วย อัตราการไหลจะเป็นสองเท่าของเอกชลภาพเป็นต้นการยึดเอาเอกชลภาพหนึ่งๆ ว่าเป็นชลภาพต้นแบบของพื้นที่รับน้ำนั้นๆ อาจจะผิดได้เพราะว่าลักษณะการตกของฝนมีผลอย่างมากต่อชลภาพ ดังจะกล่าวต่อไปนี้

ก. ช่วงเวลาฝนตก เอกชลภาพอาจถูกนำมาใช้ในสองกรณีด้วยกันคือ ช่วงเวลาฝนตกเป็นช่วงสั้นๆ เช่น 1 ชั่วโมง และฝนส่วนเกินของพายุฝนทุกๆ ครั้งจะถูกแบ่งออกเป็นช่วงเท่า ๆกัน ส่วนอีกวิธีหนึ่งก็คือจะหาเอกชลภาพที่มีช่วงเวลาต่างๆกันที่เกิดขึ้นกับพื้นที่นั้น แต่เนื่องจากขาดข้อมูลตามแบบแรกจึงมักจะใช้แบบที่สอง ในตอนที่ทฤษฎีวิธีสร้างเอกชลภาพได้ถูกเสนอ จะต้องมีเอกชลภาพจำนวนมากเพื่อครอบคลุมช่วงเวลา แต่ตามความเป็นจริงผลจากช่วงเวลามีค่าน้อยและยอมให้ผิดพลาด ±25 เปอร์เซ็นต์ สำหรับช่วงเวลาของฝนตกที่ทำให้เกดการไหลดั้งนั้นจึงต้องการ เอกชลภาพไม่มากเพียง 2-3 ช่วงเวลาก็พอ โดยเฉพาะสำหรับช่วงเวลาสั้นๆ

ข. ด้นแบบของเวลาและอัตราฝนตก การสร้างหรือวิเคราะห์เอกชลภาพจากชลภาพนั้นมักจะใช้สมมติฐานว่าความสัมพันธ์ระหว่างเวลา และอัตราฝนตกมีค่าสม่ำเสมอหรือกระจายทั่วทั้งพื้นที่รับน้ำเดียวกัน ซึ่งมีผลต่อรูปร่างของชลภาพด้วย ฝนซึ่งตกในระยะเวลาสั้นๆ บนพื้นที่เล็กอาจแสดงให้เห็น

อัตราการไหลสูงสุดอย่างชัดแจ้งกว่าฝนซึ่งตกเป็นชั่วโมงบนพื้นที่รับน้ำใหญ่ๆ ในกรณีอย่างนี้ ถ้าเอกชลภาพของพื้นที่รับน้ำนั้นใช้ได้กับพายุฝนของช่วงเวลาที่สั้นกว่าเวลาวิกฤติแล้วชลภาพที่เกิดจากฝนตกช่วงเวลานานกว่าสามารถสังเคราะห์ขึ้นมาได้โดยง่าย

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

เนื่องจากเอกชลภาพได้ถูกพัฒนาขึ้นมาสำหรับเป็นต้นแบบการไหลเฉพาะเช่น การไหลเกิดขึ้นสม่ำเสมอมากทางด้านเหนือหรือทางใต้แต่จริงๆแล้วไม่เป็นอย่างนั้นทั้งหมด ทั้งนี้เป็นเพราะมาจากการจำแนกของแต่ละคนที่จะกำหนดขึ้นมา วิธีที่ดีก็คือการประยุกต์วิธีของเอกชลภาพกับพื้นที่รับน้ำที่มีขนาดเล็กพอสมควรที่เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงการไหลตามพื้นที่แล้ว จะไม่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงรูปร่างชลภาพมากนัก ขนาดของพื้นที่ถูกกำหนดโดยเปอร์เซ็นต์ความผิดพลาดและลักษณะพื้นที่บริเวณนั้น ปกติแล้วพื้นที่ไม่ควรเกิน 500 ตารางกิโลเมตรแต่อาจใหญ่กว่านี้ได้ถ้าเปอร์เซ็นต์ความผิดพลาดยอมให้มากขึ้นได้ ที่กล่าวไปแล้วไม่สามารถนำมาประยุกต์กับการแปรผันของฝน ซึ่งขึ้นอยู่กับความสูงต่ำของภูมิประเทศ

ง. ปริมาณการไหลออก สมมุติฐานอีกอันหนึ่งก็คือ อัตราการไหลเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณการไหล สำหรับพายุฝนทุกลูกของช่วงเวลาที่กำหนดให้และช่วงเวลาการไหลของทุกชลภาพจะมีค่าเท่ากัน ความสัมพันธ์ดังกล่าวสมมุติให้เป็นความสัมพันธ์เส้นตรง สมมติฐานดังกล่าวนี้ปรากฏแน่ชัดว่าใช้ได้ไม่สมบรูณ์นัก เพราะว่าจากลักษณะและช่วงเวลาของชลภาพส่วนลดจะต้องเป็นส่วนหนึ่งหรือขึ้นอยู่กับอัตราการไหลสูงสุด นอกจากนี้เอกชลภาพสำหรับพายุฝนที่มีช่วงเวลาเท่ากันแต่ต่างขนาดมักจะไม่เหมือนกัน อัตราการไหลสูงสุดของเอกชลภาพที่มาจากฝนขนาดเล็กกว่าจะมีอัตราการไหลสูงสุดต่ำกว่าเอกชลภาพที่มาจากฝนใหญ่กว่า ซึ่งก็อาจจะเป็นเพราะว่าพายุฝนที่มีขนาดเล็กกว่าให้การไหลตามผิวน้อยกว่า แต่มีการไหลเสริมและน้ำใต้ดินมากกว่าหรืออาจจะเป็นเพราะว่าการไหลตามลำน้ำใช้เวลานานกว่า

สำหรับปริมาณน้ำในช่วงเปลี่ยนแปลงบนพื้นที่รับน้ำหนึ่งๆ สามารถพิสูจน์ได้ว่ามีความสัมพันธ์เป็นแบบเส้นตรงดังสมมติฐานหรือไม่ได้ง่ายๆโดยการเปรียบเทียบ ชลภาพจากฝนที่มีขนาดต่างๆกัน ถ้าพบว่าความสัมพันธ์ไม่เป็นดังสมมุติอย่างเด่นชัดแล้ว การหาเอกชลภาพควรจะถูกนำมาใช้สำหรับพายุฝนที่มีขนาดเดียวกัน นั่นคือ ชุดของเอกชลภาพที่ครอบคลุมขนาดพายุฝนในแต่ละช่วงเวลาของฝน สิ่งที่ควร

ระวังก็คือ การใช้เอกชลภาพเพื่อประเมินหาหาปริมาณน้ำหลากสูงๆ(Extream event) ซึ่งอาจจะเกิดขึ้นบนพื้นที่รับน้ำ เพราะว่าไม่มีวิธีใดๆเลยที่จะได้มาซึ่งหลักฐานการทดลองเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงของอัตราการไหลสูงสุดของเอกชลภาพ

2.5.2 การสร้างเอกชลภาพ (Derivation of Unit Hydrograph) 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

การหาเอกชลภาพจากพายุฝนครั้งเดียวอาจมีข้อผิดพลาด ดังนั้นจึงควรหาเอกชลภาพเฉลี่ย จากพายุฝนครั้งครั้งอื่นๆ ที่มีช่วงเวลาเท่ากัน การเฉลี่ยจะไม่เฉลี่ยที่เวลาเดียวกันเพราะอัตราการไหลสูงสุดเฉลี่ยอาจต่ำกว่าค่าที่ไม่เฉลี่ย วิธีที่ถูกคือเฉลี่ยค่าอัตราการไหลสูงสุดและเวลาถึงจุดสูงสุด หลังจากนั้นจึงสเก็ตโดยมีค่าอัตราการไหลสูงสุด และเวลาที่เกิดตามค่าเฉลี่ยความลึกการไหลออกต้องเท่ากับหนึ่งหน่วย

