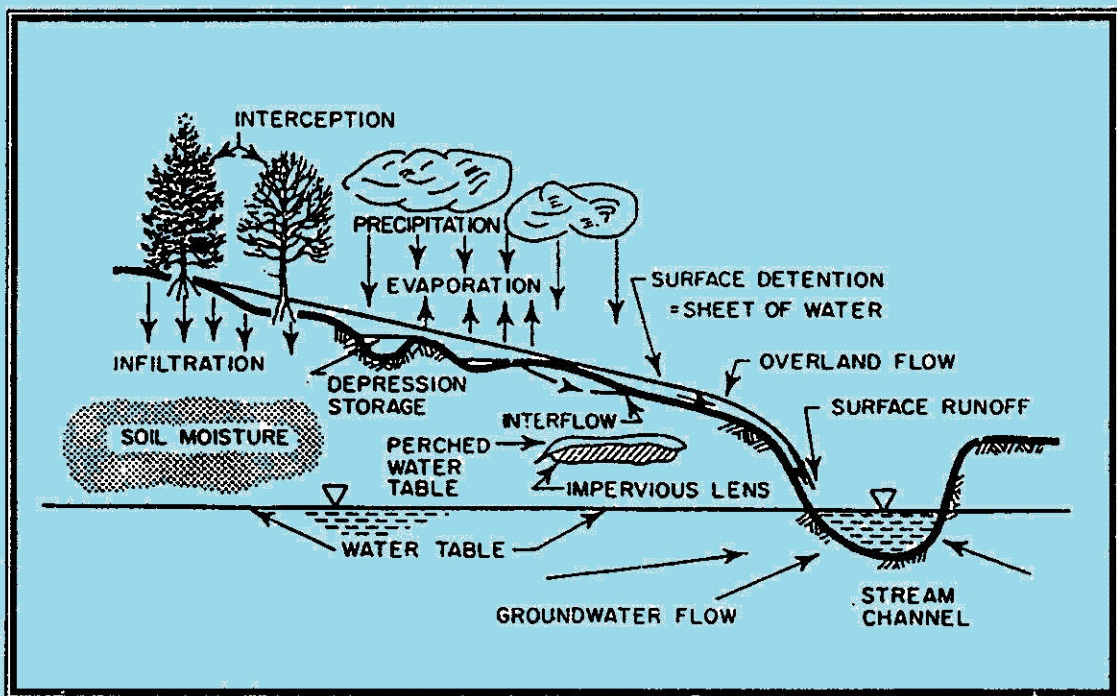


อุทกวิทยาเบื้องต้น

Fundamental of Hydrology



รศ.สันติ ทอบพำนัก

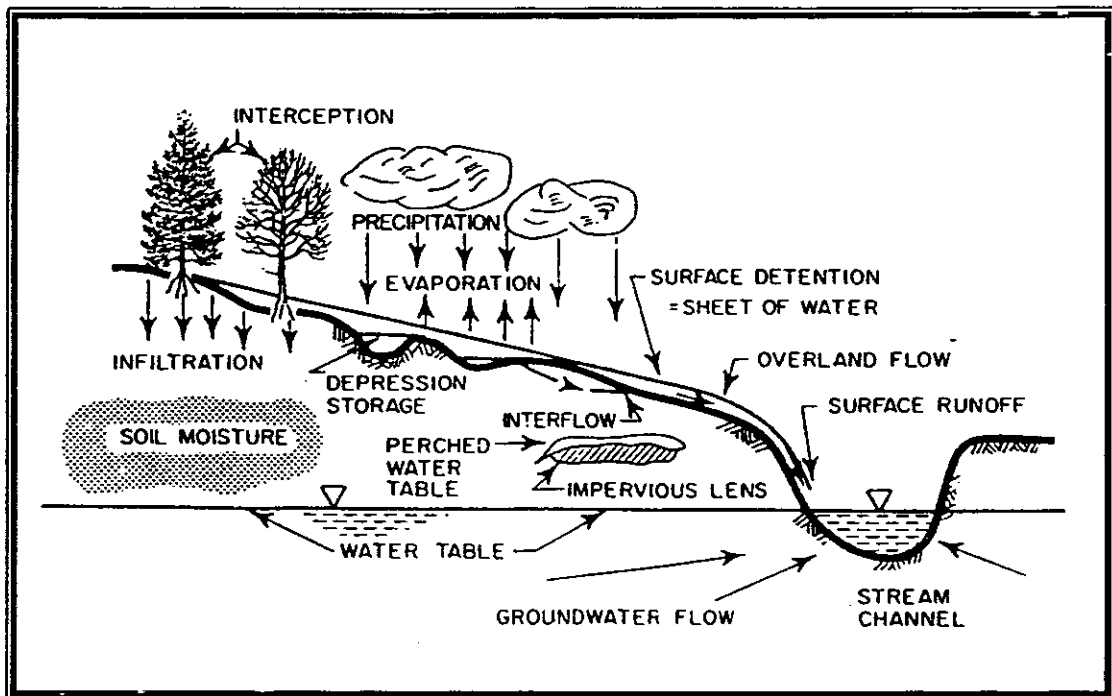
ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์

มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน

ล้งทวดนครปฐม

อุทกวิทยาเบื้องต้น

Fundamental of Hydrology



รศ.สันต์ ทอบพำนัก

ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์

มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน

จังหวัดนครปฐม

สารบัญ

บทที่		หน้า
1	บทนำ	1-1
	1.1 ความหมาย	1-1
	1.2 ความเป็นมาของวิชาอุทกวิทยา	1-1
	1.3 วัตถุประสงค์ของอุทกวิทยา	1-2
	1.4 แนวความคิดของอุทกวิทยา	1-5
	1.5 แบบจำลองทางอุทกวิทยา	1-5
	1.6 วิชาที่เกี่ยวข้องกับอุทกวิทยา	1-6
	1.7 อุทกวิทยากับงานด้านวิศวกรรม	1-8
2	ข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยา	2-1
	2.1 สภาพลมฟ้าอากาศและภูมิอากาศ	2-1
	2.1.1 ลมมรสุมฤดูร้อน	2-3
	2.1.2 ลมมรสุมฤดูหนาว	2-3
	2.1.3 ลมพายุหมุน	2-4
	2.2 อุณหภูมิ	2-4
	2.2.1 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแนวดิ่ง	2-9
	2.3 กระแสลม	2-9
	2.4 ความชื้น	2-12
	2.4.1 Precipitable Water	2-16
	2.4.2 เครื่องมือวัดความชื้น	2-18
3	น้ำจากอากาศ	3-1
	3.1 น้ำจากอากาศ	3-1
	3.2 ขบวนการของน้ำจากอากาศ	3-1
	3.3 รูปแบบของน้ำที่ตกจากอากาศ	3-2
	3.4 เครื่องมือวัดน้ำฝน	3-4
	3.4.1 การติดตั้ง	3-4

สารบัญ

บทที่		หน้า
3	3.4.2 เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดา	3-6
	3.4.3 เครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ	3-6
	3.5 จำนวนและการกระจายของเครื่องวัดน้ำฝน	3-8
	3.6 Mass Curve	3-10
	3.7 ความลึกเฉลี่ยของน้ำฝน	3-12
	3.7.1 วิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิต	3-14
	3.7.2 วิธีของริเอสเซน	3-14
	3.7.3 วิธีเขียนเส้นชั้นน้ำฝน	3-16
	3.8 การวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงและความกลมกลืนของข้อมูล	3-21
	3.9 การประมาณค่าข้อมูลที่ขาดหายไป	3-24
4	การระเหยและการคายไอน้ำของพืช	4-1
5	Infiltration และ Percolation	5-1
	5.1 สิ่งที่มีอิทธิพลต่ออัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดิน	5-1
	5.2 วิธีหาอัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดิน	5-4
	5.3 การใช้โค้งอัตราการซึมผ่านผิวดินหาปริมาณน้ำฝนสุทธิ	5-6
	5.4 วิธีหาค่าปริมาณน้ำฝนสุทธิโดยใช้ค่า Index	5-10
6	น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธาร	6-1
	6.1 ระดับน้ำ	6-1
	6.1.1 เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบไม่อัตโนมัติ	6-1
	6.1.2 เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบอัตโนมัติ	6-3
	6.2 การวัดปริมาณน้ำท่า	6-6
	6.2.1 วิธีความเร็ว-พื้นที่หน้าตัด	6-6
	6.2.2 อาคารวัดน้ำ	6-14
	6.2.3 วิธีเจ็องสาร	6-14
	6.2.4 วิธีอัลตราโซนิก	6-14

สารบัญ

บทที่		หน้า
6	6.3 โคล้งปริมาณน้ำและการปรับโคล้ง	6-15
	6.4 การต่อโคล้งปริมาณน้ำ	6-20
	6.4.1 การต่อโคล้งปริมาณน้ำแบบเลขกำลัง	6-20
	6.4.2 การต่อโคล้งปริมาณน้ำโดยวิธีของสถิติเวกนสัน	6-22
	6.4.3 การประมาณหาค่าปริมาณน้ำโดยวิธีความลาดเท-พื้นที่	6-26
	6.5 ปริมาตรและช่วงเวลาการเกิดน้ำท่า	6-27
	6.5.1 Mass Curve	6-27
	6.5.2 Flow Duration Curve	6-27
	6.6 การปรับข้อมูลน้ำท่า	6-29
7	กราฟน้ำท่าและการวิเคราะห์	7-1
	7.1 กราฟน้ำท่า	7-1
	7.2 องค์ประกอบของน้ำท่า	7-1
	7.2.1 Surface Runoff	7-1
	7.2.2 Interflow	7-1
	7.2.3 น้ำใต้ดิน	7-3
	7.2.4 Channel Precipitation	7-4
	7.3 รูปร่างของกราฟน้ำท่า	7-4
	7.3.1 โคล้งของการเพิ่มขึ้น	7-4
	7.3.2 ส่วนยอด	7-8
	7.3.3 โคล้งของการลดลง	7-8
	7.4 สิ่งที่มีผลกระทบต่อรูปร่างของกราฟน้ำท่า	7-12
	7.4.1 ลักษณะของภูมิอากาศ	7-12
	7.4.2 ลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำ	7-13
	7.4.3 ลักษณะทางธรณีวิทยา	7-15

สารบัญ

บทที่		หน้า
7	7.5 การแยกองค์ประกอบจากกราฟน้ำท่า	7-15
	7.5.1 การแยกกราฟน้ำท่าออกเป็นสามส่วน	7-15
	7.5.2 การแยกกราฟน้ำท่าออกเป็นสองส่วน	7-16
	7.6 การแยกส่วนประกอบของกราฟน้ำท่าที่มียอดสูงมากกว่าหนึ่งยอด	7-18
8	กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	8-1
	8.1 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	8-1
	8.2 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	8-2
	8.3 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจาก Complex Storm	8-5
	8.4 ข้อจำกัดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	8-8
	8.5 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสำหรับ Duration ต่างๆ	8-11
	8.6 Synthetic Unit Hydrograph	8-13
	8.6.1 วิธีของ Synder	8-13
	8.6.2 วิธีของ SCS	8-22
	8.6.3 การย้ายกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	8-25
	8.7 การประยุกต์ใช้กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า	8-26
	8.8 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจับปล้น	8-30
	8.9 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าและกราฟเปอร์เซ็นต์ของการแผ่กระจาย	8-32
9	การเคลื่อนตัวของน้ำท่วม	9-1
	9.1 บทนำ	9-1
	9.2 สมการของ Storage	9-1
	9.3 Reservoir Routing	9-2
	9.4 Streamflow Routing หรือ Channel Routing	9-11
	9.5 วิธี Routing โดยใช้กราฟ	9-18
	9.6 การสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธี Flood Routing	9-21

สารบัญ

บทที่		หน้า
10	น้ำใต้ดิน	10-1
	10.1 การกระจายของน้ำใต้ดิน	10-1
	10.2 ชนิดของ Aquifer	10-5
	10.2.1 Unconfined Aquifer	10-5
	10.2.2 Confined Aquifer	10-5
	10.2.3 Leaky Aquifer	10-6
	10.2.4 Idealized Aquifer	10-6
	10.3 Specific Retention และ Specific Yield	10-6
	10.4 กฎของ Darcy	10-8
	10.5 Storage Coefficient	10-10
	10.6 สมการทั่วไปของการไหล	10-11
	10.6.1 Rectangular Coordinates	10-11
	10.6.2 Radial Coordinates	10-13
	10.7 น้ำใต้ดินและชลศาสตร์ของบ่อบาดาล	10-14
	10.7.1 การไหลแบบคงที่และทิศทางเดียว	10-14
	10.7.2 การไหลแบบคงที่เข้าสู่บ่อบาดาลทุกทิศทาง	10-18
	10.7.3 การไหลแบบไม่คงที่	10-26

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความหมาย

อุทกวิทยาเป็นวิทยาศาสตร์แขนงหนึ่งที่กำลังถึงการเกิด การกระจาย การเคลื่อนที่ และคุณสมบัติของน้ำที่อยู่ในโลก รวมถึงความสัมพันธ์ของน้ำที่มีต่อสภาพแวดล้อมด้วย

1.2 ความเป็นมาของวิชาอุทกวิทยา

นักปราชญ์สมัยโบราณทำการศึกษาและให้ความสนใจในพฤติกรรมของน้ำที่ไหลไปบนผิวดิน (Surface Flow) แหล่งกำเนิดและการเกิดน้ำในวัฏจักรของอุทกวิทยาเช่น น้ำจากทะเลเคลื่อนที่ขึ้นสู่อากาศ ต่อจากนั้นก็ตกลงสู่แผ่นดินและกลับลงสู่ทะเลอีกครั้งหนึ่ง ความเชื่อของนักปราชญ์ในยุคต้นๆ นี้มีหลายสิ่งหลายอย่างที่ผิด

ระหว่างศตวรรษที่หนึ่ง Marcus Vitruvius ซึ่งถือได้ว่าเป็นบุคคลที่ให้ความคิดที่ถูกต้องเกี่ยวกับวัฏจักรของอุทกวิทยา เขาตั้งสมมติฐานว่า น้ำฝนและหิมะที่ตกในบริเวณที่ราบสูงและภูเขาจะซึมผ่านพื้นผิวโลกและต่อมาจะไปปรากฏในบริเวณพื้นที่ลุ่มหรือต่ำ ไหลออกสู่มแม่น้ำ ถ้าธาร และน้ำพุ

ถึงแม้ว่าทฤษฎีในสมัยก่อนยังไม่เป็นที่แน่นอน แต่ก็ยังถูกนำไปใช้ประโยชน์และประสบความสำเร็จพอสมควรเช่น เมื่อประมาณ 4000 ปี ก่อนคริสต์ศักราช มีการสร้างเขื่อนแห่งหนึ่งกั้นแม่น้ำไนล์เพื่อประโยชน์ทางการเกษตร และอีกหลายพันปีต่อมา มีการขุดคลองนำน้ำจืดจากกรุงไคโร ไปสู่กรุงซุเอส เมืองของชาว Mesopotamian มีการป้องกันน้ำท่วมด้วยกำแพงดินที่สูง ในประเทศจีนก็มีการสร้างระบบชลประทานและการป้องกันน้ำท่วม สิ่งก่อสร้างที่ได้กล่าวมานี้ล้วนเป็นสักขีพยานในการนำเอาหลักวิชาของอุทกวิทยาไปใช้ประโยชน์

ก่อนจะสิ้นสุดศตวรรษที่ 15 แนวโน้มของหลักวิชาอุทกวิทยาเข้าใกล้แนวทางของวิทยาศาสตร์เข้าไปทุกขณะ มีการสังเกตปรากฏการณ์ทางอุทกวิทยาเพื่อเก็บรวบรวมไว้เป็นหลักฐาน Leonardo da Vinci และ Bernard Palissy ต่างก็มีความเข้าใจและรู้ถึงวัฏจักรของน้ำอย่างแน่นอน โดยบุคคลทั้งสองได้นำทฤษฎีไปเปรียบเทียบกับสิ่งที่ได้สังเกตจากธรรมชาติ

หลักวิชาอุทกวิทยาสสมัยปัจจุบันได้เริ่มขึ้นจากการศึกษาของ Perrault Mariotte และ Halley ในศตวรรษที่ 17 มีการวัดน้ำฝน น้ำท่า (Runoff) พื้นที่ลุ่มน้ำ อัตราการระเหย ความเร็วของกระแส น้ำ ทำรูปตัดของทางน้ำ ฯลฯ ข้อมูลเหล่านี้จะถูกนำไปวิเคราะห์และทำการศึกษาหาความสัมพันธ์

ในศตวรรษที่ 18 ความรู้ทางด้านชลศาสตร์และอุปกรณ์ที่ใช้มีความเจริญก้าวหน้าขึ้นมากเช่น ทฤษฎีของ Bernoulli สูตรของ Chezy, Piezometer ของ Bernoulli, Pitot Tube เป็นต้น

ในต้นศตวรรษที่ 20 หน่วยงานของรัฐบาลได้เน้นถึงความสำคัญของความรู้ด้านอุทกวิทยา ได้มีการพัฒนาโครงการวิจัยเกี่ยวกับอุทกวิทยาขึ้นโดยเฉพาะ ระหว่างปี 1930-1950 นักอุทกวิทยาและนักวิจัยได้ตั้งทฤษฎีทางด้านอุทกวิทยาที่สำคัญเพิ่มขึ้นอีกมากมายเช่น ทฤษฎีกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของ Sherman, ทฤษฎีการซึมผ่านผิวดินของน้ำของ Horton, สมการไม่สมดุลที่ใช้วิเคราะห์น้ำใต้ดินของ Theis ฯลฯ

