

เอกสารคำสอน

# วศยธ 323 อุทกวิทยา (Hydrology)

ภาควิชาวิศวกรรมโยธาและสิ่งแวดล้อม คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยมหิดล

ผศ. ดร. อาริยา ฤทธิมา



เอกสารคำสอนวิชา วศยธ 323 อุทกวิทยา  
(EGCE 323 Hydrology)

---

---

ผศ.ดร.อารีญา ฤทธิมา  
ภาควิชาวิศวกรรมโยธาและสิ่งแวดล้อม  
คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยมหิดล  
กรกฎาคม 2561

## คำนำ (Preface)

---

เอกสารคำสอนฉบับนี้จัดทำขึ้นเพื่อใช้เป็นสื่อการเรียนการสอนในรายวิชา วิศวกรรมศาสตร์ 323 อุทกวิทยา (EGCE 323 Hydrology) ภาควิชาวิศวกรรมโยธาและสิ่งแวดล้อม คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยมหิดล โดยมีวัตถุประสงค์เพื่อให้ นักศึกษามีความเข้าใจในระบบอุทกวิทยาซึ่งครอบคลุมถึงระบบน้ำบรรยากาศ ระบบน้ำผิวดิน และระบบน้ำใต้ดิน รวมถึงเทคนิคการวิเคราะห์ข้อมูลทางอุทกวิทยาที่สำคัญสำหรับนำข้อมูลไปใช้ประกอบการวางแผนและออกแบบโครงสร้างทางวิศวกรรมแหล่งน้ำและการบริหารจัดการที่เหมาะสม

ผศ.ดร.อารีญา ฤทธิมา

กรกฎาคม 2561

สารบัญ  
(Content)

	หน้า
คำนำ	ii
สารบัญ	iii
บทที่ 1 ระบบอุทกวิทยา (The Hydrologic System)	1-1
บทที่ 2 ปรากฏการณ์ทางอุทกวิทยา (Hydrologic Phenomenon)	2-1
บทที่ 3 น้ำในบรรยากาศ (Atmospheric Water)	3-1
บทที่ 4 น้ำใต้ผิวดิน (Subsurface Water)	4-1
บทที่ 5 น้ำผิวดิน (Surface Water)	5-1
บทที่ 6 การตรวจวัดข้อมูลทางอุทกวิทยา (Hydrologic Measurement)	6-1
บทที่ 7 การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วม (Flood Routing Analysis)	7-1
บทที่ 8 การวิเคราะห์ขนาดน้ำท่วมสูงสุด (Peak Flood Analysis)	8-1
บทที่ 9 การวิเคราะห์กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Analysis of Unit Hydrograph)	9-1
บทที่ 10 สถิติสำหรับอุทกวิทยา (Hydrologic Statistics)	10-1
บทที่ 11 การวิเคราะห์ความถี่น้ำท่วม (Flood Frequency Analysis)	11-1
บทที่ 12 การวิเคราะห์ฝนออกแบบ (Analysis of Design Rainfall)	12-1
ภาคผนวก A แบบฝึกหัด	A-1

## 1.1 บทนำ (Introduction)

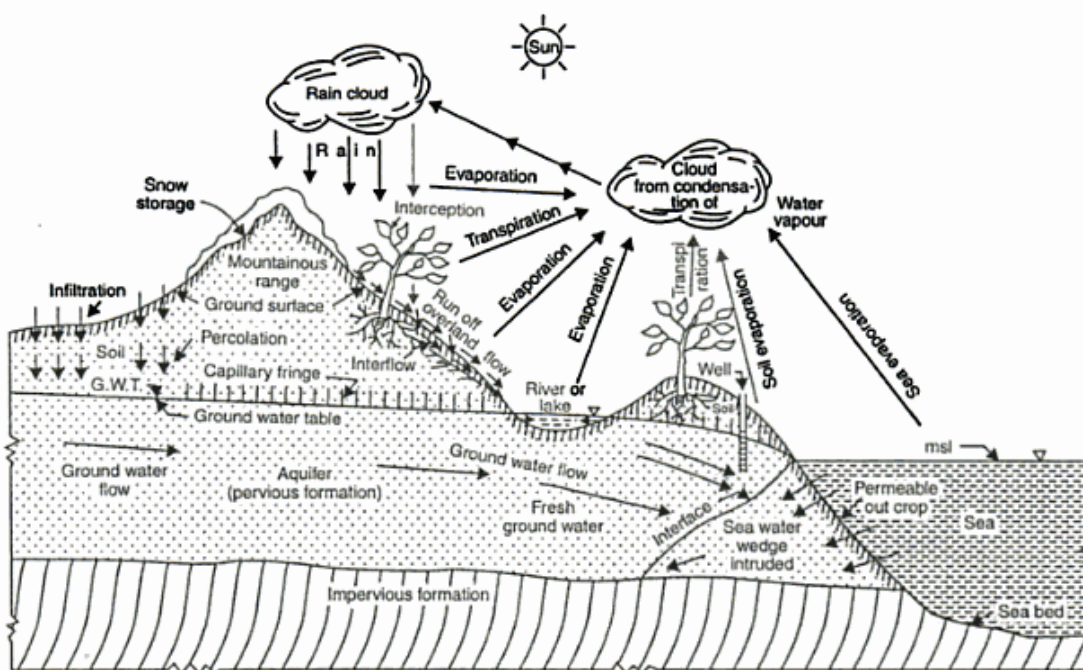
อุทกวิทยา (Hydrology) เป็นศาสตร์วิชาที่ศึกษาในเรื่องของน้ำเป็นหลัก ไม่ว่าจะเป็นลักษณะการเกิด (Occurrence) การกระจายตัวของน้ำ (Distribution) และการเคลื่อนที่ของน้ำ (Movement of Water) ทั้งที่มีอยู่ในส่วนต่าง ๆ ของโลกและสิ่งมีชีวิตทั้งคนและสัตว์ โดยทั่วไปการนำหลักทฤษฎีทางอุทกวิทยาไปประยุกต์ใช้ในงานจริงจะเรียกว่า อุทกวิทยาประยุกต์ (Applied Hydrology) ยกตัวอย่างเช่น งานออกแบบโครงสร้างทางชลศาสตร์และการปฏิบัติการ งานจัดหาน้ำต้นทุน งานบำบัดน้ำเสียและกำจัดทิ้ง งานด้านการชลประทานและระบบระบายน้ำ งานด้านโรงไฟฟ้าพลังงานน้ำ งานควบคุมตะกอนและการกัดเซาะ งานควบคุมน้ำท่วม งานควบคุมคุณภาพน้ำ เป็นต้น ซึ่งล้วนต้องอาศัยหลักทฤษฎีทางอุทกวิทยาพื้นฐานในการวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยาแทบทั้งสิ้น หรืออาจกล่าวได้ว่าอุทกวิทยาประยุกต์มีบทบาทสำคัญที่ช่วยในการวางแผนและบริหารจัดการทรัพยากรน้ำให้เป็นไปอย่างถูกต้องตามหลักวิชาการ (Thompson, 1999)

สาขาของวิชาอุทกวิทยามีค่อนข้างหลากหลายไม่ว่าจะเป็น อุทกวิทยาเคมี (Chemical Hydrology) ซึ่งเป็นวิชาที่ศึกษาถึงคุณลักษณะทางเคมีของน้ำ นิเวศอุทกวิทยา (Ecohydrology) เป็นวิชาที่ศึกษาถึงปฏิสัมพันธ์ระหว่างสิ่งมีชีวิตต่าง ๆ ในวัฏจักรอุทกวิทยา อุทกธรณีวิทยา (Hydrogeology) เป็นวิชาที่ศึกษาถึงลักษณะการเคลื่อนที่ของน้ำในชั้นน้ำใต้ดิน สารสนเทศอุทกวิทยา (Hydroinformatics) เป็นวิชาที่ประยุกต์เทคโนโลยีสารสนเทศไปใช้ในงานอุทกวิทยาและวิศวกรรมแหล่งน้ำ อุตุนิยมวิทยา (Hydrometeorology) เป็นวิชาที่ศึกษาถึงการถ่ายเทน้ำและพลังงานระหว่างชั้นบรรยากาศและชั้นผิวดิน หรืออุทกวิทยาผิวดิน (Surface Hydrology) เป็นวิชาที่ศึกษาถึงกระบวนการทางอุทกวิทยาที่เกิดขึ้นบริเวณชั้นผิวดินหรือใกล้ผิวดินเท่านั้น รวมถึงสาขาวิชาอื่น ๆ

## 1.2 วัฏจักรอุทกวิทยา (Hydrologic Cycle)

วัฏจักรอุทกวิทยา (Hydrologic Cycle) หรือเรียกอีกอย่างว่าวัฏจักรน้ำ (Water Cycle) เป็นกระบวนการหมุนเวียนเปลี่ยนแปลงสถานะของน้ำอย่างต่อเนื่องและไม่มีที่สิ้นสุดภายในระบบโลก (Global System) ซึ่งประกอบด้วย 3 ระบบย่อยหลักได้แก่ ระบบชั้นน้ำบรรยากาศ (Atmospheric System) ระบบน้ำผิวดิน (Surface System) และระบบน้ำใต้ดิน (Groundwater System) โดยน้ำสามารถเปลี่ยนแปลงสถานะระหว่างของเหลว ของแข็ง และก๊าซได้ทุกที่ในวัฏจักรอุทกวิทยาโดยที่สมดุลของน้ำบนโลกยังคงมีลักษณะคงที่ อาจกล่าวได้ว่าวัฏจักรอุทกวิทยาไม่มีจุดเริ่มต้นและจุดสิ้นสุด โดยกระบวนการเปลี่ยนแปลงของน้ำจะเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง ด้วยเหตุนี้วิชาอุทกวิทยาจึงเป็นวิชาที่ศึกษาในเรื่องของน้ำในวัฏจักรอุทกวิทยาเป็นหลัก

ในวัฏจักรอุทกวิทยา น้ำจะระเหยจากแหล่งน้ำผิวดินไม่ว่าจะเป็น น้ำทะเล มหาสมุทร อ่างเก็บน้ำ ห้วย หนอง คลอง บึง และจากแหล่งน้ำใต้ดินบางส่วนสู่ชั้นบรรยากาศในรูปของไอน้ำ (Water Vapor) ซึ่งจะสะสมตัวมากขึ้นจนกลายเป็นเมฆขนาดใหญ่ที่ลอยอยู่ในชั้นบรรยากาศ จนกระทั่งเมื่อสภาวะอากาศเหมาะสมจะเกิดกระบวนการควบแน่น (Condensation Process) และเกิดการกลั่นตัวเป็นหยดน้ำฝน (Precipitation) ตกลงสู่ชั้นผิวดินอีกครั้ง โดยน้ำบางส่วนจะถูกพืชดักไว้ (Interception) และถูกใช้ไปในกระบวนการเจริญเติบโตของพืชซึ่งน้ำบางส่วนนี้จะถูกปล่อยผ่านทางรูใบในรูปของการคายน้ำ (Transpiration) และระเหยกลับสู่ชั้นบรรยากาศอีกครั้ง นอกจากนี้ น้ำบางส่วนจะไหลบ่าบริเวณผิวดินในรูปของน้ำท่าผิวดิน (Surface Runoff) บางส่วนจะไหลซึมลงดิน (Infiltration) ทำให้เกิดการไหลของน้ำบริเวณชั้นใต้ผิวดิน (Subsurface Flow) และบางส่วนจะไหลซึมลึก (Percolation) ระหว่างช่องว่างของเม็ดดินและหินกลายเป็นน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow) นั่นเอง อาจกล่าวได้ว่าน้ำที่ไหลจากส่วนต่าง ๆ ได้แก่ น้ำท่าผิวดิน (Surface Runoff) น้ำใต้ผิวดิน (Subsurface Flow) และน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow) เป็นองค์ประกอบที่สำคัญที่ทำให้เกิดน้ำท่า (Runoff) ในลำน้ำหรือมหาสมุทรดังรูปที่ 1.1 (กิริติ ลีวัจนกุล, 2543; วราวุธ วุฒิวิณชัย และคณะ, 2550)



รูปที่ 1.1 วัฏจักรอุทกวิทยา

กล่าวโดยสรุปกระบวนการทางฟิสิกส์ที่สำคัญในวัฏจักรอุทกวิทยาแยกได้เป็น 4 ประเภทคือ กระบวนการระเหย (Evaporation Process) กระบวนการเกิดฝน (Precipitation Process) กระบวนการซึมลงดิน (Infiltration Process) และกระบวนการเกิดน้ำท่า (Runoff Process) โดยมีรายละเอียดที่สำคัญดังนี้

- (1) กระบวนการการระเหย (Evaporation Process) เป็นการเปลี่ยนแปลงสถานะของน้ำบนพื้นผิวไปสู่บรรยากาศทั้งการระเหยเป็นไอ (Evaporation) โดยตรง และจากการคายน้ำของพืช (Transpiration) ซึ่งเรียกว่า Evapotranspiration
- (2) กระบวนการเกิดฝน (Precipitation Process) เป็นการตกลงมาของน้ำในบรรยากาศสู่พื้นผิวโลก โดยละอองน้ำในบรรยากาศจะรวมตัวกันเป็นก้อนเมฆ และในที่สุดกลั่นตัวเป็นฝนตกลงสู่ผิวโลก รวมถึงหิมะและลูกเห็บ
- (3) กระบวนการซึม (Infiltration Process) เป็นการไหลซึมของน้ำบนพื้นผิวลงสู่ชั้นน้ำใต้ดิน อัตราการซึมจะขึ้นอยู่กับประเภทของดิน หิน และปัจจัยประกอบอื่น ๆ น้ำใต้ดินนั้นจะเคลื่อนตัวช้า และอาจไหลกลับขึ้นบนผิวดิน หรืออาจถูกกักอยู่ในชั้นหินเป็นเวลาหลายพันปี
- (4) กระบวนการเกิดน้ำท่า (Runoff Process) หรือกระบวนการน้ำไหลผ่านจากที่สูงลงสู่ที่ต่ำ เป็นลักษณะการไหลของน้ำบนผิวดินไปสู่มหาสมุทร น้ำไหลลงสู่แม่น้ำและไหลไปสู่มหาสมุทร ซึ่งอาจจะถูกกักชั่วคราวตาม บึง หรือ ทะเลสาบ ก่อนไหลลงสู่มหาสมุทร น้ำบางส่วนอาจกลายเป็นไอก่อนจะไหลกลับลงสู่มหาสมุทร

### 1.3 ระบบอุทกวิทยา (Hydrologic System)

จากคำอธิบายวัฏจักรอุทกวิทยาที่กล่าวมาข้างต้น สามารถแบ่งระบบอุทกวิทยาได้เป็น 3 ระบบย่อยดังรูปที่ 1.2 ประกอบด้วย

#### 1.3.1 ระบบน้ำในบรรยากาศ (Atmospheric Water System)

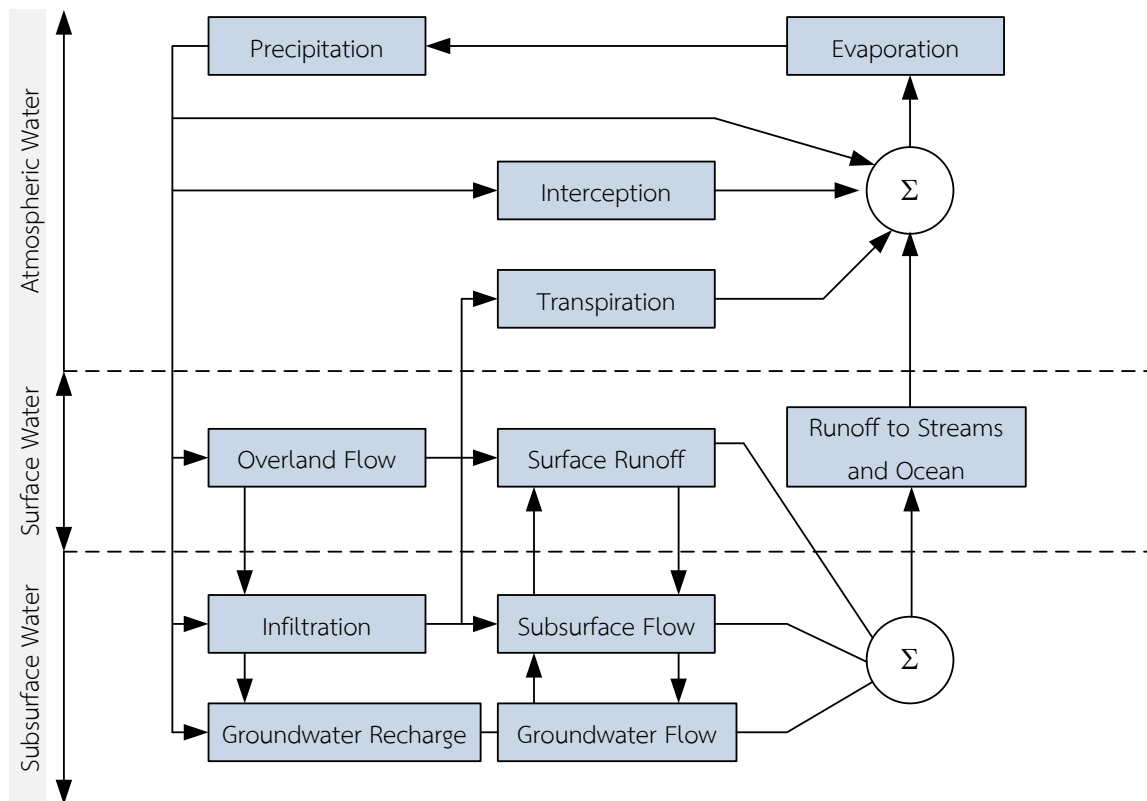
กระบวนการทางอุทกวิทยาที่สำคัญในระบบน้ำในบรรยากาศ (Atmospheric Water System) ได้แก่ กระบวนการเกิดฝน (Precipitation) การระเหย (Evaporation) การดัก (Interception) และการคายน้ำ (Transpiration)

#### 1.3.2 ระบบน้ำผิวดิน (Surface Water System)

กระบวนการทางอุทกวิทยาที่สำคัญในระบบน้ำผิวดิน (Surface Water System) ประกอบด้วย กระบวนการที่เกิดจากการไหลบนผิวดิน (Overland Flow) น้ำท่าผิวดิน (Surface Runoff) การไหลออกของน้ำใต้ผิวดินและน้ำใต้ดิน (Subsurface and Groundwater Outflow) การไหลในแม่น้ำและน้ำในทะเลมหาสมุทร

#### 1.3.3 ระบบน้ำใต้ผิวดิน (Subsurface Water System)

กระบวนการทางอุทกวิทยาที่สำคัญในระบบน้ำใต้ผิวดิน (Subsurface Water System) ประกอบด้วย การซึม (Infiltration) การเพิ่มน้ำใต้ดิน (Groundwater Recharge) การไหลใต้ผิวดิน (Subsurface Flow) และการไหลของน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow)



รูปที่ 1.2 ระบบอุทกวิทยา  
ที่มา : Chow et al. (1988)

#### 1.4 สมดุลน้ำในโลก (Global Water Balance)

องค์การยูเนสโกได้ทำการประมาณการปริมาณน้ำที่มีอยู่จากส่วนต่าง ๆ ของโลก โดยพบว่า ปริมาณน้ำในทะเลและมหาสมุทรสูงสุดถึง 96.5% ของปริมาณน้ำที่มีอยู่ทั้งหมด และ 1.7% เป็นปริมาณน้ำใต้ดิน และอีก 1.7% เป็นปริมาณน้ำแข็งแถบขั้วโลก ในขณะที่ปริมาณบนผิวดินและชั้นบรรยากาศ รวมกันมีเพียงแค่ 0.1% ของปริมาณน้ำที่มีอยู่ทั้งหมดเท่านั้น ซึ่งถือว่าค่อนข้างน้อยมากในการนำน้ำส่วนนี้ ใช้ประโยชน์ ดังแสดงรายละเอียดในตารางที่ 1.1



ตารางที่ 1.1 ประมาณการปริมาณน้ำในโลก

แหล่งน้ำ	พื้นที่ (10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	ปริมาตร (km <sup>3</sup> )	เปอร์เซ็นต์ ของน้ำทั้งหมด	เปอร์เซ็นต์ของ น้ำจืด
ทะเล มหาสมุทร	361.3	1,338,000,000	96.5	
น้ำใต้ดิน				
น้ำจืด	134.8	10,530,000	0.76	
น้ำเค็ม	134.8	12,870,000	0.93	
ความชื้นในดิน	82.0	16,500	0.0012	0.05
น้ำแข็งขั้วโลก	16.0	24,023,500	1.7	68.6
น้ำแข็งและหิมะบริเวณอื่น ๆ	0.3	340,600	0.025	1.0
ทะเลสาบ				
น้ำจืด	1.2	91,000	0.007	0.26
น้ำเค็ม	0.8	85,400	0.006	
หนอง บึง	2.7	11,470	0.0008	0.03
แม่น้ำ	148.8	2,120	0.0002	0.006
น้ำในสิ่งมีชีวิต	510.0	1,120	0.0001	0.003
น้ำในบรรยากาศ	510.0	12,900	0.001	0.04
ปริมาณน้ำทั้งหมด	510.0	1,385,984,610	100	100
ปริมาณน้ำจืดทั้งหมด	148.8	35,029,210	2.5	

ที่มา : Chow et al. (1988)

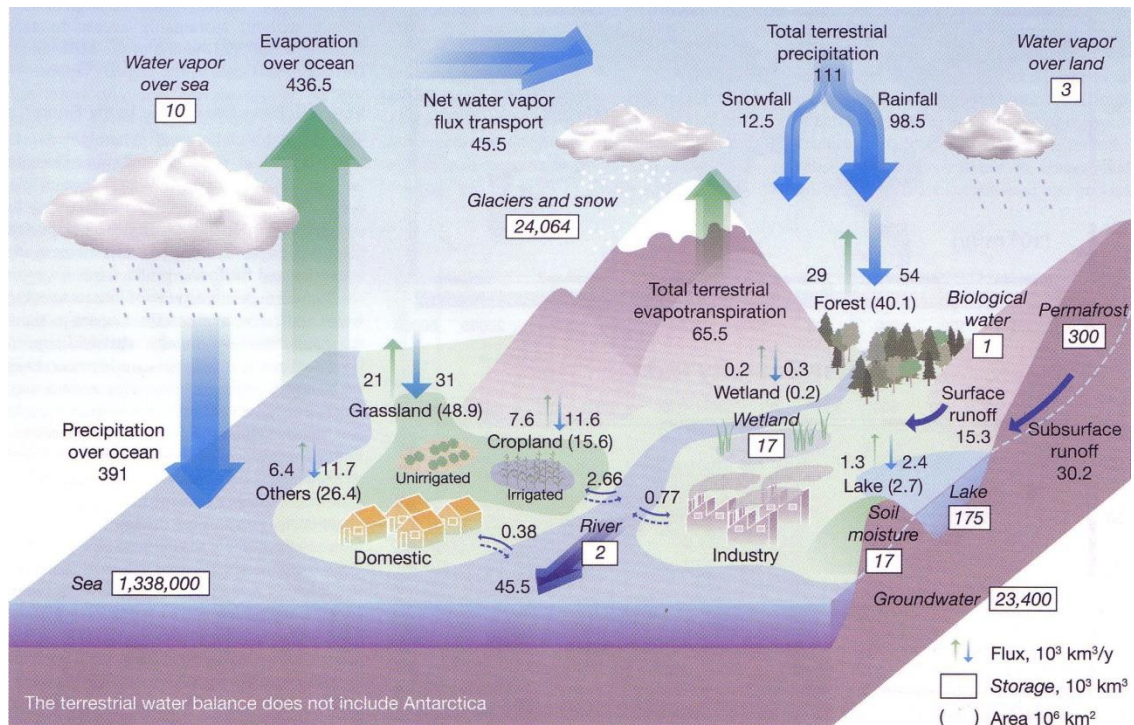
จากการพิจารณาสมดุลของน้ำรายปีที่มีอยู่ในโลกในตารางที่ 1.2 พบว่า พื้นที่มหาสมุทรและพื้นดินซึ่งคิดเป็นสัดส่วน 0.71 : 0.29 นั้น มีปริมาณน้ำฝนที่ตกลงในมหาสมุทรคิดเป็น 79.38% และที่เหลือ 20.62% เป็นปริมาณน้ำฝนที่ตกลงบนพื้นดิน หรือปริมาณความชื้นฝนที่ตกลงในมหาสมุทรสูงกว่าพื้นดินอยู่ประมาณ 470 มิลลิเมตรต่อปี ในขณะที่ปริมาณการระเหยของน้ำจากมหาสมุทรคิดเป็น 87.52% เทียบกับปริมาณการระเหยของน้ำทั้งหมด และที่เหลืออีก 12.48% เป็นปริมาณการระเหยของน้ำจากพื้นดิน จากการพิจารณาพบว่าปริมาณการระเหยจากมหาสมุทรสูงกว่าพื้นดินค่อนข้างมากกล่าวคือ อัตราการระเหยจากมหาสมุทรเท่ากับ 1,400 มิลลิเมตรต่อปี และจากพื้นดินเท่ากับ 48 มิลลิเมตรต่อปี สำหรับผลการประมาณการปริมาณน้ำท่าที่ไหลลงสู่มหาสมุทรพบว่า 95.31% เป็นปริมาณน้ำท่าที่ไหลมาจากแม่น้ำและอีก 4.69% ซึ่งถือว่าค่อนข้างน้อยเป็นปริมาณน้ำท่าที่ไหลมาจากแหล่งน้ำใต้ดิน โดยปริมาณน้ำท่าทั้งหมดรายปีคิดเป็น 316 มิลลิเมตรต่อปี

ตารางที่ 1.2 สมดุลของน้ำรายปีที่มีอยู่ในโลก

ปริมาณ	หน่วย	มหาสมุทร	พื้นดิน
พื้นที่	km <sup>2</sup>	361,300,000	148,800,000
ปริมาณน้ำฝน	km <sup>3</sup> /yr	458,000	119,000
	mm/yr	1,270	800
	in/yr	50	31
ปริมาณการระเหย	km <sup>3</sup> /yr	505,000	72,000
	mm/yr	1,400	48
	in/yr	55	19
น้ำท่าสู่มหาสมุทร			
แม่น้ำ	km <sup>3</sup> /yr	-	44,700
น้ำใต้ดิน	km <sup>3</sup> /yr	-	2,200
น้ำท่ารวม	km <sup>3</sup> /yr	-	47,000
	mm/yr	-	316
	in/yr	-	12

ที่มา : Chow et al. (1988)

นอกจากนี้จากการวิเคราะห์สมดุลน้ำเฉลี่ยในปี ค.ศ. 2005 ซึ่งแสดงในรูปที่ 1.3 พบว่า จากปริมาณน้ำที่ตกลงมาจากชั้นบรรยากาศทั้งหมด 111% บนพื้นผิวดิน ซึ่งสามารถแยกได้เป็นปริมาณน้ำฝน 98.50% และที่เหลือ 12.50% เป็นหิมะนั้น เกิดการระเหยรวมกับการคายน้ำจากพื้นดินกลับสู่ชั้นบรรยากาศอีกครั้งสูงถึง 65.50% และอีกส่วนหนึ่งกลายเป็นปริมาณน้ำท่าไหลลงสู่มหาสมุทรถึง 45.50% โดยแบ่งเป็นปริมาณน้ำท่าผิวดิน 15.30% และปริมาณน้ำท่าจากชั้นใต้ผิวดินอีก 30.20% ซึ่งมีน้ำบางส่วนถูกเก็บกักไว้บนแหล่งน้ำผิวดินและถูกใช้ไปในกิจกรรมต่าง ๆ ทั้งภาคเกษตรกรรม ภาคอุตสาหกรรม และภาคครัวเรือน ในขณะที่ปริมาณการระเหยของน้ำจากมหาสมุทรสูงถึง 436.50% อย่างไรก็ตามปริมาณน้ำฝนตกกลับสู่มหาสมุทรอีกครั้ง 391% หรือคิดเป็น 89.58% ของปริมาณน้ำที่ระเหยจากมหาสมุทรทั้งหมด



รูปที่ 1.3 สมดุลน้ำเฉลี่ยในโลก ปี ค.ศ. 2005  
ที่มา : Oki & Kanae (2006)

### 1.4 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของระบบอุทกวิทยา (Mathematical Model of Hydrologic System)

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์อย่างง่าย (Simple Mathematical Method) ถูกนำมาใช้อธิบายความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรต่าง ๆ ในวัฏจักรอุทกวิทยา โดยการประยุกต์สมการการไหลแบบต่อเนื่อง (Continuous Equation) ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลเข้า (Input) อัตราการไหลออก (Output) และการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำต่อหนึ่งหน่วยเวลา (Storage Change Per Unit of Time) ดังนี้ (เกียรติ ลีวัจนกุล, 2543)

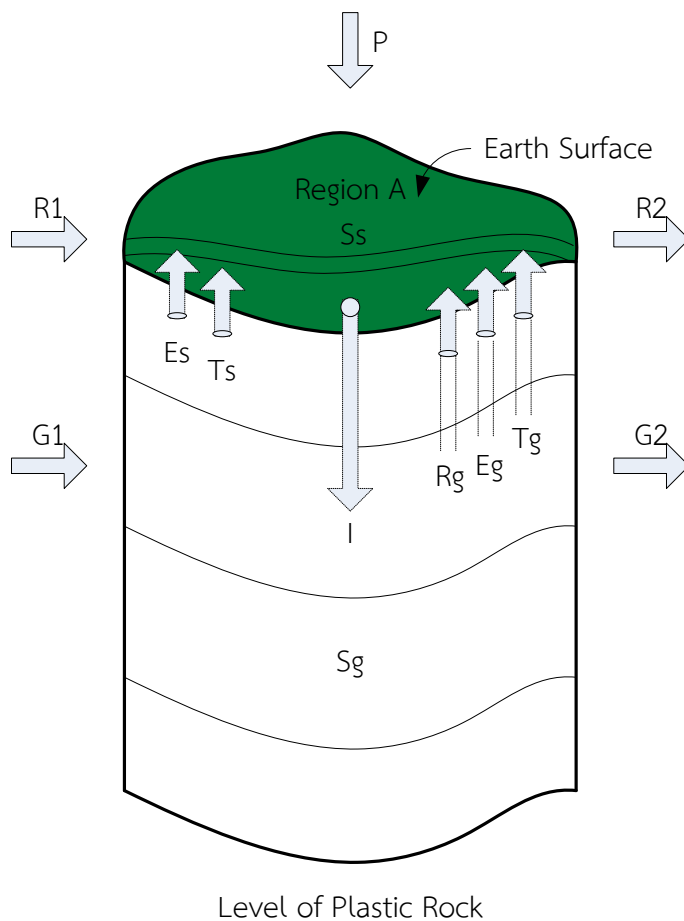
$$I - Q = \frac{dS}{dt} \tag{1.1}$$

เมื่อ  $I$  = อัตราการไหลเข้า (ปริมาตรต่อเวลา)

$Q$  = อัตราการไหลออก (ปริมาตรต่อเวลา)

$\frac{dS}{dt}$  = การเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำในระบบต่อหนึ่งหน่วยเวลา

รูปที่ 1.4 แสดงตัวแปรต่าง ๆ ในวัฏจักรอุทกวิทยาของกลุ่มน้ำ A ประกอบด้วยปริมาณน้ำฝน (P) ปริมาณการระเหย (E) การคายน้ำของพืช (T) การไหลบนผิวดิน (R) การไหลของน้ำใต้ดิน (G) การซึมลงดิน (I) และปริมาณเก็บกัก (S) โดยมีตัวห้อย s หมายถึง ตัวแปรที่อยู่เหนือผิวดิน และตัวห้อย g หมายถึง ตัวแปรที่ใต้ผิวดิน



รูปที่ 1.4 ตัวแปรต่าง ๆ ในวัฏจักรอุทกวิทยา

จากหลักการสมดุลของน้ำสามารถหาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรต่าง ๆ จากได้ดังนี้

(1) งบน้ำในวัฏจักรอุทกวิทยาที่อยู่เหนือผิวดิน (Water Budget in Land Surface)

$$(P + R_1 + R_g) - (R_2 + E_s + T_s + I) = \Delta S_s \quad \text{-----(1.2)}$$

(2) งบน้ำในวัฏจักรอุทกวิทยาที่อยู่ใต้ผิวดิน (Water Budget in Groundwater)

$$(I + G_1) - (G_2 + R_g + E_g + T_g) = \Delta S_g \quad \text{-----}(1.3)$$

(3) งบประมาณในวัฏจักรอุทกวิทยาทั้งหมด (Water Budget of the Whole System) หาได้จากผลรวมของงบประมาณในวัฏจักรอุทกวิทยาที่อยู่เหนือผิวดินและที่อยู่ใต้ผิวดิน หรือสมการที่ 1.2 บวกสมการที่ 1.3 จะได้

$$P - (R_2 - R_1) - (E_s + E_g) - (T_s + T_g) - (G_2 - G_1) = \Delta S_s + \Delta S_g \quad \text{-----}(1.4)$$

กำหนดให้ การไหลบนผิวดินสุทธิ  $R = R_2 - R_1$  ปริมาณการระเหยสุทธิ  $E = E_s + E_g$  การคายน้ำของพืชสุทธิ  $T = T_s + T_g$  การไหลของน้ำใต้ดินสุทธิ  $G = G_2 - G_1$  และการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำสุทธิ  $S = \Delta S_s + \Delta S_g$  ดังนั้นจะได้สมการพื้นฐานของวัฏจักรอุทกวิทยาดังนี้

$$P - R - E - T - G = \Delta S \quad \text{-----}(1.5)$$

## 1.7 เอกสารอ้างอิง (References)

- กีรติ ลีวัจนกุล. (2543). *อุทกวิทยา*. ปทุมธานี: ภาควิชาวิศวกรรมโยธา วิทยาลัยวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยรังสิต.
- วรารุช วุฒิวิณชัย, ทองเปลว กองจันทร์, และวัชระ เสือดี. (2550). *อุทกวิทยาประยุกต์ทางวิศวกรรม*. กรุงเทพฯ: สมาคมศิษย์เก่าวิศวกรรมชลประทานในพระบรมราชูปถัมภ์.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.
- Oki, T., & Kanae, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 313, 1068-1072.
- Thompson, A.S. (1999). *Hydrology for water management*. Rotterdam: A.A. Balkema Publisher.

## ปรากฏการณ์ทางอุทกวิทยา (Hydrologic Phenomenon)

## 2.1 บทนำ (Introduction)

ปรากฏการณ์ทางอุทกวิทยา (Hydrologic Phenomenon) เป็นปรากฏการณ์การเปลี่ยนแปลงของน้ำในวัฏจักรอุทกวิทยาที่ปรากฏให้เห็นอย่างชัดเจนทั้งทางด้านปริมาณและเวลาที่เปลี่ยนแปลงไปไม่ว่าจะเป็นเหตุการณ์ฝนตกหนักติดต่อกัน เหตุการณ์น้ำท่วมอย่างรุนแรง หรือวิกฤตการณ์ภัยแล้งที่ทำให้พื้นที่บริเวณกว้างขาดแคลนน้ำอย่างรุนแรง เป็นต้น ในบทนี้จึงเป็นการนำเสนอปรากฏการณ์ทางอุทกวิทยาต่างๆ ที่สำคัญซึ่งส่งผลกระทบต่อลักษณะรูปแบบของข้อมูลอุทกวิทยาที่จะนำไปใช้เป็นฐานข้อมูลในการวิเคราะห์เพื่อการวางแผนออกแบบและบริหารจัดการทรัพยากรน้ำให้เป็นไปอย่างมีประสิทธิภาพ นอกจากนี้ผลกระทบจากปรากฏการณ์ดังกล่าวยังสร้างความเสียหายต่อชีวิตและความเป็นอยู่ของมนุษย์และสิ่งมีชีวิตต่าง ๆ บนพื้นผิวโลก ตลอดจนเศรษฐกิจของประเทศในวงกว้าง และคาดว่าจะทวีความรุนแรงยิ่งขึ้นในอนาคตอันใกล้

## 2.2 ปรากฏการณ์ทางอุทกวิทยา (Hydrologic Phenomenon)

## 2.2.1 ภาวะโลกร้อน (Global Warming)

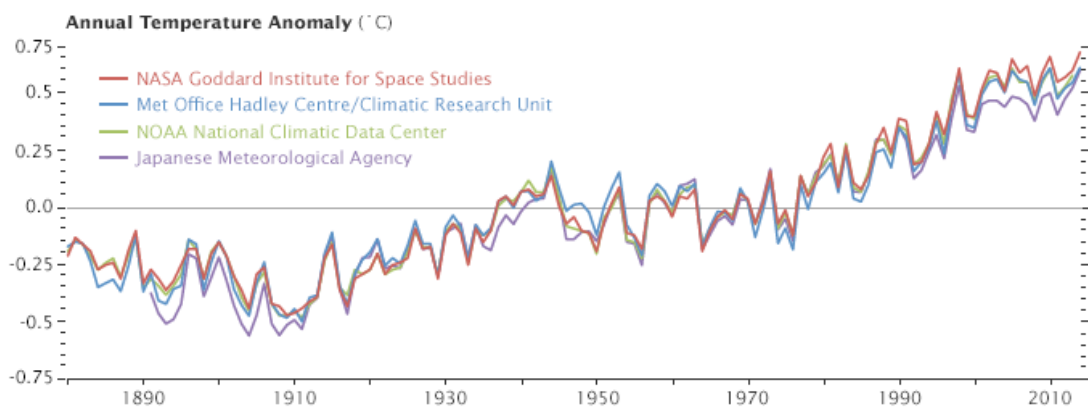
ภาวะโลกร้อน (Global Warming) หรือภาวะภูมิอากาศเปลี่ยนแปลง (Climate Change) หมายถึง การที่อุณหภูมิเฉลี่ยบนโลกสูงขึ้นไม่ว่าจะเป็นอุณหภูมิของอากาศบริเวณผิวโลก (Surface Temperature) และอุณหภูมิของน้ำในมหาสมุทร (Water Temperature) ซึ่งเป็นผลกระทบมาจากก๊าซเรือนกระจกที่สำคัญได้แก่ ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ( $\text{CO}_2$ ) ก๊าซมีเทน ( $\text{CH}_4$ ) ก๊าซไนตรัสออกไซด์ ( $\text{N}_2\text{O}$ ) สารประกอบคลอโรฟลูออโรคาร์บอนสำหรับทำความเย็น (CFC) เป็นต้น ที่เพิ่มสูงขึ้นจากการทำกิจกรรมต่าง ๆ ของมนุษย์และจากธรรมชาติเองดังแสดงรายละเอียดในตารางที่ 2.1 จึงทำให้ก๊าซเรือนกระจกเหล่านี้ลอยขึ้นไปรวมตัวกันอยู่บนชั้นบรรยากาศ ทำให้รังสีของดวงอาทิตย์ที่ควรสะท้อนกลับออกไปในปริมาณที่เหมาะสมกลับถูกก๊าซเรือนกระจกเหล่านี้กักเก็บไว้ ส่งผลให้อุณหภูมิของโลกค่อย ๆ สูงขึ้นจากเดิม (กรมอุตุฯ, 2561)

## ตารางที่ 2.1 แหล่งที่มาของก๊าซเรือนกระจก

ก๊าซเรือนกระจก	แหล่งที่มา
คาร์บอนไดออกไซด์ ( $\text{CO}_2$ )	(1) แหล่งธรรมชาติ เช่น กระบวนการหายใจของสิ่งมีชีวิต เป็นต้น (2) มนุษย์ เช่น การเผาไหม้เชื้อเพลิงจากโรงงานอุตสาหกรรม การตัดไม้ทำลายป่า เป็นต้น
มีเทน ( $\text{CH}_4$ )	(1) แหล่งธรรมชาติ เช่น การย่อยสลายของสิ่งมีชีวิต การเผา

ก๊าซเรือนกระจก	แหล่งที่มา
	ไหมดิบที่เกิดจากธรรมชาติ เป็นต้น (2) มนุษย์ เช่น นาข้าว แหล่งน้ำท่วม การเผาไหม้เชื้อเพลิง ประเภทถ่านหิน น้ำมัน และก๊าซธรรมชาติ เป็นต้น
ไนตรัสออกไซด์ (N <sub>2</sub> O)	(1) แหล่งธรรมชาติ - อยู่ในภาวะที่สมดุล (2) มนุษย์ เช่น อุตสาหกรรมที่ใช้กรดไนตริกในขบวนการผลิต อุตสาหกรรมพลาสติก อุตสาหกรรมไนลอน อุตสาหกรรมเคมี การเผาไหม้เชื้อเพลิงจากซากพืชและสัตว์ ปุ๋ย การเผาป่า เป็น ต้น
สารประกอบคลอโรฟลูออโรคาร์บอน (CFC)	จากมนุษย์ อุตสาหกรรมต่าง ๆ และอุปกรณ์เครื่องใช้ใน ชีวิตประจำวัน เช่น โฟม กระจกสเปรย์ เครื่องทำความเย็น; ตู้เย็น แอร์ ตู้ทำน้ำเย็น (ก๊าซนี้จะรวมตัวทางเคมีได้ดีกับโอโซน ทำให้โอโซนในชั้นบรรยากาศลดลงหรือเกิดรูรั่วในชั้นโอโซน) เป็นต้น

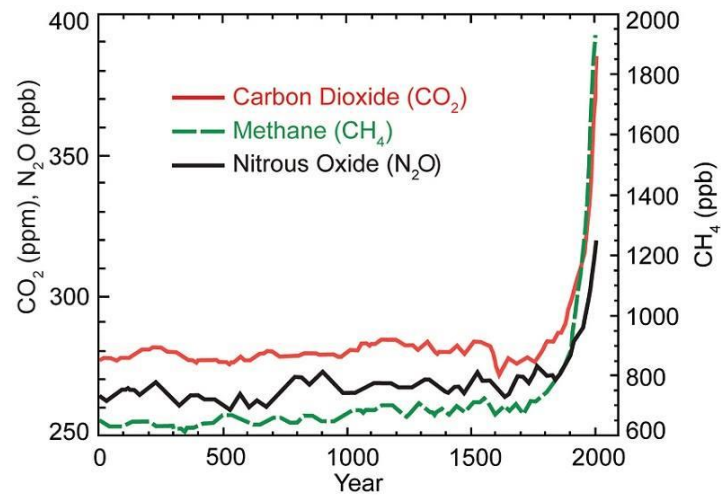
ในช่วงตั้งแต่ปี ค.ศ. 2000 ที่ผ่านมามีผลงานวิจัยจำนวนมากได้ให้ความสนใจและทำการศึกษถึงการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของโลกเพื่อยืนยันผลจากวิกฤตภาวะโลกร้อน ตลอดจนได้ทำการพัฒนาแบบจำลองการคาดคะเนภูมิอากาศไว้มากมาย ซึ่งผลจากการศึกษาพบว่าอุณหภูมิของโลกมีแนวโน้มที่จะเพิ่มสูงขึ้นดังแสดงในรูปที่ 2.1 ซึ่งไม่เพียงแต่อุณหภูมิบนผิวโลกเท่านั้นผลการศึกษายังบ่งชี้ให้เห็นว่าปริมาณก๊าซเรือนกระจกอื่น ๆ ก็ยังมีแนวโน้มที่จะเพิ่มสูงขึ้นเรื่อย ๆ ดังแสดงผลยืนยันในรูปที่ 2.2



รูปที่ 2.1 การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลกในช่วงปี ค.ศ. 1880-2014

ที่มา : NASA (2018)





รูปที่ 2.2 การเปลี่ยนแปลงก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ มีเทน และไนตรัสออกไซด์ในช่วงก่อนปี ค.ศ. 2000  
ที่มา : Mcpherson (2018)

ผลจากปรากฏการณ์ภาวะโลกร้อนยังทำให้เกิดการละลายของธารน้ำแข็งโดยเฉพาะอย่างยิ่งแถบบริเวณขั้วโลกเป็นบริเวณกว้างซึ่งยืนยันได้จากรูปที่ 2.3 และ 2.4 ตลอดจนส่งผลกระทบต่อตัวแปรทางอุทกวิทยาอื่น ๆ ไม่ว่าจะเป็นปริมาณการระเหยของน้ำ ปริมาณน้ำท่า ปริมาณน้ำฝน เป็นต้น ที่มีอยู่ในส่วนต่าง ๆ ของโลก ซึ่งในท้ายที่สุดจะส่งผลกระทบในภาพรวมต่อสมดุลน้ำที่มีอยู่ในโลก



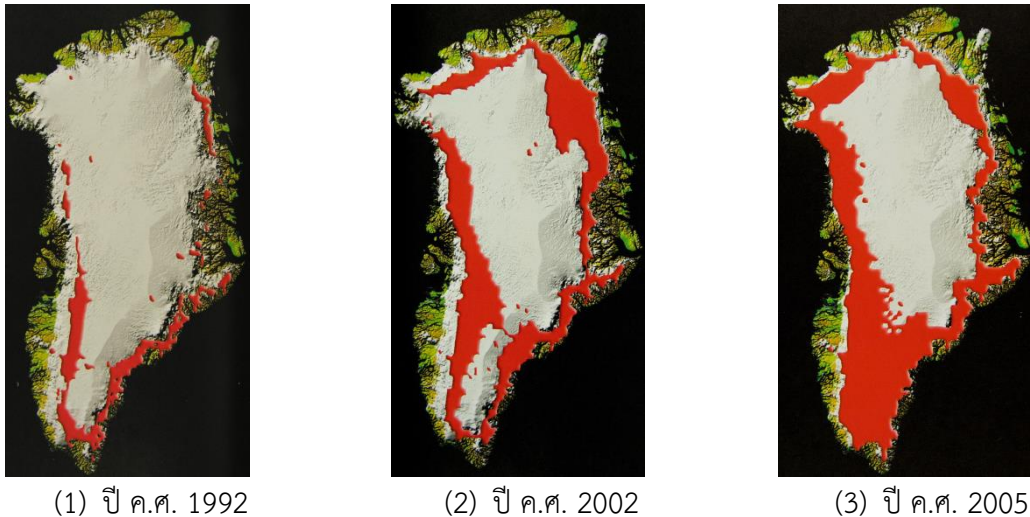
(1) ปี ค.ศ. 1906



(2) ปี ค.ศ. 2003

รูปที่ 2.3 การเปลี่ยนแปลงธารน้ำแข็งจากผลกระทบของภาวะโลกร้อน





รูปที่ 2.4 การเปลี่ยนแปลงธารน้ำแข็งจากผลกระทบของภาวะโลกร้อน

### 2.2.2 ปรากฏการณ์เอลนีโญและลานีญา (El Nino and La Niya)

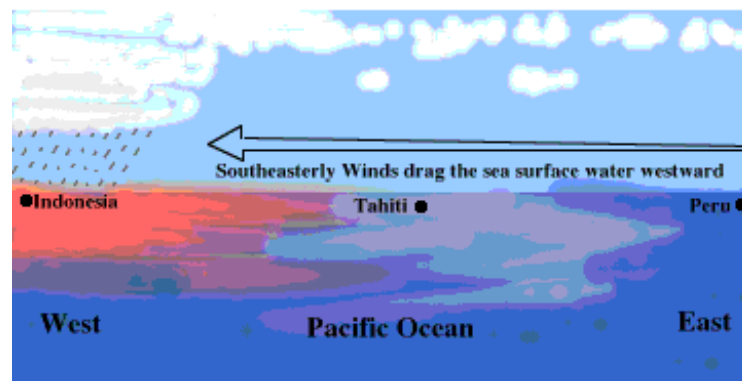
เอลนีโญ (El Nino) เป็นคำจากภาษาสเปน แปลว่า บุตร ซึ่งตรงข้ามกับคำว่า ลานีญา (La Niya) ที่หมายถึง บุตรีตา ปรากฏการณ์เอลนีโญเป็นปรากฏการณ์ทางธรรมชาติที่เป็นปฏิสัมพันธ์ระหว่างการหมุนเวียนของกระแสอากาศและกระแสน้ำในมหาสมุทรทั้งบนผิวพื้นและใต้มหาสมุทรที่เกิดขึ้นบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนใต้ ด้วยเหตุนี้จึงมีชื่อเรียกอย่างเป็นทางการว่าปรากฏการณ์เอนโซ (El Nino Southern Oscillation, ENSO) ซึ่งหมายถึงการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนใต้นั้นเอง (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2561)

ปรากฏการณ์เอลนีโญเป็นปรากฏการณ์ที่กระแสลมสินค้าตะวันออกเฉียงเหนือและเปลี่ยนทิศทางโดยพัดจากมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก (Western Pacific) แถบฝั่งทวีปเอเชียไปยังมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออก (Eastern Pacific) แถบชายฝั่งทวีปอเมริกาใต้ ส่งผลให้พัดกระแสน้ำอุ่นไปแทนที่กระแสน้ำเย็น ทำให้บริเวณชายฝั่งทวีปอเมริกาใต้โดยเฉพาะอย่างยิ่งแถบประเทศเปรู และเอกวาดอร์ซึ่งเป็นแหล่งที่ระบบนิเวศน์ใต้ท้องทะเลมีความอุดมสมบูรณ์สูงถูกทำลายจากปรากฏการณ์ดังกล่าว ตลอดจนเกิดฝนตกหนักและแผ่นดินถล่มโดยเฉพาะอย่างยิ่งทางตอนเหนือของทวีปอเมริกาใต้ ในขณะที่ประเทศในแถบมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกอย่างประเทศไทยได้รับผลกระทบจากเหตุการณ์ภัยแล้งอย่างรุนแรง ฝนตกน้อยอันเนื่องมาจากปริมาณการระเหยของน้ำลดลง ซึ่งเป็นผลจากกระแสน้ำอุ่นถูกพัดพาไปยังฝั่งมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออก มีรายงานว่าปรากฏการณ์เอลนีโญเกิดขึ้นเกือบทุก 3-7 ปี และอาจจะเกิดติดต่อกันหลายเดือนซึ่งส่งผลกระทบต่อสภาพภูมิอากาศและเศรษฐกิจทั่วโลก โดยในช่วง 50 ปีที่ผ่านมาที่ได้ทำการบันทึกปรากฏการณ์เอลนีโญไว้พบว่าเกิดปรากฏการณ์นี้บ่อยครั้งดังแสดงในตารางที่ 2.2 และเกิดขึ้นรุนแรงที่สุดในปี ค.ศ. 1977-1978

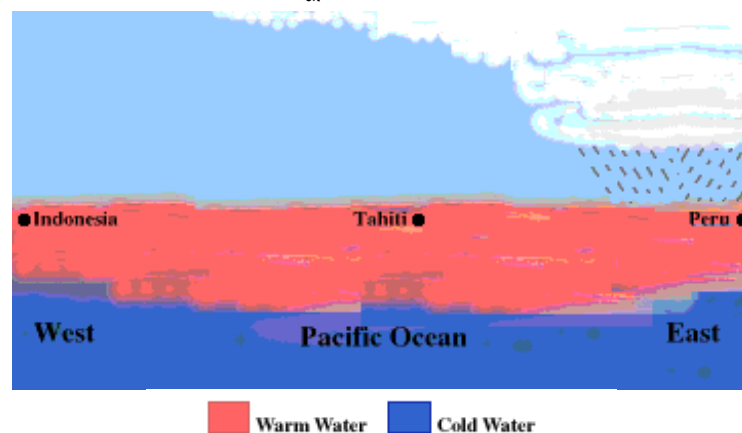
ตารางที่ 2.2 ปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ

El Nino Year			
1902-1903	1905-1906	1911-1912	1914-1915
1918-1919	1923-1924	1925-1926	1930-1931
1932-1933	1939-1940	1941-1942	1951-1952
1953-1954	1957-1958	1965-1966	1969-1970
1972-1973	1976-1977	1982-1983	1986-1987
1991-1992	1994-1995	<u>1997-1998</u>	

สำหรับปรากฏการณ์ลานีญาเป็นปรากฏการณ์ที่มีลักษณะตรงข้ามกับปรากฏการณ์เอลนีโญ โดยมีลักษณะคล้ายคลึงกับสภาวะปกติแต่มีความรุนแรงกว่ากล่าวคือ กระแสลมสินค้าตะวันออก (Trade Wind) มีกำลังแรง ทำให้ระดับน้ำทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกสูงกว่าสภาวะปกติ ลมสินค้ายกตัวเหนือประเทศอินโดนีเซียทำให้เกิดฝนตกอย่างหนักหรืออุทกภัย น้ำเย็นใต้มหาสมุทรยกตัวขึ้นมาแทนที่ กระแสน้ำอุ่น ในบริเวณพื้นผิวมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก ก่อให้เกิดธาตุอาหารและแหล่งสัตว์น้ำตามบริเวณชายฝั่งทวีปอเมริกาใต้



(1) ปีที่ไม่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ (Non-El Nino Year)



(2) ปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ (El Nino Year)

รูปที่ 2.5 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของน้ำทะเลและลักษณะปรากฏการณ์เอลนีโญ

อาจกล่าวได้ว่าปรากฏการณ์เอลนีโญจะทำให้เกิดฝนตกหนักทางตอนเหนือของทวีปอเมริกาใต้ และเกิดความแห้งแล้งในแถบทวีปเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ในทางกลับกันปรากฏการณ์ลานีญาจะทำให้เกิดความแห้งแล้งทางตอนเหนือของทวีปอเมริกาใต้ เกิดฝนตกหนักและอุทกภัยในแถบทวีปเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ อย่างไรก็ตามทั้งเอลนีโญและลานีญาเป็นความผันผวนของกระแสอากาศโลกบริเวณเส้นศูนย์สูตรเหนือมหาสมุทรแปซิฟิก

### 2.2.3 ลมมรสุม (Monsoon)

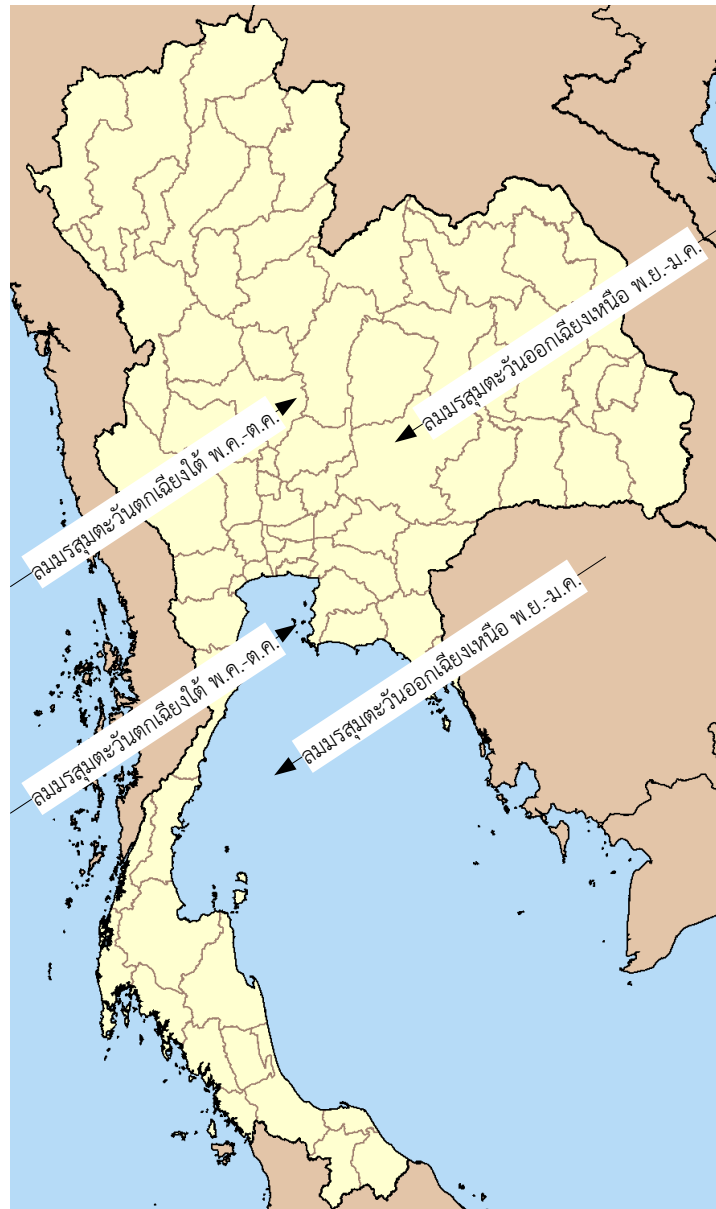
ลมมรสุม (Monsoon) คือลมประจำฤดู เป็นลมแน่ทิศทางและสม่ำเสมอ ซึ่งเกิดขึ้นเฉพาะท้องถิ่นหนึ่ง ๆ เป็นบริเวณกว้างและเป็นลมที่พัดเป็นระยะเวลาแน่นอนตลอดฤดูของทุกปี คำว่า “มรสุม (Monsoon)” มาจากคำว่า “Mausim” ในภาษาอาหรับ แปลว่า ฤดูกาล (Season) สาเหตุใหญ่ ๆ เกิดจากความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของพื้นดินและพื้นน้ำ ในฤดูหนาวอุณหภูมิของพื้นดินเย็นกว่าอุณหภูมิของน้ำในมหาสมุทร อากาศเหนือพื้นน้ำจึงมีอุณหภูมิสูงกว่าและลอยตัวขึ้นสู่เบื้องบน อากาศเหนือทวีปซึ่งเย็นกว่าไหลไปแทนที่ ทำให้เกิดเป็นลมพัดออกจากทวีป พอถึงฤดูร้อนอุณหภูมิของดินภาคพื้นทวีปร้อนกว่าน้ำในมหาสมุทร เป็นเหตุให้เกิดลมพัดในทิศทางตรงข้าม ลมมรสุมที่มีกำลังแรงที่สุดได้แก่ ลมมรสุมที่เกิดในบริเวณภาคใต้ และภาคตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปเอเชีย สำหรับประเทศไทยอยู่ภายใต้อิทธิพลของลมมรสุม 2 ชนิด คือ ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ดังแสดงในรูปที่ 2.6 (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2561)

#### (1) ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดปกคลุมประเทศไทยระหว่างกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม โดยมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้บริเวณมหาสมุทรอินเดีย ซึ่งพัดออกจากศูนย์กลางเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ และเปลี่ยนเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้เมื่อพัดข้ามเส้นศูนย์สูตร มรสุมนี้จะนำมวลอากาศชื้นจากมหาสมุทรอินเดียมาสู่ประเทศไทย ทำให้มีเมฆมากและฝนชุกทั่วไปโดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเลและเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่น

#### (2) ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

หลังจากหมดอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้แล้ว ประมาณกลางเดือนตุลาคมจะมีมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศไทยจนถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ มรสุมนี้มีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงบนซีกโลกเหนือแถบประเทศมองโกเลียและจีน จึงพัดพาเอามวลอากาศเย็นและแห้งจากแหล่งกำเนิดเข้ามาปกคลุมประเทศไทย ทำให้ท้องฟ้าโปร่ง อากาศหนาวเย็น และแห้งแล้งทั่วไป โดยเฉพาะภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนภาคใต้จะมีฝนชุกโดยเฉพาะภาคใต้ฝั่งตะวันออก เนื่องจากมรสุมนี้นำความชุ่มชื้นจากอ่าวไทยเข้ามาปกคลุม การเริ่มต้นและสิ้นสุดมรสุมทั้งสองชนิดอาจผันแปรไปจากปกติได้ในแต่ละปี



รูปที่ 2.6 ทิศทางลมมรสุมที่พัดผ่านประเทศไทย

#### 2.2.4 พายุหมุนเขตร้อน (Tropical Storm)

พายุหมุนเขตร้อน (Tropical Storm) หมายถึง พายุหมุนที่เกิดขึ้นเหนือทะเลหรือมหาสมุทรในเขตร้อนซึ่งอยู่ระหว่าง ละติจูดที่ 30 องศาเหนือถึง 30 องศาใต้ ในทางอุตุนิยมวิทยาได้ใช้อัตราเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางพายุเพื่อแบ่งประเภทพายุหมุนเขตร้อนซึ่งเกิดเหนือทะเลหรือมหาสมุทรในเขตร้อนได้ดังแสดงในตารางที่ 2.3 (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2561)

### ตารางที่ 2.3 ประเภทพายุหมุนเขตร้อน

ประเภท	ความเร็วลม
พายุดีเปรสชัน	ความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางไม่เกิน 61 กิโลเมตรต่อชั่วโมง
พายุโซนร้อน	ความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางระหว่าง 70-120 กิโลเมตรต่อชั่วโมง
พายุไต้ฝุ่น	ความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางตั้งแต่ 120 กิโลเมตรต่อชั่วโมงขึ้นไป

นอกจากนี้ยังมีการเรียกชื่อพายุที่เกิดในพื้นที่บริเวณต่าง ๆ ของโลกดังนี้

### ตารางที่ 2.4 การเรียกชื่อพายุในพื้นที่บริเวณต่าง ๆ ของโลก

แหล่งพายุ	ชื่อพายุ
อ่าวเบงกอลและมหาสมุทรอินเดีย	พายุไซโคลน
มหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ ทะเลแคริบเบียน อ่าวเม็กซิโก	พายุเฮอริเคน
ออสเตรเลีย	พายุวิลลี-วิลลี
มหาสมุทรแปซิฟิก และทะเลจีน	พายุไต้ฝุ่น

### 2.3 เอกสารอ้างอิง (References)

กรมอุตุนิยมวิทยา. (2561). *ความรู้อุตุนิยมวิทยา*. สืบค้น 12 กรกฎาคม 2561, จาก

<http://www.tmd.go.th/index.php>.

Mcpherson, G.R. (2018). *Climate-change summary and update*. Retrieved July 12, 2018 from

<https://www.guymcpherson.net/summary.html>.

NASA. (2018). *World of change: global temperatures*. Retrieved July 12, 2018 from

<https://earthobservatory.nasa.gov/WorldOfChange/decadaltemp.php>.

### 3.1 บทนำ (Introduction)

กระบวนการทางอุทกนิยมนิยามวิทยาต่าง ๆ เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องในชั้นบรรยากาศที่สำคัญคือ กระบวนการเกิดฝน (Precipitation Process) และกระบวนการระเหย (Evaporation Process) ซึ่งมีความสำคัญอย่างมากในวิชาอุทกวิทยา เนื้อหาในบทนี้จึงเป็นการนำเสนอหลักการวิเคราะห์น้ำในบรรยากาศในรูปของปริมาณน้ำในอากาศ (Precipitable Water) เพื่อใช้ในการคาดการณ์ปริมาณน้ำฝนที่จะตกลงสู่พื้นผิวดิน การวิเคราะห์ข้อมูลฝนเชิงพื้นที่ (Aerial Rainfall) การวิเคราะห์ข้อมูลการระเหยของน้ำ ตลอดจนการวิเคราะห์ข้อมูลการคายระเหยของพืช

### 3.2 ความดันไอน้ำ (Water Vapor)

ความดันไอน้ำ (Water Vapor) คือความดันย่อยของไอน้ำที่มีอยู่ในชั้นบรรยากาศโดยอธิบายได้จากรูปที่ 3.1 เมื่อน้ำซึ่งถูกเก็บกักตามส่วนต่าง ๆ บนพื้นผิวโลกได้รับความร้อนจากพลังงานแสงอาทิตย์จะทำให้พลังงานจลน์ (Kinetic Energy) ในน้ำเพิ่มขึ้น ส่งผลให้แรงดึงดูดระหว่างโมเลกุลของน้ำและแรงดึงดูดลงทำให้เกิดการระเหยโดยน้ำเปลี่ยนสถานะจากของเหลวกลายเป็นไอน้ำ (Water Vapor) ลอยขึ้นสู่ชั้นบรรยากาศและถูกบรรจุเป็นส่วนหนึ่งของมวลอากาศแห้ง (Dry Air) ซึ่งมีก๊าซชนิดต่าง ๆ ได้แก่ ไนโตรเจน 78.08% ออกซิเจน 20.95% อาร์กอน 0.93% คาร์บอนไดออกไซด์ 0.038% และก๊าซอื่น ๆ เป็นองค์ประกอบ สภาพอากาศที่มีความชื้นอันเนื่องมาจากไอน้ำจากการระเหยจึงเรียกว่า อากาศชื้น (Moist Air) ด้วยเหตุนี้หากทำการวัดความดันของไอน้ำก็จะเรียกว่าความดันของไอน้ำ (Pressure of Water Vapor) หรือจะหาความสัมพันธ์ระหว่างความดันไอน้ำ ( $e$ ) ความดันอากาศชื้น ( $p$ ) และความดันของอากาศแห้ง ( $p-e$ ) ดังนี้คือ

$$\text{ความดันไอน้ำ } (e) = \text{ความดันอากาศชื้น } (p) - \text{ความดันของอากาศแห้ง } (p-e)$$

เมื่อประยุกต์ใช้กฎของดาร์ตัน (Dalton's Law) จะสามารถเขียนสมการความดันไอน้ำได้ดังนี้

$$e = p_v R_v T \quad \text{-----}(3.1)$$

เมื่อ  $T$  = อุณหภูมิอากาศสัมบูรณ์ (K)

$R_v$  = ค่าคงที่ของไอน้ำ

$p_v$  = ค่าความหนาแน่นของไอน้ำ

สมการคำนวณหาความดันอากาศแห้ง

$$p - e = \rho_d R_d T \quad \text{-----}(3.2)$$

เมื่อ  $T$  = อุณหภูมิอากาศสัมบูรณ์ (K)  
 $R_d$  = ค่าคงที่ของมวลอากาศแห้งมีค่าประมาณ 287 J/kg.K  
 $\rho_d$  = ค่าความหนาแน่นของมวลอากาศแห้ง

ด้วยเหตุนี้จะสามารถคำนวณหาสมการความดันอากาศชื้นได้จาก

$$p = e + (p - e) = \rho_v R_v T + \rho_d R_d T \quad \text{-----}(3.3)$$

$$= \rho_v \left( \frac{R_d}{0.622} \right) T + \rho_d R_d T \quad \text{-----}(3.4)$$

$$= \left[ \frac{\rho_v}{0.622} + \rho_d \right] R_d T \quad \text{-----}(3.5)$$

หรือ

$$p = \rho_a R_a T \quad \text{-----}(3.6)$$

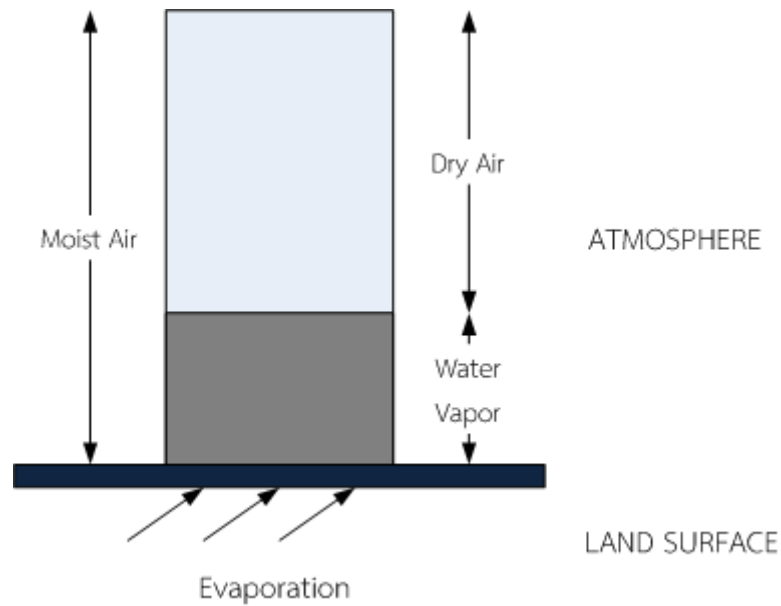
เมื่อ  $T$  = อุณหภูมิอากาศสัมบูรณ์ (K)  
 $R_a$  = ค่าคงที่ของมวลอากาศชื้น  
 $\rho_a$  = ค่าความหนาแน่นของมวลอากาศชื้น

และ  $\rho_a = \rho_d + \rho_v \quad \text{-----}(3.7)$

$$R_v = \frac{R_d}{0.622} \quad \text{-----}(3.8)$$

โดยทั่วไปความสัมพันธ์ระหว่างค่าคงที่ของมวลอากาศชื้นและมวลอากาศแห้งจะอยู่ในรูปสมการ  
 ดังนี้คือ

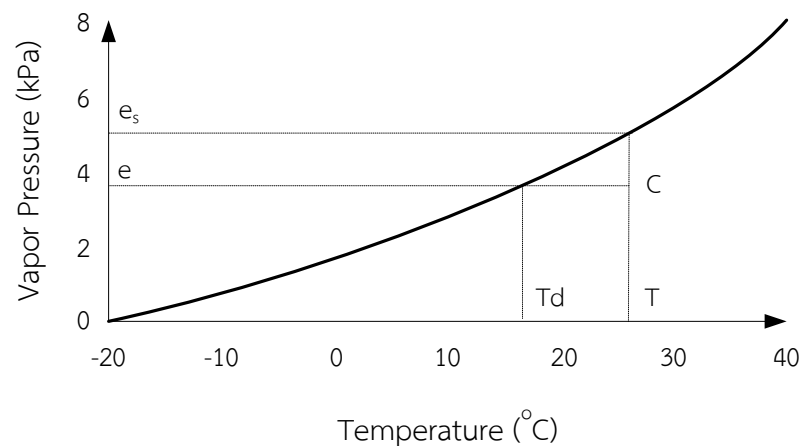
$$\begin{aligned} R_a &= R_d (1 + 0.608 q_v) \\ &= 287 (1 + 0.608 q_v) \text{ J/kg.K} \end{aligned} \quad \text{-----}(3.9)$$



รูปที่ 3.1 ความดันไอน้ำ

เมื่อน้ำได้รับพลังงานแสงอาทิตย์มากขึ้นจะทำให้โมเลกุลของน้ำระเหยกลายเป็นไอน้ำมากขึ้นจนถึงจุด ๆ หนึ่งที่โมเลกุลของไอน้ำอึดตัวซึ่งเป็นจุดที่มีไอน้ำบรรจุอยู่เต็ม อากาศไม่สามารถรับไอน้ำได้อีกจะเรียกความดันไอน้ำที่จุดนี้ว่า ความดันไอน้ำอึดตัว (Saturated Vapor Pressure)

ความสัมพันธ์ระหว่างความดันไอน้ำอึดตัวกับอุณหภูมิอากาศมีแนวโน้มตามรูปที่ 3.2 กล่าวคือที่อุณหภูมิ  $T$  และมีความดันไอน้ำ  $e$  หรือกล่าวได้ว่าอากาศในขณะนั้นยังสามารถรับไอน้ำได้อีกเท่ากับ  $e_s - e$  ตามเส้นที่ 1 โดยที่  $e_s$  คือความดันไอน้ำอึดตัวที่อุณหภูมิ  $T_a$  ดังนั้น  $e_s - e$  จึงเรียกว่า ผลต่างความดันไอน้ำอึดตัว (Saturated Deficit) และถ้ามวลอากาศที่จุด  $e$  ถูกทำให้เย็นลงจากเดิมเป็นอุณหภูมิ  $T_d$  โดยมีความดันคงที่ตามเส้นที่ 2 อากาศจะอึดตัวที่อุณหภูมิ  $T_d$  หรือที่เรียกว่า อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew Point Temperature) (Chow et al., 1988)



รูปที่ 3.2 ความสัมพันธ์ระหว่างความดันไอน้ำอึดตัวกับอุณหภูมิอากาศ



ตารางที่ 3.1 ความดันไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิต่าง ๆ

อุณหภูมิอากาศ (°C)	ความดันไอน้ำอิ่มตัว (kPa)	อุณหภูมิอากาศ (°C)	ความดันไอน้ำอิ่มตัว (kPa)
-20	125	20	2,337
-10	286	25	3,167
0	611	30	4,243
5	872	35	5,624
10	1,227	40	7,378
15	1,704		

โดยทั่วไปสามารถคำนวณหาความดันไอน้ำของอากาศได้จากสมการดังนี้คือ

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) \quad \text{-----}(3.10)$$

ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity) คือปริมาณความชื้นที่มีอยู่จริงในอากาศต่อปริมาณความชื้นที่มีปริมาตรเท่ากัน อุณหภูมิเดียวกัน และอยู่ในสภาพอิ่มตัว หรือเป็นเปอร์เซ็นต์ของความดันไอน้ำของอากาศในขณะนั้นต่อความดันไอน้ำอิ่มตัวของอากาศที่มีอุณหภูมิเท่ากันดังแสดงในสมการ

$$R_h = \frac{e}{e_s} \quad \text{-----}(3.11)$$

ความชื้นจำเพาะ (Specific Humidity) ประมาณค่าได้จาก

$$q_v = 0.622 \frac{e}{p} \quad \text{-----}(3.12)$$

ตัวอย่างที่ 3.1 ข้อมูลภูมิอากาศของสถานีตรวจวัดอากาศแห่งหนึ่งมีค่าความกดอากาศ (Air Pressure) เท่ากับ 100 kPa อุณหภูมิอากาศเท่ากับ 20°C และอุณหภูมิจุดน้ำค้างเท่ากับ 16°C ให้คำนวณหา

- (1) ความดันไอ (Vapor Pressure)
- (2) ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity)
- (3) ความชื้นจำเพาะ (Specific Humidity)
- (4) ความหนาแน่นของอากาศ (Air Density)

วิธีทำ ความดันไออิ่มตัว (Saturated Vapor Pressure) ที่อุณหภูมิ 20°C

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) = 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 20}{237.3 + 20}\right) = 2,339 \text{ Pa}$$

ความดันไอ (Vapor Pressure) ที่อุณหภูมิจุดน้ำค้าง 16°C

$$e = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) = 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 16}{237.3 + 16}\right) = 1,819 \text{ Pa}$$

ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity)

$$R_h = \frac{e}{e_s} = \frac{1,819}{2,339} = 78\%$$

ความชื้นจำเพาะ (Specific Humidity)

$$q_v = 0.622 \frac{e}{p} = 0.622 \frac{1,819}{100 \times 10^3} = 0.0113 \text{ kg water/kg moist air}$$

ความหนาแน่นของอากาศ (Air Density)

$$\rho_a = \frac{p}{R_a T} = \frac{100 \times 10^3}{289 \times 293} = 1.18 \text{ kg/m}^3$$

โดยที่

$$R_a = 287(1 + 0.608q_v) \text{ J/kg.K}$$

$$q_v = 0.0113$$

$$T = 20^\circ\text{C} = 20 + 273 = 293 \text{ K}$$

### 3.3 น้ำในอากาศ (Precipitation)

#### 3.3.1 น้ำจากอากาศ (Precipitation)

น้ำจากอากาศ (Precipitation) คือ น้ำที่เกิดจากความชื้นที่มีอยู่ในอากาศที่ได้รับคามเย็นและเกิดการรวมตัวกันจนมีขนาดใหญ่ขึ้น และมีน้ำหนักมากกว่าแรงลอยตัวและแรงต้านทาน หรือแรงเสียด

ทานระหว่างน้ำจากอากาศกับอากาศ จึงตกลงมาสู่พื้นผิวโลกทั้งในรูปของของเหลวเช่น ฝน ละอองฝน เป็นต้น และของแข็งเช่น ลูกเห็บ ผลึกน้ำแข็ง เป็นต้น

(1) ปัจจัยที่ทำให้เกิดน้ำจากอากาศ

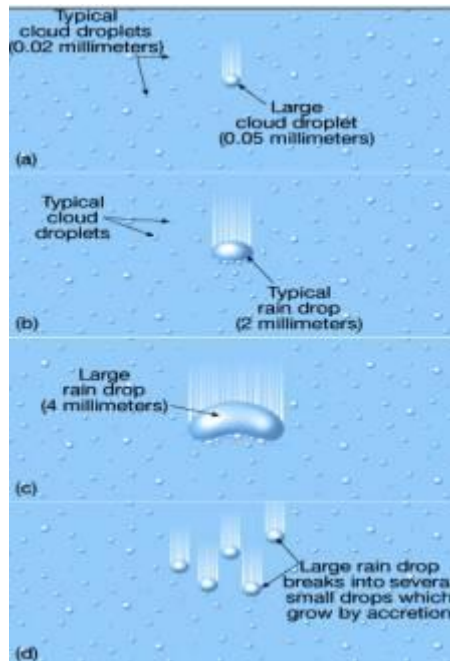
ปัจจัยหลักที่ทำให้เกิดน้ำจากอากาศประกอบด้วย

- ความชื้นในอากาศหรือปริมาณไอน้ำในอากาศ (Moist Air) ต้องมีมากกว่าปริมาณไอน้ำอิ่มตัวที่อากาศจะรับไว้ได้
- กระบวนการควบแน่น (Mechanism of Condensation) ที่เกิดจากการลอยตัวของมวลอากาศขึ้น ซึ่งในขณะที่ยลอยตัวสูงขึ้นมวลอากาศขึ้นจะขยายตัวเนื่องจากความดันบรรยากาศรอบ ๆ ลดลง ขณะเดียวกันจะเกิดการเย็นตัวลง เมื่ออุณหภูมิของมวลอากาศขึ้นลดลงถึงอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะทำให้ไอน้ำในอากาศอิ่มตัวหรือเกินจุดอิ่มตัว และเกิดการควบแน่นกลั่นตัวเป็นน้ำจากอากาศ
- นิวเคลียสไอการกลั่นตัว (Condensation Nuclei) เพื่อให้ น้ำจากอากาศที่กลั่นตัวเป็นหยดน้ำเล็กๆ มาเกาะรวมกันเป็นหยดใหญ่หนักเกินกว่าอากาศจะรับไหว และมีลักษณะการตกที่แรงกว่าแรงเสียดทานระหว่างหยดน้ำกับอากาศและแรงลอยตัวของหยดน้ำจึงตกลงมาเป็นน้ำจากอากาศได้ โดยที่นิวเคลียสไอการกลั่นตัวได้แก่ ฝุ่นละออง ละอองเกสรดอกไม้ ไอเกลือจากทะเล คิวโนจากรถยนต์หรือโรงงานอุตสาหกรรม แคลเซียมคลอไรด์ (Calcium Chloride) และออกไซด์ของไนโตรเจน (Oxides of Nitrogen) เป็นต้น

(2) กระบวนการเกิดน้ำจากอากาศ

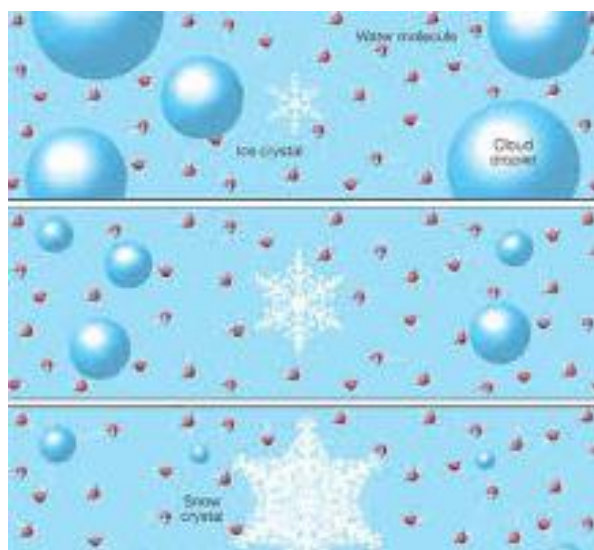
กระบวนการเกิดน้ำจากอากาศประกอบด้วย 3 กระบวนการคือ

- กระบวนการชนแล้วรวมกัน (Collision-Coalescence Process) เป็นกระบวนการที่อนุภาคของละอองน้ำที่กระจุกกระจายอยู่ในอากาศซึ่งมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 0.001-0.1 มิลลิเมตร และเมื่อมวลอากาศขึ้นที่ลอยตัวสูงขึ้นมีความแปรปรวนก็จะส่งผลให้ละอองน้ำเล็กๆ เคลื่อนที่เข้าชนกันแล้วเกิดการยึดเกาะกันเป็นเม็ดใหญ่ขึ้นดังแสดงในรูปที่ 3.3 และถ้าหากมีขนาดใหญ่มากก็อาจจะแตกแยกออกหรือตกลงมากลายเป็นฝนในเขตร้อน



รูปที่ 3.3 กระบวนการชนกันแล้วรวมกันของน้ำจากอากาศ

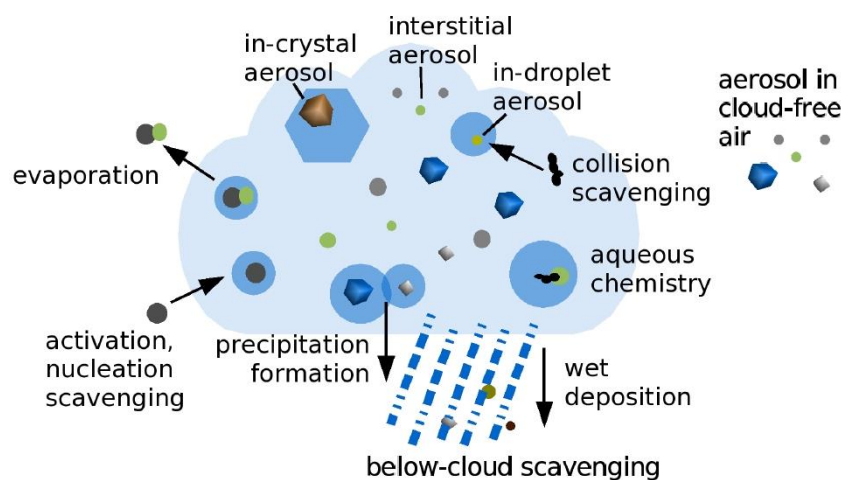
- กระบวนการเกิดผลึกน้ำแข็ง (Ice Crystal Process) ส่วนมากจะเกิดขึ้นในฤดูหนาว โดยกระบวนการนี้จะเกิดขึ้นได้ก็ต่อเมื่อในกลุ่มเมฆมีไอน้ำ ผลึกน้ำแข็ง และน้ำปะปนกันอยู่ โดยที่เมฆจะต้องมีอุณหภูมิต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส ซึ่งไอน้ำจะลอยเข้าเกาะติดผลึกน้ำแข็งดังแสดงในรูปที่ 3.4 ทั้งนี้ความดันไอของน้ำที่เกาะติดนี้มีสูงกว่าความดันไอน้ำของผลึกน้ำแข็ง ดังนั้นจึงทำให้ไอน้ำที่เกาะติดนี้กลั่นตัวบนผลึกน้ำแข็งและมีขนาดโตขึ้นตกลงมาเป็นหิมะในเขตหนาว หรือในกรณีที่ตกลงมาผ่านบรรยากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่า หิมะก็จะละลายแล้วกลายเป็นฝนในเขตร้อนได้



รูปที่ 3.4 กระบวนการเกิดผลึกน้ำแข็ง

- กระบวนการฟ้าแลบ (Lightening Process) จะทำให้เกิดประจุไฟฟ้าบวกและประจุไฟฟ้าลบในละอองน้ำที่ลอยอยู่ในบรรยากาศ ทำให้เกิดแรงดึงดูดของอนุภาคของละอองน้ำและเกิดการรวมตัวกันจนมีขนาดโตขึ้นตกลงมากลายเป็นฝน ซึ่งในขณะที่เกิดฟ้าแลบจะมีผลทำให้ก๊าซออกซิเจน ไนโตรเจน ในอากาศผสมรวมตัวกันเป็นไนตรัสออกไซด์ และไนโตรเจนออกไซด์ ซึ่งเป็นสารประกอบที่มีความสามารถในการดูดไอน้ำในบรรยากาศให้มารวมตัวกันแล้วตกลงมาเป็นฝน

โดยทั่วไปแล้วในก้อนเมฆจะมีวัฏจักรของการควบแน่น (Condensation) การตก (Falling) การระเหย (Evaporation) และการลอยตัว (Rising) เกิดขึ้น ดังแสดงในรูปที่ 3.5



รูปที่ 3.5 วัฏจักรของน้ำจากอากาศในก้อนเมฆ

จากรูปเมื่อไอน้ำ (Water Vapor) ลอยตัวขึ้นในขณะที่อุณหภูมิของอากาศลดลงตามความสูง ไอน้ำจะเกิดการควบแน่นเกาะอยู่รอบนิวเคลียสของการควบแน่นที่เป็นอนุภาคเล็ก ๆ ที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 0.001-10 ไมครอน หรือที่เรียกว่า แอโรซอลส์ (Aerosols) เมื่อหยดน้ำ (Droplets) ลอยตัวขึ้นในสภาพอากาศปั่นป่วน (Turbulent Air) จะเกิดการชนกันและรวมตัวกัน ขณะเดียวกันจะเกิดการควบแน่นมากขึ้น ทำให้หยดน้ำมีขนาดใหญ่มากขึ้นจนกระทั่งมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 0.1 มิลลิเมตร ซึ่งมีน้ำหนักมากพอที่จะชนะแรงลอยตัวของหยดน้ำและแรงเสียดทานระหว่างหยดน้ำกับอากาศก็จะตกลงมาสู่พื้นผิวดิน ในขณะที่ตกลงมานั้นหยดน้ำบางส่วนจะเกิดการระเหยและลดขนาดลง เกิดการระเหยลอยกลับขึ้นไปอีกครั้ง และหยดน้ำบางส่วนเกิดการชนกันและรวมตัวกันจนมีขนาดใหญ่ขึ้นและตกลงมากลายเป็นหยดน้ำฝน (Raindrops) หรือในขณะที่ตกลงมานั้นหยดน้ำที่มีขนาดใหญ่ซึ่งมีเส้นผ่านศูนย์กลางตั้งแต่ 3-5 มิลลิเมตรบางส่วนจะแตกตัวเป็นหยดน้ำขนาดเล็กและลอยตัวกลับขึ้นสู่บรรยากาศ และบางส่วนตกลงมาเป็นหยดน้ำฝน โดยมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 0.1-3 มิลลิเมตรบริเวณฐานเมฆ

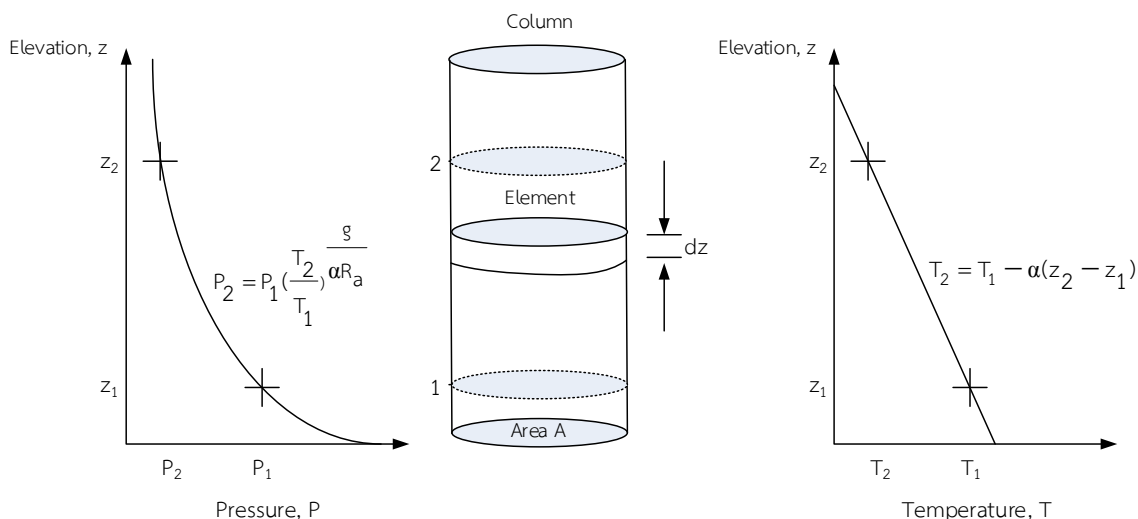
### (3) รูปแบบทั่วไปของน้ำจากอากาศ

รูปแบบทั่วไปของน้ำจากอากาศมีดังนี้

- ฝนละออง (Drizzle) หรือหมอกน้ำค้าง (Mist) มีลักษณะเป็นละอองฝนขนาดเล็กมาก มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางน้อยกว่า 0.5 มิลลิเมตร มีความเข้มข้นน้อยมากไม่เกิน 1 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง
- ฝน (Rain) มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางอยู่ระหว่าง 0.5-0.6 มิลลิเมตร
- หิมะ (Snow) เป็นน้ำจากอากาศที่มีลักษณะเป็นผลึกน้ำแข็งที่มีขนาด รูปร่าง และความเข้มข้นผลึกน้ำแข็งขึ้นอยู่กับความเย็นของอุณหภูมิอากาศ หิมะมีลักษณะเป็นปุยอ่อนนุ่มและเป็นผลึกรูปหกเหลี่ยม โดยทั่วไปหิมะจะมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 1-2 มิลลิเมตร และมีความถ่วงจำเพาะเฉลี่ย (Average Specific Gravity) ประมาณ 0.1
- ลูกปรายน้ำแข็ง (Sleet) เป็นน้ำฝนปนกับหิมะมีลักษณะเป็นเม็ดน้ำแข็งโปร่งใสขนาดเล็กขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 0.5-5 มิลลิเมตร
- ลูกเห็บ (Hail) เป็นน้ำจากอากาศที่เป็นเม็ดน้ำแข็งรูปทรงกลม รูปทรงกรวย หรือรูปทรงอื่น ๆ มีสีขุ่นมัวขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางมากกว่า 8 มิลลิเมตร