ตารางที่ 2.2 การคำนวณหาเอกชลภาพ

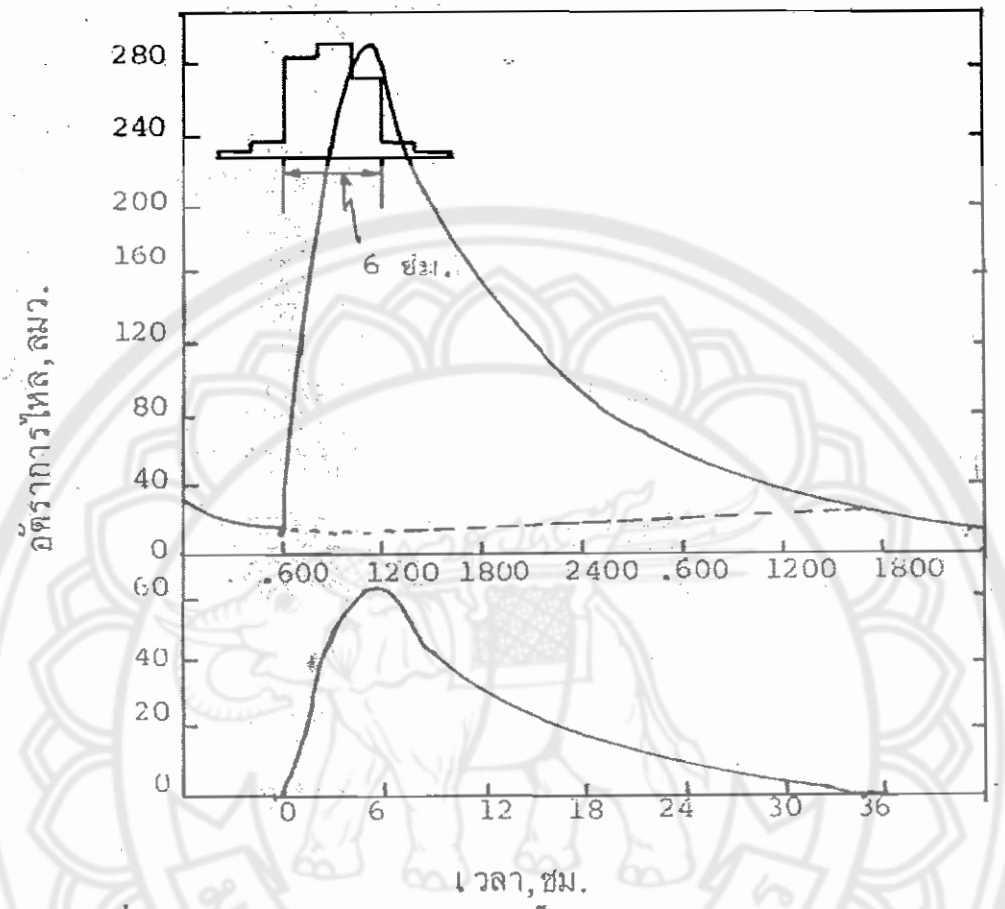
เวลา (ชม.)	Q_T ลบ.ม./วท.	Q_B ลบ.ม./วท.	Q_D ลบ.ม./วท.	Q_U ลบ.ม./วท.	ชม.
0600	14.2	14.2	0	0	0
0800	158.6	12.7	145.9	12.47	2
1000	260.5	11.3	249.2	21.30	4
1200	286.0	11.3	274.7	23.48	6
1400	220.9	12.7	208.2	17.79	8
1600	186.9	12.7	174.2	14.89	10
1800	157.2	14.2	143.0	12.22	12
2000	130.1	15.6	114.5	9.79	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
		รวม Q_D	1692.0	144.61	

หมายเหตุ : Q_T = อัตราการไหลรวม (ลบ.ม./วท.)

Q_B = อัตราการไหลพื้นฐาน (ลบ.ม./วท.)

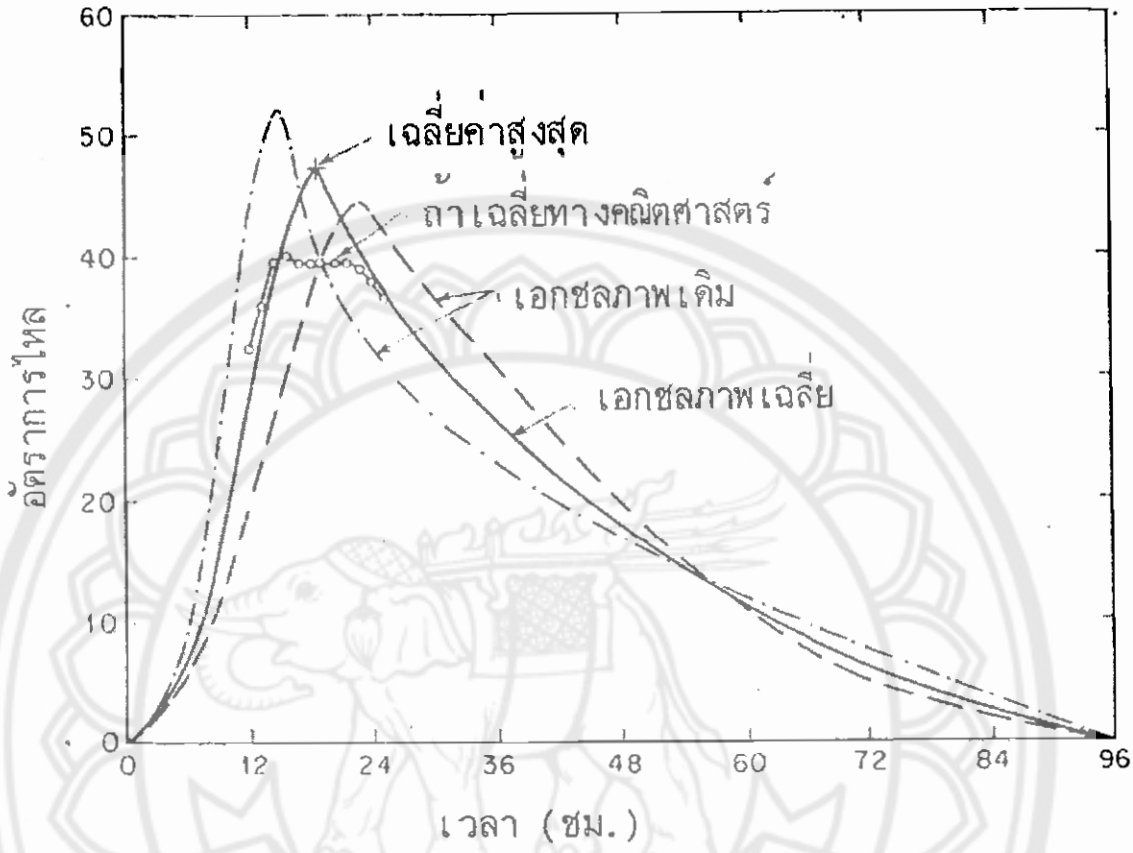
Q_D = อัตราการไหลโดยตรง (ลบ.ม./วท.)

Q_U = อัตราการไหลของฝนหนึ่งหน่วย (ลบ.ม./วท.)



รูปที่ 2.6 การสร้างเอกซลภาพจากข้อมูลน้ำท่าตามการคำนวณในตาราง 2.2

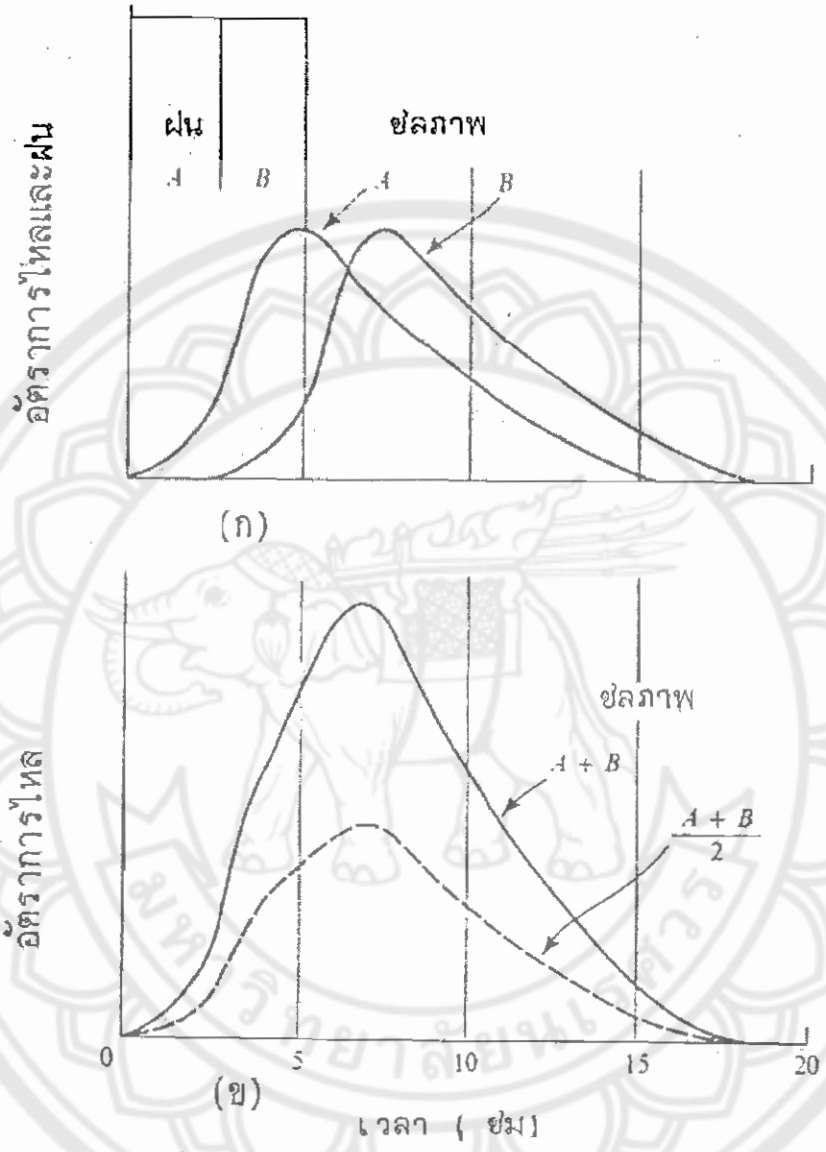
การหาเอกซลภาพจากพายุฝนครั้งเดียวอาจมีข้อผิดพลาด ดังนั้นจึงควรหาเอกซลภาพเฉลี่ยจากพายุครั้งอื่นๆที่มีช่วงเวลาเท่ากัน การเฉลี่ยจะไม่เฉลี่ยที่เวลาเดียวกันเพราะอัตราการไหลสูงเฉลี่ยอาจต่ำกว่าค่าที่ไม่เฉลี่ย วิธีที่ถูกคือเฉลี่ยอัตราการไหลสูงสุดและเวลาถึงจุดสูงสุด หลังจากนั้นจึงสเก็ตเอกซลภาพเฉลี่ยโดยมีค่าอัตราการไหลสูงสุด และเวลาที่เกิดตามค่าเฉลี่ย ความลึกน้ำหลากต้องเท่ากับหนึ่งหน่วย ดังรูปที่ 2.7