1.3 วัฏจักรของอุทกวิทยา

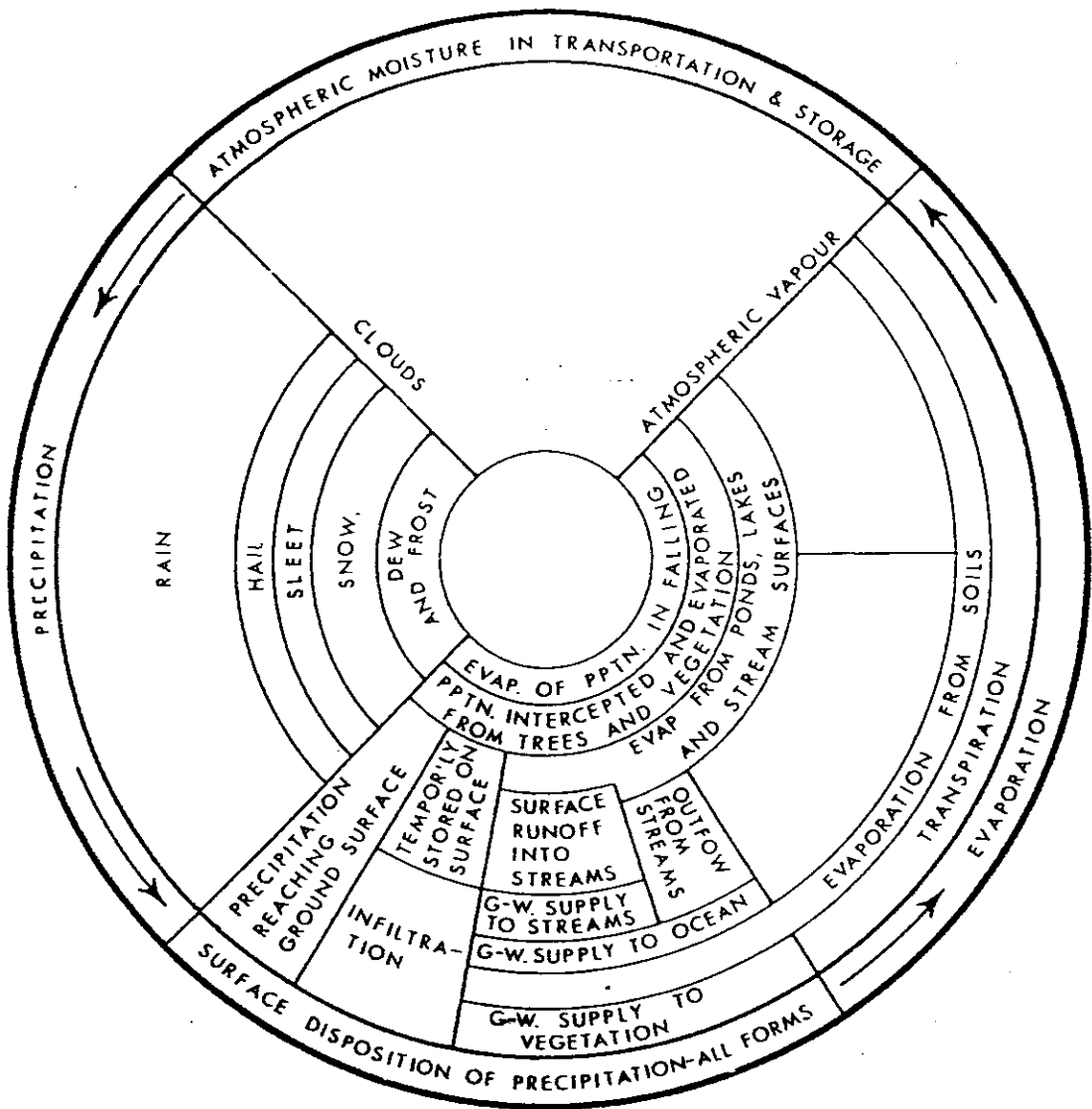
วัฏจักรของอุทกวิทยาเป็นขบวนการที่เกิดขึ้นในธรรมชาติ ซึ่งพิจารณาการเคลื่อนที่ การสูญเสียและการเพิ่มขึ้นหรือลดลงของน้ำบนผิวโลก ขบวนการต่างๆ ในวัฏจักรได้แสดงให้เห็นในรูปที่ 1.1 และ 1.2

เมื่อไอน้ำในบรรยากาศมีปริมาณมากก็จะตกลงสู่พื้นโลกในรูปของฝน หิมะ น้ำค้าง ลูกเห็บ ฯลฯ ซึ่งเรารวมเรียกว่าน้ำจากอากาศ (Precipitation) น้ำส่วนหนึ่งตกลงสู่ทะเล มหาสมุทร และแม่น้ำ ลำธาร โดยตรง อีกส่วนหนึ่งตกลงสู่พื้นแผ่นดิน น้ำส่วนนี้บางส่วนจะตกค้างตามใบไม้ ใบหญ้า และต้นพืชที่ขึ้นปกคลุมพื้นแผ่นดิน (Interception) และเมื่อได้รับแสงแดดก็จะกลายเป็นไอระเหยขึ้นสู่บรรยากาศ (Evaporation)

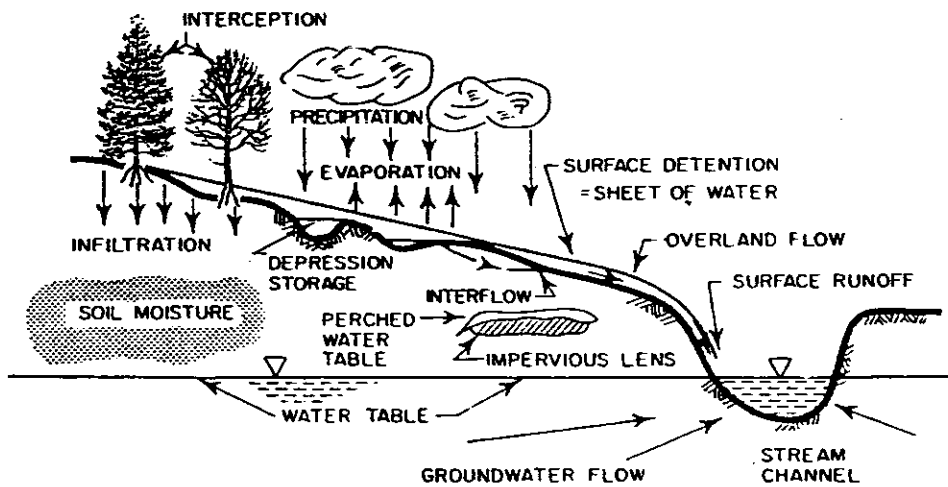
ส่วนที่ตกลงสู่พื้นดิน จะซึมผ่านผิวดิน (Infiltration) และซึมลึกลงไปได้ดิน (Percolation) ปริมาณความชื้นในดินบริเวณใกล้ผิวดินจะกลับขึ้นสู่บรรยากาศ โดยการระเหยและการคายไอน้ำของพืช (Transpiration) น้ำที่ซึมลึกลงไปได้ดินจะไปสู่แหล่งน้ำใต้ดิน (Groundwater Resource) ซึ่งอาจจะถูกนำมาใช้โดยพืชหรือไหลขึ้นสู่ผิวดินในรูปของน้ำพุ (Spring) หรือไหลออกสู่แม่น้ำลำธารและในที่สุดก็ระเหยขึ้นสู่อากาศ

ถ้าปริมาณน้ำที่ตกจากบรรยากาศสู่พื้นดินมีปริมาณมาก จะเกิดมีน้ำบางส่วนไหลไปตามผิวดิน ซึ่งเรียกว่า Overland Flow ไหลลงสู่แม่น้ำลำธาร และต่อไปถึงทะเลและมหาสมุทร และในที่สุดก็จะมีการระเหยของน้ำจากแหล่งน้ำดังกล่าวขึ้นสู่บรรยากาศอีกเช่นกัน

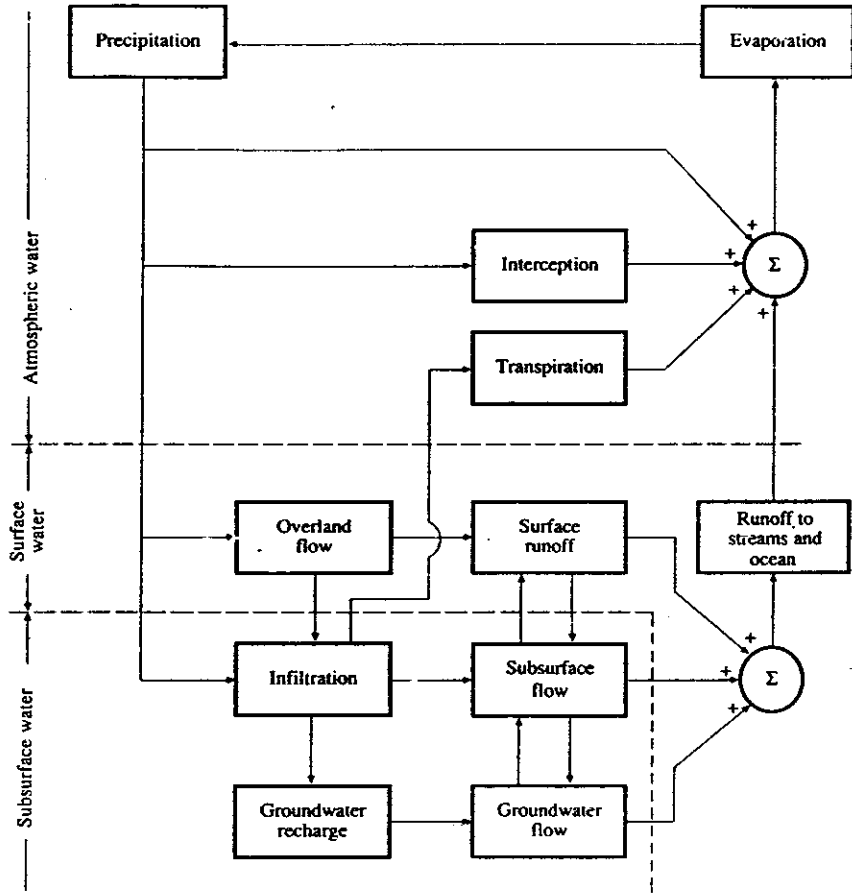
พื้นแผ่นดินจะมีหลุม บ่อ หรือแอ่ง ซึ่งสามารถเก็บปริมาณน้ำได้บางส่วน น้ำส่วนดังกล่าวเราเรียกว่า Depression Storage ซึ่งจะกลับขึ้นสู่อากาศโดยการระเหย จากที่กล่าวมาทั้งหมดจะเห็นได้ว่าตลอดเวลาที่น้ำอยู่ในชั้นตอนต่างๆ น้ำจะมีการกลับขึ้นสู่บรรยากาศโดยการระเหย ฉะนั้นวัฏจักรของอุทกวิทยาจะไม่มีจุดเริ่มต้นและสิ้นสุด แต่อาจมีการผันแปรของปริมาณน้ำและความถี่ของการเกิด ซึ่งขึ้นอยู่กับปัจจัยต่างๆ ที่ควบคุมในแต่ละขบวนการ



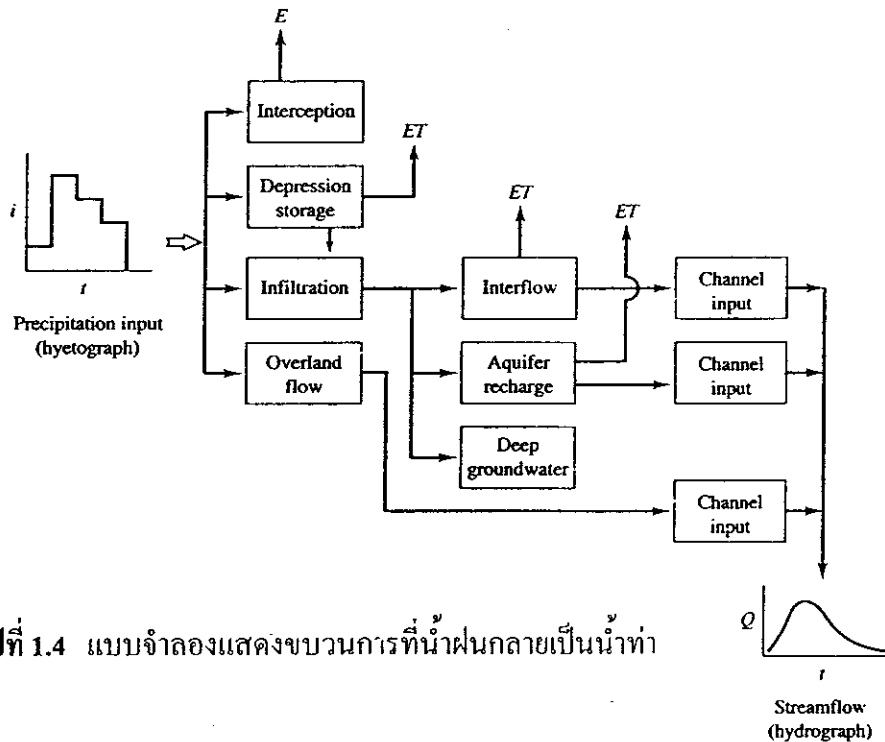
รูปที่ 1.1 แสดงวัฏจักรของอุทกวิทยาในรูปแบบของ Diagram



รูปที่ 1.2 แสดงวัฏจักรของอุทกวิทยาซึ่งเกิดขึ้นตามธรรมชาติ



รูปที่ 1.3 Block-diagram แทนระบบอุทกวิทยาของโลก



รูปที่ 1.4 แบบจำลองแสดงขบวนการที่น้ำฝนกลายป็นน้ำท่า

1.4 แนวความคิดของอุทกวิทยา

ปรากฏการณ์อุทกวิทยามีความยุ่งยากและสลับซับซ้อนมาก แต่ด้วยวิทยาการและความรู้ที่ลึกซึ้งจึงสามารถทำให้การแก้ปัญหามองอุทกวิทยาง่ายขึ้นได้ โดยใช้แนวความคิดของระบบ (System) ระบบเป็นชุดของส่วนต่างๆ ที่เชื่อมโยงกัน ซึ่งทำให้เกิดเป็นขบวนการทั้งหมด เราสามารถทำให้วัฏจักรของอุทกวิทยาเป็นระบบได้ อันประกอบไปด้วยน้ำจากอากาศ การระเหย น้ำท่า และองค์ประกอบอื่นๆ ของวัฏจักรอุทกวิทยา ในการวิเคราะห์ระบบใหญ่ เราสามารถแบ่งหรือจัดกลุ่มให้เป็นระบบย่อยๆ ได้ ผลของระบบใหญ่จึงเกิดจากผลจากระบบย่อยรวมกันตามความเชื่อมโยงหรือความสัมพันธ์ระหว่างระบบย่อย

ในรูป 1.3 เป็นระบบของวัฏจักรอุทกวิทยา แบ่งออกเป็นสามระบบย่อยด้วยเส้นประ คือ

1. ระบบของน้ำในอากาศ ประกอบด้วย น้ำจากอากาศ การระเหย Interception และการคายไอน้ำ
2. ระบบของน้ำผิวดิน ประกอบด้วยขบวนการของ Overland Flow และน้ำท่าผิวดิน (Surface runoff) Outflow ของน้ำใต้ผิวดิน (Subsurface) และน้ำใต้ดิน (Groundwater) และน้ำท่าไหลลงสู่ลำน้ำและมหาสมุทร
3. ระบบของน้ำใต้ผิวดินประกอบด้วยขบวนการของ Infiltration, Recharge ของน้ำใต้ดิน ขบวนการของน้ำใต้ผิวดินและน้ำใต้ดิน

ฉะนั้นเราสามารถให้คำจำกัดความของระบบอุทกวิทยาได้ว่า คือโครงสร้างหรือปริมาตรที่มีขอบเขตเฉพาะ รับน้ำหรือ Input อันผ่านการทำงานของกลไกหรือขบวนการภายในแล้วทำให้เกิด Output ขบวนการภายในอาจจะเป็นชุดสมการที่อาศัยการประยุกต์ใช้ทฤษฎีกลศาสตร์ของของไหล กฎการอนุรักษ์มวล พลังงาน และโมเมนตัม รวมถึงทฤษฎีอื่นที่เกี่ยวข้อง

1.5 แบบจำลองทางอุทกวิทยา

โดยทั่วไปจะวิเคราะห์ระบบอุทกวิทยาโดยใช้แบบจำลองคอมพิวเตอร์ สมการหรือเงื่อนไขในแบบจำลองอาจจะได้มาจากการ ทดลอง (Empirical) สถิติ หรือกฎทางกายภาพ (Physical Laws) แบบจำลองสามารถใช้ในการวางแผน ออกแบบ บริหารจัดการ และช่วยในการตัดสินใจ เช่น งานพัฒนาลุ่มน้ำสำหรับหลายวัตถุประสงค์ การเลือกใช้แบบจำลองจะขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ ข้อมูลที่จะป้อนให้และผลที่ได้จากแบบจำลอง

ในทางปฏิบัติระบบแหล่งน้ำจะเกี่ยวข้องกับลักษณะทางกายภาพ สังคม การเมือง สิ่งแวดล้อม และข้อกฎหมาย ซึ่งความสัมพันธ์ของปัจจัยเหล่านี้มักไม่สามารถอธิบายออกมาได้ในรูปของสมการหรือค่าทางคณิตศาสตร์ และข้อมูลที่จะใช้ในการวิเคราะห์ก็ขาดแคลนหรือไม่มีความเชื่อถือได้ ผู้วิเคราะห์ต้องทำความเข้าใจกับระบบที่จะวิเคราะห์และเลือกใช้แบบจำลองที่มีความเหมาะสมที่สุด สิ่งที่น่าจะมีค่ามากที่สุดคือการดำเนินการให้มีการเก็บข้อมูลอย่างถูกต้อง เพื่อให้ผลจากแบบจำลองมีความเชื่อถือได้มากที่สุด