### 3.3.2 การคำนวณปริมาณน้ำในอากาศ (Precipitable Water)

ปริมาณน้ำในอากาศ (Precipitable Water) หมายถึงปริมาณไอน้ำทั้งหมดที่มีอยู่ในชั้นบรรยากาศซึ่งในทางอุตุนิยมวิทยามักจะใช้ในการประเมินปริมาณน้ำสูงสุดที่มีอยู่ในบรรยากาศก่อนที่จะตกลงมากลายเป็นฝน อย่างไรก็ตามในกระบวนการทางธรรมชาติโอกาสที่ปริมาณน้ำในอากาศทั้งหมดจะรวมตัวกันแล้วกลายเป็นฝนเป็นไปได้ยากมาก การคำนวณหาปริมาณน้ำในอากาศทำได้โดยการคำนวณหาปริมาณน้ำในอากาศในแต่ละช่วงความสูงในแนวตั้งโดยอาศัยข้อมูลสภาพภูมิอากาศได้แก่ อุณหภูมิ ความหนาแน่นอากาศ ความชื้นจำเพาะ และความดันบรรยากาศ ซึ่งความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลสภาพภูมิอากาศที่ระดับความสูงต่าง ๆ แสดงในรูปที่ 3.6



รูปที่ 3.6 ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลสภาพภูมิอากาศที่ระดับความสูงต่าง ๆ

จากรูปปริมาณน้ำทั้งหมดในคอลัมน์ที่มีอากาศอึดตัวจะเรียกว่า ปริมาณน้ำในอากาศ (Precipitable Water) โดยทั่วไปความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลอุณหภูมิ (Temperature, T) ที่ระดับความสูงเหนือพื้นดิน (Altitude, z) จะแสดงในรูปสมการดังนี้

$$T_2 = T_1 - \alpha(z_2 - z_1) \text{-----(3.13)}$$

หรือกล่าวได้ว่าอุณหภูมิอากาศจะลดลงตามระดับความสูงเหนือพื้นดินที่เพิ่มขึ้น ในขณะที่ข้อมูลความดันบรรยากาศที่ระดับความสูงต่าง ๆ สัมพันธ์โดยตรงกับข้อมูลอุณหภูมิ อัตราการลดลงของอุณหภูมิอากาศ (Lapse Rate,  $\alpha$ ) ในรูปสมการ

$$P_2 = P_1 \left( \frac{T_2}{T_1} \right)^{\frac{g}{\alpha R_a}} \text{-----(3.14)}$$

โดยที่  $\alpha = -\frac{dT}{dz}$  ในหน่วยองศาเซลเซียสต่อกิโลเมตร

เมื่อพิจารณาคอลัมน์อากาศที่ระดับความสูง dz เหนือพื้นดินขนาด A จะสามารถคำนวณหามวลของอากาศ ( $m_a$ ) และมวลของน้ำ ( $m_w$ ) ได้จากสมการดังนี้

$$m_a = \rho_a A \Delta z \text{-----(3.15)}$$

$$m_w = \rho_w \rho_a A \Delta z \quad \text{-----}(3.16)$$

ด้วยเหตุนี้ปริมาณน้ำในอากาศทั้งหมดในคอลัมน์อากาศอิมตัวสามารถประมาณการได้จากปริมาณน้ำในอากาศในแต่ละช่วงความสูงในแนวตั้งดังนี้

$$m_p = \int_{z_1}^{z_2} q_v \rho_a A dz \quad \text{-----}(3.17)$$

หรือในแต่ละช่วงความสูงเหนือพื้นดิน ( $\Delta z$ ) สามารถคำนวณหาปริมาณน้ำในอากาศได้จาก

$$\Delta m_p = \bar{q}_v \bar{\rho}_a A \Delta z \quad \text{-----}(3.18)$$

**ตัวอย่างที่ 3.2** คำนวณหาปริมาณน้ำในอากาศ (Precipitable Water) จากคอลัมน์อากาศอิมตัวซึ่งสูงเหนือพื้นผิวดิน 10 กิโลเมตร พื้นผิวดินมีขนาด 1 ตารางเมตร กำหนดให้ความดันอากาศบริเวณผิวดินเท่ากับ 101.3 กิโลปาสคาล และอุณหภูมิอากาศพื้นผิวดินเท่ากับ 30 องศาเซลเซียส และอัตราการลดลงของอุณหภูมิอากาศ (Lapse Rate) เท่ากับ 6.5 องศาเซลเซียสต่อกิโลเมตร

**วิธีทำ** ตัวอย่างการคำนวณในแต่ละคอลัมน์มีดังนี้

คำนวณหาอุณหภูมิที่ระดับ  $z_2$

$$T_2 = T_1 - \alpha(z_2 - z_1) = 30 - 0.0065(2,000 - 0) = 17^\circ \text{C} = 290 \text{ K}$$

$$z_1 = 0 \text{ m}$$

$$z_2 = 2,000 \text{ m}$$

$$T_1 = 30 + 273 = 303 \text{ K}$$

คำนวณหาความดันที่ระดับ  $z_2$

$$P_2 = P_1 \left( \frac{T_2}{T_1} \right)^{\frac{g}{\alpha R_a}} = 101.3 \left( \frac{290}{303} \right)^{5.26} = 80.3 \text{ kPa}$$

$$\frac{g}{\alpha R_a} = \left( \frac{9.81}{0.0065 \times 287} \right) = 5.26$$

คำนวณหาความหนาแน่นอากาศที่ระดับ  $z_1$  (พื้นผิวดิน)



$$\rho_a = \frac{p}{R_a T} = \frac{101.3 \times 10^3}{287 \times 303} = 1.16 \text{ kg/m}^3$$

คำนวณหาความหนาแน่นอากาศที่ระดับ  $z_2$

$$\rho_a = \frac{p}{R_a T} = \frac{80.4 \times 10^3}{287 \times 290} = 0.97 \text{ kg/m}^3$$

$$\bar{\rho}_a = \left( \frac{1.16 + 0.97}{2} \right) = 1.07 \text{ kg/m}^3$$

คำนวณหาความดันไออิ่มตัวที่ระดับ  $z_1$

$$e = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) = 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 30}{237.3 + 30}\right) = 4,244 \text{ Pa} = 4.244 \text{ kPa}$$

คำนวณหาความดันไออิ่มตัวที่ระดับ  $z_2$

$$e = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) = 611 \exp\left(\frac{17.27 \times 17}{237.3 + 17}\right) = 1,940 \text{ Pa} = 1.940 \text{ kPa}$$

ความชื้นจำเพาะที่ระดับผิวดิน

$$q_v = 0.622 \frac{e}{p} = 0.622 \frac{4.27}{101.3} = 0.026 \text{ kg water/kg moist air}$$

$$\bar{q}_v = \left( \frac{0.026 + 0.015}{2} \right) = 0.0205 \text{ kg water/kg moist air}$$

คำนวณหาปริมาณน้ำในอากาศ

$$\Delta m_p = \bar{q}_v \bar{\rho}_a A \Delta z = 0.0205 \times 1.07 \times 1 \times 2,000 = 43.7 \text{ kg}$$

ผลการคำนวณทั้งหมดแสดงในตารางที่ 3.2

ตารางที่ 3.2 ผลการคำนวณหาปริมาณน้ำในอากาศ

Elev.	Temperature		Air Pressure	Density		Vapor Pressure	Specific Humidity	Avg. over Increment	Incremental Mass	% of Total Mass	
	z	T		T	p						$\rho_a$
(km)	(°C)	(°K)	(kPa)	(kg/m <sup>3</sup> )	(kg/m <sup>3</sup> )	(kPa)	(kg/kg)	(kg/kg)	(kg)	(%)	
0	30	303	101.3	1.16		4.24	0.0261				
2	17	290	80.4	0.97	1.07	1.94	0.0150	0.0205	43.7	57	
4	4	277	63.2	0.79	0.88	0.81	0.0080	0.0115	20.2	26	
6	-9	264	49.1	0.65	0.72	0.31	0.0039	0.0060	8.6	11	
8	-22	251	37.6	0.52	0.59	0.10	0.0017	0.0028	3.3	4	
10	-35	238	28.5	0.42	0.47	0.03	0.0007	0.0012	1.1	2	
									Total	77.0	100

ปริมาณมวลน้ำในอากาศทั้งหมดเท่ากับ 77 กิโลกรัม หรือคิดเป็นความลึกน้ำ 77 มิลลิเมตรดังนี้

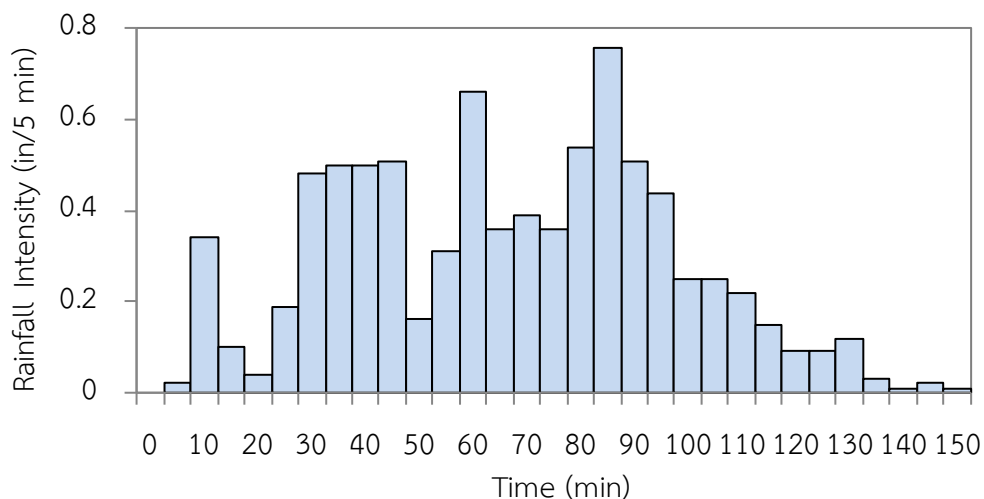
$$\rho_w = \frac{m_p}{V} = \frac{m_p}{A \times \text{Depth}}$$

$$\text{Depth} = \frac{m_p}{\rho_w A} = \frac{m_p}{\rho_w A} = \frac{77}{(1,000 \times 1)} = 0.077 \text{ m} = 77 \text{ mm}$$

### 3.3 การวิเคราะห์ข้อมูลฝน (Analysis of Rainfall)

#### 3.3.1 ไฮเอทโทกราฟของข้อมูลฝน (Rainfall Hyetograph)

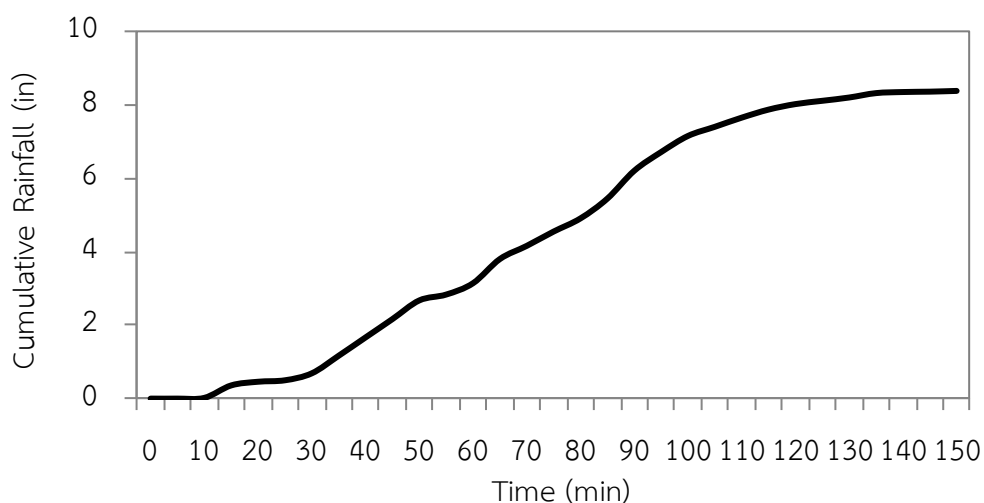
โดยทั่วไปแล้วข้อมูลฝนที่ทำการตรวจวัดจะถูกนำมาเสนอในรูปของไฮเอทโทกราฟของข้อมูลฝน (Rainfall Hyetograph) ซึ่งเป็นกราฟที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มฝนที่ช่วงเวลาต่าง ๆ ในรูปของกราฟแท่งดังแสดงในรูปที่ 3.7 ซึ่งบ่งชี้ถึงลักษณะการกระจายตัวของข้อมูลความเข้มฝนในขณะที่ฝนตก ตลอดจนถึงเป็นข้อมูลที่สำคัญในการวิเคราะห์กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Analysis of Unit Hydrograph) เพื่อนำไปใช้ประมาณการปริมาณน้ำท่าในลำน้ำอีกด้วย (Chow et al., 1988)



รูปที่ 3.7 ไฮเอทโทกราฟของข้อมูลฝน

### 3.3.2 ไฮเอทโทกราฟของข้อมูลฝนสะสม (Cumulative Rainfall Hyetograph)

ไฮเอทโทกราฟของข้อมูลฝนสะสม (Cumulative Rainfall Hyetograph/Rainfall Mass Curve) เป็นการนำเสนอผลการวิเคราะห์ฝนอีกรูปแบบหนึ่งซึ่งทำการพล็อตกราฟฝนสะสมเทียบกับเวลาดังแสดงตัวอย่างในรูปที่ 3.8 ไฮเอทโทกราฟของข้อมูลฝนสะสมนับเป็นข้อมูลที่สำคัญที่ทำให้ทราบแนวโน้มของค่าความเข้มฝนสะสมและยังนำมาใช้หาค่าความเข้มฝนในช่วงเวลาที่สนใจได้อีกด้วย (Chow et al., 1988)



รูปที่ 3.8 ไฮเอทโทกราฟของข้อมูลฝนสะสม

ตารางที่ 3.3 การคำนวณฝนสะสมและความเข้มฝนที่ช่วงเวลาต่าง ๆ

Time (min)	Rainfall (in)	Cumulative Rainfall	Running Table		
			30 min	1 hr	2 hr
0		0.00			
5	0.02	0.00			
10	0.34	0.02			
15	0.10	0.36			
20	0.04	0.46			
25	0.19	0.5			
30	0.48	0.69			
35	0.50	1.17	1.17		
40	0.50	1.67	1.65		
45	0.51	2.17	1.81		
50	0.16	2.68	2.22		
55	0.31	2.84	2.34		
60	0.66	3.15	2.46		
65	0.36	3.81	2.64	3.81	
70	0.39	4.17	2.5	4.15	
75	0.36	4.56	2.39	4.2	
80	0.54	4.92	2.24	4.46	
85	0.76	5.46	2.62	4.96	
90	0.51	6.22	3.07	5.53	
95	0.44	6.73	2.92	5.56	
100	0.25	7.17	3	5.5	
105	0.25	7.42	2.86	5.25	
110	0.22	7.67	2.75	4.99	
115	0.15	7.89	2.43	5.05	
120	0.09	8.04	1.82	4.89	
125	0.09	8.13	1.4	4.32	8.13
130	0.12	8.22	1.05	4.05	8.2
135	0.03	8.34	0.92	3.78	7.98
140	0.01	8.37	0.7	3.45	7.91
145	0.02	8.38	0.49	2.92	7.88
150	0.01	8.4	0.36	2.18	7.71
Max. Depth	0.76		3.07	5.56	8.20
Max. Intensity (in/hr)	9.12		6.14	5.56	4.10

การวิเคราะห์ความเข้มข้นสูงสุดและความเข้มข้นในช่วงเวลาต่าง ๆ นับเป็นข้อมูลที่สำคัญที่บ่งบอกถึงความรุนแรงของฝนอันเนื่องมาจากพายุลูกใดลูกหนึ่งสำหรับนำไปใช้เปรียบเทียบกับพายุฝนลูกอื่น ๆ ที่ตำแหน่งตรวจวัดเดียวกัน นอกจากนี้ยังเป็นฐานข้อมูลที่สำคัญสำหรับนำไปใช้ในการออกแบบโครงสร้างอาคารควบคุมน้ำอีกด้วย

### 3.3.3 ฝนเชิงพื้นที่ (Aerial Rainfall)

ฝนเชิงพื้นที่ (Aerial Rainfall) หมายถึง ปริมาณฝนเฉลี่ยที่เป็นตัวแทนของฝนในพื้นที่ศึกษาซึ่งโดยทั่วไปจะทำการวิเคราะห์ในระดับลุ่มน้ำ ระดับจังหวัด ระดับอำเภอ เป็นต้น การวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่จะอาศัยข้อมูลฝนตรวจวัดระยะยาวของสถานีต่าง ๆ ที่ตั้งอยู่ในพื้นที่นั้น ๆ โดยอาศัยวิธีการวิเคราะห์ที่สำคัญดังนี้คือ (Chow et al., 1988; Asawa, 2005)

#### (1) วิธีค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (Arithmetic Mean Method)

วิธีค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (Arithmetic Mean Method) เป็นวิธีวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่ที่ง่ายและรวดเร็วที่สุดโดยการหาผลรวมของข้อมูลความเข้มข้น ( $P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$ ) จากสถานีตรวจวัด 1, 2, 3, ..., n และหารด้วยจำนวนสถานีวัดน้ำฝนทั้งหมดดังแสดงในสมการดังนี้คือ

$$\bar{p} = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad \text{-----}(3.19)$$

เมื่อ  $\bar{p}$  = ปริมาณฝนเฉลี่ย

$P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n$  = ข้อมูลความเข้มข้นจากสถานีตรวจวัด 1, 2, 3, ..., n

n = จำนวนสถานีวัดน้ำฝนทั้งหมดในพื้นที่ศึกษา

วิธีนี้เหมาะสำหรับพื้นที่ที่มีสถานีตรวจวัดน้ำฝนกระจายสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่และความผันแปรของค่าปริมาณน้ำฝนของแต่ละสถานีไม่สูงนัก

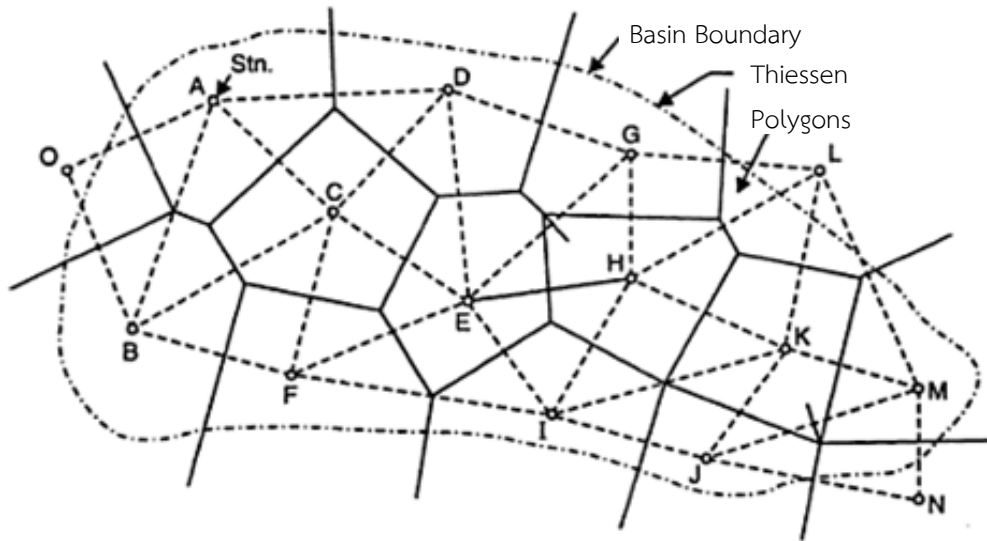
#### (2) วิธีทิสเสน (Thiessen Polygon Method)

วิธีทิสเสน (Thiessen Polygon Method) ถูกพัฒนาขึ้นโดยพิจารณาจากข้อจำกัดในการวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่ในกรณีที่สถานีตรวจวัดน้ำฝนกระจายไม่สม่ำเสมอในพื้นที่ที่พิจารณาด้วยการกำหนดแฟกเตอร์ปรับค่าน้ำหนัก (Weightage Factor) ของแต่ละสถานีวัดน้ำฝน และกำหนดเทคนิคในการสร้างรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสน (Thiessen Polygon) เพื่อกำหนดขอบเขตพื้นที่รับน้ำฝนโดยตั้งสมมุติฐานให้ค่าความเข้มข้นของสถานีตรวจวัด  $i$  เป็นตัวแทนของข้อมูลฝนทั่วทั้งพื้นที่  $A_i$  หรือความเข้มข้นมีค่าเท่ากันทั่วทั้งพื้นที่  $A_i$  สำหรับหลักการสร้างรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนทำได้ดังนี้

- เลือกสถานีวิัดน้ำฝนที่จะนำมาวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่ทั้งในและนอกพื้นที่ลุ่มน้ำที่ทำการศึกษา ทั้งนี้หากทำการเลือกสถานีนอกลุ่มน้ำจะต้องอยู่ภายใต้เงื่อนไขที่สภาพทางกายภาพของพื้นที่ดังกล่าวต้องไม่แตกต่างไปจากพื้นที่ลุ่มน้ำที่ทำการศึกษา ตลอดจนความผันแปรของข้อมูลฝนต้องไม่แตกต่างไปจากข้อมูลในพื้นที่ลุ่มน้ำที่ทำศึกษามากนัก
- เลือกสถานีวิัดน้ำฝนที่ตั้งอยู่ใกล้กัน 3 สถานีและลากเส้นเชื่อมต่อระหว่างกันโดยให้ครอบคลุมสถานีวิัดน้ำฝนที่ได้คัดเลือกมาแล้วทั้งหมด
- วัดระยะจุดกึ่งกลางของเส้นประแต่ละเส้น จากนั้นทำการลากเส้นตรงที่ตั้งฉากกับเส้นประแต่ละเส้นให้ไปตัดกันบริเวณตรงกลางหรือข้างในรูปสามเหลี่ยมจนกระทั่งครบทุกสถานี
- ลบแนวเส้นประที่จะได้รูปหลายเหลี่ยมของทิสเสน สำหรับสถานีที่อยู่ใกล้กับเส้นขอบเขตของพื้นที่ลุ่มน้ำที่ทำการศึกษา ให้ทำการลากเส้นตรงที่ต่อไปยังเส้นขอบของพื้นที่ที่จะได้รูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนดังแสดงในรูปที่ 3.9
- วัดขนาดของพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ครอบคลุมสถานีวิัดน้ำฝนแต่ละรูปโดยใช้แพลนนิมิเตอร์ (Planimeter) จะได้  $A_i$
- วิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่ได้จากสูตรการคำนวณดังนี้

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n P_i A_i \quad \text{-----(3.20)}$$

อาจกล่าวได้ว่าวิธีทิสเสนดีกว่าวิธีค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์เนื่องจากได้กำหนดแฟคเตอร์ปรับค่าน้ำหนักของพื้นที่เพื่อลดข้อจำกัดที่เกิดจากการกระจายตัวของสถานีวิัดน้ำฝนไม่สม่ำเสมอ นอกจากนี้ยังสามารถนำข้อมูลฝนจากสถานีนอกลุ่มน้ำมาใช้ในการวิเคราะห์ร่วมด้วย อย่างไรก็ตามเทคนิคการสร้างรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนที่ไม่ได้คำนึงถึงสภาพภูมิประเทศมาพิจารณาอาจทำให้ผลการวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่คลาดเคลื่อนได้ นอกจากนี้วิธีทิสเสนยังไม่มีควมยืดหยุ่นในการนำไปใช้งานกล่าวคือ หากมีการเปลี่ยนตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวิัดน้ำฝนก็จำเป็นต้องสร้างรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนใหม่ทุกครั้ง



รูปที่ 3.9 เทคนิคการสร้างรูปหลายเหลี่ยมทิสเซน

(3) วิธีเส้นชั้นน้ำฝน (Isohyetal Method)

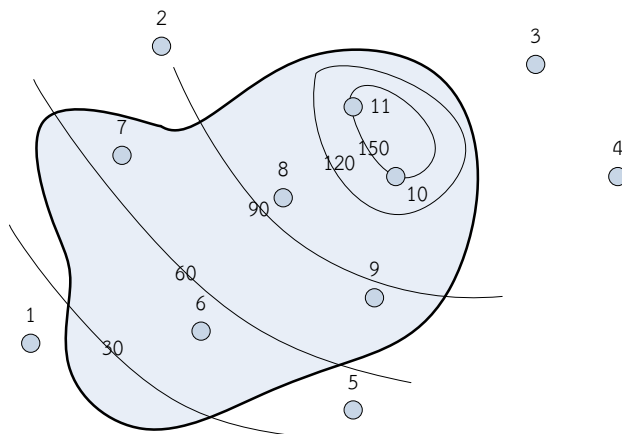
วิธีเส้นชั้นน้ำฝน (Isohyetal Method) เป็นวิธีที่พิจารณาลักษณะการกระจายตัวของข้อมูลความชื้นฝนที่ได้จากการตรวจวัดจริงทั่วทั้งพื้นที่เพื่อกำหนดเป็นเส้นชั้นน้ำฝน (Isohyet) ซึ่งเป็นเส้นที่ลากผ่านบริเวณพื้นที่ที่มีความชื้นฝนเท่ากัน การลากเส้นชั้นน้ำฝนจะนำข้อมูลลักษณะภูมิประเทศรวมถึงทิศทางของพายุฝนมาประกอบพิจารณา ในขณะเดียวกันสถานีวัดน้ำฝนจะต้องมีจำนวนมากพอเพื่อกำหนดเส้นชั้นน้ำฝนให้สอดคล้องกับสภาพความเป็นจริง สำหรับขั้นตอนในการลากเส้นชั้นน้ำฝนทำได้ดังนี้

- เลือกสถานีวัดน้ำฝนที่จะนำมาวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่ทั้งในและนอกพื้นที่ลุ่มน้ำที่ทำการศึกษา
- ระบุความชื้นฝนลงบนแผนที่และตรวจดูแนวโน้มของค่าความชื้นฝน กะประมาณด้วยสายตาเพื่อลากเส้นชั้นน้ำฝนโดยพยายามให้เส้นโค้งราบเรียบ
- หาพื้นที่ระหว่างเส้นชั้นน้ำฝน 2 เส้นที่อยู่ใกล้กันและอยู่ภายในขอบเขตของพื้นที่รับน้ำจะได้พื้นที่  $A_1, A_2, \dots, A_n$
- คำนวณหาปริมาณฝนเฉลี่ยได้จากสมการดังนี้คือ

$$\bar{p} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n P_i A_i \quad \text{-----}(3.21)$$

เมื่อ  $P_i$  = ค่าความชื้นฝนเฉลี่ยระหว่างเส้นชั้นน้ำฝน 2 เส้น

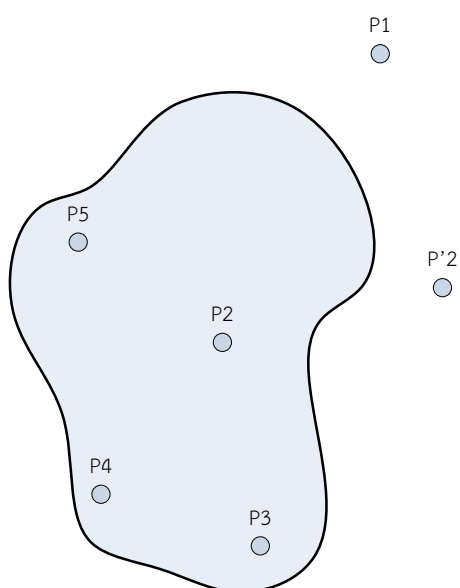
$A_i$  = พื้นที่ระหว่างเส้นชั้นน้ำฝน 2 เส้นที่อยู่ใกล้กัน



รูปที่ 3.10 เทคนิคการวาดเส้นชั้นน้ำฝน

ตัวอย่างที่ 3.3 ติดตั้งสถานีวัดน้ำฝนในกลุ่มน้ำ A จำนวน 6 สถานีประกอบด้วย  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_2'$ ,  $P_3$ ,  $P_4$  และ  $P_5$  ดังแสดงในรูปที่ 3.11 โดยมีปริมาณน้ำฝนตรวจวัดจากแต่ละสถานีดังแสดงในตารางที่ 3.4

ตารางที่ 3.4 ปริมาณน้ำฝนตรวจวัดของกลุ่มน้ำ A



สถานีวัดน้ำฝน	ปริมาณน้ำฝนตรวจวัด (mm)
$P_1$	10
$P_2$	20
$P_2'$	100
$P_3$	30
$P_4$	40
$P_5$	50

รูปที่ 3.11 สถานีวัดน้ำฝนในกลุ่มน้ำ A

ให้คำนวณหาปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่โดยวิธี

- (1) วิธีค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์
- (2) วิธีทิสเสน
- (3) วิธีเส้นชั้นน้ำฝน



วิธีทำ (1) วิธีค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์

การคำนวณปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่ด้วยวิธีนี้อยู่ภายใต้สมมุติฐานที่ปริมาณน้ำฝนของสถานีวัดน้ำฝน  $P_2'$  ลักษณะแตกต่างไปจากสถานีอื่น ๆ อย่างมีนัยสำคัญจึงไม่นำข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝน  $P_2'$  มาคิด และคัดเลือกข้อมูลเฉพาะสถานีวัดน้ำฝนที่ตั้งอยู่ภายในลุ่มน้ำ A มาคิดเท่านั้น

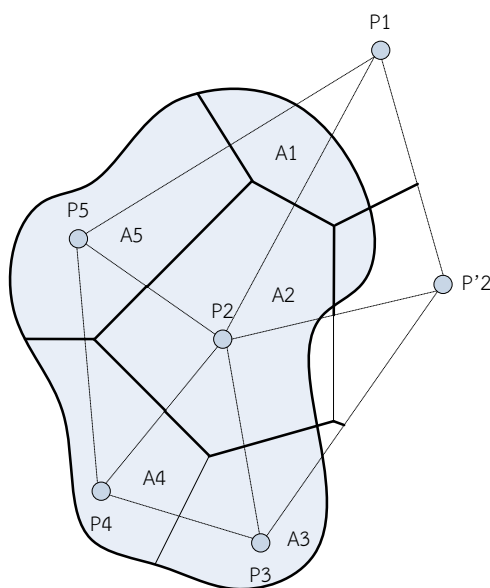
$$\bar{P} = \frac{P_2 + P_3 + P_4 + P_5}{4} = \frac{20 + 30 + 40 + 50}{4}$$

$$= 35 \text{ มิลลิเมตร}$$

ดังนั้นปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่เท่ากับ 35 มิลลิเมตร

(2) วิธีทิสเสน

วิธีทิสเสนนี้ได้นำข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝน  $P_1$  ซึ่งตั้งอยู่นอกลุ่มน้ำ A มาพิจารณาร่วมด้วยภายใต้ข้อสมมุติฐานที่ลักษณะกายภาพหรือลักษณะภูมิประเทศของพื้นที่ตั้งสถานี  $P_1$  มีลักษณะใกล้เคียงกับพื้นที่ลุ่มน้ำ A ซึ่งไม่มีผลต่อพฤติกรรมของข้อมูลฝนนั่นเอง ในขณะที่ไม่นำข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝน  $P_2'$  มาคิด



รูปที่ 3.12 รูปหลายเหลี่ยมทิสเสน

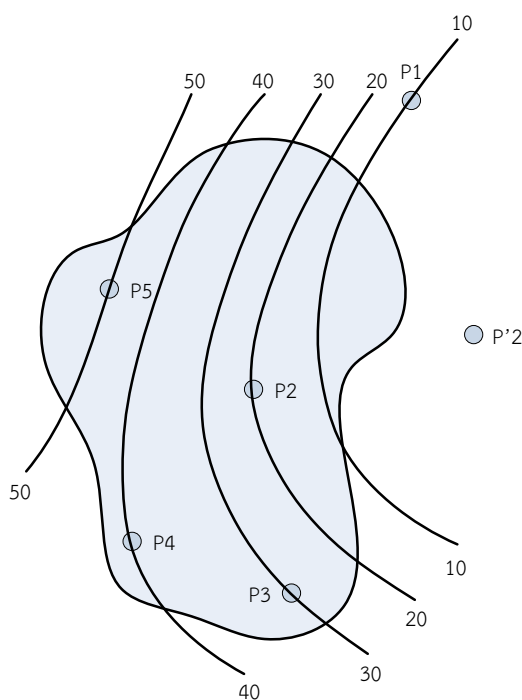
ตารางที่ 3.5 ผลการคำนวณปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่โดยวิธีทิสเสน

สถานีวัดน้ำฝน	ปริมาณน้ำฝนตรวจวัด (mm)	พื้นที่ (km <sup>2</sup> )	ปริมาณน้ำฝนตามสัดส่วน พื้นที่ (mm)
P <sub>1</sub>	10	0.22	2.2
P <sub>2</sub>	20	4.02	80.4
P <sub>3</sub>	30	1.35	40.5
P <sub>4</sub>	40	1.60	64.0
P <sub>5</sub>	50	1.95	97.5
ผลรวม		9.14	284.6

ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย (Average Rainfall) =  $284.6/9.14 = 31.1$  มิลลิเมตร  
 ดังนั้นปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่เท่ากับ 31.1 มิลลิเมตร

(3) วิธีเส้นชั้นน้ำฝน

ทำการสร้างเส้นชั้นน้ำฝนโดยไม่พิจารณาข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝน P<sub>2</sub>' จะได้



รูปที่ 3.13 เส้นชั้นน้ำฝน

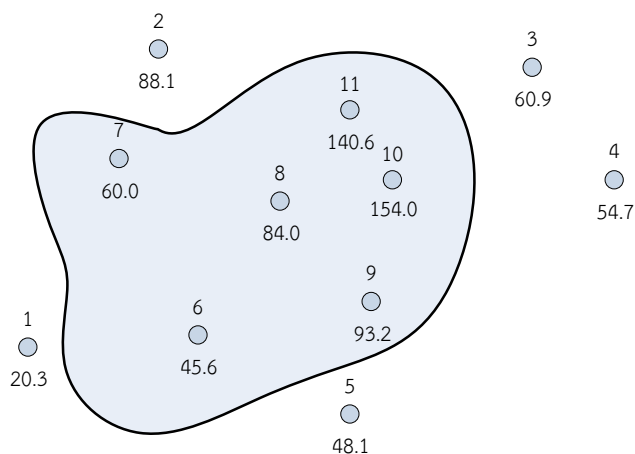
ตารางที่ 3.6 ผลการคำนวณปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่โดยวิธีเส้นชั้นน้ำฝน

เส้นชั้นน้ำฝน	พื้นที่วงปิด (km <sup>2</sup> )	ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย (mm)	ปริมาตรน้ำฝน (mm)
10	0.88	5*	4.4
20	1.59	15	23.9
30	2.24	25	56.0
40	3.01	35	105.4
50	1.22	45	54.9
	0.20	53*	10.6
ผลรวม		9.14	255.2

ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย (Average Rainfall) =  $255.2/9.14 = 27.9$  มิลลิเมตร

ดังนั้นปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่เท่ากับ 27.9 มิลลิเมตร

ตัวอย่างที่ 3.4 ความลึกฝนเฉลี่ยของข้อมูลฝนรายปีซึ่งตรวจวัดจากสถานีวัดน้ำฝนที่กระจายทั่วพื้นที่ลุ่มน้ำ B รวมถึงพื้นที่ข้างเคียงแสดงรายละเอียดไว้ในรูปที่ 3.14 ในหน่วยเซนติเมตร



รูปที่ 3.14 ความลึกฝนเฉลี่ยของข้อมูลฝนรายปีในลุ่มน้ำ B

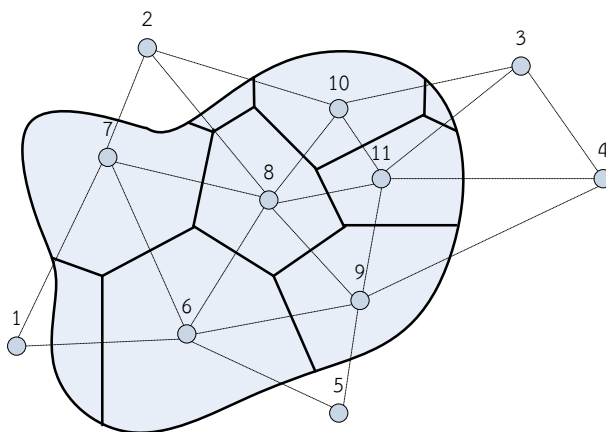
ให้คำนวณปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่โดยวิธี

- (1) วิธีค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์
- (2) วิธีทิสเสน
- (3) วิธีเส้นชั้นน้ำฝน

วิธีทำ (1) วิธีค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์  
 คำนวณหาปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่ที่จะได้

$$\begin{aligned}\bar{p} &= \frac{P_1 + P_2 + P_3 + P_4 + P_5 + P_6 + P_7 + P_8 + P_9 + P_{10} + P_{11}}{11} \\ &= \frac{20.3 + 88.1 + 60.9 + 54.7 + 48.1 + 45.6 + 60.0 + 84.0 + 93.2 + 140.6 + 154.0}{11} \\ &= 77.23 \text{ มิลลิเมตร}\end{aligned}$$

(2) วิธีทิสเสน  
 วาดรูปหลายเหลี่ยมทิสเสนจะได้



รูปที่ 3.15 รูปหลายเหลี่ยมทิสเสน

ตารางที่ 3.7 ผลการคำนวณปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่โดยวิธีทิสเสน

สถานีวัดน้ำฝน	ปริมาณน้ำฝน ตรวจวัด ( $P_i$ , cm)	พื้นที่ ( $A_i$ , km <sup>2</sup> )	แฟคเตอร์น้ำหนัก พื้นที่ ( $A_i/\Sigma A_i \times 100$ )	$P_i A_i / \Sigma A_i$
1	20.3	22	1.13	0.23
2	88.1	0	0	0
3	60.9	0	0	0
4	54.7	0	0	0
5	48.1	62	3.19	1.53
6	45.6	373	19.19	8.75
7	60.0	338	17.39	10.43

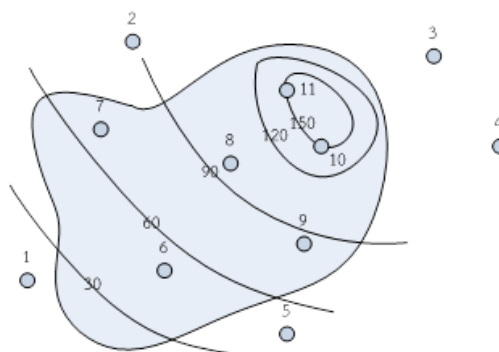
สถานีวัดน้ำฝน	ปริมาณน้ำฝน ตรวจวัด ( $P_i$ , cm)	พื้นที่ ( $A_i$ , km <sup>2</sup> )	แฟกเตอร์น้ำหนัก พื้นที่ ( $A_i/\Sigma A_i \times 100$ )	$P_i A_i / \Sigma A_i$
8	84.0	373	19.19	16.12
9	93.2	286	14.71	13.71
10	140.6	236	12.41	17.07
11	154.0	254	13.07	20.13
รวมทั้งหมด		1,944	100.01	87.97

ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย (Average Rainfall) = 87.97 เซนติเมตร

ดังนั้นปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่เท่ากับ 87.97 มิลลิเมตร

### (3) วิธีเส้นชั้นน้ำฝน

จากข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่กำหนดมาสามารถสร้างเส้นชั้นน้ำฝนได้ดังนี้



รูปที่ 3.16 เส้นชั้นน้ำฝน

### ตารางที่ 3.8 ผลการคำนวณปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่โดยวิธีเส้นชั้นน้ำฝน

เส้นชั้นน้ำฝน	พื้นที่วงปิด ( $A_i$ , km <sup>2</sup> )	ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย ( $P_i$ , cm)	ปริมาตรน้ำฝน ( $P_i A_i$ )
<30	96	25	2,400
30-60	600	45	27,000
60-90	610	75	45,750
90-120	360	105	37,800
120-150	238	135	32,130

เส้นชั้นน้ำฝน	พื้นที่วงปิด ( $A_i$ , km <sup>2</sup> )	ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย ( $P_i$ , cm)	ปริมาตรน้ำฝน ( $P_i A_i$ )
>150	40	160	6,400
ผลรวม	1,944		151,480

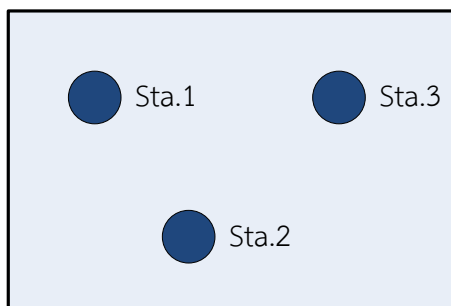
ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย (Average Rainfall) =  $151,480/1,944 = 77.92$  เซนติเมตร

ดังนั้นปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่เท่ากับ 77.92 เซนติเมตร

### 3.3.4 การวิเคราะห์โค้งทับทวีของข้อมูลฝน (Analysis of Rainfall Double Mass Curve)

การวิเคราะห์โค้งทับทวี (Analysis of Double Mass Curve) เป็นการตรวจสอบความน่าเชื่อถือได้ของข้อมูลอุทกวิทยาไม่ว่าจะเป็นข้อมูลฝน ข้อมูลปริมาณน้ำท่า หรือแม้กระทั่งข้อมูลการตกตะกอน เป็นต้น โดยการเปรียบเทียบรูปแบบข้อมูลของสถานีใด ๆ กับรูปแบบของข้อมูลจากสถานีต่าง ๆ ที่ตรวจวัดในพื้นที่เดียวกัน ในทางอุทกวิทยานิยมนำเทคนิคการวิเคราะห์โค้งทับทวีเพื่อตรวจสอบความกลมกลืน (Consistency) ของข้อมูลฝนของสถานีต่าง ๆ ที่ทำการตรวจวัดในพื้นที่ลุ่มน้ำเดียวกัน ขั้นตอนในการวิเคราะห์โค้งทับทวีของข้อมูลฝนทำได้โดยนำข้อมูลฝนรายปีระยะยาวที่ตรวจวัดจากสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ลุ่มน้ำเดียวกัน จากนั้นคำนวณค่าฝนสะสมรายปี (Cumulative Annual Rainfall) ของแต่ละสถานี และพล็อตเทียบกับค่าฝนสะสมรายปีเฉลี่ยจากสถานีตรวจวัดต่าง ๆ หากกราฟมีลักษณะเป็นเส้นตรงแสดงให้เห็นว่าความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนของสถานีนั้น ๆ มีสัดส่วนคงที่กับข้อมูลฝนของสถานีอื่น ๆ ที่ทำการตรวจวัดในลุ่มน้ำดังกล่าว หรือข้อมูลมีลักษณะกลมกลืนในทิศทางเดียวกันและสามารถนำไปใช้เป็นตัวแทนของข้อมูลฝนในพื้นที่ลุ่มน้ำนั้นได้ อย่างไรก็ตามหากกราฟมีลักษณะไม่เป็นเส้นตรงจำเป็นต้องปรับแก้กราฟก่อนนำไปใช้ในการวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่ต่อไป

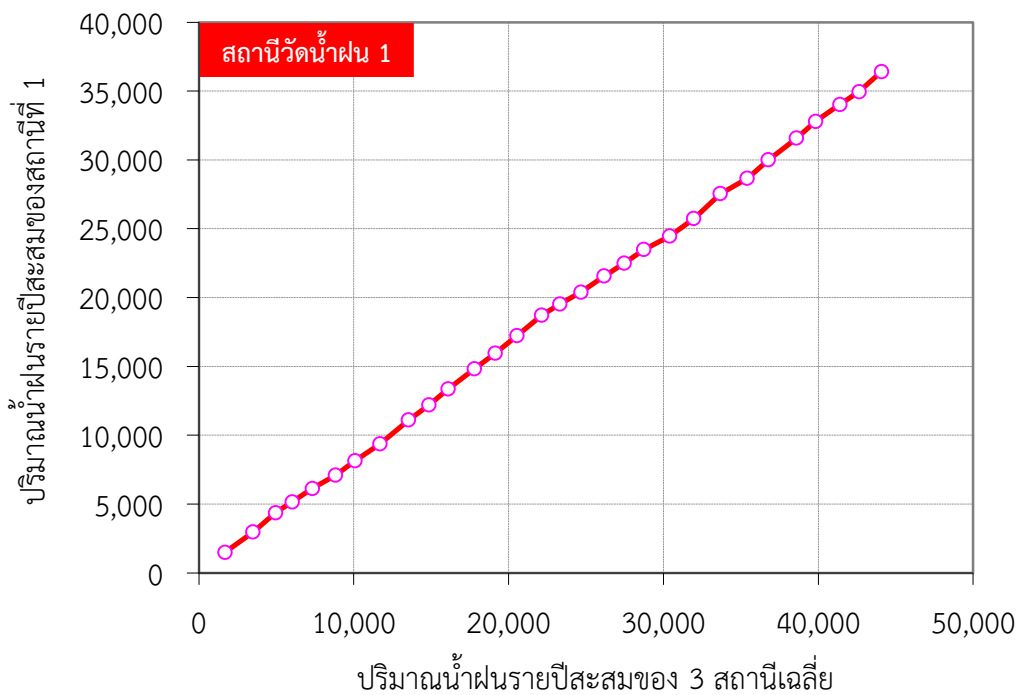
**ตัวอย่างที่ 3.5** ให้ทำการวิเคราะห์โค้งทับทวีของข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายปีซึ่งตรวจวัดจากสถานีวัด 3 สถานีในพื้นที่ลุ่มน้ำเดียวกัน



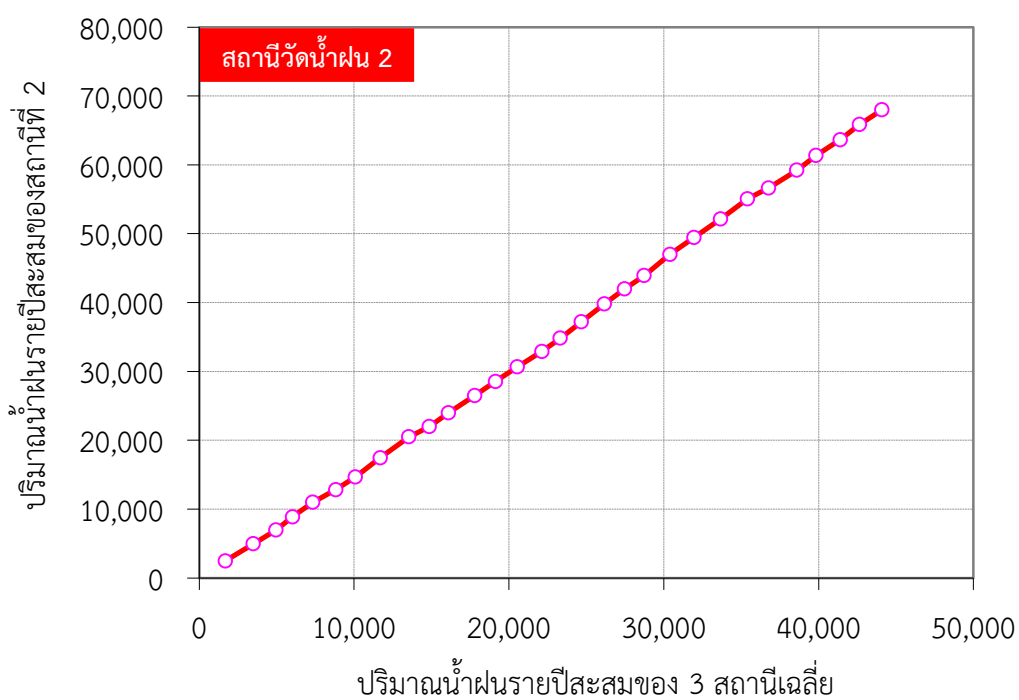
รูปที่ 3.17 สถานีตรวจวัดน้ำฝนในพื้นที่ลุ่มน้ำ

ตารางที่ 3.9 ผลการวิเคราะห์โค้งทับทวีของข้อมูลฝน

ปีที่	ปริมาณน้ำฝนรายปี (mm)			ปริมาณน้ำฝนรายปีสะสม (mm)			
	สถานีที่ 1	สถานีที่ 2	สถานีที่ 3	สถานีที่ 1	สถานีที่ 2	สถานีที่ 3	ค่าเฉลี่ย
1	1,486.20	2,472.20	1,113.40	1,486.20	2,472.20	1,113.40	1,690.60
2	1,475.70	2,468.80	1,482.90	2,961.90	4,941.00	2,596.30	3,499.73
3	1,403.80	2,001.30	953.10	4,365.70	6,942.30	3,549.40	4,952.47
4	793.80	1,917.50	521.20	5,159.50	8,859.80	4,070.60	6,029.97
5	962.60	2,130.90	812.70	6,122.10	10,990.70	4,883.30	7,332.03
6	964.20	1,819.80	1,673.60	7,086.30	12,810.50	6,556.90	8,817.90
7	1,056.90	1,851.80	925.10	8,143.20	14,662.30	7,482.00	10,095.83
8	1,217.00	2,783.00	794.10	9,360.20	17,445.30	8,276.10	11,693.87
9	1,737.00	3,034.00	775.20	11,097.20	20,479.30	9,051.30	13,542.60
10	1,096.90	1,492.50	1,355.40	12,194.10	21,971.80	10,406.70	14,857.53
11	1,165.90	2,020.00	575.90	13,360.00	23,991.80	10,982.60	16,111.47
12	1,458.00	2,504.70	1,126.60	14,818.00	26,496.50	12,109.20	17,807.90
13	1,132.60	2,042.90	819.20	15,950.60	28,539.40	12,928.40	19,139.47
14	1,272.80	2,115.30	827.50	17,223.40	30,654.70	13,755.90	20,544.67
15	1,484.10	2,236.60	1,036.00	18,707.50	32,891.30	14,791.90	22,130.23
16	818.60	1,922.30	826.60	19,526.10	34,813.60	15,618.50	23,319.40
17	865.40	2,379.40	835.20	20,391.50	37,193.00	16,453.70	24,679.40
18	1,168.70	2,609.80	710.00	21,560.20	39,802.80	17,163.70	26,175.57
19	939.30	2,177.40	776.40	22,499.50	41,980.20	17,940.10	27,473.27
20	984.10	1,928.60	874.80	23,483.60	43,908.80	18,814.90	28,735.77
21	969.80	3,088.20	943.60	24,453.40	46,997.00	19,758.50	30,402.97
22	1,275.90	2,443.40	961.30	25,729.30	49,440.40	20,719.80	31,963.17
23	1,810.20	2,689.40	646.50	27,539.50	52,129.80	21,366.30	33,678.53
24	1,110.70	2,938.30	1,170.40	28,650.20	55,068.10	22,536.70	35,418.33
25	1,349.70	1,571.10	1,174.60	29,999.90	56,639.20	23,711.30	36,783.47
26	1,580.10	2,568.70	1,312.10	31,580.00	59,207.90	25,023.40	38,603.77
27	1,214.10	2,127.00	322.80	32,794.10	61,334.90	25,346.20	39,825.07
28	1,229.30	2,317.20	1,195.00	34,023.40	63,652.10	26,541.20	41,405.57
29	926.70	2,199.00	566.40	34,950.10	65,851.10	27,107.60	42,636.27
30	1,464.70	2,117.90	773.10	36,414.80	67,969.00	27,880.70	44,088.17

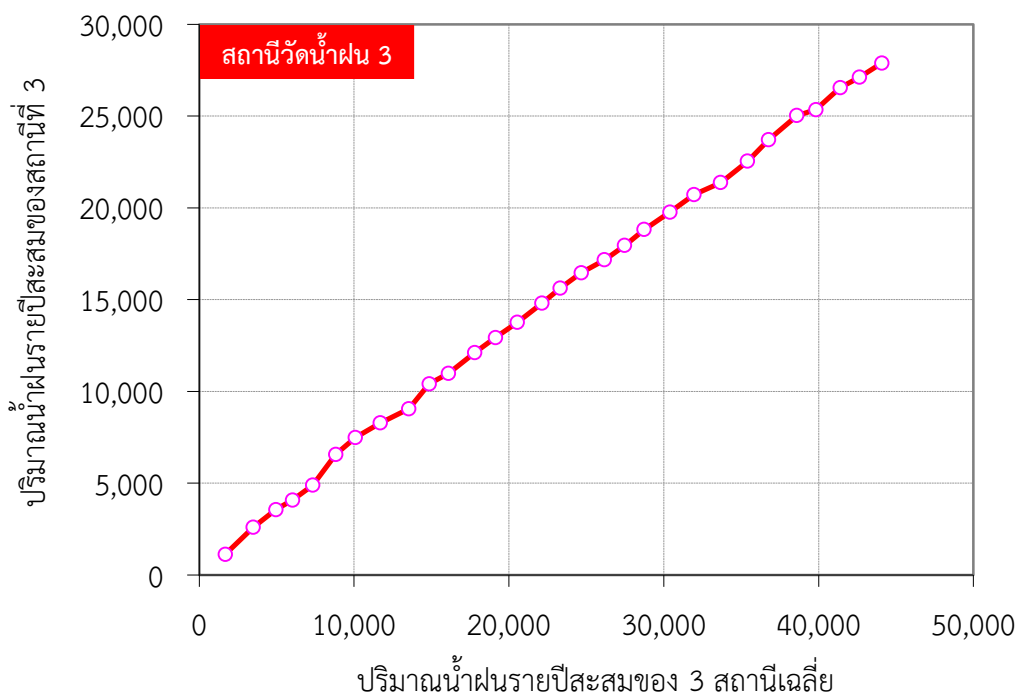


รูปที่ 3.18 โค้งทับทวีของข้อมูลฝนสถานีที่ 1



รูปที่ 3.19 โค้งทับทวีของข้อมูลฝนสถานีที่ 2





รูปที่ 3.20 โค้งทับทวิของข้อมูลฝนสถานีที่ 3

จากผลการวิเคราะห์โค้งทับทวิของข้อมูลฝนทั้ง 3 สถานีพบว่า มีลักษณะเป็นเส้นตรงในทิศทางเดียวกันกับข้อมูลฝนเฉลี่ยจากทั้ง 3 เฉลี่ย ซึ่งสามารถนำข้อมูลฝนจากทั้ง 3 สถานีนี้ไปใช้ในการคำนวณหาปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่ได้

### 3.4 การวิเคราะห์ข้อมูลการระเหยของน้ำ (Analysis of Evaporation Loss)

#### 3.4.1 กระบวนการระเหย (Evaporation Process)

การระเหย (Evaporation) เป็นกระบวนการที่น้ำจากผิวดินมีการเปลี่ยนแปลงจากโมเลกุลของน้ำ (Water Molecules) ไปเป็นไอน้ำ (Water Vapor) ในบรรยากาศ (Atmosphere) โดยน้ำได้รับพลังงานความร้อนที่ทำให้แรงดึงดูดระหว่างโมเลกุลของน้ำบริเวณผิวน้ำลดลงจนเกิดการหลุดลอยสู่บรรยากาศ โดยปัจจัยที่สำคัญที่มีผลต่อการระเหยมีอยู่ 3 ปัจจัย (กิริติ ลีวัจนกุล, 2543) คือ

##### 3.4.1.1 ปัจจัยทางอุตุนิยมวิทยา (Meteorological Factor)

(1) รังสีจากดวงอาทิตย์ (Solar Radiation) เป็นพลังงานที่สำคัญที่สุดของการระเหยของน้ำที่ถือว่าเป็นกระบวนการแลกเปลี่ยนพลังงาน ซึ่งจะทำให้เกิดการระเหยมากหรือน้อยนั้น ขึ้นอยู่กับเส้นรุ้ง (Latitude) ฤดูกาล (Season) ช่วงเวลาของวัน (Time of Day) และสภาพท้องฟ้า (Sky Condition) ว่ามีเมฆปกคลุมมากน้อยเพียงใด

(2) อุณหภูมิ (Temperature) มีผลต่อการระเหย คือ การเคลื่อนที่ของโมเลกุลของน้ำ (Water Molecules) จะมีมากขึ้นเมื่ออุณหภูมิสูงขึ้น ทำให้เกิดพลังงานจลน์ (Kinetic Energy) ที่ทำให้โมเลกุลของน้ำหลุดลอยสู่อากาศได้มากขึ้น

(3) ความดันไอน้ำและความชื้น (Vapor Pressure and Humidity) ซึ่งความดันไอน้ำและความชื้นนั้นต่างมีความสัมพันธ์กันตามกฎของ Dalton พบว่าผลต่างของความดันไอน้ำอิ่มตัว กับความดันไอน้ำของอากาศ หรือที่เรียกว่าผลต่างของความดันไอน้ำ (Vapor Pressure Gradient) เป็นตัวแปรที่ใช้หาอัตราการระเหยของน้ำ กล่าวคือ ถ้าผลต่างของความดันไอน้ำมาก อัตราการระเหยจะมากด้วย และเมื่อผลต่างของความดันไอน้ำน้อย จะทำให้เกิดการระเหยน้อยหรือไม่มีการระเหยเลย

(4) ความดันบรรยากาศ (Atmospheric Pressure) มีผลต่อการระเหย คือ ในบริเวณที่มีความดันบรรยากาศต่ำจะมีโมเลกุลของบรรยากาศน้อยและมีความหนาแน่นของอากาศน้อยจึงทำให้โมเลกุลของน้ำสามารถระเหยขึ้นไปได้ง่ายกว่าบริเวณที่มีความดันบรรยากาศสูง โดยความดันบรรยากาศของโลกจะมีแนวโน้มลดลงตามระดับความสูง (Altitude) ดังนั้นในบริเวณพื้นที่สูงจึงเกิดการระเหยได้มากกว่าในบริเวณที่อยู่ต่ำกว่า ซึ่งก็เป็นสาเหตุหนึ่งที่ทำให้อุณหภูมิของอากาศลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น

(5) ลม (Wind) เมื่อมีลมพัดผ่านเหนือผิวน้ำ ความเร็วลมจะพัดพาเอาไอน้ำที่อยู่เหนือผิวน้ำออกไปที่อื่น ทำให้เกิดผลต่างของความดันไอน้ำอิ่มตัวมากขึ้น ซึ่งเป็นผลให้เกิดการระเหยได้มากขึ้น ซึ่งการระเหยจะมากขึ้นตามค่าความเร็วกระแสลมที่พัดผ่านผิวน้ำจนกระทั่งถึงจุดที่มีผลต่างของความดันไอน้ำอิ่มตัวเกือบจะคงที่ จะทำให้การเพิ่มความเร็วลมไม่มีผลต่อการเพิ่มการระเหยของน้ำ โดยผลของความเร็วลมต่อการระเหยจะมีความสัมพันธ์กับขนาดของมวลน้ำที่พิจารณา ซึ่งลมที่พัดพาเอาไอน้ำออกจากมวลน้ำขนาดเล็กจะใช้เวลาน้อยกว่าการพัดพาไอน้ำออกจากมวลน้ำขนาดใหญ่

#### 3.4.1.2 ธรรมชาติของผิวน้ำที่มีการระเหย (Nature of Evaporation Surface)

ในบริเวณน้ำตื้นจะได้รับพลังงานความร้อนทำให้เกิดการระเหยได้มากกว่าบริเวณน้ำลึก ดังนั้นในการสร้างอ่างเก็บน้ำที่ดี จึงควรที่จะเลือกบริเวณที่มีพื้นที่ผิวน้ำน้อย แต่มีความลึกของน้ำมาก จะช่วยลดการสูญเสียเนื่องจากการระเหยได้เป็นจำนวนมาก และน้ำที่ค้างหรืออยู่บนพื้นดินที่มีสีเข้มจะระเหยได้เร็วกว่าน้ำที่ค้างอยู่บนพื้นดินที่มีสีอ่อนกว่า เพราะพื้นผิวดินที่มีสีเข้มจะดูดกลืนพลังงานความร้อนได้มากกว่าบริเวณพื้นดินที่มีสีอ่อน นอกจากนี้จะเห็นว่าน้ำที่อยู่กลางที่โล่งจะมีการระเหยมากกว่าน้ำที่ค้างอยู่ภายใต้ร่มเงาหรืออยู่ทางท้ายลมที่มีสิ่งกีดขวาง สิ่งปลูกสร้างหรือมีแนวต้นไม้ต่าง ๆ เป็นต้น

#### 3.4.1.3 ผลของคุณภาพน้ำ (Effects of Water Quality)

การระเหยจะลดลงในน้ำที่มีสารละลายเจือปนอยู่มาก ในน้ำบริสุทธิ์จะมีความดันไอน้ำมากกว่าน้ำทะเล ดังนั้นน้ำจืดจึงมีการระเหยได้มากกว่าน้ำทะเล อย่างไรก็ตามผลของน้ำทะเลต่อการระเหยมีปริมาณที่น้อยมาก ซึ่งในน้ำที่มีปริมาณเกลือร้อยละ 1 จะทำให้เกิดอัตราการระเหยช้าลงประมาณร้อยละ 1 ดังนั้นในทะเลมหาสมุทรซึ่งปกติจะมีปริมาณเกลืออยู่ที่ประมาณร้อยละ 3 จึงมีอัตราการระเหยของน้ำทะเลน้อยกว่า

อัตราการระเหยของน้ำจืดประมาณร้อยละ 3 ซึ่งหากมองที่ปริมาณแล้ว น้ำทะเลจะมีการระเหยมากกว่าน้ำจืดในแผ่นดินมาก

### 3.4.2 วิธีการประมาณค่าการระเหยของน้ำจากอ่างเก็บน้ำ (Evaporation Estimation Methods)

สำหรับวิธีการประมาณค่าการระเหยของน้ำจากอ่างเก็บน้ำสามารถแบ่งได้เป็น 5 กลุ่มหลักได้แก่ วิธีเอ็มไพริคัล (Empirical Method) วิธีงบประมาณน้ำ (Water Budget Method) วิธีงบประมาณพลังงาน (Energy Budget Method) วิธีการเคลื่อนย้ายมวล (Mass Transfer Method) และวิธีผสมผสาน (Combination Method) โดยแต่ละวิธีมีรายละเอียดดังนี้

#### (1) วิธีเอ็มไพริคัล (Empirical Method)

มีผลงานวิจัยหลายชิ้นที่พยายามพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์เพื่อประมาณค่าการระเหยของน้ำจากอ่างเก็บน้ำโดยอาศัยข้อมูลอุตุนิยมวิทยา ข้อมูลอุทกวิทยา ตลอดจนข้อมูลลักษณะสำคัญของอ่างเก็บน้ำ เช่น Sivapragasam และคณะ (Sivapragasam et al., 2009) ได้ศึกษาหาความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลการระเหยของน้ำจากอ่างเก็บน้ำโดยกำหนดให้อยู่ในรูปฟังก์ชันของข้อมูลการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำในอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Stage Depth) ข้อมูลพื้นที่ผิวน้ำในอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Surface Area) ข้อมูลอุณหภูมิ (Temperature) ข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity) ข้อมูลจำนวนชั่วโมงแสงแดด (Sunshine Hour) และข้อมูลความเร็วลม (Wind Velocity) Senturk และ Oruc (Senturk & Oruc, 2010) ทำการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ของข้อมูลการระเหยของน้ำจากอ่างเก็บน้ำและข้อมูลอุตุนิยมวิทยา (Hydrometeorological Data) ในลักษณะการถดถอยเชิงเส้นพหุคูณ (Multiple Linear Regression) โดยประยุกต์วิธีงบประมาณพลังงานจากสมการของ Penman เพื่อกำหนดตัวแปรอิสระซึ่งประกอบด้วยข้อมูลอุณหภูมิ (Temperature) ข้อมูลความเร็วลมเฉลี่ย (Average Wind Speed) ข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์ (Relative Humidity) และข้อมูลรังสีแสงอาทิตย์ทั้งหมด (Total Radiation) Knisel ได้ทำการวิเคราะห์ปัจจัย (Factor Analysis) เพื่อหาตัวแปรที่สัมพันธ์กับข้อมูลการสูญเสียน้ำจากอ่างเก็บน้ำเพื่อการป้องกันน้ำท่วมซึ่งครอบคลุมทั้งปริมาณน้ำที่ระเหยและปริมาณน้ำที่รั่วซึมจากอ่างเก็บน้ำ โดยกำหนดตัวแปรที่เกี่ยวข้องได้แก่ ข้อมูลระดับน้ำเก็บกักในอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Stage) ข้อมูลฝน (Rainfall) ข้อมูลช่วงเวลาฝนตก (Duration of Rainfall) ข้อมูลฝนล่วงหน้า (Antecedent Rainfall) ข้อมูลการระเหยจากภาตวัดการระเหย (Pan Evaporation) ข้อมูลอุณหภูมิอากาศ (Air Temperature) ข้อมูลระดับน้ำใต้ดิน (Groundwater Level) และข้อมูลสภาพความชื้นในอากาศ (Moisture Condition) จากผลการวิเคราะห์พบว่าปริมาณการสูญเสียน้ำจากอ่างเก็บน้ำสัมพันธ์กับข้อมูลระดับน้ำเก็บกักในอ่างค่อนข้างสูงในรูปแบบฟังก์ชันกำลัง (Power Function) เท่านั้น (Knisel, 1970)

## (2) วิธีงบประมาณน้ำ (Water Budget Method)

เป็นวิธีที่ง่ายในการคำนวณหาปริมาณการระเหยของน้ำจากอ่างเก็บน้ำรายเดือน รายฤดูกาล และรายปี ซึ่งการวิเคราะห์โดยวิธีนี้จะอาศัยสมการอุทกวิทยาพื้นฐานของผลต่างระหว่างปริมาณน้ำที่ไหลเข้าอ่างเก็บน้ำสุทธิ (Net Inflow) และปริมาณน้ำที่ไหลออกจากอ่างเก็บน้ำสุทธิ (Net Outflow) เท่ากับการเปลี่ยนแปลงปริมาตรเก็บกักของน้ำในอ่างเก็บน้ำ (Storage Change) โดยที่ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าอ่างเก็บน้ำสุทธิเป็นผลรวมของปริมาณฝนที่ตกลงบนผิวของอ่างเก็บน้ำ (Precipitation) ปริมาณน้ำท่าผิวดิน (Runoff) ปริมาณน้ำที่ไหลเข้ามาในลำน้ำจากพื้นที่นอกเขตลุ่มน้ำ (Channel Inflow) ปริมาณน้ำใต้ดินที่ไหลเข้ามา (Groundwater Inflow) และปริมาณน้ำที่ผันมาจากแหล่งน้ำอื่นนอกเขตลุ่มน้ำ (Diversion Inflow) ในขณะที่ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากอ่างเก็บน้ำสุทธิ (Net Outflow) ประกอบไปด้วยปริมาณการระเหยของน้ำจากผิวของอ่างเก็บน้ำ (Evaporation) ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากลำน้ำไปยังพื้นที่นอกเขตลุ่มน้ำ (Channel Outflow) ปริมาณน้ำใต้ดินที่ไหลออก (Groundwater Outflow) และปริมาณน้ำที่ผันออกจากไปยังแหล่งน้ำอื่นนอกเขตลุ่มน้ำ (Diversion Outflow) (Jensen, 2010)

## (3) วิธีงบประมาณพลังงาน (Energy Budget Method)

วิธีงบประมาณหรือวิธีของ Bowen พัฒนาขึ้นบนพื้นฐานของกฎอนุรักษ์พลังงาน (Conservation of Energy Law) ซึ่งกำหนดให้พลังงานที่เข้ามา (Incoming Energy) เท่ากับพลังงานที่ออกไป (Outgoing Energy) ในระบบดังแสดงในสมการ

$$Q_t = Q_s - Q_{sr} + Q_a - Q_{ar} - Q_{br} - Q_c - Q_e \quad \text{-----}(3.22)$$

- เมื่อ
- $Q_t$  = การเปลี่ยนแปลงพลังงานความร้อนของอ่างเก็บน้ำ
  - $Q_s$  = รังสีคลื่นสั้นจากชั้นบรรยากาศที่ส่องมายังผิวน้ำ
  - $Q_a$  = รังสีคลื่นยาวจากชั้นบรรยากาศที่ส่องมายังผิวน้ำ
  - $Q_{sr}$  = รังสีคลื่นสั้นจากชั้นบรรยากาศที่สะท้อนออกไปจากผิวน้ำ
  - $Q_{ar}$  = รังสีคลื่นยาวจากชั้นบรรยากาศที่สะท้อนออกไปจากผิวน้ำ
  - $Q_{br}$  = รังสีแสงอาทิตย์ที่สะท้อนออกไปจากผิวน้ำ
  - $Q_c$  = พลังงานในรูปของความร้อนที่สัมผัสได้ (Sensible Heat) ที่อ่างเก็บน้ำ
  - $Q_e$  = พลังงานที่ใช้ไปในกระบวนการระเหยของน้ำ

โดยหน่วยที่ใช้ในสมการที่ (3.22) คือ  $\text{cal.cm}^{-2}.\text{day}^{-1}$  และยังเป็นสมการอย่างย่อของสมการงบประมาณพลังงานอีกด้วยเนื่องมาจากไม่พิจารณาปัจจัยของการถ่ายเทพลังงานความร้อนระหว่างตัวอ่างเก็บน้ำและตะกอนก้นอ่าง รวมถึงพลังงานสุทธิที่อ่างเก็บน้ำดูดซับไว้ โดยถือว่ามีความน้อยมากจึงไม่นำมาพิจารณาสำหรับค่าพลังงานที่ใช้ไปในกระบวนการระเหยของน้ำนั้นประมาณค่าจาก

$$Q_e = \rho_w L_v E \quad \text{-----}(3.23)$$

เมื่อ  $\rho_w$  = ความหนาแน่นของน้ำซึ่งมีค่าเท่ากับ  $1,000 \text{ kgm}^{-3}$

$L_v$  = ความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ ( $\text{Jkg}^{-1}$ )

$E$  = การระเหยของน้ำ ( $\text{mday}^{-1}$ )

วิธีบพลังงานยังอาศัยทฤษฎีที่พลังค์พลังงานความร้อนสัมผัสได้สัมพันธ์กับพลังค์พลังงานที่ใช้ไปในกระบวนการระเหยของน้ำในรูปของอัตราส่วน Bowen (Bowen Ratio,  $\beta$ ) ดังนี้คือ

$$\beta = \frac{Q_c}{Q_e} = \gamma \frac{(T_s - T_a)}{(e_{sw} - e_d)} \quad \text{-----}(3.24)$$

เมื่อ  $T_s$  = อุณหภูมิผิวน้ำ ( $^{\circ}\text{C}$ )

$T_a$  = อุณหภูมิอากาศเหนือผิวน้ำ ( $^{\circ}\text{C}$ )

$e_{sw}$  = ความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิผิวน้ำ (mbar)

$e_d$  = ความดันไอในอากาศเหนือผิวน้ำ (mbar)

$\gamma$  = ค่าคงที่ Psychrometric ( $\text{mbar } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ )

เมื่อรวมทั้ง 3 สมการข้างต้นจะได้สมการในการประมาณค่าการระเหยของน้ำดังนี้

$$E = \frac{Q_s - Q_{sr} + Q_a - Q_{ar} - Q_{br} - Q_t}{\rho_w L_v (1 + \beta)} \quad \text{-----}(3.25)$$

โดยเทอมของ  $Q_s$  และ  $Q_a$  ประมาณค่าจากข้อมูลอุณหภูมิตามวิธีของ Dalton  $Q_{sr}$  และ  $Q_{ar}$  เป็นสัดส่วนคงที่กับค่า  $Q_s$  และ  $Q_a$  ในขณะที่  $Q_{br}$  ประมาณค่าจากข้อมูลอุณหภูมิพื้นผิวน้ำโดยใช้กฎของ Stefan-Boltzmann (Stefan-Boltzmann Law) และ  $Q_t$  ประมาณค่าจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของพื้นผิวน้ำในช่วงเวลาที่พิจารณา

#### (4) วิธีการเคลื่อนย้ายมวล (Mass Transfer Method)

วิธีการเคลื่อนย้ายมวลเป็นวิธีการประมาณค่าการระเหยของน้ำโดยประยุกต์กฎของ Dalton (Dalton's Law) เนื่องมาจากการเคลื่อนตัวของไอน้ำจากพื้นที่ผิวน้ำเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความเร็วลม (Wind Velocity) และความแตกต่างของความดันไอ (Vapor Pressure Deficit) ในรูปของ  $E = f(u)(e_{sw} - e_d)$  เมื่อ  $f(u)$  เป็นฟังก์ชันของความเร็วลม (Wind Speed,  $u$ ) ซึ่งวัดที่ระดับเหนือ

พื้นผิวดิน และโดยส่วนใหญ่แล้วฟังก์ชันของความเร็วมจะอยู่ในรูปของ  $f(u) = a.u$  เมื่อ  $a$  เป็นค่าสัมประสิทธิ์ (Coefficient) ที่ผันแปรตามพื้นที่ศึกษาทั้งนี้ขึ้นอยู่กับปัจจัยต่าง ๆ ไม่ว่าจะเป็นรูปร่างและขนาดของอ่างเก็บน้ำ ความสูงและตำแหน่งของสถานีวัดข้อมูลอุตุนิยมวิทยา สภาพอากาศ และอื่น ๆ เป็นต้น (Jain & Singh, 2003)

#### (5) วิธีผสมผสาน (Combination Method)

การประมาณค่าการการระเหยของน้ำจากอ่างเก็บน้ำโดยวิธีนี้เป็นการผสมผสานระหว่างวิธีงบประมาณ (Energy Budget Method) และวิธีการเคลื่อนย้ายมวล (Mass Transfer Method) เข้าด้วยกัน โดยดึงข้อมูลพลังงานแสงอาทิตย์ (Radiation Energy) และข้อมูลพลังงานอากาศพลศาสตร์ (Aerodynamic Energy) เป็นข้อมูลหลักในสมการที่ใช้คำนวณ โดยมีสมการที่ใช้ในการประมาณค่าการระเหยที่มีชื่อเสียงได้แก่ สมการของ Penman (Penman Equation) สมการของ Priestley-Taylor (Priestley-Taylor Equation) และสมการของ De Bruin (De Bruin Equation) (Soultana & Vassilis, n.d.)

#### ■ สมการของ Penman (Penman Equation)

สมการของ Penman ค่อนข้างได้รับความนิยมมากที่สุดในการประมาณค่าการระเหย เริ่มพัฒนาขึ้นในปี ค.ศ. 1948 โดยมีรูปแบบสมการดังนี้คือ

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{(Q_m - Q_t)}{\rho_w L_v} + \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) f(u)(e_{s\alpha} - e_d) \quad \text{-----}(3.26)$$

เมื่อ  $\Delta$  = ความชันของโค้งความสัมพันธ์ระหว่างความดันไออิ่มตัวและอุณหภูมิอากาศ (Slope of the Saturation Vapor Pressure versus Air Temperature Curve,  $\text{mbar}^\circ\text{C}^{-1}$ )

$e_{s\alpha}$  = ความดันไออิ่มตัวที่อุณหภูมิอากาศ (Saturation Vapor Pressure at Air Temperature, mbar)

$Q_m$  = รังสีแสงอาทิตย์สุทธิ (Net Radiation,  $\text{cal cm}^{-2}\text{day}^{-1}$ ) โดยที่

$$Q_m = Q_s - Q_{sr} + Q_a - Q_{ar} - Q_{br} \quad \text{-----}(3.27)$$

สมการของ Penman ประกอบด้วย 2 เทอมหลักได้แก่ เทอมของพลังงานแสงอาทิตย์ และเทอมพลังงานอากาศพลศาสตร์ เพื่อพิจารณาถึงพลังงานที่ถูกใช้ไปและพลังงานที่ช่วยให้เกิดความเร็วมและความแตกต่างของความดันไอน้ำในกระบวนการระเหยของน้ำ เริ่มแรก Penman ได้นำเสนอฟังก์ชัน

ความเร็วลมในรูปของ  $f(u) = 0.26(1+0.536u_2)$  แต่หลังจากนั้นเค้าได้ปรับเปลี่ยนสมการใหม่ในรูปของ  $f(u) = 0.26(0.5+0.536u_2)$  ซึ่งค่อนข้างเหมาะในการคำนวณค่าการระเหยจากพื้นที่ผิวน้ำเปิดขนาดใหญ่อย่างอ่างเก็บน้ำ

■ สมการของ Priestley-Taylor (Priestley-Taylor Equation)

สมการของ Priestley-Taylor เป็นการดัดแปลงสมการของ Penman ให้ง่ายต่อการประมาณการค่าการระเหยของน้ำมากยิ่งขึ้น โดยกำหนดให้ค่าการระเหยขึ้นอยู่กับเทอมของรังสีแสงอาทิตย์เป็นหลัก และพิจารณาว่าเทอมอากาศพลศาสตร์เป็นส่วนคงที่กับการระเหยของน้ำทั้งหมดดังแสดงในรูปสมการดังนี้

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{(Q_m - Q_t)}{\rho_w L_v} \quad \text{-----}(3.28)$$

เมื่อ  $\alpha$  = พารามิเตอร์ของสมการโดยมีค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 1.26 ซึ่งเทียบเท่ากับค่าที่ได้จากเทอมอากาศพลศาสตร์คิดเป็น 21% ของการระเหยของน้ำทั้งหมด

ด้วยเหตุนี้การประยุกต์ใช้สมการ Priestley-Taylor นั้นจึงไม่มีความจำเป็นที่จะต้องใช้ข้อมูลความเร็วลมเพื่อคำนวณค่าฟังก์ชันความเร็วลมหรือ  $f(u)$  เหมือนกับสมการ Penman

■ สมการของ Debruin (Debruin Equation)

Debruin ได้ดัดแปลงสมการของ Penman และใช้พารามิเตอร์  $\alpha$  ที่ได้จากสมการของ Priestley-Taylor เพื่อพัฒนาสมการในการประมาณค่าการระเหยใหม่โดยกำหนดให้อยู่ในรูปของฟังก์ชันของเทอมอากาศพลศาสตร์เท่านั้นดังแสดงในรูปสมการ

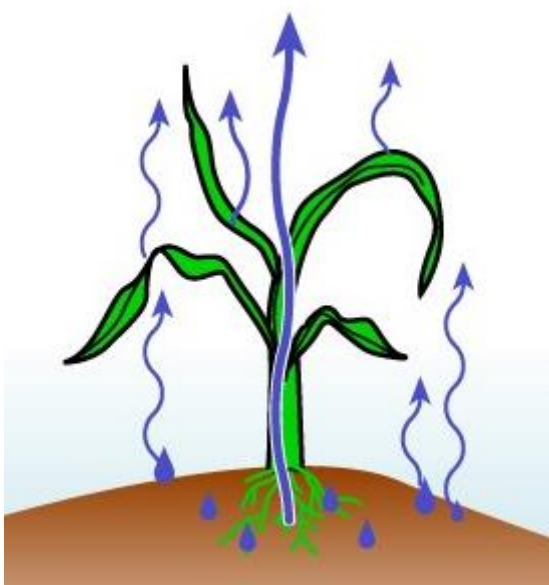
$$E = \frac{\alpha}{\alpha - 1} \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \frac{f(u)(e_{s\alpha} - e_d)}{\rho_w L_v} \quad \text{-----}(3.29)$$

ซึ่งการนำสมการของ Debruin ไปใช้นั้นไม่จำเป็นที่จะต้องอาศัยข้อมูลรังสีแสงอาทิตย์ และการเปลี่ยนแปลงพลังงานความร้อนของอ่างเก็บน้ำ

### 3.5 การวิเคราะห์ข้อมูลการคายระเหยของพืช (Analysis of Evapotranspiration)

ปริมาณการใช้น้ำของพืช (Consumptive Use of Water) นับเป็นข้อมูลที่สำคัญในการวางแผนและออกแบบโครงการชลประทานไม่ว่าจะเป็น การออกแบบหาขนาดของอาคารชลประทานที่เหมาะสม

การจัดหาน้ำให้เพียงพอกับโครงการชลประทาน แม้กระทั่งการกำหนดการจัดสรรน้ำให้เพียงพอตามปริมาณความต้องการใช้น้ำของพืช เป็นต้น โดยทั่วไปแล้วปริมาณการใช้น้ำของพืชจะหมายถึงปริมาณน้ำทั้งหมดที่สูญหายไปจากพื้นที่เพาะปลูกสู่บรรยากาศในรูปของไอน้ำซึ่งประกอบด้วย 2 ส่วนที่สำคัญคือ (1) ปริมาณการคายน้ำของพืช (Transpiration) ซึ่งเป็นปริมาณน้ำที่พืชดูดจากดินไปใช้ในกระบวนการเจริญเติบโตสำหรับสร้างเซลล์และเนื้อเยื่อแล้วคายออกทางใบสู่บรรยากาศ และ (2) ปริมาณการระเหย (Evaporation) ซึ่งเป็นปริมาณน้ำที่ระเหยจากผิวดินบริเวณรอบ ๆ ต้นพืช และจากผิวน้ำในขณะให้น้ำหรือจากน้ำที่เกาะอยู่ตามส่วนต่าง ๆ ของต้นพืชดังแสดงในรูปที่ 3.21 ด้วยเหตุนี้จึงเรียกปริมาณการใช้น้ำของพืชว่า ปริมาณการคายระเหยของพืช (Evapotranspiration) (วิบูลย์ บุญยธโรกุล, 2526)



รูปที่ 3.21 ปริมาณการใช้น้ำของพืช

### 3.5.1 ปริมาณการคายระเหยของพืช (Evapotranspiration)

ปริมาณการใช้น้ำของพืชหรือปริมาณการคายระเหยของพืชขึ้นอยู่กับองค์ประกอบที่สำคัญคือ สภาพภูมิอากาศ ชนิดและอายุของพืช ปริมาณความชื้นและคุณสมบัติของดิน และองค์ประกอบอื่น ๆ อย่างไรก็ตามการวัดปริมาณการใช้น้ำของพืชใด ๆ จะอ้างอิงจากพืชอ้างอิงซึ่งได้แก่ หญ้าอัลฟัลฟาที่มีความสูงคงที่ ในขณะเดียวกันปริมาณการใช้น้ำของหญ้าอัลฟัลฟาไม่ผันแปรตามช่วงการเจริญเติบโต แต่จะเปลี่ยนแปลงตามสภาพภูมิอากาศในขณะนั้น หรือสามารถเขียนเป็นสมการได้ดังนี้คือ

$$ET_C = K_C ET_0 \quad \text{-----}(3.30)$$

เมื่อ  $ET_C$  = ปริมาณการคายระเหยของพืชใด ๆ (มิลลิเมตรต่อวัน)

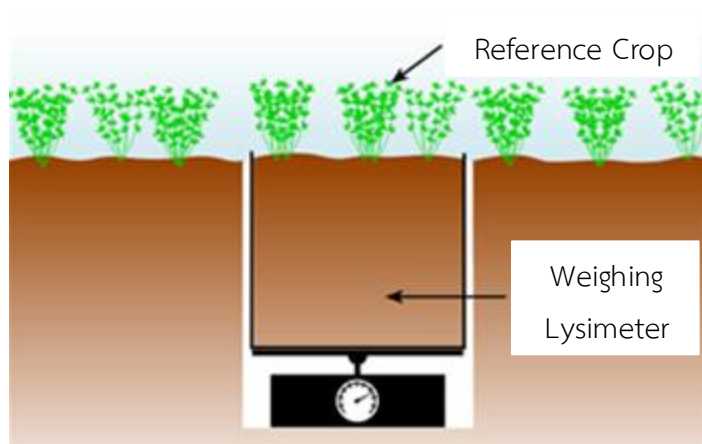


$K_c$  = สัมประสิทธิ์การใช้น้ำของพืช (ไม่มีหน่วย)

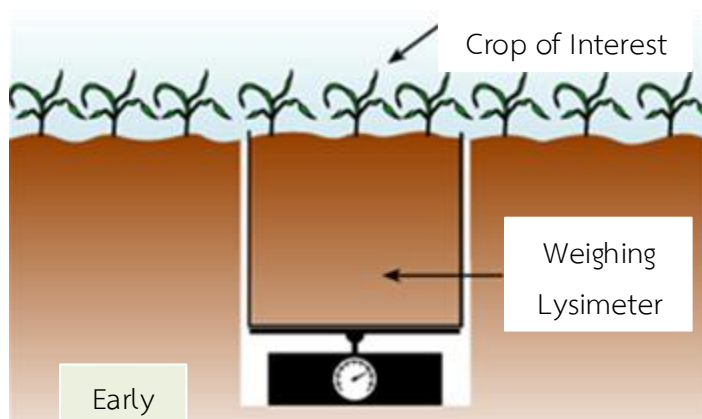
$ET_0$  = ปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิง (มิลลิเมตรต่อวัน)

ค่าสัมประสิทธิ์การใช้น้ำของพืช (Crop Coefficient) ผันแปรตามชนิดและช่วงการเจริญเติบโตของพืชซึ่งได้จากการทดลองวัดจริงในภาคสนามโดยทำการปลูกหญ้าอัลฟัลฟา กับพืชที่ต้องการหาสัมประสิทธิ์การใช้น้ำในถังวัดการใช้น้ำของพืช (Lysimeter) และติดตั้งในบริเวณที่มีสภาพภูมิอากาศเดียวกัน จากนั้นทำการวัดปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิงและพืชใด ๆ ทุกช่วงการเจริญเติบโตก็จะสามารถคำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์การใช้น้ำของพืชได้ดังแสดงในสมการดังนี้คือ

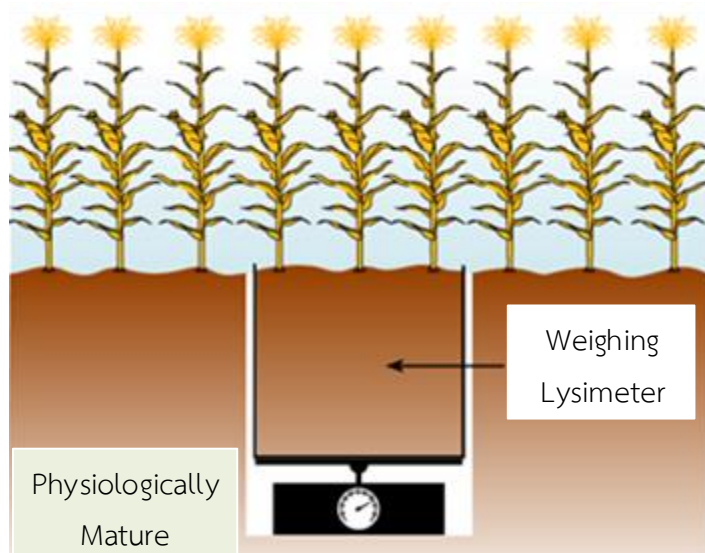
$$K_c = \frac{ET_c}{ET_0} \text{-----(3.31)}$$