รูปที่ 2.7 การหาเอกชลภาพเฉลี่ย

2.5.3 เอกชลภาพสำหรับช่วงเวลาอื่น ถ้า t ชม. ของฝนที่ทำให้เกิดการไหลออก 1 ซม.เกิดขึ้นติดต่อกันทันทีที่สิ้นสุดฝนแรก น้ำหลากจากฝนทั้งสองครั้งมีค่าเท่ากัน ผลจะได้เป็นชลภาพที่มีความลึก 1 ซม. ของฝนที่มีช่วงเวลา 2t ชม. นั่นคือเอกชลภาพของฝน 2t ชม. อัตราการไหลสูงสุดของเอกชลภาพ 2t จะน้อยกว่า t ชม. ดังแสดงในรูปที่ 2.8

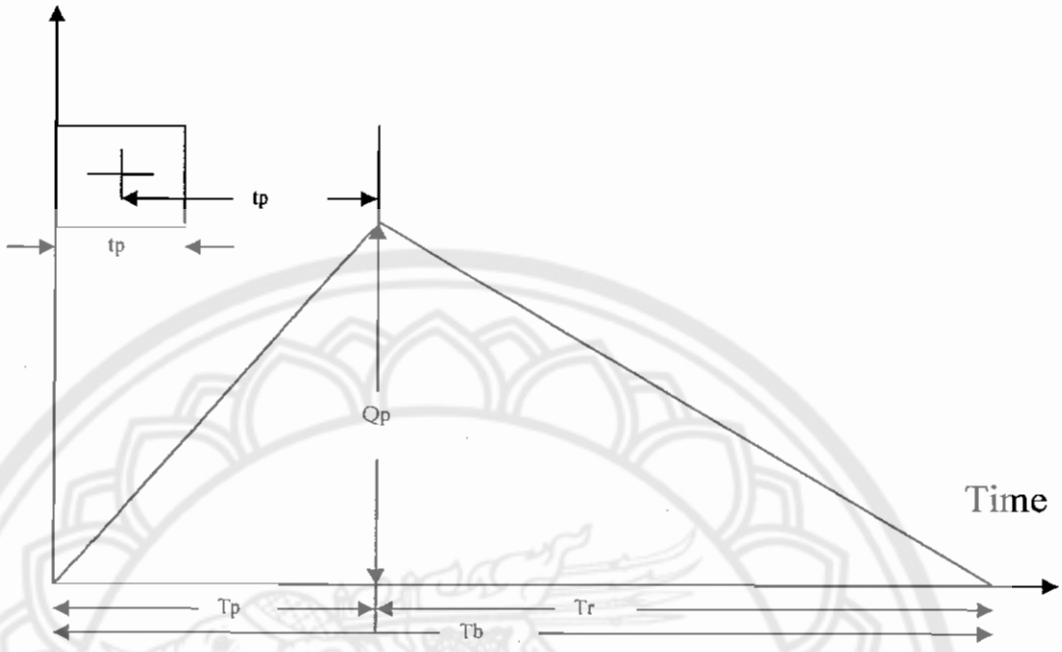
ดังนั้นจะเห็นได้ว่าเอกชลภาพของฝนที่มีช่วงเวลาตกที่นานขึ้นเป็น 2, 3, 4,..... เท่าสามารถจะหาได้ง่ายๆโดยการใช้เอกชลภาพ t ชม. มาบวกกันโดยใช้เวลาเหลื่อมกัน t ชม. ไปเรื่อยๆเมื่อรวมอัตราการไหลที่เวลาเดียวกันแล้วจึงปรับค่าอัตราการไหลเพื่อให้ได้การไหล 1 ซม.เช่นจากรูป 2.8 จะต้องปรับด้วย 2 โดยหารค่าอัตราการไหลของชลภาพรวมด้วย 2 เป็นต้นการเอกชลภาพในกรณีนี้ สามารถทำได้ทั้งแบบกราฟและแบบตาราง แต่แบบตารางจะมีข้อจำกัดกว่า



รูปที่ 2.8 ชลภาพและเอกชลภาพที่เกิดฝน t ชม. ตกติดต่อกันสองครั้ง

2.6 การสังเคราะห์เอกชลภาพ

2.6.1 โดยใช้วิธีของSCS (Soil Conservation Service) วิธีนี้ได้มาจากการวิเคราะห์เอกชลภาพของลุ่มน้ำจำนวนมาก และเหมาะสำหรับพื้นที่รับน้ำขนาดเล็ก ลักษณะและค่าพารามิเตอร์ของ เอกชลภาพ ซึ่งเป็นรูปสามเหลี่ยมเป็นไปดังแสดงในรูปและคำนวณได้ดังนี้



รูปที่ 2.9 เอกชลภาพ ที่สังเคราะห์ตามวิธีของ SCS

จากรูปร่างของ เอกชลภาพ ซึ่งเป็นรูปสามเหลี่ยมที่มีพื้นที่เท่ากับน้ำ 1 ซม. แผ่กระจายทั่วทั้งพื้นที่รับน้ำ A (ตารางกิโลเมตร) และจากผลการวิเคราะห์เอกชลภา จำนวนมาก โดย SCS ซึ่งพบว่า T_r มีค่าโดยประมาณเท่ากับ 1.67 T_p จะได้สูตรสำหรับคำนวณหา Q_p และ T_p ดังนี้

$$Q_p = 2.08A/T_p \quad \text{.... (2.5)}$$

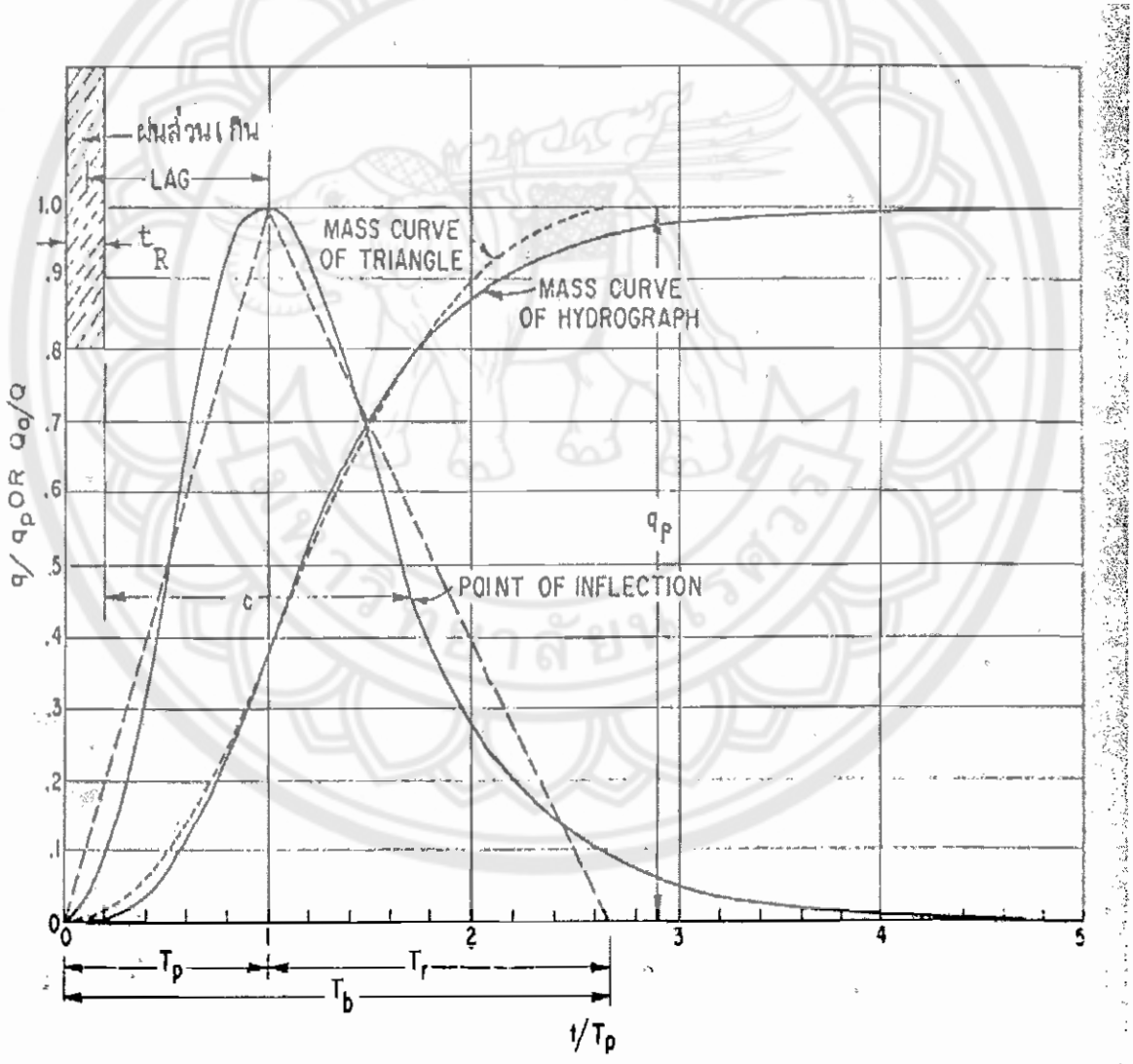
$$T_p = 0.5t_R + 0.6t_c \quad \text{.... (2.6)}$$