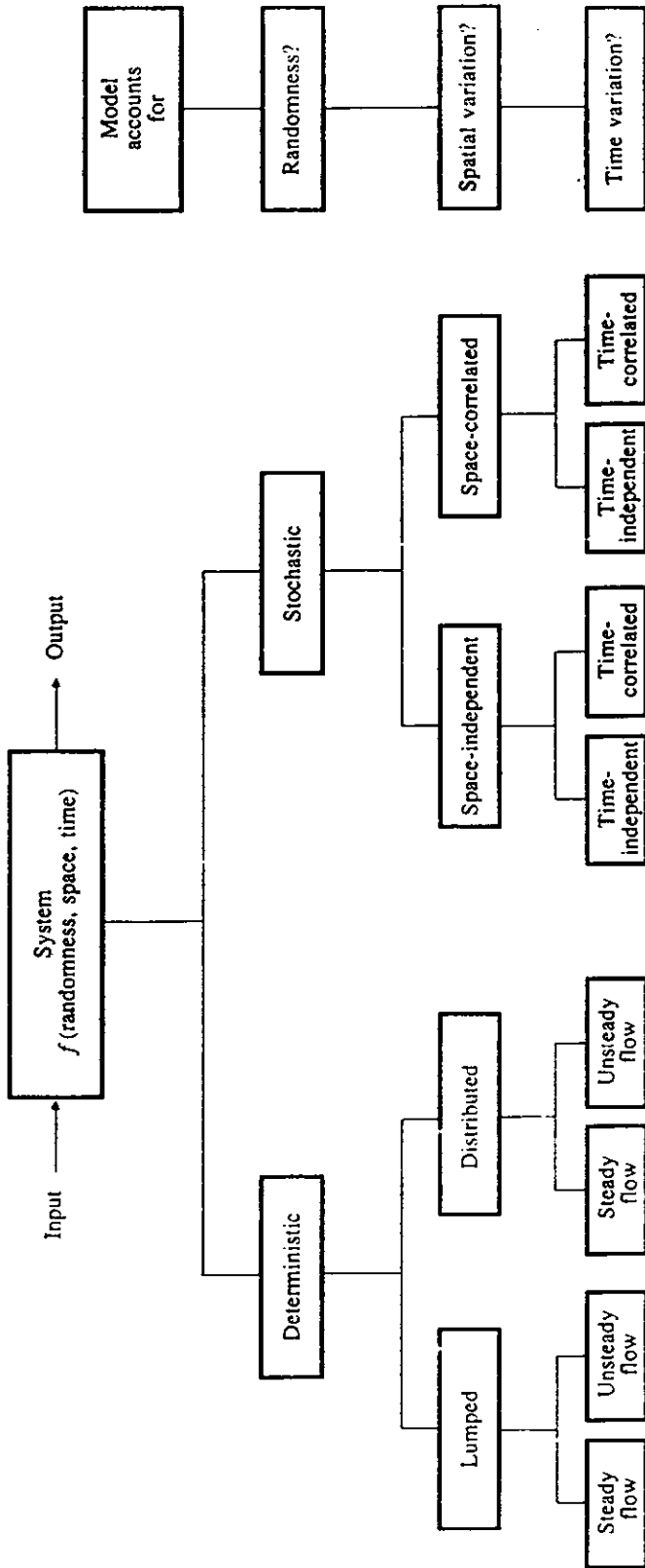
ส่วนใหญ่จะออกแบบหรือสร้างแบบจำลองเพื่อวิเคราะห์บางขบวนการหรือบางเหตุการณ์เช่น แบบจำลองของระบบน้ำใต้ดิน เพื่อศึกษาปริมาณเก็บกักของน้ำใต้ดินของโครงการต่างๆ เนื่องจากการสุบ รูปที่ 1.4 ถือได้ว่าเป็นรูปของแบบจำลองของขบวนการน้ำฝน-น้ำท่า และรูปที่ 1.5 แสดงการจัดประเภทของแบบจำลอง

1.6 วิชาที่เกี่ยวข้องกับอุทกวิทยา

โดยทั่วไป วิชาอุทกวิทยาจะเกี่ยวกับวิชาสาขาวิทยาศาสตร์หลายๆ แขนง จะขอยกตัวอย่างพอเป็นสังเขปได้ดังนี้คือ

Hydrometeorology	เป็นการศึกษาปัญหาที่เกิดขึ้นระหว่างสาขาวิชา Hydrology และ Meteorology
Limnology	เป็นการศึกษาเกี่ยวกับทะเลสาบ
Cryology	เป็นการศึกษาเกี่ยวกับหิมะและน้ำแข็ง
Geohydrology	เป็นการศึกษาเกี่ยวกับน้ำใต้ผิวดิน
Patamology	เป็นการศึกษาเกี่ยวกับน้ำบนผิวดิน
Oceanography	เป็นการศึกษาเกี่ยวกับน้ำบนผิวดิน

จากวัฏจักรของอุทกวิทยาที่ได้กล่าวไปแล้วจะเห็นว่า การวิเคราะห์ปัญหาทางอุทกวิทยา ไม่ได้จำกัดอยู่ในสาขาของมันเองเท่านั้น แต่ยังมีความสัมพันธ์หรือเกี่ยวข้องกับอีกหลายสาขาวิชา นอกจากที่กล่าวมาแล้ววิชาอุทกวิทยายังต้องอาศัยวิชาในสาขาวิทยาศาสตร์อื่นอีก เช่น ฟิสิกส์ คณิตศาสตร์ เคมี ชรณีวิทยา กลศาสตร์ของของไหล วิชาสถิติ, Operations Research, Forestry, Plant, Ecology เศรษฐศาสตร์ ฯลฯ



รูปที่ 1.5 การจำแนกแบบจำลองทางอุทกวิทยา

Linsley และคณะ (1949) ได้เสนอว่ามีปัญหาอยู่ 3 ประเภทในวิชาอุทกวิทยา คือ

1. การวัด การบันทึก และการเผยแพร่ข้อมูลขั้นพื้นฐานของอุทกวิทยา
2. การนำข้อมูลดังกล่าวมาวิเคราะห์และพัฒนาขึ้นเป็นทฤษฎี
3. การนำผลจากการวิเคราะห์หรือทฤษฎีไปใช้ประโยชน์

1.7 อุทกวิทยากับงานด้านวิศวกรรม

วิชาอุทกวิทยาเป็นประโยชน์ต่องานด้านวิศวกรรมอยู่มากมาย โดยเฉพาะอย่างยิ่งด้านการพัฒนาแหล่งน้ำ เช่น

เมืองๆ หนึ่งต้องการเพิ่มหรือปรับปรุงปริมาณของน้ำดื่มมาใช้ให้พอกับความต้องการของประชากร สิ่งที่จะต้องกระทำคือการหาแหล่งน้ำซึ่งส่วนใหญ่จะเป็นแม่น้ำลำธาร ต่อไปวิศวกรก็ต้องประมาณหาปริมาณน้ำที่จะสามารถนำมาใช้ได้ ต้องทราบปริมาณน้ำฝนที่ตกในลุ่มน้ำนั้น ช่วงเวลาที่แม่น้ำหรือลำธารมีน้ำน้อย อัตราการระเหยและการคายไอน้ำของพืช และถ้ามีแหล่งน้ำให้เลือกเราควรจะต้องลงทุนในโครงการหาน้ำจากแหล่งน้ำใด

ปัญหาที่ได้สิ้นสุดเพียงเท่านั้น ถ้ามีการตัดสินใจสร้างเขื่อน เขื่อนที่เราจะสร้างควรจะมีขนาดเท่าไร และขนาดของอาคารระบายน้ำที่มากเกินไปเกินความต้องการควรจะเป็นเท่าไร ปัญหาที่กล่าวล้วนมีความเกี่ยวข้องกับหลักอุทกวิทยาทั้งสิ้น

บางปัญหานั้นนักอุทกวิทยาหรือวิศวกรสามารถให้คำตอบได้เป็นที่พอใจและแน่นอน แต่บางปัญหาอาจให้ได้เฉพาะคำตอบที่น่าจะเป็นไปได้หรือประมาณว่าน่าจะเป็นเช่นนั้น เพราะวิชาอุทกวิทยาเป็นสาขาวิทยาศาสตร์ที่มีกฎเกณฑ์เปลี่ยนแปลงได้ตามกาลเวลา

วิชาอุทกวิทยานอกจากจะมีประโยชน์ต่องานวิศวกรรมด้านพัฒนาแหล่งน้ำแล้ว ยังมีประโยชน์ต่องานด้านชลประทาน การเกษตร การป้องกันน้ำท่วม การสุขาภิบาลและสิ่งแวดล้อมด้วย

บทที่ 2

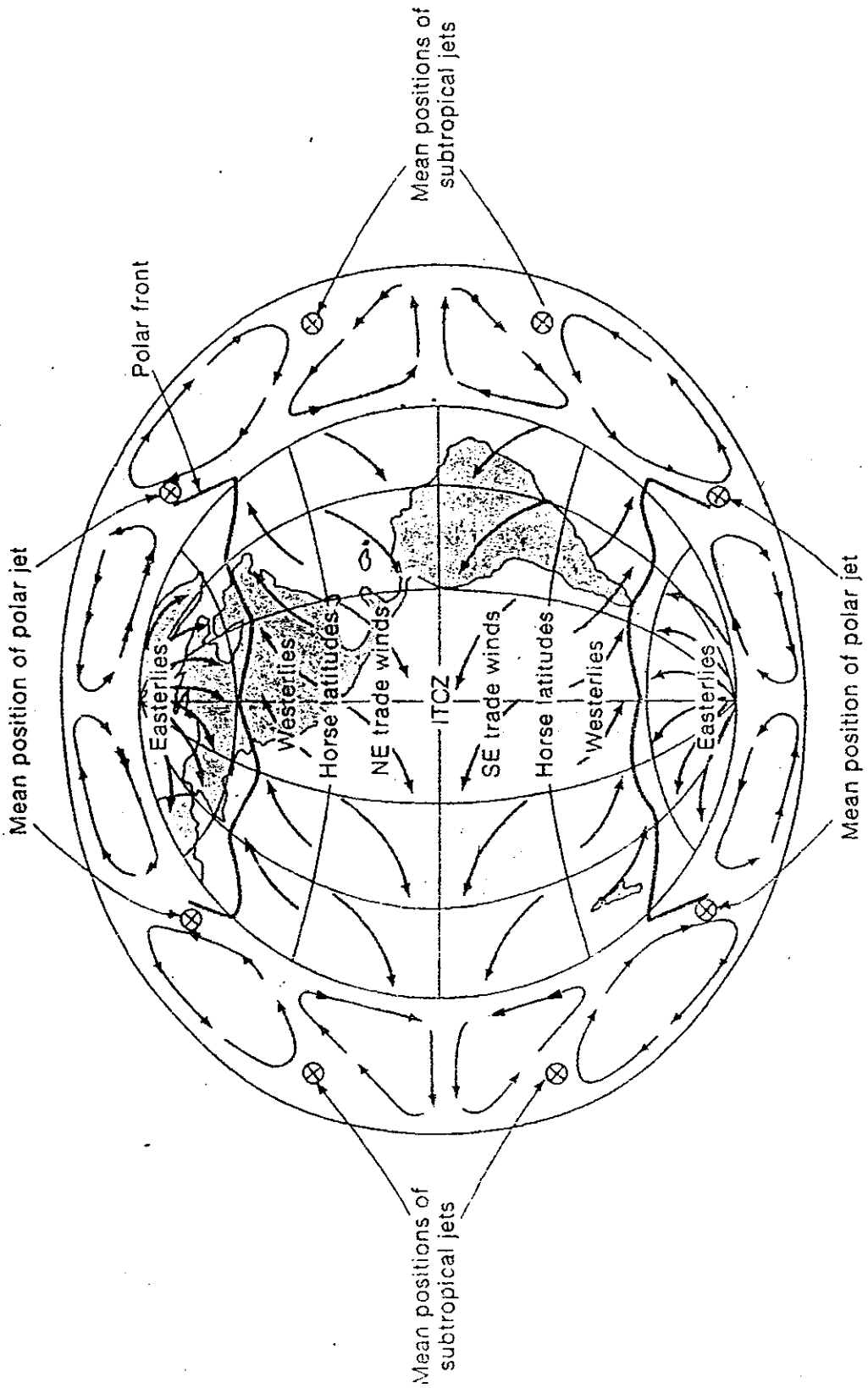
ข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยา (Meteorological Data)

2.1 สภาพลมฟ้าอากาศและภูมิอากาศ (Weather and Climate)

สภาพทางอุตุนิยมวิทยาจะได้รับอิทธิพลมาจากลักษณะภูมิอากาศ ภูมิประเทศ และ ธรณีวิทยา เป็นสำคัญ สภาพทางภูมิอากาศจะขึ้นกับตำแหน่งที่ตั้งของพื้นที่ว่าอยู่ตรงบริเวณส่วนใดของโลก องค์ประกอบของภูมิอากาศที่น่าจะกล่าวถึงมี ฝน ความชื้น อุณหภูมิ ความกดอากาศ และกระแสลมซึ่งล้วนมีอิทธิพลต่อการระเหยและการคายน้ำของพืช

การหมุนเวียนของมวลอากาศของโลกเป็นขบวนการที่มีความสลับซับซ้อน ถ้าโลกมีลักษณะเป็นทรงกลมที่มีผิวเรียบเสมอและหยุดนิ่ง ผิวโลกได้รับความร้อนไม่เท่ากัน บริเวณเส้นศูนย์สูตรซึ่งได้รับพลังงานแสงอาทิตย์มากที่สุด มวลอากาศร้อนและมีความกดอากาศต่ำ บริเวณนี้จะลอยตัวสูงขึ้นได้ระดับหนึ่งแล้วแยกเป็นสองส่วนเคลื่อนที่ในระดับสูงไปทางขั้วโลกเหนือและขั้วโลกใต้ซึ่งมีค่าละติจูดที่สูงกว่า ในขณะที่เดียวกันบริเวณขั้วโลกทั้งสองมวลอากาศมีอุณหภูมิลดลงเย็นลงและมีความกดอากาศสูงจะพัดเข้าไปแทนที่อากาศร้อนบริเวณเส้นศูนย์สูตร การหมุนเวียนครบเป็นวงจร 2 วงจรในขั้วโลกทั้งสองโดยความแตกต่างของความกดอากาศ

แต่ในสภาพความเป็นจริง โลกหมุนรอบตัวเองและหมุนรอบดวงอาทิตย์โดยเอียงทำมุมกับวงโคจร นอกจากนี้โลกยังมีสภาพภูมิประเทศเป็นที่ต่ำ ภูเขาหรือที่สูง พื้นดินและพื้นน้ำ ซึ่งมีอิทธิพลต่อทิศทางและการเคลื่อนที่ของลม การหมุนรอบตัวเองและหมุนรอบดวงอาทิตย์ทำให้เกิดแรงเฉ (Coriolis force) เบนทิศของมวลอากาศที่กำลังเคลื่อนที่ไปทางขั้วโลก โดยทางซีกโลกเหนือมวลอากาศจะค่อยๆ ถูกเบนให้เฉไปทางขวาของการเคลื่อนที่ ส่วนทางซีกโลกใต้จะ ถูกเบนให้เฉไปทางซ้าย ที่ประมาณเส้นรุ้ง 30 องศาเหนือและใต้ มวลอากาศทั้งสองนี้จะถูกเบนการเคลื่อนที่จนเป็นการเคลื่อนที่จากตะวันตกไปยังทิศตะวันออก และมวลอากาศที่เคลื่อนที่ในแนวราบลงมาจากเส้นศูนย์สูตรจะถูกเบนโดยแรงเฉให้เคลื่อนที่เฉไปทางขวาในซีกโลกเหนือและทางซ้ายในซีกโลกใต้ ซึ่งเป็นการเคลื่อนที่ก่อนไปทางทิศตะวันตก ลมที่พัดจากเส้นรุ้งที่ 30 องศาเฉไปทางบริเวณเส้นศูนย์สูตร เรารู้จักกันในชื่อของลมสินค้า (Trade wind) รูปที่ 2.1 แสดงระบบหมุนเวียนของมวลอากาศทั่วโลก บริเวณซึ่งลมทั้งสองมาพบกันจะกลายเป็นแนวพัดสอบในเขตร้อน (Intertropical convergence zone, ITCZ) ทำให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองปริมาณมาก ตำแหน่งแนวพัดสอบในเขตร้อนเคลื่อนที่ขึ้นลงตามฤดูกาล



รูปที่ 2.1 ระบบการหมุนเวียนของอากาศทั่วโลก

ระหว่างขั้วโลกและเส้นรุ้ง 30 องศา ลมฝ่ายตะวันตกจากเส้นรุ้ง 30 องศา และลมฝ่ายตะวันออกจากขั้วโลกจะพัดมาปะทะกันเป็นแนว ซึ่งเรียกแนวปะทะอากาศขั้วโลก (Polar fronts) บริเวณแนวปะทะของอากาศขั้วโลกและบริเวณเส้นศูนย์สูตร มวลอากาศเคลื่อนที่ขึ้นในระดับสูงและมีฝนฟ้าคะนองปริมาณมาก แต่ในบริเวณที่อากาศจมตัวลงในระดับต่ำคือเส้นรุ้งที่ 30 องศา (หรือ Horse latitude) และขั้วโลกมีฝนเพียงเล็กน้อยและเป็นเขตของทะเลทราย

นอกจากการหมุนเวียนดังกล่าวแล้ว ยังมีการเคลื่อนที่ของมวลอากาศเฉพาะตามท้องถิ่น ฤดูกาล ตามแนวภูเขาและตามแนวชายฝั่ง