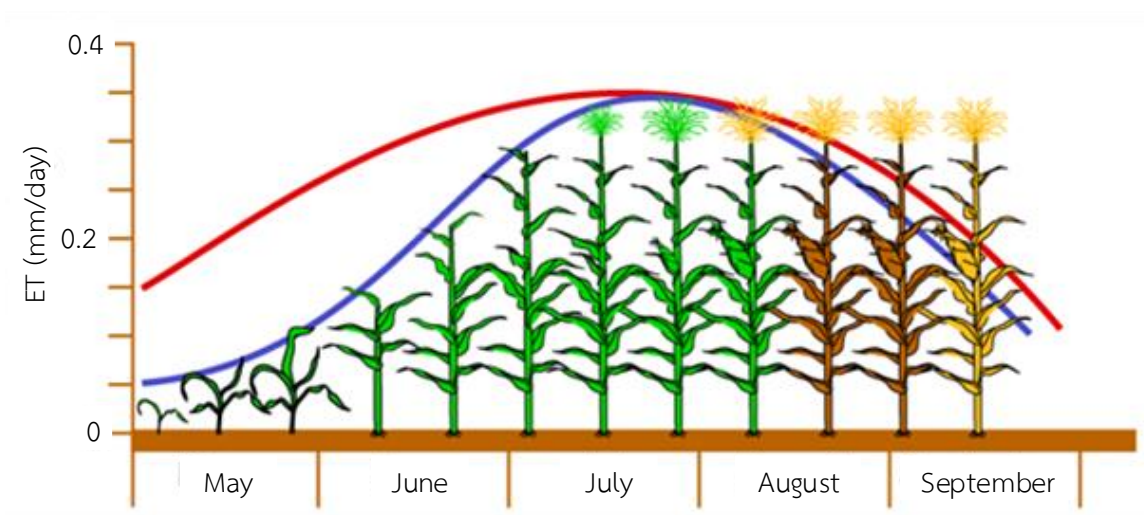
(1) วัดปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิง



(2) วัดปริมาณการใช้น้ำของพืชในช่วงการเจริญเติบโตต่าง ๆ (ระยะต้นอ่อน)



(3) วัดปริมาณการใช้น้ำของพืชที่ช่วงการเจริญเติบโตต่าง ๆ (ระยะเติบโตเต็มที่)



(4) คำนวณหาสัดส่วนปริมาณการใช้น้ำของพืชต่อปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิงที่ตลอดช่วงการเจริญเติบโต

รูปที่ 3.22 หลักการทดลองเพื่อหาค่าสัมประสิทธิ์การใช้น้ำของพืช

ตารางที่ 3.10 ตัวอย่างค่าสัมประสิทธิ์การใช้น้ำของพืช

สัปดาห์ที่	ข้าว กข.	ข้าวดอกมะลิ 105	ข้าวสาลี	ข้าวโพดเลี้ยงสัตว์	ถั่วเหลือง	งา
1	1.03	0.66	0.50	0.63	0.64	0.59
2	1.07	0.79	0.52	0.72	0.69	0.70
3	1.12	0.97	0.61	0.86	0.81	0.85
4	1.29	1.18	0.76	1.13	1.01	1.11

สัปดาห์ที่	ข้าว กข.	ข้าวดอก มะลิ 105	ข้าวสาลี	ข้าวโพดเลี้ยง สัตว์	ถั่วเหลือง	งา
5	1.38	1.35	1.11	1.35	1.23	1.23
6	1.45	1.51	1.26	1.52	1.32	1.28
7	1.50	1.61	1.33	1.61	1.35	1.24
8	1.48	1.64	1.38	1.63	1.34	1.21
9	1.42	1.62	1.37	1.58	1.27	1.13
10	1.34	1.60	1.32	1.50	1.09	0.98
11	1.23	1.55	1.14	1.38	0.85	0.71
12	0.94	1.46	0.83	1.15	0.74	0.55
13	0.86	1.28	0.62	0.90	0.74	
14		1.08	0.46	0.67	0.72	
15			0.39			
เฉลี่ย	1.24	1.31	0.91	1.19	0.99	0.97

ที่มา : กรมชลประทาน (2555)

### 3.5.2 วิธีการคำนวณปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิง (Reference Crop Evapotranspiration)

#### 3.5.2.1 วิธีการคำนวณโดยอาศัยข้อมูลการระเหย (Estimation by Using Pan Evaporation Data)

การคำนวณหาปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิงจะอาศัยข้อมูลอัตราการระเหยที่ตรวจวัดจาก  
 ถาดวัดการระเหยคูณด้วยค่าสัมประสิทธิ์ของถาดวัดดังกล่าวแสดงในสมการ

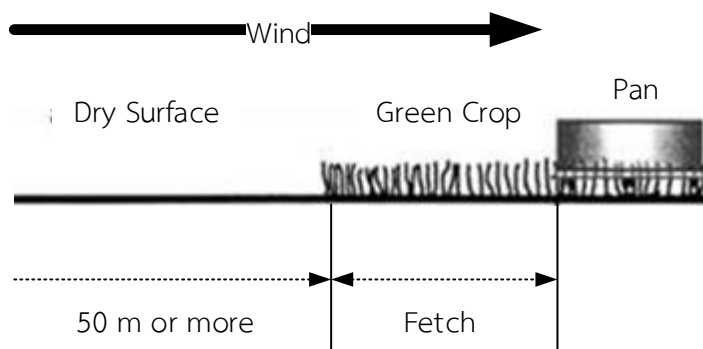
$$ET_o = K_p E_{pan} \quad \text{-----}(3.32)$$

เมื่อ  $ET_o$  = ปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิง (มิลลิเมตรต่อวัน)

$K_p$  = สัมประสิทธิ์ถาดวัดการระเหย (ไม่มีหน่วย)

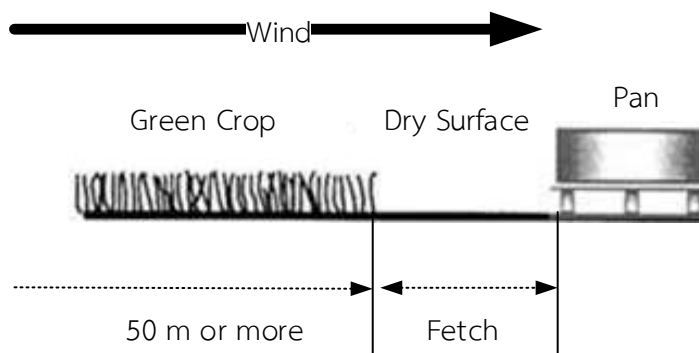
$E_{pan}$  = อัตราการระเหยจากถาดวัดการระเหย (มิลลิเมตรต่อวัน)

การติดตั้งถาดวัดการระเหยเพื่อตรวจวัดอัตราการระเหยของน้ำโดยทั่วไปจะแบ่งเป็น 2 ลักษณะ  
 ดังแสดงในรูปที่ 3.23 และ 3.24



รูปที่ 3.23 การติดตั้งภาตวัดการระเหยแบบ A

สำหรับการติดตั้งภาตวัดการระเหยแบบ A นั้นภาตวัดจะถูกติดตั้งบนหญ้าและสามารถสัมผัสกับรังสีแสงอาทิตย์และลมได้สะดวก โดยกำหนดให้ระยะจากขอบหญ้าถึงตัวขอบภาตวัดเรียกว่า Fetch และห่างออกไปเป็นพื้นผิวดินโล่ง (Dry Surface)



รูปที่ 3.24 การติดตั้งภาตวัดการระเหยแบบ B

สำหรับการติดตั้งภาตวัดการระเหยแบบ B นั้นภาตวัดจะถูกติดตั้งบนพื้นผิวดินโล่งโดยห่างเป็นระยะ Fetch จากขอบภาตวัดถึงขอบหญ้า และในทำนองเดียวกันจุดที่ทำการติดตั้งภาตวัดการระเหยจะต้องสัมผัสกับอากาศได้โดยสะดวก

จากเอกสารด้านการชลประทานและการระบายน้ำที่ศึกษาโดย FAO รายงานว่าค่าสัมประสิทธิ์ของภาตวัดการระเหยจะผันแปรตามลักษณะของการติดตั้งภาตวัดการระเหย รวมถึงข้อมูลสภาพอากาศในแต่ละพื้นที่ดังแสดงในตารางที่ 3.11 และ 3.12

ตารางที่ 3.11 ค่าสัมประสิทธิ์ของภาควัดการระเหยแบบ A

Class A pan	Case A: Pan placed in short green cropped area				Case B: Pan placed in dry fallow area			
RH mean (%)		Low <40	Medium 40-70	High >70		Low <40	Medium 40-70	High >70
Wind speed ( $ms^{-1}$ )	Windward side distance of green crop (m)				Windward side distance of dry fallow (m)			
Light <2	1	0.55	0.65	0.75	1	0.7	0.8	0.85
	10	0.65	0.75	0.85	10	0.6	0.7	0.8
	100	0.7	0.8	0.85	100	0.55	0.65	0.75
	1,000	0.75	0.85	0.85	1,000	0.5	0.6	0.7
Moderate 2-5	1	0.5	0.6	0.65	1	0.65	.75.	0.8
	10	0.6	0.7	0.75	10	0.55	0.65	0.7
	100	0.65	0.75	0.8	100	0.5	0.6	0.65
	1,000	0.7	0.8	0.8	1,000	0.45	0.55	.6
Strong 5-8	1	0.45	0.5	0.6	1	0.6	0.65	0.7
	10	0.55	0.6	0.65	10	0.5	0.55	0.65
	100	0.6	0.65	0.7	100	0.45	0.5	0.6
	1,000	0.65	0.7	0.75	1,000	0.4	0.45	0.55
Very strong >8	1	0.4	0.45	0.5	1	0.5	0.6	0.65
	10	0.45	0.55	0.6	10	0.45	0.5	0.55
	100	0.5	0.6	0.65	100	0.4	0.45	0.5
	1,000	0.55	0.6	0.65	1,000	0.35	0.4	0.45

ตารางที่ 3.12 ค่าสัมประสิทธิ์ของภาควัดการระเหยแบบ Sunken

Sunken pan	Case A: Pan placed in short green cropped area				Case B: Pan placed in dry fallow area			
RH mean (%)		Low <40	Medium 40-70	High >70		Low <40	Medium 40-70	High >70
Wind speed ( $ms^{-1}$ )	Windward side distance of green				Windward side distance of dry			

Sunken pan	Case A: Pan placed in short green cropped area				Case B: Pan placed in dry fallow area			
RH mean (%)		Low <40	Medium 40-70	High >70		Low <40	Medium 40-70	High >70
	crop (m)				fallow (m)			
Light <2	1	0.75	0.75	0.8	1	1.1	1.1	1.1
	10	1	1	1	10	0.85	0.85	0.85
	100	1.1	1.1	1.1	100	0.75	0.75	0.8
					1,000	0.7	0.7	0.75
Moderate 2-5	1	0.65	0.7	0.7	1	0.95	0.95	0.95
	10	0.85	0.85	0.9	10	0.75	0.75	0.75
	100	0.95	0.95	0.95	100	0.65	0.65	0.7
					1,000	0.6	0.6	0.65
Strong 5-8	1	0.55	0.6	0.65	1	0.8	0.8	0.8
	10	0.75	0.75	0.75	10	0.65	0.65	0.65
	100	0.8	0.8	0.8	100	0.55	0.6	0.65
					1,000	0.5	0.55	0.6
Very strong >8	1	0.5	0.55	0.6	1	0.7	0.75	0.75
	10	0.65	0.7	0.7	10	0.55	0.6	0.65
	100	0.7	0.75	0.75	100	0.5	0.55	0.6
					1,000	0.45	0.5	0.55

อย่างไรก็ดีในพื้นที่ซึ่งมีสภาพดินว่างเปล่าและไม่มีการทำการเกษตรกรรมเป็นระยะเวลานาน จำเป็นต้องทำการปรับลดค่าสัมประสิทธิ์การระเหยออกประมาณ 20% จากที่อ่านได้จากตารางที่ 3.11 และ 3.12 ภายใต้สภาพภูมิอากาศที่มีลมแรงและร้อน และประมาณ 5-10% ภายใต้สภาพภูมิอากาศที่มีลม อุณหภูมิ และความชื้นปานกลาง

**ตัวอย่างที่ 3.6** ให้ประมาณค่าปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิงจากข้อมูลอัตราการระเหยจากอัตราการระเหยรายวันซึ่งทำการตรวจวัดในช่วงสัปดาห์แรกของเดือนกรกฎาคม โดยติดตั้งอัตราการระเหยแบบ A บนพื้นสนามหญ้าและมีระยะ Fetch เท่ากับ 1,000 เมตร ผลการตรวจวัดให้ค่าอัตราการระเหยดังนี้ 8.2, 7.5, 7.6, 6.8, 7.6, 8.9 และ 8.5 มิลลิเมตรต่อวัน โดยมีค่าความเร็วลมเฉลี่ยทั้งสัปดาห์เท่ากับ 1.9 เมตรต่อวินาที และความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยเท่ากับ 73%

**วิธีทำ** ความเร็วลมเฉลี่ยเท่ากับ 1.9 เมตรต่อวินาที (น้อย)

ความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยเท่ากับ 73% (สูง)

จากตารางที่ 3.1 จะได้ค่าสัมประสิทธิ์ของอัตราการระเหยแบบ A เท่ากับ 0.85

คำนวณหาค่าอัตราการระเหยรายวันเฉลี่ย =  $(8.2+7.5+7.6+6.8+7.6+8.9+8.5)/7 = 7.9$   
มิลลิเมตรต่อวัน

ดังนั้นปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิงเฉลี่ย =  $0.85 \times 7.9 = 6.7$  มิลลิเมตรต่อวัน

### 3.5.2.2 วิธีการคำนวณโดยอาศัยข้อมูลอุตุนิยมวิทยา (Estimation by Using Meteorological Data)

วิธีการคำนวณปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิงโดยอาศัยข้อมูลอุตุนิยมวิทยาที่มีชื่อเสียงและเป็นที่ยอมรับในปัจจุบันคือสูตรของ Penman-Monteith ซึ่งพัฒนาต่อจากสูตรของ Penman โดยมีรูปแบบสมการดังนี้คือ

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad \text{-----}(3.33)$$

- เมื่อ  $ET_0$  = ปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิง (มิลลิเมตรต่อวัน)  
 $R_n$  = รังสีแสงอาทิตย์สุทธิที่ผิวพืช (เมกะจูลล์ต่อตารางเมตรต่อวัน)  
 $G$  = ความหนาแน่นฟลักซ์ความร้อนบนผิวดิน (เมกะจูลล์ต่อตารางเมตรต่อวัน)  
 $T$  = อุณหภูมิอากาศที่ระดับความสูง 2 เมตร (องศาเซลเซียส)  
 $U_2$  = ความเร็วลมที่ระดับความสูง 2 เมตร (เมตรต่อวินาที)

$$U_2 = U_z \left( \frac{4.87}{\ln(67.8 \times Z_m - 5.42)} \right) \quad \text{-----}(3.34)$$

- $e_s$  = ความดันไออิ่มตัว (กิโลปาสกาล)  
 $e_a$  = ความดันไอ (กิโลปาสกาล)  
 $e_s - e_a$  = ความต่างของความดันไออิ่มตัว (กิโลปาสกาล)  
 $\Delta$  = ความชันของโค้งความดันไอ (กิโลปาสกาลต่อองศาเซลเซียส)  
 $\gamma$  = ค่าคงที่ Psychrometric (กิโลปาสกาลต่อองศาเซลเซียส)

**ตัวอย่างที่ 3.7** ให้ประมาณค่าปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิงจากข้อมูลอุตุนิยมวิทยาที่ทำการตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดอากาศกรุงเทพมหานคร ตำแหน่งละติจูด  $13^\circ 44'$  เหนือ ที่ระดับความสูง 2 เมตร

ตารางที่ 3.13 ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาที่ทำการตรวจวัด

Monthly average daily maximum temperature ( $T_{max}$ ) =	34.8	°C	
Monthly average daily minimum temperature ( $T_{min}$ ) =	25.6	°C	
Monthly average daily vapour pressure ( $e_a$ ) =	2.85	kPa	
Monthly average daily wind speed ( $u_2$ ) =	2	m/s	Measured at 2 m
Monthly average sunshine duration ( $n$ ) =	8.5	hours/day	
Mean monthly average temperature ( $T_{month, i}$ ) =	30.2	°C	For April
Mean monthly average temperature ( $T_{month, i-1}$ ) =	29.2	°C	For March

วิธีทำ ผลการคำนวณแสดงในตารางที่ 3.14

ตารางที่ 3.14 ผลการคำนวณปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิงโดยวิธี Penman-Monteith

$T_{mean} = [(T_{max} = 34.8) + (T_{min} = 25.6)]/2 =$	30.2	°C	กำหนดมา
$\Delta =$	0.246	kPa/°C	จากตารางที่ 3.18
Altitude =	2	m	จากตารางที่ 3.15
P =	101.3	kPa	
$\gamma =$	0.0674	kPa/°C	
$(1 + 0.34 u_2) =$	1.68		
$\Delta / [\Delta + g (1 + 0.34u_2)] = 0.246 / [(0.246 + 0.0674 (1.68))] =$	0.685		
$\gamma / [\Delta + \gamma (1 + 0.34u_2)] = 0.0674 / [0.246 + 0.0674 (1.68)] =$	0.188		
$900 / (T_{mean} + 273) u_2 =$	5.94		
Vapour pressure deficit			
$T_{max} =$	34.8	°C	กำหนดมา
$e^{\circ}(T_{max}) =$	5.56	kPa	จากตารางที่ 3.17
$T_{min} =$	25.6	°C	กำหนดมา
$e^{\circ}(T_{min}) =$	3.28	kPa	จากตารางที่ 3.17
$e_s = (5.56 + 3.28)/2 =$	4.42	kPa	
$e_a =$	2.85	kPa	กำหนดมา
$T_{max} =$	34.8	°C	



Vapour pressure deficit ( $e_s - e_a$ ) = (4.42 - 2.85) =	1.57	kPa	
Radiation (for month = April)			
J = (for 15 April)	105		
Latitude = 13°44'N = (13 + 44/60) =	13.73	°N	จากตารางที่ 3.20
$R_a$ =	38.06	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	
Daylength N =	12.31	hours	จากตารางที่ 3.21
$n/N = (8.5/12.31) =$	0.69	-	
$R_s = (0.25 + 0.50 n/N) R_a = [0.25 + 0.50 (0.69)] 38.06 =$	22.66	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	
$R_{so} = [0.75 + 2 (\text{Altitude})/100000] R_a = (0.75 + 2 (2)/100000) 38.06 =$	28.55	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	
$R_g/R_{so} = (22.65/28.54) =$	0.79	-	
$R_{ns} = 0.77 R_s = 0.77 (22.65) =$	17.44	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	
$T_{\max} =$	34.8	°C	
$\sigma_{\text{K}} T_{\text{K}}^4 (T_{\max})$	44.1	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	จากตารางที่ 3.22
$T_{\min} =$	25.6	°C	
$\sigma_{\text{K}} T_{\text{K}}^4 (T_{\min})$	39.06	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	จากตารางที่ 3.22
$[\sigma_{\text{K}} T_{\text{K}}^4 (T_{\max}) + \sigma_{\text{K}} T_{\text{K}}^4 (T_{\min})]/2 =$	41.58	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	
$e_a =$	2.85	kPa	
$(0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) =$	0.10	-	
$R_g/R_{so} =$	0.79	-	
$(1.35 R_g/R_{so} - 0.35) =$	0.72	-	
$R_{nl} = 41.58 (0.10) 0.72 =$	3.11	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	
$R_n = R_{ns} - R_{nl} = (17.44 - 3.11) =$	14.34	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	
$G = G_{\text{month}} = 0.14 (T_{\text{month}} - T_{\text{month}} - 1) = 0.14 (30.2 - 29.2) =$	0.14	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	
$(R_n - G) =$	14.20	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$	
$0.408 (R_n - G) =$	5.79	mm/day	
ET <sub>o</sub>	5.7	mm/day	

ตารางที่ 3.15 Atmospheric pressure (P) for different altitudes (z)

$$P = 101.3 \left[ \frac{293 - 0.0065Z}{293} \right]^{5.26}$$

z (m)	P (kPa)	z (m)	P (kPa)	z (m)	P (kPa)	z (m)	P (kPa)
0	101.3	1,000	90	2,000	79.8	3,000	70.5
50	100.7	1,050	89.5	2,050	79.3	3,050	70.1
100	100.1	1,100	89	2,100	78.8	3,100	69.6
150	99.5	1,150	88.4	2,150	78.3	3,150	69.2
200	99	1,200	87.9	2,200	77.9	3,200	68.8
250	98.4	1,250	87.4	2,250	77.4	3,250	68.3
300	97.8	1,300	86.8	2,300	76.9	3,300	67.9
350	97.2	1,350	86.3	2,350	76.4	3,350	67.5
400	96.7	1,400	85.8	2,400	76	3,400	67.1
450	96.1	1,450	85.3	2,450	75.5	3,450	66.6
500	95.5	1,500	84.8	2,500	75	3,500	66.2
550	95	1,550	84.3	2,550	74.6	3,550	65.8
600	94.4	1,600	83.8	2,600	74.1	3,600	65.4
650	93.8	1,650	83.3	2,650	73.7	3,650	65
700	93.3	1,700	82.8	2,700	73.2	3,700	64.6
750	92.7	1,750	82.3	2,750	72.7	3,750	64.1
800	92.2	1,800	81.8	2,800	72.3	3,800	63.7
850	91.6	1,850	81.3	2,850	71.8	3,850	63.3
900	91.1	1,900	80.8	2,900	71.4	3,900	62.9
950	90.6	1,950	80.3	2,950	71	3,950	62.5
1,000	90	2,000	79.8	3,000	70.5	4,000	62.1

ตารางที่ 3.16 Psychrometric constant ( $\gamma$ ) for different altitudes (z)

$$\gamma = 101.3 \frac{C_p P}{\epsilon \lambda}$$

z (m)	$\gamma$ kPa/°C	z (m)	$\gamma$ kPa/°C	z (m)	$\gamma$ kPa/°C	z (m)	$\gamma$ kPa/°C
0	0.067	1,000	0.06	2,000	0.053	3,000	0.047
100	0.067	1,100	0.059	2,100	0.052	3,100	0.046
200	0.066	1,200	0.058	2,200	0.052	3,200	0.046
300	0.065	1,300	0.058	2,300	0.051	3,300	0.045
400	0.064	1,400	0.057	2,400	0.051	3,400	0.045
500	0.064	1,500	0.056	2,500	0.05	3,500	0.044
600	0.063	1,600	0.056	2,600	0.049	3,600	0.043
700	0.062	1,700	0.055	2,700	0.049	3,700	0.043
800	0.061	1,800	0.054	2,800	0.048	3,800	0.042
900	0.061	1,900	0.054	2,900	0.047	3,900	0.042
1,000	0.06	2,000	0.053	3,000	0.047	4,000	0.041

Based on  $l = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$  at  $20^\circ\text{C}$

ตารางที่ 3.17 Saturation vapour pressure ( $e^{\circ}(T)$ ) for different temperatures (T)

$$e^{\circ}(T) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27T}{T + 237.3}\right]$$

T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa	T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa	T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa	T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa
1	0.657	13	1.498	25	3.168	37	6.275
1.5	0.681	13.5	1.547	25.5	3.263	37.5	6.448
2	0.706	14	1.599	26	3.361	38	6.625
2.5	0.731	14.5	1.651	26.5	3.462	38.5	6.806
3	0.758	15	1.705	27	3.565	39	6.991
3.5	0.785	15.5	1.761	27.5	3.671	39.5	7.181
4	0.813	16	1.818	28	3.780	40	7.376
4.5	0.842	16.5	1.877	28.5	3.891	40.5	7.574
5	0.872	17	1.938	29	4.006	41	7.778
5.5	0.903	17.5	2.000	29.5	4.123	41.5	7.986
6	0.935	18	2.064	30	4.243	42	8.199
6.5	0.968	18.5	2.130	30.5	4.366	42.5	8.417
7	1.002	19	2.197	31	4.493	43	8.640
7.5	1.037	19.5	2.267	31.5	4.622	43.5	8.867
8	1.073	20	2.338	32	4.755	44	9.101
8.5	1.110	20.5	2.412	32.5	4.891	44.5	9.339
9	1.148	21	2.487	33	5.030	45	9.582
9.5	1.187	21.5	2.564	33.5	5.173	45.5	9.832
10	1.228	22	2.644	34	5.319	46	10.086
10.5	1.270	22.5	2.726	34.5	5.469	46.5	10.347
11	1.313	23	2.809	35	5.623	47	10.613
11.5	1.357	23.5	2.896	35.5	5.780	47.5	10.885
12	1.403	24	2.984	36	5.941	48	11.163
12.5	1.449	24.5	3.075	36.5	6.106	48.5	11.447

ตารางที่ 3.18 Slope of vapour pressure curve ( $\Delta$ ) for different temperatures (T)

$$\Delta = \frac{4098 \left[ 0.6108 \exp \left[ \frac{17.27T}{T + 237.3} \right] \right]}{(T + 237.3)^2}$$

T °C	$\Delta$ kPa/°C	T °C	$\Delta$ kPa/°C	T °C	$\Delta$ kPa/°C	T °C	$\Delta$ kPa/°C
1	0.047	13	0.098	25	0.189	37	0.342
1.5	0.049	13.5	0.101	25.5	0.194	37.5	0.350
2	0.050	14	0.104	26	0.199	38	0.358
2.5	0.052	14.5	0.107	26.5	0.204	38.5	0.367
3	0.054	15	0.110	27	0.209	39	0.375
3.5	0.055	15.5	0.113	27.5	0.215	39.5	0.384
4	0.057	16	0.116	28	0.220	40	0.393
4.5	0.059	16.5	0.119	28.5	0.226	40.5	0.402
5	0.061	17	0.123	29	0.231	41	0.412
5.5	0.063	17.5	0.126	29.5	0.237	41.5	0.421
6	0.065	18	0.130	30	0.243	42	0.431
6.5	0.067	18.5	0.133	30.5	0.249	42.5	0.441
7	0.069	19	0.137	31	0.256	43	0.451
7.5	0.071	19.5	0.141	31.5	0.262	43.5	0.461
8	0.073	20	0.145	32	0.269	44	0.471
8.5	0.075	20.5	0.149	32.5	0.275	44.5	0.482
9	0.078	21	0.153	33	0.282	45	0.493
9.5	0.08	21.5	0.157	33.5	0.289	45.5	0.504
10	0.082	22	0.161	34	0.296	46	0.515
10.5	0.085	22.5	0.165	34.5	0.303	46.5	0.526
11	0.087	23	0.170	35	0.311	47	0.538
11.5	0.090	23.5	0.174	35.5	0.318	47.5	0.550
12	0.092	24	0.179	36	0.326	48	0.562
12.5	0.095	24.5	0.184	36.5	0.334	48.5	0.574

ตารางที่ 3.19 Number of the day in the year (J)

Day	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	1	32	60	91	121	152	182	213	244	274	305	335
2	2	33	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
3	3	34	62	93	123	154	184	215	246	276	307	337
4	4	35	63	94	124	155	185	216	247	277	308	338
5	5	36	64	95	125	156	186	217	248	278	309	339
6	6	37	65	96	126	157	187	218	249	279	310	340
7	7	38	66	97	127	158	188	219	250	280	311	341
8	8	39	67	98	128	159	189	220	251	281	312	342
9	9	40	68	99	129	160	190	221	252	282	313	343
10	10	41	69	100	130	161	191	222	253	283	314	344
11	11	42	70	101	131	162	192	223	254	284	315	345
12	12	43	71	102	132	163	193	224	255	285	316	346
13	13	44	72	103	133	164	194	225	256	286	317	347
14	14	45	73	104	134	165	195	226	257	287	318	348
15	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
16	16	47	75	106	136	167	197	228	259	289	320	350
17	17	48	76	107	137	168	198	229	260	290	321	351
18	18	49	77	108	138	169	199	230	261	291	322	352
19	19	50	78	109	139	170	200	231	262	292	323	353
20	20	51	79	110	140	171	201	232	263	293	324	354
21	21	52	80	111	141	172	202	233	264	294	325	355

Day	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
22	22	53	81	112	142	173	203	234	265	295	326	356
23	23	54	82	113	143	174	204	235	266	296	327	357
24	24	55	83	114	144	175	205	236	267	297	328	358
25	25	56	84	115	145	176	206	237	268	298	329	359
26	26	57	85	116	146	177,	207	238	269	299	330	360
27	27	58	86	117	147	178	208	239	270	300	331	361
28	28	59	87	118	148	179	209	240	271	301	332	362
29	29	(60)	88	119	149	180	210	241	272	302	333	363
30	30	-	89	120	150	181	211	242	273	303	334	364
31	31	-	90	-	151	-	212	243	-	304	-	365

\* add 1 if leap year

J can be determined for each day (D) of month (M) by  $J = \text{INTEGER} (275 M/9 - 30 + D) - 2$

IF (M < 3) THEN J = J + 2

also, IF (leap year and (M > 2)) THEN J = J + 1

For ten-day calculations, compute J for day D = 5, 15 and 25 For monthly calculations, J at the middle of the month is approximately given by

$J = \text{INTEGER} (30.4 M - 15)$

ตารางที่ 3.20 Daily extraterrestrial radiation ( $R_a$ ) for different latitudes for the 15<sup>th</sup> day of the month

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [ \sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \sin(\phi_s) ]$$

Northern Hemisphere												Lat.Deg	Southern Hemisphere											
Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec		Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
0.0	2.6	10.4	23.0	35.2	42.5	39.4	28.0	14.9	4.9	0.1	0.0	70	41.4	28.6	15.8	4.9	0.2	0.0	0.0	2.2	10.7	23.5	37.3	45.3
0.1	3.7	11.7	23.9	35.3	42.0	38.9	28.6	16.1	6.0	0.7	0.0	68	41.0	29.3	16.9	6.0	0.8	0.0	0.0	3.2	11.9	24.4	37.4	44.7
0.6	4.8	12.9	24.8	35.6	41.4	38.8	29.3	17.3	7.2	1.5	0.1	66	40.9	30.3	18.1	7.2	1.5	0.1	0.5	4.2	13.1	25.4	37.6	44.1
1.4	5.9	14.1	25.8	35.9	41.2	38.8	30.0	18.4	8.5	2.4	0.6	64	41.0	30.8	19.3	8.4	2.4	0.6	1.2	5.3	14.4	26.3	38.0	43.9
2.3	7.1	15.4	26.6	36.3	41.2	39.0	30.6	19.5	9.7	3.4	1.3	62	41.2	31.5	20.4	9.6	3.4	1.2	2.0	6.4	15.5	27.2	38.3	43.9
3.3	8.3	16.6	27.5	36.6	41.2	39.2	31.3	20.6	10.9	4.4	2.2	60	41.5	32.3	21.5	10.8	4.4	2.0	2.9	7.6	16.7	28.1	38.7	43.9
4.3	9.6	17.7	28.4	37.0	41.3	39.4	32.0	21.7	12.1	5.5	3.1	58	41.7	33.0	22.6	12.0	5.5	2.9	3.9	8.7	17.9	28.9	39.1	44.0
5.4	10.8	18.9	29.2	37.4	41.4	39.6	32.6	22.7	13.3	6.7	4.2	56	42.0	33.7	23.6	13.2	6.6	3.9	4.9	9.9	19.0	29.8	39.5	44.1
6.5	12.0	20.0	30.0	37.8	41.5	39.8	33.2	23.7	14.5	7.8	5.2	54	42.2	34.3	24.6	14.4	7.7	4.9	6.0	11.1	20.1	30.6	39.9	44.3
7.7	13.2	21.1	30.8	38.2	41.6	40.1	33.8	24.7	15.7	9.0	6.4	52	42.5	35.0	25.6	15.6	8.8	6.0	7.1	12.2	21.2	31.4	40.2	44.4
8.9	14.4	22.2	31.5	38.5	41.7	40.2	34.4	25.7	16.9	10.2	7.5	50	42.7	35.6	26.6	16.7	10.0	7.1	8.2	13.4	22.2	32.1	40.6	44.5
10.1	15.7	23.3	32.2	38.8	41.8	40.4	34.9	26.6	18.1	11.4	8.7	48	42.9	36.2	27.5	17.9	11.1	8.2	9.3	14.6	23.3	32.8	40.9	44.5
11.3	16.9	24.3	32.9	39.1	41.9	40.6	35.4	27.5	19.2	12.6	9.9	46	43.0	36.7	28.4	19.0	12.3	9.3	10.4	15.7	24.3	33.5	41.1	44.6
12.5	18.0	25.3	33.5	39.3	41.9	40.7	35.9	28.4	20.3	13.9	11.1	44	43.2	37.2	29.3	20.1	13.5	10.5	11.6	16.8	25.2	34.1	41.4	44.6
13.8	19.2	26.3	34.1	39.5	41.9	40.8	36.3	29.2	21.4	15.1	12.4	42	43.3	37.7	30.1	21.2	14.6	11.6	12.8	18.0	26.2	34.7	41.6	44.6
15.0	20.4	27.2	34.7	39.7	41.9	40.8	36.7	30.0	22.5	16.3	13.6	40	43.4	38.1	30.9	22.3	15.8	12.8	13.9	19.1	27.1	35.3	41.8	44.6
16.2	21.5	28.1	35.2	39.9	41.8	40.8	37.0	30.7	23.6	17.5	14.8	38	43.4	38.5	31.7	23.3	16.9	13.9	15.1	20.2	28.0	35.8	41.9	44.5
17.5	22.6	29.0	35.7	40.0	41.7	40.8	37.4	31.5	24.6	18.7	16.1	36	43.4	38.9	32.4	24.3	18.1	15.1	16.2	21.2	28.8	36.3	42.0	44.4
18.7	23.7	29.9	36.1	40.0	41.6	40.8	37.6	32.1	25.6	19.9	17.3	34	43.4	39.2	33.0	25.3	19.2	16.2	17.4	22.3	29.6	36.7	42.0	44.3
19.9	24.8	30.7	36.5	40.0	41.4	40.7	37.9	32.8	26.6	21.1	18.5	32	43.3	39.4	33.7	26.3	20.3	17.4	18.5	23.3	30.4	37.1	42.0	44.1
21.1	25.8	31.4	36.8	40.0	41.2	40.6	38.0	33.4	27.6	22.2	19.8	30	43.1	39.6	34.3	27.2	21.4	18.5	19.6	24.3	31.1	37.5	42.0	43.9
22.3	26.8	32.2	37.1	40.0	40.9	40.4	38.2	33.9	28.5	23.3	21.0	28	43.0	39.8	34.8	28.1	22.5	19.7	20.7	25.3	31.8	37.8	41.9	43.6



Northern Hemisphere												Lat.Deg	Southern Hemisphere											
Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec		Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
23.4	27.8	32.8	37.4	39.9	40.6	40.2	38.3	34.5	29.3	24.5	22.2	26	42.8	39.9	35.3	29.0	23.5	20.8	21.8	26.3	32.5	38.0	41.8	43.3
24.6	28.8	33.5	37.6	39.7	40.3	39.9	38.3	34.9	30.2	25.5	23.3	24	42.5	40.0	35.8	29.8	24.6	21.9	22.9	27.2	33.1	38.3	41.7	43.0
25.7	29.7	34.1	37.8	39.5	40.0	39.6	38.4	35.4	31.0	26.6	24.5	22	42.2	40.1	36.2	30.6	25.6	23.0	24.0	28.1	33.7	38.4	41.4	42.6
26.8	30.6	34.7	37.9	39.3	39.5	39.3	38.3	35.8	31.8	27.7	25.6	20	41.9	40.0	36.6	31.3	26.6	24.1	25.0	28.9	34.2	38.6	41.2	42.1
27.9	31.5	35.2	38.0	39.0	39.1	38.9	38.2	36.1	32.5	28.7	26.8	18	41.5	40.0	37.0	32.1	27.5	25.1	26.0	29.8	34.7	38.7	40.9	41.7
28.9	32.3	35.7	38.1	38.7	38.6	38.5	38.1	36.4	33.2	29.6	27.9	16	41.1	39.9	37.2	32.8	28.5	26.2	27.0	30.6	35.2	38.7	40.6	41.2
29.9	33.1	36.1	38.1	38.4	38.1	38.1	38.0	36.7	33.9	30.6	28.9	14	40.6	39.7	37.5	33.4	29.4	27.2	27.9	31.3	35.6	38.7	40.2	40.6
30.9	33.8	36.5	38.0	38.0	37.6	37.6	37.8	36.9	34.5	31.5	30.0	12	40.1	39.6	37.7	34.0	30.2	28.1	28.9	32.1	36.0	38.6	39.8	40.0
31.9	34.5	36.9	37.9	37.6	37.0	37.1	37.5	37.1	35.1	32.4	31.0	10	39.5	39.3	37.8	34.6	31.1	29.1	29.8	32.8	36.3	38.5	39.3	39.4
32.8	35.2	37.2	37.8	37.1	36.3	36.5	37.2	37.2	35.6	33.3	32.0	8	38.9	39.0	37.9	35.1	31.9	30.0	30.7	33.4	36.6	38.4	38.8	38.7
33.7	35.8	37.4	37.6	36.6	35.7	35.9	36.9	37.3	36.1	34.1	32.9	6	38.3	38.7	38.0	35.6	32.7	30.9	31.5	34.0	36.8	38.2	38.2	38.0
34.6	36.4	37.6	37.4	36.0	35.0	35.3	36.5	37.3	36.6	34.9	33.9	4	37.6	38.3	38.0	36.0	33.4	31.8	32.3	34.6	37.0	38.0	37.6	37.2
35.4	37.0	37.8	37.1	35.4	34.2	34.6	36.1	37.3	37.0	35.6	34.8	2	36.9	37.9	38.0	36.4	34.1	32.6	33.1	35.2	37.1	37.7	37.0	36.4
36.2	37.5	37.9	36.8	34.8	33.4	33.9	35.7	37.2	37.4	36.3	35.6	0	36.2	37.5	37.9	36.8	34.8	33.4	33.9	35.7	37.2	37.4	36.3	35.6

ตารางที่ 3.21 Mean daylight hours (N) for different latitudes for the 15<sup>th</sup> of the month

$$N = \frac{24}{\pi} s$$

Northern Hemisphere												Lat.Deg	Southern Hemisphere											
Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec		Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
0.0	6.6	11.0	15.6	21.3	24.0	24.0	17.6	12.8	8.3	2.3	0.0	70	24.0	17.4	13.0	8.4	2.7	0.0	0.0	6.4	11.2	15.7	21.7	24.0
2.1	7.3	11.1	15.3	19.7	24.0	22.3	17.0	12.7	8.7	4.1	0.0	68	21.9	16.7	12.9	8.7	4.3	0.0	1.7	7.0	11.3	15.3	19.9	24.0
3.9	7.8	11.2	14.9	18.7	22.0	20.3	16.4	12.7	9.0	5.2	1.9	66	20.1	16.2	12.8	9.1	5.3	2.0	3.7	7.6	11.3	15.0	18.8	22.1
5.0	8.2	11.2	14.7	17.9	20.3	19.2	16.0	12.6	9.3	6.0	3.7	64	19.0	15.8	12.8	9.3	6.1	3.7	4.8	8.0	11.4	14.7	18.0	20.3
5.7	8.5	11.3	14.4	17.3	19.2	18.4	15.7	12.6	9.5	6.6	4.8	62	18.3	15.5	12.7	9.6	6.7	4.8	5.6	8.3	11.4	14.5	17.4	19.2
6.4	8.8	11.4	14.2	16.8	18.4	17.7	15.3	12.5	9.7	7.1	5.6	60	17.6	15.2	12.6	9.8	7.2	5.6	6.3	8.7	11.5	14.3	16.9	18.4
6.9	9.1	11.4	14.1	16.4	17.8	17.2	15.1	12.5	9.9	7.5	6.2	58	17.1	14.9	12.6	9.9	7.6	6.2	6.8	8.9	11.5	14.1	16.5	17.8
7.3	9.3	11.5	13.9	16.0	17.3	16.8	14.8	12.4	10.1	7.9	6.7	56	16.7	14.7	12.5	10.1	8.0	6.7	7.2	9.2	11.6	13.9	16.1	17.3
7.7	9.5	11.5	13.8	15.7	16.8	16.4	14.6	12.4	10.2	8.2	7.1	54	16.3	14.5	12.5	10.2	8.3	7.2	7.6	9.4	11.6	13.8	15.8	16.9
8.0	9.7	11.5	13.6	15.4	16.5	16.0	14.4	12.4	10.3	8.5	7.5	52	16.0	14.3	12.5	10.4	8.6	7.5	8.0	9.6	11.6	13.7	15.5	16.5
8.3	9.8	11.6	13.5	15.2	16.1	15.7	14.3	12.3	10.4	8.7	7.9	50	15.7	14.2	12.4	10.5	8.8	7.9	8.3	9.7	11.7	13.6	15.3	16.1
8.6	10.0	11.6	13.4	15.0	15.8	15.5	14.1	12.3	10.6	9.0	8.2	48	15.4	14.0	12.4	10.6	9.0	8.2	8.5	9.9	11.7	13.4	15.0	15.8
8.8	10.1	11.6	13.3	14.8	15.5	15.2	14.0	12.3	10.7	9.2	8.5	46	15.2	13.9	12.4	10.7	9.2	8.5	8.8	10.0	11.7	13.3	14.8	15.5
9.1	10.3	11.6	13.2	14.6	15.3	15.0	13.8	12.3	10.7	9.4	8.7	44	14.9	13.7	12.4	10.8	9.4	8.7	9.0	10.2	11.7	13.3	14.6	15.3
9.3	10.4	11.7	13.2	14.4	15.0	14.8	13.7	12.3	10.8	9.6	9.0	42	14.7	13.6	12.3	10.8	9.6	9.0	9.2	10.3	11.7	13.2	14.4	15.0
9.5	10.5	11.7	13.1	14.2	14.8	14.6	13.6	12.2	10.9	9.7	9.2	40	14.5	13.5	12.3	10.9	9.8	9.2	9.4	10.4	11.8	13.1	14.3	14.8
9.6	10.6	11.7	13.0	14.1	14.6	14.4	13.5	12.2	11.0	9.9	9.4	38	14.4	13.4	12.3	11.0	9.9	9.4	9.6	10.5	11.8	13.0	14.1	14.6
9.8	10.7	11.7	12.9	13.9	14.4	14.2	13.4	12.2	11.1	10.1	9.6	36	14.2	13.3	12.3	11.1	10.1	9.6	9.8	10.6	11.8	12.9	13.9	14.4
10.0	10.8	11.8	12.9	13.8	14.3	14.1	13.3	12.2	11.1	10.2	9.7	34	14.0	13.2	12.2	11.1	10.2	9.7	9.9	10.7	11.8	12.9	13.8	14.3
10.1	10.9	11.8	12.8	13.6	14.1	13.9	13.2	12.2	11.2	10.3	9.9	32	13.9	13.1	12.2	11.2	10.4	9.9	10.1	10.8	11.8	12.8	13.7	14.1
10.3	11.0	11.8	12.7	13.5	13.9	13.8	13.1	12.2	11.3	10.5	10.1	30	13.7	13.0	12.2	11.3	10.5	10.1	10.2	10.9	11.8	12.7	13.5	13.9
10.4	11.0	11.8	12.7	13.4	13.8	13.6	13.0	12.2	11.3	10.6	10.2	28	13.6	13.0	12.2	11.3	10.6	10.2	10.4	11.0	11.8	12.7	13.4	13.8

Northern Hemisphere												Lat.Deg	Southern Hemisphere											
Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec		Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
10.5	11.1	11.8	12.6	13.3	13.6	13.5	12.9	12.1	11.4	10.7	10.4	26	13.5	12.9	12.2	11.4	10.7	10.4	10.5	11.1	11.9	12.6	13.3	13.6
10.7	11.2	11.8	12.6	13.2	13.5	13.3	12.8	12.1	11.4	10.8	10.5	24	13.3	12.8	12.2	11.4	10.8	10.5	10.7	11.2	11.9	12.6	13.2	13.5
10.8	11.3	11.9	12.5	13.1	13.3	13.2	12.8	12.1	11.5	10.9	10.7	22	13.2	12.7	12.1	11.5	10.9	10.7	10.8	11.2	11.9	12.5	13.1	13.3
10.9	11.3	11.9	12.5	12.9	13.2	13.1	12.7	12.1	11.5	11.0	10.8	20	13.1	12.7	12.1	11.5	11.1	10.8	10.9	11.3	11.9	12.5	13.0	13.2
11.0	11.4	11.9	12.4	12.8	13.1	13.0	12.6	12.1	11.6	11.1	10.9	18	13.0	12.6	12.1	11.6	11.2	10.9	11.0	11.4	11.9	12.4	12.9	13.1
11.1	11.5	11.9	12.4	12.7	12.9	12.9	12.5	12.1	11.6	11.2	11.1	16	12.9	12.5	12.1	11.6	11.3	11.1	11.1	11.5	11.9	12.4	12.8	12.9
11.3	11.6	11.9	12.3	12.6	12.8	12.8	12.5	12.1	11.7	11.3	11.2	14	12.7	12.4	12.1	11.7	11.4	11.2	11.2	11.5	11.9	12.3	12.7	12.8
11.4	11.6	11.9	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.7	11.4	11.3	12	12.6	12.4	12.1	11.7	11.4	11.3	11.4	11.6	11.9	12.3	12.6	12.7
11.5	11.7	11.9	12.2	12.5	12.6	12.5	12.3	12.1	11.8	11.5	11.4	10	12.5	12.3	12.1	11.8	11.5	11.4	11.5	11.7	11.9	12.2	12.5	12.6
11.6	11.7	11.9	12.2	12.4	12.5	12.4	12.3	12.0	11.8	11.6	11.5	8	12.4	12.3	12.1	11.8	11.6	11.5	11.6	11.7	12.0	12.2	12.4	12.5
11.7	11.8	12.0	12.1	12.3	12.3	12.3	12.2	12.0	11.9	11.7	11.7	6	12.3	12.2	12.0	11.9	11.7	11.7	11.7	11.8	12.0	12.1	12.3	12.3
11.8	11.9	12.0	12.1	12.2	12.2	12.2	12.1	12.0	11.9	11.8	11.8	4	12.2	12.1	12.0	11.9	11.8	11.8	11.8	11.9	12.0	12.1	12.2	12.2
11.9	11.9	12.0	12.0	12.1	12.1	12.1	12.2	12.0	12.0	11.9	11.9	2	12.1	12.1	12.0	12.0	11.9	11.9	11.9	11.9	12.0	12.0	12.1	12.1
12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0

ตารางที่ 3.22  $\sigma T_K^4$  (Stefan-Boltzmann law) at different temperatures (T)

T (°C)	$\sigma T_K^4$ (MJ m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	T (°C)	$\sigma T_K^4$ (MJ m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	T (°C)	$\sigma T_K^4$ (MJ m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )
1	27.7	17	34.75	33	43.08
1.5	27.9	17.5	34.99	33.5	43.36
2	28.11	18	35.24	34	43.64
2.5	28.31	18.5	35.48	34.5	43.93
3	28.52	19	35.72	35	44.21
3.5	28.72	19.5	35.97	35.5	44.5
4	28.93	20	36.21	36	44.79
4.5	29.14	20.5	36.46	36.5	45.08
5	29.35	21	36.71	37	45.37
5.5	29.56	21.5	36.96	37.5	45.67
6	29.78	22	37.21	38	45.96
6.5	29.99	22.5	37.47	38.5	46.26
7	30.21	23	37.72	39	46.56
7.5	30.42	23.5	37.98	39.5	46.85
8	30.64	24	38.23	40	47.15
8.5	30.86	24.5	38.49	40.5	47.46
9	31.08	25	38.75	41	47.76
9.5	31.3	25.5	39.01	41.5	48.06
10	31.52	26	39.27	42	48.37
10.5	31.74	26.5	39.53	42.5	48.68
11	31.97	27	39.8	43	48.99
11.5	32.19	27.5	40.06	43.5	49.3
12	32.42	28	40.33	44	49.61
12.5	32.65	28.5	40.6	44.5	49.92
13	32.88	29	40.87	45	50.24
13.5	33.11	29.5	41.14	45.5	50.56
14	33.34	30	41.41	46	50.87
14.5	33.57	30.5	41.69	46.5	51.19
15	33.81	31	41.96	47	51.51
15.5	34.04	31.5	42.24	47.5	51.84
16	34.28	32	42.52	48	52.16
16.5	34.52	32.5	42.8	48.5	52.49

**ตารางที่ 3.23** Conversion factors to convert wind speed measured at given height (over grass) to wind speed measured at standard height of 2 m above ground surface

$$\text{Conversion Factor} = \frac{4.87}{\ln(67.8Z - 5.42)}$$

z height (m)	conversion factor	z height (m)	conversion factor	z height (m)	conversion factor	z height (m)	conversion factor
-	-	2.2	0.98	4.2	0.865	6	0.812
-	-	2.4	0.963	4.4	0.857	6.5	0.802
-	-	2.6	0.947	4.6	0.851	7	0.792
-	-	2.8	0.933	4.8	0.844	7.5	0.783
1	1.178	3	0.921	5	0.838	8	0.775
1.2	1.125	3.2	0.91	5.2	0.833	8.5	0.767
1.4	1.084	3.4	0.899	5.4	0.827	9	0.76
1.6	1.051	3.6	0.889	5.6	0.822	9.5	0.754
1.8	1.023	3.8	0.881	5.8	0.817	10	0.748
2	1	4	0.872	6	0.812	10.5	0.742

### 3.7 เอกสารอ้างอิง (References)

- กรมชลประทาน. (2555). *ค่าสัมประสิทธิ์พีซโดยวิธี Penman – Monteith*. กรุงเทพฯ: ส่วนการใช้น้ำชลประทาน สำนักบริหารจัดการน้ำและอุทกวิทยา กรมชลประทาน.
- กีรติ ลีวัจนกุล. (2543). *อุทกวิทยา*. ปทุมธานี: ภาควิชาวิศวกรรมโยธา วิทยาลัยวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยรังสิต.
- วิบูลย์ บุญยธโรกุล. (2526). *หลักการชลประทาน*. นครปฐม: ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์.
- Asawa, G.L. (2005). *Irrigation and water resources engineering*. New Delhi: New Age International Publishers.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.
- Jain, S.K., & Singh, V.P. (2003). *Water resources systems planning and management*. New York: Elsevier Science.
- Jensen, M.E. (2010). *Estimating evaporation from water surface*. The CSU/ARS Evapotranspiration Workshop, Fort Collins.

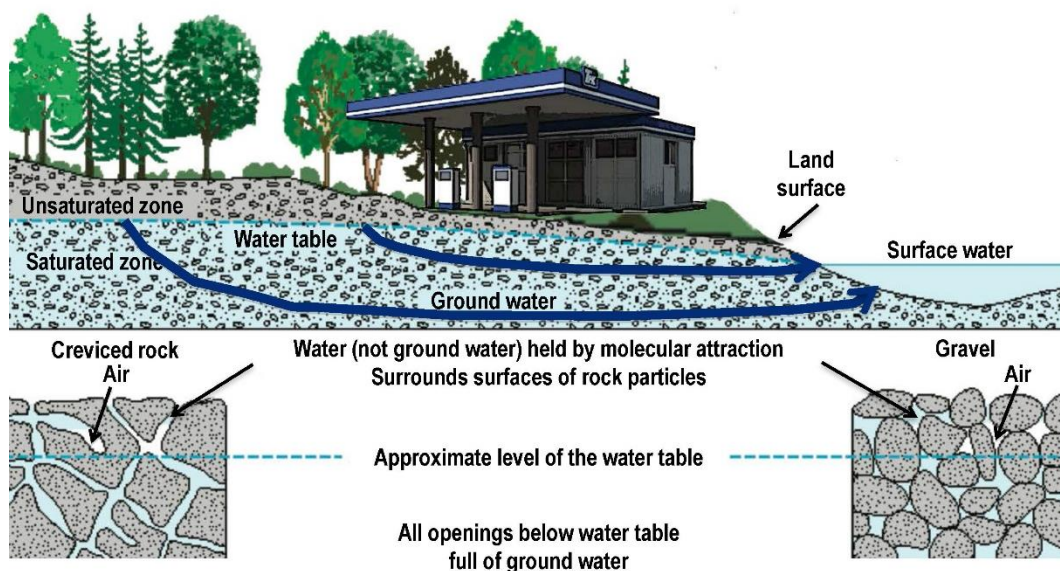
- Knisel, W.G. (1970). A factor analysis of reservoir losses. *Water Resour. Manage.*, 2, 491-498.
- Senturk, K., Oruc, K.F. (2010). *A case study: evaporation estimation at Oymapinar Dam*. BALWOIS, Ohrid, Republic of Macedonia.
- Sivapragasam, C., Vasudevan, F., Maran, J., Bose, C., Kaza, S., Ganesh, N. (2009). Modeling evaporation-seepage losses for reservoir water balance in semi-arid regions. *Water Resour. Manage.*, 23, 853-867.
- Soultana, K.G., Vassilis, Z.A. (n.d.). *Comparison of different evaporation estimation methods applied to Lake Vegoritis, Greece*. Greece: Department of Hydraulics, Soil Science and Agricultural Engineering, School of Agriculture, Aristotle University of Thessaloniki.

#### 4.1 บทนำ (Introduction)

น้ำใต้ผิวดิน (Subsurface Water) เป็นน้ำที่ไหลซึมผ่านชั้นผิวดินลงไปกักเก็บอยู่ใต้ผิวดินและไหลซึมลึก (Percolation) ลงสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ (Aquifer) กลายเป็นน้ำใต้ดิน (Groundwater) การศึกษาเรื่องน้ำใต้ดินมีความสำคัญมากในการวางแผนและบริหารจัดการน้ำ เพราะน้ำใต้ดินเป็นส่วนที่จะทำให้เกิดความชื้นของดินอันเป็นสิ่งขาดมิได้สำหรับการเจริญเติบโตของพืช และน้ำใต้ดินเป็นเสมือนอ่างเก็บน้ำขนาดใหญ่ที่จะปลดปล่อยน้ำเข้าสู่ลำน้ำ ทำให้มีน้ำไหลในลำน้ำตลอดปี ดังนั้นในงานวางแผนและบริหารจัดการน้ำ จึงจำเป็นต้องทราบปรากฏการณ์ของน้ำใต้ดินเป็นอย่างดี ทั้งนี้เพื่อการวางแผนในการจัดการได้อย่างมีประสิทธิภาพ

#### 4.2 กระบวนการไหลของน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow Processes)

กระบวนการไหลของน้ำใต้ดิน (Subsurface Flow Processes) เกิดขึ้นอย่างช้า ๆ ในชั้นน้ำใต้ดิน โดยโซนการไหลของน้ำใต้ดิน (Zone of Subsurface Flow) แบ่งเป็นโซนการไหลของน้ำใต้ดินชั้นบน (Subsurface Flow) ที่มีลักษณะของการไหลแบบไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ (Unsaturated Flow) และโซนการไหลของน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow) ที่มีลักษณะของการไหลแบบอิ่มตัวด้วยน้ำ (Saturated Flow) แสดงในรูปที่ 4.1 (Chow et al., 1988)



รูปที่ 4.1 โซนการไหลของน้ำใต้ดิน  
ที่มา : Maven's Notebook (2017)

น้ำใต้ผิวดิน (Subsurface Water) โดยทั่วไปจะหมายถึงน้ำที่ไหลและเก็บกักอยู่ใต้ผิวดิน (Ground Surface) ตามช่องว่างในดินหรือรอยแยกหรือรอยแตกของหินที่อยู่ใกล้บริเวณผิวดินหรือน้ำที่ไหลอยู่ในชั้นสัมผัสบรรยากาศ (Aeration Zone) และอยู่เหนือระดับน้ำใต้ดิน (Water Table) นั่นเอง มีลักษณะของการไหลแบบไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ (Unsaturated Flow) ในขณะที่น้ำใต้ดิน (Groundwater) เป็นน้ำที่ไหลและเก็บกักอยู่ตามช่องว่างในดินหรือรอยแยกหรือรอยแตกของหินในชั้นที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำที่อยู่ต่ำกว่าระดับน้ำใต้ดิน อย่างไรก็ตามทั้งน้ำใต้ผิวดินและน้ำใต้ดินบางครั้งอาจเรียกรวมว่าเป็นน้ำใต้ดิน (Groundwater) ก็ได้

#### 4.2.1 กระบวนการที่สำคัญของการไหลของน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow Processes)

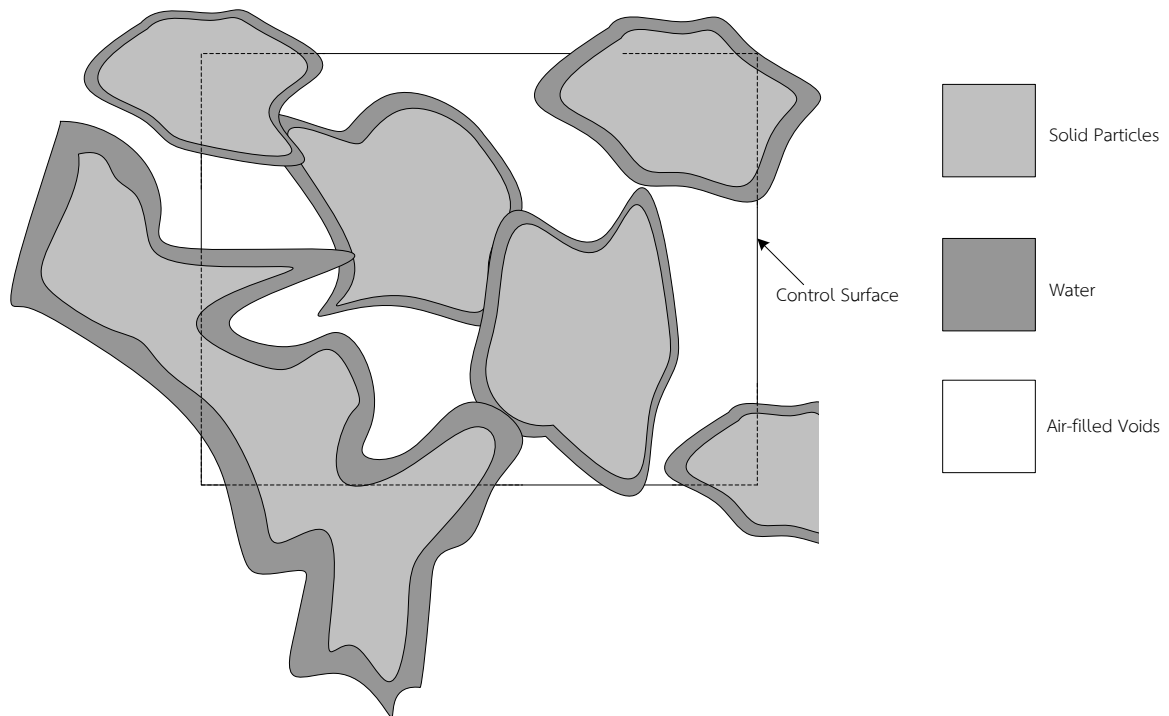
(1) การไหลซึม (Infiltration) เป็นลักษณะของการไหลซึมของน้ำจากผิวดินชั้นบนลงสู่ดินชั้นล่าง กลายเป็นความชื้นในดิน (Soil Moisture)

(2) การไหลของน้ำใต้ดินชั้นบน (Subsurface Flow) เป็นลักษณะของการไหลแบบไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ (Unsaturated Flow) ทั้งนี้เนื่องจากช่องว่างในดินบางส่วนจะมีอากาศแทรกอยู่ และช่องว่างอีกบางส่วนจะมีน้ำเก็บกักอยู่

(3) การไหลของน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow) เป็นลักษณะของการไหลแบบอิ่มตัวด้วยน้ำ (Saturated Flow) ผ่านชั้นดินและชั้นหินที่อยู่ด้านล่าง

ชั้นดินและชั้นหินที่ยอมให้น้ำไหลผ่านได้จะเรียกว่า ตัวกลาง (Porous Media) โดยมีระดับน้ำใต้ดิน (Water Table) เป็นเส้นแบ่งระหว่างตัวกลางที่อิ่มตัวด้วยน้ำและไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ พิจารณารูปหน้าตัดของตัวกลางที่ไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ (Unsaturated Porous Medium) ซึ่งประกอบด้วยอนุภาคดินของแข็ง (Solid Particles) และช่องว่าง (Voids) ที่มีทั้งน้ำและอากาศแทรกซึมอยู่บางส่วนดังรูปที่ 4.2





รูปที่ 4.2 รูปหน้าตัดของตัวกลางที่ไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ

ประสิทธิภาพในการอุ้มน้ำของมวลดินหรือหินว่าจะเป็นชั้นหินอุ้มน้ำที่ดีหรือไม่ สามารถนำน้ำมาใช้ประโยชน์ได้มากน้อยแค่ไหน จะขึ้นอยู่กับสภาพทางธรณีวิทยาพื้นฐานของชั้นดินหรือชั้นหินนั้น ๆ กล่าวคือ จะขึ้นอยู่กับความพรุน (Porosity) และความซาบซึมน้ำได้ (Permeability) เป็นสำคัญ

#### 4.2.2 ความพรุน (Porosity, $\eta$ )

ความพรุน (Porosity) คือปริมาณช่องว่าง (Pores) ที่สามารถเก็บกักน้ำได้ที่มีอยู่ในหนึ่งหน่วยปริมาตรของมวลดินหรือหินใดๆ ซึ่งเป็นค่าอัตราส่วนระหว่างปริมาตรของช่องว่างในมวลดินหรือหินกับปริมาตรรวมของมวลดินหรือหินนั้น โดยปกติค่าความพรุนจะบ่งบอกในหน่วยร้อยละดังแสดงในสมการ

$$\text{ความพรุน (Porosity)} = \frac{\text{ปริมาตรของช่องว่างในดิน (Volume of Voids)}}{\text{ปริมาตรทั้งหมดของดิน (Total Volume)}} \quad \text{-----(4.1)}$$

โดยทั่วไปแล้วความพรุนของดินมีค่าประมาณ  $0.25 < \eta < 0.75$  ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับลักษณะของเนื้อดิน (Soil Texture) ในแต่ละพื้นที่ ในส่วนของช่องว่างในดินที่มีน้ำและอากาศแทรกซึมอยู่บางส่วนนั้นสามารถวัดได้ในรูปของปริมาณความชื้นในดิน (Soil Moisture Content,  $\theta$ ) ซึ่งคำนวณได้จาก

$$\text{ปริมาณความชื้นในดิน (Soil Moisture Content)} = \frac{\text{ปริมาตรของน้ำในดิน (Volume of Water)}}{\text{ปริมาตรทั้งหมดของดิน (Total Volume)}} \text{-----(4.2)}$$

โดยที่  $0 < \theta < \eta$  ; และค่าปริมาณความชื้นในดินจะมีค่าเท่ากับความพรุนในสภาพที่ดินอิ่มตัวด้วยน้ำ

### 4.2.3 ความซาบซึมน้ำ (Permeability)

ความซาบซึมน้ำ (Permeability) หมายถึงความสามารถของมวลดินหรือชั้นหินที่ยอมให้น้ำไหลผ่านได้ โดยปกติมวลดินหรือชั้นหินที่ยอมให้น้ำไหลผ่านได้ดีจะมีช่องขนาดใหญ่และติดต่อถึงกันได้ สะดวกโดยตลอดประกอบกันเป็น Flow Channels ภายในมวลดินหรือหินนั้น คุณสมบัตินี้สามารถประเมินได้จากค่า Hydraulic Conductivity หรือค่า Coefficient of Permeability ซึ่งมีหน่วยเป็นหน่วยของความเร็ว หมายถึงระยะทางที่น้ำจะเคลื่อนที่ผ่านตัวกลางดังกล่าวไปได้ในหนึ่งหน่วยเวลา สำหรับลักษณะของมวลดินหรือหินที่เกี่ยวกับการกักเก็บและยอมให้น้ำไหลซึมผ่านได้มีอยู่หลายประเภทเช่น

(1) หินที่มีการคัดขนาดดีมีความพรุนสูง ประกอบด้วยกรวดหรือทรายที่มีขนาดเท่า ๆ กัน และมีได้มีการยึดเกาะซึ่งกันและกันเป็นกลุ่มก้อนอย่างหนาแน่น (Unconsolidated Deposit) ทำให้มีช่องขนาดใหญ่ มีค่าความพรุนสูง ยอมให้น้ำไหลซึมผ่านได้ง่าย

(2) หินที่มีการคัดขนาดเลวมีความพรุนต่ำ ประกอบด้วยกรวดทรายที่มีขนาดแตกต่างกันหลายขนาดโดยเม็ดทรายเล็ก ๆ แทรกอยู่ระหว่างเม็ดทรายและกรวดขนาดใหญ่ทำให้ปริมาณและขนาดของช่องเล็กลง

(3) หินที่มีการคัดขนาดดีและเนื้อหินเป็นหินเนื้อพรุนอยู่แล้ว ความพรุนจะสูงมากขึ้น

(4) หินที่มีการคัดขนาดดี แต่มีสารละลายแร่ธาตุอื่นมาผลึกแทรกตามช่องว่าง ความพรุนจะลดลง เช่น กรวด ทรายปนดินเหนียว (Sandy Gravelly Clay) สามารถเก็บกักน้ำได้น้อยและน้ำไหลผ่านได้ยาก

(5) หินที่มีความพรุนสูงเนื่องจากตัวของมันละลายน้ำได้เช่น เมื่อหินปูนทำปฏิกิริยากับน้ำกลายเป็นสารละลายทำให้เกิดเป็นโพรงขึ้นในเนื้อหิน

(6) หินที่มีความพรุนเนื่องจากรอยแตกในเนื้อหิน เป็นลักษณะของหินที่มีรอยแตกภายในเนื้อหิน เนื่องจากการผุกร่อนทางกายภาพ เช่น แรงกระทำจากภายในโลก หรือการขยายตัวและหดตัวของหิน ทำให้เกิดรอยแตกขนาดใหญ่และต่อเนื่องกันภายในเนื้อหิน สามารถจะเป็นที่กักเก็บน้ำและยอมให้น้ำไหลผ่านได้

#### 4.2.4 ดาร์ซีฟลักซ์ (Darcy Flux)

Henry Darcy เป็นวิศวกรชาวฝรั่งเศสซึ่งได้ชื่อว่าเป็นบิดาแห่งน้ำใต้ดิน Darcy ได้พัฒนาทฤษฎีของการไหลผ่านตัวกลางที่มีความพรุนเรียกว่า กฎของดาร์ซี (Darcy's Law) โดยกำหนดให้ปริมาตรดินไม่อิ่มตัวควบคุม (Control Volume of Unsaturated Soil) มีขนาดความกว้าง  $dx$ ,  $dy$ , และ  $dz$  หรือคิดปริมาตรเท่ากับ  $dx \cdot dy \cdot dz$  มีปริมาณความชื้นในดินเท่ากับ  $\theta$  ดังนั้นปริมาตรน้ำทั้งหมดจะเท่ากับ  $\theta \cdot dx \cdot dy \cdot dz$  ดังแสดงในรูปที่ 4.3 และได้พัฒนาสมการการเคลื่อนที่ของน้ำในดินซึ่งถูกวัดในรูปของดาร์ซีฟลักซ์ ( $q$ ) ซึ่งหมายถึงอัตราการไหลผ่านของน้ำ ( $Q$ ) ต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ตั้งฉากกับทิศทางการไหล ( $A$ ) หรือเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

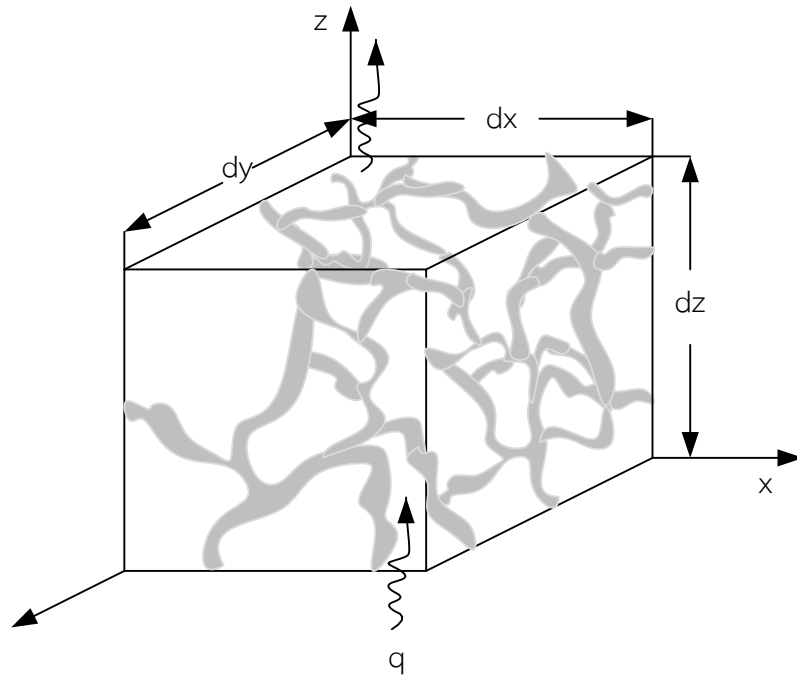
$$q = \frac{Q}{A} \quad \text{-----(4.3)}$$

นอกจากนี้ Darcy ยังได้หาความสัมพันธ์ระหว่างดาร์ซีฟลักซ์กับสัดส่วนระหว่างการสูญเสียพลังงานทั้งหมด (Total Head Loss of Flow,  $h$ ) ต่อหนึ่งหน่วยความยาวของตัวกลางที่น้ำเคลื่อนผ่าน ( $z$ ) จะได้

$$q = K S_f \quad \text{-----(4.4)}$$

เมื่อ  $S_f = -\frac{\partial h}{\partial z} \quad \text{-----(4.5)}$

ดังนั้นจะได้สมการของดาร์ซี  $q = -\frac{\partial h}{\partial z} S_f \quad \text{-----(4.6)}$



รูปที่ 4.3 ปริมาตรดินไม่อิ่มตัวควบคุม

#### 4.3 ชั้นน้ำใต้ดิน (Groundwater Zone)

ชั้นของน้ำใต้ผิวดิน (Groundwater Zone) สามารถแบ่งออกได้เป็นสองส่วนด้วยเส้นระดับน้ำใต้ดิน (Water Table) ซึ่งเป็นเส้นระดับผิวน้ำใต้ดินซึ่งมีความดันของน้ำ (Hydrostatic Pressure) เท่ากับความดันของบรรยากาศ (Atmospheric Pressure) ดังนี้คือ

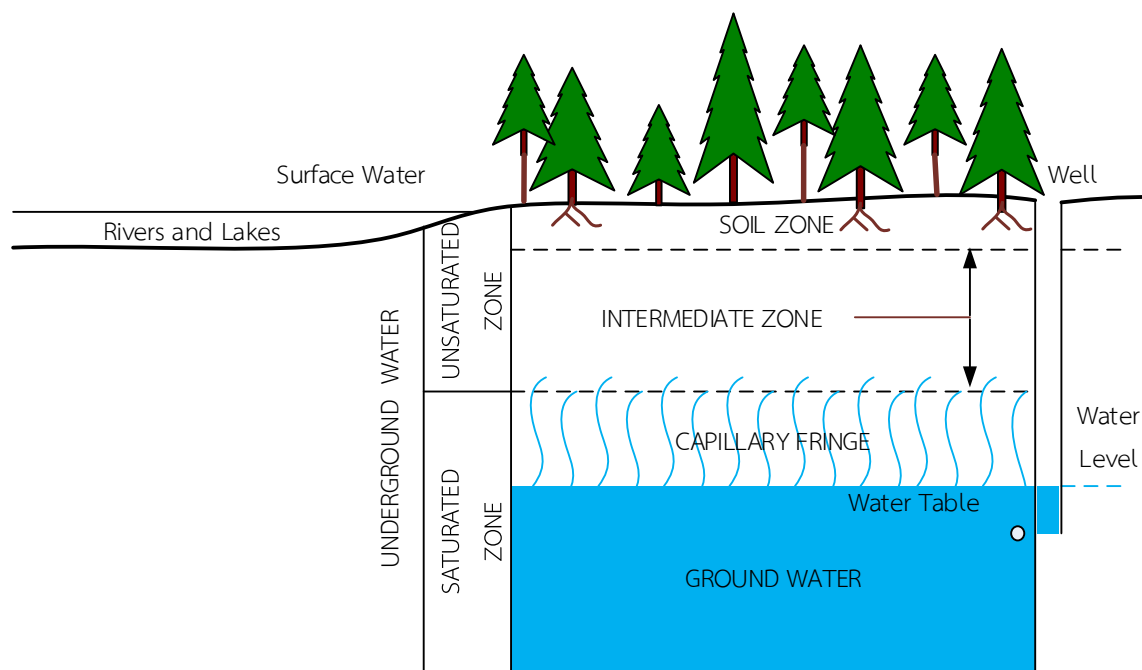
##### (1) ชั้นสัมผัสบรรยากาศ (Aeration Zone/Vadose Zone/Unsaturated Zone)

ชั้นดินที่อยู่เหนือเส้นระดับน้ำใต้ดินเรียกว่า ชั้นสัมผัสบรรยากาศ เนื่องจากในชั้นดินนี้ช่องว่างระหว่างอนุภาคของดินประกอบด้วยอากาศและน้ำ น้ำที่อยู่ในชั้นดินนี้จะเรียกว่า Vadose Water หรือ Soil Moisture ความหนาของชั้นดินนี้อาจมีค่าตั้งแต่ศูนย์เมตรในพื้นที่ราบลุ่มที่มีน้ำขังอยู่เป็นประจำ จนถึงนับร้อยเมตรในบริเวณพื้นที่แห้งแล้ง ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับลักษณะโครงสร้างทางธรณีของดิน สภาพทางภูมิศาสตร์ ฤดูกาล เป็นต้น โชนนี้ยังสามารถแบ่งย่อยได้ 3 ส่วนคือ โชนรากพืช (Soil Zone) โชนเชื่อมต่อ (Intermediate Zone) และโชนคาпилลารี (Capillary Zone) โดยโชนรากพืชจะเริ่มจากผิวดินลึกลงไปเมตรถึงสองเมตรพื้นที่ส่วนนี้จะมีรากต้นไม้ มีรูขนไซของพืชและสัตว์ ทำให้ค่าความพรุน (Porosity) และความสามารถในการซึมผ่านของน้ำ (Permeability) ในพื้นที่นี้สูง การเคลื่อนที่ของน้ำในชั้นนี้จะอาศัยแรงคาпилลารี สำหรับโชนเชื่อมต่อ (Intermediate Zone) จะมีความลึกไม่แน่นอนขึ้นอยู่กับความหนาของโชนรากพืชและโชนคาпилลารี การเคลื่อนที่ของน้ำในดินชั้นนี้จะอาศัยแรงดึงดูดของโลก สำหรับโชนคาпилลารีเป็นโชนที่อยู่ล่างสุด โดยโชนนี้เป็นส่วนหนึ่งของชั้นสัมผัสบรรยากาศ โดย Capillary Fringe เกิดจากแรงระหว่างหินและน้ำ ซึ่งผลจากแรงดึงดูดนี้ทำให้น้ำมีลักษณะคล้ายถูกตรึงอยู่ในช่องว่างของหิน น้ำใน

Capillary Fringe และที่อยู่ใต้โซนนี้จะมียค่า Hydraulic Pressure มีค่าเป็นลบ (มีความดันต่ำกว่าความดันบรรยากาศ)

(2) ชั้นที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำ (Saturation Zone/Phreatic Zone/Ground Water Zone)

ชั้นดินที่อยู่ใต้เส้นระดับน้ำใต้ดินเรียกว่า ชั้นที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำ เนื่องจากช่องว่างในระหว่างอนุภาคของดินจะเต็มไปด้วยน้ำ น้ำที่อยู่ในชั้นนี้ยิ่งลึกลงไปจะมีปริมาณน้อยลงตามลำดับ ทั้งนี้เนื่องจากช่องว่างระหว่างอนุภาคดิน (Pore Space) จะมีขนาดเล็กลงเนื่องจากน้ำหนักดินที่อยู่ข้างบนกดทับลงมา สำหรับความหนาของชั้นนี้มากน้อยแตกต่างกันโดยวัดจากระดับน้ำใต้ดินถึงชั้นหินแข็ง (Bed Rock) น้ำในส่วนนี้จึงเรียกว่า น้ำใต้ดินหรือน้ำบาดาล (Groundwater) ดังแสดงในรูปที่ 4.4



รูปที่ 4.4 โซนชั้นน้ำใต้ดิน

นอกจากนี้ยังสามารถแบ่งชั้นดินและหินใต้เส้นระดับน้ำใต้ดินที่สามารถเก็บกักน้ำได้มากหรือเป็นชั้นหินอุ้มน้ำ (Aquifer) ออกเป็น 2 ประเภทคือ (Thompson, 1999)

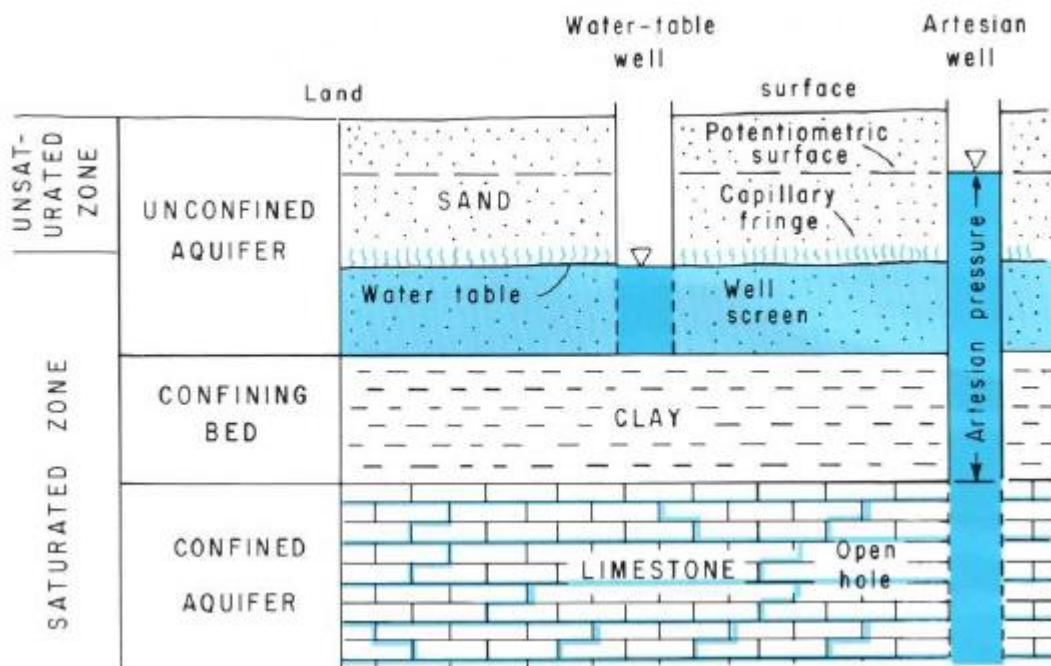
(1) ชั้นหินอุ้มน้ำแบบเปิด (Unconfined Aquifer)

คือชั้นหินอุ้มน้ำที่ไม่ถูกปิดทับโดยชั้นหินที่น้ำไม่สามารถซึมผ่านได้ (Semi-Pervious Strata) หรือซึมผ่านได้ยาก (Impervious Strata) เมื่อไม่ถูกปิดทับชั้นน้ำจึงไร้แรงดันและน้ำจากผิวดินสามารถซึมลงไปได้อย่างตรง โดยระดับที่น้ำจะถูกดึงโดยแรงดึงดูดโลกและเติมในโซนอิ่มตัวของชั้นน้ำนี้ เมื่อทำการเจาะบ่อ

ในชั้นน้ำที่ระดับน้ำจะอยู่ในระดับน้ำใต้ดิน และระดับน้ำสามารถเปลี่ยนแปลงได้ตลอดเวลา ชั้นหินอุ้มน้ำนี้มีคุณภาพต่ำและปนเปื้อนได้ง่ายจากกิจกรรมของมนุษย์

## (2) ชั้นหินอุ้มน้ำแบบปิด (Confined Aquifer)

คือชั้นหินอุ้มน้ำที่มีชั้นหินที่น้ำไม่สามารถซึมผ่านได้หรือซึมผ่านได้ยากปิดทับทำให้ชั้นน้ำนี้มีแรงดัน บางครั้งจึงเรียกชั้นน้ำนี้ว่า Pressure Aquifer หรือ Artesian Aquifer โดยแรงดันจะอยู่ในลักษณะ Hydrostatic Pressure คือมีแรงดันเท่ากันทุกจุด การไหลของน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำแบบปิดจะมีลักษณะคล้าย ๆ การไหลของน้ำในท่อเนื่องจากถูกปิดทับด้วยชั้นหินแข็งทั้งข้างบนและข้างล่าง หากทำการเจาะบ่อสำรวจในชั้นน้ำจะพบว่าระดับน้ำในบ่อเปลี่ยนแปลงน้อยมากและระดับน้ำในบ่อจะสูงกว่าชั้นหินอุ้มน้ำที่ไม่ถูกปิดทับเนื่องจากมีแรงดัน คุณภาพน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำถูกปิดทับจะมีคุณภาพสูงไม่ถูกปนเปื้อนได้ง่าย

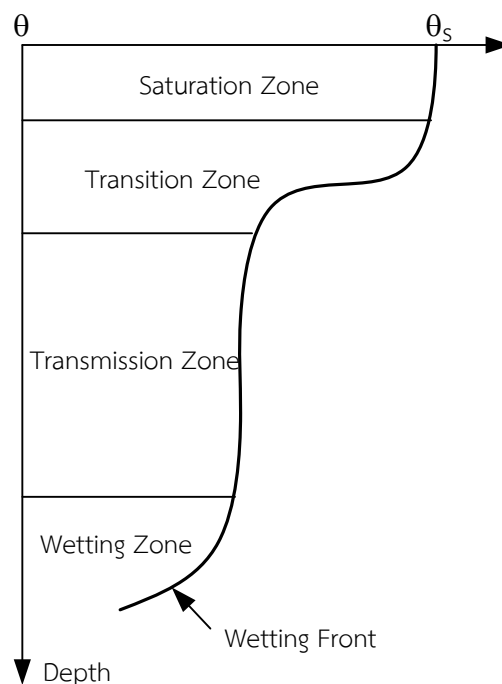


รูปที่ 4.5 ประเภทของชั้นหินอุ้มน้ำ

## 4.4 การซึม (Infiltration)

การซึม (Infiltration) หมายถึง กระบวนการที่น้ำเคลื่อนที่จากชั้นผิวดินลงสู่ชั้นดินที่อยู่ลึกลงไป ทั้งนี้อัตราการซึมจะมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับลักษณะผิวดินและพืชปกคลุมดิน คุณสมบัติของดินไม่ว่าจะเป็น ความพรุน ความซาบซึมน้ำ ตลอดจนปริมาณความชื้นที่มีอยู่ในดิน (กรีติ ลีวัจนกุล, 2543) สำหรับลักษณะการกระจายตัวของความชื้นในชั้นดินหลังจากน้ำแทรกซึมและเคลื่อนที่ลงสู่ดินชั้นล่างแสดงในรูปที่ 4.6 โดยแยกออกเป็น 5 โซนซึ่งมีรายละเอียดที่สำคัญดังนี้

- (1) โซนอิ่มตัวด้วยน้ำ (Saturated Zone) : เป็นชั้นดินที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำซึ่งอยู่บริเวณใกล้ผิวหน้าดินลึกลงไปประมาณ 1.5 เซนติเมตร อย่างไรก็ตามก็ขึ้นขนาดความหนาของโซนอิ่มตัวด้วยน้ำขึ้นอยู่กับประเภทของดินด้วย
- (2) โซนทรานซิชัน (Transition Zone) : เป็นชั้นดินที่อยู่ด้านล่างของโซนอิ่มตัวด้วยน้ำและมีความหนาประมาณ 5 เซนติเมตร ปริมาณความชื้นของดินชั้นนี้มีการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว
- (3) โซนทรานมิสชัน (Transmission Zone) : เป็นชั้นดินที่มีการเปลี่ยนแปลงปริมาณความชื้นอย่างช้า ๆ และสม่ำเสมอตามความลึกและเวลา
- (4) โซนเปียกชื้น (Wetting Zone) : เป็นชั้นดินที่มีการลดลงของปริมาณความชื้นอย่างรวดเร็ว
- (5) เส้นแนวเปียกชื้น (Wetting Front) : เป็นเส้นแนวที่แสดงถึงปริมาณความชื้นในดินที่ลดลงจนกระทั่งมีค่าใกล้เคียงกับปริมาณความชื้นเริ่มต้น



รูปที่ 4.6 โซนปริมาณความชื้นในดินหลังจากการซึม

โดยทั่วไปการวัดอัตราการซึม (Infiltration Rate) ของน้ำจะอาศัยเครื่องมือวัดอัตราการซึม (Infiltrometer) ซึ่งแบบที่นิยมจะประกอบด้วยวงแหวน 2 วงประกบกัน ทำจากโลหะบางดังแสดงในรูปที่ 4.7 โดยมีหลักการอย่างง่ายคือ ติดตั้งเครื่องมือวัดในบริเวณที่ต้องการตรวจวัดโดยการกดลงดินเบา ๆ เพื่อให้ดินคงสภาพ จากนั้นเติมน้ำลงไปในช่วงแหวนด้านในและด้านนอก จับเวลาเพื่อวัดปริมาณการซึมสะสม (Cumulative Infiltration,  $F(t)$ ) ไปเรื่อย ๆ จนกระทั่งระดับน้ำในช่วงแหวนไม่ลดระดับลงหรือซึมลงดินจนหมด จะสังเกตได้ว่าการทดลองจะใช้วงแหวนจำนวน 2 ใบ โดยวงแหวนใบด้านในติดตั้งขึ้นเพื่อวัด

การไหลซึมในแนวดิ่ง ในขณะที่ใบที่สองติดตั้งขึ้นเพื่อลดการไหลซึมในแนวราบหรือทางด้านข้าง ส่งผลให้ผลการวัดมีความถูกต้องและน่าเชื่อถือได้มากกว่าการใช้วงแหวนเดี่ยว



(1) แบบวงแหวนเดี่ยว



(2) แบบวงแหวน 2 วง

#### รูปที่ 4.7 เครื่องมือวัดอัตราการซึมของน้ำลงดิน

เมื่อทราบปริมาณการซึมสะสมแล้ว ก็สามารถคำนวณหาอัตราการซึม (Infiltration Rate,  $f(t)$ ) ได้ด้วยการหาอนุพันธ์ของปริมาณการซึมสะสมเทียบกับเวลา หรือเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

$$F(t) = \int_0^t f(\tau) d\tau \quad \text{-----(4.7)}$$

และ

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} \quad \text{-----(4.8)}$$

จากการศึกษาที่ผ่านมาพบว่าได้มีการพัฒนาสมการหาอัตราการซึมไว้มากมาย อย่างไรก็ตามสมการที่มีชื่อเสียงและได้รับความนิยมคือสมการของ Horton ซึ่งพัฒนาขึ้นในปี ค.ศ. 1939 โดยพบว่า เมื่อเวลาเริ่มต้นอัตราการซึมจะสูงเนื่องจากดินมีปริมาตรช่องว่างอยู่มากทำให้น้ำแทรกซึมผ่านได้เร็ว และเมื่อเวลาผ่านไปอัตราการซึมจะค่อย ๆ ลดลงจนกระทั่งคงที่หรือเข้าสู่ภาวะสมดุล ในขณะที่เมื่อพิจารณาปริมาณการซึมสะสมพบว่า จะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วในช่วงเวลาเริ่มต้นและมีแนวโน้มคงที่ในช่วงปลาย ดังแสดงในรูปที่ 4.8 หรือเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad \text{-----(4.9)}$$

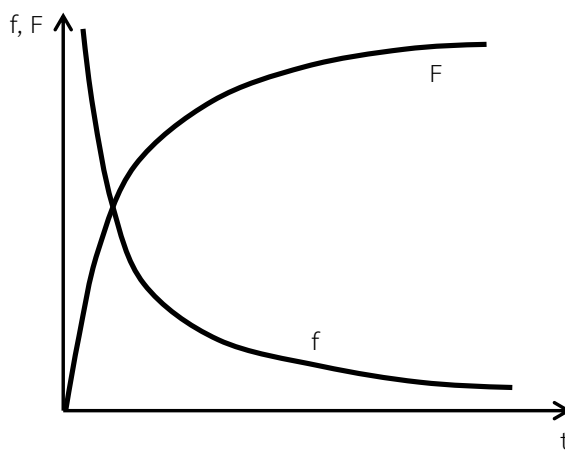
เมื่อ  $f_0$  = อัตราการซึมเริ่มต้น (Initial Infiltration Rate)



$f_c$  = อัตราการซึมคงที่ (Constant Infiltration Rate)

$k$  = ค่าคงที่ของการซึม (Decay Constant)

$t$  = เวลา (Time)



รูปที่ 4.8 อัตราการซึมและปริมาณการซึมสะสมเทียบกับเวลา

ในปี ค.ศ. 1957 Phillip ได้พัฒนาสมการหาปริมาณการซึมสะสมและอัตราการซึมในแนวตั้งไว้  
ดังนี้

$$F(t) = St^{1/2} + Kt \text{ -----(4.10)}$$

โดยที่  $S$  = ค่าพารามิเตอร์ Sorptivity

$K$  = ค่าความนำน้ำของดิน

เมื่อทำการหาอนุพันธ์ของปริมาณการซึมสะสมจะได้อัตราการซึมในแนวตั้งดังแสดงในสมการ

$$f(t) = \frac{1}{2}St^{-1/2} + K \text{ -----(4.11)}$$

นอกจากนี้ Phillip ยังได้ทำการทดลองเพื่อศึกษาถึงปริมาณการซึมสะสมของน้ำในแนวราบ โดยพบว่าปริมาณการซึมมีความสัมพันธ์กับรากที่สองของเวลาเป็นหลัก โดยมีค่าพารามิเตอร์  $S$  เป็นตัวปรับค่าดังแสดงในสมการดังนี้คือ

$$F(t) = St^{1/2} \text{ -----(4.12)}$$

**ตัวอย่างที่ 4.1** หลอดเจาะเก็บตัวอย่างดินรูปทรงกระบอก (Tube) มีขนาดพื้นที่หน้าตัด 40 ตารางเซนติเมตร วางในแนวราบโดยมีดินบรรจุอยู่ บริเวณปลายของหลอดเจาะอิมตัวไปด้วยน้ำ โดยเมื่อเวลาผ่านไป 15 นาที น้ำปริมาตร 100 ลูกบาศก์เซนติเมตร ซึมลงไปหลอดเจาะทั้งหมด ถ้ากำหนดค่าความนำน้ำของดินเท่ากับ 0.4 เซนติเมตรต่อชั่วโมง ให้หาอัตราการซึมในแนวตั้งที่เวลา 30 นาทีหลังจากหมุนหลอดเจาะเก็บตัวอย่างดินในแนวตั้งโดยที่ด้านบนเป็นปลายเปิดที่อิมตัวไปด้วยน้ำ

**วิธีทำ** (1) คำนวณหาความลึกของการซึมสะสมในแนวราบเมื่อปริมาณการซึมสะสมเท่ากับ 100 ลูกบาศก์เซนติเมตร =  $100/40 = 2.5$  เซนติเมตร

(2) คำนวณหาค่าพารามิเตอร์ Sorptivity จะได้

$$F(t) = St^{1/2} \text{ เมื่อ } t = 15 \text{ min} = 0.25 \text{ hr และ } F(t) = 2.5 \text{ cm}$$

จะได้  $S = 5 \text{ cm/hr}$

(3) เมื่อหมุนหลอดเจาะเก็บตัวอย่างดินในแนวตั้งเป็นเวลา 30 นาที จะสามารถคำนวณอัตราการซึมในแนวตั้งได้ดังนี้

$$f(t) = \frac{1}{2} St^{-1/2} + K$$

แทนค่า  $S = 5 \text{ cm/hr}$ ,  $t = 30 \text{ min} = 0.5 \text{ hr}$  และ  $K = 0.4 \text{ cm/hr}$

จะได้  $f(t) = 3.93 \text{ cm}$

ดินแต่ละชนิดมีคุณสมบัติในการยอมให้น้ำซึมผ่านแตกต่างกันดังแสดงข้อมูลยืนยันในตารางที่ 4.1 กล่าวคือ ดินที่มีช่องว่างขนาดใหญ่ หรือมีค่าความนำน้ำ (Hydraulic Conductivity) สูง แต่มีเปอร์เซ็นต์ความพรุนน้อย อัตราการซึมจะสูงกว่าดินประเภทดินเหนียวที่ถึงแม้จะมีเปอร์เซ็นต์ความพรุนมากก็ตาม แต่ช่องว่างในดินมีขนาดเล็ก ทำให้น้ำไหลลอดซึมผ่านได้ช้าส่งผลให้อัตราการซึมต่ำกว่านั่นเอง

**ตารางที่ 4.1** เปอร์เซ็นต์ความพรุนและอัตราการซึมของดินประเภทต่าง ๆ

ลักษณะดิน	ความพรุน (%)	อัตราการซึม (cm/hr)
ทราย (Sand)	32-42	2.5-25
ดินร่วนปนทราย (Sandy Loam)	40-47	1.3-7.6
ดินร่วน (Loam)	43-49	0.8-2.0
ดินร่วนปนดินเหนียว (Clay Loam)	47-51	0.25-1.5

ลักษณะดิน	ความพรุน (%)	อัตราการซึม (cm/hr)
ดินเหนียวปนทรายแป้ง (Silty Clay)	49-53	0.03-0.5
ดินเหนียว (Clay)	51-55	0.01-0.1

#### 4.7 เอกสารอ้างอิง (References)

กิริติ สิวัจจนกุล. (2543). *อุทกวิทยา*. ปทุมธานี: ภาควิชาวิศวกรรมโยธา วิทยาลัยวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยรังสิต.

Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.

Maven's Notebook. (2017). *Groundwater problems and prospects, part 1: An overview of groundwater*. Retrieved July 12, 2018 from <https://mavensnotebook.com>.

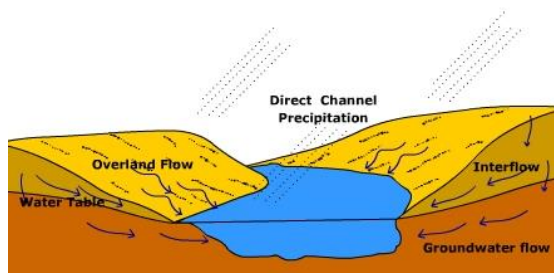
Thompson, A.S. (1999). *Hydrology for water management*. Rotterdam: A.A. Balkema Publisher.

### 5.1 บทนำ (Introduction)

น้ำผิวดิน (Surface Water) คือน้ำที่ถูกดัก ท่วมขัง หรือไหลอยู่บนพื้นผิวโลก หรือเป็นน้ำที่อยู่ในระบบชั้นน้ำผิวดิน (Surface Water System) ทั้งหมดซึ่งสัมพันธ์โดยตรงกับระบบชั้นน้ำบรรยากาศ (Atmospheric Water System) และระบบชั้นน้ำใต้ดิน (Subsurface/Ground Water System) เนื่องจากมีการเปลี่ยนแปลงและเคลื่อนที่ของน้ำอย่างต่อเนื่อง อาจกล่าวได้ว่าตัวแปรหลักทางอุทกวิทยาในระบบชั้นน้ำผิวดินคือน้ำที่ไหลในลำน้ำหรือที่เรียกว่าน้ำท่า (Streamflow/Runoff) ซึ่งเป็นข้อมูลที่สำคัญสำหรับงานวางแผนและบริหารจัดการทรัพยากรน้ำ

### 5.2 น้ำท่า (Runoff)

น้ำที่ไหลในลำน้ำหรือน้ำท่าเป็นการไหลของน้ำที่มาจาก 3 ส่วนหลักคือ น้ำท่าผิวดิน (Surface Runoff/Overland Flow) น้ำใต้ผิวดิน (Subsurface Flow/Interflow) และน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow) ดังแสดงในรูปที่ 5.1 ซึ่งเป็นผลมาจากปริมาณน้ำฝนในระบบชั้นน้ำบรรยากาศที่ตกลงสู่พื้นผิวโลก โดยทั่วไปปริมาณน้ำท่าผิวดินมีความผันแปรสูงในแต่ละช่วงเวลา กล่าวคือ ในช่วงฤดูฝนน้ำท่าผิวดินจะสูงและลดน้อยลงในช่วงฤดูแล้ง และเป็นน้ำที่ไหลลงสู่ลำน้ำโดยตรงเพื่อเพิ่มน้ำในลำน้ำ ด้วยเหตุนี้บางครั้งจึงเรียกว่า ปริมาณการไหลเสริม (Direct Flow) ในขณะที่ปริมาณน้ำใต้ผิวดินและน้ำใต้ดินมีแนวโน้มที่จะคงที่ตลอดทั้งปีและเป็นแหล่งน้ำต้นทุนที่สำคัญทั้งในช่วงฤดูฝนและฤดูแล้งจึงเรียกว่า ปริมาณการไหลฐาน (Base Flow) (Chow et al., 1988)



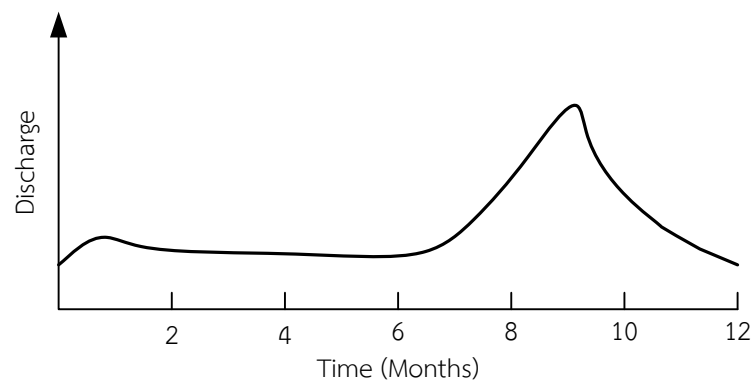
รูปที่ 5.1 น้ำที่ไหลในลำน้ำ/น้ำท่า

โดยทั่วไปปริมาณน้ำในลำน้ำจะตรวจวัดในรูปของอัตราการไหล (Discharge) ที่เวลาต่าง ๆ ดังนั้นเมื่อนำค่าอัตราการไหลของน้ำมาพล็อตเทียบกับเวลาจะเรียกว่า ไฮโดรกราฟ (Hydrograph) ซึ่งลักษณะของข้อมูลปริมาณน้ำในลำน้ำจะมากหรือน้อยในแต่ละช่วงเวลานั้นขึ้นอยู่กับปัจจัยต่าง ๆ ดังนี้

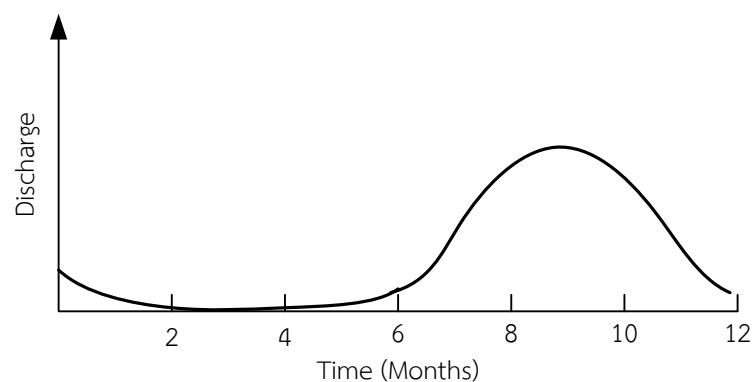
- (1) ความเข้มข้นและช่วงเวลาที่ฝนตก
- (2) ลักษณะรูปร่างของกลุ่มน้ำ พืชปกคลุมดิน ความลาดชันของพื้นที่ และลักษณะของโครงข่ายลำน้ำของกลุ่มน้ำนั้น
- (3) ปัจจัยทางภูมิอากาศซึ่งมีผลต่อค่าการระเหยและการคายน้ำของพืช

นอกจากนี้ยังสามารถจัดแบ่งประเภทของลำน้ำจากลักษณะของไฮโดรกราฟรายปีได้เป็น 3 ประเภทดังรูปที่ 5.2 คือ (Asawa, 2005)

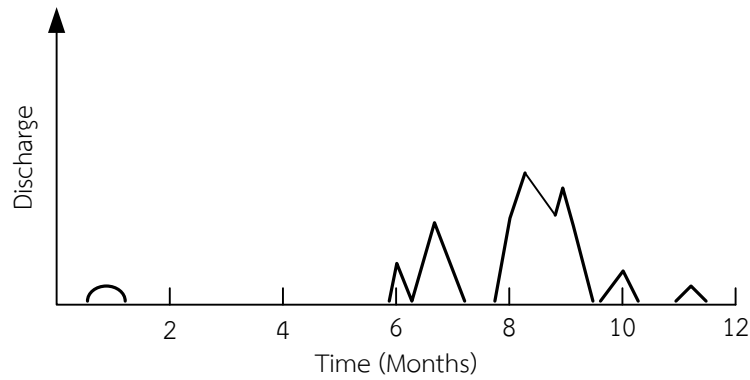
- (1) ลำน้ำแบบมีน้ำตลอดปี (Perennial Stream) ลักษณะของไฮโดรกราฟรายปีจะมีน้ำตลอดทั้งปีทั้งในฤดูฝนและฤดูแล้ง โดยในช่วงฤดูแล้งจะมีน้ำใต้ดินไหลลงสู่ลำน้ำทำให้มีน้ำตลอดปี ลำน้ำประเภทนี้จะมีระดับท้องน้ำอยู่ต่ำกว่าระดับน้ำใต้ดิน
- (2) ลำน้ำแบบมีน้ำตามฤดู (Intermittent Stream) ลักษณะของไฮโดรกราฟรายปีจะมีน้ำเฉพาะในช่วงฤดูฝน ในขณะที่ช่วงฤดูแล้งจะมีน้ำใต้ดินจำกัด ทำให้ปริมาณน้ำในลำน้ำในช่วงฤดูแล้งค่อนข้างน้อย ลำน้ำประเภทนี้จะมีระดับท้องน้ำสูงกว่าระดับน้ำใต้ดิน
- (3) ลำน้ำแบบมีน้ำน้อยและไม่แน่นอน (Ephemeral Stream) ลักษณะของไฮโดรกราฟรายปีจะมีน้ำค่อนข้างน้อยหรือแทบจะไม่มีน้ำเลยโดยเฉพาะอย่างยิ่งในช่วงฤดูแล้ง และจะมีน้ำไหลมาเป็นบางช่วงเวลาแล้วขาดหายไปอย่างรวดเร็วในเวลาสั้น ๆ มักพบในเขตพื้นที่แห้งแล้งหรือบริเวณพื้นที่ที่อยู่สูงกว่าระดับน้ำใต้ดินมาก



(a) ลำน้ำแบบมีน้ำตลอดปี



(b) ลำน้ำแบบมีน้ำตามฤดู



(c) ลำน้ำแบบมีน้ำน้อยและไม่แน่นอน

รูปที่ 5.2 ไฮโดรกราฟของน้ำท่าของลำน้ำแบบต่าง ๆ

### 5.3 การวิเคราะห์โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลา (Flow-Duration Curve Analysis)

วิธีที่ได้รับความนิยมในการศึกษาความแปรปรวนของข้อมูลปริมาณน้ำในลำน้ำก็คือการวิเคราะห์โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลา (Flow-Duration Curve, FDC) โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาเป็นกราฟที่แสดงค่าอัตราการไหลกับเปอร์เซ็นต์เวลาที่ข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำมีค่ามากกว่าหรือเท่ากับค่าที่กำหนด บางครั้งอาจเรียกว่า โค้งอัตราการไหล-ความถี่ (Flow-Frequency Curve, FFC) (Karamouz et al., 2003) โดยทั่วไปโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาถูกนำมาใช้เพื่อประมาณค่าข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำที่สูงค่าที่พิจารณา (Dependable Flow) ที่ระดับความน่าเชื่อถือได้ต่าง ๆ ในบางประเทศได้นำโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลามาใช้ประกอบการวางแผนโครงการพัฒนาแหล่งน้ำเพื่อวัตถุประสงค์ต่าง ๆ ยกตัวอย่างเช่น ข้อมูลอัตราการไหลที่ 75% ของ Dependable Flow ถูกนำมาใช้ในการวางแผนโครงการชลประทาน และที่ 90% และ 100% ของ Dependable Flow ถูกนำมาใช้ในการวางแผนโครงการไฟฟ้าพลังงานน้ำ และโครงการจัดหาน้ำเพื่อการอุปโภคบริโภค ตามลำดับ นอกจากนี้ยังสามารถประยุกต์โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลามาใช้ในงานอื่น ๆ ได้แก่ เพื่อประเมินศักยภาพในการพัฒนาระบบไฟฟ้าพลังงานน้ำจากแม่น้ำ เพื่อออกแบบระบบระบายน้ำ (Drainage Systems) เพื่อใช้ในการศึกษาเพื่อบรรเทาน้ำท่วม เพื่อใช้ในการประมาณค่าปริมาณตะกอนและวิเคราะห์หาปริมาณของแข็งที่ละลายปะปนในลำน้ำ หรือเพื่อศึกษาเปรียบเทียบข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำกับลุ่มน้ำอื่น ๆ เป็นต้น

#### 5.3.1 ขั้นตอนในการวิเคราะห์โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลา

- กรณีไม่ได้จัดแบ่งช่วงชั้นข้อมูลอัตราการไหล

(1) จัดเรียงข้อมูลอัตราการไหลจากมากไปหาน้อย หากข้อมูลที่นำมาวิเคราะห์มีจำนวนมากควรจัดแบ่งช่วงชั้นข้อมูล (Class Interval) ทั้งนี้ข้อมูลอัตราการไหลที่นำมาวิเคราะห์อาจเป็นข้อมูลรายวัน รายสัปดาห์ รายสิบวัน หรือรายเดือนก็ได้

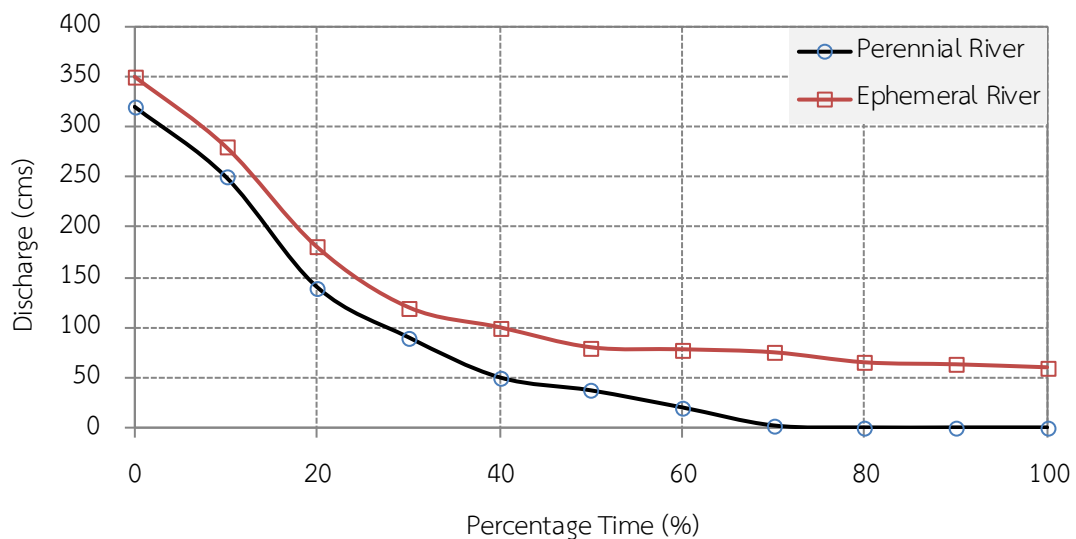
(2) ถ้าข้อมูลที่นำมาวิเคราะห์มีจำนวน  $N$  ข้อมูล ตำแหน่งพล็อต (Plotting Position) ของข้อมูล อัตราการไหลที่ค่าใด ๆ หรือช่วงชั้นใด ๆ จะสามารถประมาณค่าได้จาก

$$P_p = \frac{m}{(N+1)} \times 100\% \quad \text{-----(5.1)}$$

เมื่อ  $P_p$  = เปอร์เซนต์โอกาสความน่าจะเป็นของข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำจะมีค่ามากกว่าค่าที่กำหนด (Exceedence Probability)

$m$  = ลำดับของข้อมูลอัตราการไหล

(3) ทำการพล็อตค่าข้อมูลอัตราการไหลกับเปอร์เซนต์เวลาที่ข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำมีค่ามากกว่าหรือเท่ากับค่าที่กำหนดจะได้โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาดังตัวอย่างในรูปที่ 5.3 ซึ่งเป็นโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาของข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำแบบมีน้ำไหลตลอดปี (Perennial River) และลำน้ำแบบมีน้ำไม่แน่นอน (Ephemeral River) ทั้งนี้สามารถพล็อตค่าแกน  $x$  และ  $y$  ในสเกลกึ่งล็อก (Semi-Log) หรือล็อก-ล็อก (Log-Log) ก็ได้ขึ้นอยู่กับขอบเขตของข้อมูล (Data Range) ที่นำมาพล็อตและการนำโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาไปประยุกต์ใช้งาน



รูปที่ 5.3 ตัวอย่างโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลา

#### ■ กรณีจัดแบ่งช่วงชั้นข้อมูลอัตราการไหล

การจัดเตรียมข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำเพื่อสร้างโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาให้มีความเหมาะสมและถูกต้องสูง จำเป็นต้องอาศัยช่วงข้อมูลอัตราการไหลตั้งแต่ 10 ปี ขึ้นไป โดยขั้นตอนในการจัดเตรียมข้อมูลอัตราการไหลรายวันและการสร้างโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลามีดังนี้

(1) กำหนดช่วงชั้นของข้อมูล ซึ่งโดยทั่วไปจะอยู่ระหว่าง 20-30 ชั้นขึ้นอยู่กับขนาดและช่วงความยาวของข้อมูลที่นำมาวิเคราะห์

(2) แบ่งช่วงชั้นข้อมูลในแต่ละชั้น ชั้นละเท่า ๆ กัน โดยจัดแบ่งจากช่วงชั้นข้อมูลที่มีค่ามากไปจนถึงช่วงชั้นข้อมูลที่มีค่าน้อยสุด

(3) นับความถี่ของข้อมูลและหาผลรวมความถี่ของข้อมูลทั้งหมดในแต่ละช่วงชั้น

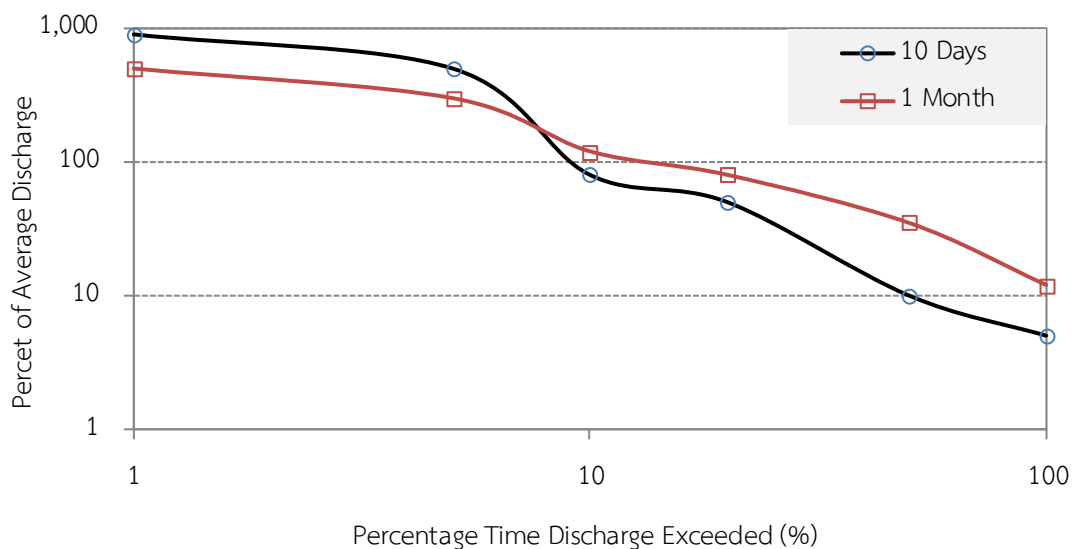
(4) หาผลรวมของความถี่สะสมของข้อมูลในแต่ละช่วงชั้น

(5) คำนวณหาโอกาสความน่าจะเป็นแบบมากกว่า (Exceedence Probability) โดยนำค่าผลรวมความถี่สะสมของข้อมูลทั้งหมดในแต่ละช่วงชั้นในข้อ (4) หารด้วยความถี่รวมทั้งหมดของทุกช่วงชั้นข้อมูล

(6) แปลงค่าโอกาสความน่าจะเป็นที่ได้จากข้อ (5) ให้กลายเป็นเปอร์เซ็นต์โดยการคูณด้วย 100

(7) พล็อตค่าโอกาสความน่าจะเป็นที่ได้จากข้อ (6) เทียบกับค่าต่ำสุดของขอบเขตข้อมูลในแต่ละช่วงชั้นลงในกระดาษกราฟเส้นตรง (Linear Graph Paper) อย่างไรก็ตามสามารถสร้างโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาโดยการพล็อตค่าที่ได้ลงในกระดาษกราฟล็อกปกติ (Log Normal Probability Paper) แทนกระดาษกราฟเส้นตรงก็ได้

ในบางครั้งอาจจำเป็นต้องสร้างโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาในช่วงเวลาที่ช่วงเวลาอื่น ๆ นอกเหนือจากรายวัน เพื่อเอื้อประโยชน์ในการประยุกต์ใช้งาน ซึ่งโดยทั่วไปนิยมวิเคราะห์ที่ช่วงเวลา 5 วัน 7 วัน 10 วัน 30 วัน 60 วัน 90 วัน 180 วัน และ 365 วัน ตามลำดับ ดังแสดงตัวอย่างในรูปที่ 5.4



รูปที่ 5.4 โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาในช่วงเวลาต่าง ๆ

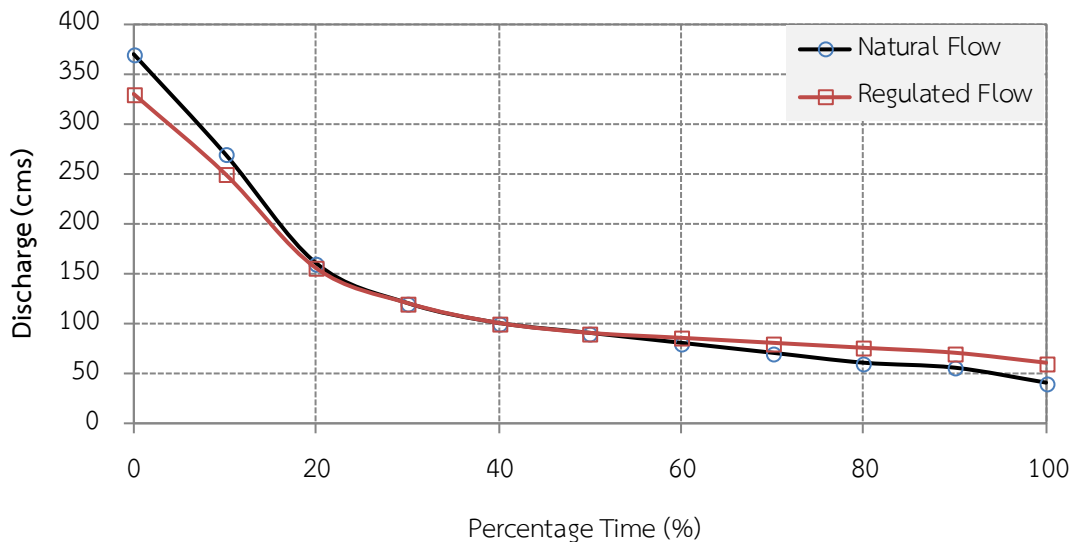
### 5.3.2 ลักษณะสำคัญของโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลา

(1) ความลาดชันของโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาขึ้นอยู่กับช่วงเวลาของข้อมูลที่นำมาวิเคราะห์ ยกตัวอย่างเช่น โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาของข้อมูลอัตราการไหลรายวันจะชันกว่าที่วิเคราะห์จากข้อมูล



อัตราการไหลรายเดือนในลำน้ำเดียวกัน อันเนื่องมาจากข้อมูลรายเดือนถูกปรับให้เรียบ (Smoothing) ทำให้ค่าความแปรปรวนของข้อมูลอัตราการไหลรายเดือนลดลง

(2) ผลจากการสร้างอาคารชลศาสตร์ตัดขวางลำน้ำและควบคุมการปล่อยน้ำจากอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Regulation) ส่งผลให้ลักษณะของข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำเปลี่ยนแปลงไปจากเดิม ทำให้โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาเปลี่ยนแปลงไปด้วยดังแสดงในรูปที่ 5.5



รูปที่ 5.5 ผลกระทบของการสร้างอ่างเก็บน้ำต่อการเปลี่ยนแปลงของโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลา

(3) โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาจะมีลักษณะเป็นเส้นตรงหากพล็อตลงในกระดาษกราฟสเกลลอ็ก นอกจากนี้โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาของแต่ละลำน้ำยังมีลักษณะแตกต่างกันไปขึ้นอยู่กับความแปรปรวนของข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำนั้น ๆ กล่าวคือ หากโค้งที่ได้มีความลาดชันสูงแสดงว่าอัตราการไหลในลำน้ำมีความแปรปรวนค่อนข้างสูง ในทางกลับกันหากความลาดชันน้อยแสดงให้เห็นถึงคุณสมบัติทางกายภาพของกลุ่มน้ำไม่มีผลมากนักต่อข้อมูลอัตราการไหล ส่งผลให้ข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำมีความแปรปรวนน้อยมาก นอกจากนี้ช่วงปลายของโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาที่มีความลาดชันน้อยยังแสดงถึงปริมาณการไหลฐาน (Base Flow) ในลำน้ำ ในขณะที่ช่วงเริ่มต้นของโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาที่มีความลาดชันน้อยบ่งบอกถึงลักษณะของกลุ่มน้ำที่มีที่ราบน้ำท่วมถึง (Flood Plain) ขนาดใหญ่

(4) เนื่องจากการสร้างโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาต้องทำการจัดเรียงลำดับของข้อมูลอัตราการไหลที่เกิดขึ้นใหม่จากมากไปหาน้อย ด้วยเหตุนี้ลำดับของข้อมูลที่สร้างโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาจึงไม่ใช่ลำดับเวลาจริงที่วัดข้อมูลนั้น ๆ ด้วยเหตุนี้ในการแปลความหมายจากโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาจึงต้องอาศัยความระมัดระวังเพื่อประยุกต์ใช้ได้อย่างถูกต้อง

ตัวอย่างที่ 5.1 ข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำที่ทำการตรวจวัดรายเดือนในช่วงปีน้ำตั้งแต่วันที่ 1 มิถุนายน ถึง 31 พฤษภาคม แสดงอยู่ในตารางที่ 5.1 ให้ทำการพล็อตโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาและประมาณค่า

อัตราการไหลที่ 75% ของเปอร์เซ็นต์เวลาทั้งหมด และหาเปอร์เซ็นต์ของเวลาที่ข้อมูลอัตราการไหลมีขนาดสูงกว่า 30 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที

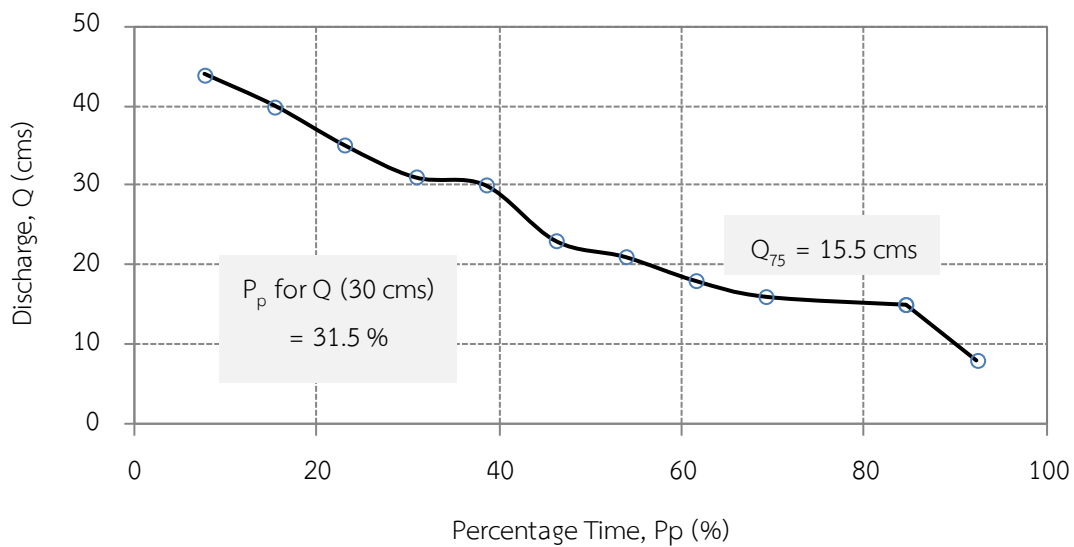
ตารางที่ 5.1 ข้อมูลอัตราการไหลในลำน้ำรายเดือน

เดือน	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	เม.ย.	พ.ค.
ข้อมูลอัตราการไหล (ลบ.ม./วินาที)	15	16	44	40	35	31	30	21	23	18	15	8

วิธีทำ ขั้นตอนการคำนวณแสดงในตารางที่ 5.2

ตารางที่ 5.2 ขั้นตอนการสร้างโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลา

เดือน	ข้อมูลอัตราการไหลตรวจวัด (Discharge, Q)	จัดเรียงข้อมูลอัตราการไหลจากมากไปน้อย	ลำดับ m	เปอร์เซ็นต์เวลา Pp (%)
มิ.ย.	15	44	1	7.7
ก.ค.	16	40	2	15.4
ส.ค.	44	35	3	23.1
ก.ย.	40	31	4	30.8
ต.ค.	35	30	5	38.5
พ.ย.	31	23	6	46.2
ธ.ค.	30	21	7	53.8
ม.ค.	21	18	8	61.5
ก.พ.	23	16	9	69.2
มี.ค.	18	15	10	84.6
เม.ย.	15	15	11	84.6
พ.ค.	8	8	N=12	92.3



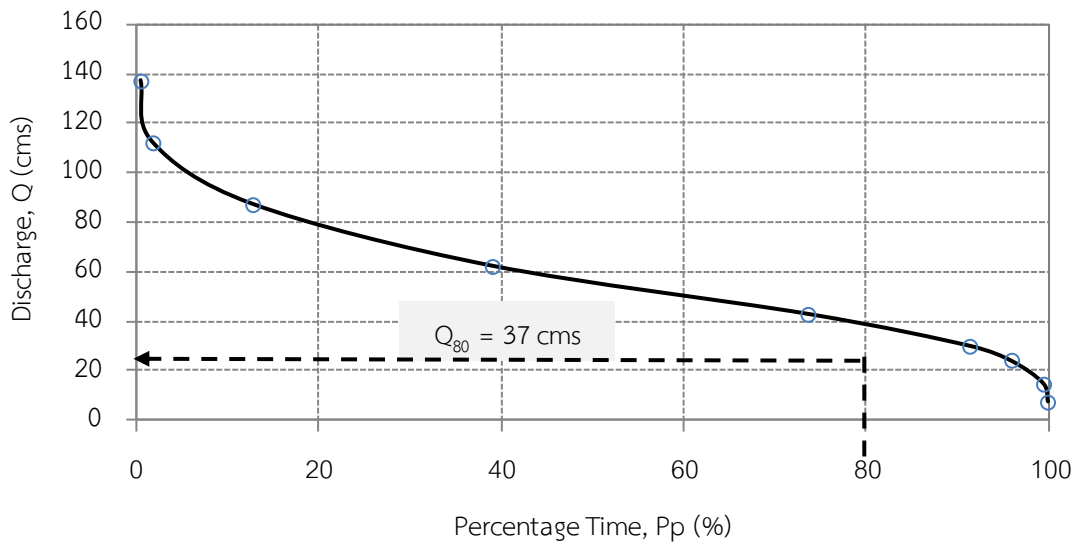
รูปที่ 5.6 โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาที่ได้

ตัวอย่างที่ 5.2 ข้อมูลในคอลัมน์ที่ 1 แสดงการแบ่งช่วงชั้นของข้อมูลอัตราการไหลเฉลี่ยรายวันในลำน้ำแห่งหนึ่ง คอลัมน์ที่ 2-5 แสดงจำนวนความถี่ของข้อมูลที่เกิดขึ้นตั้งแต่ปี 2550-2553 ให้ประมาณค่าอัตราการไหลที่ 80% ของเปอร์เซ็นต์ช่วงเวลาทั้งหมด

วิธีทำ ข้อมูลอัตราการไหลเฉลี่ยรายวันและขั้นตอนการคำนวณแสดงในตารางที่ 5.3

ตารางที่ 5.3 ข้อมูลอัตราการไหลเฉลี่ยรายวันและขั้นตอนการคำนวณโค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลา

ช่วงชั้นของข้อมูล อัตราการไหล	ความถี่ของข้อมูลอัตราการไหล				ผลรวมความถี่ ของข้อมูล	ความถี่สะสม ของข้อมูล	เปอร์เซ็นต์ เวลา Pp (%)
	2550	2551	2552	2553			
1/	2/	3/	4/	5/	6/	7/	8/
125-150	0	1	4	2	7	7	0.48
100-124.9	2	5	8	4	19	26	1.78
75-99.9	20	52	40	48	160	186	12.72
50-74.9	95	90	100	98	383	569	38.92
40-49.9	140	125	117	124	506	1,075	73.53
30-39.9	71	75	65	50	261	1,336	91.38
20-29.9	15	10	20	21	66	1,402	95.90
10-19.9	15	8	10	18	51	1,453	99.38
5-9.9	7	0	1	0	8	1,461	99.93
รวม	365	366	366	365	N=1,461		



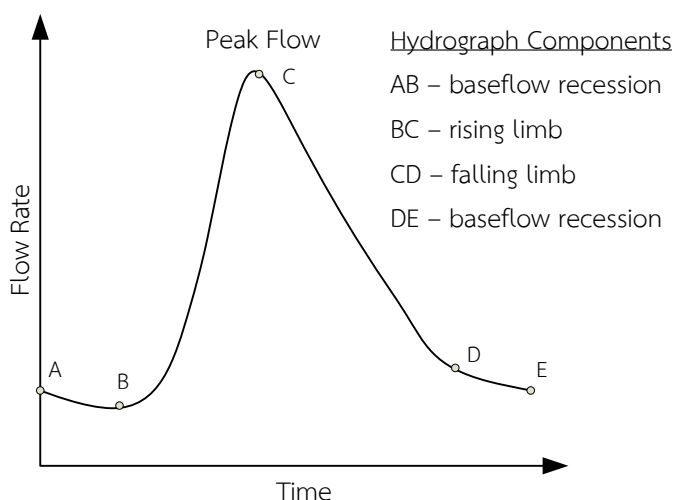
รูปที่ 5.7 โค้งอัตราการไหล-ช่วงเวลาที่ได้

#### 5.4 ไฮโดรกราฟพายุฝน (Storm Hydrograph)

ไฮโดรกราฟนับเป็นเครื่องมือที่สำคัญที่แสดงให้เห็นถึงลักษณะสภาพและการให้น้ำของพื้นที่ลุ่มน้ำ ซึ่งมีความสำคัญต่อการบริหารจัดการน้ำทั้งในช่วงน้ำน้อยและน้ำหลาก การศึกษาไฮโดรกราฟของลำน้ำ ในช่วงที่เกิดพายุฝนจะเรียกว่า ไฮโดรกราฟพายุฝน (Storm Hydrograph) โดยก่อนฝนตกปริมาณน้ำในลำน้ำจะไหลมาจากน้ำใต้ดินเท่านั้นและมีแนวโน้มที่จะลดลง เมื่อฝนตกปริมาณน้ำในลำน้ำจะเพิ่มสูงขึ้นอย่างรวดเร็วจนกระทั่งถึงจุดสูงสุดอันเนื่องมาจากน้ำที่ไหลมาจากส่วนต่าง ๆ ไม่ว่าจะเป็นน้ำท่าผิวดิน น้ำใต้ผิวดิน และปริมาณน้ำฝนที่ตกลงสู่ลำน้ำโดยตรง รวมถึงน้ำใต้ดิน หลังจากฝนหยุดตกปริมาณน้ำในลำน้ำจะค่อย ๆ ลดลงจนกระทั่งมีลักษณะคล้ายกับช่วงก่อนฝนตก ด้วยเหตุนี้จึงสามารถแบ่งส่วนประกอบของไฮโดรกราฟพายุฝนออกเป็น 4 ส่วนหลักดังแสดงในรูปที่ 5.8

- (1) ส่วนเพิ่ม (Rising Limb) เป็นส่วนของไฮโดรกราฟที่เพิ่มสูงขึ้นจากการเพิ่มขึ้นของน้ำในลำน้ำ ทั้งนี้ลักษณะของส่วนเพิ่มจะขึ้นอยู่กับปัจจัยทางภูมิอากาศโดยเฉพาะอย่างยิ่งข้อมูลฝน และปัจจัยสภาพภูมิประเทศ เช่น คุณสมบัติดิน ปริมาณพืชปกคลุมดิน เป็นต้น
- (2) ส่วนยอด (Crest Segment) เป็นส่วนที่ปริมาณน้ำในลำน้ำมีค่าสูงสุด อยู่ระหว่างจุดเปลี่ยนโค้ง (Inflection Point) ของส่วนเพิ่มและส่วนลด ส่วนยอดของไฮโดรกราฟจะขึ้นอยู่กับลักษณะของส่วนเพิ่มเป็นสำคัญ โดยทั่วไปลุ่มน้ำที่มีการจัดการอย่างดีหรือเป็นป่าธรรมชาติ ลักษณะของส่วนยอดของไฮโดรกราฟจะมีลักษณะเป็นรูปโค้งมน ในขณะที่ลุ่มน้ำที่ไม่มีพืชปกคลุมหรือเป็นป่าถูกทำลาย ส่วนยอดของไฮโดรกราฟจะเป็นรูปตัววี ในทางอุทกวิทยาอาจอธิบายได้ว่าตั้งแต่จุดเปลี่ยนโค้งทางขวามือจะเป็นจุดเริ่มต้นที่ไม่มีน้ำท่าผิวดิน น้ำที่ไหลในลำน้ำจะมาจากน้ำใต้ผิวดินและน้ำใต้ดินเท่านั้น

- (3) ส่วนลด (Falling Limb) เป็นช่วงที่มีการไหลออกจากลุ่มน้ำหลังจากปริมาณน้ำสูงสุด โดยปริมาณน้ำจะลดลงตามเวลาจนเข้าสู่สภาพการไหลปกติ ลักษณะของส่วนลดจะขึ้นอยู่กับสภาพภูมิประเทศและขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำเป็นสำคัญ
- (4) ส่วนลดลงของการไหลฐาน (Baseflow Recession) เป็นลักษณะที่ปริมาณน้ำในลำน้ำอยู่ในสภาพการไหลปกติเหมือนก่อนฝนตก

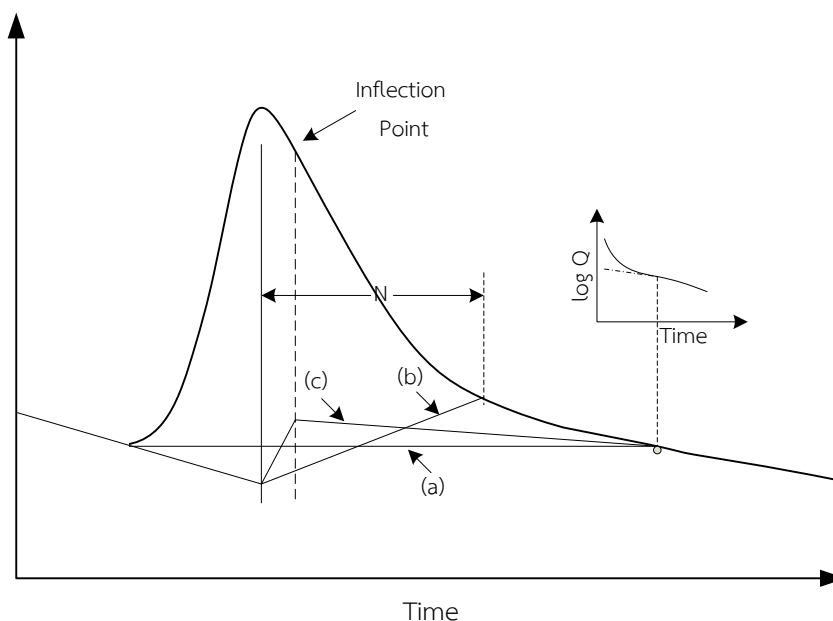


รูปที่ 5.8 องค์ประกอบไฮโดรกราฟพายุฝน

วิธีการแยกปริมาณการไหลฐานออกจากไฮโดรกราฟ (Baseflow Separation) หรือแยกส่วนประกอบของน้ำท่าจากน้ำท่าผิวดิน หรือ Direct Flow และน้ำใต้ดิน หรือ Base Flow นับเป็นพื้นฐานที่สำคัญในการศึกษาไฮโดรกราฟหนึ่งหน่วยหรือกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Unit Hydrograph) ซึ่งจะกล่าวถึงรายละเอียดในบทถัดไป โดยแบ่งเป็น 3 วิธีหลักดังแสดงในรูปที่ 5.9 ได้แก่

- (1) วิธีเส้นตรง (Straight Line Method) แยกปริมาณการไหลฐานออกจากไฮโดรกราฟโดยการลากเส้นตรงจากจุดที่เริ่มเกิดน้ำท่าผิวดินบนเส้นส่วนเพิ่ม (จุด A) จนถึงจุดสิ้นสุดของน้ำท่าบนผิวดินบนเส้นส่วนลด (จุด B) วิธีนี้เหมาะกับลำน้ำที่มีน้ำไม่มากนักและการซึมของน้ำบริเวณตลิ่งดีพอประมาณ
- (2) วิธีกำหนดความยาวของฐาน (Fixed Base Method) วิธีนี้ตั้งสมมุติฐานว่าน้ำท่าในลำน้ำมาจากน้ำใต้ดินค่อนข้างน้อยมากและจะมีค่าต่ำสุดที่จุดสูงสุดของไฮโดรกราฟ นอกจากนี้การไหลของน้ำท่าผิวดินจะสิ้นสุดที่เวลา N หลังจากทีน้ำในลำน้ำถึงจุดสูงสุดแล้ว ดังนั้นจะสามารถแยกปริมาณการไหลฐานออกจากไฮโดรกราฟโดยการลากเส้นตรงจากจุดที่เริ่มเกิดน้ำท่าผิวดินบนเส้นส่วนเพิ่มหรือจุด A มายังจุด C และลากเส้นตรงเชื่อมต่อไปยังจุด B ซึ่งห่างจากจุดสูงสุดของไฮโดรกราฟเป็นเวลา N

- (3) วิธีผันแปร (Variable Slope Method) ลากเส้นแยกไฮโดรกราฟให้มีลักษณะคล้ายไฮโดรกราฟเดิมโดยกำหนดให้จุดสูงสุดของเส้นแบ่งแยกไฮโดรกราฟอยู่ตรงกับจุดเปลี่ยนโค้งบนเส้นส่วนลดทางขวามือ วิธีนี้เหมาะกับลำน้ำในพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีการซึมด้านข้างดีมากโดยเฉพาะลุ่มน้ำที่มีหินต้นกำเนิด หรือดินเป็นพวกหินปูนหรือหินแกรนิต หรือเหมาะกับลำน้ำที่มีน้ำไหลมาจากใต้ดินส่วนใหญ่ ในขณะที่น้ำท่าผิวดินมีเพียงเล็กน้อย



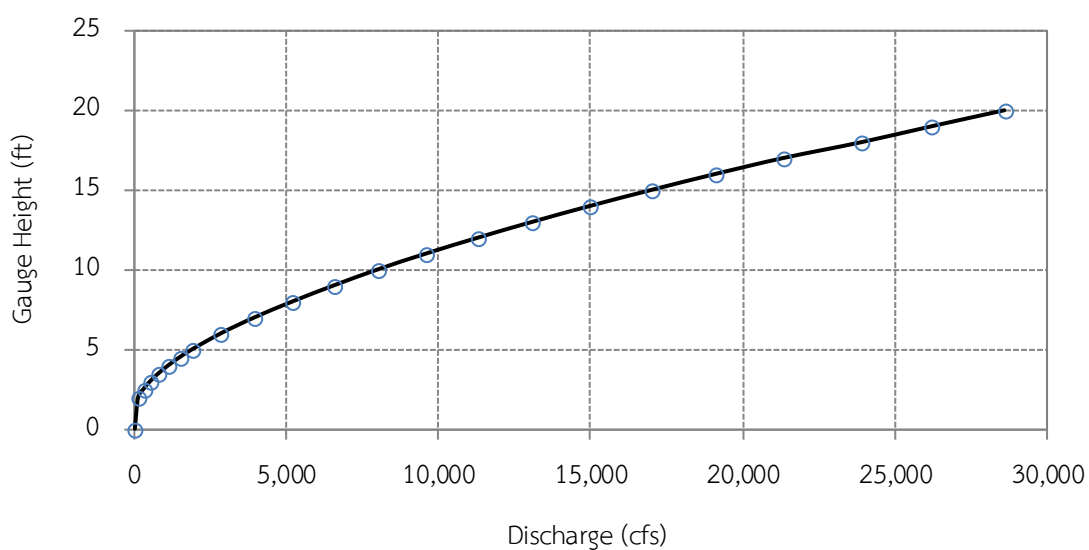
รูปที่ 5.9 วิธีการแยกไฮโดรกราฟ

### 5.5 ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลของน้ำกับระดับน้ำ (Discharge-Stage Relationship)

การวัดปริมาณน้ำในลำน้ำนอกเหนือจากจะวัดในรูปของอัตราการไหลของน้ำที่เวลาต่าง ๆ แล้วยังสามารถวัดระดับน้ำในลำน้ำโดยอาศัยเครื่องมือวัดระดับน้ำ (Staff Gauge) และเมื่อนำค่าความสูงของระดับน้ำในลำน้ำกับอัตราการไหลของน้ำที่วัดได้ในเวลาเดียวกันที่ระดับความลึกต่าง ๆ กันหลายระดับมาเขียนกราฟเพื่อหาความสัมพันธ์จะได้กราฟที่เรียกว่า Rating Curve หรือ Stage-Discharge Relation ดังแสดงในรูปที่ 5.10 ในขณะเดียวกันยังสามารถแสดงความสัมพันธ์ในรูปของตารางดังแสดงตัวอย่างในตารางที่ 5.4 ซึ่งข้อมูลดังกล่าวมีประโยชน์ในการประมาณการหาอัตราการไหลของน้ำในลำน้ำเมื่อทราบความสูงของระดับน้ำ

ตารางที่ 5.4 ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลของน้ำกับระดับน้ำ

ระดับน้ำ (Gage Height, ft)	อัตราการไหล (Discharge, cfs)	ระดับน้ำ (Gage Height, ft)	อัตราการไหล (Discharge, cfs)
1.5	20	10.0	8,000
2.0	131	11.0	9,588
2.5	307	12.0	11,300
3.0	530	13.0	13,100
3.5	808	14.0	15,000
4.0	1,130	15.0	17,010
4.5	1,498	16.0	19,110
5.0	1,912	17.0	21,340
6.0	2,856	18.0	23,920
7.0	3,961	19.0	26,230
8.0	5,212	20.0	28,610
9.0	6,561		



รูปที่ 5.10 โค้งอัตราการไหลของน้ำกับระดับน้ำ

## 5.6 เวลาในการเดินทางของน้ำ (Travel Time of Flow)

เวลาที่น้ำไหลจากจุดใดจุดหนึ่งของลุ่มน้ำไปยังอีกจุดหนึ่งนับเป็นข้อมูลที่สำคัญอย่างหนึ่งในการบริหารจัดการน้ำโดยเฉพาะในช่วงวิกฤตน้ำมากที่จำเป็นต้องทราบระยะเวลาในการเดินทางของน้ำ (Travel Time of Flow,  $t$ ) เพื่อหามาตรการในการควบคุมและบรรเทาความเสียหายได้ทันเวลา เวลาใน

การเดินทางของน้ำทั้งบนผิวดินและโครงข่ายลำน้ำสามารถประมาณการได้โดยอาศัยสมการอย่างง่ายเมื่อทราบระยะทางและความเร็วของน้ำกล่าวคือ หากกำหนดให้ระยะทางที่น้ำไหลจากจุดหนึ่งไปยังอีกจุดหนึ่งเป็น  $L$  และความเร็วเฉลี่ยของน้ำตลอดแนวทางการไหลเท่ากับ  $v(l)$  โดยที่  $l$  เป็นระยะทางที่น้ำไหล หรือเขียนเป็นสมการความสัมพันธ์ได้ดังนี้

$$dl = v(l)dt = \int_0^L dt = \int_0^L \frac{dl}{v(l)} \quad \text{-----(5.2)}$$

$$t = \int_0^L \frac{dl}{v(l)} \quad \text{-----(5.3)}$$

หากค่าความเร็วเฉลี่ยของน้ำตลอดแนวทางการไหลมีค่าคงที่  $v_i$  ในแต่ละช่วงระยะทาง  $\Delta l_i$  เมื่อ  $i = 1, 2, 3, \dots, l$  จะได้เวลาในการเดินทางของน้ำมีค่าเท่ากับ

$$t = \sum_{i=1}^l \frac{\Delta l_i}{v_i} \quad \text{-----(5.4)}$$

อาจกล่าวได้ว่าระยะเวลาในการเดินทางของน้ำสัมพันธ์โดยตรงกับลักษณะทางกายภาพของกลุ่มน้ำ ลักษณะภูมิประเทศ ลักษณะดิน ซึ่งกระบวนการอุทกวิทยาเกิดขึ้นในพื้นที่รับน้ำดังกล่าว

ลุ่มน้ำ (Watershed/River Basin/Drainage Basin/Catchment) หมายถึง พื้นที่ทั้งหมดซึ่งน้ำท่าผิวดิน (Surface Runoff) ที่เกิดจากฝนที่ตกลงบนพื้นที่นี้จะไหลออกสู่ทางออก (Point of Concentration/Outlet) (วรารุช วุฒิวิณิชย์ และคณะ, 2550) องค์ประกอบที่สำคัญที่เกี่ยวข้องกับลุ่มน้ำ ได้แก่ พื้นที่รับน้ำ (Drainage Area) เส้นแบ่งเขตลุ่มน้ำหรือสันปันน้ำ (Watershed Divide) โครงข่ายลำน้ำที่รับน้ำมาจากพื้นที่รับน้ำ (Stream Networks) น้ำผิวดิน (Surface Water) เช่น ทะเลสาบ อ่างเก็บน้ำ พื้นที่ชุ่มน้ำ เป็นต้น น้ำใต้ดิน (Groundwater) และทางออก (Outlet) ซึ่งเป็นจุดรวมน้ำให้ไหลผ่านทางออกจุดเดียวกัน อย่างไรก็ตาม USGS ให้คำนิยามว่าลุ่มน้ำเป็นพื้นที่ซึ่งรวบรวมน้ำฝน (Precipitation Collector) (USGS, 2018)

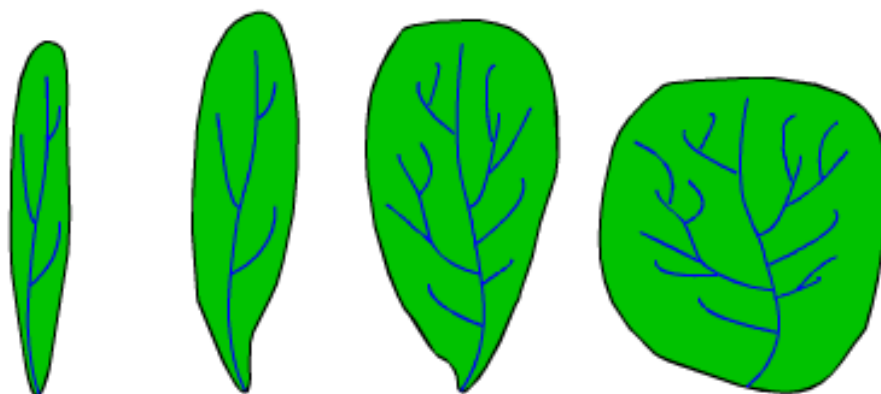
โดยทั่วไปลุ่มน้ำสามารถจัดแบ่งตามขนาดพื้นที่ได้เป็น (1) ลุ่มน้ำขนาดเล็ก (Micro Watershed) (2) ลุ่มน้ำขนาดเล็ก (Small Watershed) และ (3) ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ (Large Watershed) และสามารถจัดแบ่งละเอียดได้ดังแสดงในตารางที่ 5.5 ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำบ่งบอกถึงปริมาณของฝนและปริมาณน้ำที่ถูกเก็บกักไว้ รวมถึงปริมาณน้ำท่า กล่าวคือยิ่งพื้นที่ลุ่มน้ำมีขนาดใหญ่ ขนาดของทางน้ำและปริมาณน้ำเก็บกักก็จะมีขนาดใหญ่ตามไปด้วย



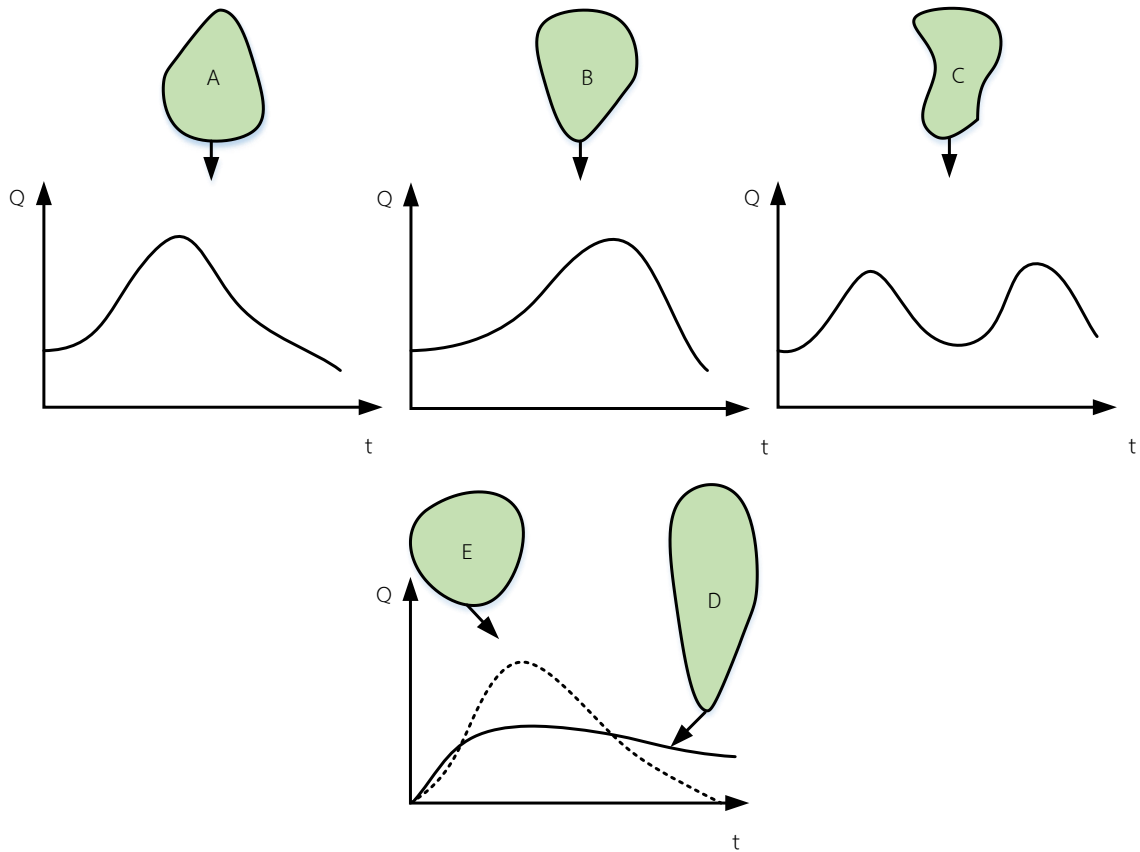
ตารางที่ 5.5 ประเภทของกลุ่มน้ำจัดแบ่งตามขนาดพื้นที่

ประเภทของกลุ่มน้ำ (Type of Watershed)	ขนาดพื้นที่ (Area Covered)
ลุ่มน้ำขนาดไมโคร (Micro Watershed)	0-10 ha
ลุ่มน้ำขนาดเล็ก (Small Watershed)	10-40 ha
ลุ่มน้ำขนาดมินิ (Small Watershed)	40-200 ha
ลุ่มน้ำย่อย (Sub Watershed)	200-400 ha
ลุ่มน้ำขนาดแมโคร (Macro Watershed)	400-1,000 ha
ลุ่มน้ำ (River Basin)	>>1000 ha

นอกจากนี้ยังสามารถจัดแบ่งประเภทของกลุ่มน้ำตามรูปร่างได้อีกด้วยไม่ว่าจะเป็น ลุ่มน้ำรูปสี่เหลี่ยมจัตุรัส (Square Watershed) ลุ่มน้ำรูปสามเหลี่ยม (Triangular Watershed) ลุ่มน้ำรูปสี่เหลี่ยมผืนผ้า (Rectangular Watershed) ลุ่มน้ำรูปวงรี (Oval Watershed) ลุ่มน้ำรูปใบเฟิร์น (Fern Leaf Shaped Watershed) ลุ่มน้ำรูปใบปาล์ม (Palm Shaped Watershed) ลุ่มน้ำรูปหลายเหลี่ยม (Polygon Shaped Watershed) และลุ่มน้ำรูปวงกลม (Circular Watershed) เป็นต้น ดังรูปที่ 5.11 ซึ่งปัจจัยรูปร่างของกลุ่มน้ำส่งผลต่อลักษณะของไฮโดรกราฟ (Hydrograph Form) ทั้งขนาดรูปร่างและขนาดของอัตราการไหลน้ำสูงสุดดังแสดงในรูปที่ 5.12

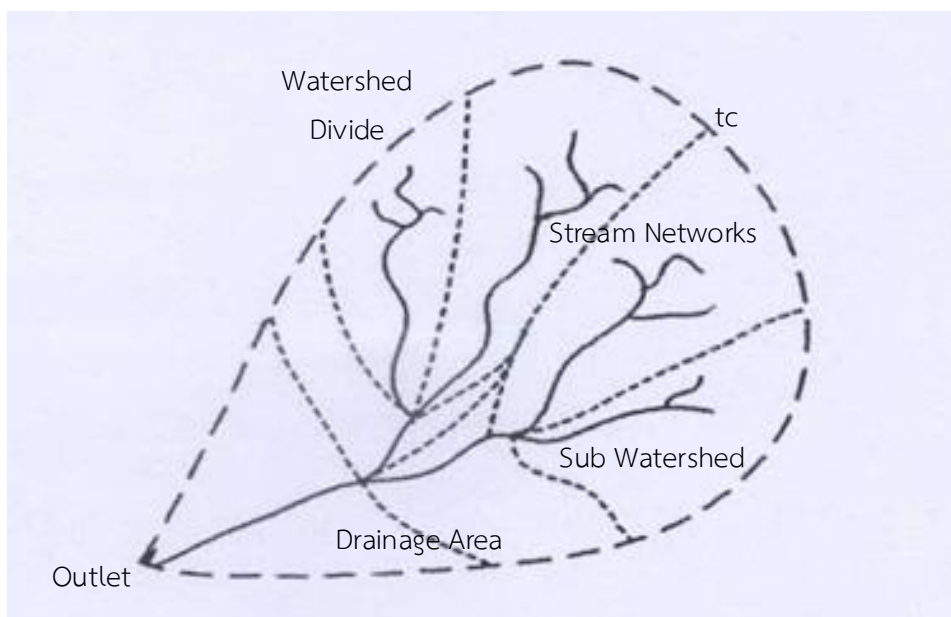


รูปที่ 5.11 ประเภทของกลุ่มน้ำจัดแบ่งตามรูปร่าง



รูปที่ 5.12 ความสัมพันธ์ระหว่างรูปร่างของกลุ่มน้ำกับไฮโดรกราฟ

เวลาของการเกิดน้ำท่าสูงสุด (Time of Concentration,  $t_c$ ) หมายถึงระยะเวลาที่น้ำไหลจากจุดไกลสุดของกลุ่มน้ำไปยังจุดทางออกของกลุ่มน้ำ ซึ่งเป็นผลรวมของเวลาที่น้ำไหลบนผิวดินและเวลาที่น้ำไหลในระบบโครงข่ายลำน้ำจนถึงจุดทางออกดังแสดงในรูปที่ 5.13



รูปที่ 5.13 กลุ่มน้ำและเวลาของการเกิดน้ำท่าสูงสุด

การประมาณการหาค่าเวลาของการเกิดน้ำท่าสูงสุดสามารถประยุกต์ใช้สมการที่ 5.2-5.4 ได้โดย ข้อมูลความเร็วน้ำเฉลี่ยที่ไหลบนผิวดินแสดงในตารางที่ 5.6 ซึ่งตัวอย่างการคำนวณแสดงรายละเอียดใน ตัวอย่างที่ 5.3

ตารางที่ 5.6 ความเร็วน้ำเฉลี่ยที่ไหลบนผิวดิน

ลักษณะพื้นที่	ความลาดชัน (%)			
	0-3	4-7	8-11	12-
Unconcentrated*				
-Woodlands	0-1.5	1.5-2.5	2.5-3.25	3.25-
-Pastures	0-2.5	2.5-3.5	3.5-4.25	4.25-
-Cultivated	0-3.0	3.0-4.5	4.5-5.50	5.5-
-Pavements	0-8.5	8.5-13.5	13.5-17	17-
Concentrated**				
-Outlet channel-determine velocity by Manning's formula				
-Natural channel not well defined	0-2	2-4	4-7	7-

\* This condition usually occurs in the upper extremities of a watershed prior to the overland flows accumulating in a channel.

\*\* These values vary with the channel size and other conditions. Where possible, more accurate determinations should be made for particular conditions by the Manning channel formula for velocity.

ตัวอย่างที่ 5.3 ให้คำนวณหาค่าเวลาของการเกิดน้ำท่าสูงสุดของกลุ่มน้ำซึ่งมีเส้นทางการไหลของน้ำยาวที่สุด 100 ฟุต พื้นที่กลุ่มน้ำมีลักษณะเป็นทุ่งหญ้า (Pasture) ความลาดชัน 5% หลังจากนั้นน้ำไหลลงสู่ลำน้ำหลักรูปสี่เหลี่ยมผืนผ้ายาว 1,000 ฟุต ความกว้างของแม่น้ำ 2 ฟุต สัมประสิทธิ์ความขรุขระของแม่น้ำ  $n$  เท่ากับ 0.015 ความลาดชันของแม่น้ำเท่ากับ 2.5% และรับน้ำต่อจากน้ำท่าผิวดินซึ่งมีอัตราการไหล 0.00926 ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาทีต่อฟุต

วิธีทำ (1) ระยะเวลาที่น้ำเดินทางบนผิวดิน (Travel Time on Land Surface,  $t_{LS}$ )

$$L = 1,000 \text{ ft}$$

$$\text{จากตารางที่ 5.6 อ่านค่า } V_{LS} = 3.0 \text{ ft/s}$$

$$t_{LS} = 1,000/3 = 33.33 \text{ sec}$$

(2) ระยะเวลาที่น้ำเดินทางในลำน้ำ (Travel Time in a Channel,  $t_{CN}$ ) แสดงผลการคำนวณใน ตารางที่ 5.7

**ตารางที่ 5.7** ผลการคำนวณระยะเวลาที่น้ำเดินทางของแต่ละช่วงความยาวลำน้ำ

Distance along channel, l (ft)	0		200		400		600		800		1,000
$\Delta l$		200		200		200		200		200	
Calculated Velocity, v (ft/s)	0		4.63		5.97		6.86		7.56		8.02
Average Velocity, v (ft/s)		2.32		5.30		6.42		7.21		7.79	
Travel Time, $\Delta t = \Delta l/v$ (s)		86.2		37.7		31.2		27.7		25.7	

$$t_{CN} = 208.5 \text{ sec}$$

$$\text{ดังนั้น } t_c = t_{LS} + t_{CN} = 33.33 + 208.5 = 241.83 \text{ sec}$$

## 5.7 โครงข่ายของลำน้ำ (Stream Networks)

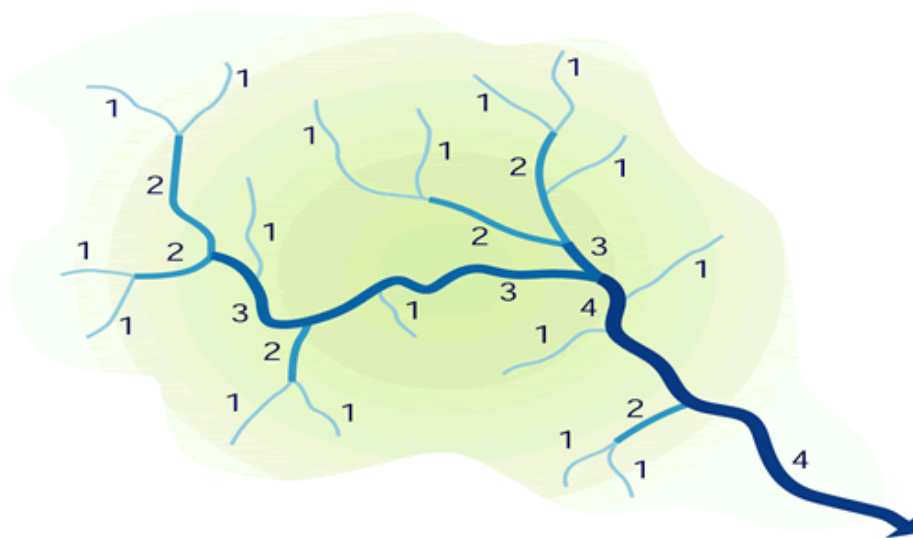
การศึกษาเชิงปริมาณเกี่ยวกับโครงข่ายลำน้ำริเริ่มโดย Horton ในปี ค.ศ. 1945 โดยได้พัฒนาระบบการจัดลำดับโครงข่ายลำน้ำ (Stream Ordering System) และพัฒนาสูตรที่เกี่ยวข้องกับจำนวนและความยาวของลำน้ำในแต่ละลำดับลำน้ำ (Stream Order) หลังจากนั้นในปี ค.ศ. 1964 Strahler ได้ปรับปรุงแก้ไขบางส่วนโดยมีรายละเอียดที่สำคัญดังนี้ (Chow et al., 1988)

### 5.7.1 ระบบการจัดลำดับโครงข่ายลำน้ำ (Stream Ordering System)

ในระบบการจัดลำดับโครงข่ายลำน้ำ (Stream Ordering System) ได้มีการกำหนดหลักเกณฑ์ในการเรียกชื่อลำดับลำน้ำไว้ดังนี้

- (1) ลำน้ำที่มีขนาดเล็กที่สุดซึ่งรับน้ำต่อจากน้ำท่าผิวดินที่ไหลบ่ามาจากพื้นที่ลุ่มน้ำจะเรียกว่าลำน้ำลำดับที่ 1 ซึ่งส่วนใหญ่แล้วลำน้ำเหล่านี้จะมีน้ำไหลในช่วงฤดูฝน
- (2) ลำน้ำลำดับที่ 1 อย่างน้อย 2 ลำน้ำไหลมารวมกันจะกลายเป็นลำน้ำลำดับที่ 2 ทางด้านท้ายน้ำ หรืออาจกล่าวได้ว่า เมื่อลำน้ำลำดับที่ i อย่างน้อย 2 ลำน้ำไหลมารวมกันจะกลายเป็นลำน้ำลำดับที่ i+1
- (3) ลำน้ำที่เกิดจากลำน้ำที่มีลำดับต่ำกว่าไหลไปรวมกับลำน้ำที่มีลำดับสูงกว่าจะมีลำดับเท่ากับลำดับที่สูงกว่า เช่น ลำน้ำที่เกิดจากลำน้ำลำดับที่ 1 ไหลไปรวมกับลำน้ำลำดับที่ 2 จะเรียกว่าลำน้ำลำดับที่ 2

- (4) ลำน้ำของกลุ่มน้ำ (Order of Drainage Basin) จะเรียกตามลำดับของลำน้ำที่ไหลออกสู่ทางออกของกลุ่มน้ำหรือเป็นลำดับลำน้ำสูงสุด I ในลุ่มน้ำนั้นเองดังรูปที่ 5.14



รูปที่ 5.14 ตัวอย่างของการจัดลำดับโครงข่ายลำน้ำ

### 5.7.2 กฎของ Horton (Horton's Law)

- (1) กฎจำนวนลำน้ำของ Horton (Horton's Law of Stream Numbers)

Horton ได้นิยามอัตราส่วนจำนวนลำน้ำ (Bifurcation Ratio,  $R_B$ ) ว่าเป็นอัตราส่วนระหว่างจำนวนลำน้ำลำดับที่  $i$  และจำนวนลำน้ำลำดับที่  $i+1$  ดังแสดงในสมการที่ 5.5

$$R_B = \frac{N_i}{N_{i+1}} \quad ; i = 1, 2, 3, \dots, l-1 \quad \text{-----(5.5)}$$

ในทางทฤษฎี  $R_B$  มีค่าต่ำสุดเท่ากับ 2 อย่างไรก็ตามโดยทั่วไปจะมีค่าอยู่ระหว่าง 3-5 และมีจำนวนหลายค่าหากคำนวณโดยอาศัยสมการข้างต้นทั้งนี้ขึ้นอยู่กับลำดับของกลุ่มน้ำยกตัวอย่างเช่น จากรูปที่ 5.5 ลำดับลุ่มน้ำ  $l = 4$ ,  $N_1 = 17$ ,  $N_2 = 6$ ,  $N_3 = 2$  และ  $N_4 = 1$  จะได้

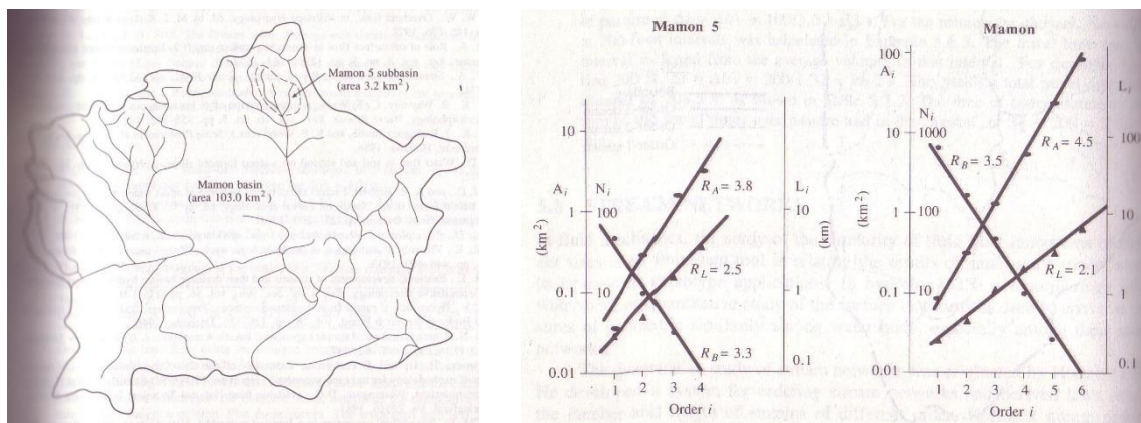
$$R_{B1} = N_1/N_2 = 17/6 = 2.83$$

$$R_{B2} = N_2/N_3 = 6/2 = 3$$

$$R_{B3} = N_3/N_4 = 2/1 = 2$$

อีกแนวทางหนึ่งในการหาค่าอัตราส่วนจำนวนลำน้ำ (Bifurcation Ratio,  $R_B$ ) เพื่อเป็นตัวแทนของกลุ่มน้ำนั้น ๆ คือการพล็อตค่าจำนวนลำน้ำลำดับที่  $i$  ( $N_i$ ) เทียบกับลำดับลำน้ำ  $i$  ในกระดาษกราฟกึ่ง

ล็อก (Semi-Log Paper) โดยให้  $N_i$  อยู่ในสเกลล็อก และ  $i$  อยู่ในสเกลธรรมดา ซึ่งจะได้ความสัมพันธ์เป็นเส้นตรงโดยค่า  $R_B$  จะหาได้จากความลาดชันของกราฟเส้นตรงและมีค่าคงที่โดยประมาณดังแสดงตัวอย่างในรูปที่ 5.15 ซึ่งเป็นการหาค่าพารามิเตอร์ลำน้ำของ Horton,  $R_B$ - $R_L$ - $R_A$  ของลุ่มน้ำ Mamon และลุ่มน้ำย่อย Mamon-5 ในประเทศเวเนซุเอลาโดยการพล็อตกราฟ (Chow et al., 1988)



รูปที่ 5.15 ลุ่มน้ำ Mamon และลุ่มน้ำย่อย Mamon-5 ในประเทศเวเนซุเอลาและพารามิเตอร์ลำน้ำของ Horton,  $R_B$ - $R_L$ - $R_A$

เมื่อทราบค่า  $R_B$  จะสามารถหาค่าจำนวนลำน้ำที่ลำดับใด ๆ ในลุ่มน้ำได้จากสูตรการคำนวณดังนี้คือ

$$N_i = R_B^{i-1} \tag{5.6}$$

(2) กฎความยาวลำน้ำของ Horton (Horton's Law of Stream Lengths)

Horton ยังได้นำเสนอกฎความยาวลำน้ำโดยกำหนดให้อัตราส่วนความยาวลำน้ำ (Length Ratio,  $R_L$ ) เป็นค่าอัตราส่วนระหว่างความยาวเฉลี่ยของลำน้ำลำดับที่  $i$  และความยาวเฉลี่ยของลำน้ำลำดับที่  $i+1$  ดังแสดงในสมการที่ 5.7

$$R_L = \frac{L_{i+1}}{L_i} \quad ; i = 1, 2, 3, \dots, I-1 \tag{5.7}$$

ในการทำงานเดียวกันสามารถหาค่าอัตราส่วนความยาวลำน้ำ (Length Ratio,  $R_L$ ) เพื่อเป็นตัวแทนของลุ่มน้ำนั้น ๆ คือการพล็อตค่าความยาวเฉลี่ยของลำน้ำลำดับที่  $i$  ( $L_i$ ) เทียบกับลำดับลำน้ำ  $i$  ในกระดาษกราฟกึ่งล็อก (Semi-Log Paper) โดยให้  $L_i$  อยู่ในสเกลล็อก และ  $i$  อยู่ในสเกลธรรมดา ซึ่งจะได้

ความสัมพันธ์เป็นเส้นตรงโดยค่า  $R_L$  จะหาได้จากความลาดชันของกราฟเส้นตรงและมีค่าคงที่โดยประมาณ ดังแสดงตัวอย่างในรูปที่ 5.15 ข้างต้น

เมื่อทราบค่า  $R_L$  จะสามารถหาค่าความยาวเฉลี่ยของลำน้ำที่ลำดับใด ๆ ในลุ่มน้ำได้จากสูตรการคำนวณดังนี้คือ

$$L_i = L_1 R_L^{i-1} \quad \text{-----}(5.8)$$

### (3) กฎพื้นที่ลำน้ำ (Law of Stream Areas)

ในปี ค.ศ. 1956 Schumm ได้นำเสนอกฎพื้นที่ลำน้ำโดยพบว่าค่าเฉลี่ยของพื้นที่ลุ่มน้ำของลำน้ำลำดับที่  $i$  ( $A_i$ ) มีความสัมพันธ์กับลำดับลำน้ำ  $i$  และนิยามอัตราส่วนพื้นที่ลำน้ำ (Area Ratio,  $R_A$ ) ให้เป็นค่าอัตราส่วนระหว่างพื้นที่เฉลี่ยของลำน้ำลำดับที่  $i$  และพื้นที่เฉลี่ยของลำน้ำลำดับที่  $i+1$  ดังแสดงในสมการที่ 5.9

$$R_A = \frac{A_{i+1}}{A_i} \quad ; i = 1, 2, 3, \dots, I-1 \quad \text{-----}(5.9)$$

ในทำนองเดียวกันค่าอัตราส่วนพื้นที่ลำน้ำ (Area Ratio,  $R_A$ ) ที่เป็นตัวแทนของลุ่มน้ำนั้น ๆ สามารถหาค่าได้โดยการพล็อตค่าพื้นที่เฉลี่ยของลำน้ำลำดับที่  $i$  ( $A_i$ ) เทียบกับลำดับลำน้ำ  $i$  ในกระดาษกราฟกึ่งล็อก (Semi-Log Paper) โดยให้  $A_i$  อยู่ในสเกลล็อก และ  $i$  อยู่ในสเกลธรรมดา ซึ่งจะได้ความสัมพันธ์เป็นเส้นตรงโดยค่า  $R_A$  จะหาได้จากความลาดชันของกราฟเส้นตรงและมีค่าคงที่โดยประมาณ ดังแสดงตัวอย่างในรูปที่ 5.15 ข้างต้น

เมื่อทราบค่า  $R_A$  จะสามารถหาค่าพื้นที่เฉลี่ยของลำน้ำที่ลำดับใด ๆ ในลุ่มน้ำได้จากสูตรการคำนวณดังนี้คือ

$$A_i = A_1 R_A^{i-1} \quad \text{-----}(5.10)$$

พารามิเตอร์อื่น ๆ ที่แสดงคุณลักษณะของลุ่มน้ำได้แก่ความหนาแน่นในการระบายน้ำ (Drainage Density) และความยาวเฉลี่ยของการไหลบนผิวดิน (Length of Overland Flow) ซึ่งมีความสำคัญในการวิเคราะห์ไฮโดรกราฟของลุ่มน้ำ

ความหนาแน่นในการระบายน้ำ (Drainage Density,  $D$ ) คือค่าอัตราส่วนของความยาวของลำน้ำทั้งหมดทุกสายในลุ่มน้ำต่อขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำดังสมการที่ 5.11

$$D = \frac{\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^{N_i} L_{ij}}{A_i} \text{-----(5.11)}$$

เมื่อ  $L_{ij}$  เป็นค่าความยาวของลำน้ำสายที่  $j$  ในลำดับลำน้ำที่  $i$  และ  $A_i$  เป็นพื้นที่ลุ่มน้ำทั้งหมด และสามารถคำนวณหาความยาวเฉลี่ยของการไหลบนผิวดิน (Length of Overland Flow,  $L$ ) ได้ดังนี้

$$L = \frac{1}{2D} \text{-----(5.12)}$$

### 5.8 เอกสารอ้างอิง (References)

วรารุช วุฒิวิณชัย, ทองเปลว กองจันทร์, และวัชระ เสือดี. (2550). *อุทกวิทยาประยุกต์ทางวิศวกรรม*.

กรุงเทพฯ: สมาคมศิษย์เก่าวิศวกรรมชลประทานในพระบรมราชูปถัมภ์.

Asawa, G.L. (2005). *Irrigation and water resources engineering*. New Delhi: New Age International Publishers.

Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.

Karamouz, M., Szidarovszky, F., & Banafsheh, Z. (2003). *Water resources system analysis*. New York: Lewis Publishers.

USGS. (2018). *What is a watershed?*. Retrieved July 12, 2018 from <https://water.usgs.gov/edu/watershed.html>.