โดยที่ Q_p มีหน่วยเป็น m^3 / วินาที Tp มีหน่วยเป็นชั่วโมง และ t_c คือเวลาที่น้ำไหลจากจุดไกลสุดของพื้นที่รับน้ำมายังจุดไหลออกหรือที่เรียกว่า time of concentration มีหน่วยเป็นชั่วโมงและหาค่าโดยประมาณได้จากสูตร

$$t_c = 2.5L^{1.15}/7700H^{0.38} \quad \text{.... (2.7)}$$

โดยที่ L คือ ระยะจากจุดไหลออกบนลำน้ำหลักไปจนถึงจุดใกลสุดของลำน้ำมีหน่วยเป็นเมตร และ H คือผลต่างของระดับเป็นเมตร ระหว่างจุดสุดท้ายของพื้นที่ที่น้ำไหลออกกับจุดใกลสุดของลำน้ำหลัก

เอกชลภาพรูปสามเหลี่ยมเป็นวิธีที่เป็นประโยชน์สำหรับพื้นที่รับน้ำเล็ก โดยเฉพาะบนพื้นที่เกษตรกรรมสำหรับจุดประสงค์การออกแบบแล้วการเปลี่ยนจากรูปสามเหลี่ยมไปเป็นรูปที่เกิดขึ้นตามธรรมชาตินั้นยอมรับได้ วิธีการง่ายๆ และผลจากการปรับนี้ควรจะตรวจสอบกับข้อมูลสนามเท่าที่จะเป็นไปได้ หน่วยงานอนุรักษ์ดินของสหรัฐอเมริกาจะใช้ในลักษณะเอกชลภาพที่ไม่มีมิติ

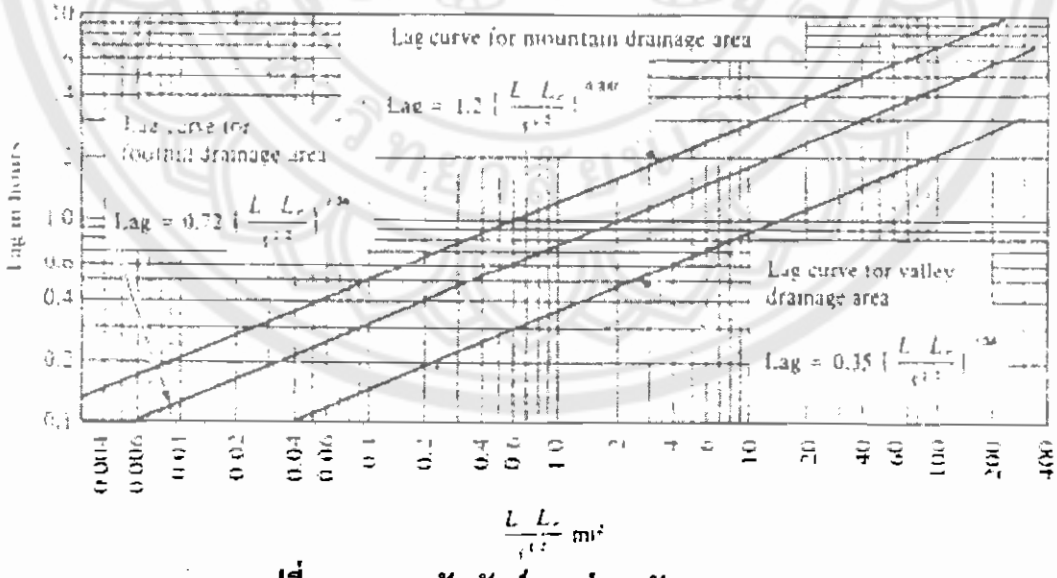


รูปที่ 2.10 เอกชลภาพปราศจากมิติตามวิธีของ SCS

ตารางที่ 2.3 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 2.11 ความสัมพันธ์ระหว่าง t กับ LLc/S0.5

2.6.2 วิธี Curve Number ของ SCS

หน่วยงาน Soil Conservation Service (SCS) ของสหรัฐอเมริกาได้พัฒนาวิธีประมาณค่าปริมาณการไหลหลากตามผิวดินออกจากพื้นที่รับน้ำ (direct runoff, DR) ที่เกิดจากฝนลูกหนึ่ง โดยอาศัยข้อมูลน้ำฝนและข้อมูลเกี่ยวกับสภาพของพื้นที่รับน้ำ ซึ่งได้แก่ ชนิดของดิน (soil type) การใช้พื้นที่ (land use)

วิธีของ SCS ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่าจำนวนมากในสหรัฐอเมริกา(1972) ผลจากการวิเคราะห์พบว่า ถ้าพล็อตปริมาณน้ำฝนสะสม (P) และปริมาณน้ำหลากตามผิวดินออกจากพื้นที่รับน้ำสะสม (DR) จะได้ความสัมพันธ์ดังแสดงในรูปที่ 5.12 ซึ่งจะเห็นว่าการไหลหลากตามผิวดินออกจากพื้นที่รับน้ำจะเริ่มเกิดขึ้นภายหลังจากที่ฝนตกไปแล้วช่วงเวลาหนึ่ง ปริมาณฝนที่สูญเสียก่อนจะเกิดการไหลหลากตามผิวดินออกจากพื้นที่รับน้ำ ถือว่าเป็นการสูญหายเริ่มแรก (initial abstraction, I_a) ดังนั้นศักยภาพสูงสุดของการเกิดน้ำไหลตรง คือ ($P - I_a$) แต่ในขณะที่เกิดน้ำไหลตามผิวดินนั้น ก็จะเกิดการสูญเสียจากการซึมลงผ่านผิวดิน (F) ส่วนที่เหลือจึงจะกลายเป็น direct runoff (DR) วิธี SCS กำหนดให้ศักยภาพของการสูญเสียสูงสุด มีค่าเท่ากับ S และมีสมมุติฐานเกี่ยวกับความสัมพันธ์ระหว่าง P และ DR ดังนี้

$$F/S = DR / (P - I_a) \quad \text{..... (2.8)}$$

และจากหลักการงบดุลของน้ำจะได้

$$P = I_a + F + DR \quad \text{..... (2.9)}$$

เมื่อรวมสมการจะได้

$$DR = (P - I_a)^2 / (P - I_a + S) \quad \text{.....(2.10)}$$

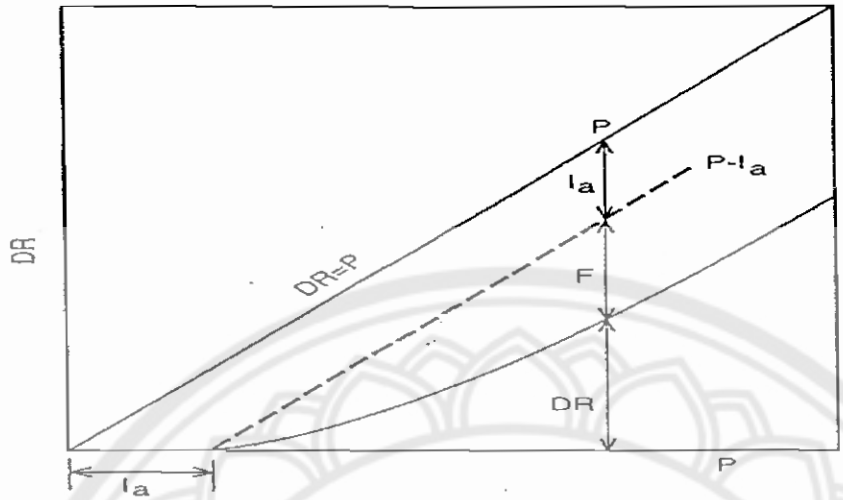
ซึ่งเป็นสมการพื้นฐานของวิธี SCS ที่ใช้คำนวณปริมาณ (ความลึก) ของการไหลหลากตามผิวดินออกจากพื้นที่รับน้ำจากปริมาณฝน

ป ธC
925
.S.75
อ๖๖๘
C.2

i. A080105 c.3

สำนักหอสมุด

22 ก.ค. 2551



รูปที่ 2.12 ความสัมพันธ์ระหว่าง P กับ DR และสมมุติฐานของวิธี SCS

จากการศึกษาข้อมูลที่ได้จากพื้นที่รับน้ำที่ทำการทดลองจำนวนมากในสหรัฐอเมริกาทำให้ได้ความสัมพันธ์โดยประมาณดังนี้

$$I_a = 0.2S \quad \ldots\ldots (2.11)$$

ทำให้สมการข้างบน กลายเป็น

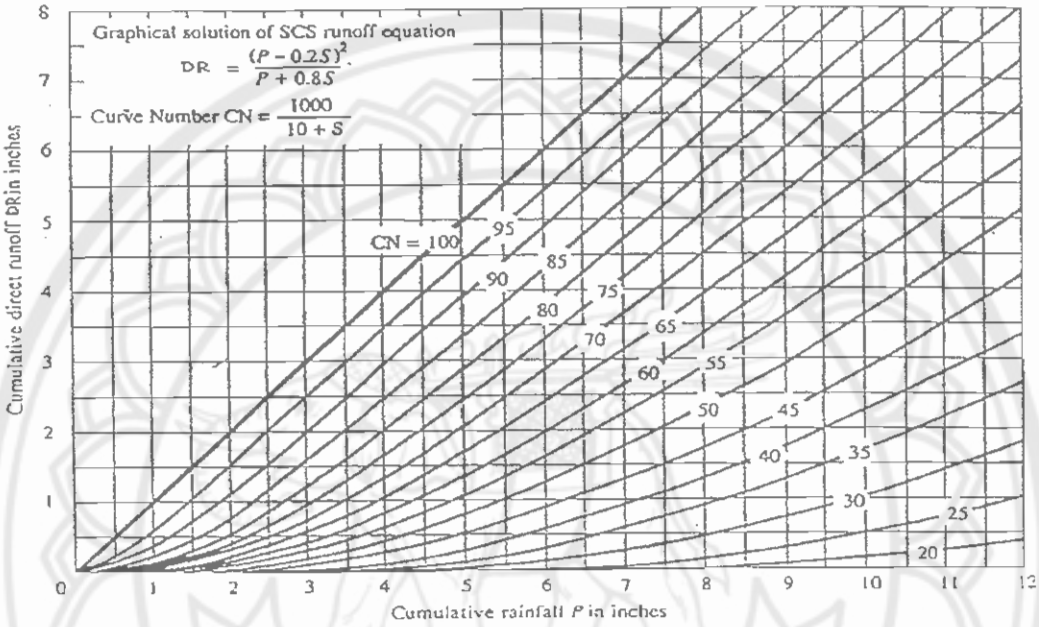
$$DR = (P - 0.2S)^2 / (P + 0.8S) \quad \ldots\ldots (2.12)$$