2.1.1 ลมมรสุมฤดูร้อน เป็นลมพัดจากทะเลและมหาสมุทรเข้าสู่ทวีปเกิดขึ้นในฤดูร้อน โดยที่ในฤดูร้อนนั้น พื้นที่ทวีปได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์และมีอุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิของพื้นน้ำทะเลและมหาสมุทร ความกดอากาศในบริเวณเหนือพื้นน้ำทะเลและมหาสมุทรจะสูงกว่าความกดอากาศในบริเวณเหนือพื้นทวีป จึงเกิดเป็นลมมรสุมฤดูร้อนพัดจากทะเลและมหาสมุทรเข้าหาแผ่นดิน ซึ่งเป็นพื้นทวีปและเนื่องจากลมมรสุมฤดูร้อนผ่านความชุ่มชื้นของพื้นน้ำมา จึงนำความชื้นมาสู่แผ่นดินในบริเวณที่ลมนี้พัดผ่านจะเกิดฝนเป็นบริเวณกว้าง ลมมรสุมฤดูร้อนพัดอยู่นานประมาณ 6 เดือนคือ ในราวเดือนเมษายนหรือพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม

2.1.2 ลมมรสุมฤดูหนาว เป็นลมที่เกิดขึ้นเนื่องจากอุณหภูมิจากอากาศบนพื้นทวีปลดต่ำลงมากกว่าอุณหภูมิของอากาศเหนือผิวน้ำทะเลและมหาสมุทรในฤดูหนาว ดังนั้นในบริเวณเหนือพื้นทวีปจะมีความกดอากาศสูงกว่าความกดอากาศเหนือผิวน้ำทะเลและมหาสมุทร ทำให้เกิดลมพัดจากใจกลางทวีปไปสู่ที่ๆ มีความกดอากาศต่ำกว่าคือทะเลและมหาสมุทร เรียกว่าลมมรสุมฤดูหนาว ลมมรสุมฤดูหนาวจะนำความหนาวเย็นและความแห้งแล้งสู่ดินแดนต่างๆ ที่พัดผ่านและจะนำฝนมาด้วยถ้าลมนี้พัดผ่านทะเลก่อนที่จะเข้าสู่แผ่นดินบางตอน ลมนี้จะพัดอยู่ประมาณ 6 เดือน คือระหว่างเดือนตุลาคมถึงเดือนมีนาคม

ลมมรสุมในทวีปเอเชีย (Asiatic monsoon) มีทั้งลมมรสุมฤดูร้อนและลมมรสุมฤดูหนาว และเปลี่ยนเวลากันพัดอย่างละ 6 เดือน ลมมรสุมฤดูร้อนในทวีปเอเชียมีชื่ออีกอย่างว่า ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ลมมรสุมฤดูหนาวในเอเชียหรือชื่ออีกอย่างว่า ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ นอกจากลมมรสุมที่เกิดในบริเวณเอเชียแล้วยังมีลมมรสุมเกิดขึ้นในบริเวณอื่นๆ ของโลก เช่น ทางภาคเหนือของประเทศออสเตรเลีย ฯลฯ

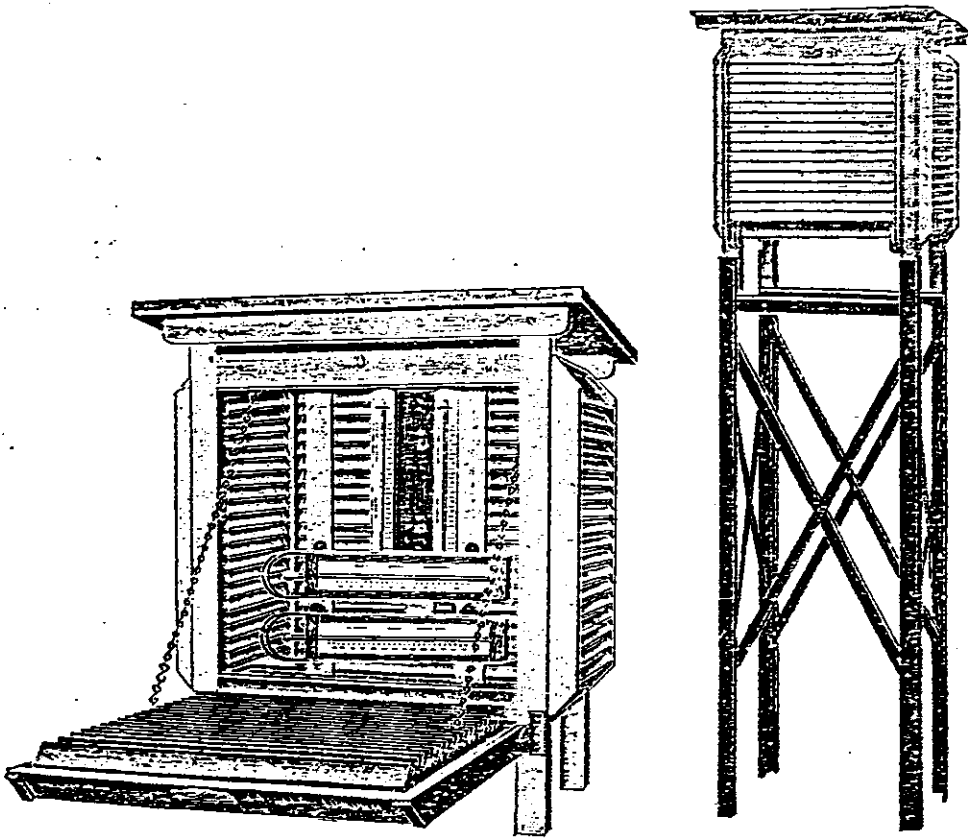
2.1.3 ลมพายุหมุน เป็นปรากฏการณ์ธรรมชาติที่เกิดขึ้นเกือบทุกน่านน้ำทั่วโลก เริ่มก่อตัวจากหย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรงซึ่งอยู่เหนือผิวน้ำทะเลในบริเวณเขตร้อน และมีกลุ่มเมฆจำนวนมากรวมตัวกันอยู่ หย่อมความกดอากาศต่ำนี้จะพัฒนาตัวเองจนเป็นพายุหมุนที่เรียกว่า “พายุดีเปรสชัน” มีลมพัดเวียนเข้าหาศูนย์กลางโดยหมุนเวียนทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ และหมุนเวียนตามเข็มนาฬิกาในซีกโลกใต้ พายุดีเปรสชันเป็นพายุที่มีกำลังอ่อน ความเร็วบริเวณศูนย์กลางไม่เกิน 33 น็อต หรือ 61 กม.ต่อชั่วโมง ท้องฟ้าเต็มไปด้วยเมฆชั้นต่ำหนาแน่น มีฝนตกปานกลางถึงตกหนักและมีบริเวณปกคลุมไม่กว้างขวางนัก พายุดีเปรสชันจะพัฒนาตัวเองต่อไปโดยทวีความรุนแรงขึ้นมีพลังความร้อนจากการกลั่นตัวของไอน้ำมากขึ้น ความกดอากาศบริเวณศูนย์กลางพายุต่ำลง ความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางมีค่าอยู่ระหว่าง 34 ถึง 63 น็อต เรียก “พายุโซนร้อน (Tropical storm)” แต่ถ้าความเร็วมีค่าตั้งแต่ 64 น็อต เรียก “พายุไต้ฝุ่น (Typhoon)” (เรียกชื่อแตกต่างกันในแต่ละเขตน่านน้ำเช่น ไชโคเลน เฮอร์เคน ฯ)

2.2 อุณหภูมิ (Temperature)

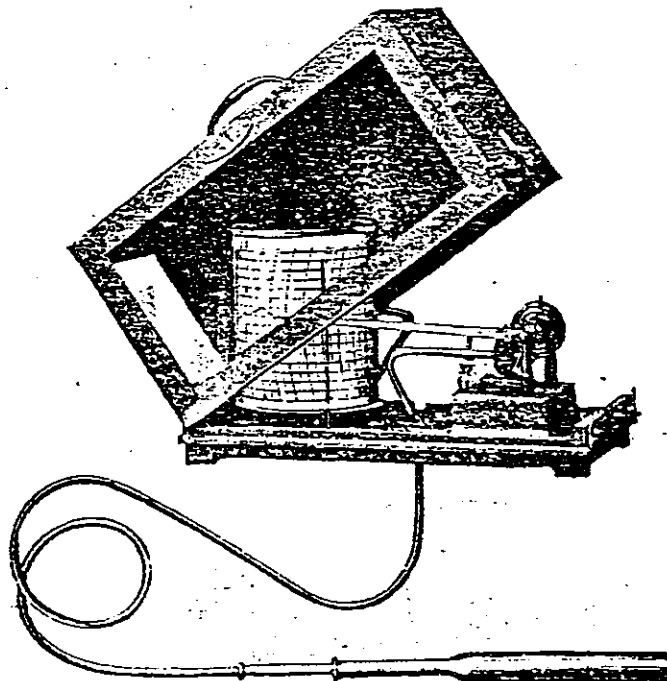
ในการวัดอุณหภูมิของอากาศ ถ้าต้องการจะได้ค่าที่แน่นอนแล้ว ต้องมีการติดตั้งเครื่องวัดอุณหภูมิ (Thermometer) ให้ถูกต้องและเหมาะสม เทอร์โมมิเตอร์จะต้องวางในที่ๆ มีอากาศถ่ายเทได้สะดวก ต้องไม่อยู่ในที่โล่งแจ้งและสัมผัสแสงอาทิตย์โดยตรง โดยทั่วไปมักนิยมติดตั้งเทอร์โมมิเตอร์ไว้ในตู้ไม้ทาสีขาว ลักษณะเป็นบานเกล็ดทั้ง 4 ด้าน มีอากาศถ่ายเทได้สะดวก และอยู่สูงจากพื้นดินประมาณ 1.25 เมตร รูปที่ 2.2 แสดงลักษณะของตู้แบบ Stevenson screen

เทอร์โมมิเตอร์วัดอุณหภูมิอากาศมี 2 ประเภทใหญ่ๆ ประเภทแรกเป็นแบบไม่อัตโนมัติ ลักษณะเหมือนปรอทวัดอุณหภูมิคนป่วย ภายในส่วนใหญ่จะบรรจุด้วยปรอท เจ้าหน้าที่ที่จะต้องมาทำการบันทึกข้อมูลเป็นระยะๆ

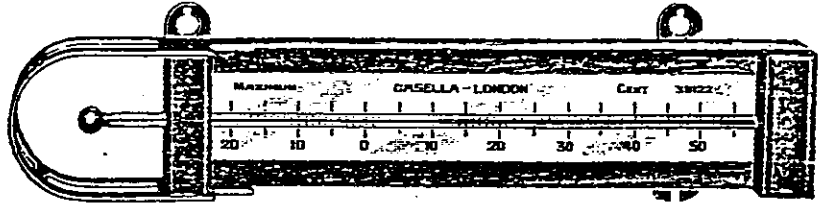
ประเภทที่สองเป็นแบบบันทึกค่าของอุณหภูมิโดยอัตโนมัติ ส่วนใหญ่จะบันทึกลงบนกระดาษกราฟซึ่งหมุนตามลานนาฬิกา เจ้าหน้าที่ที่จะต้องมาทำการเปลี่ยนกระดาษกราฟทุกๆ 1 วันหรือ 7 วันขึ้นอยู่กับที่ตั้ง ลักษณะทั่วไปได้แสดงไว้ในรูปที่ 2.3 การทำงานอาจจะอาศัยหลักของการยืดหรือหดตัวที่ไม่เท่ากันของโลหะ 2 ชนิด หรือการขยายตัวและหดตัวของของไหล เช่น ปรอทที่บรรจุอยู่ในท่อที่มีวนตัวเป็นรูปก้นหอย เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิก็จะมีการแอ่นเข้าหรือคายออกของแถบโลหะ หรือการเคลื่อนที่เข้าหรือคายออกของท่อรูปก้นหอย การเคลื่อนที่ดังกล่าวก็จะส่งผ่านไปถึงปากกาซึ่งปลายสัมผัสบนกระดาษกราฟ



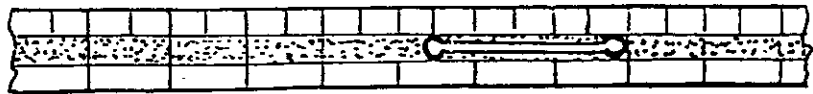
รูปที่ 2.2 ตู้ใส่เทอร์โมมิเตอร์แบบ Stevenson screen



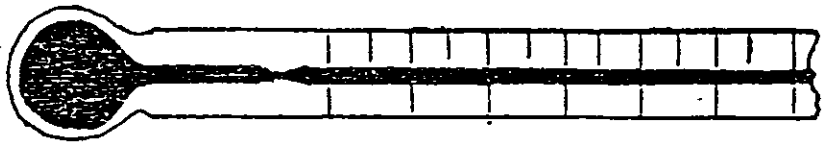
รูปที่ 2.3 เครื่องบันทึกอุณหภูมิแบบอัตโนมัติ



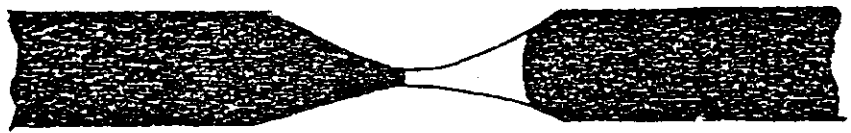
แสดงเทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุด



รูปขยายแสดงก้านชี้ของเทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุด



รูปขยายของเทอร์โมมิเตอร์สูงสุด



รูปขยายแสดงคอนคอคคอคติบของเทอร์โมมิเตอร์สูงสุด

รูปที่ 2.4 แสดงส่วนขยายของเทอร์โมมิเตอร์ต่ำสุดและสูงสุด

การวัดอุณหภูมิสูงสุดประจำวันใช้เทอร์โมมิเตอร์แบบธรรมดาทั่วไป แต่มีคอคอดคิบบนรูหลอดเหนือกระเปาะปรอทหรือต่ำกว่าขีดเสกต่างสุด จากรูปที่ 2.4 เมื่ออุณหภูมิสูงขึ้นปรอทในกระเปาะขยายตัวออกคั่นปรอทในหลอดแก้วให้ผ่านคอคอดคิบบนรูหลอดแก้วให้สูงขึ้นไปได้ เมื่ออุณหภูมิลดต่ำลงปรอทในกระเปาะหดตัว แต่ปรอทไม่สามารถไหลกลับลงในกระเปาะได้เองคงขี้อยู่ที่เดิม ถ้าอุณหภูมิสูงขึ้นไปกว่าเดิมปรอทในกระเปาะก็จะขยายผ่านคอคอดคิบบนรูหลอดแก้วให้สูงขึ้นไปอีก การติดตั้งแขนไว้กับแป้นไม้ตามแนวนอน ให้กระเปาะปรอทต่ำกว่าลำหลอดแก้วเล็กน้อย ประมาณ 5 องศา การติดตั้งเทอร์โมมิเตอร์สูงสุดสำหรับการอ่านครั้งต่อไปให้ทำดังนี้ มือกำปลายเทอร์โมมิเตอร์ส่วนที่อยู่ตรงข้ามกับกระเปาะปรอท เหยียงลงในแนวตั้งให้ปรอทในหลอดแก้วกลับเข้าสู่กระเปาะปรอท

สำหรับการวัดอุณหภูมิต่ำสุดประจำวัน เทอร์โมมิเตอร์บรรจุด้วยแอลกอฮอล์ มีก้านขี้อยู่ในหลอดยาวประมาณ 2 ซม. การติดตั้งควรให้ได้ระดับจริงๆ เมื่ออุณหภูมิลดลงแอลกอฮอล์หดตัวจะดึงเอาก้านขี้อันตามลงมาด้วย เมื่ออุณหภูมิสูงขึ้นแอลกอฮอล์ขยายตัวและไหลผ่านก้านขี้อัน ทำให้ก้านขี้อันค้างอยู่ในตำแหน่งที่อุณหภูมิต่ำสุดของวันนั้น ในการติดตั้งไว้อ่านในวันต่อไป ทำโดยค่อยๆ เียงกระเปาะสูงขึ้นจนก้านขี้อันเลื่อนมาอยู่ที่ปลายหลอดอีกด้านหนึ่ง รูปที่ 2.4 แสดงรายละเอียดของเทอร์โมมิเตอร์วัดอุณหภูมิต่ำสุดและอุณหภูมิสูงสุด

เทอมต่างๆ ที่เกี่ยวกับอุณหภูมิที่ควรทราบ

ก. Average, Mean และ Normal เป็นค่าที่ได้จากการเฉลี่ยโดยวิธีเลขคณิต ของข้อมูลที่ได้มา โดยทั่วๆ ไปแล้ว Average และ mean ใช้แทนกันได้ แต่สำหรับ Normal เป็นค่ามาตรฐานใช้เป็นตัวเปรียบเทียบ ได้จากการเฉลี่ยข้อมูลประจำวันใดวันหนึ่ง ประจำเดือนใดเดือนหนึ่ง หรือประจำฤดูในช่วงเวลา 30 ปี หรือช่วงเวลาที่กำหนดขึ้นเป็นมาตรฐาน

ข. Mean daily temperature เป็นค่าเฉลี่ยระหว่างอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดประจำวัน โดยทั่วๆ ไปแล้วจะทำการวัดอุณหภูมิต่ำสุดที่เวลา 07.00 น. และวัดอุณหภูมิสูงสุดที่เวลา 19.00 น. อุณหภูมิสูงสุดประจำวันจะเกิดประมาณ 1 ถึง 3 ชั่วโมง หลังจากดวงอาทิตย์ขึ้นสูงสุด

$$\text{Mean daily temperature, } T_d = \frac{T_{\min} + T_{\max}}{2} \quad (2.1)$$