## การตรวจวัดข้อมูลทางอุทกวิทยา (Hydrologic Measurement)

## 6.1 บทนำ (Introduction)

ข้อมูลทางอุทกวิทยา (Hydrologic Data) เป็นข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดในภาคสนามซึ่งถูกจัดเก็บและรวบรวมขึ้นสำหรับใช้อธิบายถึงกระบวนการทางอุทกวิทยาที่เกิดขึ้น ข้อมูลทางอุทกวิทยายังเป็นข้อมูลป้อนเข้าที่สำคัญของแบบจำลองระบบเพื่อการออกแบบ วิเคราะห์ และใช้ในกระบวนการตัดสินใจในงานด้านวางแผนและบริหารจัดการน้ำ โดยปกติแล้วข้อมูลทางอุทกวิทยามีลักษณะเป็นตัวแปรสุ่มซึ่งผันแปรตามพื้นที่และเวลา นอกจากนี้สาเหตุจากความไม่แน่นอน (Uncertainty) ของปรากฏการณ์ตามธรรมชาติจำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องทำการตรวจวัดข้อมูลอุทกวิทยาไว้สำหรับนำมาศึกษาและเพิ่มความเข้าใจถึงลักษณะของข้อมูลอุทกวิทยาอย่างแท้จริง ด้วยเหตุนี้เครื่องมือวัดข้อมูลทางอุทกวิทยาจึงถูกออกแบบและพัฒนาขึ้นสำหรับใช้ตรวจวัดข้อมูลอุทกวิทยาต่าง ๆ โดยครอบคลุมถึงตัวแปรอุทกวิทยาในระบบชั้นน้ำบรรยากาศ ระบบชั้นน้ำใต้ผิวดิน และระบบชั้นน้ำใต้ดิน ซึ่งรายละเอียดได้กล่าวไว้ในหัวข้อถัดไป

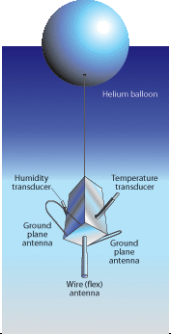
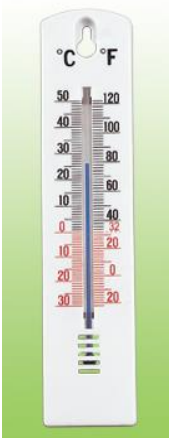
## 6.2 ระบบชั้นน้ำบรรยากาศ (Atmospheric System)





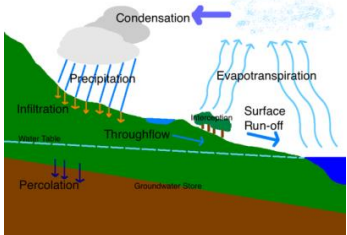
ระบบชั้นน้ำบรรยากาศประกอบไปด้วยตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาและอุทกวิทยาที่สำคัญได้แก่ ข้อมูลความชื้นบรรยากาศ อุณหภูมิ ความชื้น รังสีแสงอาทิตย์ ปริมาณน้ำฝน การดักน้ำของพืช ปริมาณการระเหย และปริมาณการคายระเหย ซึ่งเครื่องมือวัดข้อมูลแต่ละประเภทแสดงไว้ในตารางที่ 6.1 (Chow et al., 1988; กิริติ สิวัจจนกุล, 2543)

- (1) เครื่องวิทยุหึ่งอากาศ/เรดิโอซอนด์ (Radiosonde) ประกอบด้วยบอลูนที่มีเครื่องวิทยุซึ่งจะส่งสัญญาณกระจายเสียงในขณะที่ลอยขึ้นไปสูงเหนือพื้นดินประมาณ 20-30 กิโลเมตร สามารถวัดอุณหภูมิ ความชื้น และความกดอากาศ และส่งข้อมูลกลับมายังสถานีภาคพื้นดิน
- (2) เทอร์โมมิเตอร์ (Thermometer) คือเครื่องมือสำหรับวัดระดับความร้อนเมื่อได้รับความร้อนและหดตัวเมื่อคายความร้อน ของเหลวที่ใช้บรรจุในกระเปาะแก้วของเทอร์โมมิเตอร์คือปรอทหรือแอลกอฮอล์ที่ผสมกับสีแดงซึ่งไวต่อการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ
- (3) ไฮโกรมิเตอร์ (Hygrometer) ใช้วัดปริมาณความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศโดยมีเส้นผมเป็นอุปกรณ์สำคัญ ถ้าอากาศมีความชื้นสัมพัทธ์สูงจะทำให้เส้นผมยืดตัว แต่ถ้าความชื้นสัมพัทธ์น้อยเส้นผมจะหดตัว
- (4) ไฮโครมิเตอร์ (Psychrometer) เป็นเครื่องมือที่ใช้วัดปริมาณความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศแบ่งออกเป็น 2 แบบคือ (1) แบบระบายอากาศตามธรรมชาติ ได้แก่ ไฮโครมิเตอร์กระเปาะแห้ง-กระเปาะเปียก และไฮโครมิเตอร์แบบแกว่ง และ (2) แบบมีเครื่องระบายอากาศ
- (5) เรดิโอมิเตอร์ (Radiometer) เป็นเครื่องมือวัดรังสีแสงอาทิตย์

- (6) เครื่องมือวัดน้ำฝน (Rain Gauge) เป็นเครื่องมือสำหรับตรวจวัดปริมาณน้ำฝนโดยวัดเป็นความสูงของน้ำที่ได้จากน้ำฟ้าที่ตกลงมา โดยสมมติให้น้ำนั้นแผ่กระจายไปบนพื้นราบที่ไม่มีการดูดซึมและไม่มีการระเหยเกิดขึ้น
- (7) หลักสมดุคของน้ำ (Water Management) ใช้สำหรับหาปริมาณการดักน้ำของพืช (Interception)
- (8) ภาควัดการระเหย (Evaporation Pan) เป็นเครื่องมือวัดการระเหยของน้ำแบ่งเป็น 3 ชนิด คือ ภาควัดฝังดิน (Sunken Pan: Young Pan, Colorado Pan, Bureau of Plant Industry Pan (BPI)) ภาควัดลอยน้ำ (Floating Pan: USGS Pan) และภาควัดติดตั้งบนดิน (Surface Pan: Class A Pan)
- (9) ถังวัดการใช้น้ำของพืช (Lysimeter) เป็นเครื่องมือวัดปริมาณการคายระเหยของน้ำจากต้นพืชโดยตรง

ตารางที่ 6.1 เครื่องมือวัดข้อมูลทางอุทกวิทยาในระบบชั้นน้ำบรรยากาศ

ข้อมูลทางอุทกวิทยา	เครื่องมือวัด	รูปแสดง
1. ความชื้นบรรยากาศ (Atmospheric Moisture)	เครื่องวิทยุหยั่งอากาศ/ เรดิโอซอนด์ (Radiosonde)	
2. อุณหภูมิ (Temperature)	เทอร์โมมิเตอร์ (Thermometer)	

ข้อมูลทางอุทกวิทยา	เครื่องมือวัด	รูปแสดง
3. ความชื้น (Humidity)	ไฮโกรมิเตอร์ (Hygrometer)	
	ไซโครมิเตอร์ (Psychrometer)	
4. รังสีแสงอาทิตย์ (Radiation)	เรดิโอมิเตอร์ (Radiometer)	
5. ปริมาณน้ำฝน (Rainfall)	เครื่องมือวัดน้ำฝน (Rain Gauge)	
6. การดักน้ำของพืช (Interception)	หลักสมดุลของน้ำ (Water Management)	

ข้อมูลทางอุทกวิทยา	เครื่องมือวัด	รูปแสดง
7. ปริมาณการระเหย (Evaporation)	ถาดวัดการระเหย (Evaporation Pan)	
8. ปริมาณการคายระเหย (Evapotranspiration)	ถังวัดการใช้น้ำของพืช (Lysimeter)	




### 6.3 ระบบชั้นน้ำผิวดิน (Surface System)

ในระบบชั้นน้ำผิวดินจำเป็นที่จะต้องวัดข้อมูลพื้นฐานที่สำคัญได้แก่ ข้อมูลระดับน้ำ ความเร็ว กระแสน้ำ อัตราการไหลของน้ำทั้งจากการตรวจวัดโดยตรงและวิธีการคำนวณ ซึ่งมีรายละเอียดสรุปไว้ในตารางที่ 6.2 (Chow et al., 1988; กิรติ ลีวีจันกุล, 2543)

- (1) ไม้ระดับ (Staff Gauge) มีลักษณะคล้ายไม้บรรทัดหรือหลักที่แบ่งสเกลไว้สำหรับอ่านค่าระดับความสูงของน้ำ โดยปกติจะติดไว้กับตอม่อของสะพานหรือคลองชลประทาน แบ่งเป็น 3 ประเภทคือ ไม้ระดับในแนวตั้ง (Vertical Staff Gauge) ซึ่งอ่านค่าระดับน้ำได้ทุกฤดูกาล ไม้ระดับแบบเป็บช่วง (Sectional Staff Gauge) สามารถวัดระดับน้ำทั้งในช่วงน้ำน้อยและน้ำมาก และไม้ระดับขนานไปกับความลาดชันตลิ่ง (Inclined Staff Gauge) กรณีความลาดชันของตลิ่งค่อนข้างสม่ำเสมอ
- (2) เครื่องมือวัดความเร็วกระแสน้ำ (Current Meter) เป็นเครื่องมือใช้วัดความเร็วการไหลของน้ำในแม่น้ำลำคลองตามธรรมชาติ หรือในท่อหรือรางน้ำที่สร้างขึ้นมา ประกอบด้วยอุปกรณ์ที่สำคัญคือ ตัวเครื่องวัดกระแสน้ำจะนับจำนวนรอบการหมุนใบพัด Counter อาจเป็นเครื่องฟังเสียงใช้ควบคู่กับนาฬิกาจับเวลา หรือแบบมินาฬิกาจับเวลาในตัว สามารถตั้งเวลานับรอบได้ และยังมีส่วนประกอบอื่นที่จำเป็นได้แก่ กว้าน (Winch) และลูกถ่วงน้ำหนัก (Sinker) กรณีใช้กับการหย่อนลงไปวัด หรือแกนหยั่งน้ำ (Wading Rod) กรณีน้ำไม่ลึกมากใช้การเดินวัด เครื่องวัดกระแสน้ำมีหลายแบบที่นิยมใช้กันโดยทั่วไปมีอยู่ 2 แบบ คือ แบบรูปถ้วย (Cup) และแบบใช้ใบพัด (Propeller)

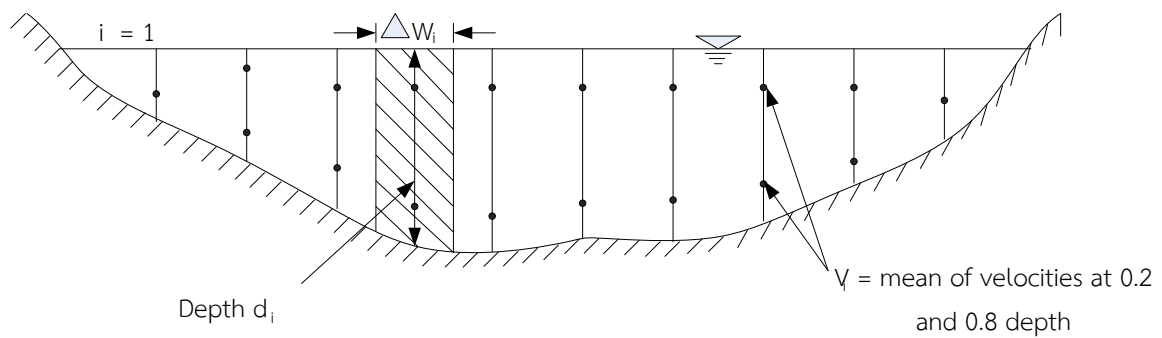
- (3) โค้งความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหล-ระดับน้ำ (Rating Curve) ถูกนำมาใช้ประมาณการหาอัตราการไหลของน้ำในลำน้ำเมื่อทราบความสูงของระดับน้ำ
- (4) การคำนวณอัตราการไหลของน้ำ (Discharge Computation) สามารถประยุกต์ใช้สมการการไหลแบบต่อเนื่องเพื่อคำนวณหาอัตราการไหลของน้ำหลังจากทราบความเร็วน้ำที่ความลึกต่าง ๆ ของแต่ละพื้นที่หน้าตัดย่อยของลำน้ำดังแสดงในตัวอย่างที่ 6.1

ตารางที่ 6.2 เครื่องมือวัดข้อมูลทางอุทกวิทยาในระบบชั้นน้ำผิวดิน

ข้อมูลทางอุทกวิทยา	เครื่องมือวัด	รูปแสดง
1. ระดับน้ำ (Water Surface Elevation)	ไม้ระดับ (Staff Gauge)	
2. ความเร็วน้ำ (Flow Velocity)	เครื่องมือวัดความเร็วกระแสน้ำ (Current Meter) (1) แบบถ้วย (Cup Type)	
	(2) แบบใบพัด (Propeller Type)	

ข้อมูลทางอุทกวิทยา	เครื่องมือวัด	รูปแสดง
3. อัตราการไหลของน้ำ (Streamflow Rate)	อ่านค่าจากโค้งความสัมพันธ์ ระหว่างอัตราการไหล-ระดับ น้ำ (Rating Curve)	
4. การคำนวณอัตราการไหลของน้ำ (Discharge Computation)	สมการการไหลแบบต่อเนื่อง	

ตัวอย่างที่ 6.1 ให้คำนวณหาอัตราการไหลของน้ำในลำน้ำซึ่งมีพื้นที่หน้าตัดดังรูปที่ 6.1 ค่าความลึกของลำน้ำและความเร็วน้ำที่ทำการตรวจวัดแสดงในตารางที่ 6.3



รูปที่ 6.1 หน้าตัดลำน้ำ

วิธีทำ ตัวอย่างการคำนวณหาอัตราการไหลโดยอาศัยสมการการไหลแบบต่อเนื่องดังนี้

$$Q = \iint_A v dA \text{-----(6.1)}$$

$$Q = \sum_{i=1}^n v_i d_i \Delta w_i \text{-----(6.2)}$$

ความกว้างลำน้ำของหน้าตัดส่วนที่ 2  $\Delta w_2 = \frac{(32 - 12)}{2} \times \frac{(12 - 0)}{2} \text{-----(6.3)}$

พื้นที่หน้าตัดลำน้ำส่วนที่ 2  $d_2 \Delta w_2 = 3.1 \times 16.0 = 49.6 \text{ ft}^2 \text{-----(6.4)}$

อัตราการไหลของน้ำในลำน้ำส่วนที่ 2  $v_2 d_2 \Delta w_2 = 0.37 \times 49.6 = 18.4 \text{ cfs-----(6.5)}$

$$\text{อัตราการไหลของน้ำในลำน้ำทั้งหมด} \quad Q = 3,061 \text{ cfs} \quad \text{-----}(6.6)$$

$$\text{พื้นที่หน้าตัดลำน้ำทั้งหมด} \quad A = 1,693 \text{ ft}^2 \quad \text{-----}(6.7)$$

$$\text{ความเร็วน้ำเฉลี่ย} \quad v = \frac{Q}{A} = \frac{3,061}{1,693} = 1.81 \text{ cfs} \quad \text{-----}(6.8)$$

**ตารางที่ 6.3** ผลการคำนวณอัตราการไหลของน้ำ

ลำดับ (i)	ระยะทางจาก จุดเริ่มต้น (ft)	ความกว้างลำ น้ำ ( $\Delta w$ , ft)	ความลึก (d, ft)	ความเร็ว เฉลี่ย (v, ft/s)	พื้นที่ ( $d\Delta w$ , $\text{ft}^2$ )	อัตราการ ไหลของน้ำ (cfs)
1	0	6.0	0.0	0.00	4.7	0
2	12	16.0	3.1	0.37	49.6	18.4
3	32	20.0	4.4	0.87	88.0	76.6
4	52	20.0	4.6	1.09	92.0	100.3
5	72	20.0	5.7	1.34	114.0	152.8
6	92	20.0	4.5	0.71	90.0	63.9
7	112	20.0	4.4	0.87	88.0	76.6
8	132	20.0	5.4	1.42	108.0	153.4
9	152	17.5	6.1	2.03	106.8	216.7
10	167	15.0	5.8	2.22	87.0	193.1
11	182	15.0	5.7	2.51	85.5	214.6
12	197	15.0	5.1	3.06	76.5	234.1
13	212	15.0	6.0	3.12	90.0	280.8
14	227	15.0	6.5	2.96	97.5	288.6
15	242	15.0	7.2	2.62	108.0	283.0
16	257	15.0	7.2	2.04	108.0	220.3
17	272	15.0	8.2	1.56	123.0	191.9
18	287	15.0	5.5	2.04	82.5	168.3
19	302	15.0	3.6	1.57	54.0	84.8
20	317	11.5	3.2	1.18	36.8	43.4




ลำดับ (i)	ระยะทางจาก จุดเริ่มต้น (ft)	ความกว้างลำ น้ำ ( $\Delta w$ , ft)	ความลึก (d, ft)	ความเร็ว เฉลี่ย (v, ft/s)	พื้นที่ ( $d\Delta w$ , ft <sup>2</sup> )	อัตราการ ไหลของน้ำ (cfs)
21	325	4.0	0.0	0.00	3.2	0
ทั้งหมด		325.0			1,693.0	3061.4

#### 6.4 ระบบชั้นน้ำใต้ดิน (Groundwater System)




ระบบชั้นน้ำใต้ดินประกอบไปด้วยตัวแปรทางอุทกวิทยาที่สำคัญได้แก่ ข้อมูลความชื้นในดิน การซึม และระดับน้ำใต้ดิน ซึ่งเครื่องมือวัดข้อมูลแต่ละประเภทแสดงไว้ในตารางที่ 6.4 (Chow et al., 1988; กิรติ ลีวีจกุล, 2543)

- (1) นิวตรอนโพรบ (Neutron Probe)/เปอร์เซ็นต์ปริมาณน้ำในดิน (Water Content) ใช้หาปริมาณความชื้นในดิน
- (2) เครื่องวัดการซึม (Ring Infiltrometer) เป็นเครื่องมือวัดการซึมผ่านดินโดยใช้ถังกันเปิดซึ่งทำด้วยโลหะรูปทรงกระบอกแบ่งเป็น 2 ชนิดคือ เครื่องวัดการซึมผานผิวดินแบบวงแหวนเดี่ยว (Single Ring Infiltrometer) และเครื่องวัดการซึมผานผิวดินแบบวงแหวนคู่ (Double Ring Infiltrometer)
- (3) บ่อสังเกตการณ์ (Observation Well) ใช้ตรวจวัดระดับน้ำใต้ดิน และสร้างไฮโดรกราฟของน้ำใต้ดินและคุณภาพน้ำ

ตารางที่ 6.4 เครื่องมือวัดข้อมูลทางอุทกวิทยาในระบบชั้นน้ำใต้ดิน

ข้อมูลทางอุทกวิทยา	เครื่องมือวัด	รูปแสดง
1. ความชื้นในดิน (Soil Moisture)	นิวตรอนโพรบ (Neutron Probe)/คำนวณหาเปอร์เซ็นต์ปริมาณน้ำในดิน (Water Content)	



ข้อมูลทางอุทกวิทยา	เครื่องมือวัด	รูปแสดง
2. การซึม (Infiltration)	เครื่องวัดการซึม (Ring Infiltrometer) (1) แบบวงแหวนเดี่ยว (Single Ring Infiltrometer)	
	(2) แบบวงแหวนคู่ (Double Ring Infiltrometer)	
3. น้ำใต้ดิน (Groundwater)	บ่อสังเกตการณ์ (Observation Well)	

### 6.5 เครื่องมือตรวจวัดข้อมูลทางอุทกวิทยาในประเทศไทย (Hydrological Instruments)

การตรวจวัดข้อมูลทางอุทกวิทยาในประเทศไทยอยู่ในความดูแลของหลากหลายหน่วยงานไม่ว่าจะเป็น กรมชลประทาน กรมอุตุนิยมวิทยา กรมทรัพยากรน้ำ กรมควบคุมมลพิษ การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย และอื่น ๆ เป็นต้น โดยเครื่องมือตรวจวัดทางอุทกวิทยาและอุตุนิยมวิทยาที่พบเห็นได้ทั่วไปแสดงในรูปที่ 6.2 ถึงรูปที่ 6.12



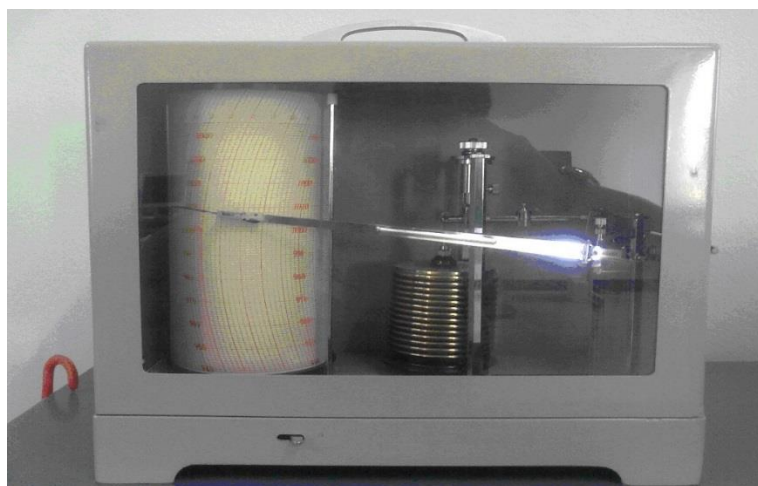
รูปที่ 6.2 เครื่องวัดฝนแบบแก้วตวง (Ordinary Rain Gauge)



รูปที่ 6.3 ถาดวัดน้ำระเหย (Evaporation Pan)



รูปที่ 6.4 เครื่องวัดอุณหภูมิดิน (Soil Thermometer)



รูปที่ 6.5 Barograph





รูปที่ 6.6 Solarimeter



รูปที่ 6.7 เครื่องบันทึกความยาวนานของแสงแดด (Sunshine Recorder)



รูปที่ 6.8 เรือนเทอร์มิเตอร์ (Thermometer Screen)



รูปที่ 6.9 สถานีตรวจวัดอากาศ กรมอุตุนิยมวิทยา



รูปที่ 6.10 สถานีตรวจวัดอัตโนมัติ (ระบบโทรมาตร) กรมอุตุนิยมวิทยา



รูปที่ 6.11 สถานีตรวจวัดน้ำท่าและระดับน้ำ กรมชลประทาน





รูปที่ 6.12 เครื่องตรวจวัดคุณภาพน้ำอัตโนมัติระบบ Online Monitoring องค์การจัดการน้ำเสีย  
กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม

#### 6.6 เอกสารอ้างอิง (References)

กীরติ ลีวัจนกุล. (2543). *อุทกวิทยา*. ปทุมธานี: ภาควิชาวิศวกรรมโยธา วิทยาลัยวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยรังสิต.

Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.

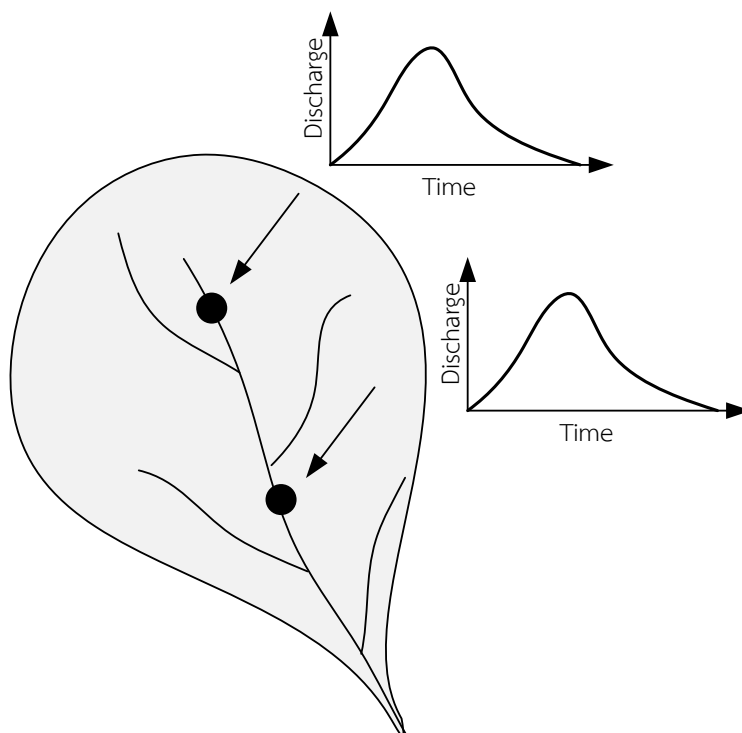
## การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วม (Flood Routing Analysis)

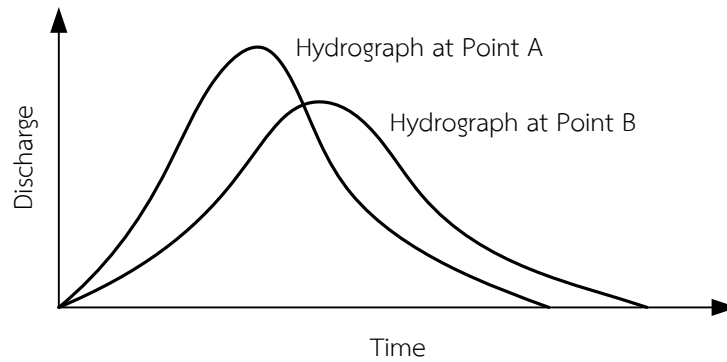
### 7.1 บทนำ (Introduction)

การเคลื่อนตัวของน้ำท่วม (Flood Routing) เป็นกระบวนการทำนายคลื่นน้ำท่วมซึ่งผันแปรตามเวลาและสถานที่เมื่อเคลื่อนตัวผ่านแม่น้ำหรืออ่างเก็บน้ำ วัตถุประสงค์หลักของการศึกษาการเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมก็เพื่อทำนายน้ำท่วม ประเมินมาตรการในการควบคุมและบรรเทาน้ำท่วม การเตือนภัย ตลอดจนความเสียหายที่เกิดขึ้นจากน้ำท่วม ตลอดจนนำมาใช้ในการออกแบบขนาดของอาคารระบายน้ำล้นของเขื่อน ในทางอุทกวิทยาการศึกษาการเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมแบ่งได้เป็น 2 ประเภทคือ การเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านลำน้ำ (Channel Routing) และการเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Routing) โดยรายละเอียดที่สำคัญได้นำเสนอไว้ในบทนี้

### 7.2 การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านลำน้ำ (Channel Routing Analysis)

การศึกษาลักษณะการเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านลำน้ำ (Channel Routing) เป็นการวิเคราะห์หาไฮโดรกราฟของปริมาณน้ำไหลออก (Outflow Hydrograph) เมื่อมวลน้ำซึ่งไหลจากพื้นที่ลุ่มน้ำทางตอนบนและไหลผ่านลำน้ำในช่วงที่พิจารณา ด้วยเหตุนี้ข้อมูลไฮโดรกราฟของปริมาณน้ำไหลเข้า (Inflow Hydrograph) และลักษณะทางกายภาพของลำน้ำจึงถูกนำมาใช้เพื่อวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของคลื่นน้ำท่วมที่ช่วงเวลาต่าง ๆ ดังแสดงในรูปที่ 7.1 (Chow et al., 1988; วราวุธ วุฒิวิณิชย์ และคณะ, 2550)





รูปที่ 7.1 ลักษณะการเปลี่ยนแปลงคลิ่นน้ำท่วมเมื่อเคลื่อนตัวผ่านลำน้ำ

วิธีการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของคลิ่นน้ำท่วมที่ได้รับความนิยมกันอย่างแพร่หลายคือวิธีมัสคิงกัม (Muskingum Method) โดยวิธีนี้อาศัยสมการการไหลแบบต่อเนื่อง (Continuity Equation) เป็นสมการหลักในการคำนวณกล่าวคือ ความแตกต่างของปริมาณน้ำที่ไหลเข้ามาและปริมาณน้ำที่ไหลออกไปเท่ากับ การเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำเก็บกักในลำน้ำดังแสดงในสมการ

$$I - O = \frac{dS}{dt} \quad \text{-----}(7.1)$$

เมื่อ  $I$  = ปริมาณน้ำไหลเข้าในช่วงลำน้ำที่พิจารณา (Inflow)

$O$  = ปริมาณน้ำไหลออกในช่วงลำน้ำที่พิจารณา (Outflow)

$\frac{dS}{dt}$  = อัตราการเปลี่ยนแปลงปริมาตรความจุน้ำในช่วงลำน้ำที่พิจารณา (Storage Change)

ดังนั้นเมื่อพิจารณาในช่วงเวลา  $\Delta t$  จะได้

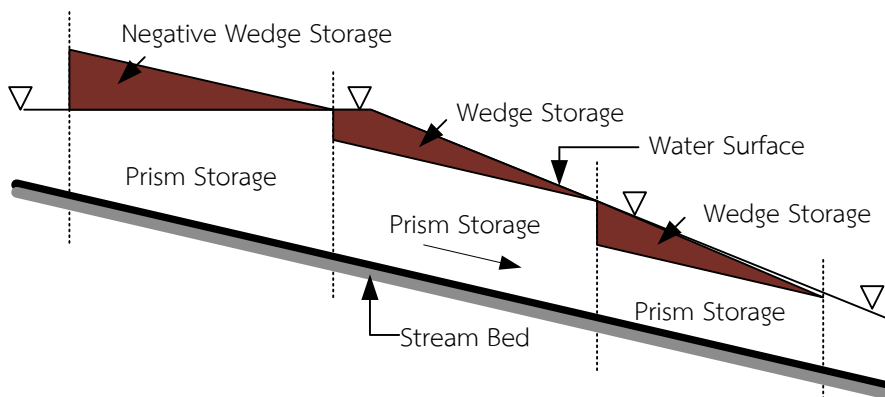
$$\bar{I} - \bar{O} = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad \text{-----}(7.2)$$

โดยที่  $\bar{I}$  = ปริมาณน้ำไหลเข้าเฉลี่ยในช่วงลำน้ำที่พิจารณาในช่วงเวลา  $\Delta t$

$\bar{O}$  = ปริมาณน้ำไหลออกเฉลี่ยในช่วงลำน้ำที่พิจารณาในช่วงเวลา  $\Delta t$  หรือ

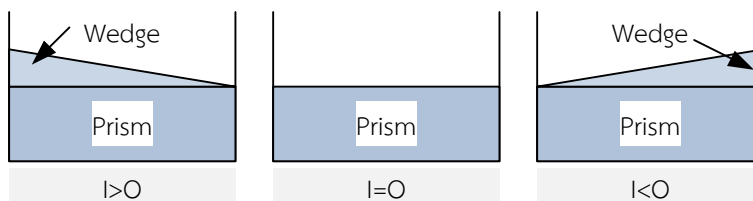
$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{O_1 + O_2}{2} = \frac{S_2 - S_1}{\Delta t} \quad \text{-----}(7.3)$$

วิธีมีสคิงกัมแบ่งปริมาตรความจุของน้ำในช่วงลำน้ำที่พิจารณาออกเป็น 2 ส่วนคือ ปริมาตรปริซึม (Prism Storage) และปริมาตรรูปลิ้ม (Wedge) ดังแสดงในรูปที่ 7.2



รูปที่ 7.2 การแบ่งปริมาตรลำน้ำโดยวิธีมีสคิงกัม

ในช่วงที่คลื่นน้ำท่วมเคลื่อนตัวผ่านลำน้ำในช่วงที่พิจารณา และปริมาณน้ำไหลเข้ามากกว่าปริมาณน้ำไหลออกจากช่วงลำน้ำที่พิจารณา หรือ  $I > O$  จะเกิดปริมาตรรูปลิ้มขึ้นในลักษณะ Wedge Storage ในทางกลับกันหากปริมาณน้ำไหลออกจากช่วงลำน้ำที่พิจารณาสูงกว่าปริมาณน้ำที่ไหลเข้าหรือ  $O > I$  ซึ่งเกิดขึ้นในช่วงที่คลื่นน้ำท่วมเคลื่อนตัวออกจากช่วงลำน้ำดังกล่าวจะทำให้เกิดปริมาตรรูปลิ้มในลักษณะ Negative Wedge ดังแสดงในรูปที่ 7.3



รูปที่ 7.3 ลักษณะของปริมาตรรูปลิ้มในรูปแบบต่าง ๆ

Muskingum กำหนดให้ปริมาตรปริซึมของลำน้ำคำนวณได้จากสมการ

$$PS = KO \tag{7.4}$$

- เมื่อ PS = ปริมาตรปริซึมของช่วงลำน้ำที่พิจารณา (Prism Storage)
- K = สัมประสิทธิ์สัดส่วน (Proportionality Coefficient) ซึ่งเท่ากับระยะเวลาที่น้ำท่วมเคลื่อนตัวผ่านช่วงลำน้ำที่พิจารณา



ในขณะที่ปริมาตรรูปสี่เหลี่ยมคางหมูได้จากสมการ

$$WS = KX(I - O) \quad \text{-----}(7.5)$$

เมื่อ  $WS$  = ปริมาตรรูปสี่เหลี่ยมของช่วงลำน้ำที่พิจารณา (Wedge Storage)  
 $X$  = แฟคเตอร์ถ่วงน้ำหนัก (Weighting Factor) ซึ่งบอกความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำไหลเข้าและไหลออกในช่วงลำน้ำที่พิจารณา โดยค่าจะผันแปรตามลักษณะรูปร่างของลำน้ำมีค่าอยู่ระหว่าง 0-0.5

ดังนั้นจะได้ปริมาตรความจุของลำน้ำทั้งหมด (Total Storage,  $S$ ) มีค่าเป็น

$$S = PS + WS = KX(I - O) + KO \quad \text{-----}(7.6)$$

จัดรูปแบบสมการใหม่จะได้

$$S = K[XI + (1 - X)O] \quad \text{-----}(7.7)$$

จะเห็นว่าปริมาตรความจุของลำน้ำทั้งหมดจากสมการข้างต้นมีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำไหลเข้าและไหลออกในลักษณะเส้นตรง (Linear Relationship) และเมื่อแทนค่าสมการที่ 7.7 ลงในสมการที่ 7.3 จะได้

$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{O_1 + O_2}{2} = \frac{K[X(I_2 - I_1) + (1 - X)(O_2 - O_1)]}{\Delta t} \quad \text{-----}(7.8)$$

เมื่อจัดรูปแบบสมการใหม่ให้ง่ายขึ้นจะได้

$$O_2 = C_1 I_2 + C_2 I_1 + C_3 O_1 \quad \text{-----}(7.9)$$

โดยที่

$$C_1 = \frac{-KX + 0.5\Delta t}{K - KX + 0.5\Delta t} \quad \text{-----}(7.10)$$

$$C_2 = \frac{KX + 0.5\Delta t}{K - KX + 0.5\Delta t} \text{-----(7.11)}$$

$$C_3 = \frac{K - KX - 0.5\Delta t}{K - KX + 0.5\Delta t} \text{-----(7.12)}$$

$$\text{ทั้งนี้ } C_1 + C_2 + C_3 = 1 \text{-----(7.13)}$$

สำหรับค่า K ในสมการของมัสคิงก็สามารถประมาณค่าได้จาก

$$K = \frac{0.6L}{v_{avg}} \text{-----(7.14)}$$

เมื่อ L = ความยาวของช่วงลำน้ำที่พิจารณา

$v_{avg}$  = ความเร็วน้ำเฉลี่ยในช่วงลำน้ำที่พิจารณา

โดยทั่วไปค่า  $K < \frac{t_p}{5}$  เมื่อ  $t_p$  เป็นเวลาที่น้ำไหลจากพื้นที่ส่วนต่าง ๆ จนกระทั่งเกิดน้ำสูงสุด ในขณะที่ค่า X ซึ่งผันแปรตามลักษณะรูปร่างของลำน้ำนั้นพบว่า โดยส่วนใหญ่จะมีค่าเท่ากับ 0.2 อย่างไรก็ตามก็ดีสำหรับลำน้ำที่มีความลาดชันสูงและสองฝั่งลำน้ำเป็นพื้นที่ราบน้ำท่วมแคบ ๆ ค่า K จะสูงขึ้นเป็น 0.4 ในขณะที่ลำน้ำที่มีความลาดชันไม่มากและเป็นพื้นที่ราบน้ำท่วมขนาดใหญ่ ค่า K จะลดลงอยู่ที่ 0.1 นอกจากนี้ค่า  $\Delta t$  สำหรับการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านลำน้ำควรจะอยู่ระหว่าง  $2KX < \Delta t < 2K(1 - X)$  หรือในทางทฤษฎี  $\Delta t < \frac{t_p}{5}$

**ตัวอย่างที่ 7.1** ให้ประมาณการหาค่า K, X และ  $\Delta t$  ของลำน้ำที่มี  $t_p$  เท่ากับ 4 ชั่วโมง ความยาวลำน้ำเท่ากับ 2 ไมล์ และความเร็วน้ำเฉลี่ยเท่ากับ 2.5 ft/s และสองฝั่งลำน้ำเป็นพื้นที่ราบน้ำท่วมขนาดใหญ่

**วิธีทำ** (1) ประมาณค่า K

$$K = \frac{0.6L}{v_{avg}} = \frac{0.6 \times 2 \times 5,280}{2.5} = 2,534 \text{ sec} = 0.7 \text{ hr}$$

(2) ประมาณค่า X

เนื่องจากเป็นสองฝั่งลำน้ำมีลักษณะเป็นพื้นที่ราบขนาดใหญ่ ดังนั้น  $X = 0.1$

(3) ประมาณค่า  $\Delta t$

$$2KX = 2 \times 0.7 \times 0.1 = 0.14$$

$$2K(1 - X) = 2 \times 0.7 \times (1 - 0.1) = 1.26$$

$$0.14 < \Delta t < 1.26$$

$$\frac{t_p}{5} = \frac{4}{5} = 0.8$$

$$\Delta t < 0.8$$

ดังนั้น  $\Delta t$  เท่ากับ 0.5 ชั่วโมงดีที่สุด

**ตัวอย่างที่ 7.2** ทำการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านลำน้ำแห่งหนึ่งซึ่งมีไฮโดรกราฟของน้ำไหลเข้าดังแสดงในตารางที่ 7.1 โดยกำหนดให้  $K = 2$  ชั่วโมง  $X = 0.2$  และ  $\Delta t = 1$  ชั่วโมง

**ตารางที่ 7.1** ไฮโดรกราฟของปริมาณน้ำไหลเข้าในช่วงลำน้ำที่ศึกษา

เวลา (Time, hr)	ปริมาณน้ำไหลเข้า (Inflow, cfs)	เวลา (Time, hr)	ปริมาณน้ำไหลเข้า (Inflow, cfs)
0	0	5	10
1	10	6	0
2	20	7	0
3	30	8	0
4	20		

**วิธีทำ**

(1) คำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์  $C$

$$C_1 = \frac{-KX + 0.5\Delta t}{K - KX + 0.5\Delta t} = \frac{-2 \times 0.2 + 0.5 \times 1}{2 - 2 \times 0.2 + 0.5 \times 1} = 0.047619$$

$$C_2 = \frac{KX + 0.5\Delta t}{K - KX + 0.5\Delta t} = \frac{2 \times 0.2 + 0.5 \times 1}{2 - 2 \times 0.2 + 0.5 \times 1} = 0.428571$$

$$C_3 = \frac{K - KX - 0.5\Delta t}{K - KX + 0.5\Delta t} = \frac{2 - 2 \times 0.2 - 0.5 \times 1}{2 - 2 \times 0.2 + 0.5 \times 1} = 0.523810$$

เมื่อทำการตรวจสอบจะได้

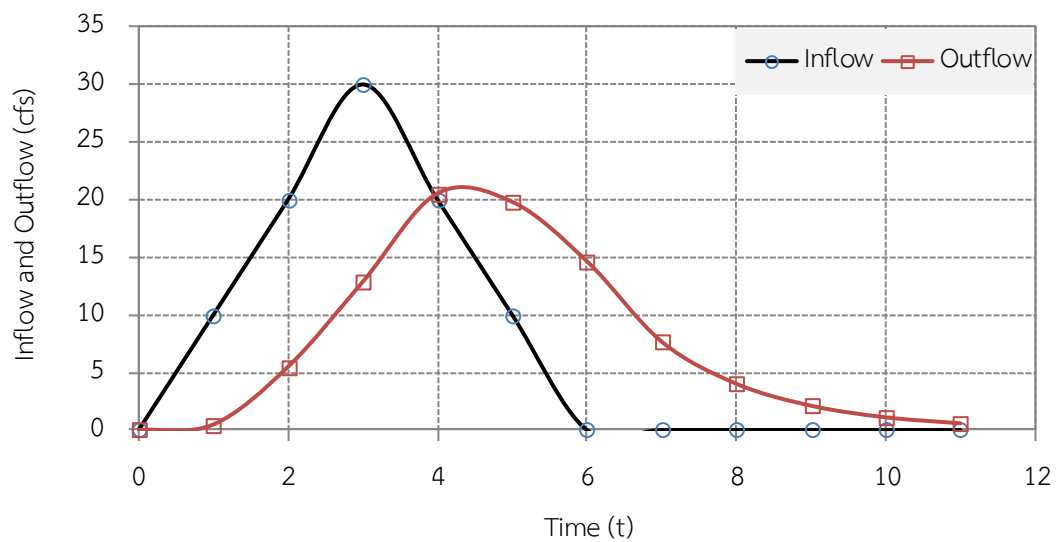
$$C_1 + C_2 + C_3 = 0.047619 + 0.428571 + 0.523810 = 1$$

## (2) หาไฮโดรกราฟน้ำไหลออก (Outflow Hydrograph)

ตารางที่ 7.2 ผลการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านลำน้ำ

Time (hr)	Inflow (cfs)	$C_1 * I_2$	$C_2 * I_1$	$C_3 * O_1$	$O_2$
0	0				0
1	10	0.48	0.00	0.00	0.48
2	20	0.95	4.29	0.25	5.49
3	30	1.43	8.57	2.87	12.87
4	20	0.95	12.86	6.74	20.55
5	10	0.48	8.57	10.77	19.81
6	0	0.00	4.29	10.38	14.66
7	0	0.00	0.00	7.68	7.68
8	0	0.00	0.00	4.02	4.02
9	0	0.00	0.00	2.11	2.11
10	0	0.00	0.00	1.10	1.10
11	0	0.00	0.00	0.58	0.58

หมายเหตุ :  $O_2 = C_1 * I_2 + C_2 * I_1 + C_3 * O_1$



รูปที่ 7.4 เปรียบเทียบไฮโดรกราฟน้ำไหลเข้าและไฮโดรกราฟน้ำไหลออกเมื่อน้ำท่วมเคลื่อนตัวผ่านลำน้ำ

### 7.3 การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Routing Analysis)

การเคลื่อนตัวของไฮโดรกราฟน้ำท่วม (Flood Hydrograph) ผ่านอ่างเก็บน้ำเป็นปรากฏการณ์ที่แสดงถึงลักษณะการไหลในลำน้ำที่ไม่คงที่ (Unsteady Flow) อาจกล่าวได้ว่าการเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Routing) เป็นส่วนสำคัญในการวิเคราะห์อ่างเก็บน้ำ (Reservoir Analysis) เนื่องจากผลที่ได้จากการวิเคราะห์จะเป็นข้อมูลพื้นฐานในการออกแบบอ่างเก็บน้ำโดยการปรับระดับเก็บกักสูงสุดให้เหมาะสม รวมถึงการออกแบบทางระบายน้ำล้น (Spillway) อาคารทางออก (Outlet Works) ตลอดจนนำมาใช้ในการวิเคราะห์ขนาดของคลื่นน้ำท่วมที่มีผลต่อการพังทลายของตัวเขื่อน สำหรับการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำจะอาศัยสมการการไหลแบบต่อเนื่อง (Continuity Equation) เป็นสมการหลักในการคำนวณเช่นเดียวกัน ซึ่งตามหลักการนั้นความแตกต่างของปริมาณน้ำที่ไหลเข้ามาและปริมาณน้ำที่ไหลออกไปเท่ากับการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำเก็บกักในอ่างเก็บน้ำดังแสดงในสมการ (Chow et al., 1988; วราวุธ วุฒิวิณชัย และคณะ, 2550)

$$I - O = \frac{dS}{dt} \quad \text{-----(7.15)}$$

- เมื่อ
- I = ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าอ่างเก็บน้ำ (Inflow)
  - O = ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากอ่างเก็บน้ำ (Outflow)
  - S = ปริมาณน้ำเก็บกักของอ่างเก็บน้ำ (Storage)
  - t = เวลา (Time)

เมื่อพิจารณาในช่วงเวลาสั้น ๆ  $\Delta t$  จะได้ความแตกต่างของปริมาณน้ำที่ไหลเข้าและไหลออกจากอ่างเก็บน้ำมีค่าเท่ากับการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำเก็บกักในช่วงเวลาดังกล่าว และเรียกความแตกต่างระหว่างอัตราการไหลสูงสุดของน้ำที่ไหลเข้าและออกจากอ่างเก็บน้ำ (Inflow Peak Discharge-Outflow Peak Discharge) ว่า Attenuation ในขณะที่ความแตกต่างระหว่างเวลาที่อัตราการไหลสูงสุดของน้ำไหลเข้าและออกจากอ่างเก็บน้ำ (Time to Peak of Inflow-Time to Peak of Outflow) จะเรียกว่า Translation


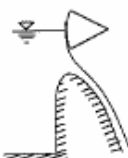
ในการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำนั้นจำเป็นต้องใช้ข้อมูลที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำ ปริมาณน้ำเก็บกัก และอัตราการไหลออกจากอ่างเก็บน้ำ ซึ่งสัมพันธ์กับสภาพภูมิประเทศของตำแหน่งที่ตั้งและลักษณะโครงสร้างอาคารทางออก สำหรับเทคนิคในการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำถูกพัฒนาขึ้นหลายวิธีได้แก่ วิธีโค้งสะสม (Mass Curve Method) วิธีพัลส์ (Puls Method) วิธีพัลส์ปรับปรุงใหม่ (Modified Puls Method) วิธีของวิสเลอร์-บราเทอร์ (Wisler-Brater Method) วิธีของกูดริช (Goodrich Method) วิธีของสเทนเบิร์ก (Steinberg Method) และวิธีค่าสัมประสิทธิ์ (Coefficient Method) ซึ่งในบทนี้จะนำเสนอเทคนิคการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่าน

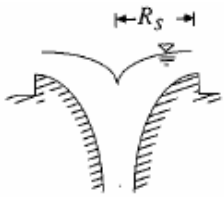
อ่างเก็บน้ำโดยวิธีพัลส์ปรับปรุงใหม่หรือเรียกอีกอย่างว่าวิธี Storage-Indication โดยมีรายละเอียดที่สำคัญดังนี้

### 7.3.1 หลักการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำโดยวิธี Storage-Indication

การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำโดยวิธี Storage-Indication ประยุกต์ใช้ได้กับอ่างเก็บน้ำที่มีโครงสร้างอาคารระบายน้ำล้นเป็นส่วนประกอบทั้งที่มีประตูควบคุมและไม่มีประตูควบคุมฝาย และอาคารทางออกแบบท่อ เป็นต้น โดยจะสมมุติให้ปริมาณน้ำเก็บกักเท่ากับ 0 เมื่อไม่มีน้ำไหลข้ามสันฝายหรือทางระบายน้ำล้น สำหรับในกรณีที่ทำการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านทางระบายน้ำล้นนั้นจะสามารถประมาณค่าอัตราการไหลของน้ำที่ปล่อยผ่านทางระบายน้ำล้นประเภทต่าง ๆ (Outflow,  $O$  หรือ  $Q$ ) โดยอาศัยข้อมูลระดับเฮดน้ำเหนือสันทางระบายน้ำล้น (Head,  $H$ ) เป็นหลักดังแสดงสมการในตารางที่ 7.3

ตารางที่ 7.3 สรุปสมการคำนวณอัตราการไหลของน้ำผ่านทางระบายน้ำล้น

ประเภททางระบายน้ำล้น	สมการ
ทางระบายน้ำล้นสันมนแบบไม่มีประตูควบคุม (Uncontrolled Overflow Ogee Crest) 	$Q = CLH^{3/2}$ เมื่อ $Q$ = อัตราการไหลของน้ำที่ปล่อยผ่านทางระบายน้ำล้น (cfs) $C$ = ค่าสัมประสิทธิ์ของทางระบายน้ำล้น $L$ = ความยาวของทางระบายน้ำล้น (ft) $H$ = ระดับเฮดน้ำเหนือสันทางระบายน้ำล้น (ft)
ทางระบายน้ำล้นสันมนแบบมีประตูควบคุม (Gate Controlled Ogee Crest) 	$Q = \frac{2}{3} \sqrt{2g} CL (H_1^{3/2} - H_2^{3/2})$ เมื่อ $Q$ = อัตราการไหลของน้ำที่ปล่อยผ่านทางระบายน้ำล้น (cfs) $C$ = ค่าสัมประสิทธิ์ของทางระบายน้ำล้นซึ่งผันแปรตามประเภทของประตูควบคุมและสันฝาย $L$ = ความยาวของทางระบายน้ำล้น (ft) $H_1$ = ระดับเฮดน้ำเหนือขอบล่างของประตูควบคุม (ft) $H_2$ = ระดับเฮดน้ำเหนือขอบบนของประตูควบคุม (ft)

ประเภททางระบายน้ำล้น	สมการ
ทางระบายน้ำล้นแบบมอร์นิ่งกลอรี (Morning Glory Spillway) 	$Q = C_0 (2\pi R_s) H^{3/2}$ เมื่อ Q = อัตราการไหลของน้ำที่ปล่อยผ่านทางระบายน้ำล้น (cfs) C <sub>0</sub> = ค่าสัมประสิทธิ์ซึ่งสัมพันธ์กับค่า H และ R <sub>s</sub> R <sub>s</sub> = ความยาวรัศมีของทางระบายน้ำล้น (ft) H = ระดับเสตนน้ำเหนือสันทางระบายน้ำล้น (ft)
ท่อลอดแบบปากทางเข้าท่วมจม (Submerged Inlet Control Culvert)	$Q = C_d W D \sqrt{2gH}$ เมื่อ Q = อัตราการไหลของน้ำที่ปล่อยผ่านท่อลอด (cfs) C <sub>d</sub> = ค่าสัมประสิทธิ์ของท่อลอด W = ความกว้างของท่อลอด (ft) D = ความสูงของท่อลอด (ft)

นอกจากนี้ยังต้องทำการวิเคราะห์ความสัมพันธ์เฉพาะของแต่ละอ่างเก็บน้ำใน 2 ลักษณะคือ ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำเก็บกักและระดับเสตนน้ำเหนือสันทางระบายน้ำล้น (Storage-Head Relationship) และความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลของน้ำที่ปล่อยผ่านทางระบายน้ำล้นและระดับเสตนน้ำเหนือสันทางระบายน้ำล้น (Outflow-Head Relationship) รวมถึงจะต้องมีข้อมูลไฮโดรกราฟของน้ำที่ไหลเข้าอ่างเก็บน้ำ (Inflow Hydrograph) และจำเป็นต้องทราบระดับเสตนน้ำเหนือสันทางระบายน้ำล้นเริ่มต้นเพื่อนำมาใช้ในการวิเคราะห์

จากนั้นอาศัยสมการการไหลแบบต่อเนื่องโดยพิจารณาในช่วงเวลา  $\Delta t$  ดังแสดงในสมการ

$$\bar{i} - \bar{O} = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad \text{-----}(7.16)$$

เมื่อ  $\bar{i}$  = ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าอ่างเก็บน้ำเฉลี่ยในช่วงเวลา  $\Delta t$

$\bar{O}$  = ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากอ่างเก็บน้ำเฉลี่ยในช่วงเวลา  $\Delta t$  หรือ

$$\frac{I_j + I_{j+1}}{2} - \frac{O_j + O_{j+1}}{2} = \frac{S_{j+1} - S_j}{\Delta t} \quad \text{-----}(7.17)$$

โดยที่  $i$  เป็นช่วงเวลาที่พิจารณา (Time Interval) และที่  $i$  เท่ากับ 1 จะทราบค่าตัวแปร  $I_i$  และ  $I_{i+1}$  และ  $S_i$  เริ่มต้น ในขณะที่ตัวแปร  $O_{i+1}$  และ  $S_{i+1}$  เป็นตัวแปรที่ไม่ทราบค่า ดังนั้นจะสามารถสร้างสมการใหม่โดยกำหนดให้เทอมของตัวแปรที่ทราบค่า (Known Terms) เท่ากับเทอมของตัวแปรที่ไม่ทราบค่า (Unknown Terms) ดังนี้

$$I_i + I_{i+1} + \frac{2S_i}{\Delta t} - O_i = \frac{2S_{i+1}}{\Delta t} + O_{i+1} \quad \text{-----}(7.18)$$

### 7.3.2 ตัวอย่างการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำโดยวิธี Storage-Indication

การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำโดยวิธี Storage-Indication แสดงตัวอย่างการวิเคราะห์ในตัวอย่างที่ 7.3 ดังนี้

**ตัวอย่างที่ 7.3** ทำการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำแห่งหนึ่งโดยมีเวลาที่ไฮโดรกราฟของน้ำไหลเข้าอ่างเก็บน้ำสูงสุด (Time to Peak) เท่ากับ 5 ชั่วโมง ทางระบายน้ำล้นมีขนาดความยาว 50 ฟุต และค่าสัมประสิทธิ์ไหลผ่านเท่ากับ 3.0 ความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำเก็บกักและปริมาณน้ำเก็บกักแสดงค่าในตาราง ให้ทำการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำทุก 1 ชั่วโมง โดยกำหนดให้ระดับน้ำที่เวลาเริ่มต้นอยู่เหนือสันทางระบายน้ำล้นที่ 5 ฟุต กำหนดให้ 1 เอเคอร์ฟุต เท่ากับ 43,560 ลูกบาศก์ฟุต

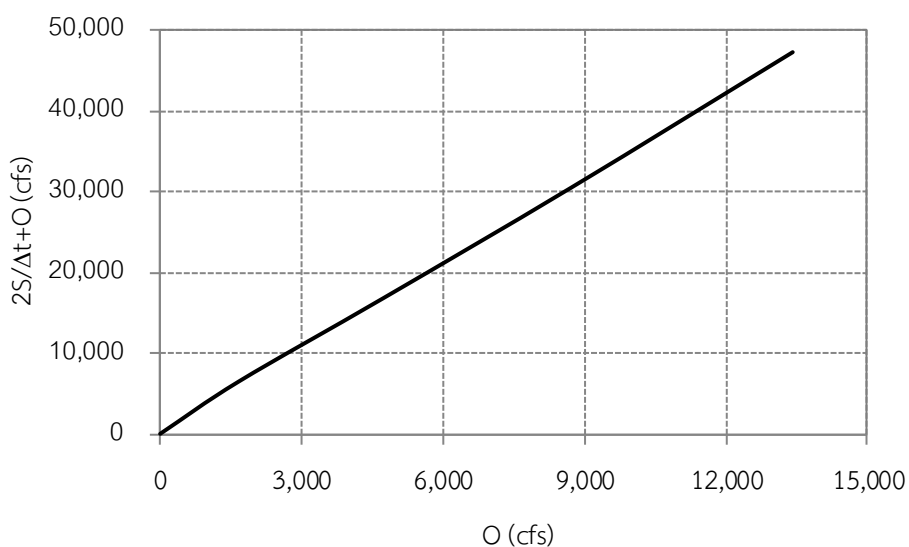
**ตารางที่ 7.4** ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำเก็บกัก อัตราการไหลของน้ำที่ปล่อยผ่านทางระบายน้ำล้น และระดับเฮตน้ำเหนือสันทางระบายน้ำล้น

ระดับเหนือสันทาง ระบายน้ำล้น (Head-H, ft) <sup>1/</sup>	ปริมาณน้ำเก็บกักเหนือ สันทางระบายน้ำล้น (Storage-S, acre-ft) <sup>2/</sup>	อัตราการไหลของน้ำที่ ปล่อยผ่านทางระบายน้ำ ล้น (Outflow-O, cfs) <sup>3/</sup>	$2S/\Delta t$ (cfs) <sup>4/</sup>	$2S/\Delta t$ +O (cfs) <sup>5/</sup>
0	0	0	0	0
5	200	1,677	4,840	6,517
10	500	4,743	12,100	16,843
15	900	8,714	21,780	30,494
20	1,400	13,416	33,880	47,296

หมายเหตุ : <sup>1/-2/</sup> เป็นค่าที่กำหนดมาให้ <sup>3/</sup> ปริมาณน้ำที่ปล่อยผ่านทางระบายน้ำล้น  $O = CLH^{3/2}$

**วิธีทำ** เมื่อนำค่าที่ได้มาพล็อตกราฟจะได้โค้งที่เรียกว่า Storage-Indication Curve ดังแสดงในรูปที่ 7.5





รูปที่ 7.5 โค้ง Storage-Indication

ตารางที่ 7.5 ผลการวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านอ่างเก็บน้ำ

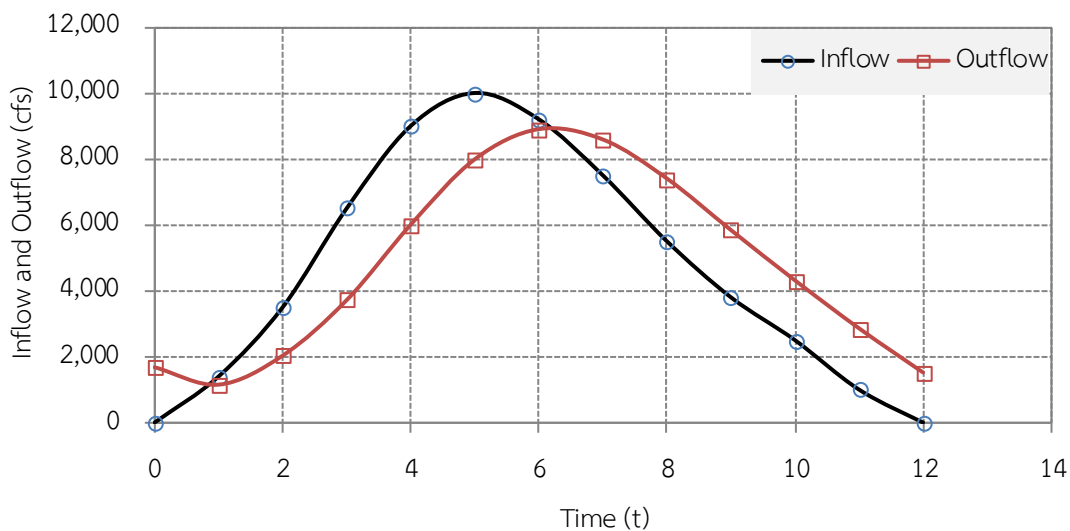
Time (t)	Interval (i)	Inflow (cfs, I <sub>i</sub> )	I <sub>i</sub> +I <sub>i+1</sub>	2S <sub>i</sub> /Δt-O <sub>i</sub>	2S <sub>i</sub> /Δt+O <sub>i</sub>	Outflow (cfs, O <sub>i</sub> )
0	1	0	1,400 <sup>4/</sup>	3,163 <sup>3/</sup>	6,517 <sup>2/</sup>	1,677 <sup>1/</sup>
1	2	1,400	4,900 <sup>5/</sup>	2,263 <sup>6/</sup>	4,563 <sup>7/</sup>	1,150 <sup>8/</sup>
2	3	3,500	10,000	3,099	7,163	2,032
3	4	6,500	15,500	5,667	13,099	3,716
4	5	9,000	19,000	9,157	21,167	6,005
5	6	10,000	19,200	12,179	28,157	7,989
6	7	9,200	16,700	13,573	31,379	8,903
7	8	7,500	13,000	13,095	30,273	8,589
8	9	5,500	9,300	11,287	26,095	7,404
9	10	3,800	6,300	8,905	20,587	5,841
10	11	2,500	3,500	6,577	15,205	4,314
11	12	1,000	1,000	4,359	10,077	2,859
12	13	0	0	2,319	5,359	1,520
				1,003	2,319	658
				435	1,003	284

หมายเหตุ : <sup>1/-8/</sup> เป็นลำดับขั้นตอนในการคำนวณ

<sup>1/, 2/, 8/</sup> และค่าในคอลัมน์  $O_i$  ทุกค่าได้จากการอ่านค่าโค้ง Storage-Indication หรือจากตาราง

<sup>3/</sup> และค่าในคอลัมน์  $2Si/\Delta t - O_i$  เท่ากับค่าในคอลัมน์  $(2Si/\Delta t + O_i)$  ลบด้วย  $2*O_i$  ในคอลัมน์สุดท้าย

จากผลการวิเคราะห์หิเนตารางข้างต้นจะได้ไฮโดรกราฟของน้ำที่ไหลเข้าและออกจากอ่างเก็บน้ำตามรูปที่ 7.6 โดยมี Attenuation เท่ากับ 1,097 ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาทีและ Transition เท่ากับ 1 ชั่วโมง



รูปที่ 7.6 เปรียบเทียบไฮโดรกราฟน้ำไหลเข้าและไฮโดรกราฟน้ำไหลออกเมื่อน้ำท่วมเคลื่อนตัวผ่านอ่างเก็บน้ำ

### 7.7 เอกสารอ้างอิง (References)

วรารุช วุฒินิชย์, ทองเปลว กองจันทร์, และวัชระ เสือดี. (2550). *อุทกวิทยาประยุกต์ทางวิศวกรรม*.

กรุงเทพฯ: สมาคมศิษย์เก่าวิศวกรรมชลประทานในพระบรมราชูปถัมภ์.

Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.

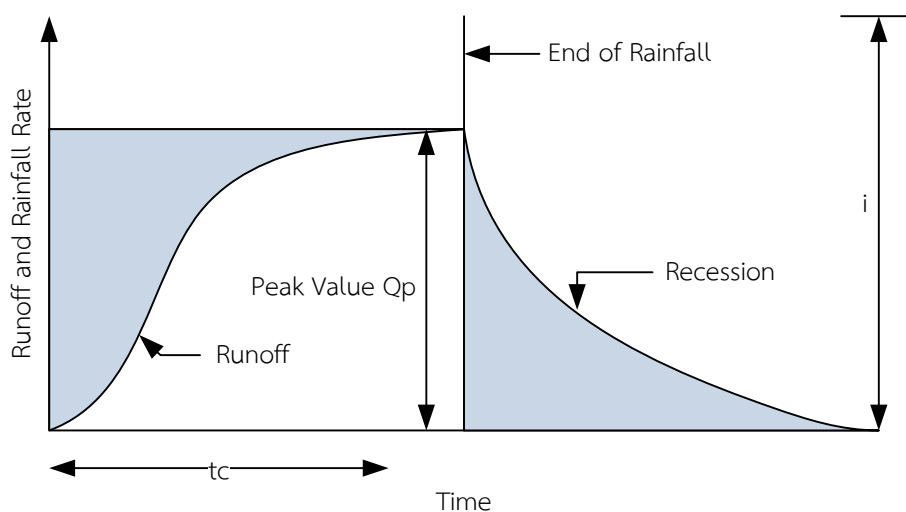
## การวิเคราะห์ขนาดน้ำท่วมสูงสุด (Peak Flood Analysis)

## 8.1 บทนำ (Introduction)

น้ำท่วม (Flood) เป็นปรากฏการณ์ทางธรรมชาติที่ปริมาณน้ำในแม่น้ำหรือทางระบายน้ำสูงกว่าปกติจนทำให้เกิดการไหลล้นตลิ่งและน้ำท่วมขังในพื้นที่ใกล้เคียง และอาจสร้างความเสียหายต่อชีวิตและทรัพย์สินของมนุษย์และสิ่งมีชีวิตต่าง ๆ อย่างหลีกเลี่ยงไม่ได้ อย่างไรก็ตามเหตุการณ์น้ำท่วมสามารถบรรเทาผลกระทบและความเสียหายลงได้ วิธีการหนึ่งก็คือการวางแผนและออกแบบอาคารระบายน้ำเพื่อลดขนาดน้ำท่วมสูงสุด ด้วยเหตุนี้ข้อมูลขนาดน้ำท่วมสูงสุด (Peak Flood) จึงนับเป็นข้อมูลที่สำคัญสำหรับการออกแบบอาคารชลศาสตร์เพื่อลดผลกระทบจากเหตุการณ์ดังกล่าว ในบทนี้จึงเป็นการนำเสนอวิธีในการประมาณค่าขนาดน้ำท่วมสูงสุดที่ได้รับความนิยมกันอย่างแพร่หลายทั่วโลกและนิยมนำมาประยุกต์ใช้ในประเทศไทย

## 8.2 หลักการหาขนาดน้ำท่วมสูงสุด (Peak Flood Estimation)

หลักการหาขนาดน้ำท่วมสูงสุด (Peak Flood) อธิบายได้จากรูปที่ 8.1 ที่แสดงไฮโดรกราฟพายุฝน (Storm Hydrograph) ในช่วงระหว่างฝนตกและหลังจากฝนหยุดตกกล่าวคือ ในช่วงที่ฝนตกน้ำในลำน้ำจะค่อย ๆ เพิ่มขึ้นอันเป็นผลจากน้ำที่ไหลบ่าบนผิวดิน (Surface Runoff) น้ำใต้ผิวดิน (Subsurface Flow) และน้ำใต้ดิน (Groundwater Flow) จนกระทั่งถึงจุดสูงสุดที่ให้น้ำท่วมสูงสุดซึ่งน้ำใช้เวลาในการไหลมาจากส่วนต่าง ๆ เท่ากับเวลาน้ำท่าสูงสุด (Time of Concentration,  $t_c$ ) หรือเป็นขนาดน้ำท่วมสูงสุดสำหรับน้ำมาใช้ออกแบบนั่นเอง หลังจากฝนหยุดตกแล้วน้ำซึ่งไหลมาจากน้ำใต้ผิวดิน และน้ำใต้ดินเป็นหลักจะค่อย ๆ ลดลง (Asawa, 2005)



(Volume of the two hatched portions are equal)

รูปที่ 8.1 หลักการหาขนาดน้ำท่วมสูงสุด

### 8.3 วิธีการประมาณค่าขนาดน้ำท่วมสูงสุด (Methods for Peak Flood Estimation)

วิธีการในการประมาณค่าขนาดน้ำท่วมสูงสุดที่เป็นที่นิยมกันโดยทั่วไปประกอบด้วย วิธีเรชันเนล (Rational Method) วิธีเอมไพริกัล (Empirical Method) วิธีกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Unit Hydrograph Method) วิธีการวิเคราะห์ความถี่น้ำท่วม (Flood Frequency Method) รวมถึงวิธีอื่น ๆ ทั้งนี้การเลือกวิธีการในการประมาณค่าขนาดน้ำท่วมสูงสุดนั้นขึ้นอยู่กับความสำคัญของงานและข้อมูลที่มีอยู่ อย่างไรก็ตามวิธีใดก็ตามที่เป็นการอธิบายหลักการประมาณค่าขนาดน้ำท่วมสูงสุดด้วยวิธีเรชันเนลและวิธีเอมไพริกัลเท่านั้น

#### 8.3.1 วิธีเรชันเนล (Rational Method)

วิธีเรชันเนลเป็นวิธีที่พัฒนาขึ้นในปี ค.ศ. 1847 โดยชาวไอริส และได้รับความนิยมและนำมาใช้อย่างแพร่หลายมาจนถึงปัจจุบัน กล่าวกันว่ากว่า 90% ของวิศวกรอาศัยวิธีเรชันเนลในการประมาณการค่าขนาดน้ำท่วมสูงสุดออกแบบเนื่องจากเป็นวิธีที่ง่ายและข้อสมมุติฐานไม่ซับซ้อน โดยมีรูปแบบสมการดังนี้ (Chow et al., 1988; วราวุธ วุฒิวิชัย และคณะ, 2550)

$$Q = 1.008CIA \quad \text{-----}(8.1)$$

- เมื่อ  $Q$  = ขนาดน้ำท่วมสูงสุด (ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที)  
 $C$  = สัมประสิทธิ์น้ำท่า (ไม่มีหน่วย)  
 $I$  = ความเข้มฝนออกแบบ (นิ้วต่อชั่วโมง)  
 $A$  = พื้นที่ระบายน้ำ (เอเคอร์)

โดยปกติแล้วแฟคเตอร์แปลงหน่วย (Unit Conversion Factor) ในสมการที่ 8.1 ซึ่งมีค่าเท่ากับ 1.008 นั้นจะตัดทิ้งหรือไม่นำมาคิดเนื่องจากมีค่าใกล้เคียง 1 ด้วยเหตุนี้รูปแบบทั่วไปของสมการเรชันเนลจึงอยู่ในรูปของ

$$Q = CIA \quad \text{-----}(8.2)$$

ข้อสมมุติฐานที่สำคัญของสมการเรชันเนลก็คือ (1) ฝนตกด้วยอัตราสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่นานเป็นเวลาเท่ากับช่วงเวลา  $D$  (2) ขนาดน้ำท่วมสูงสุดจะเกิดขึ้นเมื่อฝนตกนานเท่ากับเวลาที่น้ำไหลจากจุดไกลสุดในพื้นที่ระบายน้ำถึงจุดออก ( $t_c$ ) (3) ความถี่ของน้ำท่วมสูงสุดจะเท่ากับความถี่ของฝนออกแบบ ทั้งนี้ค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่า  $C$  (Runoff Coefficient) ในสมการเรชันเนลเป็นองค์ประกอบที่รวมเอาอิทธิพลทั้งหมดของพื้นที่ลุ่มน้ำ/พื้นที่ระบายน้ำที่มีต่อกระบวนการเปลี่ยนฝนให้เป็นน้ำท่าไม่ว่าจะเป็นการดักน้ำของพืช (Interception) การซึมน้ำลงดิน (Infiltration) การระเหยของน้ำ (Evaporation) ความลาดเทของพื้นที่

(Slope) และลักษณะพื้นผิวของพื้นที่ลุ่มน้ำ (Surface) เป็นต้น ค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่า C ตามประเภทพื้นผิว และลักษณะของพื้นที่สามารถอ่านได้จากตารางที่ 8.1 และ 8.2

**ตารางที่ 8.1** ค่าสัมประสิทธิ์ C ตามประเภทพื้นผิว

ประเภทพื้นผิว	ค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่า C
ป่าไม้	0.01-0.20
สวนสาธารณะ สนามหญ้า	0.05-0.30
ถนนไม่ปูพื้นทาง	0.10-0.30
ถนนลูกรัง	0.15-0.30
ถนนที่ปูด้วยหิน	0.25-0.60
ทางเท้าที่ปูด้วยอิฐบล็อก	0.40-0.50
ทางเท้าที่ปูด้วยหิน อิฐ และไม้วางเรียงกัน	0.40-0.70
ทางเท้าที่ปูด้วยหิน อิฐ และไม้เชื่อมต่อกันด้วยปูนซีเมนต์	0.75-0.85
ทางเท้าแอสฟัลท์	0.85-0.90
หลังคาถ้ำน้ำ	0.75-0.90

ที่มา : Asawa (2005)

**ตารางที่ 8.2** ค่าสัมประสิทธิ์ C ตามลักษณะพื้นที่

ลักษณะพื้นที่	ค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่า C
ย่านธุรกิจ	0.50-0.95
ที่พักอาศัยในชุมชนเมือง	0.30-0.75
ที่พักอาศัยในชนบท	0.25-0.40
อพาร์ทเมนต์	0.50-0.70
เขตอุตสาหกรรม	0.50-0.90
สนามเด็กเล่น	0.20-0.35
สนามทางรถไฟ	0.20-0.35
พื้นที่รกร้างที่ไม่ได้รับการปรับปรุง	0.10-0.30

สำหรับบริเวณพื้นที่ที่มีลักษณะการใช้ประโยชน์แตกต่างกัน (Mixed Area) นั้นสามารถคำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่าเฉลี่ยได้จากสมการดังนี้

$$\bar{C} = \frac{\sum C_i A_i}{\sum A_i} \text{-----}(8.3)$$

- เมื่อ  $\bar{C}$  = สัมประสิทธิ์น้ำท่าเฉลี่ย  
 $C_i$  = สัมประสิทธิ์น้ำท่าของพื้นที่ลุ่มน้ำ  $i$   
 $A_i$  = ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำ  $i$

ในขณะที่ค่าความเข้มฝนออกแบบในสมการเรชันเนลหาได้จากโค้งความเข้มฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (Intensity-Duration-Frequency Curve, IDF) ซึ่งแสดงตัวอย่างในรูปที่ 8.2 กล่าวคือเมื่อทราบช่วงเวลา  
 ที่ฝนตกนานที่สุดในพื้นที่ซึ่งจะมีค่าเท่ากับเวลาน้ำท่าสูงสุด (Time of Concentration,  $t_c$ ) หรือเวลาที่  
 น้ำฝนที่ตกลงในส่วนต่าง ๆ ของพื้นที่ไหลมาถึงจุดทางออกพร้อม ๆ กันแล้วทำให้เกิดน้ำท่าสูงสุดใน  
 ขณะเดียวกันทราบความถี่หรือรอบปีการเกิดซ้ำที่ต้องการออกแบบก็จะสามารถอ่านค่าความเข้มฝนจาก  
 โค้งความเข้มฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ได้ สำหรับโค้งความเข้มฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ยังได้ถูกพัฒนาให้อยู่ในรูป  
 ของสมการความเข้มฝนเพื่อให้ง่ายต่อการคำนวณ โดยรูปแบบของสมการอย่างง่ายมีลักษณะดังนี้

$$I = \frac{a}{(t + b)^c} \text{-----}(8.4)$$

- เมื่อ  $I$  = ความเข้มฝน (นิ้วต่อชั่วโมง)  
 $t$  = เวลาที่น้ำไหลในพื้นที่ซึ่งจะมีค่าเท่ากับเวลาที่เกิดน้ำท่าสูงสุด (นาที)  
 $a, b, c$  = ค่าพารามิเตอร์ของสมการ

สำหรับสมการในการคำนวณหาค่าเวลาน้ำท่าสูงสุดนั้นมีค่อนข้างหลากหลาย อย่างไรก็ตามวิธีสมการ  
 พื้นฐานในการคำนวณหาเวลาน้ำท่าสูงสุดอาศัยสูตรความเร็วดังนี้คือ

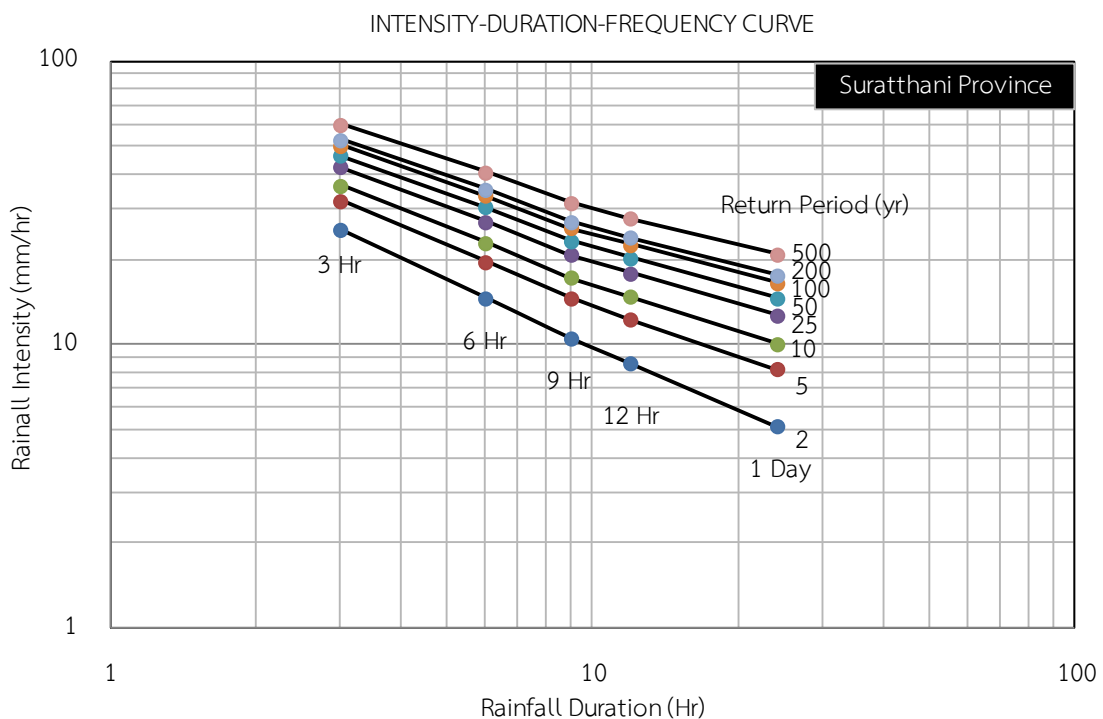
$$t_c = \sum_{i=1}^n \frac{L_i}{v_i} \text{-----}(8.5)$$

- เมื่อ  $t_c$  = เวลาน้ำท่าสูงสุด (นาที)  
 $L_i$  = ระยะทางของการไหลของน้ำในช่วง  $i$  (เมตร)  
 $v_i$  = ความเร็วของน้ำในช่วง  $i$  (เมตรต่อวินาที)

Kirpich ได้พัฒนาสมการในการคำนวณหาเวลาน้ำท่าสูงสุดในปี ค.ศ. 1940 ซึ่งเป็นสมการที่นิยมใช้กันมากโดยรูปแบบของสมการมีดังนี้

$$t_c = 0.01947L^{0.77} S^{-0.386} \text{-----(8.6)}$$

- เมื่อ  $t_c$  = เวลาน้ำท่าสูงสุด (นาที)
- $L$  = ระยะทางสูงสุดของการไหลของน้ำจากด้านเหนือน้ำไปยังจุดทางออก (เมตร)
- $S$  = ความลาดชันของพื้นที่ซึ่งเท่ากับ  $\Delta H/L$
- $\Delta H$  = ความต่างระดับระหว่างจุดที่ไกลสุดด้านเหนือน้ำและจุดทางออก (เมตร)



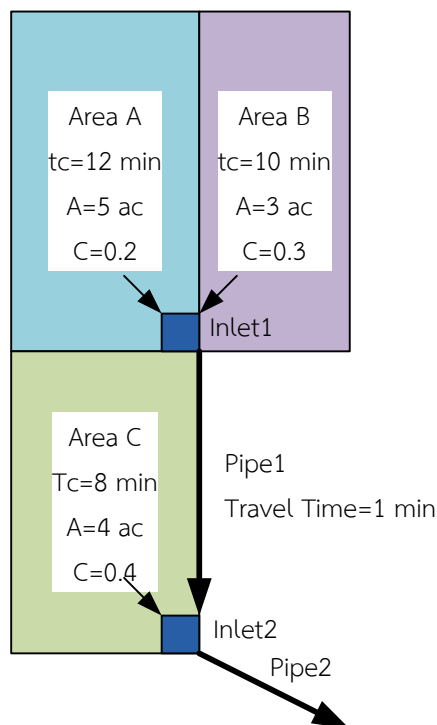
รูปที่ 8.2 ตัวอย่างโค้งความเข้มฝน-ช่วงเวลา-ความถี่

ข้อจำกัดของสมการเรชันเนลที่สำคัญก็คือ สมการถูกพัฒนาขึ้นบนสมมุติฐานอย่างง่ายที่ว่า ฝนที่ตกลงมาจะถูกพื้นที่ลุ่มน้ำหรือพื้นที่ระบายน้ำดูดซับเอาไว้ ส่วนที่เหลือจะกลายเป็นน้ำท่าผิวดินที่ไหลออกสู่จุดทางออกของพื้นที่ หากฝนตกนานเท่ากับเวลาน้ำท่าสูงสุด น้ำฝนที่ตกในพื้นที่ลุ่มน้ำจากทุก ๆ ส่วนจะไหลมาถึงจุดทางออกพร้อมกันทำให้อัตราการไหลสูงสุดนั่นเอง นอกจากนี้ในการพัฒนาสมการเรชันเนลไม่ได้คำนึงถึงกระบวนการเปลี่ยนฝนให้กลายเป็นน้ำท่า และโดยมากนิยมนำมาใช้ประมาณค่าขนาดน้ำท่วมสูงสุดสำหรับการออกแบบอาคารชลศาสตร์ขนาดเล็ก รวมทั้งมีขนาดพื้นที่ลุ่มน้ำไม่เกิน 13 ตารางกิโลเมตรเท่านั้น

**ตัวอย่างที่ 8.1** ระบบระบายน้ำฝนแห่งหนึ่งประกอบด้วยจุดรับน้ำเข้า (Inlet Point) จำนวน 2 จุด และระบบท่อระบายน้ำ (Pipeline System) เชื่อมต่อกันตามรูปที่ 8.3 โดยท่อที่ 1 รับน้ำจากจุดรับน้ำเข้าที่ 1 ซึ่งเป็นปริมาณน้ำสูงสุดที่ไหลจากพื้นที่ระบายน้ำ A และ B น้ำไหลในท่อที่ 1 ใช้เวลา 1 นาที ในขณะที่ท่อที่ 2 ติดตั้งขึ้นเพื่อรับน้ำต่อจากท่อที่ 1 และรับน้ำจากจุดรับน้ำเข้าที่ 2 ซึ่งเป็นปริมาณน้ำสูงสุดที่ไหลจากพื้นที่ระบายน้ำ C สำหรับรายละเอียดที่สำคัญของพื้นที่ระบายน้ำแสดงไว้ในตารางที่ 8.1 ให้ประมาณค่าหาขนาดน้ำสูงสุดเพื่อใช้ในการออกแบบหาขนาดจุดรับน้ำเข้าและท่อระบายน้ำ กำหนดสมการความเข้มข้นสำหรับการออกแบบคือ  $I = \frac{30}{(t + 5)^{0.70}}$  เมื่อ  $I$  = ความเข้มข้น (นิ้วต่อชั่วโมง) และ  $t$  = เวลาที่น้ำไหลในพื้นที่ (นาที)

**ตารางที่ 8.1** รายละเอียดสำคัญของพื้นที่ระบายน้ำ

พื้นที่ระบายน้ำ	ขนาดพื้นที่ (เอเคอร์)	ค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่า	เวลาที่ใช้เดินทางของน้ำ (นาที)
A	5	0.2	12
B	3	0.3	10
C	4	0.4	8



**รูปที่ 8.3** ระบบระบายน้ำที่ออกแบบ

**วิธีทำ** (1) หาขนาดน้ำสูงสุดของจุดรับน้ำเข้า 1 และท่อที่ 1



พื้นที่ระบายน้ำ A และ B รวม  $(A) = 5+3 = 8$  เอเคอร์

เวลาในการไหลของน้ำสูงสุด  $(t_c) = 12$  นาที

$$\text{ค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่าเฉลี่ย } \bar{C} = \frac{\sum C_i A_i}{\sum A_i} = \frac{(0.2 \times 5 + 0.3 \times 3)}{(5 + 3)} = 0.24$$

$$\text{ความเข้มฝนออกแบบ } I = \frac{30}{(t + 5)^{0.70}} = \frac{30}{(12 + 5)^{0.70}} = 4.13 \text{ นิ้วต่อชั่วโมง}$$

ขนาดน้ำสูงสุดออกแบบ  $Q = CIA = 0.24 \times 4.13 \times 8 = 7.9$  ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที

(2) หาขนาดน้ำสูงสุดของจุดรับน้ำเข้า 2

พื้นที่ระบายน้ำ C  $(A) = 4$  เอเคอร์

เวลาในการไหลของน้ำสูงสุด  $(t_c) = 8$  นาที

ค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่า  $(C) = 0.4$

$$\text{ความเข้มฝนออกแบบ } I = \frac{30}{(t + 5)^{0.70}} = \frac{30}{(8 + 5)^{0.70}} = 4.98 \text{ นิ้วต่อชั่วโมง}$$

ขนาดน้ำสูงสุดออกแบบ  $Q = CIA = 0.4 \times 4.98 \times 4 = 8.0$  ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที

(3) หาขนาดน้ำสูงสุดต่อที่ 2

พื้นที่ระบายน้ำ A, B และ C รวม  $(A) = 5+3+4 = 12$  เอเคอร์

เวลาในการไหลของน้ำสูงสุดรวม  $(t_c) = 12+1 = 13$  นาที

$$\text{ค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่าเฉลี่ย } \bar{C} = \frac{\sum C_i A_i}{\sum A_i} = \frac{(0.2 \times 5 + 0.3 \times 3 + 0.4 \times 4)}{(5 + 3 + 4)} = 0.29$$

$$\text{ความเข้มฝนออกแบบ } I = \frac{30}{(t + 5)^{0.70}} = \frac{30}{(13 + 5)^{0.70}} = 3.97 \text{ นิ้วต่อชั่วโมง}$$

ขนาดน้ำสูงสุดออกแบบ  $Q = CIA = 0.29 \times 3.97 \times 12 = 13.8$  ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที

### 8.3.2 วิธีเอ็มไพริคัล (Empirical Method)

วิธีเอ็มไพริคัลถูกพัฒนาขึ้นบนพื้นฐานของความสัมพันธ์ทางสถิติระหว่างข้อมูลปริมาณน้ำท่วมสูงสุดที่เคยเกิดขึ้นในพื้นที่ (Observed Peak Flow) กับข้อมูลคุณลักษณะทางกายภาพของกลุ่มน้ำต่าง ๆ (Physical Characteristics of the Basin) หรือแม้กระทั่งข้อมูลอุทกวิทยา (Hydrological Data) ในพื้นที่ สำหรับในประเทศสหรัฐอเมริกาสมการในการคำนวณหาขนาดน้ำท่วมสูงสุดถูกพัฒนาขึ้นมากมาย ยกตัวอย่างเช่น ในปี ค.ศ. 1975 Davis ได้พัฒนาสมการเอ็มไพริคัลสำหรับใช้กับกลุ่มน้ำขนาดเล็กในมลรัฐอินเดียนา ขนาด 15-100 ตารางไมล์ในรูปของ

$$Q_{pTr} = aA^b H^c D^d C^e \quad \text{-----}(8.7)$$

เมื่อ  $Q_{pTr}$  = ขนาดน้ำท่วมสูงสุดที่รอบปีการเกิดซ้ำ  $Tr$  (ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที)

$A$  = พื้นที่ลุ่มน้ำ (ตารางไมล์)

$H$  = ความต่างระดับระหว่างจุดสูงสุดและจุดต่ำสุดของพื้นที่ลุ่มน้ำ (ฟุต)

$D$  = ความหนาแน่นของลำน้ำ (Drainage Density) (ไมล์ต่อตารางไมล์)

$C$  = สัมประสิทธิ์น้ำท่า (ไม่มีหน่วย)

$a, b, c, d, e$  = ค่าพารามิเตอร์ของสมการขึ้นอยู่กับรอบปีการเกิดซ้ำดังแสดงในตารางที่ 8.3

**ตารางที่ 8.3** ค่าพารามิเตอร์ของสมการ Davis สำหรับลุ่มน้ำขนาด 15-100 ตารางไมล์

รอบปีการเกิดซ้ำ (ปี)	สัมประสิทธิ์				
	a	b	c	d	e
10	38.500	0.526	0.309	0.803	1.600
25	50.700	0.508	0.289	0.888	1.660
50	59.600	0.494	0.281	0.949	1.700
100	70.600	0.484	0.270	1.002	1.740

นอกจากนี้ Davis ยังได้พัฒนาสมการเอมไพริคัลสำหรับใช้กับลุ่มน้ำขนาดมากกว่า 200 ตารางไมล์ไว้ดังนี้

$$Q_{pTr} = aA^b S^c L^d P^e \quad \text{-----}(8.8)$$

เมื่อ  $Q_{pTr}$  = ขนาดน้ำท่วมสูงสุดที่รอบปีการเกิดซ้ำ  $Tr$  (ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที)

$A$  = พื้นที่ลุ่มน้ำ (ตารางไมล์)

$S$  = ความลาดเทของลำน้ำ (ฟุตต่อไมล์)

$L$  = ความยาวของลำน้ำหลัก (ไมล์)

$P$  = ปริมาณน้ำฝน (นิ้ว)

$a, b, c, d, e$  = ค่าพารามิเตอร์ของสมการขึ้นอยู่กับรอบปีการเกิดซ้ำดังแสดงในตารางที่ 8.4

ตารางที่ 8.4 ค่าพารามิเตอร์ของสมการ Davis สำหรับลุ่มน้ำขนาดมากกว่า 200 ตารางไมล์

รอบปีการเกิดซ้ำ (ปี)	สัมประสิทธิ์				
	a	b	c	d	e
10	1.19	0.678	0.815	0.393	1.037
25	1.16	0.654	0.841	0.443	1.103
50	1.12	0.632	0.858	0.489	1.153
100	1.06	0.620	0.876	0.521	1.198

และหากขนาดพื้นที่ลุ่มน้ำอยู่ระหว่าง 100-200 ตารางไมล์ให้ทำการ Interpolate ค่าที่ได้จากสมการ 8.7 และ 8.8 ตามสัดส่วนของพื้นที่

ในปี ค.ศ. 1976 Lowham ยังได้ศึกษาหาความสัมพันธ์ระหว่างขนาดน้ำท่วมสูงสุดที่รอบปีการเกิดซ้ำต่าง ๆ กับคุณลักษณะที่สำคัญของลุ่มน้ำในมลรัฐไวโอมิง ประเทศสหรัฐอเมริกา โดยพบว่าขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำเท่านั้นที่มีอิทธิพลต่อขนาดน้ำท่วมสูงสุด โดยสมการเอมไพริคัลที่พัฒนาขึ้นมีรูปแบบสมการดังนี้

$$Q_{pTr} = aA^b \quad \text{-----}(8.9)$$

เมื่อ  $Q_{pTr}$  = ขนาดน้ำท่วมสูงสุดที่รอบปีการเกิดซ้ำ Tr (ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที)

A = พื้นที่ลุ่มน้ำ (ตารางไมล์)

a, b = ค่าพารามิเตอร์ของสมการขึ้นอยู่กับรอบปีการเกิดซ้ำและสภาพภูมิประเทศดังแสดงในตารางที่ 8.5

ตารางที่ 8.5 ค่าพารามิเตอร์ของสมการ Lowham

สภาพภูมิประเทศและ ลักษณะฝน	รอบปีการเกิดซ้ำ (ปี)	สัมประสิทธิ์	
		a	b
พื้นที่ราบและพายุฝนเป็น สาเหตุให้เกิดน้ำท่วม	2	56.8	0.38
	5	146.0	0.35
	10	239.0	0.34
	25	406.0	0.33
	50	572.0	0.32
	100	779.0	0.31

สภาพภูมิประเทศและ ลักษณะฝน	รอบปีการเกิดซ้ำ (ปี)	สัมประสิทธิ์	
		a	b
พื้นที่ราบในเขตภูเขาและ พายุฝนฟ้าคะนองเป็น สาเหตุให้เกิดน้ำท่วม	2	93.8	0.36
	5	252.0	0.36
	10	425.0	0.37
	25	742.0	0.37
	50	1,070.0	0.37
	100	1,480.0	0.37

ในประเทศอินเดียได้มีการพัฒนาสมการเอมไพริกัลสำหรับทำนายค่าขนาดน้ำท่วมสูงสุดไว้ค่อนข้างหลากหลายเช่นเดียวกัน รวมถึงสามารถประยุกต์ใช้ในพื้นที่ต่าง ๆ ของอินเดียที่มีค่าพารามิเตอร์แตกต่างกันดังสรุปไว้ในตารางที่ 8.6 (Asawa, 2005)

ตารางที่ 8.6 สรุปสมการเอมไพริกัลที่ใช้ในการทำนายขนาดน้ำท่วมสูงสุดในประเทศอินเดีย

ผู้พัฒนา	รูปแบบสมการเอมไพริกัล	พื้นที่ลุ่มน้ำ
Dicken	$Q_p = C_D A^{3/4}$ เมื่อ $Q_p$ = ขนาดน้ำท่วมสูงสุด $A$ = พื้นที่ลุ่มน้ำ $C_D$ = พารามิเตอร์ผันแปรตามพื้นที่	ใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำทางตอนกลางและตอนเหนือของประเทศอินเดีย
Ryves	$Q_p = C_R A^{2/3}$ เมื่อ $Q_p$ = ขนาดน้ำท่วมสูงสุด $A$ = พื้นที่ลุ่มน้ำ $C_R$ = พารามิเตอร์ผันแปรตามพื้นที่	ใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำในรัฐ Tamil Nadu และบางส่วนของรัฐ Karnataka และ Andhra Pradesh ของประเทศอินเดีย
Inglis	$Q_p = \frac{124A}{\sqrt{A + 10.4}}$ เมื่อ $Q_p$ = ขนาดน้ำท่วมสูงสุด $A$ = พื้นที่ลุ่มน้ำ	ใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำ Western Ghats ในรัฐ Karnataka ของประเทศอินเดีย
Baird and Mcill Wraith	$Q_p = \frac{3,025A}{(278 + A)^{0.78}}$ เมื่อ $Q_p$ = ขนาดน้ำท่วมสูงสุด $A$ = พื้นที่ลุ่มน้ำ	ใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำต่าง ๆ ของประเทศอินเดียและทั่วโลก

ผู้พัฒนา	รูปแบบสมการเอมไพริกัล	พื้นที่ลุ่มน้ำ
CWC	$Q_p = A[aT_p]^b$ <p>เมื่อ <math>Q_p</math> = ขนาดน้ำท่วมสูงสุด  <math>A</math> = พื้นที่ลุ่มน้ำ  <math>T_p</math> = เวลาที่เกิดน้ำท่วมสูงสุด  <math>a, b</math> = พารามิเตอร์</p> $T_c = c[L_c / \sqrt{S}]^d$	ใช้กับพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็ก และขนาดกลางโดยมีขนาดพื้นที่ไม่เกิน 250 ตารางกิโลเมตรในประเทศอินเดีย

#### 8.4 เอกสารอ้างอิง (References)

วรารุช วุฒิวณิชย์, ทองเปลว กองจันทร์, และวัชระ เสือดี. (2550). *อุทกวิทยาประยุกต์ทางวิศวกรรม*.