เมื่อนำข้อมูลปริมาณฝน P และ DR ของพื้นที่รับน้ำต่าง ๆ ในสหรัฐอเมริกามาพล๊อตหาความสัมพันธ์พบว่าเส้นแสดงความสัมพันธ์ สำหรับพื้นที่รับน้ำที่ไม่ยอมให้น้ำซึมลง (S = 0) ไปจนถึงพื้นที่รับน้ำที่การสูญเสียเนื่องจากการซึมลงสูงมาก (S มีค่าสูงมาก) เป็นไปดังแสดงในรูปที่ 5.12 เส้นความสัมพันธ์ดังกล่าวได้รับการปรับให้เป็นเส้นมาตรฐานโดยการกำหนดค่าที่ไม่มีหน่วยขึ้นเรียกว่า curve number CN ดังนี้

$$CN = 1000 / (S + 10) \quad \ldots\ldots (2.13)$$

โดยที่ S มีหน่วยเป็นนิ้ว CN = 100 สำหรับพื้นที่รับน้ำที่ไม่ยอมให้น้ำซึมลง CN = 0 สำหรับพื้นที่รับน้ำที่มีการสูญหายเนื่องจากการซึมลงสูงมากและสำหรับพื้นที่รับน้ำโดยทั่วไป CN มีค่าอยู่ระหว่าง 0 ถึง 100

เส้นความสัมพันธ์ในรูปที่ 5.12 สำหรับค่า CN ต่าง ๆ นั้น เป็นค่า CN ของพื้นที่รับน้ำที่มีสภาพความชื้นก่อนหน้า (antecedent moisture conditions, AMC) อยู่ในระดับปานกลาง (AMC II) แต่สำหรับสภาพความชื้นที่แห้งกว่าปกติ (AMC I) หรือ สภาพความชื้นที่เปียกกว่าปกติ (AMC III) นั้นค่า CN สำหรับสภาพความชื้นดังกล่าวสามารถคำนวณได้ดังนี้



รูปที่ 2.13 เส้นแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง P และ DR ตามวิธีของ SCS (Soil Conservation Service, 1972, Figure 10.1)

$$CN = 4.2CN(II) / (10 - 0.058CN(II)) \quad \text{..... (2.14)}$$

$$CN = 23CN(II) / (10 + 0.13CN(II)) \quad \text{..... (2.15)}$$

SCS ได้กำหนดค่า S หรือ CN ให้ขึ้นอยู่กับลักษณะการใช้พื้นที่ (land use) และประเภทของดิน (soil type) ของพื้นที่รับน้ำ

ตารางที่ 2.4 การแบ่งกลุ่มดินของพื้นที่รับน้ำตามวิธีของ SCS

กลุ่มดิน	ลักษณะของดินและชั้นดิน
A	ชั้นดินหนาและมีความซึมผ่านได้สูง เช่น ทราย ดินตะกอนปนกรวด ดินอินทรีย์
B	ชั้นดินบางและมีความซึมผ่านได้ปานกลาง เช่น ดินร่วนปนทราย ดินอินทรีย์
C	ดินที่มีความซึมผ่านได้ต่ำ เช่น ดินร่วนปนดินเหนียว ดินที่มีสารอินทรีย์ต่ำ
D	ดินที่มีความซึมผ่านได้ต่ำมาก เช่น ดินเหนียว ดินเหนียวที่พองตัวมาก

ตารางที่ 2.5 ค่า CN สำหรับพื้นที่รับน้ำที่มีลักษณะการใช้พื้นที่และดินประเภทต่าง ๆ ตามการแบ่งของ SCS (Chow, Maidment, Mays, 1988, Table 5.5.2)

Land Use Description		Hydrologic Soil Group			
		A	B	C	D
Cultivated land1: without conservation treatment		72	81	88	91
with conservation treatment		62	71	78	81
Pasture or range land: poor condition		68	79	86	89
good condition		39	61	74	80
Meadow: good condition		30	58	71	78
Wood or forest land: thin stand, poor cover, no mulch		45	66	77	83
good cover2		25	55	70	77
Open Spaces, lawns, parks, golf courses, cemeteries, etc.					
good condition: grass cover on 75% or more of the area		39	61	74	80
fair condition: grass cover on 50% to 75% of the area		49	69	79	84
Commercial and business areas (85% impervious)		89	92	94	95
Industrial districts (72% impervious)		81	88	91	93
Residential3:					
Average lot size	Average % impervious4				
1/8 acre or less	65	77	85	90	92
1/4 acre	38	61	75	83	87
1/3 acre	30	57	72	81	86
1/2 acre	25	54	70	80	85
1 acre	20	51	68	79	84
Paved parking lots, roofs, driveways, etc.5		98	98	98	98
Streets and roads:					
paved with curbs and storm sewers5		98	98	98	98
gravel		76	85	89	91
dirt		72	82	87	89

1For a more detailed description of agricultural land use curve numbers, refer to Soil Conservation Service, 1972, Chap. 9

2Good cover is protected from grazing and litter and brush cover soil.

3Curve numbers are computed assuming the runoff from the house and driveway is directed towards the street with a minimum of roof water directed to lawns where additional infiltration could occur.

4The remaining pervious areas (lawn) are considered to be in good pasture condition for these curve numbers.

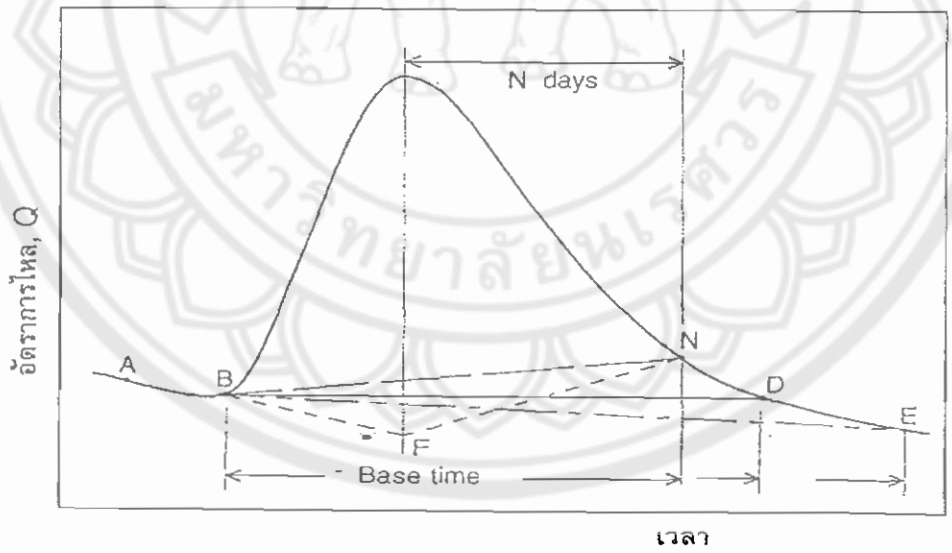
5In some warmer climates of the country a curve number of 95 may be used.