เมื่อ T_{\min} = อุณหภูมิต่ำสุดประจำวัน
 T_{\max} = อุณหภูมิสูงสุดประจำวัน

ค. Normal daily temperature เป็นค่าเฉลี่ยของ Mean daily temperature สำหรับวันใดวันหนึ่ง โดยคำนวณจากระยะเวลา 30 ปี เช่น Normal daily temperature ของวันที่ 1 มกราคม ได้จากค่าอุณหภูมิเฉลี่ยของวันที่ 1 มกราคม จากปี 2499 ถึง 2528

$$\text{Normal daily temperature, } T_n = \left(\sum_{i=1}^n T_d \right) / n \quad (2.2)$$

เมื่อ n = จำนวนของวันใดวันหนึ่งในระยะเวลาที่กำหนด เช่น 30

ง. ช่วงอุณหภูมิประจำวัน (Daily range in temperature) คือค่าความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดของวัน

จ. Mean monthly temperature ค่าเฉลี่ยของ Mean daily temperature ในเดือนหนึ่งๆ

$$\text{Mean monthly temperature, } T_m = \left(\sum_{i=1}^n T_d \right) / nm \quad (2.3)$$

เมื่อ nm = จำนวนวันของเดือนที่พิจารณา

ฉ. Mean annual temperature เป็นค่าเฉลี่ยของ Mean monthly temperature สำหรับปีนั้นๆ

$$\text{Mean annual temperature, } T_y = \left(\sum_{i=1}^{12} T_m \right) / 12 \quad (2.4)$$

ช. Degree day คือค่าความแตกต่างระหว่าง Mean daily temperature กับ อุณหภูมิอันหนึ่งซึ่งเราถือเป็นมาตรฐาน

$$\text{Degree day} = T_d - T_b$$

เมื่อ T_b = อุณหภูมิที่ใช้เป็นมาตรฐาน

2.1.1 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในแนวตั้ง

ตำแหน่งต่างๆ บนผิวโลกจะได้รับพลังงานแสงอาทิตย์ไม่เท่ากัน เนื่องจากโลกมีผิวโค้งและสภาพภูมิประเทศที่ต่างกัน และยังเปลี่ยนแปลงไปตาม เวลา วัน และฤดูกาล อันเนื่องมาจากโลกหมุนรอบตัวเอง และหมุนรอบดวงอาทิตย์ ทำให้เกิดความแตกต่างของอุณหภูมิในที่ต่างๆ ความแตกต่างนี้เป็นสาเหตุให้เกิดแรงดันอากาศเคลื่อนที่อย่างต่อเนื่อง นอกจากสาเหตุดังกล่าวอุณหภูมิยังมีการเปลี่ยนแปลงเนื่องจากการเคลื่อนที่ขึ้นหรือลงตามแนวตั้งด้วย

อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในบรรยากาศตามความสูงเรียก Lapse rate โดยทั่วไปอุณหภูมิจะลดลงประมาณ 6.5°C ต่อความสูงที่เพิ่มขึ้น 1,000 เมตร อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในตอนกลางวันจะมีค่าสูงกว่าในช่วงกลางคืน ในคืนที่มีท้องฟ้าแจ่มใส การเย็นตัวของผิวโลกโดยการคายรังสีแสงอาทิตย์กลับขึ้นสู่อากาศทำให้อุณหภูมิและความชื้นของอากาศมีน้อย อากาศที่อุ่นกว่าจะลอยอยู่บนชั้นของอากาศที่ลอยใกล้ผิวดิน ปรากฏการณ์นี้จะทำให้อุณหภูมิเพิ่มขึ้นเมื่ออากาศลอยตัวสูงขึ้น (Temperature inversion)

เนื่องจากความกดอากาศลดลงเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น ทำให้หนึ่งหน่วยของมวลอากาศมีปริมาตรเพิ่มขึ้นและอุณหภูมิลดต่ำลง เมื่อมวลอากาศลอยตัวต่ำลงหนึ่งหน่วยของมวลอากาศ จะมีปริมาตรลดลงและจะทำให้อุณหภูมิลดต่ำลง การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในลักษณะนี้เราเรียกว่า Adiabatic lapse rate และถ้ามวลอากาศเป็นมวลอากาศแห้งก็เรียกว่า Dry-adiabatic lapse rate ถ้ามวลอากาศที่มีความชื้นขยายตัวเมื่อลอยสูงขึ้น ทำให้มีอุณหภูมิลดลง ไอน้ำจะมีการกลั่นตัวและคายความร้อนแฝงออกมา ซึ่งทำให้มวลอากาศขึ้นมีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในลักษณะนี้ช้ากว่ามวลอากาศแห้ง ปรากฏการณ์ของมวลอากาศขึ้นที่ได้กล่าวมาแล้วจะทำให้มวลอากาศอืดตัวด้วยไอน้ำ อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของมวลอากาศที่อืดตัวไปด้วยไอน้ำตามความสูงเรียกว่า Saturated-adiabatic lapse rate.

2.3 กระแสลม (Wind)

ลมเป็นองค์ประกอบหนึ่งที่สำคัญต่องานด้านการเกษตรและด้านอุตุนิยมวิทยา ลมที่แรงจัดสามารถทำลายพืชผลทางการเกษตรให้เสียหายได้ อีกทั้งยังมีอิทธิพลต่ออัตราการระเหยและการคายไอน้ำของพืช ความเร็วและทิศทางของลมมีอิทธิพลต่อปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากเครื่องวัดด้วย

ในทางกลศาสตร์เราถือว่าลมเป็นปริมาณเวกเตอร์คือมีทั้งขนาดและทิศทาง เครื่องมือวัดทิศทางของกระแสลมเรียกว่า Wind vane ทิศทางของลมเราบอกตามทิศทางที่ลมพัดมา ซึ่งโดยทั่วไปจะยึดถือกฎเกณฑ์ของเข็มทิศ เช่น N, NNE, NE และ ENE เป็นต้น

เครื่องมือที่เราใช้วัดกระแสลมเรียกว่า Anemometer มีอยู่หลายชนิดด้วยกันคือ

ก. แบบถ้วยครึ่งทรงกลมและแบบทรงกรวย ประกอบด้วยถ้วย 3 ถึง 4 ใบ หมุนรอบแกนในแนวตั้งแสดงในรูปที่ 2.5 ความเร็วของลมที่วัดได้จะสูงกว่าความเป็นจริง ถ้าความเร็วลมพัดไม่สม่ำเสมอถ้วยจะหมุนไปด้วยความเฉื่อยและถ้ามีความเร็วลมในแนวตั้ง ก็จะทำให้ถ้วยหมุนอีกเช่นกัน เครื่องมือนี้ไม่สามารถใช้วัดความเร็วของกระแสลมที่ต่ำกว่า 0.5 เมตรต่อวินาที และวัดค่าได้แน่นอนเมื่อความเร็วของกระแสลมมากกว่า 2 เมตรต่อวินาที

ข. แบบใบพัด ซึ่งประกอบด้วยใบพัดและแกนหมุนในแนวราบ เครื่องมือชนิดนี้ไม่ค่อยจะนิยมใช้กันมากนัก

ค. แบบท่อแรงดัน (Pressure tube) ชนิดที่รู้จักกันดีคือชนิด Dines ซึ่งเป็นหลอดแก้ว โดยนำหลักของ Pitot-tube มาประยุกต์ใช้

Anemometer แบบอัตโนมัติ ส่วนใหญ่เป็นแบบถ้วยหรือแบบใบพัด ซึ่งบันทึกความเร็วของกระแสลมตลอดเวลาลงบนกระดาษกราฟ หน่วยของความเร็วของกระแสลมนอกจากไมล์ต่อชั่วโมง เมตรต่อวินาที หรือกิโลเมตรต่อชั่วโมง ฯลฯ ยังมีอีกหน่วยที่นิยมใช้กันแพร่หลาย คือ น็อต (Knot) ความเร็วหนึ่งน็อตมีค่าเท่ากับ 0.515 เมตรต่อวินาที หรือ 1.85 กิโลเมตรต่อชั่วโมง

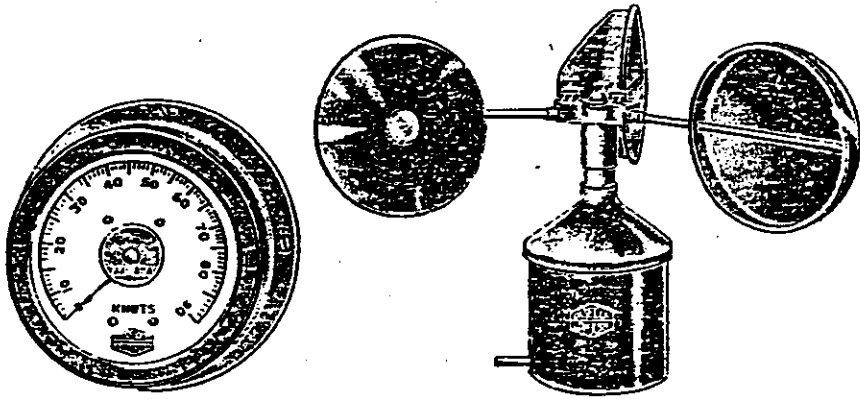
เนื่องจากมีสิ่งที่มีอิทธิพลต่อกระแสลมมากมาย จึงทำให้ยากแก่การหาสถานที่เหมาะสมในการติดตั้ง สถานที่ติดตั้งควรจะได้รับอิทธิพลจากสิ่งกีดขวางรอบข้างน้อยที่สุดในบางที่ไม่สามารถหาบริเวณโล่งแจ้งที่มีขนาดตามที่กำหนดได้ อาจจะต้องติดตั้ง Anemometer บนต้นไม้หรือบนหลังคาตึก แต่ความเร็วที่วัดได้จะมีค่ามากกว่าความเร็วของลมที่วัดได้จาก Anemometer ที่ติดตั้งบนพื้นดิน ความสูงที่จะติดตั้ง Anemometer สูงกว่าพื้นดิน 10 เมตร เพื่อวัตถุประสงค์ด้านการเกษตร ติดตั้งสูงจากพื้นดินประมาณ 2 เมตร

ดังที่กล่าวมาแล้วว่าความเร็วของลมที่ระดับความสูงต่างๆ ไม่เท่ากัน ข้อมูลที่ได้จากเครื่องวัดกระแสลมถ้าจะนำมาเปรียบเทียบกันต้องเป็นข้อมูลที่ความสูงระดับเดียวกัน หรือบางครั้งต้องการทราบข้อมูลของกระแสลมอีกระดับหนึ่งซึ่งไม่ได้ทำการวัด เราสามารถหาความเร็วของกระแสลมที่ระดับต่างๆ จากความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วและความสูงได้ดังต่อไปนี้

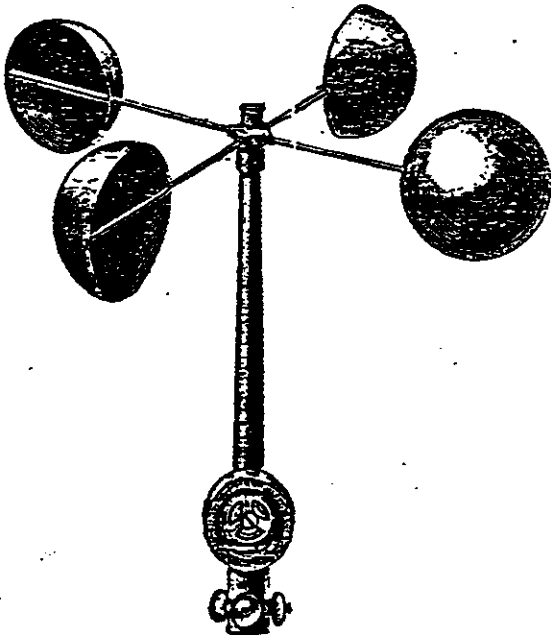
$$\frac{u}{u_0} = \left(\frac{Z}{Z_0}\right)^{0.15} \quad (2.5)$$

เมื่อ u = ความเร็วของกระแสลมที่ระดับ Z

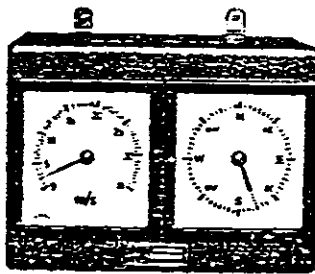
u_0 = ความเร็วของกระแสลมที่ระดับ Z_0



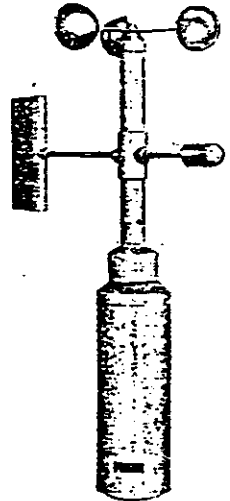
แบบถ้วยทรงกรวย 3 ใบ



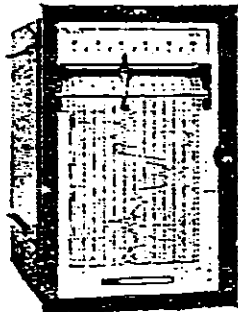
แบบถ้วยทรงกลม 4 ใบ



Indicator



Transmitter



Recorder

รูปที่ 2.5 เครื่องมือวัดกระแสลมแบบถ้วย

2.4 ความชื้น (Humidity)

ความชื้นที่ปนอยู่ในอากาศต่างๆ ไปจะอยู่ในรูปของไอน้ำ (Water vapour) ปริมาณไอน้ำในอากาศขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของอากาศและของน้ำ ถ้าอุณหภูมิของอากาศสูงจำนวนไอน้ำในอากาศก็จะมีมากหรืออากาศสามารถรับเอาไอน้ำไว้ได้มาก แรงดันของมวลอากาศชื้นเกิดจากผลรวมของแรงดันของมวลอากาศแห้งและแรงดันของไอน้ำในมวลอากาศขณะนั้น หน่วยของแรงดันที่นิยมใช้กันทั่วไปคือ บาร์ และมิลลิบาร์ หรือความสูงของลำปรอท (มิลลิเมตร)

หนึ่งบาร์มีค่าเท่ากับ 100 กิโลนิวตันต่อตารางเมตร และหนึ่งมิลลิบาร์ (mb) มีค่าเท่ากับ 100 นิวตันต่อตารางเมตร ความสูงของลำปรอท 1 มิลลิเมตรมีค่าเท่ากับ 1.33 มิลลิบาร์

เมื่อพิจารณาการระเหยของน้ำจากผิวน้ำขึ้นสู่อากาศ ถ้ามีพลังงานความร้อนให้กับโมเลกุลของน้ำ โมเลกุลของน้ำก็จะเคลื่อนตัวจากผิวน้ำขึ้นสู่อากาศตลอดเวลาจนเกิดสภาวะสมดุลขึ้น คือแรงดันไอน้ำของผิวน้ำเท่ากับแรงดันไอน้ำของอากาศ ในสภาวะขณะนั้นมวลอากาศไม่สามารถรับเอาไอน้ำเข้ามาได้อีก และแรงดันไอน้ำในขณะนั้นเรียกว่า แรงดันไอน้ำอิ่มตัว (Saturated vapour pressure, e_s)

ค่าของ e_s มีค่าเปลี่ยนแปลงตามค่าของอุณหภูมิและแสดงไว้ในตารางที่ 2.1 รูปที่ 2.6 เป็นกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิกับแรงดันไอน้ำอิ่มตัว ถ้าพิจารณามวลอากาศที่มีอุณหภูมิ t และแรงดันไอน้ำของมวลอากาศในขณะนั้น e ซึ่งน้อยกว่า e_s (ดูในรูปที่ 2.6) คือจุด 2 สมมติให้อุณหภูมิกงที่ มวลอากาศดูดเอาความชื้นเข้ามาได้อีกจนกระทั่งอิ่มตัว จากกราฟจุด P จะเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้งตามทิศทางของเส้น (1) และจะไปหยุดอยู่บนเส้นกราฟ แรงดันไอน้ำในขณะนั้นจะมีค่าเท่ากับแรงดันไอน้ำอิ่มตัว และผลต่างของ $(e_s - e)$ เราเรียกว่า Saturation deficit

ในกรณีที่ความชื้นในมวลอากาศไม่มีการเปลี่ยนแปลงในขณะที่อุณหภูมิของมวลอากาศลดลง จุด P จะเคลื่อนที่ในแนวราบไปทางด้านซ้ายมือตามทิศทางของเส้น (2) ในกราฟรูปที่ 2.6 จุด P จะหยุดอยู่เป็นเส้นกราฟ และขณะนั้นมวลอากาศจะอิ่มตัวไปด้วยไอน้ำโดยที่ความดันยังมีค่าเท่ากับความดันเมื่อเริ่มต้น อุณหภูมิของมวลอากาศในขณะนั้นเราเรียกว่า อุณหภูมิที่จุดน้ำค้าง (Dew-point temperature, t_d) ถ้าอุณหภูมิลดลงมากกว่า t_d ไอน้ำในมวลอากาศจะเริ่มมีการกลั่นตัว