กรุงเทพฯ: สมาคมศิษย์เก่าวิศวกรรมชลประทานในพระบรมราชูปถัมภ์.

Asawa, G.L. (2005). *Irrigation and water resources engineering*. New Delhi: New Age International Publishers.

Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.

## การวิเคราะห์กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Analysis of Unit Hydrograph)

### 9.1 บทนำ (Introduction)

ในงานด้านการออกแบบและวางแผนบริหารจัดการทรัพยากรน้ำเพื่อบรรเทาทั้งปัญหาอุทกภัยหรือภัยแล้งนั้น อาจกล่าวได้ว่าข้อมูลปริมาณน้ำท่าซึ่งโดยทั่วไปจะติดตั้งสถานีตรวจวัดตามจุดต่าง ๆ ที่สำคัญของแม่น้ำนั้นนับเป็นฐานข้อมูลที่สำคัญที่จะต้องนำมาวิเคราะห์ ทั้งนี้เพื่อประกอบการพิจารณาและตัดสินใจที่เหมาะสมในการพัฒนาโครงการทรัพยากรน้ำหรือบริหารจัดการน้ำให้เกิดเหมาะสม อย่างไรก็ตาม ภัยข้อจำกัดที่ไม่สามารถตรวจวัดข้อมูลน้ำท่าได้ครอบคลุมทุกพื้นที่โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณพื้นที่ต้นน้ำทำให้บางครั้งจำเป็นต้องหาวิธีการอื่นทดแทนเพื่อให้ได้ข้อมูลน้ำท่าดังกล่าวมาใช้งาน การวิเคราะห์กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยจึงเป็นวิธีการหนึ่งในการประมาณค่าปริมาณน้ำท่าผิวดินจากข้อมูลฝนส่วนเกินที่ตกลงในพื้นที่ โดยรายละเอียดของการวิเคราะห์ได้กล่าวไว้ในเนื้อหาของบทนี้

### 9.2 การวิเคราะห์กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Analysis of Unit Hydrograph)

#### 9.2.1 คำจำกัดความ (Definition)

กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Unit Hydrograph) หมายถึง กราฟน้ำท่าผิวดิน (Direct Runoff Hydrograph) ที่เกิดจากฝนส่วนเกิน (Excess Rainfall) จำนวน 1 หน่วย ซึ่งในที่นี้อาจจะหมายถึง 1 มิลลิเมตร หรือ 1 เซนติเมตร หรือ 1 นิ้ว เป็นต้น และตกกระจายสม่ำเสมอทั่วทั้งลุ่มน้ำด้วยอัตราคงที่ในช่วงเวลา 1 หน่วย ด้วยเหตุนี้ช่วงเวลาการตกของฝนที่นำมาใช้ในการวิเคราะห์จะต้องสั้นพอที่ให้ค่าความเข้มฝนคงที่ตลอดช่วงเวลานั้น ในขณะที่เดียวกันพื้นที่ลุ่มน้ำจะต้องไม่ใหญ่เกินตามข้อสมมุติฐานที่ฝนตกกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่ (วรารุช วุฒิวณิช และคณะ, 2550)

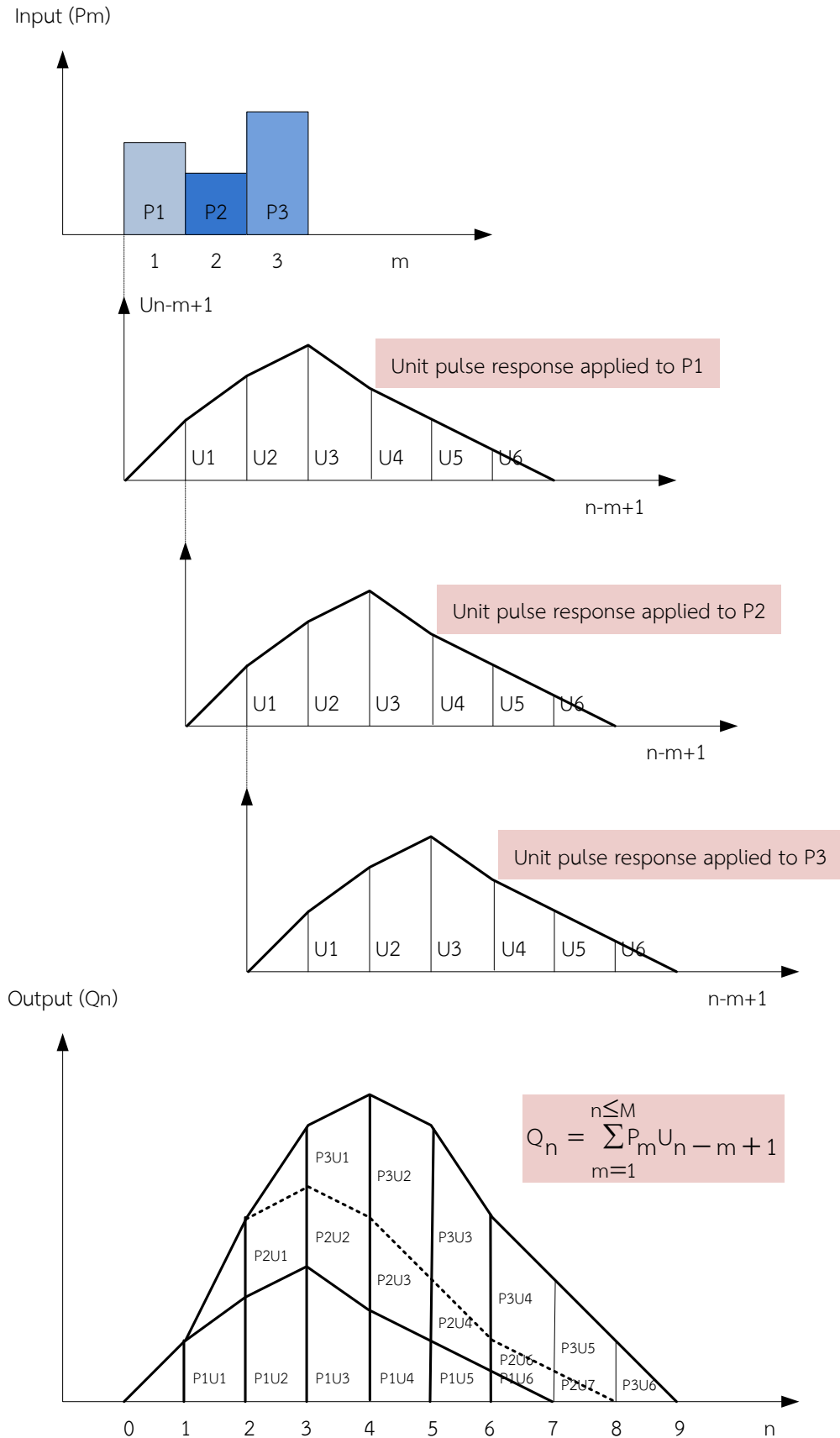
#### 9.2.2 ข้อสมมุติฐาน (Assumptions)

หลักการสร้างกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยมีข้อสมมุติฐานที่สำคัญดังนี้คือ

- (1) ฝนส่วนเกินมีค่าความเข้มฝนคงที่ตลอดช่วงเวลาที่ใช้วิเคราะห์และตกกระจายอย่างสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำ
- (2) ลุ่มน้ำมีลักษณะเป็นไปตามกฎของการเคลื่อนย้ายตำแหน่งและสัดส่วน (Principles of Superposition and Proportionality) กล่าวคือ หากฝนส่วนเกินเพิ่มขึ้น 2 หน่วย กราฟน้ำท่าที่ช่วงเวลาต่าง ๆ ก็เพิ่มขึ้นเป็น 2 เท่า และหากเวลาที่เกิดฝนส่วนเกินเลื่อนไป 1 ชั่วโมง กราฟน้ำท่าก็จะเลื่อนเวลาไป 1 ชั่วโมงโดยที่ลักษณะกราฟน้ำท่ายังคงเหมือนเดิม ซึ่งกรณีดังกล่าวจะเป็นจริงก็ต่อเมื่อลุ่มน้ำไม่สามารถเก็บกักน้ำบนผิวดินได้มากนัก
- (3) ลักษณะของกลุ่มน้ำและแม่น้ำไม่เปลี่ยนแปลงไปตามเวลา

### 9.2.3 สมการการวิเคราะห์น้ำท่าหนึ่งหน่วย (Unit Hydrograph Derivation)

การวิเคราะห์กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสามารถประยุกต์สมการ Discrete Convolution ได้หากมีการตรวจวัดหรือวิเคราะห์ข้อมูลฝนส่วนเกิน (Excess Rainfall) และข้อมูลน้ำท่าผิวดิน (Direct Runoff) ไว้แล้ว โดยสมมติว่ามีฝนส่วนเกิน  $M$  ลูก ตกติดต่อกันในพื้นที่ลุ่มน้ำด้วยอัตราการตกคงที่ในแต่ละช่วงเวลา และมีการตรวจวัดข้อมูลปริมาณน้ำท่าผิวดินจำนวน  $N$  ช่วงเวลาในช่วงที่เกิดฝนส่วนเกิน ฝนแต่ละลูกทำให้เกิดน้ำท่าผิวดินที่ช่วงเวลาต่าง ๆ ในปริมาณที่ต่างกัน หรือให้กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่ต่างกันและเกิดขึ้นที่ช่วงเวลาต่างกันดังแสดงในรูปที่ 9.1 ดังนั้นผลรวมทั้งหมดของผลคูณระหว่างปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่เกิดจากฝนที่ตกคนละลูกที่ช่วงเวลาต่าง ๆ กับปริมาณฝนส่วนเกินจึงเป็นปริมาณน้ำท่าผิวดินที่ช่วงเวลาต่าง ๆ นั้นเองดังแสดงในสมการที่ 9.1 (Chow et al., 1988)



รูปที่ 9.1 แนวคิดในการพัฒนาสมการ Discrete Convolution



$$Q_n = \sum_{m=1}^{n \leq M} P_m U_{n-m+1} \quad \text{-----(9.1)}$$

เมื่อ  $Q_n$  = ปริมาณน้ำท่าผิวดิน (Direct Runoff)  
 $P_m$  = ปริมาณฝนส่วนเกิน (Excess Rainfall)  
 $U_{n-m+1}$  = ปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Unit Hydrograph) ที่ช่วงเวลาสุดท้าย  $n-m+1$

หรือสรุปสมการในการคำนวณหาปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วยได้ในตารางที่ 9.1

**ตารางที่ 9.1** สรุปสมการในการคำนวณหาปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วย

Set of Equations
$Q_1 = P_1 U_1$
$Q_2 = P_2 U_1 + P_1 U_2$
$Q_3 = P_3 U_1 + P_2 U_2 + P_1 U_3$
⋮
$Q_M = P_M U_1 + P_{M-1} U_2 + P_{M-2} U_3 + \dots + P_1 U_M$
$Q_{M+1} = 0 + P_M U_2 + P_{M-1} U_3 + \dots + P_2 U_M + P_1 U_{M+1}$
⋮
$Q_{N-1} = 0 + 0 + \dots + 0 + 0 + \dots + P_M U_{N-M} + P_{M-1} U_{N-M+1}$
$Q_N = 0 + 0 + \dots + 0 + 0 + \dots + 0 + P_{M-1} U_{N-M+1}$

**ตัวอย่างที่ 9.1** ให้คำนวณหาปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่ช่วงเวลาครึ่งชั่วโมง โดยมีข้อมูลฝนส่วนเกินและน้ำท่าผิวดินแสดงในตารางที่ 9.2

**ตารางที่ 9.2** ข้อมูลฝนส่วนเกินและน้ำท่าผิวดินสำหรับใช้ในการคำนวณ

Time (1/2 hr)	Excess Rainfall (in)	Direct Runoff (cfs)
1	1.06	428
2	1.93	1,923
3	1.81	5,297
4		9,131
5		10,625

Time (1/2 hr)	Excess Rainfall (in)	Direct Runoff (cfs)
6		7,834
7		3,921
8		1,846
9		1,402
10		830
11		313

**วิธีทำ** ประยุกต์สมการ Discrete Convolution เพื่อคำนวณหาปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่ช่วงเวลาต่าง ๆ ดังนี้

$$U_1 = \frac{Q_1}{P_1} = \frac{428}{1.06} = 404 \text{ cfs/in}$$

$$U_2 = \frac{Q_2 - P_2 U_1}{P_1} = \frac{1,923 - 1.93 \times 404}{1.06} = 1,079 \text{ cfs/in}$$

$$U_3 = \frac{Q_3 - P_3 U_1 - P_2 U_2}{P_1} = \frac{5,297 - 1.81 \times 404 - 1.93 \times 1,079}{1.06} = 2,343 \text{ cfs/in}$$

ในการทำงานเดียวกันสามารถประยุกต์สมการ Discrete Convolution เพื่อคำนวณหาปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่ช่วงเวลาต่าง ๆ ที่เหลือจะได้

$$U_4 = \frac{9,131 - 1.81 \times 1,079 - 1.93 \times 2,343}{1.06} = 2,506 \text{ cfs/in}$$

$$U_5 = \frac{10,625 - 1.81 \times 2,343 - 1.93 \times 2,506}{1.06} = 1,460 \text{ cfs/in}$$

$$U_6 = \frac{7,834 - 1.81 \times 2,506 - 1.93 \times 1,460}{1.06} = 453 \text{ cfs/in}$$

$$U_7 = \frac{3,921 - 1.81 \times 1,406 - 1.93 \times 453}{1.06} = 381 \text{ cfs/in}$$

$$U_8 = \frac{1,846 - 1.81 \times 453 - 1.93 \times 381}{1.06} = 274 \text{ cfs/in}$$

$$U_9 = \frac{1,402 - 1.81 \times 381 - 1.93 \times 274}{1.06} = 173 \text{ cfs/in}$$

**ตารางที่ 9.3** ผลการคำนวณปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่ช่วงเวลาต่าง ๆ

n	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$U_n$ (cfs/in)	404	1,079	2,343	2,506	1,460	453	381	274	173

### 9.2.4 การประยุกต์ใช้กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Unit Hydrograph Derivation)

ปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่ได้จากการวิเคราะห์ข้างต้นจะนำมาประยุกต์ใช้ในการหากราฟปริมาณน้ำท่าผิวดิน (Direct Runoff Hydrograph) และกราฟปริมาณน้ำท่าที่ไหลในลำน้ำ (Streamflow Hydrograph) ด้วยเหตุนี้ไฮเอทโตกราฟของข้อมูลฝน (Rainfall Hyetograph) ที่ทำการตรวจวัดจริงในภาคสนามจะถูกนำมาใช้ ในขณะที่เดียวกันต้องทำการประมาณค่าการสูญเสียน้ำจากการไหลซึมลงดิน (Abstraction/Loss) เพื่อนำมาใช้ในการวิเคราะห์ฝนส่วนเกิน (Excess Rainfall) จากนั้นประยุกต์ใช้สมการ Discrete Convolution อีกครั้งเพื่อคำนวณหาปริมาณน้ำท่าผิวดินที่ช่วงเวลาต่าง ๆ เมื่อนำค่าที่ได้มาพล็อตเทียบกับช่วงเวลาทำการวิเคราะห์ก็จะได้กราฟปริมาณน้ำท่าผิวดิน ในขณะที่ค่าปริมาณน้ำท่าที่ไหลในลำน้ำหาได้จากผลรวมของปริมาณน้ำท่าผิวดินกับปริมาณการไหลฐาน (Base Flow) ดังนั้นเมื่อนำค่าที่คำนวณได้มาพล็อตเทียบกับช่วงเวลาจะได้กราฟปริมาณน้ำท่าที่ไหลในลำน้ำนั่นเอง

**ตัวอย่างที่ 9.2** ให้สร้างกราฟปริมาณน้ำท่าที่ไหลในลำน้ำในช่วงที่เกิดพายุฝนโดยมีฝนส่วนเกินทั้งหมดจำนวน 6 นิ้ว กล่าวคือ 2 นิ้วในช่วงครึ่งชั่วโมงแรก 3 นิ้วในช่วงครึ่งชั่วโมงที่สอง และอีก 1 นิ้วในช่วงครึ่งชั่วโมงที่สาม และใช้ข้อมูลปริมาณน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่ช่วงเวลาครึ่งชั่วโมงซึ่งคำนวณได้จากตัวอย่างที่ 9.1 ทั้งนี้กำหนดให้ปริมาณการไหลฐานที่ค่าคงที่เท่ากับ 500 ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที นอกจากนี้ให้ตรวจสอบว่าความลึกของปริมาณน้ำท่าผิวดินมีค่าเท่ากับปริมาณฝนส่วนเกินทั้งหมดหรือไม่ เมื่อกำหนดให้พื้นที่ลุ่มน้ำมีค่าเท่ากับ 7.03 ตารางไมล์

**วิธีทำ** จากสมการ Discrete Convolution จะได้

$$Q_1 = P_1 U_1 = 2.00 \times 404 = 808 \text{ cfs}$$

$$Q_2 = P_2 U_1 + P_1 U_2 = 3.00 \times 404 + 2.00 \times 1,079 = 1,212 + 2,158 = 3,370 \text{ cfs}$$

$$\begin{aligned} Q_3 &= P_3 U_1 + P_2 U_2 + P_1 U_3 = 1.00 \times 404 + 3.00 \times 1,079 + 2.00 \times 2,343 \\ &= 404 + 3,237 + 4,686 = 8,327 \text{ cfs} \end{aligned}$$

หรือสามารถจัดเรียงข้อมูลฝนส่วนเกินและปริมาณน้ำท่าหนึ่งดังแสดงในตารางที่ 9.3 เพื่อใช้ในการคำนวณปริมาณน้ำท่าผิวดินซึ่งได้จากผลรวมทั้งหมดของเทอม  $P \times U$  ในแต่ละช่วงเวลา

ตัวอย่างที่ 9.3 ผลการคำนวณปริมาณน้ำท่าผิวดินและปริมาณน้ำท่าที่ไหลในลำน้ำที่ช่วงเวลาต่าง ๆ

Time (1/2 hr)	Excess Precipitation (in)	Unit Hydrograph Ordinates (cfs/in)									Direct Runoff (cfs)	Streamflow (cfs)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9		
		404	1,079	2,343	2,506	1,460	453	381	274	173		
N=1	2.00	808									808	1,308
2	3.00	1,212	2,158								3,370	3,870
3	1.00	404	3,237	4,686							8,327	8,827
4			1,079	7,029	5,012						13,120	13,620
5				2,343	7,518	2,920					12,781	13,281
6					2,506	4,380	906				7,792	8,292
7						1,460	1,359	762			3,581	4,081
8							453	1,143	548		2,144	2,644
9								381	822	346	1,549	2,049
10									274	519	793	1,293
11										173	173	673

Baseflow = 500 cfs

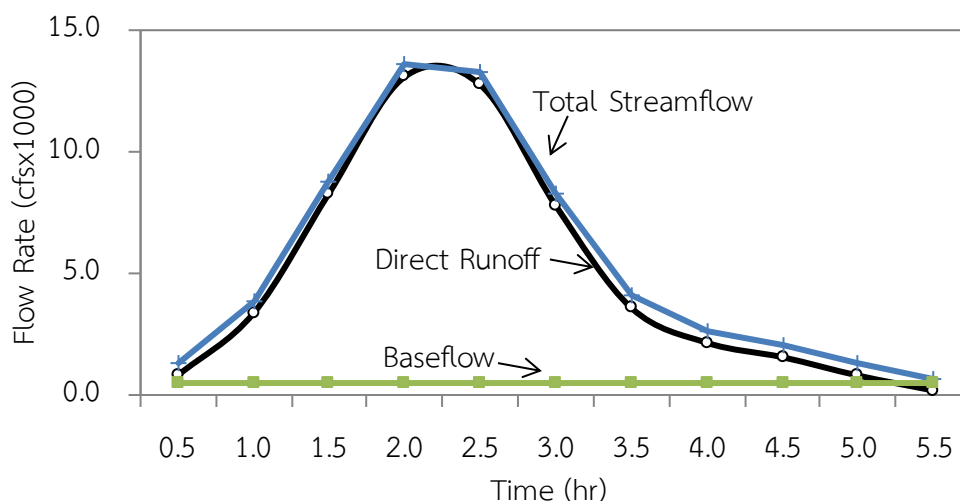
เมื่อนำผลที่ได้จากการคำนวณข้างต้นมาพล็อตจะได้กราฟปริมาณน้ำท่าผิวดินและกราฟปริมาณน้ำท่าที่ช่วงเวลาครึ่งชั่วโมงดังแสดงในรูปที่ 9.2 และคำนวณหาปริมาตรน้ำท่าผิวดินทั้งหมด (Total Direct Runoff Volume) จะได้

$$V_d = \sum_{n=1}^N Q_N \Delta t = 54,438 \times 0.5 \text{ cfs.hr} = 54,438 \times 0.5 \times 3,600 = 9.8 \times 10^7 \text{ ft}^3$$

คำนวณหาความลึกของปริมาณน้ำท่าผิวดินจะได้

$$r_d = \frac{V_d}{A} = \frac{9.8 \times 10^7}{(7.03 \times 5,280^2)} = 0.50 \text{ ft} = 6.00 \text{ in}$$

ซึ่งความลึกของปริมาณน้ำท่าผิวดินมีค่าเท่ากับปริมาณฝนส่วนเกินทั้งหมด



รูปที่ 9.2 กราฟปริมาณน้ำท่าผิวดินและกราฟปริมาณน้ำท่าที่ช่วงเวลาครึ่งชั่วโมง

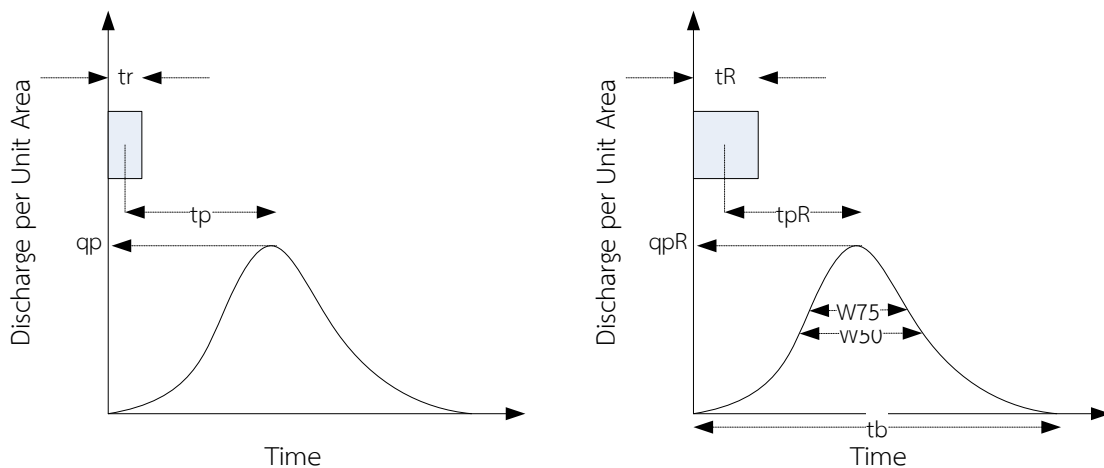
### 9.3 การวิเคราะห์กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์ (Analysis of Synthetic Unit Hydrograph)

กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วย (Unit Hydrograph) พัฒนารูปร่างขึ้นมาจากข้อมูลฝนและข้อมูลอัตราการไหลของน้ำในลำน้ำที่มีการตรวจวัดข้อมูลไว้เพื่อนำมาหาความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลฝนในรูปของข้อมูลฝนส่วนเกิน (Excess Rainfall) กับข้อมูลอัตราการไหลของน้ำในลำน้ำที่ไหลมาจากผิวดินหรือน้ำท่าผิวดิน (Direct Runoff) หรือกล่าวได้ว่าสามารถทำนายข้อมูลปริมาณน้ำท่าผิวดินที่ไหลลงสู่ลำน้ำได้จากข้อมูลฝนส่วนเกินนั่นเอง อย่างไรก็ตามสำหรับลุ่มน้ำที่ไม่ได้มีการตรวจวัดข้อมูลอัตราการไหลของน้ำไว้สามารถพัฒนากราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์ (Synthetic Unit Hydrograph) เพื่อนำมาใช้ในการคาดการณ์ปริมาณ

น้ำท่าในลำน้ำได้ โดยทั่วไปแล้ววิธีในการสร้างกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์มีอยู่ด้วยกันหลายวิธี อย่างไรก็ตามวิธีที่มีชื่อเสียงและได้รับความนิยมได้แก่ วิธีของ Snyder และวิธี SCS แบบไร้มิติ โดยมีรายละเอียดที่สำคัญดังนี้ (Chow et al., 1988)

**9.3.1 วิธีของ Snyder (Snyder’s Method)**

Snyder ได้ทำการสำรวจข้อมูลอุทกวิทยาในลุ่มน้ำ Appalachian Highlands ของประเทศสหรัฐอเมริกาในปี ค.ศ. 1938 ซึ่งมีขนาดตั้งแต่ 30-30,000 ตารางกิโลเมตร และพบความสัมพันธ์ของพารามิเตอร์ต่าง ๆ ที่สำคัญได้แก่ อัตราการไหลสูงสุด (Peak Discharge) ช่วงเวลาที่น้ำเดินทางในลุ่มน้ำ (Basin Lag Time) เวลาฐาน (Base Time) ความกว้างของกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่ 50% และ 75% ของอัตราการไหลสูงสุด ด้วยเหตุนี้ Snyder จึงได้จัดแบ่งกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยออกเป็น 2 ประเภทคือ กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยมาตรฐาน (Standard Unit Hydrograph) และกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์ที่ต้องการ (Required Unit Hydrograph) ดังแสดงในรูปที่ 9.3



(1) กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยมาตรฐาน

(2) กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์

**รูปที่ 9.3** พารามิเตอร์ที่สำคัญของกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยวิธี Snyder

สำหรับกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยมาตรฐานนั้น Snyder กำหนดให้เวลาที่น้ำเดินทางในลุ่มน้ำ (Basin Lag Time,  $t_p$ ) โดยวัดตั้งแต่เวลาที่จุดกึ่งกลางของฝนส่วนเกินจนกระทั่งถึงเวลาที่ให้เกิดอัตราการไหลสูงสุดจะต้องเท่ากับ 5.5 เท่าของช่วงเวลาที่มีฝนส่วนเกินตกติดต่อกันด้วยความเข้มสม่ำเสมอ (Rainfall Duration Time,  $t_r$ ) ดังสมการ

$$t_p = 5.5t_r \text{ -----(9.2)}$$

โดยที่สามารถประมาณค่า  $t_p$  ได้จาก

$$t_p = C_1 C_t (LL_c)^{0.3} \quad \text{-----}(9.3)$$

- เมื่อ  $C_1$  = ค่าคงที่เท่ากับ 0.75 และ 1.00 สำหรับระบบเมตริกซ์และระบบอังกฤษตามลำดับ  
 $C_t$  = ค่าพารามิเตอร์ของข้อมูลลุ่มน้ำ  
 $L$  = ความยาวของลำน้ำสายหลัก (ตารางกิโลเมตร)  
 $L_c$  = ความยาวของลำน้ำสายหลักวัดจากจุดศูนย์กลางของลุ่มน้ำถึงจุดออก (กิโลเมตร)

และสามารถประเมินค่าอัตราการไหลสูงสุดของกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยมาตรฐานได้จาก

$$q_p = \frac{C_2 C_p A}{t_p} \quad \text{-----}(9.4)$$

- เมื่อ  $C_2$  = ค่าคงที่เท่ากับ 2.75 และ 640.00 สำหรับระบบเมตริกซ์และระบบอังกฤษตามลำดับ  
 $C_p$  = ค่าพารามิเตอร์ของข้อมูลลุ่มน้ำ

สำหรับกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์ของ Snyder นั้นจะกำหนดให้

$$t_p = 5.5t_r \quad \text{-----}(9.5)$$

$$t_R = t_r \quad \text{-----}(9.6)$$

$$t_{pR} = t_p \quad \text{-----}(9.7)$$

$$q_{pR} = q_p \quad \text{-----}(9.8)$$

$$t_p = t_{pR} + \frac{t_r - t_R}{4} \quad \text{-----}(9.9)$$

$$q_{pR} = \frac{q_p t_p}{t_{pR}} \text{-----}(9.10)$$

$$t_b = \frac{C_3}{q_{pR}} \text{-----}(9.11)$$

$$W = C_w q_{pR}^{-1.08} \text{-----}(9.12)$$

**ตัวอย่างที่ 9.3** ข้อมูลลุ่มน้ำแห่งหนึ่งประกอบด้วย  $L = 150$  กิโลเมตร  $L_c = 75$  กิโลเมตร และพื้นที่รับน้ำขนาด 3,500 ตารางกิโลเมตร และจากข้อมูลกราฟน้ำท่าของลุ่มน้ำแห่งนี้พบว่า  $t_R = 12$  ชั่วโมง  $t_{pR} = 34$  ชั่วโมง และอัตราการไหลสูงสุด  $Q_{pR} = 157.5$  ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที ให้หาค่าสัมประสิทธิ์  $C_t$  และ  $C_p$  ของกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์ของลุ่มน้ำแห่งนี้

**วิธีทำ** (1) คำนวณค่าสัมประสิทธิ์  $C_t$

จากข้อมูลที่กำหนดให้พบว่า  $5.5t_p = 5.5 \times 12 = 66$  ชั่วโมง ซึ่งมีค่าแตกต่างกันค่อนข้างมากเมื่อเปรียบเทียบกับ  $t_{pR} = 34$  ชั่วโมง

$$\text{ดังนั้น } t_p = t_{pR} + \frac{t_r - t_R}{4} = 34 + \frac{tr - 12}{4}$$

แทนค่า  $tr = tp/5.5$  จากนั้นแก้สมการหาค่า  $tp$  จะได้  $tp = 32.5$  ชั่วโมง ดังนั้น  $tr = tp/5.5 = 32.5/5.5 = 5.9$  ชั่วโมง

$$t_p = C_1 C_t (LL_c)^{0.3} \text{ ชั่วโมง}$$

$$32.5 = 0.75 C_t (150 \times 75)^{0.3}$$

$$\text{จะได้ } C_t = 2.64$$

$$\text{ค่าอัตราการไหลสูงสุดต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ } q_{pR} = \frac{Q_{pR}}{A} = \frac{157.5}{3,500} = 0.045 \text{ ลูกบาศก์}$$

เมตรต่อวินาทีต่อตารางกิโลเมตร

(2) คำนวณค่าสัมประสิทธิ์  $C_p$

$$q_p = q_{pR} \text{ และ } t_p = t_{pR}$$

$$q_{pR} = \frac{C_2 C_p}{t_{pR}}$$

แทนค่า  $q_{pR}$  และ  $t_{pR}$  จะได้



$$0.045 = \frac{2.75C_p}{34.0}$$

จะได้  $C_p = 0.56$

**ตัวอย่างที่ 9.4** สร้างกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์ที่ช่วงเวลา 6 ชั่วโมงของกลุ่มน้ำซึ่งมีพื้นที่ขนาด 2,500 ตารางกิโลเมตร มีความยาว  $L = 100$  กิโลเมตร และ  $L_c = 50$  กิโลเมตร โดยกลุ่มน้ำนี้เป็นกลุ่มน้ำย่อยของกลุ่มน้ำในตัวอย่างที่ 9.3

**วิธีทำ** (1) ข้อมูลกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยมาตรฐาน

$$C_t = 2.65 \text{ และ } C_p = 0.56$$

$$t_p = C_1 C_t (LL_c)^{0.3} = 0.75 \times 2.64 \times (100 \times 50)^{0.3} \text{ ชั่วโมง}$$

$$t_r = \frac{t_p}{5.5} = \frac{25.5}{5.5} = 4.64 \text{ ชั่วโมง}$$

$$q_p = \frac{C_2 C_p}{t_p} = \frac{2.75 \times 0.56}{25.5} = 0.0604 \text{ ลูกบาศก์เมตรต่อวินาทีต่อตารางกิโลเมตร}$$

(2) ข้อมูลกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์

$$t_R = 6 \text{ ชั่วโมง}$$

$$t_p = t_{pR} + \frac{t_r - t_R}{4} \text{ จะได้}$$

$$t_{pR} = 25.5 - \frac{(4.64 - 6)}{4} = 25.8 \text{ ชั่วโมง}$$

$$q_{pR} = \frac{q_p t_p}{t_{pR}} = \frac{0.0604 \times 25.5}{25.8} = 0.0597 \text{ ลูกบาศก์เมตรต่อวินาทีต่อตารางกิโลเมตร}$$

ดังนั้นอัตราการไหลสูงสุด  $Q_{pR} = q_{pR} \times A = 0.0597 \times 2,500 = 149.2$  ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที

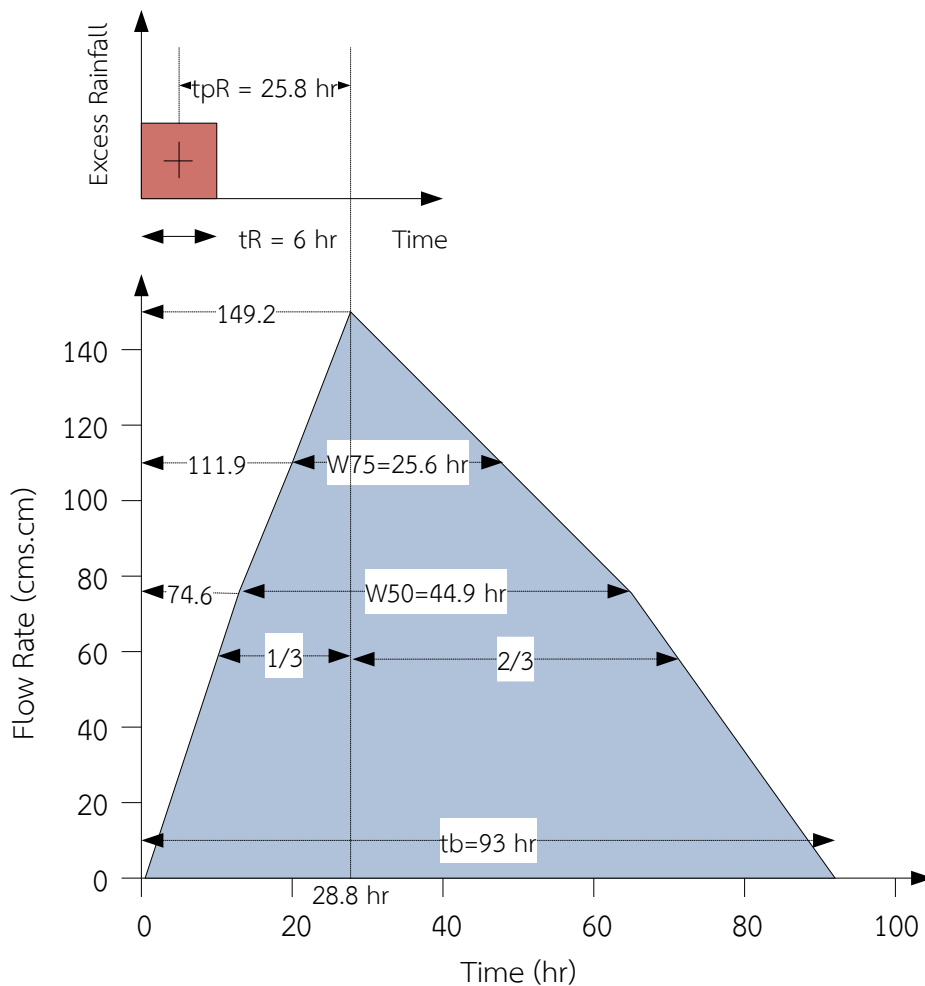
(3) ความกว้างและความยาวฐานของกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์

$$\text{ที่ } 75\% \text{ ของ } q_{pR} \text{ จะได้ } W_{75\%} = C_w q_{pR}^{-1.08} = 1.22 \times 0.0597^{-1.08} = 25.6 \text{ ชั่วโมง}$$

$$\text{ที่ } 50\% \text{ ของ } q_{pR} \text{ จะได้ } W_{50\%} = C_w q_{pR}^{-1.08} = 2.14 \times 0.0597^{-1.08} = 44.9 \text{ ชั่วโมง}$$

$$t_b = \frac{C_3}{q_{pR}} = \frac{5.56}{0.0597} = 93 \text{ ชั่วโมง}$$

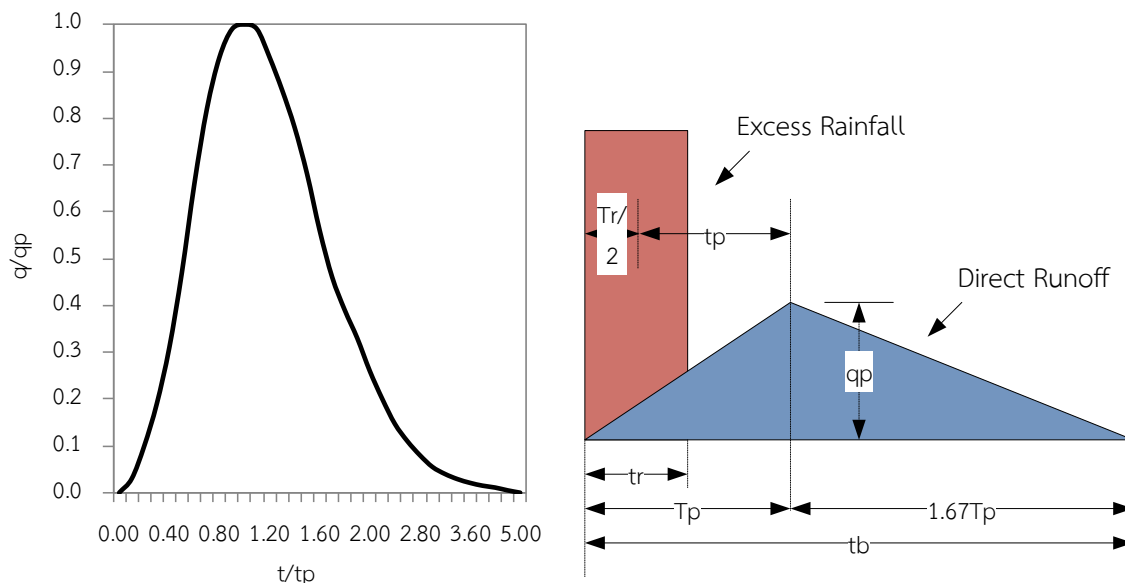
ลักษณะของกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยที่ได้แสดงในรูปที่ 9.4



รูปที่ 9.4 กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์โดยวิธี Snyder

### 9.3.2 วิธีของ SCS แบบไร้มิติ (SCS Dimensionless Method)

วิธี SCS แบบไร้มิตินำเสนอการสร้างกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์ของกลุ่มน้ำใด ๆ โดยอาศัยกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยแบบไร้มิติที่พัฒนาขึ้นโดยหน่วยงานอนุรักษ์ดินของประเทศสหรัฐอเมริกา (US Soil Conservation Service, SCS) ซึ่งกำหนดให้อัตราการไหลอยู่ในรูปของอัตราส่วนระหว่างอัตราการไหล (Discharge,  $Q$ ) ต่ออัตราการไหลสูงสุด (Peak Discharge,  $Q_p$ ) และเวลาอยู่ในรูปของอัตราส่วนเวลา (Time,  $t$ ) ต่อเวลาที่อัตราการไหลเพิ่มขึ้นสูงสุด (Time to Peak,  $T_p$ ) โดยค่าอัตราส่วนดังกล่าวได้มาจากการศึกษาและสำรวจคุณลักษณะที่สำคัญของกลุ่มน้ำทั้งขนาดเล็กและขนาดใหญ่จำนวนมากในประเทศสหรัฐอเมริกา สำหรับความสัมพันธ์ระหว่างค่าอัตราส่วนของข้อมูลอัตราการไหลและอัตราส่วนของข้อมูลเวลาแสดงในรูปที่ 9.5 และตารางที่ 9.1



**รูปที่ 9.5** ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างอัตราส่วนของข้อมูลอัตราการไหลและอัตราส่วนของข้อมูลเวลาของวิธี SCS แบบไร้มิติ

จากผลการศึกษาพบว่าเวลาฐาน (Base Time,  $T_b$ ) ของกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์โดยวิธี SCS แบบไร้มิตินี้มีค่าประมาณ 5 เท่าของ  $T_p$  และ Inflection Point บนโค้งส่วนลดจะเกิดที่ประมาณ 1.67 เท่าของ  $T_p$  ในขณะเดียวกันยังพบว่ากราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์โดยวิธี SCS แบบไร้มิตินี้มีลักษณะรูปร่างคล้ายรูปสามเหลี่ยม ด้วยเหตุนี้การประเมินค่าพารามิเตอร์ต่าง ๆ จะอ้างอิงจากรูปสามเหลี่ยมดังนี้คือ

(1) เวลาที่อัตราการไหลเพิ่มขึ้นสูงสุด (Time to Peak,  $T_p$ ) ประมาณค่าจาก

$$T_p = \frac{T_r}{2} + t_p \tag{9.13}$$

โดยที่  $T_r$  = ช่วงเวลาที่ฝนส่วนเกินตกติดต่อกันด้วยความเข้มสม่ำเสมอ

$t_p$  = เวลาที่น้ำเดินทางในลุ่มน้ำ (Basin Lag Time) โดยวัดตั้งแต่เวลาที่จุดกึ่งกลางของฝนส่วนเกินจนกระทั่งถึงเวลาที่ทำให้เกิดอัตราการไหลสูงสุด โดยทั่วไปจะมีค่าประมาณ 0.60 เท่าของช่วงเวลาที่ฝนตก (Time of Concentration,  $T_c$ )

$$t_p \approx 0.6T_c \tag{9.14}$$

(2) อัตราการไหลสูงสุด (Peak Discharge,  $Q_p$ ) คำนวณได้จาก

$$Q_p = \frac{CA}{T_p} \quad \text{-----}(9.15)$$

โดยที่  $C$  = ค่าสัมประสิทธิ์โดยมีค่าเท่ากับ 2.08 และ 483.4 สำหรับระบบเมตริกซ์และระบบ  
อังกฤษตามลำดับ

$A$  = พื้นที่ลุ่มน้ำ

(3) เวลาฐาน (Base Time,  $T_b$ ) สามารถประมาณค่าได้จาก

$$T_b = T_p + 1.67T_p \quad \text{-----}(9.16)$$

**ตารางที่ 9.1** ความสัมพันธ์ระหว่างค่าอัตราส่วนของข้อมูลอัตราการไหลและอัตราส่วนของข้อมูลเวลา  
ของวิธี SCS แบบไร้มิติ

Time Ratios ( $t/t_p$ )	Discharge Ratios ( $q/q_p$ )	Mass Curve Ratios ( $Q_a/Q$ )	Time Ratios ( $t/t_p$ )	Discharge Ratios ( $q/q_p$ )	Mass Curve Ratios ( $Q_a/Q$ )
0.0	0.000	0.000	1.6	0.560	0.751
0.1	0.030	0.001	1.7	0.460	0.790
0.2	0.100	0.006	1.8	0.390	0.822
0.3	0.190	0.012	1.9	0.330	0.849
0.4	0.310	0.035	2.0	0.280	0.871
0.5	0.470	0.065	2.2	0.207	0.908
0.6	0.660	0.107	2.4	0.147	0.934
0.7	0.820	0.163	2.6	0.107	0.953
0.8	0.930	0.228	2.8	0.077	0.967
0.9	0.990	0.300	3.0	0.055	0.977
1.0	1.000	0.375	3.2	0.040	0.984
1.1	0.990	0.450	3.4	0.029	0.989
1.2	0.930	0.522	3.6	0.021	0.993
1.3	0.860	0.589	3.8	0.015	0.995

Time Ratios ( $t/t_p$ )	Discharge Ratios ( $q/q_p$ )	Mass Curve Ratios ( $Q_a/Q$ )	Time Ratios ( $t/t_p$ )	Discharge Ratios ( $q/q_p$ )	Mass Curve Ratios ( $Q_a/Q$ )
1.4	0.780	0.650	4.0	0.011	0.997
1.5	0.680	0.700	4.5	0.005	0.999
			5.0	0.000	1.000

**ตัวอย่างที่ 9.5** ให้สร้างกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์ที่ช่วงเวลา 10 นาที ของลุ่มน้ำที่มีขนาด 3 ตารางกิโลเมตร และเวลา  $T_c$  เท่ากับ 1.25 ชั่วโมง

**วิธีทำ**

$$t_r = 10 \text{ นาที} = 0.166 \text{ ชั่วโมง}$$

$$t_p = 0.6T_c = 0.6 \times 1.25 = 0.75 \text{ ชั่วโมง}$$

$$T_p = \frac{T_r}{2} + t_p = \frac{0.166}{2} + 0.75 = 0.833 \text{ ชั่วโมง}$$

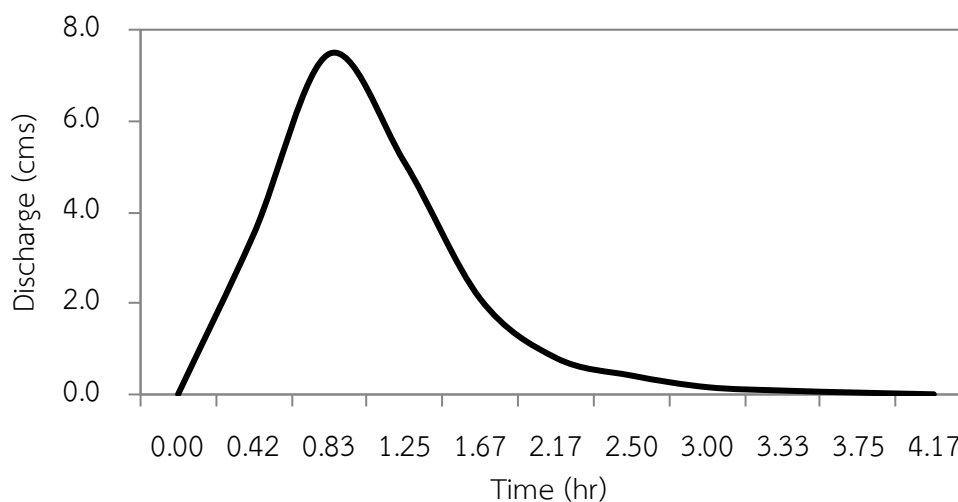
$$Q_p = \frac{CA}{T_p} = \frac{2.08 \times 3.0}{0.833} = 7.49 \text{ ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที}$$

$$T_b = T_p + 1.67T_p = 2.67T_p = 2.67 \times 0.833 = 2.22 \text{ ชั่วโมง}$$

**ตารางที่ 9.2** ผลการคำนวณกราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์ที่ช่วงเวลา 10 นาที

$t/T_p$	T (hr)	$Q/Q_p$	Q (cms)
0	0	0	0
0.5	0.417	0.470	3.520
1	0.833	1.000	7.49
1.5	1.250	0.680	5.093
2	1.666	0.280	2.097
2.6	2.166	0.107	0.801
3	2.499	0.055	0.412
3.6	2.999	0.021	0.157
4	3.332	0.011	0.082
4.5	3.749	0.005	0.037
5	4.165	0	0

เมื่อนำค่าอัตราการไหลมาพล็อตเทียบกับเวลาจะได้กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์โดยวิธี SCS แบบไร้มิติดังนี้



รูปที่ 9.6 กราฟน้ำท่าหนึ่งหน่วยสังเคราะห์โดยวิธี SCS แบบไร้มิติ

#### 9.4 เอกสารอ้างอิง (References)

วรารุช วุฒิวิณชัย, ทองเปลว กองจันทร์, และวัชระ เสือดี. (2550). *อุทกวิทยาประยุกต์ทางวิศวกรรม*.

กรุงเทพฯ: สมาคมศิษย์เก่าวิศวกรรมชลประทานในพระบรมราชูปถัมภ์.

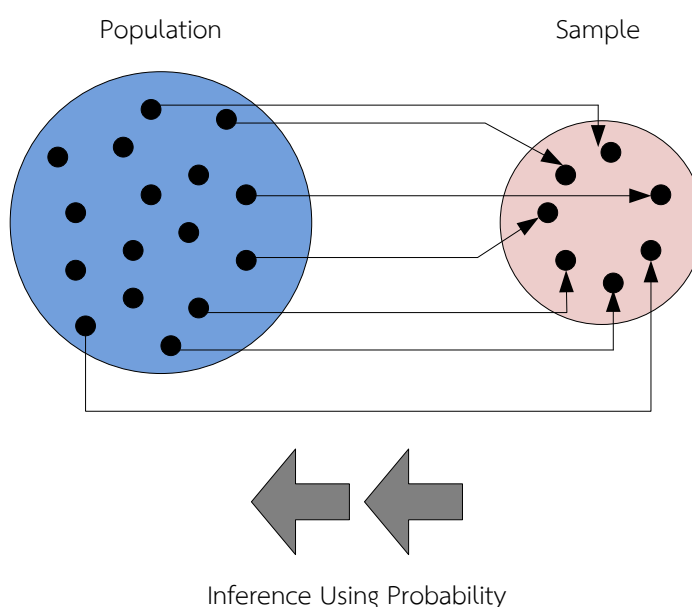
Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.

### 10.1 บทนำ (Introduction)

กระบวนการทางอุทกวิทยา (Hydrological Process) ไม่ว่าจะเป็นกระบวนการเกิดฝน น้ำท่า การระเหย เป็นต้น ถือได้ว่าเป็นลักษณะของกระบวนการสุ่ม (Stochastic Process) หรือเป็นกระบวนการที่อยู่ภายใต้กฎของความเป็นไปได้ (Law of Chance) ซึ่งประกอบไปด้วยเซตของตัวแปรสุ่ม (Random Variables) ต่าง ๆ จำนวนมากเพื่ออธิบายปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้น ซึ่งลักษณะที่สำคัญดังกล่าวก็คือผลลัพธ์ของตัวแปรไม่สามารถคาดคะเนค่าที่แน่นอนได้ แต่สามารถอธิบายได้โดยอาศัยหลักทฤษฎีความน่าจะเป็น (Probability Theory) ด้วยเหตุนี้หลักสถิติจึงถูกนำมาประยุกต์ใช้ในการวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยาต่าง ๆ โดยรายละเอียดที่สำคัญได้กล่าวไว้ในบทนี้

### 10.2 หลักทฤษฎีความน่าจะเป็น (Principle of Probability)

โดยทั่วไปข้อมูลอุทกวิทยาเป็นข้อมูลที่รวบรวมได้จากข้อมูลประชากร (Population Data) หรือเป็นส่วนหนึ่งของข้อมูลประชากรซึ่งมีคุณสมบัติทางสถิติของข้อมูลที่คงที่เมื่อขนาดของข้อมูลเพิ่มขึ้น ด้วยเหตุนี้การอธิบายพฤติกรรมของข้อมูลตัวอย่าง (Sample Data) ที่รวบรวมได้จะอ้างอิงไปยังข้อมูลประชากรโดยอาศัยหลักทฤษฎีความน่าจะเป็น (Probability Approach) ดังแสดงในรูปที่ 10.1 (Dowdy et al., 2004)



รูปที่ 10.1 การอ้างอิงทางสถิติ (Statistical Inference)

กำหนดให้

$X$  เป็นข้อมูลอุทกวิทยาใด ๆ ที่ทำการตรวจวัดได้และมีลักษณะเป็นตัวแปรสุ่ม (Random Variable) ซึ่งสามารถอธิบายได้โดยอาศัยหลักความน่าจะเป็น

$x_1, x_2, \dots, x_n$  เป็นชุดข้อมูลที่ตรวจวัดได้เรียกว่า ข้อมูลตัวอย่าง (Sample Data)

และเซตของค่าที่เป็นไปได้ทั้งหมดจากการตรวจวัดข้อมูลซึ่งดึงมาจากข้อมูลประชากรเรียกว่า Sample Space ในขณะที่เหตุการณ์ (Event) คือซับเซตของ Sample Space ที่พิจารณา

ยกตัวอย่างเช่น  $X$  เป็นข้อมูลฝนรายปีซึ่งตรวจวัดในพื้นที่  $x_1, x_2, \dots, x_{30}$  เป็นข้อมูลฝนรายปีที่ตรวจวัดในปีที่ 1-30 ตามลำดับ Sample Space ของข้อมูลฝนรายปีมีค่าอยู่ระหว่าง  $0-\infty$  และ  $A$  เป็นเหตุการณ์ที่ฝนรายปีมีค่าน้อยกว่า 30 นิ้ว เป็นต้น

### 10.2.1 กฎของความน่าจะเป็น (Law of Probability)

(1) ผลรวมทั้งหมดของค่าโอกาสความน่าจะเป็น (Total Probability)

หาก Sample Space ของข้อมูลถูกแบ่งออกเป็น  $m$  พื้นที่ซึ่งไม่ซ้อนทับกันเลยหรือมีทั้งหมด  $m$  เหตุการณ์จะได้ความน่าจะเป็นของทุกเหตุการณ์รวมกันเท่ากับ 1 หรือเขียนเป็นสมการได้เป็น

$$P(A_1)+P(A_2)+\dots+P(A_m) = P(\Omega) = 1 \quad \text{-----}(10.1)$$

(2) คอมพลิเมนต์หรือนิเสธ (Compliment Probability)

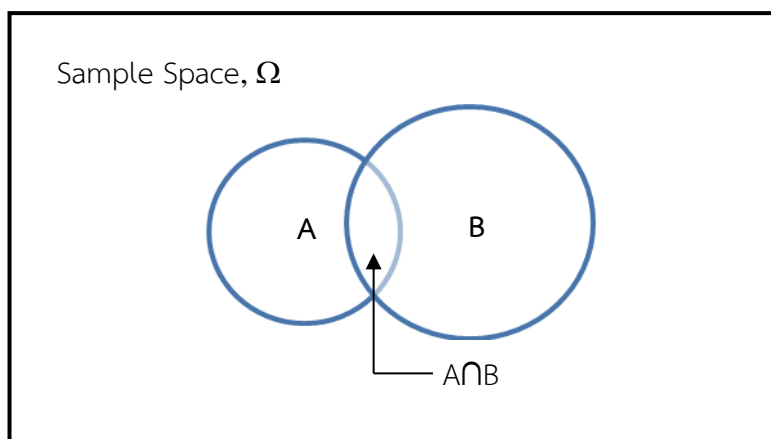
หาก  $\bar{A}$  เป็นคอมพลิเมนต์หรือนิเสธของเหตุการณ์  $A$  จะได้ค่าความน่าจะเป็นของคอมพลิเมนต์ของเหตุการณ์  $A$  เท่ากับ 1 ลบด้วยค่าความน่าจะเป็นของเหตุการณ์  $A$  ดังนี้

$$P(\bar{A}) = 1 - P(A) \quad \text{-----}(10.2)$$

(3) ความน่าจะเป็นแบบมีเงื่อนไข (Conditional Probability)

ลักษณะความน่าจะเป็นแบบมีเงื่อนไขเป็นลักษณะของการตั้งหลักเกณฑ์หรือเงื่อนไขในการหาค่าโอกาสความน่าจะเป็นของเหตุการณ์ที่สนใจ หรือการที่เหตุการณ์ใดเหตุการณ์หนึ่งเกิดขึ้นและมีผลต่อเหตุการณ์หนึ่งที่พิจารณา ถ้าสมมุติมี 2 เหตุการณ์ที่สนใจคือเหตุการณ์  $A$  และเหตุการณ์  $B$  ซึ่งเป็นซับเซตใน Sample Space โดยที่  $A$  คือเหตุการณ์ฝนรายปีน้อยกว่า 40 นิ้วในปีนี้ และ  $B$  คือเหตุการณ์ฝนรายปีน้อยกว่า 40 นิ้วในถัดไป  $A \cap B$  คือเหตุการณ์  $A$  และ  $B$  จะเกิดขึ้นทั้งคู่ หรือเป็นเหตุการณ์ที่ฝนรายปีน้อยกว่า 40 นิ้ว 2 ปีติดต่อกันดังแสดงให้เห็นในรูปที่ 10.2 ดังนั้น  $P(A \cap B)$  คือโอกาสความน่าจะเป็นร่วมกัน (Joint Probability) ของเหตุการณ์  $A$  และ  $B$  ที่จะเกิดทั้งคู่ และ  $P(A/B)$  คือโอกาสความน่าจะเป็นแบบมีเงื่อนไขที่เหตุการณ์  $A$  จะเกิดก็ต่อเมื่อเหตุการณ์  $B$  ได้เกิดขึ้นมาแล้ว





รูปที่ 10.2 ลักษณะเหตุการณ์  $A \cap B$

กรณีเหตุการณ์ A และ B ไม่เป็นอิสระต่อกัน (Dependent Event) จะได้

$$P(A \cap B) = P(B/A) \times P(A) \quad \text{-----(10.3)}$$

$$P(B/A) = P(A \cap B) / P(A) \quad \text{-----(10.4)}$$

กรณีเหตุการณ์ A และ B เป็นอิสระต่อกัน (Independent Event) จะได้

$$P(A \cap B) = P(B) \times P(A) \quad \text{-----(10.5)}$$

$$P(B/A) = P(B) \quad \text{-----(10.6)}$$

(Chow et al., 1988; วราวุธ วุฒิวิณิชย์ และคณะ, 2550)

### 10.2.2 พารามิเตอร์ทางสถิติ (Statistical Parameters)

เป้าหมายที่สำคัญของการวิเคราะห์ทางสถิติก็คือความพยายามที่จะลดขนาดของกลุ่มข้อมูลที่มีขนาดใหญ่ให้กลายเป็นกลุ่มข้อมูลขนาดเล็กโดยดึงสาระสำคัญของข้อมูลที่จำเป็นมาอธิบายไม่ว่าจะเป็นจุดกึ่งกลางของข้อมูล (Midpoint) ความแปรปรวนของข้อมูล (Variability) ความสมมาตร (Symmetry) เป็นต้น สำหรับพารามิเตอร์ทางสถิติที่สำคัญของข้อมูลตัวอย่างและข้อมูลประชากรสรุปได้ในตารางที่ 10.1 (Chow et al., 1988; วราวุธ วุฒิวิณิชย์ และคณะ, 2550; สุรินทร์ ขนาศักดิ์, 2543)

ตารางที่ 10.1 พารามิเตอร์ทางสถิติของข้อมูลตัวอย่างและข้อมูลประชากร

ข้อมูลตัวอย่าง (Sample Data)	ข้อมูลประชากร (Population Data)
1. จุดกึ่งกลาง (Midpoint) 1.1 ค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (Arithmetic Mean) $\mu = E(X) = \int_{-\infty}^{\infty} xf(x)dx$ 1.2 มัธยฐาน (Median) X ที่ $F(X) = 0.5$	$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$  เปอร์เซ็นไทล์ที่ 50
2. ความแปรปรวน (Variability) 2.1 ค่าความแปรปรวน (Variance) $\sigma^2 = E(x - \mu)^2$ 2.2 ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation) $\sigma = [E[(x - \mu)^2]]^{1/2}$ 2.3 สัมประสิทธิ์ความแปรปรวน (Coefficient of Variation) $CV = \frac{\sigma}{\mu}$	$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$  $s = \left[ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2}$  $CV = \frac{s}{\bar{x}}$
3. ความสมมาตร (Symmetry) 3.1 สัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยว (Coefficient of Skewness) $\gamma = \frac{E(x - \mu)^3}{\sigma^3}$	$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)s^3}$

ค่าเฉลี่ย (Mean) คือผลรวมของข้อมูลทั้งหมดหารด้วยจำนวนข้อมูล ซึ่งเป็นการวัดค่าเบ้ากลางได้อย่างง่ายที่สุด

มัธยฐาน (Median) คือการวัดแนวโน้มสู่ส่วนกลางชนิดหนึ่งที่ใช้อธิบายจำนวนหนึ่งจำนวนที่แบ่งข้อมูลตัวอย่างหรือประชากร หรือการแจกแจงความน่าจะเป็นออกเป็นครึ่งส่วนบนกับครึ่งส่วนล่าง หรือกล่าวได้ว่ามัธยฐานเป็นค่าที่อยู่กึ่งกลางของข้อมูลทั้งหมดโดยแบ่งครึ่งข้อมูลออกเป็นสองส่วนเท่ากัน

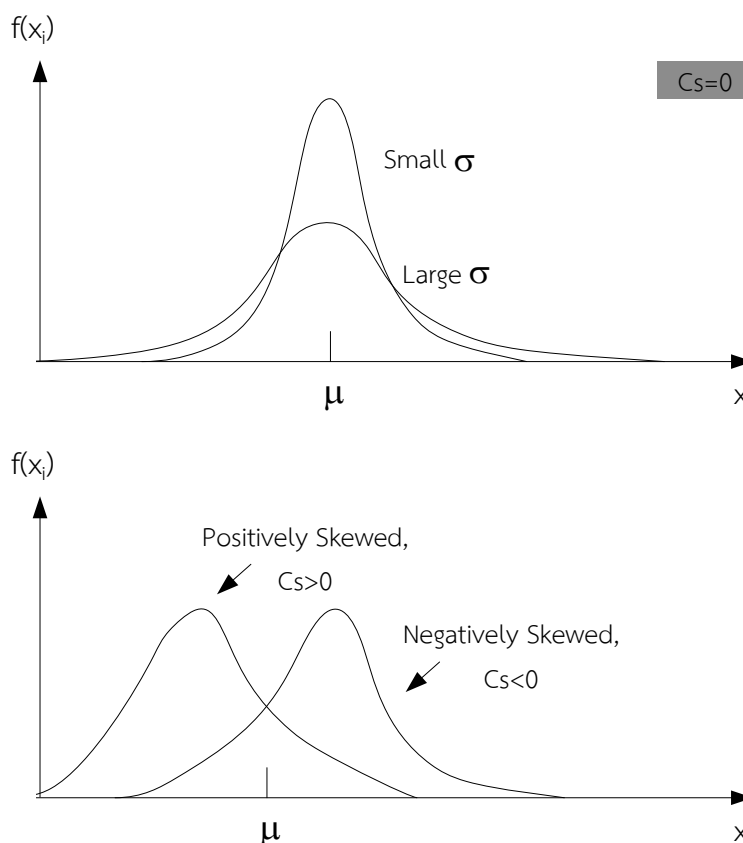
ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation) เป็นการวัดการกระจายแบบหนึ่งของกลุ่มข้อมูล ใช้สำหรับเปรียบเทียบว่าค่าต่าง ๆ ในเซตข้อมูลกระจายตัวออกไปมากน้อยเท่าใดจากค่าเฉลี่ย หากข้อมูลส่วนใหญ่อยู่ใกล้ค่าเฉลี่ยมาก ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานก็จะมีค่าน้อย ในทางกลับกันถ้าข้อมูลแต่ละจุดอยู่

ห่างไกลจากค่าเฉลี่ยเป็นส่วนมาก ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานก็จะมีค่ามาก และเมื่อข้อมูลทุกตัวมีค่าเท่ากันหมด ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานจะมีค่าเท่ากับศูนย์ นั่นคือไม่มีการกระจายตัวของข้อมูล ดังแสดงในรูปที่ 10.3

ความแปรปรวน (Variance) ค่าเฉลี่ยของกำลังสองของผลต่างระหว่างค่าของข้อมูลแต่ละค่ากับค่าเฉลี่ยของข้อมูล หรือเป็นค่ากำลังสองของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานนั่นเอง

สัมประสิทธิ์ความแปรปรวน (Coefficient of Variation) เป็นค่าที่อธิบายการกระจายของข้อมูลเช่นกัน โดยบอกในรูปของสัดส่วนเทียบกับค่าเฉลี่ย

สัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยว (Coefficient of Skewness) หรือสัมประสิทธิ์ความเบ้ เป็นการวัดแนวโน้มการกระจายของข้อมูลหรือฐานนิยมเทียบกับค่าเฉลี่ย ในกรณีข้อมูลมีลักษณะการกระจายตัวแบบปกติ ค่าสัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยวจะเท่ากับศูนย์ หากข้อมูลมีลักษณะการกระจายตัวแบบเบ้ซ้าย (Negatively Skewed) ค่าสัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยวจะน้อยกว่าศูนย์ ในทางกลับกันหากข้อมูลมีลักษณะการกระจายตัวแบบเบ้ขวา (Positively Skewed) ค่าสัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยวจะมากกว่าศูนย์



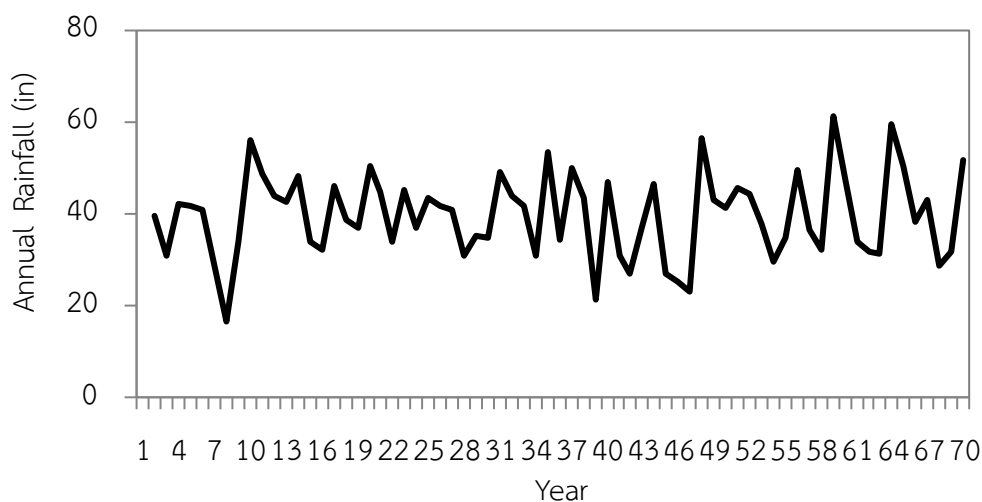
รูปที่ 10.3 เปรียบเทียบความแตกต่างของลักษณะการกระจายตัวของข้อมูลเมื่อ

- (a) ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานมากและน้อย
- (b) ค่าสัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยวเป็นบวกและลบ (เบ้ซ้ายและเบ้ขวา)

ตัวอย่างที่ 10.1 ข้อมูลฝนรายปีของสถานีคอลเลจในมลรัฐเท็กซัสตั้งแต่ปี ค.ศ. 1911-1979 แสดงในตารางที่ 10.2 และพล็อตอนุกรมเวลาในรูปที่ 10.4 ให้คำนวณหาโอกาสความน่าจะเป็นที่ข้อมูลฝนรายปีจะมีค่าน้อยกว่า 35 นิ้ว และโอกาสความน่าจะเป็นที่ข้อมูลฝนรายปีจะมีค่าอยู่ระหว่าง 35-45 นิ้ว

ตารางที่ 10.2 ข้อมูลฝนรายปีของสถานีคอลเลจในมลรัฐเท็กซัสตั้งแต่ปี ค.ศ. 1911-1979

Year	1910	1920	1930	1940	1950	1960	1970
0		48.7	44.8	49.3	31.2	46.0	33.9
1	39.9	44.1	34.0	44.2	27.0	44.3	31.7
2	31.0	42.8	45.6	41.7	37.0	37.8	31.5
3	42.3	48.4	37.3	30.8	46.8	29.6	59.6
4	42.1	34.2	43.7	53.6	26.9	35.1	50.5
5	41.1	32.4	41.8	34.5	25.4	49.7	38.6
6	28.7	46.4	41.1	50.3	23.0	36.6	43.4
7	16.8	38.9	31.2	43.8	56.5	32.5	28.7
8	34.1	37.3	35.2	21.6	43.4	61.7	32.0
9	56.4	50.6	35.1	47.1	41.3	47.4	51.8



รูปที่ 10.4 อนุกรมเวลาของข้อมูลฝน

วิธีทำ กำหนดให้

$R$  = ปริมาณฝนรายปี (นิ้ว)

$A$  = เหตุการณ์ที่ข้อมูลฝนรายปีมีค่าน้อยกว่า 35 นิ้ว หรือ  $R < 35$  in

$B$  = เหตุการณ์ที่ข้อมูลฝนรายปีมีค่ามากกว่า 45 นิ้ว หรือ  $R > 45$  in

$n_A$  = ความถี่ของข้อมูลที่อยู่ในช่วงเหตุการณ์  $A = 23$

$n_B$  = ความถี่ของข้อมูลที่อยู่ในช่วงเหตุการณ์  $B = 19$

$n$  = จำนวนข้อมูลฝนทั้งหมด

ดังนั้น ความน่าจะเป็นที่ฝนรายปีจะน้อยกว่า 35 นิ้ว หรือ  $P(A) = \frac{n_A}{n} = \frac{23}{69} = 0.333$

ความน่าจะเป็นที่ฝนรายปีจะมากกว่า 45 นิ้ว หรือ  $P(B) = \frac{n_B}{n} = \frac{19}{69} = 0.275$

และ ความน่าจะเป็นที่ฝนรายปีจะอยู่ระหว่าง 35-45 นิ้ว หรือ

$$P(35 \leq R \leq 45) = 1 - P(R < 35) - P(R > 45) = 1 - 0.333 - 0.275 = 0.392$$

**ตัวอย่างที่ 10.2** หากกำหนดให้ข้อมูลฝนรายปีของสถานีคอลเลจในมลรัฐเท็กซัสมีลักษณะเป็น Independent Process หรือเป็นเหตุการณ์ที่มีความเป็นอิสระต่อกัน ให้คำนวณหาโอกาสความน่าจะเป็นที่ฝนจะน้อยกว่า 35 นิ้ว 2 ปี ติดต่อกัน และให้เปรียบเทียบค่าที่ได้กับค่าความถี่สัมพัทธ์ของเหตุการณ์ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1911-1979

**วิธีทำ** กำหนดให้

$A$  = เหตุการณ์ที่ข้อมูลฝนรายปีมีค่าน้อยกว่า 35 นิ้ว หรือ  $R < 35$  in ในปีนี้

$B$  = เหตุการณ์ที่ข้อมูลฝนรายปีจะมีค่าน้อยกว่า 35 นิ้ว หรือ  $R < 35$  in ในปีหน้า

$C = A \cap B$  = เหตุการณ์ที่ข้อมูลฝนรายปีมีค่าน้อยกว่า 35 นิ้ว 2 ปีติดต่อกัน

ดังนั้น  $P(C) = P(A \cap B) = P(A) \times P(B) = P(R < 35)^2 = 0.333^2 = 0.111$

นอกจากนี้จากการนับจำนวนความถี่ของข้อมูลที่อยู่ในช่วงเหตุการณ์ซึ่งปริมาณฝนรายปีน้อยกว่า 35 นิ้ว 2 ปีติดต่อกันพบว่ามีจำนวน 9 คู่จากข้อมูลทั้งหมด 68 คู่ ดังนั้นความถี่สัมพัทธ์ของเหตุการณ์ดังกล่าวเท่ากับ

$$P(C) = \frac{n_C}{n} = \frac{9}{69 - 1} = 0.132$$

ซึ่งมีค่าแตกต่างกันเล็กน้อย

**ตัวอย่างที่ 10.3** ให้คำนวณหาค่าเฉลี่ย (Mean) ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation) และค่าสัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยว (Skewness Coefficient) ของข้อมูลฝนรายปีของสถานีคอลเลจในมลรัฐเท็กซัสตั้งแต่ปี ค.ศ. 1970-1979

**วิธีทำ** (1) ค่าเฉลี่ย

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \frac{401.7}{10} = 40.17 \text{ นิ้ว}$$

(2) ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = \frac{1,016.9}{9} = 113.0$$

$$s = 113.0^2 = 10.63 \text{ นิ้ว}$$

(3) ค่าสัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยว

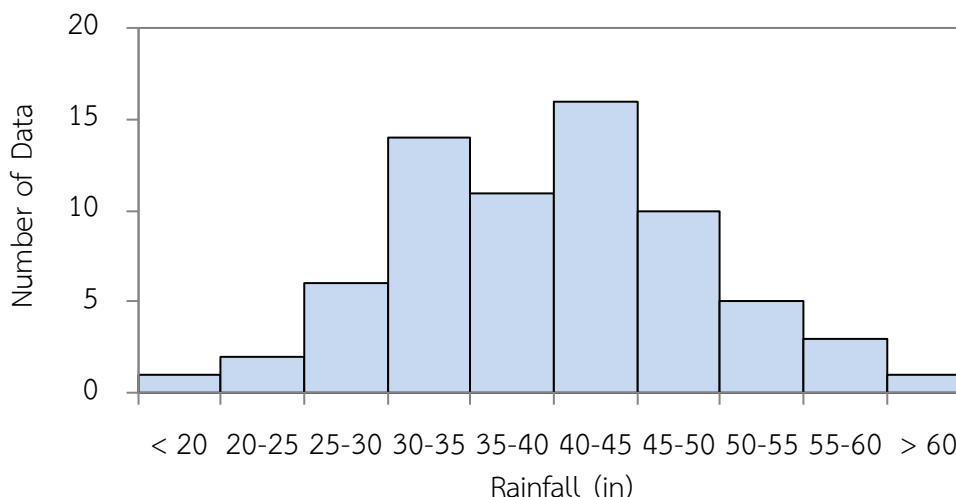
$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{s^3} = \frac{10 \times 6,480.3}{9 \times 8 \times (10.63)^3} = 0.749$$

ตารางที่ 10.3 ข้อมูลฝนรายปีตั้งแต่ปี ค.ศ. 1970-1979 และผลการคำนวณ

Year	Precipitation, x	(x-xbar) <sup>2</sup>	(x-xbar) <sup>3</sup>
1970	33.9	39.3	-246.5
1971	31.7	71.7	-607.6
1972	31.5	75.2	-651.7
1973	59.6	377.5	7,335.3
1974	50.5	106.7	1,102.3
1975	38.6	2.5	-3.9
1976	43.4	10.4	33.7
1977	28.7	131.6	-1,509.0
1978	32.0	66.7	-545.3
1979	51.8	135.3	1,573.0
Total	401.7	1,016.9	6,480.3

### 10.3 ฟังก์ชันความถี่และการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็น (Frequency and Probability Distribution Functions)

โดยทั่วไปข้อมูลตัวอย่างที่ทำการรวบรวมได้จะมีลักษณะของการกระจายตัวของข้อมูลซึ่งสังเกตได้จากฮิสโตแกรมความถี่ของข้อมูลตัวอย่าง (Frequency Histogram) กล่าวคือเมื่อจัดแบ่งข้อมูลช่วงชั้น (Interval) ของข้อมูลที่เป็นไปได้ทั้งหมดจำนวน  $i$  ชั้นให้มีความกว้างแต่ละช่วงชั้นเท่ากับ  $\Delta x$  ที่เล็กมากที่สุดเท่าที่จะเป็นไปได้ จากนั้นนับความถี่ของข้อมูลตัวอย่างในแต่ละช่วงชั้นหรือ  $n_i$  และพล็อตกราฟแท่งก็จะได้ฮิสโตแกรมความถี่ของข้อมูลตัวอย่างดังแสดงตัวอย่างในรูปที่ 10.5



**รูปที่ 10.5** ฮิสโตแกรมของข้อมูลฝนรายปีของของสถานีคอลเลจในมลรัฐเท็กซัสตั้งแต่ปี ค.ศ. 1970-1979

จากรูปจะสังเกตเห็นได้ว่าช่วงข้อมูลที่มีค่าน้อยและค่ามากมีความถี่ของการเกิดค่อนข้างน้อยเมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยหรือค่ากลางของข้อมูล และเนื่องจากการอธิบายพฤติกรรมของข้อมูลตัวอย่างที่รวบรวมได้จะอ้างอิงไปยังข้อมูลประชากรโดยอาศัยหลักทฤษฎีความน่าจะเป็น ดังนั้นจึงมีการพัฒนาความสัมพันธ์ระหว่างฟังก์ชันความถี่ของข้อมูลตัวอย่างและฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นของข้อมูลประชากรดังนี้

### 10.3.1 ฟังก์ชันความถี่สัมพัทธ์ (Relative Frequency Function, $f_s(x_i)$ )

ฟังก์ชันความถี่สัมพัทธ์คำนวณได้จากจำนวนความถี่ของข้อมูลในช่วงชั้น  $i$  ซึ่งมีช่วงข้อมูลระหว่าง  $x_i - \Delta x$  และ  $x_i$  ต่อจำนวนข้อมูลทั้งหมดดังแสดงในสมการดังนี้

$$f_s(x_i) = \frac{n_i}{n} \quad \text{-----}(10.7)$$

หรือเป็นค่าประมาณการของโอกาสความน่าจะเป็นที่ข้อมูล  $x$  จะอยู่ระหว่าง  $x_i - \Delta x$  และ  $x_i$  โดยอาศัยข้อมูลตัวอย่างหรือ  $P(x_i - \Delta x < x < x_i)$

### 10.3.2 ฟังก์ชันความถี่สัมพัทธ์สะสม (Cumulative Frequency Function, $F_s(x_i)$ )

ผลรวมสะสมของค่าความถี่สัมพัทธ์ถึงค่าที่กำหนดจะเรียกว่าค่าฟังก์ชันความถี่สัมพัทธ์สะสมของข้อมูล  $x_i$  โดยมีรูปแบบสมการดังนี้คือ

$$F_S(x_i) = \sum_{j=1}^i f_S(x_j) \quad \text{-----}(10.8)$$

ค่าฟังก์ชันความถี่สัมพัทธ์สะสมเป็นค่าประมาณการของ  $P(x_i \leq x)$  หรือเรียกว่าโอกาสความน่าจะเป็นสะสมของข้อมูล  $x_i$

### 10.3.3 ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็น (Probability Density Function, PDF- $f(x_i)$ )

ฟังก์ชันความถี่สัมพัทธ์และฟังก์ชันความถี่สะสมเป็นค่าที่ได้จากข้อมูลตัวอย่าง หากจำนวนข้อมูลมีขนาดใหญ่หรือ  $n \rightarrow \infty$  และช่วงข้อมูลที่จัดแบ่งมีขนาดเล็กมากหรือเข้าใกล้ 0 หรือ  $\Delta x \rightarrow 0$  ฟังก์ชันความถี่สัมพัทธ์หารด้วย  $\Delta x$  จะกลายเป็นฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นของข้อมูลประชากร ดังนี้คือ

$$f(x_i) = \lim_{n \rightarrow \infty, \Delta x \rightarrow 0} \frac{f_S(x)}{\Delta x} \quad \text{-----}(10.9)$$

### 10.3.4 ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นสะสม (Cumulative Distribution Function, CDF- $F(x_i)$ )

ในทำนองเดียวกันเมื่อจำนวนข้อมูลมีขนาดใหญ่หรือ  $n \rightarrow \infty$  และช่วงข้อมูลที่จัดแบ่งเข้าใกล้ 0 หรือ  $\Delta x \rightarrow 0$  ฟังก์ชันความถี่สัมพัทธ์สะสมของข้อมูลตัวอย่างก็จะกลายเป็นฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นสะสมดังแสดงในสมการดังนี้คือ

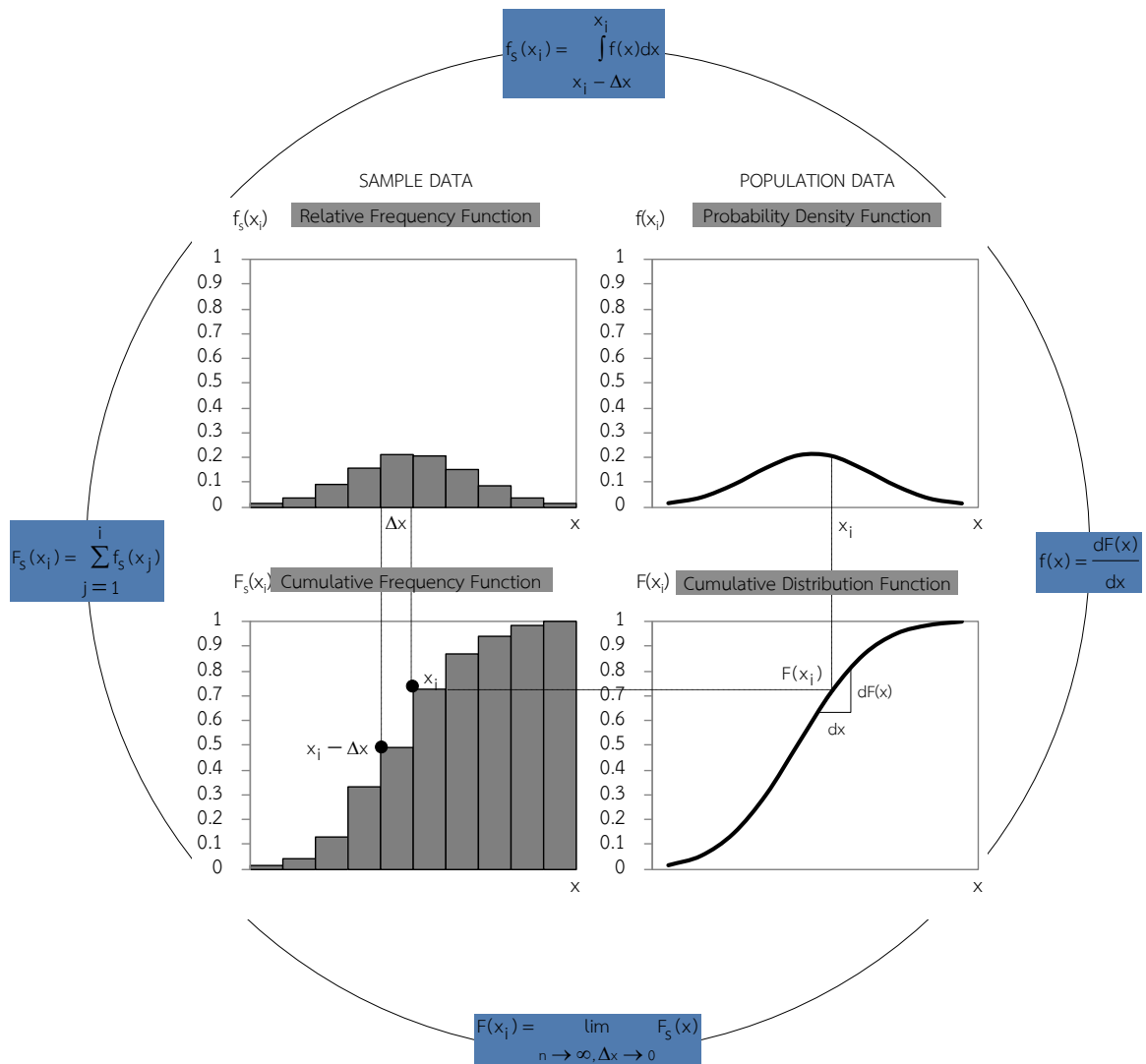
$$F(x_i) = \lim_{n \rightarrow \infty, \Delta x \rightarrow 0} F_S(x) \quad \text{-----}(10.10)$$

นอกจากนี้อนุพันธ์ของ  $F(x)$  ก็คือค่าฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นนั่นเอง

$$f(x) = \frac{dF(x)}{dx} \quad \text{-----}(10.11)$$

ความสัมพันธ์ระหว่างฟังก์ชันความถี่ของข้อมูลตัวอย่างและฟังก์ชันโอกาสความน่าจะเป็นของข้อมูลประชากรแสดงไว้ในรูปที่ 10.6





รูปที่ 10.6 ความสัมพันธ์ระหว่างฟังก์ชันความถี่ของข้อมูลตัวอย่างและฟังก์ชันโอกาสความน่าจะเป็นของข้อมูลประชากร

ตารางที่ 10.4 ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นและพารามิเตอร์

Distribution	PDF	Range	Parameter/Parameter Equation
Normal	$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right)$	$-\infty \leq x \leq \infty$	$\mu = \bar{x}$ $\sigma = S_x$
Lognormal	$f(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(y-\mu_y)^2}{2\sigma_y^2}\right)$ where $y = \log x$	$x > 0$	$\mu_y = \bar{y}$ $\sigma_y = S_y$
Exponential	$f(x) = \lambda e^{-\lambda x}$	$x \geq 0$	$\lambda = \frac{1}{\bar{x}}$
Gamma	$f(x) = \frac{\lambda^\beta x^{\beta-1} e^{-\lambda x}}{\Gamma(\beta)}$ where $\Gamma$ = gamma function	$x \geq 0$	$\lambda = \frac{\bar{x}}{S_x^2}$ $\beta = \frac{\bar{x}^2}{S_x^2} = \frac{1}{CV^2}$
Pearson Type III	$f(x) = \frac{\lambda^\beta (x-\epsilon)^{\beta-1} e^{-\lambda(x-\epsilon)}}{\Gamma(\beta)}$	$x \geq \epsilon$	$\lambda = \frac{S_x}{\sqrt{\beta}}$ $\beta = \left(\frac{2}{C_s}\right)^2$ $\epsilon = \bar{x} - S_x \sqrt{\beta}$
Log Pearson Type III	$f(x) = \frac{\lambda^\beta (y-\epsilon)^{\beta-1} e^{-\lambda(y-\epsilon)}}{x\Gamma(\beta)}$	$\log x \geq \epsilon$	$\lambda = \frac{S_y}{\sqrt{\beta}}$

Distribution	PDF	Range	Parameter/Parameter Equation
	where $y = \log x$		$\beta = \left( \frac{2}{C_s(y)} \right)^2$ $\epsilon = \bar{y} - S_y \sqrt{\beta} \quad (\text{Assuming } C_s(y) \text{ is positive})$
Extreme Value Type I (Gumbel)	$f(x) = \frac{1}{\alpha} \exp\left[-\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right) - \exp\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)\right]$ $F(x) = \exp\left[-\exp\left[-\left(\frac{x - x_0}{\alpha}\right)\right]\right]$ <p>When <math>x_0 = \bar{x} - 0.45S_x</math></p>	$-\infty < x < \infty$	$\alpha = \frac{\sqrt{6}S_x}{\pi} = 0.7797S_x$ $\mu = \bar{x} - 0.5772\alpha$

ที่มา : Chow et al. (1988)

### 10.3.5 ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติ (Normal Distribution Function)

ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติ (Normal Distribution Function) เป็นฟังก์ชันอย่างง่ายและนิยมนำมาใช้ในการวิเคราะห์ความถี่ (Frequency Analysis) ของข้อมูลอุทกวิทยา ลักษณะที่สำคัญของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติก็คือการกระจายตัวของข้อมูล  $x$  มีลักษณะเป็นโค้งระฆังคว่ำแบบสมมาตรดังแสดงในรูปที่ 10.7 โดยมีรูปแบบสมการฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นดังนี้

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad \text{-----}(10.12)$$

เมื่อ  $\mu$  และ  $\sigma$  เป็นพารามิเตอร์ของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติ และค่า  $x$  มีค่าอยู่ระหว่าง  $(-\infty, \infty)$  โดยทั่วไปเพื่อให้รูปแบบฟังก์ชันง่ายขึ้นนิยมแปลงค่าตัวแปรสุ่ม  $x$  เป็นตัวแปรปกติมาตรฐาน หรือ  $z$  (Standard Normal Variate) ที่มีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 0 และส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานเท่ากับ 1 ดังแสดงในรูปสมการดังนี้คือ

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma} \quad \text{-----}(10.13)$$

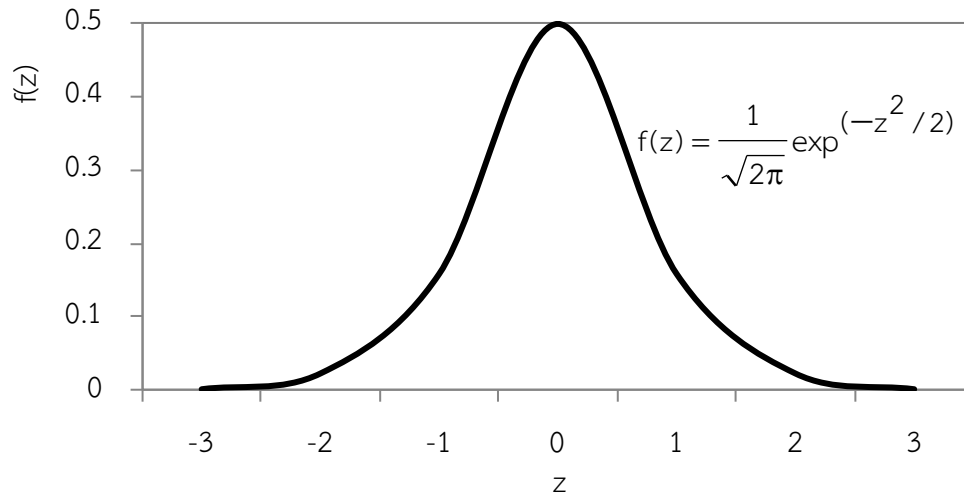
ดังนั้นรูปแบบสมการฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นใหม่ที่ได้คือ

$$f(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp(-z^2/2) \quad \text{-----}(10.14)$$