ค่า CN ของพื้นที่รับน้ำที่มีลักษณะการใช้พื้นที่และประเภทของดินแบบต่าง ๆ หาได้จากตารางที่ 5.8 สำหรับพื้นที่รับน้ำที่ประกอบด้วยลักษณะการใช้พื้นที่และดินประเภทต่าง ๆ ค่า CN ที่ใช้ควรเป็นค่าเฉลี่ยที่คำนวณตามสัดส่วนของพื้นที่

2.7 หาเอกชลภาพของพื้นที่รับน้ำ

การสร้างเอกชลภาพเพื่อใช้สำหรับพื้นที่รับน้ำอันหนึ่งทำได้โดยการเลือกชุดของข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่วมที่เกิดจากฝนลูกโดดๆ ที่เห็นได้ชัด ข้อมูลน้ำฝนที่คัดเลือกควรจะมีระยะเวลาของการตกมากกว่าระยะเวลาของฝนส่วนเกินเล็กน้อยเพื่อให้ได้เอกชลภาพที่มีระยะเวลาที่ต้องการ การเลือกชุดข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่าควรเลือกไว้มากที่สุดที่จะหาได้เพื่อให้ได้เอกชลภาพเฉลี่ยที่เป็นตัวแทนของพื้นที่รับน้ำได้อย่างถูกต้อง ขั้นตอนของการสร้างเอกชลภาพจากข้อมูลแต่ละชุดมีดังนี้

1. ทำการวิเคราะห์ชลภาพน้ำท่าโดยการแยกการไหลออกพื้นฐาน(base flow) ออกจากการไหลออกโดยตรง(direct runoff) ตามวิธีการดังนี้การแยกการไหลออกพื้นฐานออกจากการไหลโดยตรง มีความจำเป็นอย่างยิ่งในการวิเคราะห์ชลภาพ โดยเฉพาะอย่างยิ่งเพื่อการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างฝนที่ตกลงบนลุ่มน้ำและน้ำหลากบนผิวดินซึ่งเป็นผลผลิตรวมของกระบวนการทางอุทกวิทยาที่เกิดขึ้นในการเปลี่ยนฝนเป็นน้ำท่า การไหลออกพื้นฐานออกจากการไหลออกโดยตรงเป็นสิ่งที่ทำได้ยาก หากจะทำให้ถูกต้องแท้จริงเนื่องจากในสภาพจริงแล้วน้ำท่าทั้งสองส่วนนี้ไหลผสมผสานกันและยากต่อการแยกความหมายออกจากกัน อย่างไรก็ตามการแยกการไหลออกพื้นฐาน จากชลภาพน้ำท่าสามารถทำได้โดยวิธีการต่างๆ ตามที่แสดงในรูปที่ 2.14 ดังนี้



รูปที่ 2.14 วิธีแยกการไหลออกพื้นฐานจากชลภาพน้ำท่า

วิธีที่ 1 สมมุติว่าการไหลออกพื้นฐานมีค่าคงที่โดยการลากเส้นแนวนอนจากจุด B ไปตัดเส้นเซลภาพที่จุด D (BD) วิธีนี้เหมาะสำหรับลำน้ำในเขตแห้งแล้งมีน้ำไหลในลำน้ำเป็นบางเวลาในช่วงที่มี

ฝนตกเท่านั้น ฝนที่ตกลงมาส่วนใหญ่จะกลายเป็นการไหลหลากบนผิวดินลงลำน้ำ วิธีนี้จะไม่เหมาะสม ถ้าหากทำให้ได้ช่วงเวลาที่เกิดการไหลหลากโดยตรง (Base time) นานเกินไป

วิธีที่ 2 คล้ายกับวิธีที่ 1 โดยการลากเส้นตรงจากจุด B ไปตัดส่วนของเส้นชลภาพน้ำท่าตรงช่วงที่เริ่มเข้าสู่แนวนอน (BE) วิธีนี้ใช้ได้ดีและมีข้อจำกัดเช่นเดียวกับวิธีที่ 1

วิธีที่ 3 เป็นวิธีที่กำหนดช่วงเวลาที่เกิดการไหลหลากโดยตรงของการไหลออกโดยตรง โดยให้หยุดที่เวลา N วันหลังจากจุดสูงสุดของชลภาพ การแยกทำได้โดยลากเส้นตรงจากจุด B ให้มีความลาดเอียงดามเส้นการไหลออกพื้นฐาน ก่อนที่เกิดการไหลหลากไปตัดกับเส้นเวลาที่การไหลสูงสุด (BF) จากนั้นลากเส้นตรงจากจุด F ไปยังจุด N บนเส้นชลภาพที่เวลา N วัน หลังจากการไหลสูงสุด (FN) วิธีนี้เหมาะสำหรับลำน้ำในเขตร้อนชื้น ซึ่งมีการไหลของน้ำท่าตลอดปีและฝนส่วนที่ตกลงบนลุ่มน้ำจะซึมลงอัดเสริมน้ำใต้ดินทำให้ปริมาณที่ไหลออกเป็นการไหลออกพื้นฐานมีมากขึ้น ค่าทั่วไปของ N สำหรับลำน้ำขนาดต่างๆ แสดงไว้ในตาราง 5.1 หรือสามารถคำนวณได้ดังนี้ (Linler, Kohler, Paulhus, 1975)

$$N = 0.8A^{0.2}$$

โดยที่ A คือ ขนาดของพื้นที่รับน้ำมีหน่วยเป็นตารางกิโลเมตร

2. คำนวณหาปริมาตรของการไหลออกโดยตรง ซึ่งได้แก่พื้นที่ที่อยู่ระหว่างเส้น Hydrograph และเส้นแยกการไหลออกพื้นฐานโดยอาจจะวัดหาพื้นที่หรือคำนวณจากตารางการไหลออกโดยตรงที่เวลาต่างๆ ซึ่งเป็นวิธีการประมาณค่าพื้นที่ภายใต้เส้นโค้งโดยสี่เหลี่ยมคางหมูหลายๆ อัน

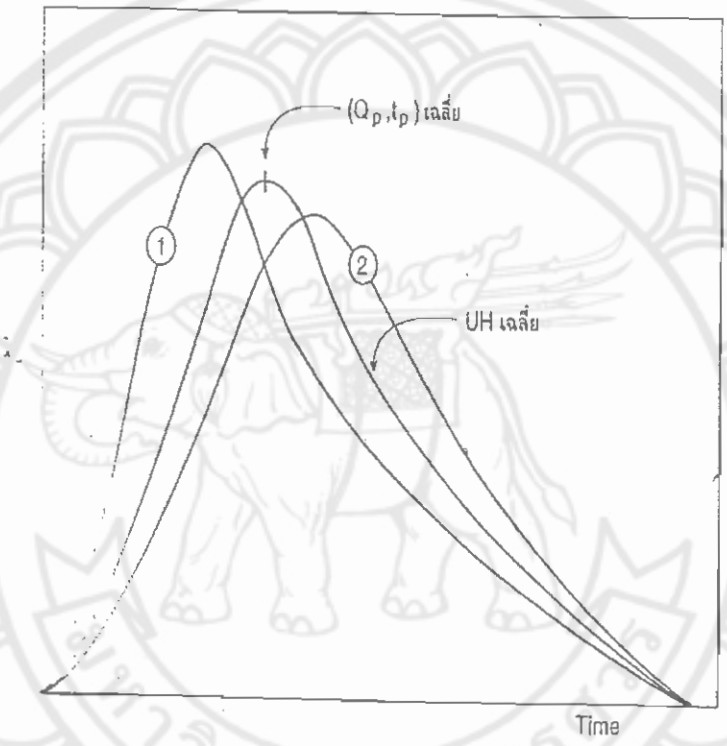
3. เมื่อได้ค่าการไหลออกโดยตรงเป็นหน่วยความลึกของน้ำที่แผ่กระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่รับน้ำแล้ว ขั้นตอนต่อไปคือการหาระยะเวลาการตกของฝนส่วนเกิน (Duration) ซึ่งเป็นส่วนของฝนที่ทำให้เกิดเป็นการไหลออกโดยตรง ถ้าฝนส่วนเกินที่คำนวณได้ภายหลังจากการสมมุติและปรับค่าการสูญหายคงที่แล้วมีค่าเท่ากับปริมาณการไหลออกโดยตรง แสดงว่าทุกอย่างถูกต้องตามหลักการไม่สูญหายของสะสารและระยะเวลาการตกของฝนส่วนเกินดังกล่าวจะเป็นระยะเวลาของเอกชลภาพที่ได้

4. หาค่าอัตราการไหลของการไหลออกโดยตรงที่เวลาต่างๆ ด้วยค่าปริมาณฝนส่วนเกินจะได้เป็นเอกชลภาพ ซึ่งสามารถนำเสนอในรูปของกราฟหรือตารางแสดงค่าอัตราการไหลของ unit hydrograph (Q_u) ที่เวลาต่างๆ

5. หากระยะเวลาของฝนส่วนเกินไม่ตรงกับที่ต้องการ เช่น ต้องการเอกชลภาพที่มีระยะเวลาการตกของฝนส่วนเกิน 6 ชั่วโมง แต่ได้ระยะเวลาการตกของฝนเป็น 4 ชั่วโมง แสดงว่าข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่าที่ใช้ไม่สามารถให้ ระยะเวลา 6 ชั่วโมงได้ ฉะนั้นจึงต้องเลือกข้อมูลชุดใหม่แล้วดำเนินการตามขั้นตอนที่กล่าวมาแล้ว

2.8 การหาเอกชลภาพเฉลี่ย

ในกรณีที่มีเอกชลภาพระยะเวลาเดียวกันหลายอัน การหาเอกชลภาพเฉลี่ยสำหรับพื้นที่รับน้ำทำได้โดยการเฉลี่ยค่าอัตราการไหลสูงสุด (Q_p) และค่าเวลาจากจุดเริ่มต้นไปยังจุดที่เกิดอัตราการไหลสูงสุด (t_p) แล้ววาดรูปเอกชลภาพเฉลี่ยผ่านจุด (Q_p, t_p) ให้มีรูปทรงคล้ายเอกชลภาพอื่นๆ และให้มีปริมาตรใต้เส้นเท่ากับน้ำหนัก 1 หน่วย (เซนติเมตร หรือนิ้ว) แผ่กระจายทั่วพื้นที่รับน้ำ ดังแสดงในรูปที่ 3.4.1