เนื่องจากน้ำมีการระเหยอย่างอิสระขึ้นสู่อากาศ ฉะนั้นทั้งสองกรณีที่กล่าวข้างต้นจะเกิดขึ้นได้ยาก เพราะว่าการระเหยต้องการพลังงานความร้อนจากอากาศ ปริมาณความร้อนจำนวนนี้เราเรียกว่า ความร้อนแฝงของการระเหย (Latent Heat of Evaporation, h_r)

$$h_r = 606.5 - 0.695t \quad \text{cal/g} \quad (2.6)$$

เมื่อ $t =$ อุณหภูมิของมวลอากาศเป็นองศาเซลเซียส

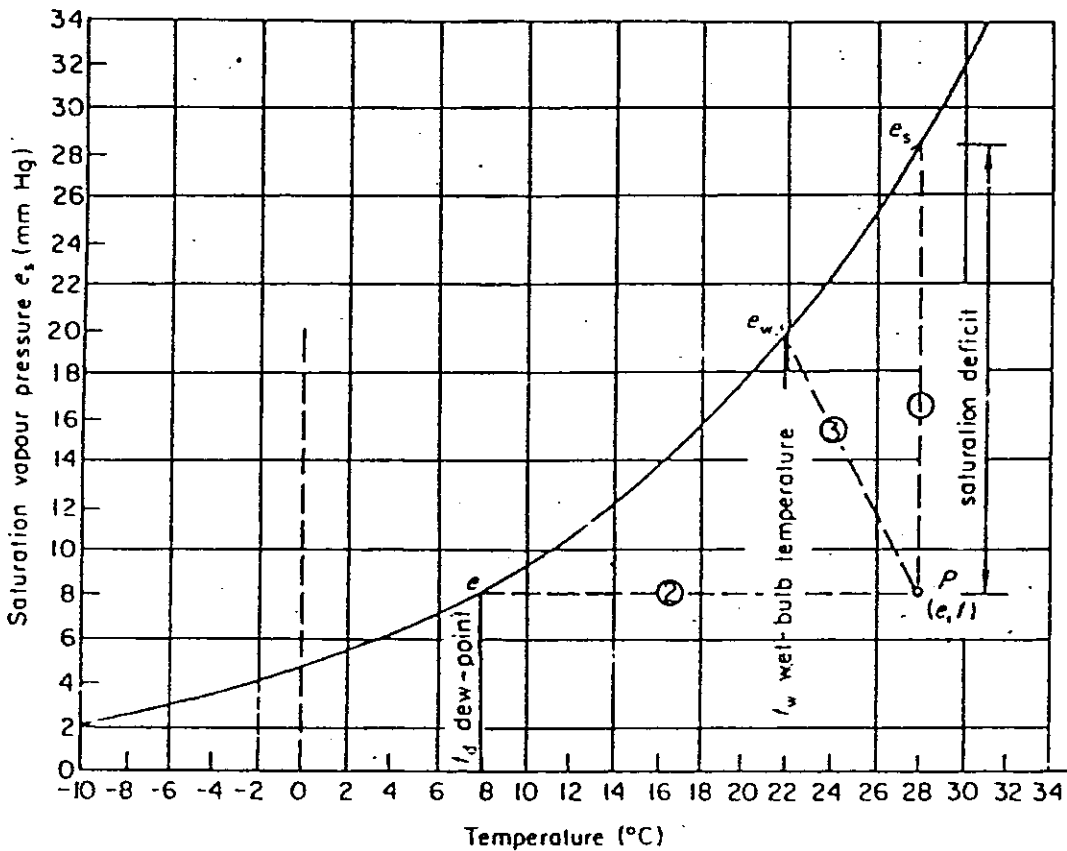
ดังนั้นความชื้นและแรงดันไอน้ำมีปริมาณเพิ่มขึ้น ในขณะที่อุณหภูมิมีค่าลดลง จากกราฟ จุด P จะเคลื่อนที่ในแนวทแยงมุมไปตามทิศทางของเส้น (3) จนกระทั่งแรงดันไอน้ำในมวลอากาศถึงจุดอิ่มตัว อุณหภูมิในขณะนั้นเรียกอุณหภูมิกระเปาะเปียก (Wet-bulb temperature, t_w)

ขนาดของพายุลูกหนึ่งๆ จะขึ้นอยู่กับปริมาณความชื้นที่มีอยู่ในอากาศ ซึ่งจะกล่าวถึงในเทอมของ ความชื้นจำเพาะ (Specific humidity) และค่าความชื้นจำเพาะเป็นอัตราส่วนของมวลของไอน้ำต่อมวลของอากาศที่มีความชื้น และสามารถหาได้จากสมการนี้ คือ

$$q_s = \frac{622 e}{(p-0.378e)} \tag{2.7}$$

เมื่อ $0.378 e$ มีค่าน้อยเมื่อเทียบกับ p จะได้สมการใหม่เป็น

$$q_s = 622 \frac{e}{p} \tag{2.8}$$



รูปที่ 2.6 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างแรงดันไอน้ำอิ่มตัวและอุณหภูมิ

ตารางที่ 2.1 การเปลี่ยนแปลงของแรงดันไอน้ำอิ่มตัวตามอุณหภูมิ มีหน่วยเป็นมิลลิเมตรของปรอท

t °C	c _s									
	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
-10	2.15									
-9	2.32	2.30	2.29	2.27	2.26	2.24	2.22	2.21	2.19	2.17
-8	2.51	2.49	2.47	2.45	2.43	2.41	2.40	2.38	2.36	2.34
-7	2.71	2.69	2.67	2.65	2.63	2.61	2.59	2.57	2.55	2.53
-6	2.93	2.91	2.89	2.86	2.84	2.82	2.80	2.77	2.75	2.73
-5	3.16	3.14	3.11	3.09	3.06	3.04	3.01	2.99	2.97	2.95
-4	3.41	3.39	3.37	3.34	3.32	3.29	3.27	3.24	3.22	3.18
-3	3.67	3.64	3.62	3.59	3.57	3.54	3.52	3.49	3.46	3.44
-2	3.97	3.94	3.91	3.88	3.85	3.82	3.79	3.76	3.73	3.70
-1	4.26	4.23	4.20	4.17	4.14	4.11	4.08	4.05	4.03	4.00
-0	4.58	4.55	4.52	4.49	4.46	4.43	4.40	4.36	4.33	4.29
0	4.58	4.62	4.65	4.69	4.71	4.75	4.78	4.82	4.86	4.89
1	4.92	4.96	5.00	5.03	5.07	5.11	5.14	5.18	5.21	5.25
2	5.29	5.33	5.37	5.40	5.44	5.48	5.53	5.57	5.60	5.64
3	5.68	5.72	5.76	5.80	5.84	5.89	5.93	5.97	6.01	6.06
4	6.10	6.14	6.18	6.23	6.27	6.31	6.36	6.40	6.45	6.49
5	6.54	6.58	6.54	6.68	6.72	6.77	6.82	6.86	6.91	6.96
6	7.01	7.06	7.11	7.16	7.20	7.25	7.31	7.36	7.41	7.46
7	7.51	7.56	7.61	7.67	7.72	7.77	7.82	7.88	7.93	7.98
8	8.04	8.10	8.15	8.21	8.26	8.32	8.37	8.43	8.48	8.54
9	8.61	8.67	8.73	8.78	8.84	8.90	8.96	9.02	9.08	9.14
10	9.20	9.26	9.33	9.39	9.46	9.52	9.58	9.65	9.71	9.77
11	9.84	9.90	9.97	10.03	10.10	10.17	10.24	10.31	10.38	10.45
12	10.52	10.58	10.66	10.72	10.79	10.86	10.93	11.00	11.08	11.15
13	11.23	11.30	11.38	11.75	11.53	11.60	11.68	11.76	11.83	11.91
14	11.98	12.06	12.14	12.22	12.96	12.38	12.46	12.54	12.62	12.70
15	12.78	12.86	12.95	13.03	13.11	13.20	13.28	13.37	13.45	13.54
16	13.63	13.71	13.80	13.90	13.99	14.08	14.17	14.26	14.35	14.44
17	14.53	14.62	14.71	14.80	14.90	14.99	15.09	15.17	15.27	15.38
18	15.46	15.56	15.66	15.76	15.96	15.96	16.06	16.16	16.26	16.36
19	16.46	16.57	16.68	16.79	16.90	17.00	17.10	17.21	17.32	17.43
20	17.53	17.64	17.75	17.86	17.97	18.08	18.20	18.31	18.43	18.54
21	18.65	18.77	18.88	19.00	19.11	19.23	19.35	19.46	19.58	19.70
22	19.82	19.94	20.06	20.19	20.31	20.43	20.58	20.69	20.80	20.93
23	21.05	21.19	21.32	21.45	21.58	21.71	21.84	21.97	22.10	22.23
24	22.27	22.50	22.63	22.76	22.91	23.05	23.19	23.31	23.45	23.60
25	23.75	23.90	24.03	24.20	24.35	24.49	24.64	24.79	24.94	25.08
26	25.31	25.45	25.60	25.74	25.89	26.03	26.18	26.32	26.46	26.60
27	26.74	26.90	27.05	27.21	27.37	27.53	27.69	27.85	28.00	28.16
28	28.32	28.49	28.66	28.83	29.00	29.17	29.34	29.51	29.68	29.85
29	30.03	30.20	30.38	30.56	30.74	30.92	31.10	31.28	31.46	31.64
30	31.82	32.00	32.19	32.38	32.57	32.76	32.95	33.14	33.33	33.52

เมื่อ	q_s	=	ความชื้นจำเพาะมีหน่วยเป็นกรัมต่อกิโลกรัม
	e	=	แรงดันไอน้ำในอากาศมีหน่วยเป็นมิลลิบาร์
	p	=	แรงดันทั้งหมดของมวลอากาศเป็นมิลลิบาร์

ค่าความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity, R_H) เป็นค่าหนึ่งที่นิยมใช้บอกถึงปริมาณความชื้นในบรรยากาศ และสามารถคำนวณหาได้จากสมการ

$$\begin{aligned}
 R_H &= \frac{\text{จำนวนความชื้นที่มีอยู่จริงขณะนั้น}}{\text{จำนวนความชื้นที่มีถ้ามวลอากาศอิ่มตัว}} \\
 &= \frac{\text{แรงดันไอน้ำในขณะนั้น}}{\text{แรงดันไอน้ำเมื่อมวลอากาศอิ่มตัว}} \\
 &= \left(\frac{e}{e_s}\right) \times 100 \qquad (2.9)
 \end{aligned}$$

เราสามารถคำนวณหาแรงดันไอน้ำจริงในอากาศ โดยใช้ข้อมูลที่อ่านได้จาก Psychrometer แบบเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะเปียก-กระเปาะแห้ง และใช้สมการนี้คือ

$$e = e_w - 0.000367p(t - t_w) \left(1 + \frac{t_w - 32}{1571}\right) \quad \text{อังกฤษ} \quad (2.10)$$

เมื่อ	t	=	อุณหภูมิที่อ่านได้จากเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะแห้ง เป็นองศาฟาเรนไฮต์
	t_w	=	อุณหภูมิที่อ่านได้จากเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะเปียก เป็นองศาฟาเรนไฮต์
	e_w	=	แรงดันไอน้ำอิ่มตัวขึ้นอยู่กับค่าของ t_w (จากตารางที่ 2.1)
	e	=	แรงดันไอน้ำจริงในอากาศเป็นมิลลิบาร์
	p	=	แรงดันทั้งหมดของบรรยากาศเป็นมิลลิบาร์

หรือเป็นระยะเมตริก ซึ่ง t และ t_w มีหน่วยเป็นองศาเซลเซียส สามารถเขียนสมการ 2.9 ใหม่ ดังนี้

$$e = e_w - 0.00066p(t - t_w)(1 + 0.00115t_w) \text{ เมตริก (2.10)}$$

ค่าความแตกต่างของ $(t - t_w)$ เรียกว่า Wet-bulb depression ตารางที่ 2.2 และ 2.3 แสดงค่าของการเปลี่ยนแปลงความชื้นสัมพัทธ์กับอุณหภูมิของอากาศ และ Wet-bulb depression ในหน่วยขององศาฟาเรนไฮต์ และองศาเซลเซียส ตามลำดับ

2.4.1 Precipitable Water หมายถึงปริมาณความชื้นทั้งหมดในชั้นของบรรยากาศโดยธรรมชาติ จะไม่มีวิธีการใดที่สามารถทำให้ความชื้นทั้งหมดตกลงสู่พื้นโลก แต่การคำนวณหา Precipitable Water ยังประโยชน์ในการนำไปหาปริมาณน้ำสูงสุดจากอากาศที่ตกลงสู่พื้นโลก หน่วยของ Precipitable Water มักนิยมบอกเป็นความลึกเช่น มิลลิเมตร หรือนิ้ว และค่าของ Precipitable Water สามารถคำนวณได้จากสมการเหล่านี้คือ

$$W_p = 0.0004 \int_p^{p_0} q_s dp \quad \text{นิ้ว} \quad (2.11)$$

หรือ
$$W_p = 0.01 \int_p^{p_0} q_s dp \quad \text{มิลลิเมตร} \quad (2.12)$$

เมื่อ
$$\begin{aligned} W_p &= \text{ความลึกของ Precipitable Water} \\ q_s &= \text{ความชื้นจำเพาะมีหน่วยเป็นกรัมต่อกิโลกรัม} \\ p &= \text{แรงดันของบรรยากาศเป็นมิลลิบาร์} \end{aligned}$$

ถ้าพิจารณาบรรยากาศเป็นชั้นย่อยๆ และแทนค่า q_s ด้วย $622 \frac{e}{p}$ เราสามารถเขียนสมการ 2.11 ให้ง่ายในการคำนวณเป็น

$$W_p = 0.0004 \sum_p^{p_0} 622 e \frac{\Delta p}{p} \quad (2.13)$$

หรือ
$$W_p = 0.0004 \sum_p^{p_0} \bar{q}_s \Delta p \quad (2.14)$$

ตารางที่ 2.2 VARIATION OF RELATIVE HUMIDITY IN PERCENT WITH TEMPERATURE
AND WET-BULB DEPRESSION ON THE FAHRENHEIT SCALE

Pressure = 30.00 in. = 1015.9 millibars

Air Temp., °F	Wet-bulb depression, deg (t-t _w)														
	0	1	2	3	4	6	8	10	12	14	16	18	20	25	30
0	84	56	27												
5	86	63	40	16											
10	89	69	50	30	11										
15	91	74	58	42	26										
20	94	79	65	51	37	10									
25	96	84	71	59	47	24	1								
30	99	88	77	66	56	35	15								
35	100	91	81	72	63	45	27	10							
40	100	92	84	76	68	52	37	22	7						
45	100	93	85	78	71	57	44	31	19	6					
50	100	93	87	80	74	61	49	38	27	16	5				
55	100	94	88	82	76	65	54	43	33	24	14	5			
60	100	94	89	83	78	68	58	48	39	30	21	13	5		
65	100	95	90	85	80	70	61	52	44	35	28	20	13		
70	100	95	90	86	81	72	64	55	48	40	33	26	19	3	
75	100	95	91	87	82	74	66	58	51	44	37	31	24	10	
80	100	96	91	87	83	75	68	61	54	47	41	35	29	15	3
85	100	96	92	88	84	77	70	63	56	50	44	38	33	20	8
90	100	96	92	89	85	78	71	65	58	53	47	41	36	24	13
95	100	96	93	89	86	79	72	66	60	55	49	44	39	28	17
100	100	96	93	89	86	80	74	68	62	57	51	46	42	31	20

Source: U.S. Weather Bureau, Relative Humidity and Dew Point Table, TA 454-0-3E
September 1965.

สรุปความชื้นในบรรยากาศสามารถกล่าวถึงได้ในรูปของเทอมต่างๆ ดังนี้

- ก. แร่ค้ำไอน้ำที่มีอยู่จริงในบรรยากาศ, e
- ข. แร่ค้ำไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิที่กำหนดให้, e_s
- ค. Saturation deficit, $e_s - e$
- ง. อุณหภูมิที่จุดน้ำค้าง, t_d
- จ. ความชื้นสัมพัทธ์, R_H

ตารางที่ 2.3 VARIATION OF RELATIVE HUMIDITY IN PERCENT WITH TEMPERATURE
AND WET-BULB DEPRESSION ON THE CELSIUS SCALE

Pressure = 990 millibars = 29.24 in.

Air Temp., °C	Wet-bulb depression, deg (t - t _w)															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-10	91	60	31	2												
-8	93	65	39	13												
-6	94	70	46	23	0											
-4	96	74	53	32	11											
-2	98	78	58	39	21	3										
0	100	81	63	46	29	13										
2	100	84	68	52	37	22	7									
4	100	85	71	57	43	29	16									
6	100	86	73	60	48	35	24	11								
8	100	87	75	63	51	40	29	19	8							
10	100	88	77	66	55	44	34	24	15	6						
12	100	89	78	68	58	48	39	29	21	12	4					
14	100	90	79	70	60	51	42	34	26	18	10	3				
16	100	90	81	71	63	54	46	38	30	23	15	8				
18	100	91	82	73	65	57	49	41	34	27	20	14	7			
20	100	91	83	74	66	59	51	44	37	31	24	18	12	6		
22	100	92	83	76	68	61	54	47	40	34	28	22	17	11	6	
24	100	92	84	77	69	62	56	49	43	37	31	26	20	15	10	5
26	100	92	85	78	71	64	58	51	46	40	34	29	24	19	14	10
28	100	93	85	78	72	65	59	53	48	42	37	32	27	22	18	13
30	100	93	86	79	73	67	61	55	50	44	39	35	30	25	21	17
32	100	93	86	80	74	68	62	57	51	46	41	37	32	28	24	20
34	100	93	87	81	75	69	63	58	53	48	43	39	35	30	26	23
36	100	94	87	81	75	70	64	59	54	50	45	41	37	33	29	25
38	100	94	88	82	76	71	66	61	56	51	47	43	39	35	31	27
40	100	94	88	82	77	72	67	62	57	53	48	44	40	36	33	29

Source: From "Radiosonde Observation Computation Tables," Dept. of Commerce-Depth. of Defense, Washington, June 1972.