เมื่อ  $z$  มีค่าอยู่ระหว่าง  $(-\infty, \infty)$  และฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นสะสม (Cumulative Distribution Function) มีรูปแบบสมการดังนี้คือ

$$F(z) = \int_{-\infty}^z \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp(-\mu^2/2) d\mu \quad \text{-----}(10.15)$$

การประมาณค่า  $F(z)$  สามารถอ่านได้จากตาราง  $z$



รูปที่ 10.7 ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติ

ตารางที่ 10.5 ค่า z และ F(z)

z	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.0	0.5000	0.5040	0.5080	0.5120	0.5160	0.5199	0.5239	0.5279	0.5319	0.5359
0.1	0.5398	0.5438	0.5478	0.5517	0.5557	0.5596	0.5636	0.5675	0.5714	0.5753
0.2	0.5793	0.5832	0.5871	0.5910	0.5948	0.5987	0.6026	0.6064	0.6103	0.6141
0.3	0.6179	0.6217	0.6255	0.6293	0.6331	0.6368	0.6406	0.6443	0.6480	0.6517
0.4	0.6554	0.6591	0.6628	0.6664	0.6700	0.6736	0.6772	0.6808	0.6844	0.6879
0.5	0.6915	0.6950	0.6985	0.7019	0.7054	0.7088	0.7123	0.7157	0.7190	0.7224
0.6	0.7257	0.7291	0.7324	0.7357	0.7389	0.7422	0.7454	0.7486	0.7517	0.7549
0.7	0.7580	0.7611	0.7642	0.7673	0.7704	0.7734	0.7764	0.7794	0.7823	0.7852
0.8	0.7881	0.7910	0.7939	0.7967	0.7995	0.8023	0.8051	0.8078	0.8106	0.8133
0.9	0.8159	0.8186	0.8212	0.8238	0.8264	0.8289	0.8315	0.8340	0.8365	0.8389
1.0	0.8413	0.8438	0.8461	0.8485	0.8508	0.8531	0.8554	0.8577	0.8599	0.8621
1.1	0.8643	0.8665	0.8686	0.8708	0.8729	0.8749	0.8770	0.8790	0.8810	0.8830
1.2	0.8849	0.8869	0.8888	0.8907	0.8925	0.8944	0.8962	0.8980	0.8997	0.9015
1.3	0.9032	0.9049	0.9066	0.9082	0.9099	0.9115	0.9131	0.9147	0.9162	0.9177
1.4	0.9192	0.9207	0.9222	0.9236	0.9251	0.9265	0.9279	0.9292	0.9306	0.9319
1.5	0.9332	0.9345	0.9357	0.9370	0.9382	0.9394	0.9406	0.9418	0.9429	0.9441
1.6	0.9452	0.9463	0.9474	0.9484	0.9495	0.9505	0.9515	0.9525	0.9535	0.9545
1.7	0.9554	0.9564	0.9573	0.9582	0.9591	0.9599	0.9608	0.9616	0.9625	0.9633
1.8	0.9641	0.9649	0.9656	0.9664	0.9671	0.9678	0.9686	0.9693	0.9699	0.9706
1.9	0.9713	0.9719	0.9726	0.9732	0.9738	0.9744	0.9750	0.9756	0.9761	0.9767
2.0	0.9772	0.9778	0.9783	0.9788	0.9793	0.9798	0.9803	0.9808	0.9812	0.9817

z	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
2.1	0.9821	0.9826	0.9830	0.9834	0.9838	0.9842	0.9846	0.9850	0.9854	0.9857
2.2	0.9861	0.9864	0.9868	0.9871	0.9875	0.9878	0.9881	0.9884	0.9887	0.9890
2.3	0.9893	0.9896	0.9898	0.9901	0.9904	0.9906	0.9909	0.9911	0.9913	0.9916
2.4	0.9918	0.9920	0.9922	0.9925	0.9927	0.9929	0.9931	0.9932	0.9934	0.9936
2.5	0.9938	0.9940	0.9941	0.9943	0.9945	0.9946	0.9948	0.9949	0.9951	0.9952
2.6	0.9953	0.9955	0.9956	0.9957	0.9959	0.9960	0.9961	0.9962	0.9963	0.9964
2.7	0.9965	0.9966	0.9967	0.9968	0.9969	0.9970	0.9971	0.9972	0.9973	0.9974
2.8	0.9974	0.9975	0.9976	0.9977	0.9977	0.9978	0.9979	0.9979	0.9980	0.9981
2.9	0.9981	0.9982	0.9982	0.9983	0.9984	0.9984	0.9985	0.9985	0.9986	0.9986
3.0	0.9987	0.9987	0.9987	0.9988	0.9988	0.9989	0.9989	0.9989	0.9990	0.9990

หมายเหตุ : เมื่อ  $z < 0$ ,  $F(z) = 1 - F|z|$

นอกจากนี้ยังสามารถประมาณค่า  $F(z)$  โดยอาศัยสมการโพลิโนเมียลซึ่งพัฒนาโดย Abramowitz และ Stegun ในปี ค.ศ. 1965 ดังแสดงในสมการดังนี้คือ

$$B = \frac{1}{2} [1 + 0.196854x|z| + 0.115194x|z|^2 + 0.000344x|z|^3 + 0.019527x|z|^4]^{-4}$$

-----(10.16)

โดยที่  $F(z) = B$  หาก  $z < 0$

$F(z) = 1 - B$  หาก  $z \geq 0$

ซึ่งค่า  $F(z)$  ที่คำนวณได้จากสมการมีความคลาดเคลื่อนต่ำกว่า 0.00025

**ตัวอย่างที่ 10.3** คำนวณหาโอกาสความน่าจะเป็นของตัวแปรสุ่มปกติมาตรฐาน  $z$  จะมีค่ามากกว่า -2 และน้อยกว่าหรือเท่ากับ 1 หรือ  $p(-2 < z \leq 1)$

**วิธีทำ** (1)  $P(z \leq -2) = F(-2)$

เมื่อ  $|z| = |-2| = 2$

$$B = \frac{1}{2} [1 + 0.196854 \times 2 + 0.115194 \times (2)^2 + 0.000344 \times (2)^3 + 0.019527 \times (2)^4]^{-4} = 0.023$$

ดังนั้น  $F(-2) = B = 0.023$

(2)  $P(z \leq 1) = F(1)$

เมื่อ  $|z| = |1| = 1$

$$B = \frac{1}{2} [1 + 0.196854x + 0.115194x(1)^2 + 0.000344x(1)^3 + 0.019527x(1)^4]^{-4} = 0.159$$

ดังนั้น  $F(1) = 1 - B = 1 - 0.841$

(3)  $P(-2 < z < 1)$

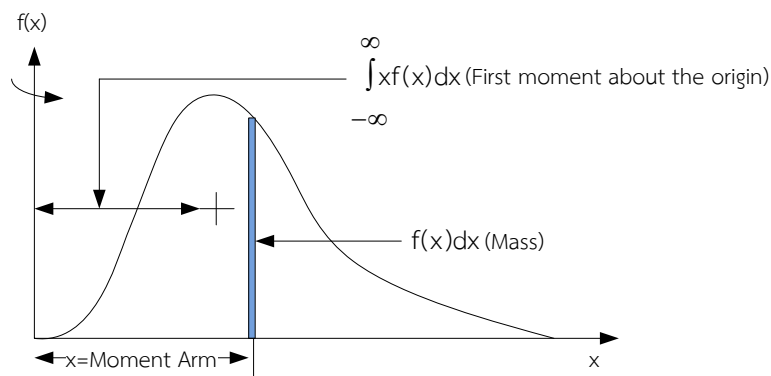
$$P(-2 < z < 1) = F(1) - F(-2) = 0.841 - 0.023 = 0.818$$

### 10.3.6 วิธีการประมาณค่าพารามิเตอร์ (Methods of Parameter Estimation)

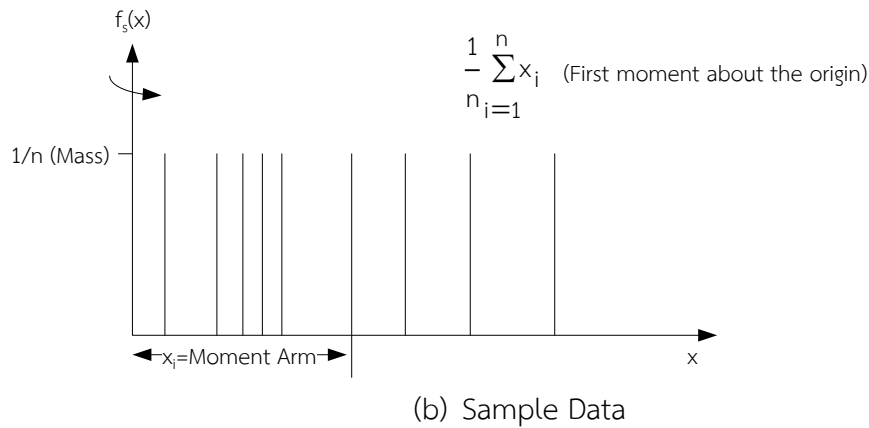
(1) วิธีโมเมนต์ (Method of Moment)

วิธีโมเมนต์ถูกพัฒนาขึ้นครั้งแรกโดย Karl Pearson ในปี ค.ศ. 1902 โดยมีหลักการก็คือ การหาค่าพารามิเตอร์ของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นใด ๆ หมายถึงการหาค่าพารามิเตอร์ที่ดีที่สุดที่ทำให้โมเมนต์ของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นนั้น ๆ รอบจุดกำเนิดมีค่าเท่ากับโมเมนต์ดังกล่าวของข้อมูลตัวอย่าง ดังแสดงตัวอย่างในรูปที่ 10.8 จะเห็นได้ว่าข้อมูลตัวอย่างแต่ละตัวมีโอกาสเกิดเท่ากับ  $1/n$  จากจำนวนทั้งหมด  $n$  ข้อมูล ดังนั้นโมเมนต์ของข้อมูลตัวอย่างจะเท่ากับ  $\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$  ในขณะที่ข้อมูลประชากรแต่ละตัวมีโอกาสเกิดเท่ากับ  $f(x)dx$  และระยะแขนของโมเมนต์เท่ากับ  $x$  ดังนั้นโมเมนต์ของ

ข้อมูลประชากรรอบจุดกำเนิดจะเท่ากับ  $\int_{-\infty}^{\infty} xf(x)dx$



(a) Probability Density Function



**รูปที่ 10.8** หลักการประมาณค่าพารามิเตอร์โดยวิธีโมเมนต์

(2) วิธีโลคัลลิฮูดสูงสุด (Method of Maximum Likelihood)

วิธีโลคัลลิฮูดสูงสุดถูกพัฒนาขึ้นโดย Fisher ในปี ค.ศ. 1922 โดยอาศัยหลักการที่ว่าค่าพารามิเตอร์ที่ดีที่สุดของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นใด ๆ เป็นค่าที่ให้ฟังก์ชันโลคัลลิฮูดมีค่าสูงสุดซึ่งรูปแบบฟังก์ชันโลคัลลิฮูดแสดงในสมการดังนี้คือ

$$L = \prod_{i=1}^n f(x_i) \quad \text{-----}(10.17)$$

หรือ

$$\ln L = \sum_{i=1}^n \ln f(x_i) \quad \text{-----}(10.18)$$

อาจกล่าวได้ว่าวิธีโลคัลลิฮูดสูงสุดให้ค่าประมาณการพารามิเตอร์ที่ถูกต้องมากที่สุด อย่างไรก็ตามวิธีโมเมนต์เป็นวิธีที่ค่อนข้างง่ายในการนำไปใช้งานโดยเฉพาะอย่างยิ่งการวิเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยามากกว่าวิธีโลคัลลิฮูดสูงสุด

### 10.3.7 วิธีการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลตัวอย่าง (Goodness of Fit Test)

(1) วิธีกราฟ (Graphical Method)

วิธีกราฟเป็นวิธีการที่ค่อนข้างง่ายในการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลตัวอย่างกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นที่คัดเลือก โดยมีขั้นตอนการวิเคราะห์ดังนี้

- นำอนุกรมเวลาของข้อมูลตัวอย่างมาจัดเรียงจากน้อยไปมากหรือจากมากไปน้อย ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับว่าลักษณะของค่าโอกาสความน่าจะเป็นที่ต้องการหา กล่าวคือหากจัดเรียงข้อมูลจากน้อยไปมากจะได้ค่าโอกาสความน่าจะเป็นแบบไม่มากกว่า (Non-Exceedence Probability)



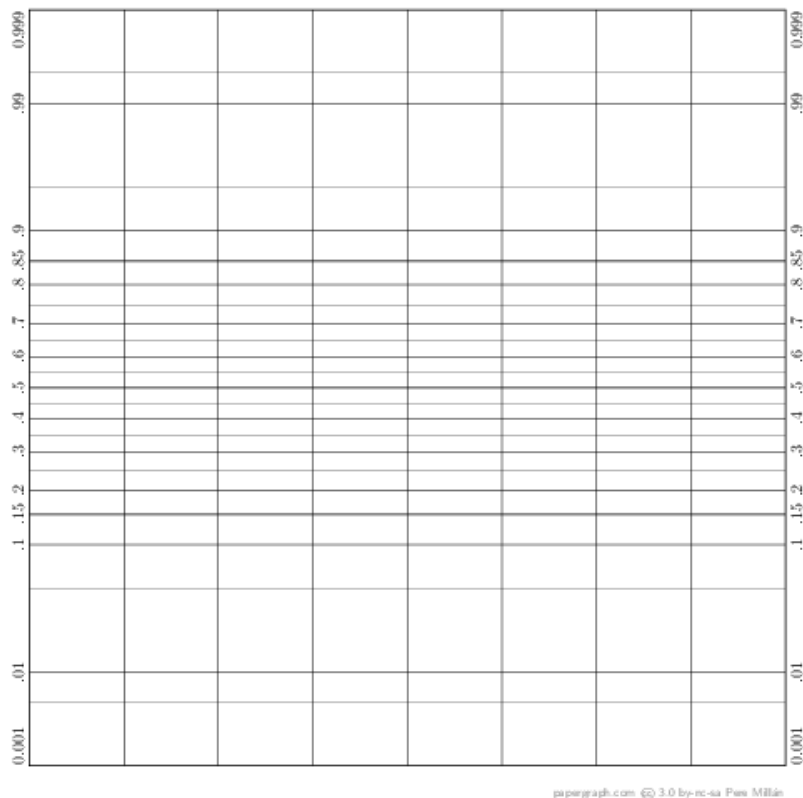
ในทางกลับกันหากจัดเรียงข้อมูลจากมากไปน้อยจะได้ค่าโอกาสความน่าจะเป็นแบบมากกว่า (Exceedence Probability)

- คำนวณค่าความถี่สัมพัทธ์สะสมของข้อมูลตัวอย่างหรือโดยปกติจะเรียกว่า Plotting Position,  $F'(x)$  ซึ่งสูตรที่นิยมนำมาใช้กันมากพัฒนาโดย Weibull โดยมีสมการดังนี้คือ

$$F'(x) = \frac{m}{n+1} \text{-----(10.19)}$$

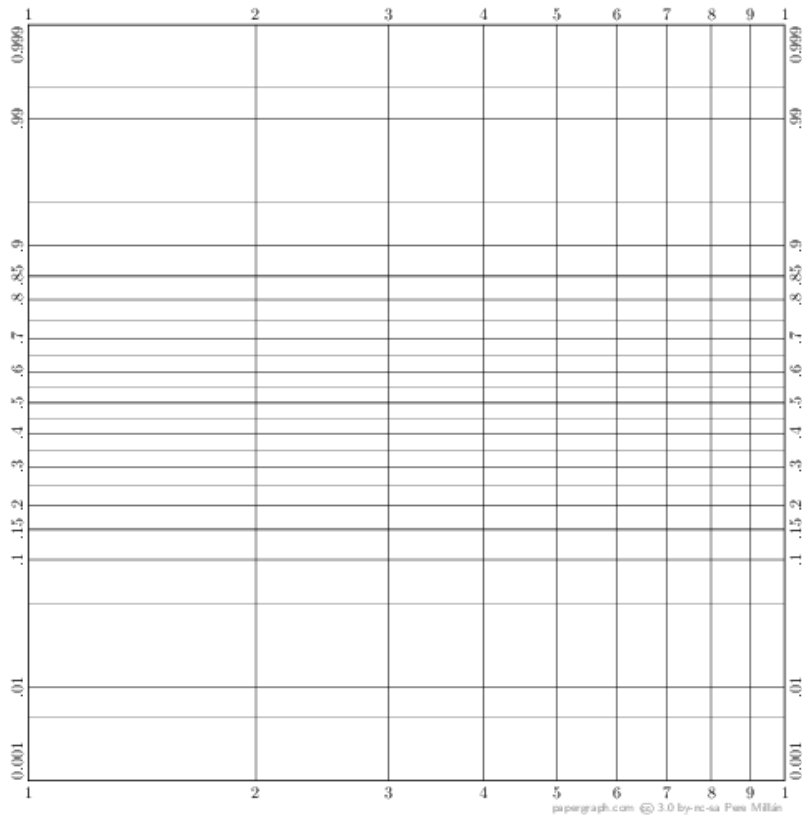
เมื่อ  $m$  = ลำดับที่ของข้อมูล  
 $n$  = จำนวนข้อมูลทั้งหมด

- เลือกกระดาษกราฟโอกาสความน่าจะเป็น (Probability Paper) ให้สอดคล้องกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นที่ต้องการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลตัวอย่างเช่น กระดาษกราฟนอร์มอล กระดาษกราฟล็อกนอร์มอล กระดาษกราฟเอ็กโปเนนเชียล กระดาษกราฟกัมเบล เป็นต้น ดังแสดงตัวอย่างในรูปที่ 10.9-10.12 (Sciencegraph, 2018)

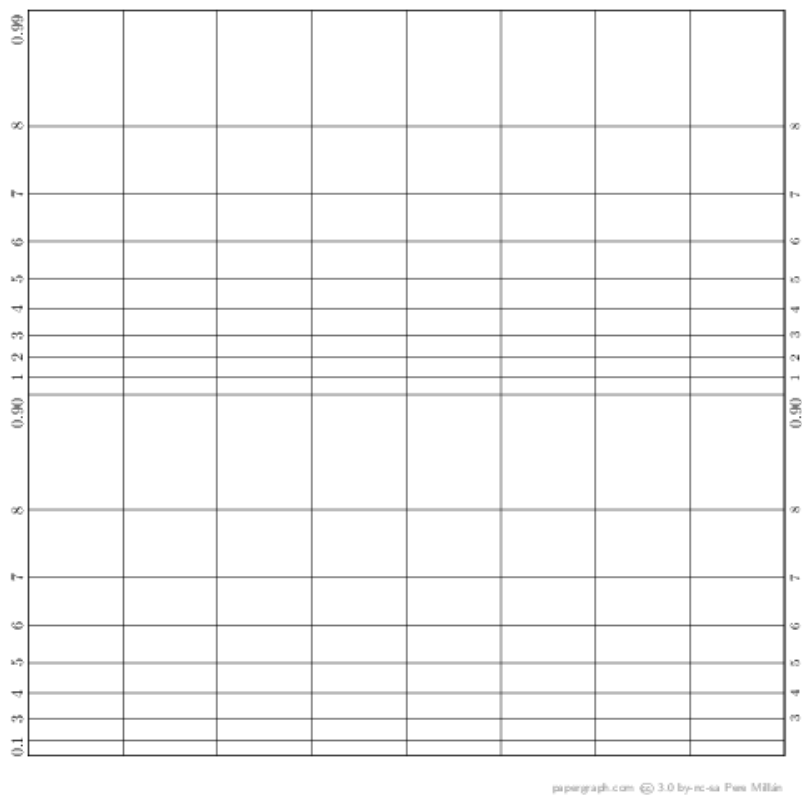


papergraph.com © 3.0 by-nc-sa Free Millin

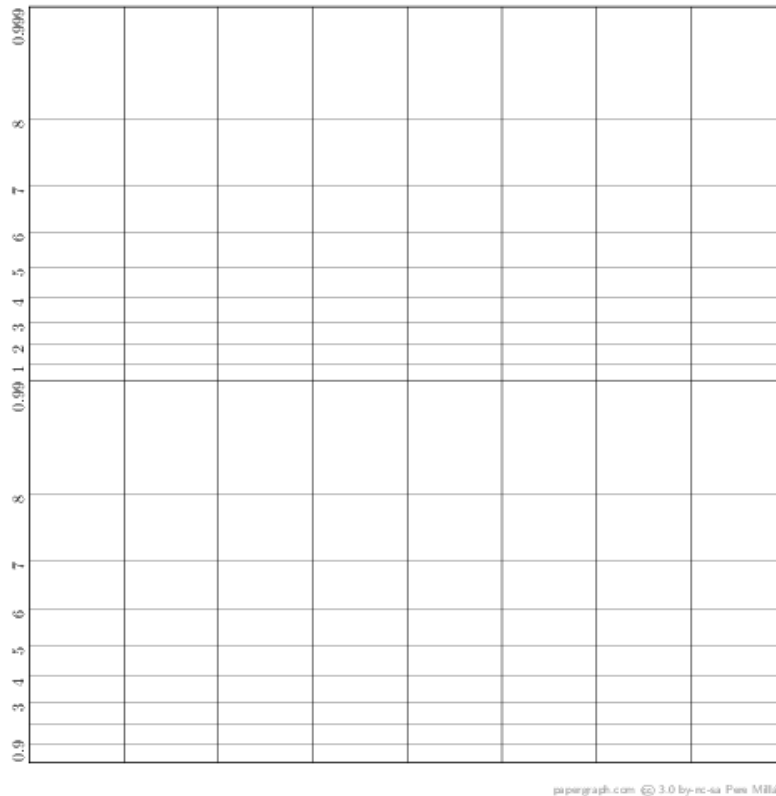
รูปที่ 10.9 กระดาษกราฟนอร์มอล



รูปที่ 10.10 กระดาษกราฟล็อกนอร์มอล



รูปที่ 10.11 กระดาษกราฟเอ็กโปเนนเชียล



รูปที่ 10.12 กระดาษกราฟกัมเบล

- พล็อตค่าข้อมูลตัวอย่างและค่าความถี่สัมพัทธ์สะสมของข้อมูลลงในกระดาษกราฟ
- ตรวจสอบว่าจุดพล็อตเรียงตัวเป็นเส้นตรงหรือไม่ หากพิจารณาว่ามีลักษณะเป็นเส้นตรงแสดงว่าข้อมูลตัวอย่างมีความเหมาะสมกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นที่คัดเลือก จากนั้นให้ลากเส้นตรงเพื่อเป็นตัวแทนของกลุ่มข้อมูลสำหรับนำไปใช้งานเพื่อเป็นตัวแทนของข้อมูลประชากรต่อไป แต่หากจุดพล็อตมีลักษณะที่ได้ไม่เป็นเส้นตรงแสดงว่าข้อมูลตัวอย่างดังกล่าวไม่มีความเหมาะสมกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นที่คัดเลือก ต้องเปลี่ยนกระดาษกราฟใหม่และทำตามขั้นตอนการวิเคราะห์เดิม

อาจกล่าวได้ว่าแนวทางดังกล่าวนี้เป็นวิธีการเดียวกันกับการวิเคราะห์การแจกแจงความถี่ (Frequency Analysis) ของข้อมูลอุทกวิทยาโดยเฉพาะอย่างยิ่งในช่วงเหตุการณ์วิกฤติเช่น น้ำท่วมสูงสุด น้ำแล้งสูงสุด เป็นต้น ซึ่งผลการวิเคราะห์ยังสามารถใช้ในการหาค่าขนาดน้ำท่วมสูงสุดหรือน้ำแล้งสูงสุดที่รอบปีการเกิดซ้ำต่าง ๆ ได้จากการอ่านค่าจากกราฟเส้นตรงที่พล็อต

**ตัวอย่างที่ 10.3** ข้อมูลปริมาณน้ำท่วมสูงสุดรายปีของแม่น้ำโขงในประเทศลาวตรวจวัดตั้งแต่ปี พ.ศ. 2466-2508 จำนวน 43 ปีแสดงไว้ในตารางที่ 10.3 ให้ทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลตัวอย่างกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบกัมเบลโดยวิธีกราฟ

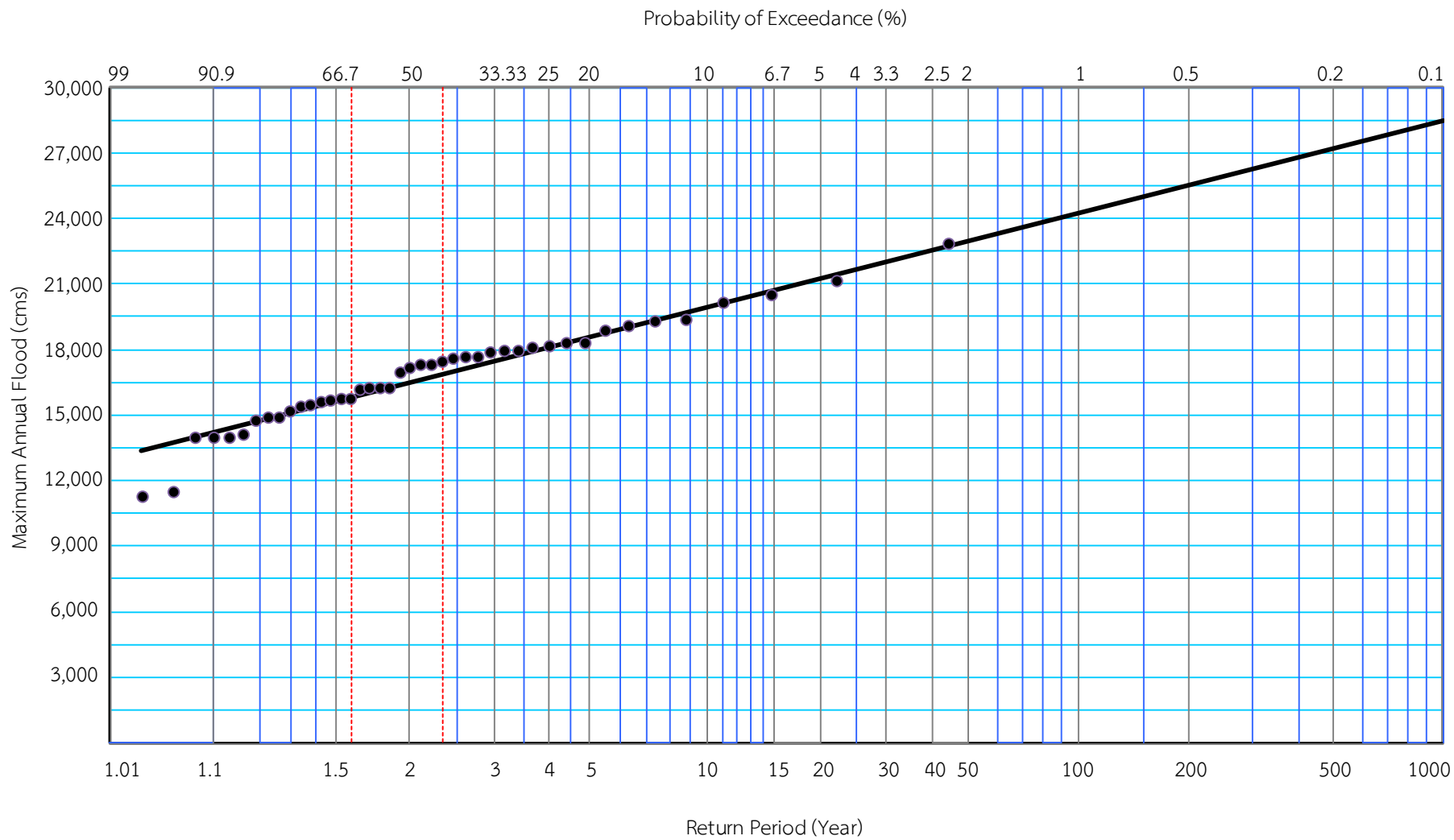
**วิธีทำ** ผลการวิเคราะห์แสดงรายละเอียดไว้ในตารางที่ 10.6

**ตารางที่ 10.6** ผลการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลปริมาณน้ำท่วมสูงสุดรายปีโดยวิธีกราฟ

Year	Max Annual Flood	Descending	n	Plotting Position
2466	19,300	22,900	1	2.273
2467	21,200	21,200	2	4.545
2468	14,000	20,500	3	6.817
2469	17,700	20,200	4	9.091
2470	17,500	19,400	5	11.364
2471	15,500	19,300	6	13.643
2472	20,500	19,100	7	15.924
2473	18,100	18,900	8	18.182
2474	15,800	18,300	9	20.450
2475	14,900	18,300	10	22.727
2476	16,300	18,200	11	25.000
2477	14,900	18,100	12	27.248
2478	17,600	18,000	13	29.586
2479	17,000	18,000	14	31.847
2480	17,300	17,900	15	34.130
2481	18,300	17,700	16	36.364
2482	19,100	17,700	17	38.610
2483	17,900	17,600	18	40.984
2484	19,400	17,500	19	43.103
2485	22,900	17,300	20	45.455
2486	16,200	17,300	21	47.619
2487	14,300	17,200	22	50.00
2488	20,200	17,000	23	52.356
2489	17,700	16,300	24	54.645

Year	Max Annual Flood	Descending	n	Plotting Position
2490	18,900	16,300	25	56.818
2491	15,600	16,300	26	59.880
2492	14,800	16,200	27	61.350
2493	15,200	15,800	28	63.694
2494	16,300	15,800	29	65.789
2495	17,300	15,700	30	68.493
2496	14,100	15,600	31	70.423
2497	15,700	15,500	32	72.460
2498	18,000	15,400	33	75.190
2499	16,300	15,200	34	77.520
2500	11,300	14,900	35	79.370
2501	11,500	14,900	36	81.970
2502	18,000	14,800	37	84.030
2503	18,200	14,100	38	86.210
2504	18,300	14,000	39	88.500
2505	15,400	14,000	40	90.910
2506	15,800	14,000	41	93.460
2507	17,200	11,500	42	95.240
2508	14,000	11,300	43	98.040

จะเห็นว่าข้อมูลตัวอย่างเรียงตัวเป็นเส้นตรงดี ดังนั้นจึงอาจกล่าวได้ว่าข้อมูลฝนรายปีมีความเหมาะสมกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบกัมเบล



รูปที่ 10.13 ผลการพล็อตข้อมูลตัวอย่างในกระดาษกราฟการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบกัมเบล

## (2) วิธีไคร์สแควร์ (Chi-Square Method)

วิธีไคร์สแควร์เป็นลักษณะของการเปรียบเทียบค่าความแตกต่างระหว่างความถี่สัมพัทธ์ (Relative Frequency) หรือความถี่สัมพัทธ์สะสม (Cumulative Frequency) ของข้อมูลตัวอย่างกับข้อมูลประชากรที่ได้จากฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นที่คัดเลือกโดยแสดงในรูปของค่าไคร์สแควร์ ( $\chi_C^2$ ) ดังแสดงในสมการ

$$\chi_C^2 = \sum_{i=1}^m \frac{n[f_S(x_i) - f(x_i)]}{f(x_i)} \quad \text{หรือ} \quad \text{-----}(10.20)$$

$$\chi_C^2 = \sum_{i=1}^m \frac{n[F_S(x_i) - F(x_i)]}{F(x_i)} \quad \text{-----}(10.21)$$

เมื่อ  $m$  = จำนวนชั้นทั้งหมดของข้อมูล

$n$  = จำนวนข้อมูลทั้งหมด

$f_S(x_i), f(x_i)$  = ความถี่สัมพัทธ์ของข้อมูลตัวอย่างกับข้อมูลประชากรในชั้นที่  $i$

$F_S(x_i), F(x_i)$  = ความถี่สัมพัทธ์ของข้อมูลตัวอย่างกับข้อมูลประชากรในชั้นที่  $i$

จากนั้นนำค่าไคร์สแควร์ที่ได้จากการคำนวณ ( $\chi_C^2$ ) มาเปรียบเทียบกับค่าสถิติไคร์สแควร์ ( $\chi_{v, \alpha}^2$ ) ซึ่งทำการทดสอบที่อันดับอิสระภาพ (Degree of Freedom,  $v$ ) และระดับนัยสำคัญ (Significant Level,  $\alpha$ ) ที่กำหนด โดยค่าสถิติไคร์สแควร์สามารถอ่านค่าได้จากตารางที่ 10.7 สำหรับอันดับอิสระภาพจะคำนวณได้จาก

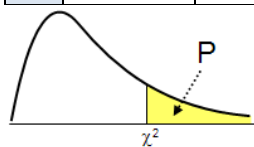
$$v = m - p - 1 \quad \text{-----}(10.22)$$

เมื่อ  $p$  = จำนวนพารามิเตอร์ของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็น

หากค่าไคร์สแควร์ที่ได้จากการคำนวณน้อยกว่าค่าสถิติไคร์สแควร์ที่ทำการทดสอบที่ระดับนัยสำคัญ  $\alpha$  แสดงว่าข้อมูลดังกล่าวมีความเหมาะสมกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นที่คัดเลือก หรือแสดงว่าสมมติฐานที่ตั้งไว้ว่าข้อมูลมีการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นตามที่ฟังก์ชันที่คัดเลือกเป็นที่ยอมรับได้ที่ระดับนัยสำคัญ  $\alpha$  นั้นเอง

ตารางที่ 10.7 ค่าสถิติไคร์สแควร์

DF	0.995	0.975	0.20	0.10	0.05	0.025	0.02	0.01	0.005	0.002	0.001
1	0.0000393	0.000982	1.642	2.706	3.841	5.024	5.412	6.635	7.879	9.550	10.828
2	0.0100	0.0506	3.219	4.605	5.991	7.378	7.824	9.210	10.597	12.429	13.816
3	0.0717	0.216	4.642	6.251	7.815	9.348	9.837	11.345	12.838	14.796	16.266
4	0.207	0.484	5.989	7.779	9.488	11.143	11.668	13.277	14.860	16.924	18.467
5	0.412	0.831	7.289	9.236	11.070	12.833	13.388	15.086	16.750	18.907	20.515
6	0.676	1.237	8.558	10.645	12.592	14.449	15.033	16.812	18.548	20.791	22.458
7	0.989	1.690	9.803	12.017	14.067	16.013	16.622	18.475	20.278	22.601	24.322
8	1.344	2.180	11.030	13.362	15.507	17.535	18.168	20.090	21.955	24.352	26.124
9	1.735	2.700	12.242	14.684	16.919	19.023	19.679	21.666	23.589	26.056	27.877
10	2.156	3.247	13.442	15.987	18.307	20.483	21.161	23.209	25.188	27.722	29.588
11	2.603	3.816	14.631	17.275	19.675	21.920	22.618	24.725	26.757	29.354	31.264
12	3.074	4.404	15.812	18.549	21.026	23.337	24.054	26.217	28.300	30.957	32.909
13	3.565	5.009	16.985	19.812	22.362	24.736	25.472	27.688	29.819	32.535	34.528
14	4.075	5.629	18.151	21.064	23.685	26.119	26.873	29.141	31.319	34.091	36.123
15	4.601	6.262	19.311	22.307	24.996	27.488	28.259	30.578	32.801	35.628	37.697
16	5.142	6.908	20.465	23.542	26.296	28.845	29.633	32.000	34.267	37.146	39.252
17	5.697	7.564	21.615	24.769	27.587	30.191	30.995	33.409	35.718	38.648	40.790
18	6.265	8.231	22.760	25.989	28.869	31.526	32.346	34.805	37.156	40.136	42.312
19	6.844	8.907	23.900	27.204	30.144	32.852	33.687	36.191	38.582	41.610	43.820
20	7.434	9.591	25.038	28.412	31.410	34.170	35.020	37.566	39.997	43.072	45.315
21	8.034	10.283	26.171	29.615	32.671	35.479	36.343	38.932	41.401	44.522	46.797
22	8.643	10.982	27.301	30.813	33.924	36.781	37.659	40.289	42.796	45.962	48.268
23	9.260	11.689	28.429	32.007	35.172	38.076	38.968	41.638	44.181	47.391	49.728
24	9.886	12.401	29.553	33.196	36.415	39.364	40.270	42.980	45.559	48.812	51.179
25	10.520	13.120	30.675	34.382	37.652	40.646	41.566	44.314	46.928	50.223	52.620
26	11.160	13.844	31.795	35.563	38.885	41.923	42.856	45.642	48.290	51.627	54.052
27	11.808	14.573	32.912	36.741	40.113	43.195	44.140	46.963	49.645	53.023	55.476
28	12.461	15.308	34.027	37.916	41.337	44.461	45.419	48.278	50.993	54.411	56.892
29	13.121	16.047	35.139	39.087	42.557	45.722	46.693	49.588	52.336	55.792	58.301
30	13.787	16.791	36.250	40.256	43.773	46.979	47.962	50.892	53.672	57.167	59.703



ตัวอย่างที่ 10.1 ให้ทำการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลฝนรายปีของรัฐเท็กซัสที่แสดงไว้ในตัวอย่างที่ 10.1 กับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติและเลือกวิธีไคร์สแควร์ในการทดสอบ

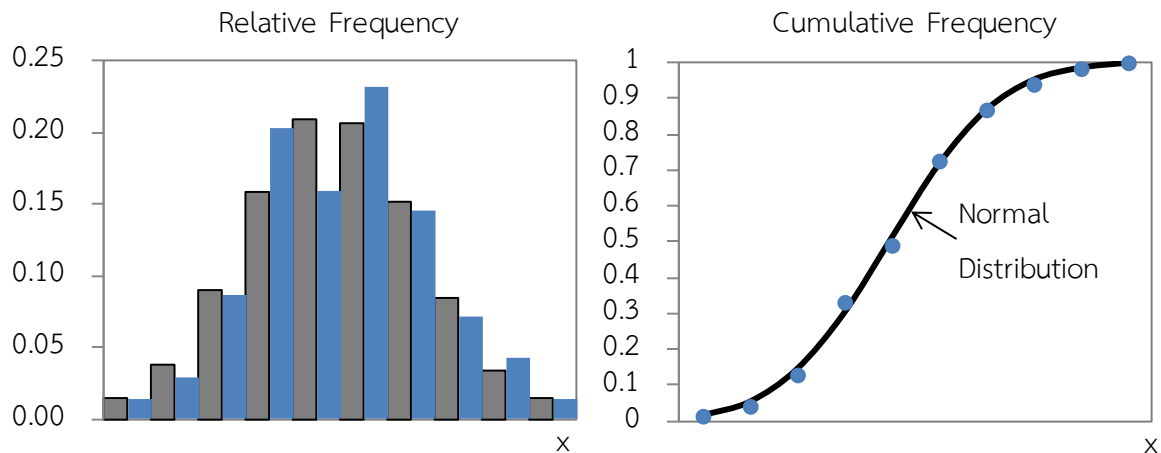


วิธีทำ ในเบื้องต้นได้แบ่งชั้นข้อมูลออกเป็น 10 ชั้น ผลการวิเคราะห์และทดสอบแสดงรายละเอียดไว้ในตารางที่ 10.8 ดังนี้

ตารางที่ 10.8 ผลการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลฝนรายปีโดยวิธีไคร์สแควร์

Interval	Range (in)	$n_i$	$f_s(x_i)$	$F_s(x_i)$	$z_i$	$F(x_i)$	$f(x_i)$	$\chi_c^2$
1	< 20	1	0.014	0.014	-2.157	0.015	0.015	0.004
2	20-25	2	0.029	0.043	-1.611	0.053	0.038	0.147
3	25-30	6	0.087	0.130	-1.065	0.144	0.090	0.008
4	30-35	14	0.203	0.333	-0.520	0.301	0.158	0.891
5	35-40	11	0.159	0.493	0.026	0.510	0.209	0.805
6	40-45	16	0.232	0.725	0.571	0.716	0.206	0.222
7	45-50	10	0.145	0.870	1.117	0.868	0.151	0.019
8	50-55	5	0.072	0.942	1.662	0.952	0.084	0.114
9	55-60	3	0.043	0.986	2.208	0.986	0.034	0.163
10	> 60	1	0.014	1.000	2.753	1.000	0.014	0.004
Total		69	1.000				1.000	2.377
Avg.	39.77							
Stdev.	9.17							

จากตารางได้ค่าไคร์สแควร์จากการคำนวณ ( $\chi_c^2$ ) เท่ากับ 2.377 ซึ่งน้อยกว่าค่าสถิติไคร์สแควร์ ( $\chi_{v,\alpha}^2$ ) ที่ระดับนัยสำคัญ 5% และอันดับอิสระภาพเท่ากับ  $10-2-1 = 7$  ซึ่งมีค่าเท่ากับ 14.067 ดังนั้นจึงสรุปได้ว่าฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติมีความเหมาะสมหรือฟิตกับข้อมูลฝนรายปีของรัฐเท็กซัสดังแสดงรูปประกอบในรูปที่ 10.14



**รูปที่ 10.14** เปรียบเทียบผลการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลฝนรายปีกับฟังก์ชันความถี่สัมพัทธ์ และฟังก์ชันความถี่สะสมของการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติ

(3) วิธีของสไมนอฟ-กอลโมโกรอฟ (Smirnov-Golmogorov Method)

วิธีนี้เป็นการทดสอบค่าความแตกต่างระหว่างค่าความถี่สัมพัทธ์สะสมของข้อมูลตัวอย่างหรือค่า Plotting Position,  $F'(x)$  กับความถี่สัมพัทธ์สะสมของข้อมูลประชากรที่ได้จากฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นที่คัดเลือก (Cumulative Distribution Function,  $F(x)$ ) โดยคำนวณหาค่าผลต่างในรูปของ  $\Delta$  โดยที่

$$\Delta = |F'(x_i) - F(x_i)| \tag{10.23}$$

จากนั้นคำนวณหาค่า  $\Delta_{Max}$  เพื่อเปรียบเทียบกับค่าสถิติ  $\Delta_{N,\alpha}$  ของสไมนอฟ-กอลโมโกรอฟที่แสดงค่าไว้ในตารางที่ 10.9 หากค่าที่ได้จากการคำนวณน้อยกว่าค่าสถิติที่ทำการทดสอบที่ระดับนัยสำคัญ  $\alpha$  แสดงว่าข้อมูลดังกล่าวมีความเหมาะสมกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นที่คัดเลือก หรือแสดงว่าสมมุติฐานที่ตั้งไว้ว่าข้อมูลมีการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นตามที่ฟังก์ชันที่คัดเลือกเป็นที่ยอมรับได้ที่ระดับนัยสำคัญ  $\alpha$  นั้นเอง

**ตารางที่ 10.9** ค่าสถิติ  $\Delta_{N,\alpha}$  สำหรับการวิเคราะห์โดยวิธีของสไมนอฟ-กอลโมโกรอฟ

N	$\alpha$			
	0.20	0.10	0.05	0.01
5	0.45	0.51	0.56	0.67
10	0.32	0.37	0.41	0.49
15	0.27	0.30	0.34	0.40

N	$\alpha$			
	0.20	0.10	0.05	0.01
20	0.23	0.26	0.29	0.36
25	0.21	0.24	0.27	0.32
30	0.19	0.22	0.24	0.29
35	0.18	0.20	0.23	0.27
40	0.17	0.19	0.21	0.25
45	0.16	0.18	0.20	0.24
50	0.15	0.17	0.19	0.23
N>50	$\frac{1.07}{\sqrt{N}}$	$\frac{1.22}{\sqrt{N}}$	$\frac{1.36}{\sqrt{N}}$	$\frac{1.63}{\sqrt{N}}$

**ตัวอย่างที่ 10.4** ข้อมูลปริมาณน้ำท่วมสูงสุดรายปีของแม่น้ำโขงในประเทศลาวตั้งแต่ปี พ.ศ. 2466-2508 ข้างต้น ให้ทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลตัวอย่างกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบกัมเบลโดยวิธีของสไมนอฟ-กอลโมโกรอฟ

**วิธีทำ**

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \frac{725,500}{43} = 16,827.09$$

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i^2 - n\bar{x}^2)}{n-1}} = \sqrt{\frac{12,471.45 \times 10^6 - 43(16,872.09)^2}{42}} = 2,343.91$$

$$x_0 = \bar{x} - 0.45S_x = 16,872.09 - 0.45 \times 2,343.91 = 15,817.33$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}S_x}{\pi} = 0.7797S_x = 0.7797 \times 2,343.9 = 1,827.55$$

$$F(x) = \exp\left[-\exp\left[-\left(\frac{x - x_0}{\alpha}\right)\right]\right] = \exp\left[-\exp\left[-\left(\frac{x - 15,817.33}{1,827.55}\right)\right]\right] \text{ และ}$$

$$F'(x) = \frac{m}{n+1}$$

**ตารางที่ 10.10** ผลการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลปริมาณน้ำท่วมสูงสุดรายปีโดยวิธีของสไมนอฟ-กอลโมโกรอฟ

No.	Max Annual Flood	F'(x), %	F(x), %	$\Delta = \text{abs}[F'(x) - F(x)]$
1	11,300	2.273	0.0007	2.27
2	11,500	4.545	0.002	4.54
3	14,000	6.817	6.7	0.12

No.	Max Annual Flood	F'(x), %	F(x), %	$\Delta = \text{abs}[F'(x) - F(x)]$
4	14,000	9.091	6.7	2.36
5	14,000	11.364	6.7	4.66
6	14,100	13.643	7.7	5.94
7	14,800	15.924	17.5	1.58
8	14,900	18.182	19.2	1.02
9	14,900	20.450	19.2	1.25
10	15,200	22.727	24.6	1.87
11	15,400	25.000	28.5	3.5
12	15,500	27.248	30.4	3.15
13	15,600	29.586	32.4	2.81
14	15,700	31.847	34.4	2.55
15	15,800	34.130	36.4	2.27
16	15,800	36.364	36.4	0.04
17	16,200	38.610	44.4	5.97
18	16,300	40.984	46.4	5.42
19	16,300	43.103	46.4	3.30
20	16,300	45.455	46.4	0.95
21	17,000	47.619	59.2	11.58
22	17,200	50.000	62.5	12.5*
23	17,300	52.356	64.1	11.74
24	17,300	54.645	64.1	9.46
25	17,500	56.818	67.2	10.38
26	17,600	59.880	68.6	8.72
27	17,700	61.35	70.0	8.65
28	17,700	63.694	70.0	6.31
29	17,900	65.789	72.6	6.81
30	18,000	68.493	73.9	5.41
31	18,000	70.423	73.9	3.48
32	18,100	72.460	75.1	2.64
33	18,200	75.190	76.2	1.01
34	18,300	77.520	77.3	0.22

No.	Max Annual Flood	F'(x), %	F(x), %	$\Delta=abs[F'(x)-F(x)]$
35	18,300	79.370	77.3	2.07
36	18,900	81.970	83.1	1.13
37	19,100	84.030	84.7	0.67
38	19,300	86.210	86.2	0.1
39	19,400	88.500	86.9	1.6
40	20,200	90.910	91.3	0.4
41	20,500	93.460	92.6	0.86
42	21,200	95.240	94.9	0.34
43	22,900	98.040	97.9	0.14

#### 10.4 เอกสารอ้างอิง (References)

วรารุช วุฒินิชย์, ทองเปลว กองจันทร์, และวัชระ เสือดี. (2550). *อุทกวิทยาประยุกต์ทางวิศวกรรม*.

กรุงเทพฯ: สมาคมศิษย์เก่าวิศวกรรมชลประทานในพระบรมราชูปถัมภ์.

สุรินทร์ ขนาบศักดิ์. (2543). *ความน่าจะเป็นและการแจกแจงความน่าจะเป็น*. เชียงใหม่: ภาควิชาสถิติ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่.

Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.

Dowdy, S., Weardon, S., & Chilko, D. (2004). *Statistics for research*. New Jersey: A John Wiley & Sons.

Sciencegraph. (2018). *Probability paper*. Retrieved July 12, 2018 from <http://sciencegraph.org/category/graph-paper/probability-paper/>.

## บทที่ 11

## การวิเคราะห์ความถี่น้ำท่วม (Flood Frequency Analysis)

## 11.1 บทนำ (Introduction)

อาจกล่าวได้ว่าเหตุการณ์วิกฤต (Extreme Event) ในทางอุทกวิทยาไม่ว่าจะเป็น พายุฝน น้ำท่วม และภัยแล้ง เป็นต้น มีโอกาสเกิดน้อยครั้งกว่าเหตุการณ์ปกติทั่วไป อย่างไรก็ตามความรุนแรงของเหตุการณ์วิกฤต (Magnitude of Extreme Event) มีผลกระทบและสร้างความเสียหายค่อนข้างรุนแรง ด้วยเหตุนี้การวิเคราะห์ความถี่ (Frequency Analysis) ของข้อมูลเหตุการณ์วิกฤตจึงถูกนำมาประยุกต์ใช้โดยหาความสัมพันธ์ระหว่างขนาดของเหตุการณ์วิกฤต (Magnitude) กับความถี่ของการเกิด (Frequency) โดยอาศัยหลักทฤษฎีการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็น (Probability Distribution) ซึ่งได้กล่าวถึงในรายละเอียดไว้ในบทที่ 10 นอกจากนี้การวิเคราะห์ความถี่ของข้อมูลน้ำท่วม (Flood Frequency Analysis) นับได้ว่ามีประโยชน์อย่างมากในงานวิศวกรรมเนื่องจากผลที่ได้ถูกนำมาใช้เป็นข้อมูลพื้นฐานในการออกแบบเขื่อน สะพาน ท่อลอด รวมถึงโครงสร้างอาคารชลศาสตร์ต่าง ๆ หรือนำมาใช้ในการประมาณการมูลค่าทางเศรษฐศาสตร์ของโครงการป้องกันน้ำท่วม หรือนำมาใช้ระบุพื้นที่ราบน้ำท่วมถึงที่อาจเป็นพื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดน้ำท่วม เป็นต้น

## 11.2 รอบปีการเกิดซ้ำ (Return Period)

หากกำหนดให้เหตุการณ์วิกฤตเป็นเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นเมื่อตัวแปรสุ่ม  $X$  มีค่ามากกว่าหรือเท่ากับค่าที่กำหนดที่ระดับ  $x_{Tr}$  หรือ

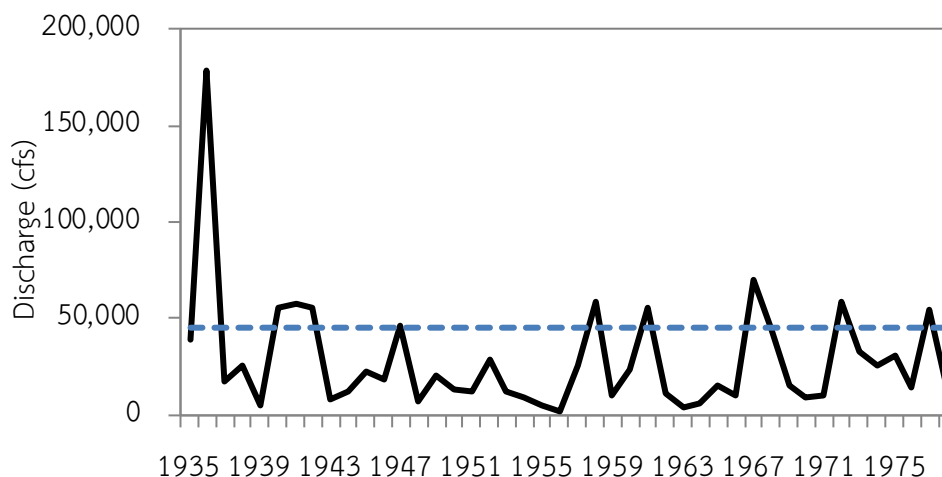
$$X \geq x_{Tr} \quad \text{-----(11.1)}$$

ช่วงเวลาเกิดซ้ำ (Recurrence Interval,  $\tau$ ) หมายถึงช่วงเวลาระหว่างที่เกิดเหตุการณ์  $X \geq x_{Tr}$  ดังแสดงตัวอย่างให้เห็นจากข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดรายปีซึ่งทำการตรวจวัดในแม่น้ำกัวดาลูปในมลรัฐเท็กซัส

ตารางที่ 11.1 ข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดรายปีของแม่น้ำกัวดาลูปในมลรัฐเท็กซัสตั้งแต่ปี ค.ศ. 1935-1978

Year	1930	1940	1950	1960	1970
0		55,900	13,300	23,700	9,190
1		58,000	12,300	55,800	9,740
2		56,000	28,400	10,800	58,500
3		7,710	11,600	4,100	33,100
4		12,300	8,560	5,720	25,200

Year	1930	1940	1950	1960	1970
5	38,500	22,000	4,950	15,000	30,200
6	179,000	17,900	1,730	9,790	14,100
7	17,200	46,000	25,300	70,000	54,500
8	25,400	6,970	58,300	44,300	12,700
9	4,940	20,600	10,100	15,200	



รูปที่ 11.1 อนุกรมเวลาของข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดรายปีของแม่น้ำกัวดาลูเปในมลรัฐเท็กซัส

ถ้ากำหนดให้  $x_{Tr} = 50,000$  ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที จะพบว่าข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดรายปีของแม่น้ำกัวดาลูเปในมลรัฐเท็กซัสมีค่าสูงกว่า  $x_{Tr}$  อยู่ 9 ครั้ง ซึ่งเกิดขึ้นในปี ค.ศ. 1936, 1940, 1941, 1942, 1958, 1961, 1967, 1972 และ 1977 โดยช่วงเวลาที่เกิดซ้ำของเหตุการณ์ผันแปรอยู่ระหว่าง 1-16 ปี ดังแสดงในตารางที่ 11.2

ตารางที่ 11.2 จำนวนครั้งของการเกิดและช่วงเวลาที่เกิดซ้ำของเหตุการณ์

No.	1	2	3	4	5	6	7	8		
Exceedance Year	1936	1940	1941	1942	1958	1961	1967	1972	1977	Avg.
Recurrence Interval (yr)	4	1	1	16	3	6	5	5		5.1

ด้วยเหตุนี้รอบปีการเกิดซ้ำ (Return Period,  $T_r$ ) ของเหตุการณ์  $X \geq x_{Tr}$  จึงหมายถึงค่าประมาณการของช่วงเวลาเกิดซ้ำ (Expected Value of Recurrence Interval,  $E(\tau)$ ) หรือเป็นค่าเฉลี่ยของช่วงเวลาเกิดซ้ำที่มีจำนวนครั้งของการเกิดมากเพียงพอหรือได้มาจากข้อมูลประชากรนั่นเอง

ดังนั้นจากข้อมูลในตารางข้างต้นจะได้ค่าประมาณการของรอบปีการเกิดซ้ำที่ข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดรายปีของแม่น้ำกัวดาลูปจะสูงกว่า 50,000 ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาทีเท่ากับ  $Tr = E(\tau) = 41/8 = 5.1$  ปี

เนื่องจากโอกาสความน่าจะเป็นของการเกิดเหตุการณ์  $X \geq x_{Tr}$  ของชุดข้อมูลตัวอย่างใด ๆ เขียนได้ในรูปสมการดังนี้คือ (Chow et al., 1988; วราวุธ วุฒิวิณชัย และคณะ, 2550)

$$p = P(X \geq x_{Tr}) \quad \text{-----}(11.2)$$

ดังนั้น

$$E(\tau) = \frac{P}{[1 - (1 - p)]^2} = \frac{1}{p} \quad \text{-----}(11.3)$$

ด้วยเหตุนี้

$$E(\tau) = Tr = \frac{1}{p} \quad \text{-----}(11.4)$$

และโอกาสความน่าจะเป็นของการเกิดเหตุการณ์ใด ๆ จะเท่ากับ

$$p = P(X \geq x_{Tr}) = \frac{1}{Tr} \quad \text{-----}(11.5)$$

จากข้อมูลข้างต้นจะได้โอกาสความน่าจะเป็นที่ข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดรายปีของแม่น้ำกัวดาลูปจะสูงกว่า 50,000 ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาทีในปีใด ๆ เท่ากับ

$$p = P(X \geq x_{Tr}) = \frac{1}{Tr} = \frac{1}{5.1} = 0.195$$

นอกจากนี้ยังสามารถคำนวณหาค่าโอกาสความน่าจะเป็นที่จะเกิดเหตุการณ์  $X < x_{Tr}$  ทุก ๆ ปีเป็นเวลา N ปีติดต่อกันได้จากสมการดังนี้คือ

$$P(X < x_{Tr}) = (1 - p)^N \quad \text{-----}(11.6)$$

หรือสามารถคำนวณหาค่าโอกาสความน่าจะเป็นที่จะเกิดเหตุการณ์  $X \geq x_{Tr}$  อย่างน้อย 1 ครั้งในรอบ N ปีได้จากสมการดังนี้คือ

$$P(X \geq x_{Tr}) = 1 - (1 - p)^N = 1 - \left(1 - \frac{1}{Tr}\right)^N \quad \text{-----}(11.7)$$



**ตัวอย่างที่ 11.1** ให้ประมาณค่าโอกาสความน่าจะเป็นของข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดรายปีของแม่น้ำกัวดาลูปที่จะสูงกว่า 50,000 ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที อย่างน้อย 1 ครั้งในช่วงอีก 3 ปีข้างหน้า

**วิธีทำ** จากผลการคำนวณข้างต้นจะได้โอกาสความน่าจะเป็นที่ข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดรายปีของแม่น้ำกัวดาลูปจะสูงกว่า 50,000 ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาทีในปีใด ๆ เท่ากับ 0.195 ดังนั้น

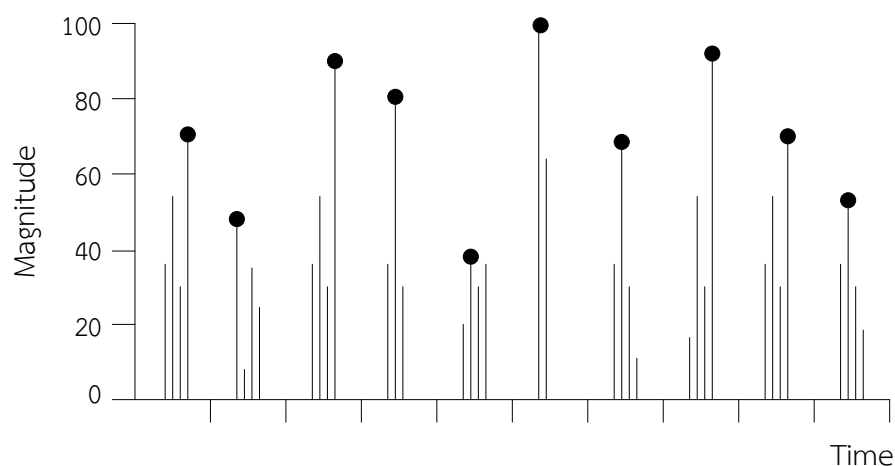
$$P(Q \geq 50,000) = 1 - (1 - p)^N = 1 - (1 - 0.195)^3$$

### 11.3 การเลือกข้อมูลสำหรับวิเคราะห์ความถี่น้ำท่วม (Data Selection for Flood Frequency Analysis)

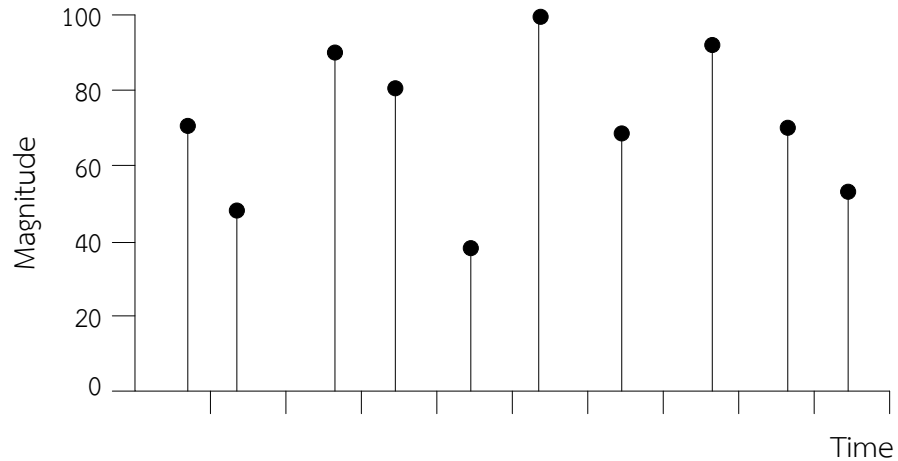
การเลือกข้อมูลสำหรับใช้ในการวิเคราะห์ความถี่น้ำท่วมโดยปกติจะเลือกจากข้อมูลน้ำท่วมสูงสุดที่มีการตรวจวัดในอดีต และมีความยาวข้อมูลเพียงพอซึ่งควรจะไม่ต่ำกว่า 30 ปี เป็นอย่างน้อย ทั้งนี้เพื่ออธิบายลักษณะการเกิดของเหตุการณ์วิกฤตได้อย่างแท้จริง โดยการคัดเลือกข้อมูลทำได้ใน 2 รูปแบบคือ อนุกรมข้อมูลสูงสุดรายปี (Annual Duration Series/Complete Duration Series) และอนุกรมข้อมูลสูงสุดบางส่วน (Partial Duration Series) (Chow et al., 1988; วราวุธ วุฒิวิณิช และคณะ, 2550)

#### 11.3.1 อนุกรมข้อมูลสูงสุดรายปี (Annual Duration Series)

เป็นการเลือกข้อมูลสูงสุดรายปีจากข้อมูลเดิมที่มีการตรวจวัดในอดีตเพียงค่าเดียวดังแสดงตัวอย่างข้อมูลที่คัดเลือกในรูปที่ 11.2 และเมื่อนำมาข้อมูลมาพล็อตจะเรียกว่าอนุกรมข้อมูลสูงสุดรายปี (Annual Maximum Series) ดังแสดงในรูปที่ 11.3



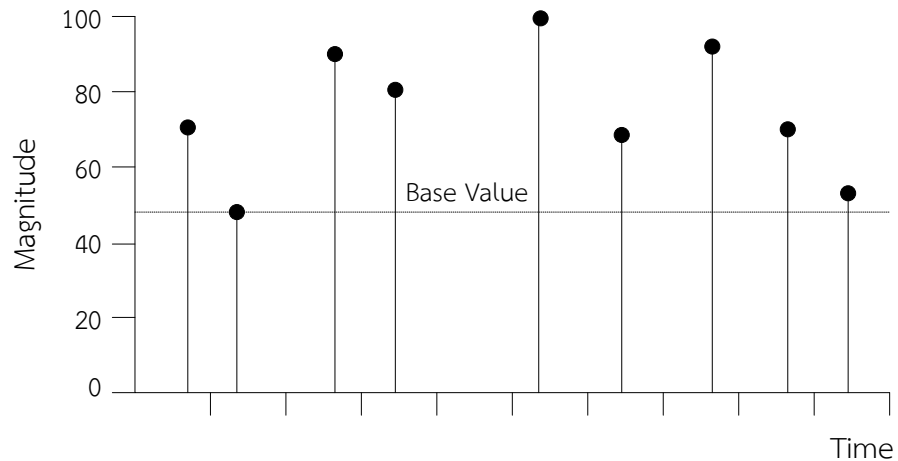
รูปที่ 11.2 ชุดข้อมูลที่ตรวจวัดในอดีตและคัดเลือกเฉพาะข้อมูลสูงสุดรายปี



รูปที่ 11.3 อนุกรมข้อมูลสูงสุดรายปี

### 11.3.2 อนุกรมข้อมูลสูงสุดบางส่วน (Partial Duration Series)

เป็นการเลือกเฉพาะข้อมูลที่เกิดขึ้นค่าที่กำหนดหรือที่เรียกว่า ข้อมูลฐาน (Base Value) และเมื่อนำมาข้อมูลมาพล็อตจะเรียกว่าอนุกรมข้อมูลที่เกิดขึ้นค่าข้อมูลฐานรายปี (Annual Exceedance Series) ดังแสดงในรูปที่ 11.4



รูปที่ 11.4 อนุกรมข้อมูลที่เกิดขึ้นค่าข้อมูลฐานรายปี

## 11.4 วิธีการวิเคราะห์ความถี่น้ำท่วม (Methods of Flood Frequency Analysis)

### 11.4.1 วิธีการกราฟ (Graphical Method)

วิธีการกราฟเป็นวิธีที่ง่ายที่สุดในการวิเคราะห์การแจกแจงความถี่น้ำท่วมหรือข้อมูลอุทกวิทยาอื่น ๆ ซึ่งวัตถุประสงค์หลักก็เพื่อหาค่าขนาดน้ำท่วมหรือข้อมูลอุทกวิทยาใด ๆ ที่รอบปีการเกิดซ้ำที่กำหนด โดยขั้นตอนการวิเคราะห์จะเริ่มต้นที่การคัดเลือกอนุกรมเวลาของข้อมูลตามรายละเอียดที่กล่าวไว้ในหัวข้อ

11.3 จากนั้นอาศัยหลักการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลโดยวิธีกราฟซึ่งได้อธิบายรายละเอียดไว้ในบทที่ 10 ที่ผ่านมา หากข้อมูลมีความเหมาะสมกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นดังกล่าว ก็สามารถอ่านค่าขนาดน้ำท่วมที่รอบปีการเกิดซ้ำต่าง ๆ ที่กำหนดได้จากกราฟเส้นตรง

#### 11.4.2 วิธีอาศัยรูปแบบฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็น (Probability Distribution Function)

วิธีนี้จะทำการแปลงตัวแปร  $x$  ให้กลายเป็น  $y$  จากนั้นจัดรูปแบบของแบบจำลองโอกาสความน่าจะเป็นแบบสะสม (Cumulative Distribution Function, CDF) ใหม่ให้ง่ายขึ้น ยกตัวอย่างเช่น ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นสะสมแบบกัมเบลซึ่งมีรูปแบบสมการคือ

$$F(x) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{x - \mu}{\alpha}\right)\right] \quad ; \quad -\infty \leq x \leq \infty \quad \text{-----}(11.8)$$

และพารามิเตอร์ของแบบจำลองประกอบด้วย

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}s}{\pi} \quad \text{-----}(11.9)$$

$$\mu = \bar{x} - 0.5772\alpha \quad \text{-----}(11.10)$$

ดังนั้นเมื่อทำการจัดรูปแบบสมการใหม่โดยที่

$$y = \frac{x - \mu}{\alpha} \quad \text{-----}(11.11)$$

จะได้

$$F(x) = \exp[-\exp(-y)] \quad \text{-----}(11.12)$$

โดยที่

$$y = -\ln\left[\ln\left(\frac{1}{F(x)}\right)\right] \quad \text{-----}(11.13)$$

เนื่องจาก

$$\frac{1}{Tr} = P(X \geq x_{Tr}) = 1 - P(X < x_{Tr}) = 1 - F(x_{Tr}) \quad \text{-----}(11.14)$$

ดังนั้น

$$F(x_{Tr}) = \frac{Tr - 1}{Tr} \quad \text{-----}(11.15)$$

$$y = -\ln\left[\ln\left(\frac{Tr}{Tr - 1}\right)\right] \quad \text{-----}(11.16)$$

และจะได้

$$x_{Tr} = \mu + \alpha y_{Tr} \quad \text{-----}(11.17)$$

ด้วยเหตุนี้จึงสามารถประมาณค่าขนาดน้ำท่วมที่รอบปีการเกิดซ้ำต่าง ๆ ได้จากสมการข้างต้น

### 11.4.3 วิธีใช้แฟคเตอร์ความถี่ (Frequency Factor Method)

การแปลง  $x$  ให้กลายเป็น  $y$  สำหรับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นบางฟังก์ชันอาจทำได้ไม่ถนัดโดยเฉพาะอย่างยิ่งฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติและแบบเพียร์สันประเภทที่ 3 ด้วยเหตุนี้จึงมีการพัฒนาวิธีใช้แฟคเตอร์ความถี่สำหรับการประมาณค่าขนาดน้ำท่วมที่รอบปีการเกิดซ้ำต่าง ๆ ดังนี้

กำหนดให้ขนาดของเหตุการณ์วิกฤตใด ๆ  $x_{Tr}$  เท่ากับค่าเฉลี่ย (Mean,  $\mu$ ) บวกด้วยค่า Departure Term ( $\Delta x_{Tr}$ ) ซึ่งผันแปรไปจากค่าเฉลี่ยดังแสดงในรูปที่ 11.5 และเขียนเป็นสมการได้ดังนี้คือ

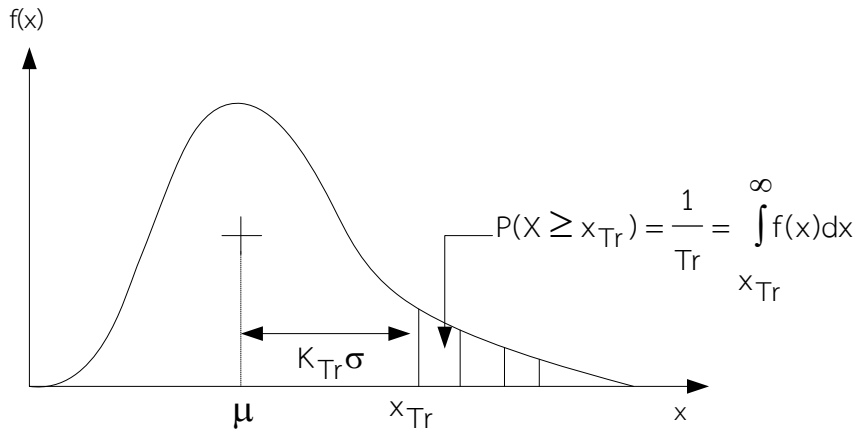
$$x_{Tr} = \mu + \Delta x_{Tr} \quad \text{-----}(11.18)$$

โดยที่ค่า Departure Term มีค่าเท่ากับผลคูณระหว่างส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation,  $\sigma$ ) กับค่าแฟคเตอร์ความถี่ (Frequency Factor,  $K_{Tr}$ ) หรือเขียนเป็นสมการได้เป็น

$$x_{Tr} = \mu + K_{Tr}\sigma \quad \text{-----}(11.19)$$

โดยที่ค่าแฟคเตอร์ความถี่ขึ้นอยู่กับชนิดของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นและค่ารอบปีการเกิดซ้ำ และสามารถประมาณค่า  $x_{Tr}$  ที่รอบปีการเกิดซ้ำใด ๆ ได้จาก

$$x_{Tr} = \bar{x} + K_{Tr}S_x \quad \text{-----}(11.20)$$



รูปที่ 11.5 ขนาดของเหตุการณ์วิกฤตใด ๆ

(1) ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติ (Normal Distribution) แพคเตอร์ความถี่:

$$K_{Tr} = \frac{x_{Tr} - \mu}{\sigma} = z \quad \text{-----(11.21)}$$

โดยที่

$$z = w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3} \quad \text{-----(11.22)}$$

เมื่อ  $w = [\ln(\frac{1}{2p})]^{1/2} \quad ; (0 < p \leq 0.5) \quad \text{-----(11.23)}$

(2) ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบล็อกเพียร์ซชั้นประเภทที่ 3 (Log-Pearson Type III Distribution)

แพคเตอร์ความถี่:

$$K_{Tr} = z + (z^2 - 1)k + \frac{1}{3}(z^3 - 6z)k^2 - (z^2 - 1)k^3 + zk^4 + \frac{1}{3}k^5 \quad \text{-----(11.24)}$$

$$\text{เมื่อ} \quad k = \frac{C_s}{6} \quad \text{-----}(11.25)$$

สำหรับค่าแฟคเตอร์ความถี่ของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบแกมมาและล็อกเพียร์สันประเภทที่ 3 แสดงในตารางที่ 11.3

**ตารางที่ 11.3** ค่าแฟคเตอร์ความถี่ของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบแกมมาและล็อกเพียร์สันประเภทที่ 3

Cs	Return Period (Year)							
	1.01	2	5	10	25	50	100	200
3.0	-0.667	-0.396	0.420	1.180	2.278	3.152	4.051	4.970
2.9	-0.690	-0.390	0.440	1.195	2.277	3.134	4.013	4.904
2.8	-0.714	-0.384	0.460	1.210	2.275	3.114	3.973	4.847
2.7	-0.740	-0.376	0.479	1.224	2.272	3.093	3.932	4.783
2.6	-0.769	-0.368	0.499	1.238	2.267	3.071	3.889	4.718
2.5	-0.799	-0.360	0.518	1.250	2.262	3.048	3.845	4.652
2.4	-0.832	-0.351	0.537	1.262	2.256	3.023	3.800	4.584
2.3	-0.867	-0.341	0.555	1.274	2.248	2.997	3.753	4.515
2.2	-0.905	-0.330	0.574	1.284	2.240	2.970	3.705	4.444
2.1	-0.946	-0.319	0.592	1.294	2.230	2.942	3.656	4.372
2.0	-0.990	-0.307	0.609	1.302	2.219	2.912	3.605	4.298
1.9	-1.037	-0.294	0.627	1.310	2.207	2.881	3.553	4.223
1.8	-1.087	-0.282	0.643	1.318	2.193	2.848	3.499	4.147
1.7	-1.140	-0.268	0.660	1.324	2.179	2.815	3.444	4.069
1.6	-1.197	-0.254	0.675	1.329	2.163	2.780	3.388	3.990
1.5	-1.256	-0.240	0.690	1.333	2.146	2.743	3.330	3.910
1.4	-1.318	-0.225	0.705	1.337	2.128	2.706	3.271	3.828
1.3	-1.383	-0.210	0.719	1.339	2.108	2.666	3.211	3.745
1.2	-1.449	-0.195	0.732	1.340	2.087	2.626	3.149	3.661
1.1	-1.518	-0.180	0.745	1.341	2.066	2.585	3.087	3.575
1.0	-1.588	-0.164	0.758	1.340	2.043	2.542	3.022	3.489
0.9	-1.660	-0.148	0.769	1.339	2.018	2.498	2.957	3.401
0.8	-1.733	-0.132	0.780	1.336	1.993	2.453	2.891	3.312
0.7	-1.806	-0.116	0.790	1.333	1.967	2.407	2.824	3.223
0.6	-1.880	-0.099	0.800	1.328	1.939	2.359	2.755	3.132
0.5	-1.955	-0.083	0.808	1.323	1.910	2.311	2.686	3.041
0.4	-2.029	-0.066	0.816	1.317	1.880	2.261	2.615	2.949
0.3	-2.104	-0.050	0.824	1.309	1.849	2.211	2.544	2.856
0.2	-2.178	-0.033	0.830	1.301	1.818	2.159	2.472	2.763
0.1	-2.252	-0.017	0.836	1.292	1.785	2.107	2.400	2.670
0.0	-2.326	0.000	0.842	1.282	1.751	2.054	2.326	2.576

Cs	Return Period (Year)							
	1.01	2	5	10	25	50	100	200
-0.1	-2.400	0.017	0.846	1.270	1.716	2.000	2.252	2.482
-0.2	-2.472	0.033	0.850	1.258	1.680	1.945	2.178	2.388
-0.3	-2.544	0.050	0.853	1.245	1.643	1.890	2.104	2.294
-0.4	-2.615	0.066	0.855	1.231	1.606	1.834	2.029	2.201
-0.5	-2.686	0.083	0.856	1.216	1.567	1.777	1.955	2.108
-0.6	-2.755	0.099	0.857	1.200	1.528	1.720	1.880	2.016
-0.7	-2.824	0.116	0.857	1.183	1.488	1.663	1.806	1.926
-0.8	-2.891	0.132	0.856	1.166	1.448	1.606	1.733	1.837
-0.9	-2.957	0.148	0.854	1.147	1.407	1.549	1.660	1.749
-1.0	-3.022	0.164	0.852	1.128	1.366	1.492	1.588	1.664
-1.1	-3.087	0.180	0.848	1.107	1.324	1.435	1.518	1.581
-1.2	-3.149	0.195	0.844	1.086	1.282	1.379	1.449	1.501
-1.3	-3.211	0.210	0.838	1.064	1.240	1.324	1.383	1.424
-1.4	-3.271	0.225	0.832	1.041	1.198	1.270	1.318	1.351
-1.5	-3.330	0.240	0.825	1.018	1.157	1.217	1.256	1.282
-1.6	-3.388	0.254	0.817	0.994	1.116	1.166	1.197	1.216
-1.7	-3.444	0.268	0.808	0.970	1.075	1.116	1.140	1.155
-1.8	-3.499	0.282	0.799	0.945	1.035	1.069	1.087	1.097
-1.9	-3.553	0.294	0.788	0.920	0.996	1.023	1.037	1.044
-2.0	-3.605	0.307	0.777	0.895	0.959	0.980	0.990	0.995
-2.1	-3.656	0.319	0.765	0.869	0.923	0.939	0.946	0.949
-2.2	-3.705	0.330	0.752	0.844	0.888	0.900	0.905	0.907
-2.3	-3.753	0.341	0.739	0.819	0.855	0.864	0.867	0.869
-2.4	-3.800	0.351	0.725	0.795	0.823	0.830	0.832	0.833
-2.5	-3.845	0.360	0.711	0.771	0.793	0.798	0.799	0.800
-2.6	-3.899	0.368	0.696	0.747	0.764	0.768	0.769	0.769
-2.7	-3.932	0.376	0.681	0.724	0.738	0.740	0.740	0.741
-2.8	-3.973	0.384	0.666	0.702	0.712	0.714	0.714	0.714
-2.9	-4.013	0.390	0.651	0.681	0.683	0.689	0.690	0.690
-3.0	-4.051	0.396	0.636	0.660	0.666	0.666	0.667	0.667

ตัวอย่างที่ 11.2 ข้อมูลฝนสูงสุดที่ช่วงเวลา 10 นาที ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1913-1947 ของสถานีชิคาโกในมลรัฐอิลลินอยส์แสดงในตารางที่ 11.4 ให้พัฒนาแบบจำลองสำหรับการวิเคราะห์ความถี่ของข้อมูลพายุฝนนี้ โดยใช้ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบกัมเบล (Extreme Value Type I Distribution) และคำนวณค่าฝนสูงสุด 10 นาที ที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5, 10 และ 50 ปี ตามลำดับ

ตารางที่ 11.4 ข้อมูลฝนสูงสุดที่ช่วงเวลา 10 นาที ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1913-1947 ของมลรัฐอิลลินอยส์

Year	1910	1920	1930	1940
0		0.53	0.33	0.34
1		0.76	0.96	0.70
2		0.57	0.94	0.57
3	0.49	0.80	0.80	0.92
4	0.66	0.66	0.62	0.66
5	0.36	0.68	0.71	0.65
6	0.58	0.68	1.11	0.63
7	0.41	0.61	0.64	0.60
8	0.47	0.88	0.52	
9	0.74	0.49	0.64	
Mean	0.649 in			
Stdev.	0.177 in			

วิธีทำ (1) ประมาณค่าพารามิเตอร์ของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบกัมเบล

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}s}{\pi} = \frac{\sqrt{6} \times 0.177}{\pi} = 0.138$$

$$\mu = \bar{x} - 0.5772\alpha = 0.649 - 0.5772 \times 0.138 = 0.569$$

(2) รูปแบบของแบบจำลองสำหรับการวิเคราะห์ความถี่ของข้อมูลพายุฝน

$$F(x) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{x - 0.569}{0.138}\right)\right]$$

(3) คำนวณค่าฝนสูงสุด 10 นาที ที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5, 10 และ 50 ปี

▪ ที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5 ปี

$$y = -\ln\left[\ln\left(\frac{Tr}{Tr - 1}\right)\right] = -\ln\left[\ln\left(\frac{5}{5 - 1}\right)\right] = 1.50$$

$$x_{Tr} = \mu + \alpha y_{Tr} = 0.569 + 0.138 \times 1.50 = 0.78 \text{ นิ้ว}$$

▪ รอบปีการเกิดซ้ำ 10 ปี



$$y = -\ln\left[\ln\left(\frac{Tr}{Tr-1}\right)\right] = -\ln\left[\ln\left(\frac{10}{10-1}\right)\right] = 2.25$$

$$x_{Tr} = \mu + \alpha y_{Tr} = 0.569 + 0.138 \times 2.25 = 0.8795 \text{ นิ้ว}$$

- รอบปีการเกิดซ้ำ 50 ปี

$$y = -\ln\left[\ln\left(\frac{Tr}{Tr-1}\right)\right] = -\ln\left[\ln\left(\frac{50}{50-1}\right)\right] = 3.90$$

$$x_{Tr} = \mu + \alpha y_{Tr} = 0.569 + 0.138 \times 3.90 = 1.1072 \text{ นิ้ว}$$

**ตัวอย่างที่ 11.3** ให้คำนวณหาแฟคเตอร์ความถี่ของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติของเหตุการณ์ใด ๆ ที่รอบปีการเกิดซ้ำ 50 ปี

**วิธีทำ** ที่รอบปีการเกิดซ้ำ 50 ปี จะได้

$$p = \frac{1}{Tr} = \frac{1}{50} = 0.02$$

ดังนั้น

$$w = \left[\ln\left(\frac{1}{p}\right)\right]^{1/2} = \left[\ln\left(\frac{1}{0.02}\right)\right]^{1/2} = 2.7971$$

$$K_{Tr} = z = w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3} = 2.054$$

**ตัวอย่างที่ 11.4** ให้ประมาณค่าฝนสูงสุด 10 นาทีของสถานีชิคาโกที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5 ปี เมื่อข้อมูลมีลักษณะของการกระจายตัวแบบฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบกัมเบล

**วิธีทำ** ที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5 ปี จะได้

$$K_{Tr} = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0.5772 + \ln\left[\ln\left(\frac{Tr}{Tr-1}\right)\right] \right\} = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0.5772 + \ln\left[\ln\left(\frac{5}{5-1}\right)\right] \right\} = 0.719$$

$$X_{Tr} = \bar{x} + K_{Tr} S_x = 0.0649 + 0.719 \times 0.177 = 0.78 \text{ นิ้ว}$$

**ตัวอย่างที่ 11.5** ให้ประมาณค่าอัตราการไหลสูงสุดรายปีของแม่น้ำกัวดาลูปีในมลรัฐเท็กซัสที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5 ปี และ 50 ปี จากตารางที่ 11.1 ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1935-1978 เมื่อข้อมูลมีลักษณะของการกระจายตัวแบบฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบล็อกปกติและและล็อกเพียร์สันประเภทที่ 3

**วิธีทำ** เมื่อคำนวณค่าล็อกของข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดและวิเคราะห์คุณสมบัติทางสถิติของข้อมูลจะได้

$$\bar{y} = 4.2743$$

$$S_y = 0.4027$$

$$C_5 = -0.0696$$

(1) ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบล็อกปกติ

- ที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5 ปี

$$Y_{Tr} = \bar{y} + K_{Tr}S_y$$

$$K_{Tr} = 0.842$$

$$Y_5 = 4.2743 + 0.842 \times 0.4027 = 4.613$$

$$X_5 = (10)^{4.613} = 41,056 \text{ ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที}$$

- รอบปีการเกิดซ้ำ 50 ปี

$$Y_{Tr} = \bar{y} + K_{Tr}S_y$$

$$K_{Tr} = 2.054$$

$$Y_{50} = 4.2743 + 2.054 \times 0.4027 = 5.101$$

$$X_{50} = (10)^{5.101} = 126,312 \text{ ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที}$$

(2) ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบล็อกเพียร์สันประเภทที่ 3

- รอบปีการเกิดซ้ำ 5 ปี

$$Y_{Tr} = \bar{y} + K_{Tr}S_y$$

$$K_5 = 0.842 + \left( \frac{0.846 - 0.842}{-0.1 - 0} \right) \times -0.0696 = 0.845$$

$$Y_5 = 4.2743 + 0.845 \times 0.4027 = 4.615$$

$$X_5 = (10)^{4.615} = 41,210 \text{ ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที}$$

- รอบปีการเกิดซ้ำ 50 ปี

$$Y_{Tr} = \bar{y} + K_{Tr}S_y$$

$$K_{50} = 2.054 + \left( \frac{2.00 - 2.054}{-0.1 - 0} \right) \times -0.0696 = 2.016$$

$$Y_{50} = 4.2743 + 2.016 \times 0.4027 = 5.0863$$

$$X_{50} = (10)^{5.0863} = 121,983 \text{ ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที}$$

ตารางที่ 11.5 สรุปค่าอัตราการไหลสูงสุดรายปีของแม่น้ำกัวดาลูปในมลรัฐเท็กซัสที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5 ปี และ 50 ปี

ฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็น	รอบปีการเกิดซ้ำ	
	5 ปี	50 ปี
แบบล็อกปกติ ( $C_s=0$ )	41,056	126,312
แบบล็อกเพียร์สันประเภทที่ 3 ( $C_s=-0.0696$ )	41,210	121,983

### 11.5 เอกสารอ้างอิง (References)

วรารุช วุฒินิชย์, ทองเปลว กองจันทร์, และวัชระ เสือดี. (2550). *อุทกวิทยาประยุกต์ทางวิศวกรรม*.

กรุงเทพฯ: สมาคมศิษย์เก่าวิศวกรรมชลประทานในพระบรมราชูปถัมภ์.

Chow, V.T., Maidment, D.R., & Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.