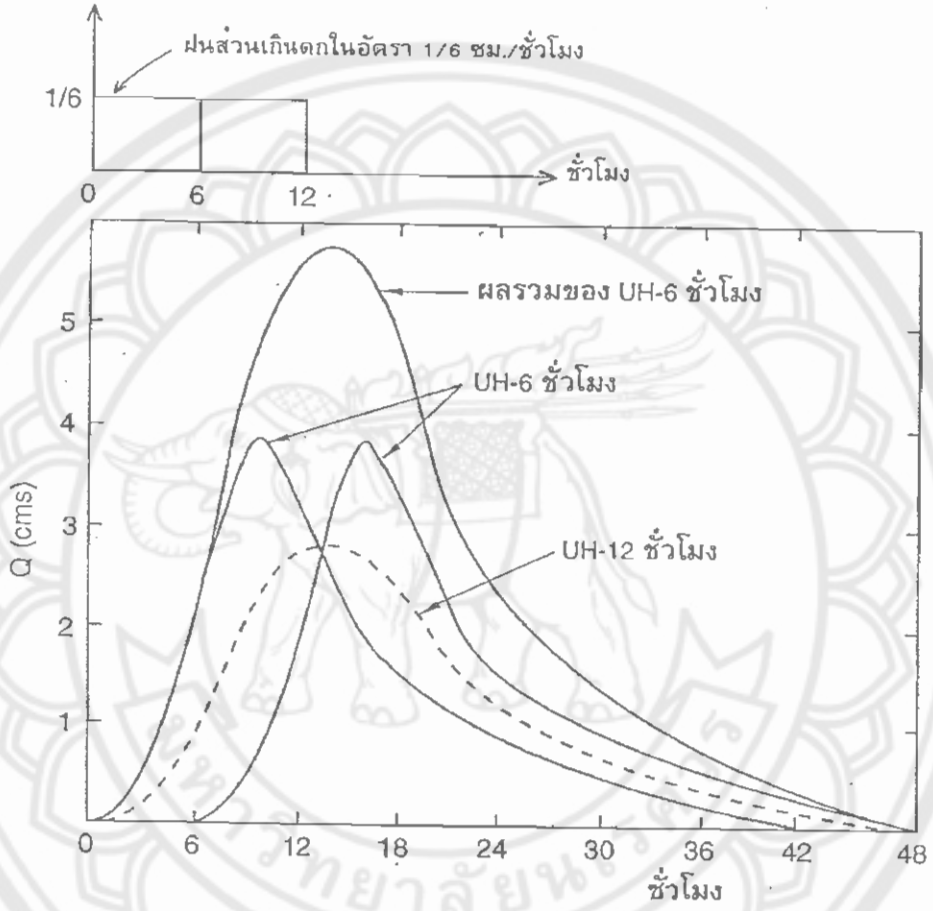
รูปที่ 2.15 การหาเอกชลภาพเฉลี่ย

2.9 การเปลี่ยนระยะเวลาของเอกชลภาพ

ในบางครั้งระยะเวลาของเอกชลภาพที่สร้างขึ้นจากข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่าแตกต่างจากที่ต้องการหรือไม่เหมาะสมกับการใช้ประโยชน์ในบางกรณีเราสามารถเปลี่ยนระยะเวลาของเอกชลภาพให้ยาวขึ้นหรือให้สั้นลงโดยวิธีการง่ายๆ ดังนี้

การเปลี่ยนเอกชลภาพที่มีระยะเวลา t เป็นเอกชลภาพระยะเวลา 2t สามารถทำได้โดยอาศัยหลักการ superposition ดังแสดงเป็นตัวอย่างในรูปที่ 2.16 ซึ่งจะเห็นว่า UH-6 ชั่วโมงอันแรกเกิดจากฝนส่วนเกิน 1 ซม. ในช่วงเวลา 6ชั่วโมงแรก และ UH-6 ชั่วโมงอันที่สองเกิดจากฝนส่วนเกิน 1 ซม. ในช่วง 6 ชั่วโมงถัดเมื่อ เมื่อรวมเอกชลภาพทั้งสองเข้าด้วยกันก็จะกลายเป็น hydrograph ที่เกิดจากฝน 2 ซม. ในระยะเวลา 12 ชั่วโมง ซึ่งเมื่อหารด้วย 2 ก็จะกลายเป็นเอกชลภาพ ระยะเวลา 12 ชั่วโมง แสดงรายละเอียด

การเปลี่ยนระยะเวลาของ เอกชลภาพดังที่กล่าวมาในรูปของการคำนวณเป็นตาราง ซึ่งสามารถตรวจสอบความถูกต้องโดยการคำนวณหาปริมาณ การไหลออกโดยตรง ซึ่งหาได้จากพื้นที่ใต้กราฟของเอกชลภาพ และจะต้องเท่ากับความลึกของน้ำ 1 ซม. ดังนี้



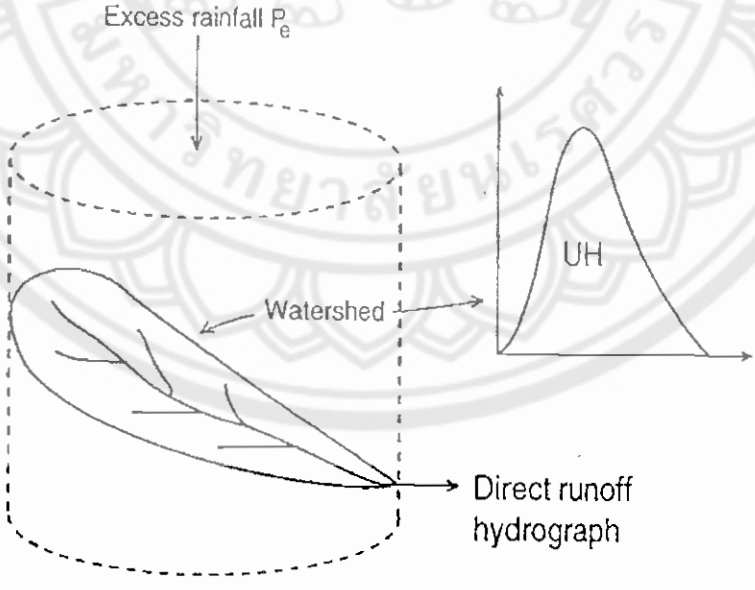
รูปที่ 2.16 การหาเอกชลภาพระยะเวลา 2t จากเอกชลภาพระยะเวลา t

2.10 เอกชลภาพ (Unit Hydrograph)

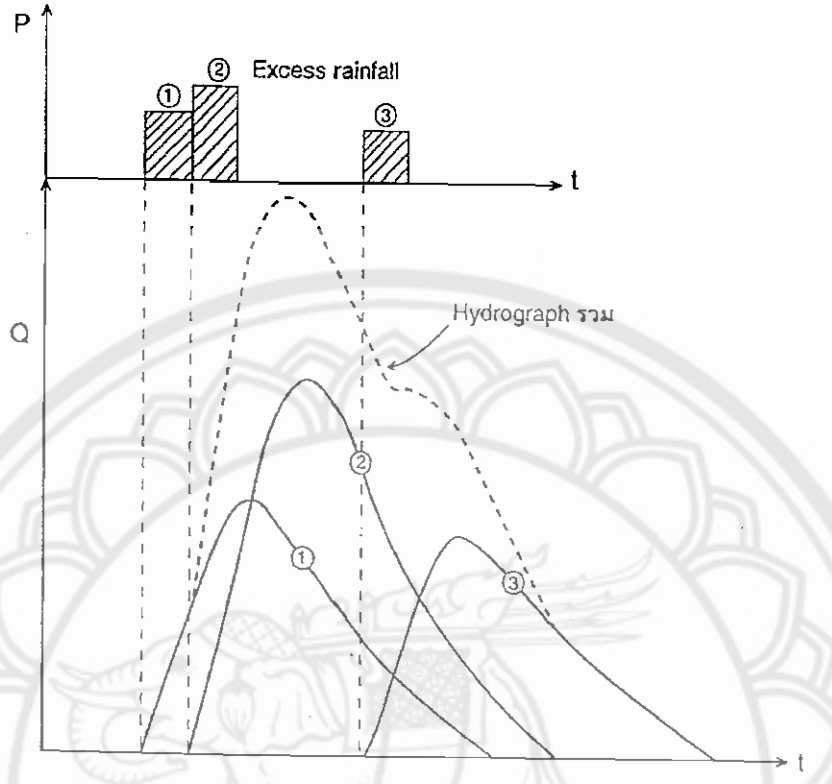
ในปี 1932 Sherman ได้เสนอวิธีการหาชลภาพของการไหลหลากบนผิวดินออกจากพื้นที่รับน้ำ (direct runoff hydrograph) ที่เกิดจากฝนส่วนเกิน (excess rainfall หรือ effective rainfall) หนึ่งหน่วยซึ่งอาจจะเป็น 1 เซนติเมตร หรือ 1 นิ้ว ที่ตกอย่างสม่ำเสมอลงบนพื้นที่รับน้ำเป็นระยะเวลาหนึ่ง หลังจากนั้นวิธีการของ Sherman ก็เป็นที่นิยมใช้กันอย่างกว้างขวางและเรียกเก็บโดยทั่วไปว่าวิธี เอกชลภาพ (Unit hydrograph)

เอกชลภาพเป็นเสมือนคุณสมบัติรวมทางอุทกวิทยาของพื้นที่รับน้ำในการสนองตอบต่อฝนที่ตกลงบนพื้นที่รับน้ำเป็นระยะเวลาหนึ่ง (Duration) โดยการเปลี่ยนปริมาณฝนส่วนที่เหลือจากการสูญหายให้กลายเป็นการไหลหลากตามผิวดินออกจากพื้นที่รับน้ำดังแสดงในรูปที่ 2.19 ระยะเวลาของเอกชลภาพซึ่งก็คือระยะเวลาของฝนส่วนเกินอาจจะเป็น นาที ชั่วโมง หรือวันทั้งนี้ขึ้นอยู่กับขนาดของพื้นที่รับน้ำ ชลภาพที่เกิดจากฝนหนึ่งหน่วย (UH) ซึ่งเป็นคุณสมบัติทางอุทกวิทยาของพื้นที่รับน้ำดังกล่าวที่ สามารถนำเสนอให้อยู่ในรูปกราฟหรือตารางค่าอัตราการไหลของเอกชลภาพที่เวลาต่างๆ หลักการและสมมุติฐานที่ใช้ในวิธีการเอกชลภาพ (Unit hydrograph) ดังนี้

1. ฝนส่วนเกินมีอัตราการตกคงที่ และตกสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่รับน้ำ
2. ช่วงเวลาของการเกิดน้ำไหลออกโดยตรงที่เกิดจากฝนส่วนเกินระยะเวลาหนึ่งจะมีค่าคงที่ ถึงแม้ว่าการไหลออกโดยตรงจะมีปริมาณแตกต่างกันตามสัดส่วนของอัตราการตกของฝนส่วนเกิน
3. ลักษณะของ hydrograph ที่เกิดจากฝนส่วนเกินระยะเวลาต่างๆ สะท้อนให้เห็นถึงคุณสมบัติของพื้นที่รับน้ำในส่วนที่ไม่เปลี่ยนแปลงในระยะสั้น
4. Hydrograph รวมที่เกิดจากฝนส่วนเกินที่มีระยะเวลาเท่ากันหลายลูก หาได้จากผลรวมของ hydrograph ย่อยที่เกิดจากฝนแต่ละลูก ดังแสดงในรูปที่ 2.20



รูปที่ 2.17 ความหมายของเอกชลภาพ (UH)

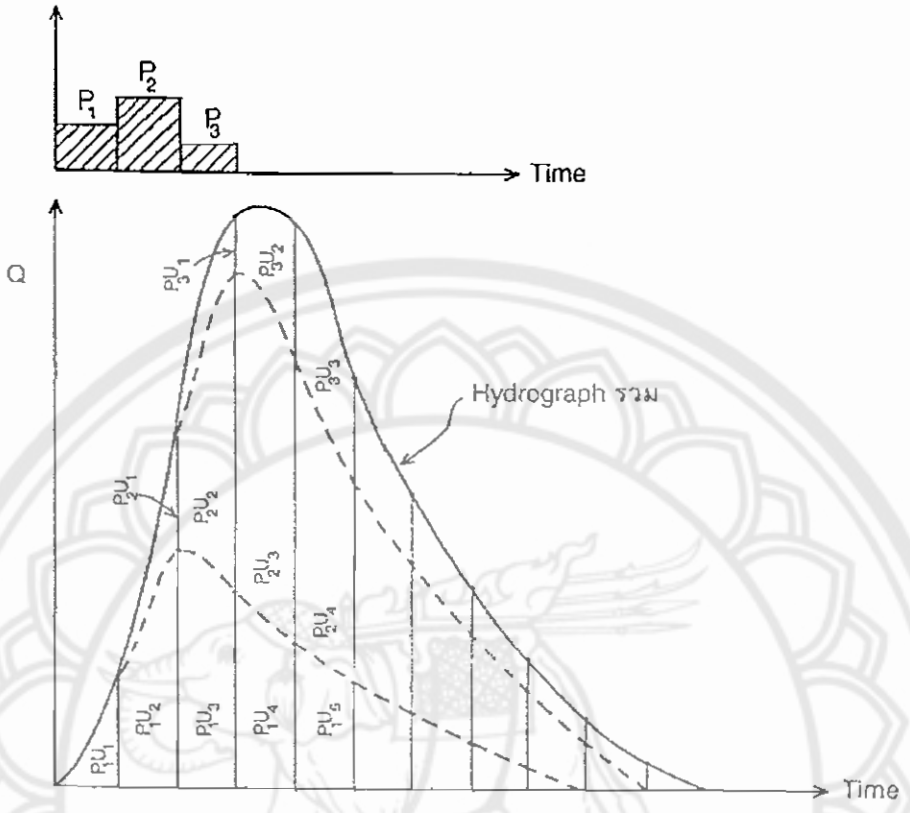


รูปที่ 2.18 หลักการ Superposition ที่ใช้ในวิธีเอกชลภาพ

2.11 การประยุกต์ใช้เอกชลภาพหลายลูก (Unit Hydrographs)

ประโยชน์ใช้สอยของเอกชลภาพคือการหาชลภาพของน้ำหลากตามผิวดิน (Direct runoff hydrograph) จากข้อมูลน้ำฝน ซึ่งเมื่อบวกกับน้ำไหลพื้นฐาน (base flow) เข้าไปก็จะได้เป็นชลภาพน้ำท่า (stream flow hydrograph) ประโยชน์ที่สำคัญอีกอย่างหนึ่ง คือ การใช้เอกชลภาพ (unit hydrograph) ในการหาชลภาพของน้ำท่วมนอง (flood hydrograph) จากฝนสูงสุดในช่วงเวลาการตกต่างๆ

การหาน้ำไหลออกโดยตรงจากข้อมูลน้ำฝนโดยใช้เอกชลภาพ ทำได้โดยเริ่มจากการแบ่งฝนออกเป็นช่วงของระยะเวลาให้เท่ากับระยะเวลาของเอกชลภาพ(unit hydrograph)แล้วทำเป็นชลภาพ (hydrograph) ของฝนส่วนเกิน โดยการหักลบด้วยการสูญหายต่างๆ ตามวิธีที่กล่าวมาแล้ว จากนั้นจึงคูณค่าอัตราการไหลของเอกชลภาพ (U1, U2, U3, ...) ด้วยปริมาณฝนแต่ละช่วงเวลามาวางเหลื่อมเวลากันตามระยะเวลาของฝนส่วนเกิน แล้วรวมชลภาพย่อยเข้าด้วยกันโดยการบวกจะทำให้ได้ชลภาพ (hydrograph) รวมดังแสดงในรูปที่ 2.21



รูปที่ 2.19 การหาชลภาพของน้ำไหลตรงจากฝนส่วนเกินหลายลูก

วิธีการบวกชลภาพย่อยที่เกิดจากฝนส่วนเกินหลายลูกเข้าด้วยกันเป็น hydrograph รวมทั้งแสดงในรูปที่ 5.21 สามารถเขียนเป็นรูปสมการได้ดังนี้

$$
\begin{aligned}
P_1U_1 &= Q_1 \\
P_1U_2 + P_2U_1 &= Q_2 \\
P_1U_3 + P_2U_2 + P_3U_1 &= Q_3 \\
P_1U_3 + P_2U_3 + P_3U_2 &= Q_4 \\
P_1U_4 + P_2U_4 + P_3U_3 &= Q_5 \qquad \text{..... (2.16)} \\
P_1U_5 + P_2U_5 + P_3U_4 &= Q_6 \\
P_1U_6 + P_2U_6 + P_3U_5 &= Q_7 \\
P_1U_7 + P_2U_7 + P_3U_6 &= Q_8 \\
P_2U_8 + P_3U_7 &= Q_9 \\
P_3U_8 &= Q_{10}
\end{aligned}
$$

เมื่อ P คือปริมาณน้ำฝน U คืออัตราการไหล Q คือเอกชลภาพ

ซึ่งจะเห็นได้ว่าสามารถทำเป็นตารางการคำนวณได้โดยไม่จำเป็นต้องพล็อตกราฟ ผลที่ได้ซึ่งเป็นค่า Q ที่เวลาต่างๆ ก็คือ เอกชลภาพไหลตรง

2.12 การหา เอกชลภาพจากข้อมูลฝนหลายลูก

ในบางสภาพที่ไม่มีข้อมูลฝนและน้ำที่มีลักษณะเป็นชุดโดดๆ และจำเป็นต้องใช้ข้อมูลฝนซึ่งตกไม่สม่ำเสมอและข้อมูลน้ำท่าที่มีชลภาพแบบขึ้นๆ ลงๆ ตามความไม่แน่นอนของฝน วิธีง่ายที่สุดในการสร้างเอกชลภาพสำหรับสภาพข้อมูลดังกล่าวคือ วิธีการสมมุติแล้วปรับปรุง โดยในขั้นแรกเป็นการสมมุติเอกชลภาพที่คิดว่าดีที่สุด แล้วลองใช้กับข้อมูลน้ำฝนที่มีอยู่เพื่อสร้างชลภาพขึ้นมาเปรียบเทียบกับชลภาพจริงได้จากการวัด จากนั้นก็ดัดแปลงปรับปรุงเอกชลภาพเพื่อให้สามารถทำนายชลภาพได้ใกล้เคียงที่วัดได้มากที่สุด

วิธีที่นิยมใช้กันมากสำหรับหาเอกชลภาพ จากฝนหลายลูกคือ วิธีแก้สมการ (2.19) แบบย้อนกลับ กล่าวคือ ในกรณีของการหา unit hydrograph นั้น ตัวที่ไม่รู้ค่าคือ U และตัว ที่รู้ค่าคือ P และ Q ซึ่งจะเห็นได้ว่าสมการ (2.19) สามารถแก้หาค่า U ได้โดยการแทนค่าที่รู้ตามลำดับเพื่อหาค่าที่ไม่รู้ในสมการถัดไป ซึ่งเรียกว่า successive substitution method