## บทที่ 12

## การวิเคราะห์ฝนออกแบบ (Analysis of Design Rainfall)

## 12.1 บทนำ (Introduction)

การวิเคราะห์ฝนออกแบบมีความสำคัญอย่างยิ่งในงานออกแบบระบบระบายน้ำในเมือง เนื่องจากเป็นข้อมูลที่สำคัญในการประเมินปริมาณน้ำท่วมสูงสุด (Peak Flood/Flow) นอกจากนี้ยังเป็นข้อมูลพื้นฐานที่สำคัญในการออกแบบกราฟน้ำท่วมสำหรับใช้ในงานออกแบบอาคารชลศาสตร์ในกลุ่มน้ำขนาดเล็ก โดยทั่วไปหลักการวิเคราะห์ฝนมีอยู่ด้วยกัน 2 แบบคือ (1) การวิเคราะห์แบบความลึกฝน-พื้นที่-ช่วงเวลา (Rainfall Depth-Area-Duration) และ (2) การวิเคราะห์แบบความลึกฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (Rainfall Depth-Duration-Frequency) อย่างไรก็ตามในบทนี้ได้นำเสนอเพียงหลักการวิเคราะห์แบบความลึกฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (รอบปีการเกิดซ้ำ) เท่านั้น เนื่องจากเป็นวิธีที่วิเคราะห์ได้ง่ายหากมีข้อมูลฝนต่อเนื่องระยะยาวเพียงพอ

## 12.2 การวิเคราะห์ฝนแบบความลึกฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (Depth-Duration-Frequency Analysis)

การวิเคราะห์ฝนแบบความลึกฝน-ช่วงเวลา-ความถี่เป็นการวิเคราะห์ฝนเฉพาะจุดหรือเฉพาะสถานีโดยอาศัยข้อมูลฝนที่จัดเก็บอย่างต่อเนื่องระยะยาวเพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่างความลึก-ช่วงเวลา-ความถี่ในการเกิดฝน อย่างไรก็ตามวิธีนี้เหมาะสำหรับการนำไปใช้งานนิยามวิเคราะห์เป็นความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มฝน-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำ แทน ซึ่งจะสามารถอ่านค่าความเข้มฝนออกแบบที่รอบปีการเกิดซ้ำต่าง ๆ ได้ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับประเภทงานเช่น ในการออกแบบระบบระบายน้ำในพื้นที่เกษตรกรรม รอบปีการเกิดซ้ำของฝนออกแบบจะอยู่ในช่วง 5-10 ปี หรือการออกแบบท่อลอดถนน รอบปีการเกิดซ้ำของฝนออกแบบจะเท่ากับ 25 ปี เป็นต้น โดยปกติแล้วค่าความเข้มฝนออกแบบที่อ่านได้จะเป็นค่าฝนสูงสุดเฉพาะจุดหรือเป็นตัวแทนข้อมูลฝนในพื้นที่ไม่เกิน 10 ตารางไมล์ ดังนั้นหากต้องการนำไปใช้กับพื้นที่ที่มีขนาดมากกว่านี้จำเป็นต้องอาศัยการปรับแก้ด้วยแฟคเตอร์ลดขนาดตามส่วนของพื้นที่ (Aerial Rainfall Reduction Factors) (วราวุธ วุฒิวิณิชย์ และคณะ, 2550)

## 12.2.1 วิธีการวิเคราะห์ (Methods)

(1) รวบรวมข้อมูลฝนที่ช่วงเวลาที่ต้องการวิเคราะห์เช่น 15, 30, 45 นาที, 1, 2, 3, 6, 12 และ 24 ชั่วโมง ของสถานีวัดน้ำฝนในพื้นที่ที่มีการตรวจวัดข้อมูลฝนอย่างต่อเนื่องเป็นเวลายาวนานพอ

(2) วิเคราะห์ข้อมูลฝนสูงสุดรายปีเฉพาะสถานีตามช่วงเวลาที่กำหนดข้างต้น จะได้อนุกรมเวลาฝนสูงสุดรายปีที่มีช่วงเวลาตามที่กำหนด

(3) วิเคราะห์การแจกแจงความถี่ (Frequency Analysis) ของอนุกรมเวลาฝนสูงสุดรายปีตามช่วงเวลาที่กำหนดเพื่อพัฒนาโค้งความเข้มฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (รอบปีการเกิดซ้ำ) ดังนี้คือ

- จัดเรียงข้อมูลฝนสูงสุด ( $X_n$ ) จากน้อยไปหามาก
- คำนวณหาความถี่สัมพัทธ์สะสมไม่มากกว่าของข้อมูลตัวอย่าง หรือ Plotting Position ( $F(X_n)$ ) ซึ่งสูตรที่นิยมใช้กันมากคือสูตรของ Weibull โดยมีรูปสมการดังนี้

$$F(X_n) = \frac{n}{N + 1} \quad \text{-----}(12.1)$$

เมื่อ  $n$  = ลำดับที่ของ  $X_n$  ที่จัดเรียงจากน้อยไปมาก

$N$  = จำนวนข้อมูลทั้งหมด

(4) พล็อตค่า  $X_n$  และ  $F(X_n)$  ลงในกระดาษกราฟความน่าจะเป็น (Probability Graph) ที่ได้คัดเลือกเช่น กระดาษกราฟกัมเบล กระดาษกราฟปกติ เป็นต้น ซึ่งผ่านการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลฝนสูงสุดกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นดังกล่าวแล้ว โดยทั่วไปสามารถแปลงค่า  $F(X_n)$  ให้อยู่ในรูปของรอบปีการเกิดซ้ำ (Return Period,  $Tr$ ) โดยใช้สมการดังนี้คือ

$$Tr = \frac{1}{1 - F(X_n)} \quad \text{-----}(12.2)$$

(5) ลากเส้นตรงเพื่อเป็นตัวแทนของจุดจะได้กราฟความสัมพันธ์ระหว่างความลึกฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (รอบปีการเกิดซ้ำ) ของฝนที่ต้องการ

(6) อ่านค่าความลึกฝนที่ช่วงเวลาต่าง ๆ (Duration Time,  $t$ ) ที่รอบปีการเกิดซ้ำที่ต้องการจากกราฟความสัมพันธ์ระหว่างความลึกฝน-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำ จากนั้นแปลงค่าความลึกฝน (Rainfall Depth,  $D$ ) เป็นค่าความเข้มฝน (Rainfall Intensity,  $i$ ) โดยอาศัยสมการดังนี้คือ

$$i = \frac{D}{t} \quad \text{-----}(12.3)$$

(7) พล็อตค่าความเข้มฝนสำหรับแต่ละรอบปีการเกิดซ้ำเทียบช่วงเวลาในกระดาษกราฟล็อก-ล็อก จะได้ความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มฝน-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำตามที่ต้องการ

(8) พัฒนาสมการความเข้มฝน-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำเพื่อสะดวกในการนำไปประยุกต์ใช้งาน ซึ่งรูปแบบสมการพื้นฐานเอมไพริคัลที่เป็นที่นิยมกันโดยทั่วไปมีอยู่ด้วยกัน 4 แบบดังนี้คือ

- สมการของ Talbot (Talbot Equation)

$$i = \frac{a}{d + b} \text{-----(12.4)}$$

- สมการของ Bernard (Bernard Equation)

$$i = \frac{a}{d^e} \text{-----(12.5)}$$

- สมการของ Kimijima (Kimijima Equation)

$$i = \frac{a}{d^e + b} \text{-----(12.6)}$$

- สมการของ Sherman (Sherman Equation)

$$i = \frac{a}{(d + b)^e} \text{-----(12.7)}$$

เมื่อ  $i$  = ความเข้มฝน (มิลลิเมตรต่อชั่วโมง)

$d$  = ช่วงเวลาที่ฝนตก (นาที)

$a, b, e$  = ค่าพารามิเตอร์ซึ่งสัมพันธ์กับข้อมูลสภาพภูมิอากาศ

นอกจากนี้วิธีกำลังสองน้อยที่สุด (Least-Square Method) ถูกนำมาใช้ในการประมาณค่าพารามิเตอร์ที่เหมาะสมของรูปแบบสมการเอมไพริคัลพื้นฐานข้างต้น (Nhat et al., 2006)

### 12.3 ตัวอย่างการวิเคราะห์ฝนออกแบบ (Example of Design Rainfall Analysis)

ในที่นี้ได้ทำการรวบรวมข้อมูลฝนที่ช่วงเวลา 15, 30, 45 นาที, 1, 2, 3, 6, 12 และ 24 ชั่วโมงของสถานีวัดน้ำฝน 459203 พัทยา จังหวัดชลบุรี ที่มีการตรวจวัดข้อมูลฝนอย่างต่อเนื่องตั้งแต่ปี พ.ศ. 2533-2553 เพื่อแสดงตัวอย่างการวิเคราะห์ฝนออกแบบในรูปของโค้งความลึกฝน-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำ (Rainfall Depth-Duration-Return Period Curve) และโค้งความเข้มฝน-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิด (Rainfall Intensity-Duration-Return Period (Frequency) Curve, IDF) โดยในเบื้องต้นได้ทำการวิเคราะห์ปริมาณฝนสูงสุดรายปีตามช่วงเวลาข้างต้นและแสดงผลไว้ในตารางที่ 12.1 จากนั้นอาศัยการวิเคราะห์การแจกแจงความถี่ (Frequency Analysis) ของอนุกรมเวลาฝนสูงสุดรายปีตามช่วงเวลา

กำหนดเพื่อพัฒนาโค้งความเข้มฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (รอบปีการเกิดซ้ำ) และท้ายที่สุดทำการพัฒนาสมการความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มฝน-ช่วงเวลา-ความถี่เพื่อสะดวกในการนำไปประยุกต์ใช้งาน

ตารางที่ 12.1 ปริมาณฝนสูงสุดที่ช่วงเวลาต่าง ๆ ของสถานีวัดน้ำฝน 459203 พัทยา จังหวัดชลบุรี

ปี ช่วงเวลา	ปริมาณฝนสูงสุด (มม.)								
	15 นาที	30 นาที	45 นาที	1 ชั่วโมง	2 ชั่วโมง	3 ชั่วโมง	6 ชั่วโมง	12 ชั่วโมง	24 ชั่วโมง
2533	20.00	30.00	33.40	40.00	66.00	69.30	69.30	69.30	76.80
2534	20.90	32.20	38.70	46.30	69.40	69.40	69.80	70.30	117.10
2535	27.50	31.90	31.90	31.90	34.80	39.10	40.00	64.80	76.60
2536	31.00	42.50	50.40	58.30	58.90	58.90	58.90	58.90	58.90
2537	20.00	35.10	36.90	42.20	42.70	42.90	42.90	44.10	70.80
2538	24.60	32.90	43.90	44.70	58.80	64.20	100.90	105.10	105.80
2539	27.90	41.90	48.30	53.80	53.90	53.90	53.90	53.90	81.70
2540	5.50	9.10	10.80	12.10	12.50	13.30	14.00	14.50	82.00
2541	19.40	37.20	49.90	54.40	69.40	77.30	88.30	88.30	88.30
2542	32.00	57.00	71.00	74.00	82.80	83.40	85.40	85.40	113.30
2543	20.00	30.00	35.40	38.20	45.20	48.20	73.40	76.40	76.40
2544	38.20	73.00	91.00	96.40	104.40	108.50	108.50	122.80	153.50
2545	17.60	29.20	39.00	45.00	49.00	49.00	49.00	52.00	59.40
2546	34.00	63.00	85.00	100.00	122.00	155.00	187.80	189.40	189.40
2547	30.00	40.00	44.00	46.20	50.00	53.60	54.70	55.30	55.50
2548	23.00	41.40	47.00	48.00	48.00	48.00	56.80	65.00	80.00
2549	27.00	42.00	43.20	43.40	43.40	48.80	87.80	89.20	89.20
2550	13.00	21.00	31.60	34.00	34.40	34.40	35.60	35.60	37.20
2551	18.00	25.20	28.80	41.40	43.60	48.40	48.40	48.40	48.40
2552	19.00	26.60	33.60	33.80	33.80	33.80	33.80	33.80	47.40
2553	14.60	19.00	19.80	20.00	21.80	22.20	23.40	45.80	45.80
Min.	5.50	9.10	10.80	12.10	12.50	13.30	14.00	14.50	37.20
Max.	38.20	73.00	91.00	100.00	122.00	155.00	187.80	189.40	189.40
Avg.	23.01	36.20	43.50	47.81	54.51	58.17	65.84	69.92	83.50
Stdev.	7.75	14.66	19.15	21.11	25.57	30.64	37.41	37.10	36.79
Skew.	-0.09	0.83	1.12	1.16	1.07	1.69	1.74	1.73	1.45

ผลการทดสอบความเหมาะสมของฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นของอนุกรมเวลา ข้อมูลฝนสูงสุดรายปีของสถานีวัดน้ำฝน 459203 พัทยา จังหวัดชลบุรีโดยอาศัยวิธีสไมนอฟ-กอลโมโกรอฟ (Smirnov-Kolmogorov Test) พบว่า ข้อมูลฝนสูงสุดที่ช่วงเวลา 15, 30, 45 นาที, 1, 2, 3, 6, 12 และ 24 ชั่วโมง มีความเหมาะสมกับฟังก์ชันการแจกแจงแบบกัมเบลที่ระดับนัยสำคัญ 5% ทุกช่วงเวลา ด้วยเหตุนี้จึงเลือกกระดาษกราฟกัมเบลมาใช้ในการพัฒนาโค้งความสัมพันธ์ระหว่างความลึก-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำ (Depth-Duration-Return Period) จากนั้นทำการอ่านค่าความลึกฝนที่รอบปีการเกิดซ้ำ 2, 5, 10, 25, 50, 100, 200 และ 500 ปี และท้ายที่สุดทำการแปลงค่าความลึกฝนให้กลายเป็นความเข้มฝน และนำผลที่ได้มาพล็อตในกระดาษกราฟล็อก-ล็อกก็จะได้โค้งความเข้มฝน-ช่วงเวลา-ความถี่ (Intensity-Duration-Frequency, IDF) สำหรับผลการศึกษาที่ได้แสดงในรูปความสัมพันธ์ระหว่างความลึกฝนสูงสุด-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำของพื้นที่พัทยาในตารางที่ 12.2 และรูปที่ 12.1 และความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มฝนสูงสุด-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำของพื้นที่พัทยาในตารางที่ 12.3 และรูปที่ 12.2

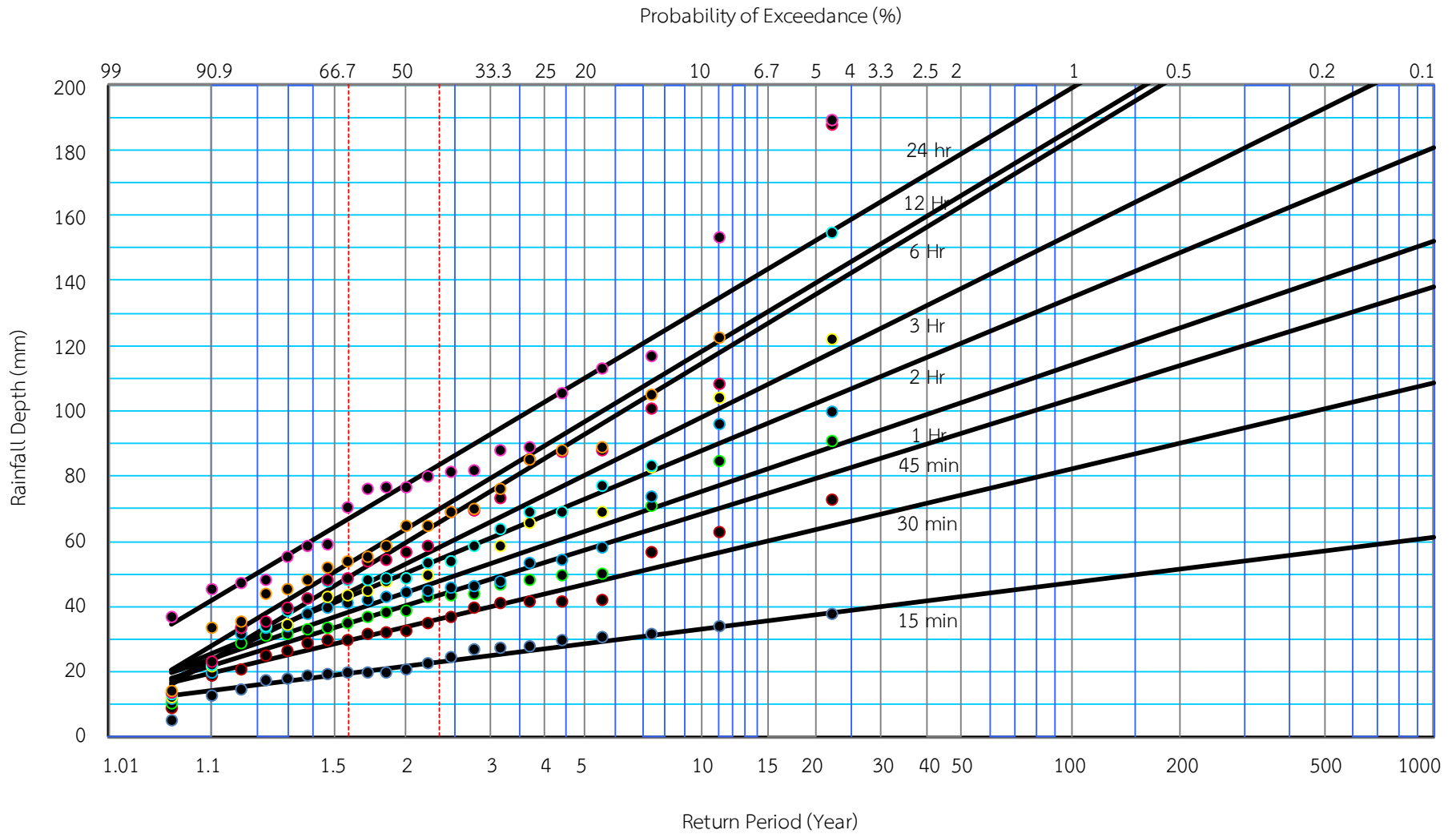
ตารางที่ 12.2 ความสัมพันธ์ระหว่างความลึกฝนสูงสุด-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำของพื้นที่พัทยา

ช่วงเวลา รอบปีการเกิดซ้ำ	ความลึกฝนสูงสุด (มม.)							
	2	5	10	25	50	100	200	500
15 นาที	21.74	28.54	33.01	38.59	43.09	47.31	49.74	57.05
30 นาที	33.79	46.66	55.13	65.70	74.21	82.20	86.81	100.64
45 นาที	40.36	57.17	68.23	82.03	93.15	103.57	109.60	127.67
1 ชั่วโมง	44.35	62.88	75.08	90.29	102.55	114.05	120.69	140.61
2 ชั่วโมง	50.32	72.76	87.53	105.95	120.80	134.72	142.76	166.89
3 ชั่วโมง	53.14	80.03	97.73	119.80	137.59	154.27	163.90	192.81
6 ชั่วโมง	59.69	92.53	114.14	141.09	162.81	183.17	194.94	230.23
12 ชั่วโมง	63.83	96.39	117.82	144.56	166.10	186.30	197.96	232.97
24 ชั่วโมง	77.46	109.75	131.01	157.52	178.88	198.91	210.49	245.20

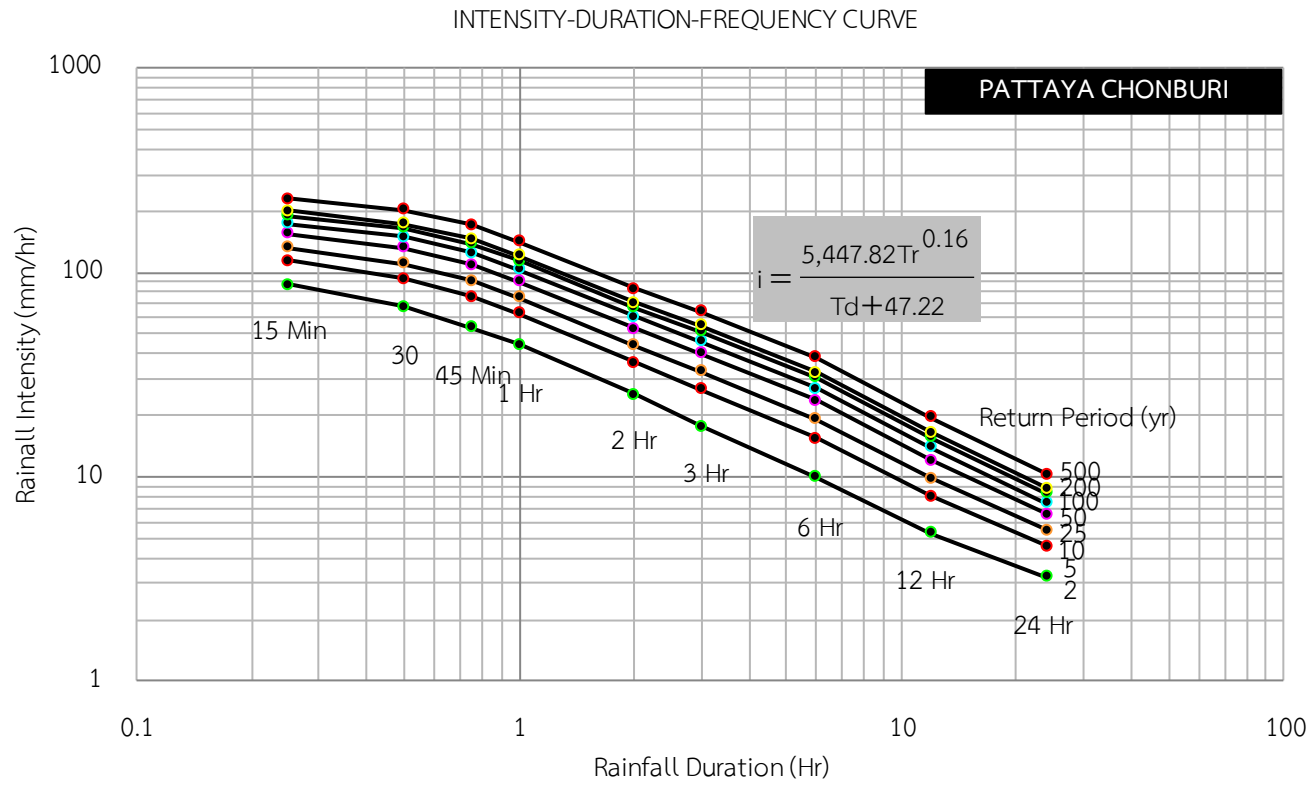


ตารางที่ 12.3 ความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มข้นสูงสุด-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำของพื้นที่พืชยา

ช่วงเวลา รอบปีการเกิดซ้ำ	ความเข้มข้นสูงสุด (มม./ชม.)							
	2	5	10	25	50	100	200	500
15 นาที	86.95	114.15	132.05	154.37	172.37	189.23	198.98	228.22
30 นาที	67.58	93.32	110.27	131.40	148.43	164.39	173.61	201.28
45 นาที	53.81	76.22	90.98	109.37	124.20	138.10	146.13	170.22
1 ชั่วโมง	44.35	62.88	75.08	90.29	102.55	114.05	120.69	140.61
2 ชั่วโมง	25.16	36.38	43.76	52.98	60.40	67.36	71.38	83.44
3 ชั่วโมง	17.71	26.68	32.58	39.93	45.86	51.42	54.63	64.27
6 ชั่วโมง	9.95	15.42	19.02	23.51	27.13	30.53	32.49	38.37
12 ชั่วโมง	5.32	8.03	9.82	12.05	13.84	15.52	16.50	19.41
1 วัน	3.23	4.57	5.46	6.56	7.45	8.29	8.77	10.22



รูปที่ 12.1 โค้งความลึกฝน-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำของพื้นที่พัททยา



รูปที่ 12.2 โค้งความเข้มฝน-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำของพื้นที่พัทยา

จากรูปที่ 12.2 จะเห็นได้ว่าที่รอบปีการเกิดซ้ำสูงขึ้น ความเข้มฝนออกแบบจะสูงขึ้นทุกช่วงเวลา ในขณะที่ยิ่งช่วงเวลาฝนตกนานขึ้น ความเข้มฝนออกแบบก็จะยิ่งลดลงเรื่อย ๆ นอกจากนี้เมื่อทำการวิเคราะห์สมการความเข้มฝนออกแบบในรูปสมการยกกำลัง  $i = aTr^b/(T_d+c)$  เมื่อ  $i$  คือความเข้มฝน (มิลลิเมตรต่อชั่วโมง)  $Tr$  คือรอบปีการเกิดซ้ำ (ปี)  $T_d$  คือช่วงเวลา (นาที) และ  $a, b, c$  คือพารามิเตอร์ (ไม่มีหน่วย) ได้ผลตามดังนี้คือ

$$i = \frac{5,447.82Tr^{0.16}}{T_d + 47.22} \text{-----(12.8)}$$

#### 12.4 เอกสารอ้างอิง (References)

วรารุช วุฒิวิณชัย, ทองเปลว กองจันทร์, และวัชระ เสือดี. (2550). *อุทกวิทยาประยุกต์ทางวิศวกรรม*.

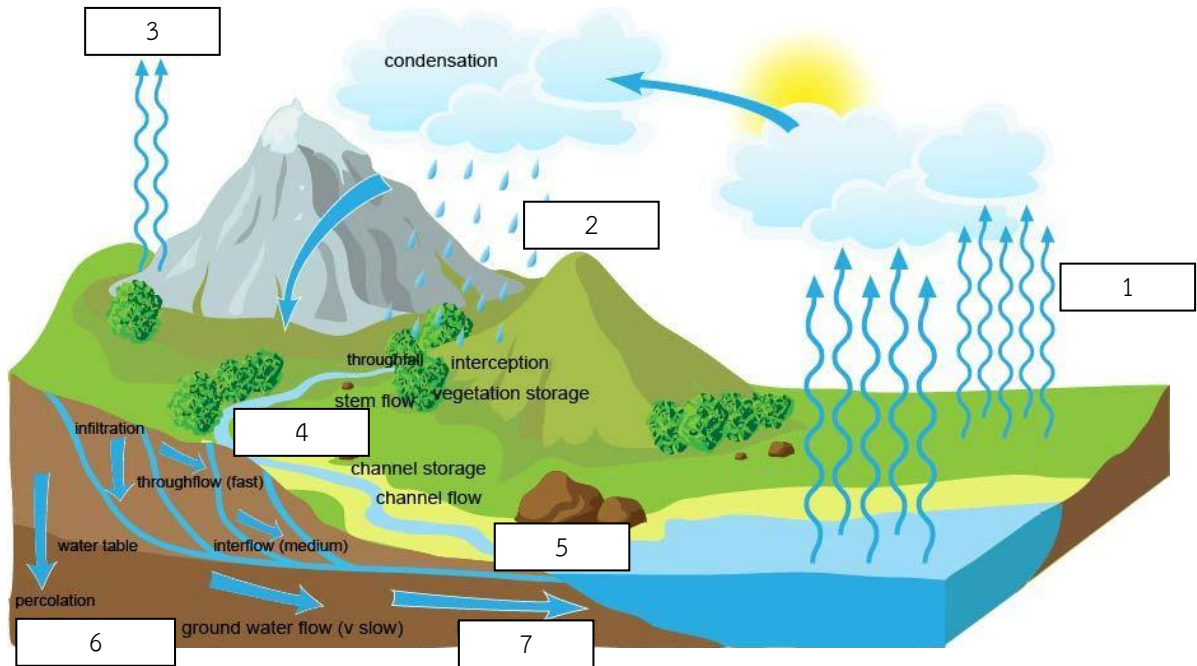
กรุงเทพฯ: สมาคมศิษย์เก่าวิศวกรรมชลประทานในพระบรมราชูปถัมภ์.

Nhat, L.M., Tachikawa, Y., & Takara, K. (2006). Establishment of intensity-duration-frequency curves for precipitation in the monsoon area of Vietnam. *Annual of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 49, 93-103.

ภาคผนวก A  
แบบฝึกหัด

## แบบฝึกหัดที่ 1

หมายเลข 1-7 หมายถึงกระบวนการทางอุทกวิทยาใด



รูปผนวกที่ A.1 วัฏจักรอุทกวิทยา

Source : Xlskoor (2016)

## เฉลยแบบฝึกหัดที่ 1

หมายเลข 1 การระเหยของน้ำ (Evaporation)

หมายเลข 2 หยาดน้ำฟ้า/ฝน (Precipitation/Rainfall)

หมายเลข 3 การคายน้ำของพืช (Transpiration)

หมายเลข 4 น้ำท่าผิวดิน (Surface Runoff)

หมายเลข 5 น้ำท่า (Runoff)

หมายเลข 6 น้ำใต้ดิน/ปริมาณน้ำเก็บกักใต้ดิน (Groundwater Storage)

หมายเลข 7 ปริมาณการไหลฐาน (Base Flow)

### แบบฝึกหัดที่ 2

ลุ่มน้ำขนาดพื้นที่ 15,000 ตารางไมล์ รับน้ำฝน 20 นิ้วทั่วทั้งพื้นที่ อัตราการไหลของน้ำเฉลี่ยในแม่น้ำสายหลัก 6,600 ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที ให้ประมาณการหาค่าปริมาณการคายระเหยน้ำ (Evapotranspiration, ET) เมื่อสมมติให้ในเวลา 1 ปี ลุ่มน้ำไม่มีการเปลี่ยนแปลงของลักษณะดิน น้ำใต้ดิน และปริมาณน้ำเก็บกักใต้ดิน (กำหนดให้ 1 ไมล์ เท่ากับ 1.609 กิโลเมตร และ 0.3048 เมตร เท่ากับ 1 ฟุต)

### เฉลยแบบฝึกหัดที่ 2

ประยุกต์สมการพื้นฐานของวัฏจักรอุทกวิทยา (Hydrologic Budget Equation)

$$P-R-G-E-T = \Delta S$$

เมื่อ  $P = 20$  นิ้ว  $R = 6,600$  ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที  $G = 0$  และ  $\Delta S = 0$

ดังนั้น  $R = [6,600 \times 365 \times 24 \times 60 \times 60] / [15,000 \times 5,280^2] = 0.50$  ฟุต = 5.97 นิ้ว

จะได้  $ET = P - R = 20 - 5.97 = 14.03$  นิ้วต่อปี

### แบบฝึกหัดที่ 3

3.1 กำหนดให้น้ำท่าผิวดิน (Surface Runoff) ทั้งหมดของน้ำทะเลไหลมาจากแม่น้ำ (Rivers) ให้คำนวณหาค่าเฉลี่ยของ Residence Time ของน้ำในแม่น้ำ

3.2 กำหนดให้น้ำท่าใต้ดิน (Groundwater Runoff) ทั้งหมดของน้ำทะเลไหลมาจากน้ำใต้ดินประเภทน้ำจืด (Fresh Groundwater) ให้คำนวณหาค่าเฉลี่ยของ Residence Time ของน้ำ

### เฉลยแบบฝึกหัดที่ 3

3.1 จากสมการการคำนวณหา Residence Time ( $Tr$ )

$$Tr = S/Q$$

จากตารางที่ 1.1 จะได้  $S = 2,120 \text{ km}^3$

$$Q = 44,700 \text{ km}^3/\text{yr}$$

ดังนั้น  $Tr = 0.05 \text{ yr} = 17.31 \text{ days}$

3.2 จากสมการการคำนวณหา Residence Time ( $Tr$ )

$$Tr = S/Q$$

จากตารางที่ 1.1 จะได้  $S = 10,530,000 \text{ km}^3$

$$Q = 2,200 \text{ km}^3/\text{yr}$$

ดังนั้น  $Tr = 4786.36 \text{ yr} = 1,747,022.73 \text{ days}$



#### แบบฝึกหัดที่ 4

ให้คำนวณหาปริมาณน้ำในอากาศ (Precipitable Water) ของคอลัมน์อากาศอิ่มตัว (Saturated Air Column) ขนาด 1 ตารางเมตร ซึ่งสูงเหนือจากผิวดิน 35 กิโลเมตร กำหนดให้ความดันอากาศบริเวณผิวดินเท่ากับ 101 กิโลปาสกาล และอุณหภูมิอากาศพื้นผิวดินเท่ากับ 33 องศาเซลเซียส และอัตราการลดลงของอุณหภูมิอากาศ (Lapse Rate) เท่ากับ 6 องศาเซลเซียสต่อกิโลเมตร

#### เฉลยแบบฝึกหัดที่ 4

ผลการคำนวณแสดงในตารางผนวกที่ A.1

#### ตารางผนวกที่ A.1 ผลการคำนวณปริมาณน้ำในอากาศ

A	1	m <sup>2</sup>	e <sub>o</sub>	5.0318	kPa
P <sub>o</sub>	101	kPa	q <sub>vo</sub>	0.0310	Kg/kg
T <sub>o</sub>	33	°C	Ra	292.4073	J/Kg.K
α	6	°C/km	g/αRa	5.5915	
Δz	5	km			

Elevation, z (km)	Temperature		Air Pressure, p (kPa)	Density, ρ <sub>a</sub> (kg/m <sup>3</sup> )	Vapor Pressure, e (kPa)	Specific Humidity, q <sub>v</sub> (kg/kg)
	(°C)	(°K)				
0	33	306	101	1.1288	5.0318	0.0310
5	3	276	56.7221	0.7125	0.7580	0.0083
10	-27	246	29.5453	0.4181	0.0665	0.0014
15	-57	216	14.0928	0.2273	0.0026	0.0001
20	-87	186	6.0126	0.1126	0.0000	0.0000
25	-117	156	2.2074	0.0493	0.0000	0.0000
30	-147	126	0.6539	0.0181	0.0000	0.0000
35	-177	96	0.1389	0.0050	0.0000	0.0000

Gas Constant of Moist Air, Ra (J/kg.K)	g/aRa	Average over Increment		Incremental Mass, $\Delta m$ (kg)	% of Total Mass
		$q_v$	$\rho_v$		
292.4073	5.5915				
288.4504	5.6682	0.0197	0.9206	90.4523	85.8164
287.2444	5.6920	0.0049	0.5653	13.7270	13.0234
287.0200	5.6965	0.0008	0.3227	1.2228	1.1601
287.0005	5.6969	0.0001	0.1700	0.0500	0.0474
287.0000	5.6969	0.0000	0.0810	0.0006	0.0006
287.0000	5.6969	0.0000	0.0337	0.0000	0.0000
287.0000	5.6969	0.0000	0.0116	0.0000	0.0000
Total				105.40	100

### แบบฝึกหัดที่ 5

สถานีตรวจวัดปริมาณน้ำฝนจำนวน 4 สถานีติดตั้งในพื้นที่ลุ่มน้ำรูปสี่เหลี่ยมผืนผ้าโดยมีจุดพิกัดของมุมทั้ง 4 ด้านอยู่ที่ (0,0), (0,13), (14,0) และ (14,13) จุดพิกัดของสถานีตรวจวัดปริมาณน้ำฝนและข้อมูลฝนรายปีจำนวน 30 ปี แสดงในตารางผนวกที่ A.2

ตารางผนวกที่ A.2 ข้อมูลจุดพิกัดสถานีฝนและข้อมูลฝนรายปี

สถานี	จุดพิกัด
1	(2,9)
2	(7,11)
3	(12,10)
4	(6,2)

ปี	สถานีตรวจวัดน้ำฝน				ปี	สถานีตรวจวัดน้ำฝน			
	1	2	3	4		1	2	3	4
1	1,486	2,472	1,113	928	16	819	1,922	827	805
2	1,476	2,469	1,483	1,483	17	865	2,379	835	741
3	1,404	2,001	953	1,345	18	1,169	2,610	710	842
4	794	1,918	521	786	19	939	2,177	776	980
5	963	2,131	813	785	20	984	1,929	875	859
6	964	1,820	1,674	1,076	21	970	3,088	944	1,003
7	1,057	1,852	925	1,268	22	1,276	2,443	961	1,233
8	1,217	2,783	794	1,145	23	1,810	2,689	647	872
9	1,737	3,034	775	885	24	1,111	2,938	1,170	601
10	1,097	1,493	1,355	1,390	25	1,350	1,571	1,175	1,198
11	1,166	2,020	576	705	26	1,580	2,569	1,312	1,585
12	1,458	2,505	1,127	611	27	1,214	2,127	323	938
13	1,133	2,043	819	611	28	1,229	2,317	1,195	1,420
14	1,273	2,115	828	349	29	927	2,199	566	1,088
15	1,484	2,237	1,036	378	30	1,465	2,118	773	1,105

หน่วย: มิลลิเมตร/ปี และจุดพิกัดแสดงในหน่วยกิโลเมตร

ให้วิเคราะห์ Double Mass Curve ของข้อมูลฝนและคำนวณหาฝนเชิงพื้นที่ของลุ่มน้ำโดยวิธี

- (1) วิธีค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (Arithmetic Mean Method)
- (2) วิธีทิสเสน (Thiessen Polygon Method)
- (3) วิธีเส้นชั้นน้ำฝน (Isohyetal Method)

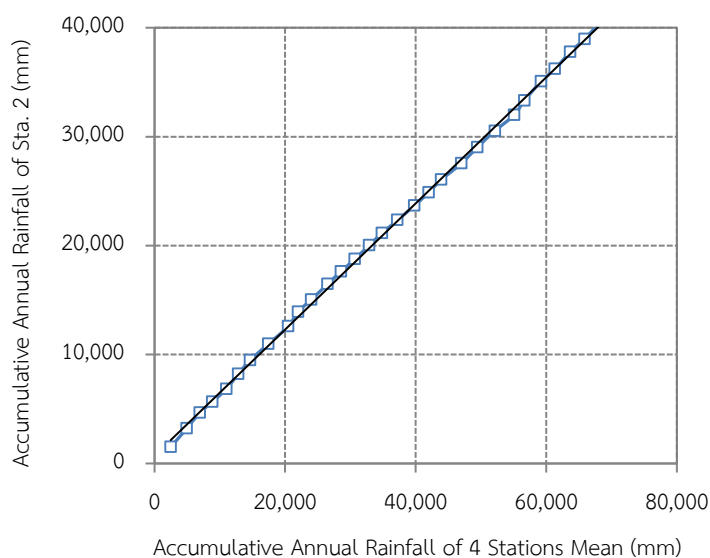
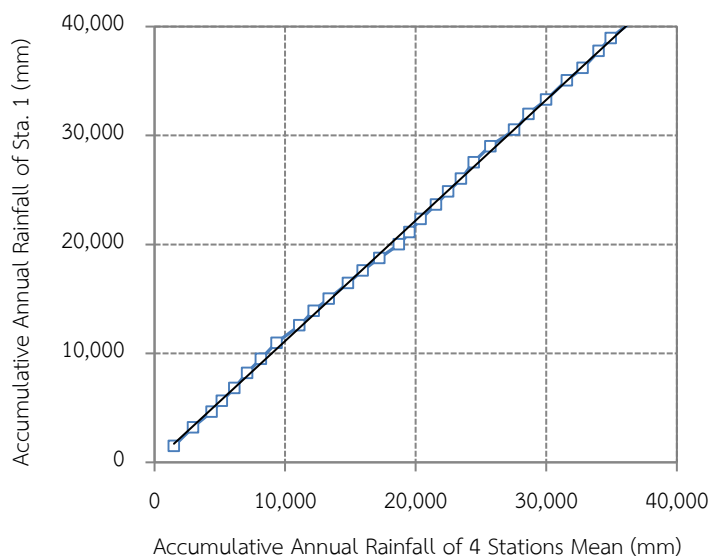
### เฉลยแบบฝึกหัดที่ 5

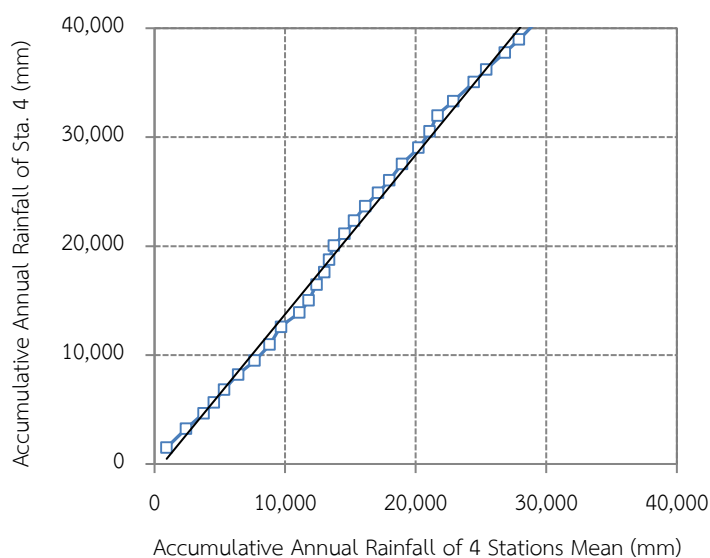
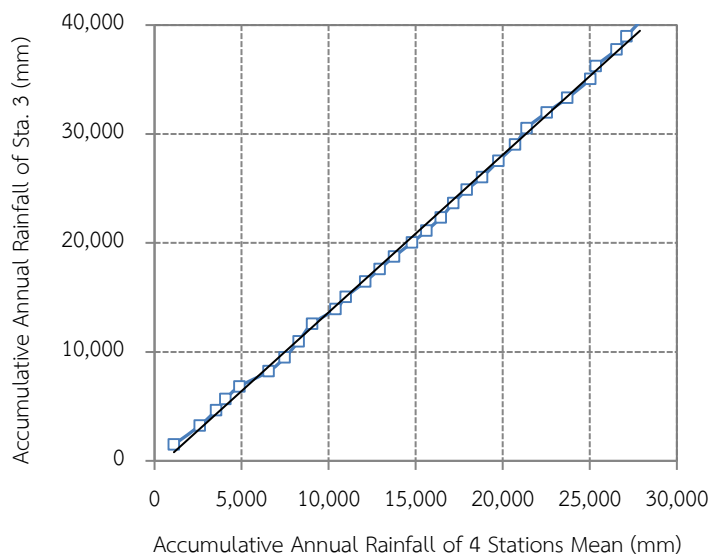
ผลการวิเคราะห์ Double Mass Curve ของข้อมูลฝนทั้ง 4 สถานีแสดงในตารางผนวกที่ A.3

ตารางผนวกที่ A.3 ผลการวิเคราะห์ Double Mass Curve ของข้อมูลฝน

ปี	ฝนรายปี (มม.)				ฝนสะสมรายปี (มม.)				ฝนสะสมเฉลี่ย (มม.)
	สถานี 1	สถานี 2	สถานี 3	สถานี 4	สถานี 1	สถานี 2	สถานี 3	สถานี 4	
1	1,486	2,472	1,113	928	1,486	2,472	1,113	928	1,499.75
2	1,476	2,469	1,483	1,483	2,962	4,941	2,596	2,411	3,227.50
3	1,404	2,001	953	1,345	4,366	6,942	3,549	3,756	4,653.25
4	794	1,918	521	786	5,160	8,860	4,070	4,542	5,658.00
5	963	2,131	813	785	6,123	10,991	4,883	5,327	6,831.00
6	964	1,820	1,674	1,076	7,087	12,811	6,557	6,403	8,214.50
7	1,057	1,852	925	1,268	8,144	14,663	7,482	7,671	9,490.00
8	1,217	2,783	794	1,145	9,361	17,446	8,276	8,816	10,974.75
9	1,737	3,034	775	885	11,098	20,480	9,051	9,701	12,582.50
10	1,097	1,493	1,355	1,390	12,195	21,973	10,406	11,091	13,916.25
11	1,166	2,020	576	705	13,361	23,993	10,982	11,796	15,033.00
12	1,458	2,505	1,127	611	14,819	26,498	12,109	12,407	16,458.25
13	1,133	2,043	819	611	15,952	28,541	12,928	13,018	17,609.75
14	1,273	2,115	828	349	17,225	30,656	13,756	13,367	18,751.00
15	1,484	2,237	1,036	378	18,709	32,893	14,792	13,745	20,034.75
16	819	1,922	827	805	19,528	34,815	15,619	14,550	21,128.00
17	865	2,379	835	741	20,393	37,194	16,454	15,291	22,333.00
18	1,169	2,610	710	842	21,562	39,804	17,164	16,133	23,665.75
19	939	2,177	776	980	22,501	41,981	17,940	17,113	24,883.75
20	984	1,929	875	859	23,485	43,910	18,815	17,972	26,045.50
21	970	3,088	944	1,003	24,455	46,998	19,759	18,975	27,546.75
22	1,276	2,443	961	1,233	25,731	49,441	20,720	20,208	29,025.00

ปี	ฝนรายปี (มม.)				ฝนสะสมรายปี (มม.)				ฝนสะสมเฉลี่ย (มม.)
	สถานี 1	สถานี 2	สถานี 3	สถานี 4	สถานี 1	สถานี 2	สถานี 3	สถานี 4	
23	1,810	2,689	647	872	27,541	52,130	21,367	21,080	30,529.50
24	1,111	2,938	1,170	601	28,652	55,068	22,537	21,681	31,984.50
25	1,350	1,571	1,175	1,198	30,002	56,639	23,712	22,879	33,308.00
26	1,580	2,569	1,312	1,585	31,582	59,208	25,024	24,464	35,069.50
27	1,214	2,127	323	938	32,796	61,335	25,347	25,402	36,220.00
28	1,229	2,317	1,195	1,420	34,025	63,652	26,542	26,822	37,760.25
29	927	2,199	566	1,088	34,952	65,851	27,108	27,910	38,955.25





รูปผนวกที่ A.2 Double Mass Curve ของข้อมูลฝนทั้ง 4 สถานี

จากกราฟทั้ง 4 รูปพบว่า มีลักษณะเป็นเส้นตรง แสดงว่าข้อมูลปริมาณน้ำฝนจากสถานีตรวจวัดทั้ง 4 สถานีมีลักษณะต่อเนื่องและกลมกลืนกัน สามารถนำไปใช้เป็นตัวแทนในการคำนวณหาฝนเชิงพื้นที่ได้

(1) วิธีค่าเฉลี่ยทางคณิตศาสตร์ (Arithmetic Mean Method)

ค่าเฉลี่ยฝนรายปีของสถานีที่ 1 = 1,213.90 มิลลิเมตร

ค่าเฉลี่ยฝนรายปีของสถานีที่ 2 = 2,265.63 มิลลิเมตร

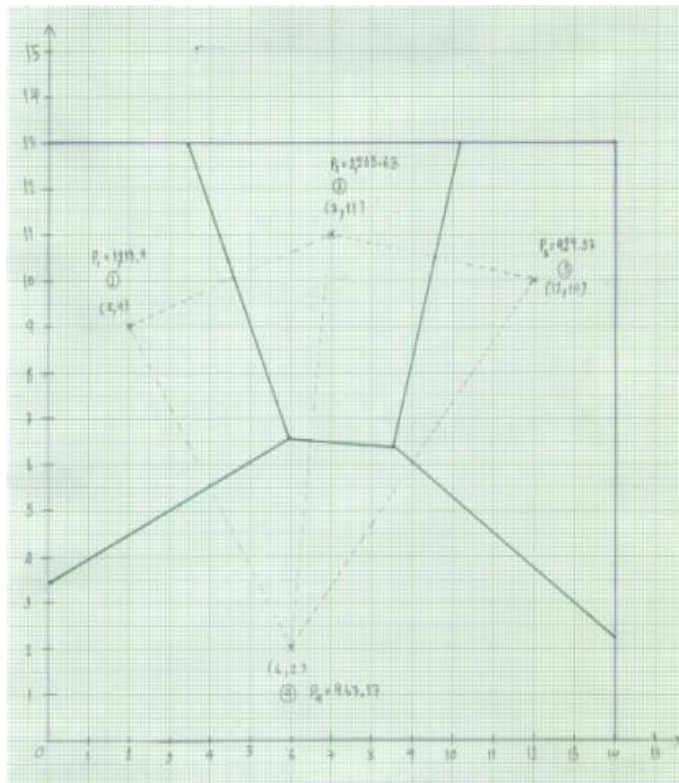
ค่าเฉลี่ยฝนรายปีของสถานีที่ 3 = 929.37 มิลลิเมตร

ค่าเฉลี่ยฝนรายปีของสถานีที่ 4 = 967.17 มิลลิเมตร

ฝนเชิงพื้นที่ของกลุ่มน้ำ =  $[1,213.90+2,265.63+929.37+967.17]/4 = 1,344.02$  มิลลิเมตร

(2) วิธีทิสเสน (Thiessen Polygon Method)

สร้างรูปหลายเหลี่ยมของทิสเสนตามรูปผนวกที่ A.3 คำนวณหาขนาดของพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ครอบคลุมสถานีวัดน้ำฝน และวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่ที่ได้ผลในตารางผนวกที่ A.4



รูปผนวกที่ A.3 รูปหลายเหลี่ยมของทิสเสน

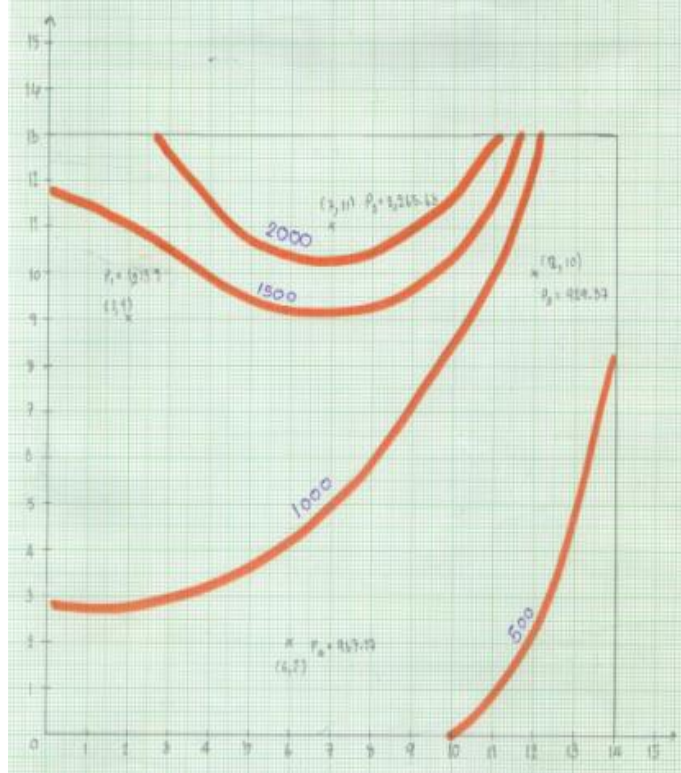
ตารางผนวกที่ A.4 ผลการคำนวณปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่โดยวิธีทิสเสน

สถานีวัดน้ำฝน	ปริมาณน้ำฝนตรวจวัด ( $P_i$ , mm)	พื้นที่ ( $A_i$ , km <sup>2</sup> )	ปริมาณน้ำฝนตามสัดส่วน พื้นที่ ( $P_i A_i$ , mm)
1	1,213.90	35	42,486.50
2	2,265.63	36	81,562.80
3	929.37	41	38,104.03
4	967.17	70	67,701.67
ผลรวม		182	1,262.94

ฝนเชิงพื้นที่ของกลุ่มน้ำ =  $1,262.94$  มิลลิเมตร

## (3) วิธีเส้นชั้นน้ำฝน (Isohyetal Method)

สร้างเส้นชั้นน้ำฝนในพื้นที่ลุ่มน้ำตามรูปผนวกที่ A.4 คำนวณหาขนาดของพื้นที่รูปหลายเหลี่ยมที่ครอบคลุมสถานีวัดน้ำฝน และวิเคราะห์ฝนเชิงพื้นที่ที่ได้ผลในตารางผนวกที่ A.5



รูปผนวกที่ A.4 เส้นชั้นน้ำฝนในพื้นที่ลุ่มน้ำ

ตารางผนวกที่ A.5 ผลการคำนวณปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่โดยวิธีเส้นชั้นน้ำฝน

เส้นชั้นน้ำฝน	ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย ( $P_i$ , mm)	พื้นที่วงปิด ( $A_i$ , km <sup>2</sup> )	ปริมาตรน้ำฝน ( $P_i A_i$ , mm)
<500	250	10.70	2,675
500-1,000	750	82.80	62,100
1,000-1,500	1,250	60.50	75,625
1,500-2,000	1,750	13.60	23,800
>2,000	2,250	14.40	32,400
ผลรวม			1,080.22

ฝนเชิงพื้นที่ของลุ่มน้ำ = 1,080.22 มิลลิเมตร



## แบบฝึกหัดที่ 6

ให้ประมาณค่าปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิง (Reference Evapotranspiration,  $ET_0$ ) ในเดือนกรกฎาคมจากข้อมูลอุตุนิยมวิทยาที่ทำการตรวจวัดจากสถานี 48425 จังหวัดสุพรรณบุรีตามรูปผนวกที่ A.5

## CLIMATOLOGICAL DATA FOR THE PERIOD 1971-2000

Station: Suphanburi

Index station 48425  
Latitude 14 28 N  
Longitude 100 08 E

Elevation of station above MSL 7 Meters  
Height of barometer above MSL 9 Meters  
Height of thermometer above ground 1.20 Meters  
Height of wind vane above ground 11.65 Meters  
Height of rain gauge 0.80 Meters

	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	ANNUAL
<b>Pressure (Hectopascal)</b>													
Mean	1,012.90	1,011.40	1,010.00	1,008.40	1,007.20	1,006.40	1,006.50	1,006.70	1,008.20	1,010.20	1,012.40	1,013.90	1,009.50
Ext. max.	1,025.30	1,022.60	1,022.90	1,018.30	1,014.40	1,012.80	1,013.90	1,013.30	1,018.20	1,019.80	1,021.90	1,024.10	1,025.30
Ext. min.	1,004.60	1,001.90	1,001.00	999.60	999.70	999.00	998.60	998.80	1,000.10	1,001.90	1,003.10	1,004.20	998.60
Mean daily range	5.00	5.30	5.50	5.40	4.90	4.10	4.00	4.10	4.70	4.70	4.60	4.80	4.80
<b>Temperature (Celsius)</b>													
Mean	25.40	27.20	28.90	30.30	29.80	29.10	28.60	28.40	28.10	27.80	26.40	24.60	27.90
Mean max.	32.00	33.90	35.60	36.70	35.70	34.40	34.00	33.60	32.90	31.90	31.00	30.50	33.50
Mean min.	19.90	21.90	23.80	25.30	25.50	25.20	24.80	24.70	24.60	24.40	22.40	19.60	23.50
Ext. max.	36.20	39.10	40.10	41.50	41.70	39.30	40.00	37.70	36.70	36.90	35.90	35.50	41.70
Ext. min.	11.30	14.10	14.90	20.70	20.90	20.20	21.10	20.80	20.80	18.00	14.50	10.00	10.00
<b>Relative Humidity (%)</b>													
Mean	70.00	71.00	71.00	70.00	73.00	73.00	75.00	76.00	80.00	80.00	75.00	70.00	74.00
Mean max.	89.00	92.00	92.00	90.00	89.00	88.00	89.00	90.00	93.00	93.00	90.00	87.00	90.00
Mean min.	44.00	44.00	44.00	45.00	51.00	56.00	56.00	57.00	62.00	63.00	56.00	48.00	52.00
Ext. min.	17.00	9.00	15.00	14.00	24.00	25.00	34.00	33.00	38.00	40.00	29.00	22.00	9.00
<b>Dew Point (Celsius)</b>													
Mean	18.90	20.80	22.20	23.40	23.90	23.70	23.50	23.50	24.20	23.70	21.00	18.30	22.30
<b>Evaporation</b>													
Mean-pan	129.50	138.40	181.10	195.90	188.70	169.00	163.60	155.40	135.50	133.00	130.00	133.40	1,853.50
<b>Cloudiness (0-10)</b>													
Mean	3.90	4.00	4.20	5.30	7.00	8.10	8.30	8.70	8.20	7.00	5.00	3.70	6.10
<b>Sunshine Duration (hr.)</b>													
NO OBSERVATION													
<b>Visibility (km.)</b>													
0700 L.S.T.	3.70	3.20	4.90	6.80	9.20	10.60	10.90	10.70	9.90	8.80	7.80	6.50	7.80
Mean	6.50	6.20	6.70	7.90	10.20	11.30	11.60	11.50	11.00	10.60	9.60	8.10	9.30
<b>Wind (Knots)</b>													
Mean wind speed	2.10	2.80	3.50	3.60	3.20	3.60	3.50	3.50	2.20	2.30	3.10	2.90	-
Prevailing wind	N	S	S	S	S	S	S	S	S	N	N	N	-
Max. wind speed	20.00	20.00	48.00	42.00	42.00	35.00	35.00	27.00	32.00	30.00	28.00	33.00	48.00
<b>Rainfall (mm.)</b>													
Mean	6.50	7.30	18.30	59.10	120.60	100.20	106.00	127.20	253.90	209.30	42.20	9.30	1,059.90
Mean rainy day	0.80	0.90	1.80	4.70	11.30	12.60	14.10	15.90	19.30	13.60	4.10	1.00	100.10
Daily maximum	63.90	49.40	95.60	146.00	137.80	66.50	89.40	66.10	120.90	187.80	84.70	73.40	187.80
<b>Number of days with</b>													
Haze	28.60	26.20	28.70	22.70	6.80	1.40	1.80	0.70	0.70	3.70	12.40	22.60	156.30
Fog	8.50	9.60	2.90	0.20	0.00	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.40	1.20	23.00
Hail	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Thunderstorm	0.20	0.50	1.40	5.80	10.90	6.10	5.80	5.40	12.70	9.10	1.90	0.30	60.10
Squall	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10

รูปผนวกที่ A.5 ข้อมูลอุตุนิยมวิทยารายคาบ 30 ปี ของสถานี 48425 จังหวัดสุพรรณบุรี

หากพืชที่ปลูกเป็นข้าวโพดหวาน (Sweet Corn) ให้คำนวณหาปริมาณความต้องการน้ำของข้าวโพดหวาน

### เฉลยแบบฝึกหัดที่ 6

ผลการคำนวณปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิงโดยใช้สมการ Penman-Monteith แสดงในตาราง  
ผนวกที่ A.6

ตารางผนวกที่ A.6 ผลการคำนวณปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิง

Data	Values	Unit	Note
Max. Temperature	34	°C	
Min. Temperature	24.8	°C	
Dew Point Temperature	23.5	°C	
Mean Temperature in July	29.4	°C	
Mean Temperature in June	29.8	°C	
Sunshine Duration	8	hr	
Vapor Pressure ( $e_a$ )	2,896.5	Pa	you may apply another formula to calculate $e_a$ (see the reference manual: ETo calculator done by FAO)
	2.897	kPa	
$Z_m$	11.65	m	
Wind Speed in July ( $u_{zm}$ )	3.5	knots	1 knot = 0.514 m/s
Wind Speed ( $u_2$ )	1.31	m/s	
Temperature			
$T_{mean}$	29.4	°C	
$\Delta$	0.234	kPa/°C	Read from the table
Altitude	7	m	
Pressure	101.216	kPa	Read from the table
$\gamma$	0.067	kPa/°C	Read from the table
Vapor Pressure Deficit			
$T_{max}$	34	°C	
$e^\circ(T_{max})$	5.319	kPa	Read from the table
$T_{min}$	24.8	°C	
$e^\circ(T_{min})$	3.131	kPa	Read from the table
$e_s$	4.225	kPa	
Vapor Pressure Deficit ( $e_s - e_a$ )	1.329	kPa	

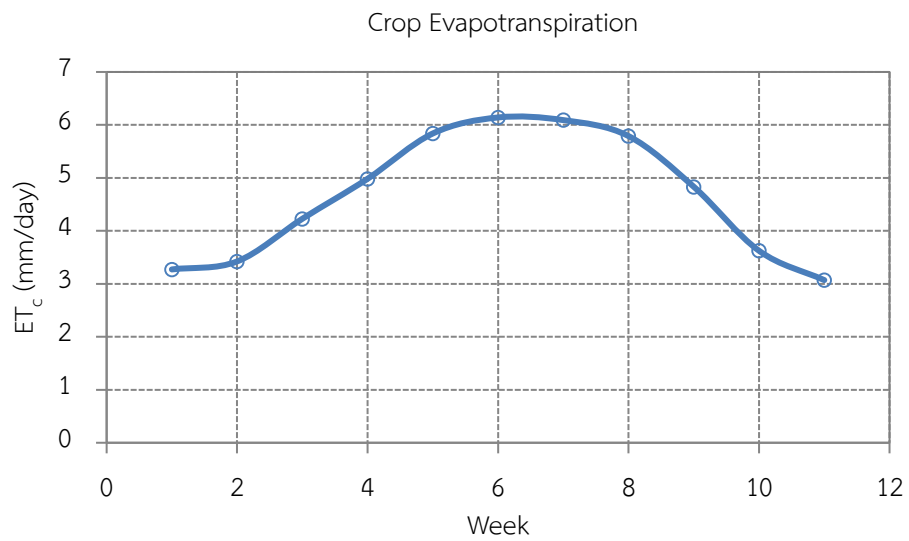
Data	Values	Unit	Note
Radiation			
J	196		15 July
Latitude 14° 28'	14.467	°N	
R <sub>a</sub>	38.156	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	Read from the table
Day Length (N)	12.814	hr	Read from the table
n	8	hr	
n/N	0.624		
R <sub>s</sub>	21.450	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	R <sub>s</sub> =[0.25+0.5*(n/N)]*R <sub>a</sub>
R <sub>so</sub>	28.622	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	R <sub>so</sub> =[0.75+2z <sub>m</sub> /100000]*R <sub>a</sub>
R <sub>ns</sub>	16.516	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	R <sub>ns</sub> =0.77R <sub>s</sub>
T <sub>max</sub>	34	°C	
s(T <sub>max,k4</sub> )	43.640	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	Read from the table
T <sub>min</sub>	24.8	°C	
s(T <sub>min,k4</sub> )	38.646	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	Read from the table
[s(T <sub>max,k4</sub> )+s(T <sub>min,k4</sub> )]/2	41.143	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	Term1 for calculating R <sub>nl</sub>
[0.34-0.14sqrt(e <sub>a</sub> )]	0.102	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	Term2 for calculating R <sub>nl</sub>
[1.35(R <sub>s</sub> /R <sub>so</sub> )-0.35]	0.662		Term3 for calculating R <sub>nl</sub>
R <sub>nl</sub>	2.770	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	Term1*Term2*Term3
R <sub>n</sub>	13.747	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	R <sub>n</sub> =R <sub>ns</sub> -R <sub>nl</sub>
G	-0.056	MJm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup>	G=0.14(T <sub>t</sub> +T <sub>t-1</sub> )
ET <sub>o</sub>	5.034	mm/day	Penman-Monteith equation

ตารางผนวกที่ A.7 ผลการคำนวณปริมาณความต้องการน้ำของข้าวโพดหวาน

Week	K <sub>c</sub> <sup>1/</sup>	ET <sub>c</sub> =K <sub>c</sub> *ET <sub>o</sub> (mm/day)
1	0.65	3.27
2	0.68	3.42
3	0.84	4.23
4	0.99	4.98
5	1.16	5.84
6	1.22	6.14
7	1.21	6.09

8	1.15	5.79
9	0.96	4.83
10	0.72	3.62
11	0.61	3.07

Source : <sup>1</sup>/RID (2018)



รูปผนวกที่ A.6 ปริมาณความต้องการน้ำของข้าวโพดหวานตลอดช่วงการเจริญเติบโต

## แบบฝึกหัดที่ 7

สร้างอัตรการไหลของน้ำ-ช่วงเวลา (Flow-Duration Curve) ของข้อมูลน้ำท่าตรวจวัดรายเดือนของแม่น้ำแควน้อยในตารางผนวกที่ A.8 และคำนวณหา  $Q_{p80\%}$

ตารางผนวกที่ A.8 ข้อมูลน้ำท่าตรวจวัดรายเดือนของแม่น้ำแควน้อย

Year	Monthly Streamflow (cms)											
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1980	192	229	254	103	166	231	135	83	105	194	156	87
1981	190	228	267	191	237	251	203	245	376	413	202	114
1982	140	192	271	211	242	194	117	347	285	486	342	142
1983	69	74	108	159	184	163	147	224	313	346	218	84
1984	36	33	34	201	140	90	60	62	67	84	43	77
1985	149	124	150	27	32	71	441	342	659	385	187	202
1986	101	119	122	199	271	346	208	337	322	302	139	124
1987	85	169	220	121	133	208	140	206	218	179	206	82
1988	105	87	133	205	218	255	164	230	279	457	117	72
1989	114	183	238	118	189	251	108	135	199	170	101	118
1990	111	85	167	232	247	166	159	240	270	284	212	84
1991	135	165	237	169	122	116	180	487	463	408	324	215
1992	54	117	146	212	192	243	253	268	203	356	227	116
1993	103	167	211	182	150	104	99	249	213	200	130	88
1994	188	183	219	192	173	125	220	655	695	381	415	322
1995	126	157	213	213	223	280	181	177	525	408	205	125
1996	162	222	259	236	222	309	435	476	758	894	479	229
1997	208	232	297	207	217	206	236	1077	630	481	339	229
1998	95	99	116	282	301	233	178	201	184	283	137	77
1999	136	193	239	123	137	104	122	310	237	375	316	141
2000	123	166	232	241	278	276	228	236	357	257	200	167
2001	165	205	268	264	214	176	202	342	372	245	155	161
2002	222	238	224	277	298	235	263	528	845	484	276	195
2003	151	204	239	247	265	223	237	261	215	288	162	137

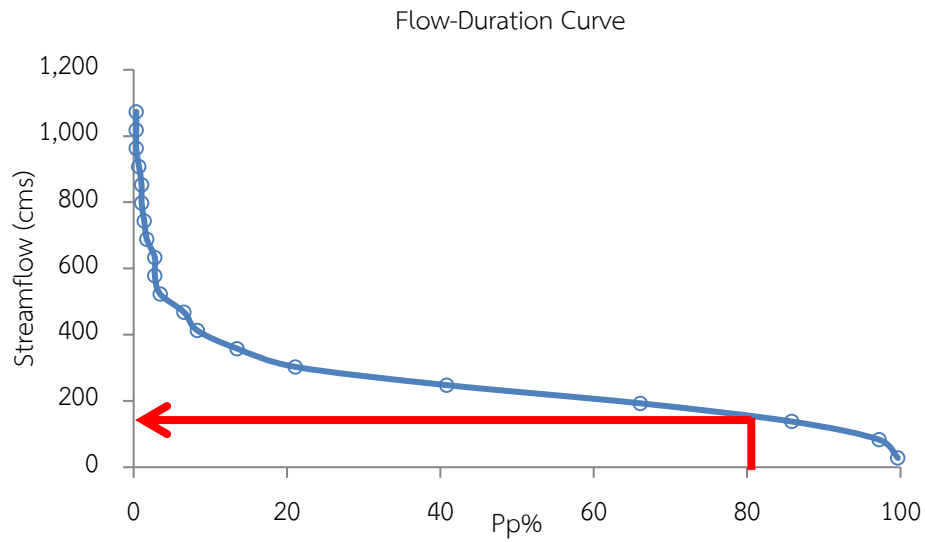
## เฉลยแบบฝึกหัดที่ 7

กำหนดให้จำนวนอันตรภาคชั้น (Class) เท่ากับ 20 ชั้น ปริมาณน้ำท่าสูงสุดเท่ากับ 1,077 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที และปริมาณน้ำท่าสูงสุดเท่ากับ 27 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที ดังนั้นจึงกำหนดให้ความกว้างของ

อันตรายชั้นเท่ากับ 55 ผลการคำนวณแสดงในตารางผนวกที่ A.9 และโค้งอัตราการไหลของน้ำ-ช่วงเวลา แสดงในรูปผนวกที่ A.7

**ตารางผนวกที่ A.9** ผลการจัดแบ่งอันตรายภาคชั้นและผลคำนวณโค้งอัตราการไหลของน้ำ-ช่วงเวลา

Class Interval		Mid-Value	Cumulative Frequency	Pp%
Lower Value	Upper Value			
1,046	1,100	1,073	1	0.35
991	1045	1,018	1	0.35
936	990	963	1	0.35
881	935	908	2	0.69
826	880	853	3	1.04
771	825	798	3	1.04
716	770	743	4	1.38
661	715	688	5	1.73
606	660	633	8	2.77
551	605	578	8	2.77
496	550	523	10	3.46
441	495	468	19	6.57
386	440	413	24	8.30
331	385	358	39	13.49
276	330	303	61	21.11
221	275	248	118	40.83
166	220	193	191	66.09
111	165	138	248	85.81
56	110	83	281	97.23
1	55	28	288	99.65

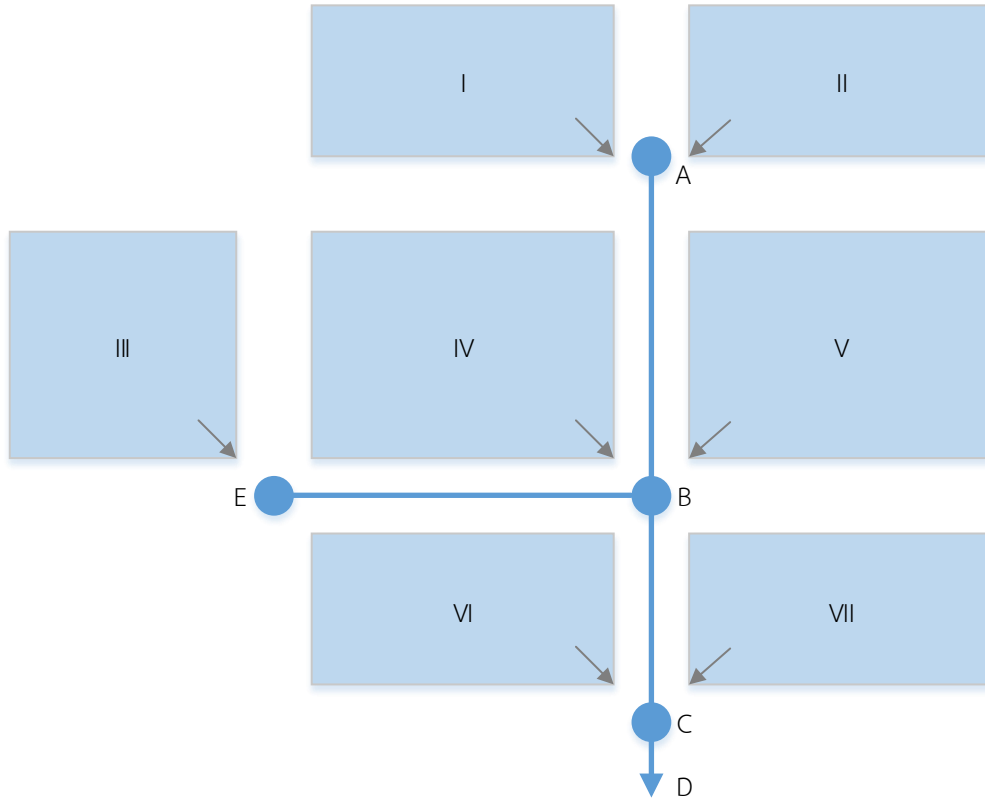


รูปผนวกที่ A.7 โค้งอัตราการไหลของน้ำ-ช่วงเวลา

จากกราฟอ่านค่า  $Q_{p80\%}$  ได้เท่ากับ 177 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที

## แบบฝึกหัดที่ 8

ลุ่มน้ำแห่งหนึ่งประกอบด้วย 7 ลุ่มน้ำย่อย (Sub-basin) ได้แก่ I, II, III, IV, V, VI และ VII ตามรูปผนวกที่ A.8



รูปผนวกที่ A.7 พื้นที่ลุ่มน้ำ

ให้ออกแบบระบบระบายน้ำจากลุ่มน้ำย่อย III โดยอาศัยข้อมูลต่อไปนี้

- (1) ขนาดพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย IV 4 เอเคอร์
- (2) ค่าสัมประสิทธิ์น้ำท่า (Runoff Coefficient) 0.60
- (3) เวลาในการเดินทางของน้ำจากลุ่มน้ำย่อยถึงจุดรับน้ำเข้า (Inlet Time) 10 นาที
- (4) ความเข้มฝนออกแบบ (Design Precipitation Intensity) ได้จากสมการ

$$i = (120T^{0.175}) / (T_d + 27)$$

เมื่อ  $i$  = ความเข้มฝน (นิ้วต่อชั่วโมง)

$T$  = รอบปีการเกิดซ้ำ (ปี)

$T_d$  = ช่วงเวลา (นาที)

- (5) ระดับพื้นดินตรงจุด E และ B เท่ากับ 498.43 และ 495.55 ฟุตเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง ตามลำดับ



- (6) ความยาวท่อเท่ากับ 450 ฟุต และค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของ Manning เท่ากับ 0.015 ให้คำนวณหาเวลาที่น้ำไหล (Flow Time) ในท่อ EB

### เฉลยแบบฝึกหัดที่ 8

Time of Concentration ( $T_c$ ) ของน้ำที่ไหลเข้าท่อ EB เท่ากับเวลาในการเดินทางของน้ำจากลุ่มน้ำย่อย III ถึงจุดรับน้ำเข้า E (Inlet Time,  $T_d$ ) 10 นาที ดังนั้น

ความเข้มฝนออกแบบ (Design Rainfall Intensity,  $i$ ) ที่รอบปีการเกิดซ้ำ (Return Period,  $T$ ) มีค่าเท่ากับ

$$i = (120T^{0.175})/(T_d+27)$$

$$= (120 \times 5^{0.175})/(10+27) = 4.30 \text{ นิ้วต่อชั่วโมง}$$

อัตราการไหลของน้ำออกแบบ (Design Discharge,  $Q$ )

$$Q = CiA$$

$$= 0.60 \times 4.30 \times 4 = 10.32 \text{ ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที}$$

ความลาดชันของท่อ (Slope,  $S_o$ )

$$S_o = \Delta y / \Delta x$$

$$= (498.43 - 495.55) / 450 = 0.0064$$

สมมติให้น้ำไหลเต็มท่อภายใต้กฎแรงโน้มถ่วงของโลกโดยไม่มีแรงดันหรือสมมติให้เป็นลักษณะของการไหลในทางน้ำเปิด (Open Channel Flow) ดังนั้นสามารถประยุกต์สมการของ Manning หรือ Darcy-Weisbach ในการคำนวณหาขนาดของเส้นผ่านศูนย์กลางท่อดังนี้

สมการของ Manning  $Q = [1.49 S_f^{1/2} A R^{2/3}] / n$  เมื่อ  $S_f = S_o$

ดังนั้นขนาดของเส้นผ่านศูนย์กลางท่อที่ต้องการ

$$D = [2.16 Q n / \sqrt{S_o}]^{3/8} = [2.16 \times 10.32 \times 0.0 / \sqrt{S_o}]^{3/8}$$

$$= 1.71 \text{ ฟุต}$$

เลือกใช้ท่อขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางเพิ่มขึ้นเป็น 1.75 ฟุต หรือ 21 นิ้ว ที่มีขายตามท้องตลาด ดังนั้นหาความเร็วน้ำในท่อจะได้

$$V = Q/A$$

$$= Q / (\pi x d^2 / 4) = 10.32 / (3.14 \times 1.75^2 / 4) = 4.29 \text{ ฟุตต่อวินาที}$$

เวลาที่น้ำไหล (Flow Time) ในท่อ EB จะเท่ากับ

$$t = L/V$$

$$= 450 / 4.29 = 104.87 \text{ วินาที} = 1.75 \text{ นาที}$$

### แบบฝึกหัดที่ 9

9.1 ให้คำนวณหา 1-ชั่วโมงน้ำท่าหนึ่งหน่วย (1-hr Unit Hydrograph) โดยอาศัยข้อมูลฝนส่วนเกิน (Excess Rainfall) และน้ำท่าผิวดิน (Direct Runoff) ของพายุฝนในตารางผนวกที่ A.10

ตารางผนวกที่ A.10 ข้อมูลฝนส่วนเกิน (Excess Rainfall) และน้ำท่าผิวดิน (Direct Runoff) ของพายุฝน

Time (hr)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Excess Rainfall (in)	1	2		1					
Direct Runoff (cfs)	10	120	400	560	500	450	250	100	50

9.2 กำหนดให้ 10 ชั่วโมงน้ำท่าหนึ่งหน่วยของกลุ่มน้ำที่มีขนาด 0.86 ตารางไมล์ที่ Ordinated 10 นาทีที่มีค่าเท่ากับ 134, 392, 475, 397, 329, 273, 227, 188, 156, 129, 107, 89, 74, 61, 51, 42, 35, 29, 24, 10, 17, 14, 11,... ลูกบาศก์ฟุตต่อวินาทีต่อนี้ว ให้คำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์  $C_p$  ของวิธี Snyder โดยความยาวของลำน้ำหลัก  $L$  มีค่าเท่ากับ 10,500 ฟุต และ  $L_c$  เท่ากับ 6,000 ฟุต และค่าสัมประสิทธิ์  $C_t$

### เฉลยแบบฝึกหัดที่ 9

9.1 ผลการคำนวณหา 1-ชั่วโมงน้ำท่าหนึ่งหน่วย แสดงในตารางผนวกที่ A.11

ตารางผนวกที่ A.11 ผลการคำนวณหา 1-ชั่วโมงน้ำท่าหนึ่งหน่วย

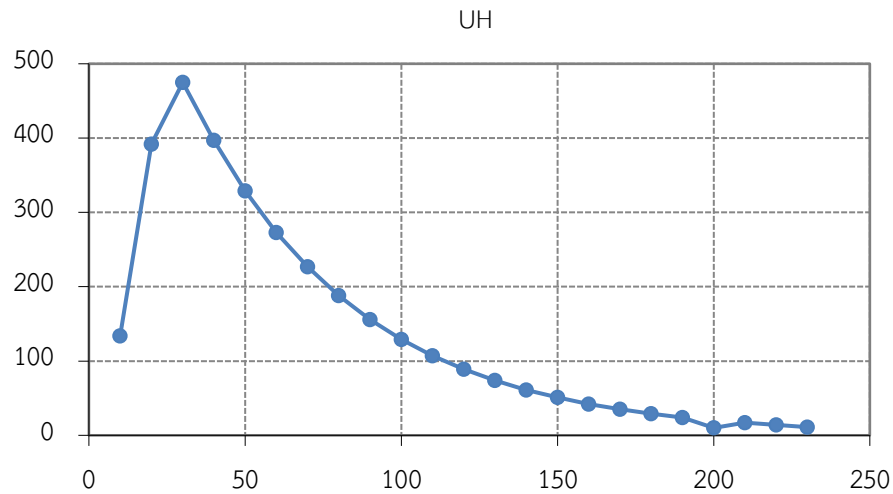
N =	9								
M =	4								
N-M-1 =	6								
No.	Excess Rainfall (in)	$U_1$	$U_2$	$U_3$	$U_4$	$U_5$	$U_6$	Direct Runoff (cfs)	
1	$P_1$	1.0	10					10	
2	$P_2$	2.0	20	100				120	
3	$P_3$	0.0	0	200	200			400	
4	$P_4$	1.0	10	0	400	150		560	
5				100	0	300	100	500	
6					200	0	200	450	
7						150	0	250	
8							100	100	
9							50	50	
$Q_1 = P_1 U_1$				$U_1$	10				
$Q_2 = P_2 U_1 + P_1 U_2$				$U_2$	100				
$Q_3 = P_3 U_1 + P_2 U_2 + P_1 U_3$				$U_3$	200				

$Q_4=P_4U_1+P_3U_2+P_2U_3+P_1U_4$	$U_4$	150
$Q_5=P_4U_2+P_3U_3+P_2U_4+P_1U_5$	$U_5$	100
$Q_6=P_4U_3+P_3U_4+P_2U_5+P_1U_6$	$U_6$	50

## 9.2 ข้อมูล 10 ชั่วโมงน้ำท่าหนึ่งหน่วยของกลุ่มน้ำแสดงในตารางผนวกที่ A.12

### ตารางผนวกที่ A.12 ข้อมูล 10 ชั่วโมงน้ำท่าหนึ่งหน่วย

No.	Time Interval (min)	10-min UH Ordinated (cfs/in)
1	10	20
2	134	392
3	10	20
4	134	392
5	10	20
6	134	392
7	10	20
8	134	392
9	10	20
10	134	392
11	10	20
12	134	392
13	10	20
14	134	392
15	10	20
16	134	392
17	10	20
18	134	392
19	10	20
20	134	392
21	10	20
22	134	392
23	10	20



รูปผนวกที่ A.8 ข้อมูล 10 ชั่วโมงน้ำท่าหนึ่งหน่วย

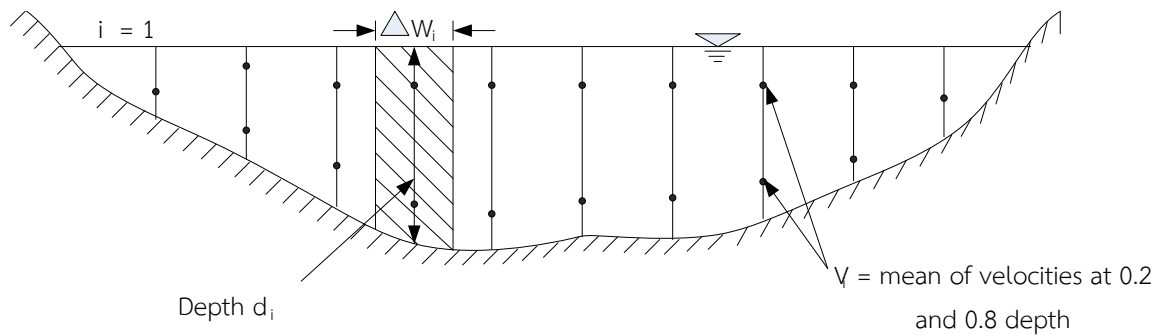
จากข้อมูล 10 ชั่วโมงน้ำท่าหนึ่งหน่วย

ตารางผนวกที่ A.13 ผลการคำนวณ  $C_t$  และ  $C_p$

$Q_p =$	475	Cfs
$T_p =$	30	min
$T_R =$	10	min
$Q_p = Q_p/A =$	$1.70 \times 10^{-05}$	1 Square Mile = 27,878,400 Square Feet
ตรวจสอบว่าเป็น Required UH หรือ Standard UH		
$t_p = 5.5t_r =$	$5.5 \times 10/60 = 0.917$	hr (substitute $t_r = t_R = 10$ min)
$t_{pR} = t_p - t_r/2 =$	$(30 - 10/2)/60 = 0.417$	hr
ดังนั้น $t_p \neq 5.5t_r$		
หาค่า $t_p$		
$t_p = t_{pR} + (t_r - t_R)/4$		substitute $t_r = t_p/5.5$
		$t_{pR} = 0.417$ hr
		$t_R = 10/60$ hr
หาค่า $C_t$		
$t_p = C_1 C_t (LL_c)^{0.3}$		
หาค่า $C_p$		
$q_p = C_2 C_p / t_p$		

### แบบฝึกหัดที่ 10

ให้คำนวณหาอัตราการไหลของน้ำผ่านหน้าตัดลำน้ำตามรูปผนวกที่ A.9 และข้อมูลตรวจวัดตามตารางผนวกที่ A.14



รูปผนวกที่ A.9 หน้าตัดลำน้ำ

### เฉลยแบบฝึกหัดที่ 10

การคำนวณหาอัตราการไหลของน้ำอาศัยสมการการไหลในทางน้ำเปิด  $Q = \sum A_i v_i$  เมื่อ  $A_i$  คือพื้นที่หน้าตัดย่อยของลำน้ำ และ  $v_i$  คือความเร็วน้ำของแต่ละพื้นที่หน้าตัดย่อย ซึ่งผลรวมของอัตราการไหลของน้ำของทุกหน้าตัดย่อยตลอดความกว้างของลำน้ำจะเท่ากับอัตราการไหลของน้ำผ่านหน้าตัดลำน้ำนั้น ๆ ดังแสดงผลการคำนวณในตารางผนวกที่ A.14

ตารางผนวกที่ A.14 ข้อมูลตรวจวัดและผลการคำนวณอัตราการไหลของน้ำ

Section	Distance from Initial Point (ft)	Width (ft)	Depth (ft)	Mean Velocity (ft/s)	Area (ft <sup>2</sup> )	Discharge (cfs)
given	given	calculated	given	given	calculated	calculated
1	0	11.0	0.0	0.00	8.53	0.00
2	22	21.0	3.1	0.37	65.10	24.09
3	42	20.0	4.4	0.87	88.00	76.56
4	62	20.0	4.6	1.09	92.00	100.28
5	82	20.0	5.7	1.34	114.00	152.76
6	102	20.0	4.5	0.71	90.00	63.90
7	122	20.0	4.4	0.87	88.00	76.56
8	142	20.0	5.4	1.42	108.00	153.36
9	162	17.5	6.1	2.03	106.75	216.70
10	177	15.0	6.8	2.22	102.00	226.44
11	192	15.0	5.7	2.51	85.50	214.61

Section	Distance from Initial Point (ft)	Width (ft)	Depth (ft)	Mean Velocity (ft/s)	Area (ft <sup>2</sup> )	Discharge (cfs)
given	given	calculated	given	given	calculated	calculated
12	207	15.0	5.1	3.06	76.50	234.09
13	222	15.0	6.0	3.12	90.00	280.80
14	237	15.0	6.5	2.96	97.50	288.60
15	252	15.0	7.2	2.62	108.00	282.96
16	267	15.0	7.2	2.04	108.00	220.32
17	282	15.0	8.2	1.56	123.00	191.88
18	297	15.0	5.5	2.04	82.50	168.30
19	312	15.0	3.6	1.57	54.00	84.78
20	327	11.5	3.2	1.18	36.80	43.42
21	335	4.0	0.0	0.00	1.60	0.00
					Total	3,100.41

## แบบฝึกหัดที่ 11

ให้คำนวณหาค่าสถิติพื้นฐานของข้อมูลฝนรายปีดังแสดงในตารางผนวกที่ A.15

ตารางผนวกที่ A.15 ข้อมูลฝนรายปีตั้งแต่ปี ค.ศ. 1970-1979

Year	Precipitation, X
1970	33.9
1971	31.7
1972	31.5
1973	59.6
1974	50.5
1975	38.6
1976	43.4
1977	28.7
1978	32
1979	51.8

## เฉลยแบบฝึกหัดที่ 11

ค่าเฉลี่ย (Average) = 40.17

ค่าความแปรปรวน (Variance) = 112.99

ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation) = 10.63

ค่าสัมประสิทธิ์ความบิดเบี้ยว (Skewness Coefficient) = 0.75

### แบบฝึกหัดที่ 12

จากข้อมูลปริมาณน้ำท่วมสูงสุดรายปีของแม่น้ำโขงในประเทศลาวตั้งแต่ปี พ.ศ. 2466-2508 ของตัวอย่างที่ 10.4 ให้ทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลตัวอย่างกับฟังก์ชันการแจกแจงโอกาสความน่าจะเป็นแบบปกติโดยวิธีของสไมนอฟ-กอลโมโกรอฟ

### เฉลยแบบฝึกหัดที่ 12

กำหนดให้  $x_i$  ปริมาณน้ำท่วมสูงสุดรายปี จากนั้นทำการแปลงค่า  $x_i$  เป็น  $z_i$  และหาค่า  $F'(x_i)$  และ  $F(x_i)=F(z_i)$  และคำนวณหาผลต่าง  $\Delta$  และเลือก  $\text{Max.}\Delta$  เพื่อเปรียบเทียบกับ  $\Delta$  ทางสถิติที่ระดับนัยสำคัญ 5% ผลการคำนวณแสดงในตารางผนวกที่ A.16

**ตารางผนวกที่ A.16** ผลการทดสอบความเหมาะสมของข้อมูลปริมาณน้ำท่วมสูงสุดรายปีโดยวิธีของสไมนอฟ-กอลโมโกรอฟ

No.	Max Annual Flood, $x_i$	$F'(x_i)$ , %	$z_i$	$F(x_i)=F(z_i)$	$F(x_i)$ , %	$\Delta=\text{abs}[F'(x_i)-F(x_i)]$
1	11,300	2.273	-2.366	0.009	0.899	1.37
2	11,500	4.545	-2.281	0.011	1.128	3.42
3	14,000	6.818	-1.218	0.112	11.160	4.34
4	14,000	9.091	-1.218	0.112	11.160	2.07
5	14,000	11.364	-1.218	0.112	11.160	0.20
6	14,100	13.636	-1.176	0.120	11.989	1.65
7	14,800	15.909	-0.878	0.190	18.998	3.09
8	14,900	18.182	-0.835	0.202	20.173	1.99
9	14,900	20.455	-0.835	0.202	20.173	0.28
10	15,200	22.727	-0.708	0.240	23.950	1.22
11	15,400	25.000	-0.623	0.267	26.668	1.67
12	15,500	27.273	-0.580	0.281	28.084	0.81
13	15,600	29.545	-0.538	0.295	29.534	0.01
14	15,700	31.818	-0.495	0.310	31.018	0.80
15	15,800	34.091	-0.453	0.325	32.534	1.56
16	15,800	36.364	-0.453	0.325	32.534	3.83
17	16,200	38.636	-0.283	0.389	38.868	0.23
18	16,300	40.909	-0.240	0.405	40.507	0.40



No.	Max Annual Flood, $x_i$	$F'(x_i)$ , %	$z_i$	$F(x_i)=F(z_i)$	$F(x_i)$ , %	$\Delta=abs[F'(x_i)-F(x_i)]$
19	16,300	43.182	-0.240	0.405	40.507	2.68
20	16,300	45.455	-0.240	0.405	40.507	4.95
21	17,000	47.727	0.057	0.523	52.286	4.56
22	17,200	50.000	0.142	0.557	55.661	5.66
23	17,300	52.273	0.185	0.573	57.334	5.06
24	17,300	54.545	0.185	0.573	57.334	2.79
25	17,500	56.818	0.270	0.606	60.639	3.82
26	17,600	59.091	0.312	0.623	62.264	3.17
27	17,700	61.364	0.355	0.639	63.868	2.50
28	17,700	63.636	0.355	0.639	63.868	0.23
29	17,900	65.909	0.440	0.670	67.002	1.09
30	18,000	68.182	0.482	0.685	68.527	0.34
31	18,000	70.455	0.482	0.685	68.527	1.93
32	18,100	72.727	0.525	0.700	70.021	2.71
33	18,200	75.000	0.568	0.715	71.481	3.52
34	18,300	77.273	0.610	0.729	72.908	4.37
35	18,300	79.545	0.610	0.729	72.908	6.64
36	18,900	81.818	0.865	0.807	80.651	1.17
37	19,100	84.091	0.950	0.829	82.898	1.19
38	19,300	86.364	1.035	0.850	84.970	1.39
39	19,400	88.636	1.078	0.859	85.941	2.70
40	20,200	90.909	1.418	0.922	92.187	1.28
41	20,500	93.182	1.545	0.939	93.887	0.70
42	21,200	95.455	1.843	0.967	96.733	1.28
43	22,900	97.727	2.566	0.995	99.485	1.76
$\Sigma x_i$	725,200				Max. $\Delta$	6.64
n	43				$\Delta_{43,5\%}$	20.60
Avg. ( $\mu$ )	16,865				Max. $\Delta < \Delta_{43,5\%}$ ปลอดภัย	
Stdev. ( $\sigma$ )	2,352					
Var.	5,532,802					