2.4.2 เครื่องวัดความชื้น เครื่องมือวัดความชื้นที่เรารู้จักกันส่วนใหญ่จะวัดความชื้นใน
เทอมของความชื้นสัมพัทธ์ และสามารถแบ่งเป็นประเภทใหญ่ๆ ได้ 2 ประเภทคือ ประเภท
อัตโนมัติและไม่อัตโนมัติ ประเภทแรกได้แก่ Psychrometer แบบกระเปาะเปียกกระเปาะแห้ง
แบบ Assmann และแบบเหวี่ยง ประเภทที่สองส่วนใหญ่เป็นการบันทึกลงบนกระดาษกราฟ
และที่นิยมใช้กันอยู่ทั่วไปคือ Hygrograph แบบเส้นผม

Psychrometer

Psychrometer แบบกระเปาะเปียกกระเปาะแห้งเป็นที่นิยมใช้กันมากที่สุด ตามสถานีวัดอากาศเพราะราคาไม่แพง ทำการอ่านข้อมูลได้สะดวกและบำรุงรักษาง่าย ประกอบด้วยเทอร์โมมิเตอร์แบบธรรมดา 2 อัน ที่กระเปาะปรอทอันหนึ่งหุ้มด้วยผ้าฝ้ายสลิน และมีผ้าดิบผูกโยงไปยังแก้วน้ำซึ่งวางอยู่ใต้กระเปาะปรอทของเทอร์โมมิเตอร์อันดังกล่าว ทำให้ผ้าฝ้ายสลินเปียกชื้นอยู่เสมอ เราเรียกว่าเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะเปียก อีกอันหนึ่งเป็นเทอร์โมมิเตอร์วัดอุณหภูมิของอากาศธรรมดา เรียกว่าเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะแห้ง อาศัยหลักการที่ว่า คราบไคที่อากาศยังไม่อิ่มตัว (ความชื้นสัมพัทธ์น้อยกว่า 100%) น้ำที่ผ้าฝ้ายสลินจะระเหยออกไปในอากาศ ในการระเหยมันจะต้องใช้ความร้อนจำนวนหนึ่ง ซึ่งได้จากเทอร์โมมิเตอร์นั่นเอง ฉะนั้นเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะเปียกจึงอ่านได้ค่าอุณหภูมิต่ำกว่ากระเปาะแห้งเสมอ

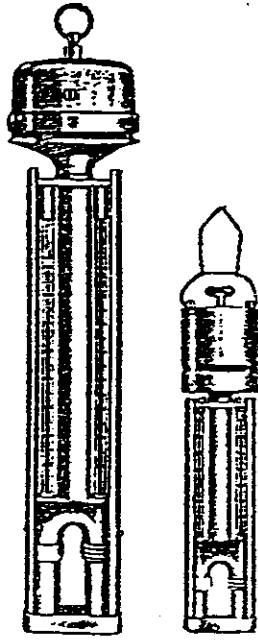
เมื่ออากาศอิ่มตัว (ความชื้นสัมพัทธ์เท่ากับ 100%) อากาศโดยรอบไม่สามารถรับเอาไอน้ำไว้ได้อีก ดังนั้นความชื้นจากผ้าฝ้ายสลินจะไม่มีการระเหยออกสู่อากาศ ค่าที่อ่านได้จากเทอร์โมมิเตอร์ทั้งสองจึงเท่ากัน ผลต่างของอุณหภูมิจากเทอร์โมมิเตอร์ทั้งสองนำไปเปิดหาค่าความชื้นได้จากตารางสำเร็จ

การติดตั้งเครื่อง Psychrometer แบบนี้ ให้ติดตั้งไว้ในตู้แบบ Stevenson screen โดยติดตั้งไว้คู่กันบนแผ่นไม้กระดานให้อยู่ในแนวตั้ง ผ้าฝ้ายสลินต้องหมั่นเปลี่ยนอยู่เสมอ อย่าให้สกปรกได้ น้ำที่ใช้ต้องเป็นน้ำจืดสะอาด น้ำกลั่นหรือน้ำฝนก็ได้

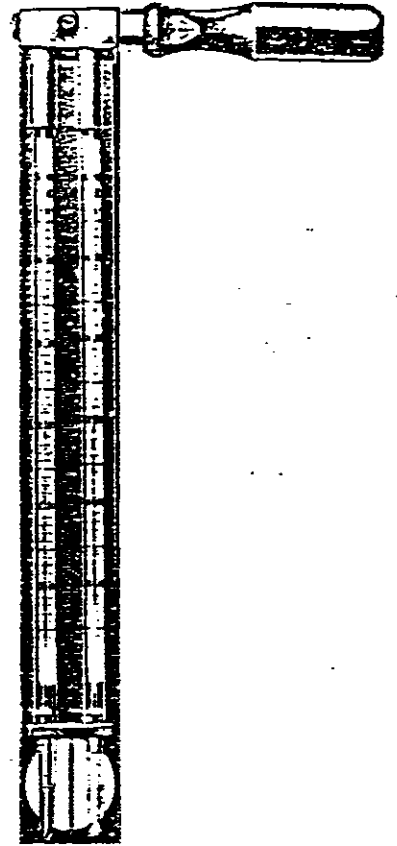
แบบ Assmann และแบบเหวี่ยง หลักการทำงานส่วนใหญ่เหมือนแบบกระเปาะเปียก-กระเปาะแห้ง แต่แบบแรกต้องมีการระบายอากาศโดยใช้ใบพัดและแบบที่สองใช้การเหวี่ยง ในขณะที่แบบกระเปาะเปียก-กระเปาะแห้งมีการระบายอากาศโดยธรรมชาติ รูปที่ 2.7 แสดง Psychrometer ทั้งสามแบบ

Hair Hygrograph เป็นเครื่องมือที่บันทึกความชื้นลงบนกระดาษตลอดเวลา อาศัยหลักความจริงที่ว่า เส้นผมมนุษย์ที่ล้างเอาไขมันออกแล้ว จะยืดและหดตัวไปตามการเปลี่ยนแปลงของความชื้นสัมพัทธ์ในบรรยากาศ กล่าวคือเมื่อความชื้นสัมพัทธ์สูงขึ้น เส้นผมจะยืดตัวออก และในทางตรงข้ามเมื่อความชื้นน้อยลง เส้นผมจะหดตัวเข้า ใช้เส้นผมหลายเส้นรวมกันเป็นมัดหรือวางเรียงกัน การยืดและหดตัวของเส้นผมนี้จะส่งอาการไปตามกลไกจนถึงปลายปากกา ซึ่งสัมผัสอยู่บนกระดาษกราฟ ค่าของความชื้นบนกระดาษกราฟจะบอกอยู่ในเทอมของความชื้นสัมพัทธ์

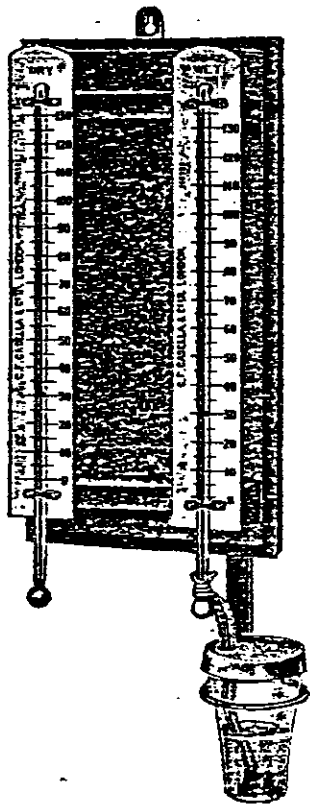
ปัจจุบันบริษัทนิยมออกแบบเครื่องบันทึกอุณหภูมิแบบกราฟ และเครื่องวัดความชื้นแบบ Hair hygrograph ไว้ในเครื่องเดียวกันเรียกว่า Hygro-thermograph หลักการทำงานของทั้งสองเหมือนกับที่ได้กล่าวมาแล้ว แต่แยกปากกาจดบันทึกไว้ต่างหากเป็นสองปากกา อันหนึ่งบันทึกเฉพาะอุณหภูมิและอีกอันหนึ่งบันทึกเฉพาะความชื้น



แบบ Assmann



แบบ ทวิยง



แบบกระเปาะเปียก-กระเปาะแห้ง

รูปที่ 2.7 เครื่องมือวัดความชื้น
Psychrometer แบบต่างๆ

ตัวอย่างที่ 2.1 จงหาค่าความชื้นสัมพัทธ์และแรงดันไอน้ำในอากาศ เมื่ออุณหภูมิกระเปาะแห้งเท่ากับ 28°C อุณหภูมิกระเปาะเปียก 21.5°C และแรงดันของบรรยากาศ 883 มิลลิบาร์

วิธีทำ จากสมการ
$$e = e_w - 0.00066 p (t - t_w)(1 + 0.00115 t_w) \quad (2.10)$$

จากตารางที่ 2.1 เมื่อ $t_w = 21.5^{\circ}\text{C}$ จะได้

$$e_w = 19.23 \text{ มิลลิเมตรของปรอท}$$

$$= 25.58 \text{ มิลลิบาร์}$$

แทนค่าในสมการที่ 2.10
$$e = 25.58 - 0.00066 \times 883 (28 - 21.5)(1 + 0.00115 \times 21.5)$$

$$= 25.58 - 3.88 = 21.7 \text{ มิลลิบาร์} \quad \underline{\text{ตอบ}}$$

จากตารางที่ 2.1 เมื่อ $t = 28^{\circ}\text{C}$ จะได้

$$e_w = 19.23 \text{ มิลลิเมตรของปรอท}$$

$$= 37.67 \text{ มิลลิบาร์}$$

ความชื้นสัมพัทธ์,
$$R_H = \frac{e}{e_s} \times 100$$

$$= \frac{21.7}{37.67} \times 100 = 57.6\% \quad \underline{\text{ตอบ}}$$

ตัวอย่างที่ 2.2 ตารางข้างล่างเป็นค่าของระดับ อุณหภูมิ และแรงดันไอน้ำ จงหาค่าของ Precipitable Water เป็นความลึก

ระดับ 1,000 ฟุต	อุณหภูมิ $^{\circ}\text{F}$	แรงดันของบรรยากาศ มิลลิบาร์, p	แรงดันไอน้ำ มิลลิบาร์, e
0	59	1013	7.0
2	52	942	5.0
4	45	875	3.8
6	38	812	3.2
8	30	753	2.0
10	23	697	1.6
12	16	644	1.1
14	9	595	0.8
16	2	550	0.6
18	-5	500	0.4

วิธีทำ จากสมการ

$$W_p = 0.0004 \frac{P_o}{p} \sum 622 e \frac{\Delta p}{p} \quad (2.13)$$

หรือ

$$W_p = 0.0004 \frac{P_o}{p} \sum \bar{q}_s \Delta p \quad (2.14)$$

ระดับ 1,000 ฟุต	ความชันจำเพาะ 622 e/p	ความชันจำเพาะ เฉลี่ย \bar{q}_s	Δp	$\bar{q}_s \Delta p$
0	4.30			
2	3.30	3.8	71	269.8
4	2.70	3.0	67	201.0
6	2.45	2.58	63	162.5
8	1.65	2.05	59	121.0
10	1.43	1.54	56	86.2
12	1.06	1.25	53	66.25
14	0.84	0.95	49	6.6
16	0.68	0.76	45	34.2
18	0.50	0.59	50	29.5
$W_p = 0.0004 \times 1,017.05 = 0.41$ นิ้ว			รวม	<u>1,017.05</u>

ตอบ

บทที่ 3

น้ำจากอากาศ

(Precipitation)

3.1 น้ำจากอากาศ

หมายถึงน้ำในลักษณะของเหลว ของแข็ง ผลึก หรือของแข็งอสัณฐานซึ่งเกิดจากก้อนเมฆบนท้องฟ้าตกลงมายังพื้นโลก น้ำจากอากาศปรากฏในรูปของ ฝน ฝนละออง (Dizzle) หิมะ เก็ดน้ำแข็ง (Ice Pellets) ลูกเห็บ ผลึกน้ำแข็ง (Ice Crystals) เมื่ออนุภาคของน้ำเจริญเติบโตเต็มที่จนบรรยากาศไม่สามารถพยุงไว้ได้ จึงตกลงมาสู่เบื้องล่าง

เมื่อหยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็งเริ่มก่อตัวขึ้นในบรรยากาศระดับสูง หยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็งจะเจริญเติบโตไปโดยการกลั่นตัวและการระเหิดสะสมพอกพูนไปบนผิวของอนุภาคนั้น วิธีการนี้เป็นไปอย่างช้าๆ ทำให้เราได้ฝนโปรยหรือหิมะ นอกจากนี้อนุภาคของน้ำหรือน้ำแข็งสามารถเติบโตได้อย่างรวดเร็วโดยการชนกันแล้วรวมเป็นเนื้อเดียวกันเพิ่มขนาดขึ้นเรื่อยๆ กระแสอากาศเคลื่อนที่ขึ้นตามแนวตั้งทำให้อนุภาคน้ำเกิดการชนกันได้มากและช่วยพยุงหยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็งให้สามารถอยู่ในอากาศได้นาน ถ้ากระแสอากาศเคลื่อนที่ขึ้นรุนแรง ขนาดของอนุภาคจะยิ่งใหญ่ขึ้นและขดเมฆอยู่ในระดับสูงขึ้น ซึ่งก่อให้เกิดฝนหรือหิมะตกหนักหรือเกิดลูกเห็บขึ้นได้

น้ำจากอากาศในสภาพของเหลว ได้แก่ ฝน ฝนละออง ฯลฯ และในสภาพของแข็งเช่น หิมะ ซึ่งอาจเกิดการระเหิดของไอน้ำและยังคงสถานะอยู่ได้ถ้าอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง น้ำจากอากาศเปลี่ยนสถานะไปตามสิ่งแวดล้อม หิมะหลอมละลายในบรรยากาศที่อุ่นกว่า ฝนเมื่อผ่านบรรยากาศที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งจะกลายเป็น Supercooled Water และแข็งตัวทันทีเมื่อกระทบพื้น

3.2 ขบวนการของน้ำจากอากาศ

ความชื้นในบรรยากาศเกิดจากการระเหยของความชื้นบนผิวโลก การคายไอน้ำของพืชเมื่อความชื้นในบรรยากาศมีปริมาณมากและอุณหภูมิต่ำกว่าจุดอิ่มตัวของไอน้ำ ความชื้นจะกลั่นตัวและรวมตัวเป็นก้อนเมฆก่อนที่จะตกลงมาสู่พื้นโลก การลดลงของอุณหภูมิจากความชื้นในบรรยากาศเกิดจากมวลอากาศลอยสูงขึ้น ความดันของอากาศลดลงในขณะที่มวลอากาศมีการขยายตัว ถึงแม้ว่าชั้นของบรรยากาศที่หุ้มห่อโลกจะมีความหนาแน่นมาก แต่ปริมาณความชื้นส่วนใหญ่จะอยู่ในชั้นของบรรยากาศที่อยู่ใกล้ผิวโลก กล่าวกันว่าประมาณครึ่งหนึ่งของความชื้นในบรรยากาศทั้งหมดจะอยู่ในช่วงความสูง 6 กิโลเมตรจากผิวดิน

สาเหตุของการลดลงของอุณหภูมิอาจจะเนื่องมาจากการพาความร้อน เมื่อมวลอากาศร้อนลอยตัวสูงขึ้น อุณหภูมิจะลดลงเรื่อยๆ และความชื้นในมวลอากาศก็รวมตัวกันเป็นก้อนเมฆ ในที่สุดก็จะตกลงมาเป็นฝน ลูกเห็บ หิมะ ฯลฯ น้ำที่ตกจากอากาศด้วยสาเหตุนี้เรียกว่า Convective Precipitation ก่อนเกิดฝนมักจะมีฟ้าร้อง ฟ้าแลบ

Orographic Precipitation เป็นผลมาจากมวลอากาศที่อุ้มไอน้ำ พัดจากทะเลหรือมหาสมุทรเข้าสู่แผ่นดิน เมื่อพัดไปปะทะภูเขาจะลอยตัวสูงขึ้น และอุณหภูมิลดลงจนกระทั่งต่ำกว่าจุดอิ่มตัว ไอน้ำจะมีการกลั่นตัวและตกลงมาจากอากาศ

เมื่ออากาศมีการเคลื่อนที่จากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปสู่บริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ มวลอากาศในบริเวณความกดอากาศต่ำจะลอยตัวสูงขึ้น ทำให้อุณหภูมิลดลงและในที่สุดจะตกลงมากลายเป็นฝน เรียกฝนที่เกิดด้วยสาเหตุนี้ว่า Cyclonic Precipitation

Frontal Precipitation เป็นฝนที่เกิดจากมวลอากาศร้อน พัดไปปะทะกับมวลอากาศที่มีอุณหภูมิต่ำ มวลอากาศร้อนจะลอยตัวสูงขึ้นไปตามแนวของการปะทะ และขณะเดียวกันไอน้ำก็จะรวมตัวกันเป็นก้อนเมฆ เมื่ออุณหภูมิลดลงก็ตกลงมากลายเป็นฝน

3.3 รูปแบบของน้ำที่ตกจากอากาศ (Form of Precipitation)

Drizzle (ฝนปรอย) เป็นฝนที่ตกปรอยๆ ขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางของเม็ดน้ำฝนน้อยกว่า 0.5 มิลลิเมตร ความแรงน้อยกว่า 1 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง

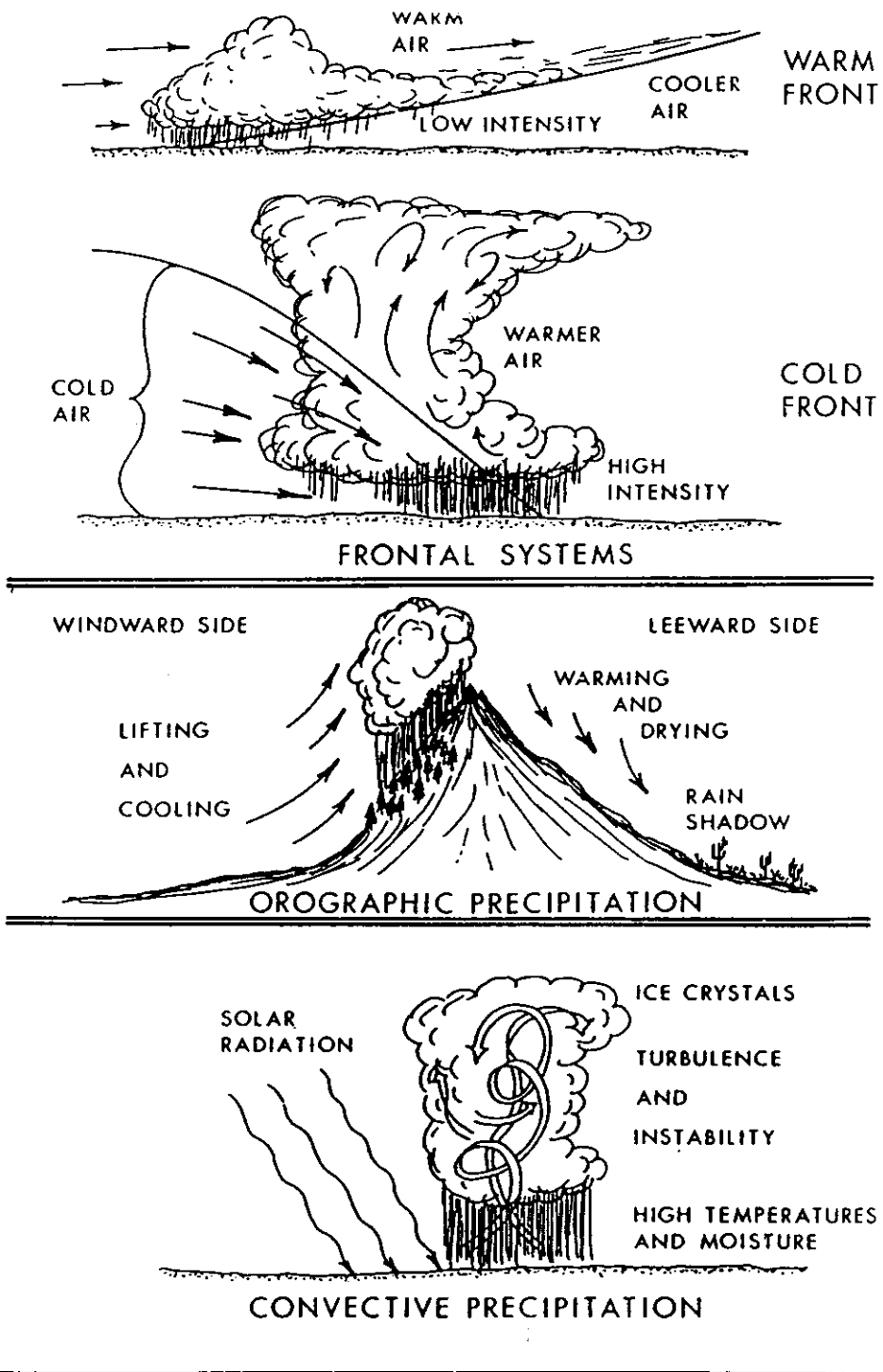
Rain (ฝน) เป็นฝนที่มีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางมากกว่า 0.5 มิลลิเมตร การรายงานความแรงของฝนอาจรายงานได้เป็น 4 ขนาดคือ ฝนตกลึกน้อย ความแรงของฝน 1-5 มม./ชม. ฝนตกปานกลาง 5-10 มม./ชม. ฝนตกหนัก 10-20 มม./ชม. และฝนตกหนักมาก มากกว่า 20 มม./ชม.

Glaze เป็นฝนหรือฝนปรอยที่ผิวของมันเป็นน้ำแข็ง เนื่องจากตกมากระทบกับวัตถุเย็นใกล้ผิวโลกเช่น มวลอากาศ จะเกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิลดลงต่ำกว่า 0°C

Sleet (ลูกปรายน้ำแข็ง) เป็นเม็ดฝนที่แข็งตัวขณะตกผ่านมวลอากาศที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C มีลักษณะกลมโปร่งใสหรือรูปทรงไม่แน่นอน ปกติขนาดของเส้นผ่าศูนย์กลางอยู่ระหว่าง 1-4 มม.

Snow (หิมะ) น้ำที่ตกจากอากาศในรูปของผลึกน้ำแข็ง เรียกว่าหิมะ เกิดจากไอน้ำในอากาศเปลี่ยนมาเป็นน้ำแข็งโดยตรงด้วยกระบวนการที่เรียกว่าการระเหิด ผลึกน้ำแข็งแต่ละผลึกสามารถตกลงถึงพื้นดินได้ แต่โดยปกติผลึกหลายๆ ผลึกจะรวมตัวกันในอากาศก่อนและตกลงสู่พื้นดิน

Hail เป็นน้ำที่ตกจากอากาศในรูปของน้ำแข็งที่มีลักษณะกลม หรือเป็นก้อนไม่แน่นอน ขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางมากกว่า 5 มิลลิเมตร โดยทั่วไปเรียกว่าลูกเห็บ



รูปที่ 3.1 สาเหตุของการที่น้ำตกจากฟ้า

Dew (น้ำค้าง) เป็นหยดน้ำที่เกาะอยู่บนใบไม้ ยอดหญ้าและตามวัตถุต่างๆ ที่อยู่ใกล้พื้นดิน เกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิก๊าซใกล้ผิวดินลดลงต่ำกว่าจุดน้ำค้าง ไอน้ำที่อยู่ในอากาศเกิดการควบแน่นและกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ น้ำค้างแข็งเกิดขึ้นในสภาพเดียวกับน้ำค้างแต่อุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ไอน้ำระเหิดกลายเป็นน้ำค้างแข็งโดยตรง

3.4 เครื่องมือวัดน้ำฝน

ปริมาณน้ำฝนทั้งหมดที่ตกลงมาจากฟ้าในช่วงระยะเวลาหนึ่ง ใช้วัดเป็นความลึกของน้ำที่สมมติว่าข้างอยู่บนพื้นที่ราบ โดยไม่มีการสูญเสียน้ำเนื่องจากการซึม การระเหย และอื่นๆ หน่วยของความลึกที่นิยมใช้กันมากที่สุดคือนิ้วหรือมิลลิเมตร

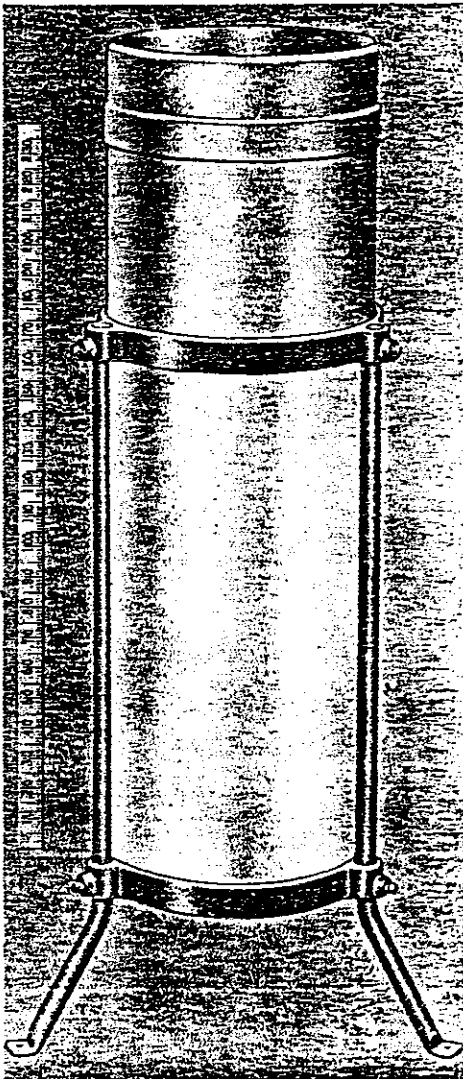
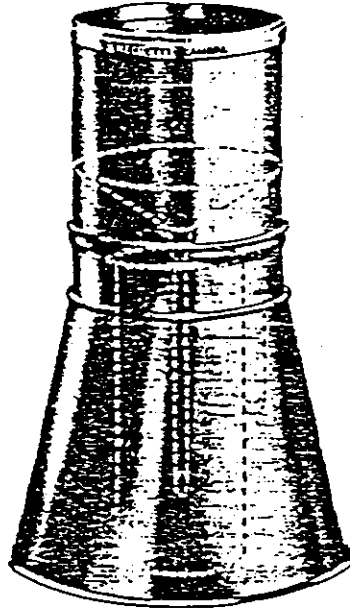
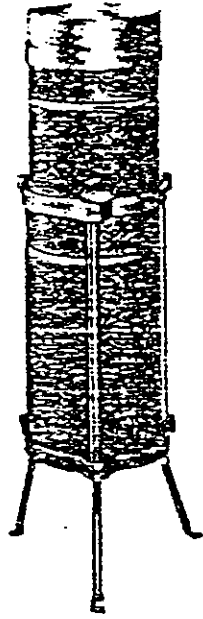
ความถูกต้องของน้ำฝนที่วัดได้ขึ้นอยู่กับ กระแสลม ความสูงของการติดตั้งเครื่องวัด สถานที่ติดตั้ง และขนาดของพื้นที่รับน้ำฝนของเครื่องวัด ความผิดพลาดเนื่องจากกระแสลมและสถานที่ติดตั้งเป็นตัวการที่สำคัญ กระแสลมส่วนใหญ่เป็นพวงกลมหวนรอบๆ ถึงวัดน้ำฝน ถ้ากระแสลมพัดขึ้นทำให้ได้ความลึกของฝนน้อยลง ในทางตรงข้ามถ้ากระแสลมพัดลงทำให้ได้ความลึกของฝนมากขึ้น บางแห่งอาจต้องมีสิ่งป้องกันลมติดไว้ที่เครื่องวัด ในทางปฏิบัติขนาดพื้นที่รับน้ำฝนของเครื่องวัดจะมีอิทธิพลน้อยมากต่อปริมาณน้ำฝน ยกเว้นขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางของพื้นที่รับน้ำฝนน้อยกว่า 10 เซนติเมตร นอกจากเหตุผลความคลาดเคลื่อนที่กล่าว การกระเด็นของน้ำฝนเมื่อกระทบกับกรวยรองรับ และการระเหยของน้ำฝนที่ติดอยู่ตามผิวกรวยรองรับก็ทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนได้ 1-2 %

3.4.1 การติดตั้ง

สถานที่ที่ตั้งต้องอยู่ในแนวระดับ พื้นดินรอบๆ ต้องปลูกหญ้าปกคลุม สิ่งกีดขวาง เช่น ต้นไม้ อาคาร ดึก หรือสิ่งปลูกสร้างอื่นๆ อย่างน้อยที่สุดควรจะอยู่ห่างจากเครื่องวัดสองเท่าของความสูงของสิ่งกีดขวางนั้นๆ ฐานรองรับอาจหล่อด้วยซีเมนต์ ทำเป็นโครงรับให้พอดีกับเครื่องวัด ปากของเครื่องวัดต้องตั้งให้ได้ระดับบนอนจริงๆ ไม่เอนเอียง

ในประเทศที่มีดีกรีมานบ้านช่องหนาแน่นเช่น ยุโรปและสหรัฐอเมริกา อาจนำเครื่องวัดไปติดตั้งบนหลังคาหรือคานฟ้าของอาคารได้ แต่ปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จะผิดไปจากปริมาณน้ำฝนที่พื้นดินประมาณ 5-10 %

การแบ่งเครื่องวัดน้ำฝนก็เหมือนกับการแบ่งประเภทของเครื่องมือ ทางอุทกวิทยาต่างๆ ไป คือสามารถแบ่งออกได้เป็นสองประเภทใหญ่ๆ ประเภทไม่อัตโนมัติ หรือเครื่องวัดแบบธรรมดา และประเภทอัตโนมัติ



รูปที่ 3.2 เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดา

3.4.2 เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดา

ลักษณะทั่วไปเป็นรูปทรงกระบอก ขนาดของปากเครื่องวัดควรมีพื้นที่อยู่ระหว่าง 200 ถึง 500 ตร.เซนติเมตร ที่ขอบของปากต้องมีลักษณะเป็นสันคม ต่อจากปากถึงมีกรวยสำหรับรับน้ำฝนให้ไหลลงไปยังภาชนะรองรับที่อยู่ภายในเครื่องวัด จากรูป 3.2 ความลาดเทของผนังกรวยต้องมากกว่า 45 องศา เพื่อป้องกันการกระเด็นออกของน้ำฝน ตัวเครื่องวัดอาจจะทำด้วยโลหะกันสนิม ไฟเบอร์กลาส หรือพลาสติก

เพราะแบบมาตรฐานของเครื่องวัดมีอยู่หลายแบบและลักษณะภูมิประเทศก็แตกต่างกัน ฉะนั้นในพื้นที่หนึ่งควรเลือกเครื่องวัดแบบเดียวกัน และทำการติดตั้งให้มีลักษณะคล้ายกันเพื่อที่จะสามารถทำการเปรียบเทียบกันได้

แบบที่ใช้อยู่ตามสถานีของกรมอุตุนิยมวิทยามีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางของปากถึง 20 เซนติเมตร ตั้งบนแกนเหล็กสามขา สูงจากพื้นดิน 80 เซนติเมตร มีแก้วดวงซึ่งมีขีดสเกลบอกเป็นความลึก หน่วยมิลลิเมตร

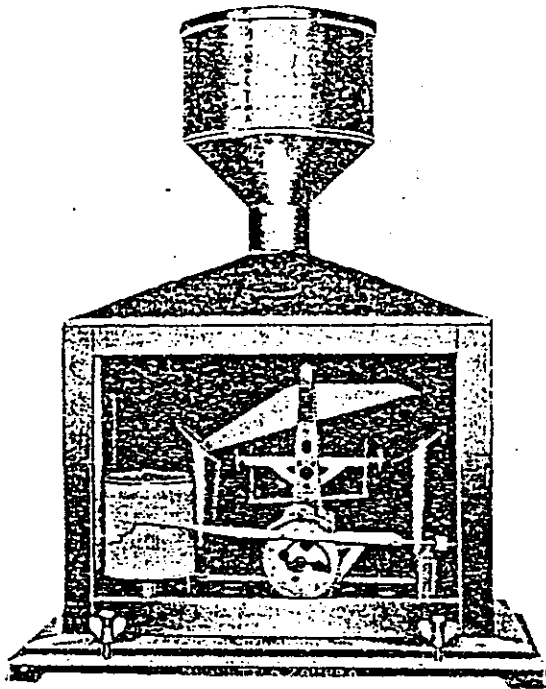
นิยมทำการวัดในเวลาเดียวกันของทุกเช้าของแต่ละวัน อาจใช้แก้วดวงหรือไม้บรรทัดหยั่ง ขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางของแก้วดวงต้องไม่เกิน $1/3$ ของเส้นผ่าศูนย์กลางของปากถึง ที่ก้นของแก้วดวงทำเป็นรูป โคนหงายหรือปลายแหลม เพื่อที่จะได้วัดน้ำฝนได้ละเอียดถึง 0.1 มม.

ถ้าไม่มีแก้วดวงประจำเครื่อง สามารถใช้แก้วดวงธรรมดา ที่บอกปริมาตรเป็นลูกบาศก์เซนติเมตรได้ แล้วทำการหาปริมาตรน้ำฝนด้วยพื้นที่ของปากถึง (ตารางเซนติเมตร) ก็จะได้น้ำฝนในหน่วยเซนติเมตร แต่การวัดด้วยวิธีนี้จะมีข้อผิดพลาดมาก

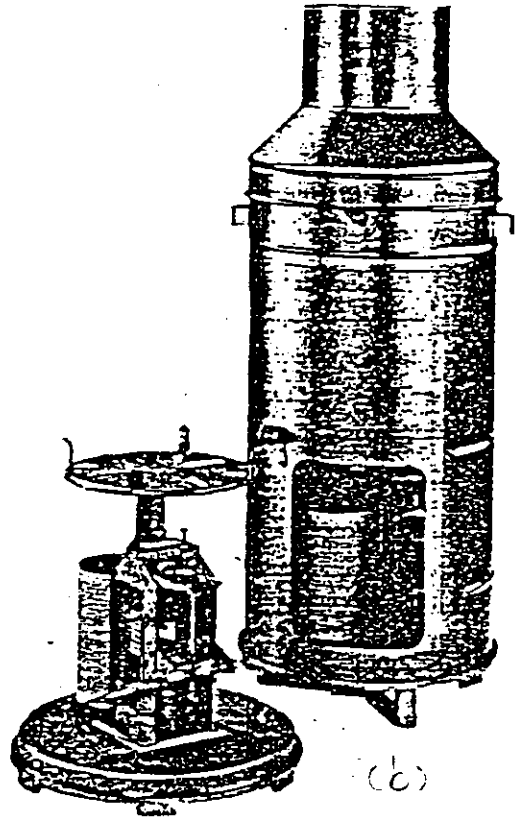
ไม้บรรทัดหยั่งต้องมีสเกลบอกความลึกที่มีความสัมพันธ์กับพื้นที่รับน้ำฝนที่ปากถึง เราจึงสามารถวัดปริมาณน้ำฝนมาได้โดยตรงโดยไม่ต้องมีการเปลี่ยนแปลงภายหลัง หรือถ้าเราสร้างให้ภาชนะรองรับน้ำฝนภายในถึงมีพื้นที่หน้าตัดเป็น $1/10$ เท่าของพื้นที่รับน้ำฝนที่ปากถึง เมื่อเราใช้บรรทัดหยั่งที่มีสเกลปกติวัดปริมาณน้ำฝนในภาชนะรองรับได้ 10 มิลลิเมตร จะเป็นปริมาณน้ำฝนที่ตกจริง 1 มิลลิเมตร

3.4.3 เครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ

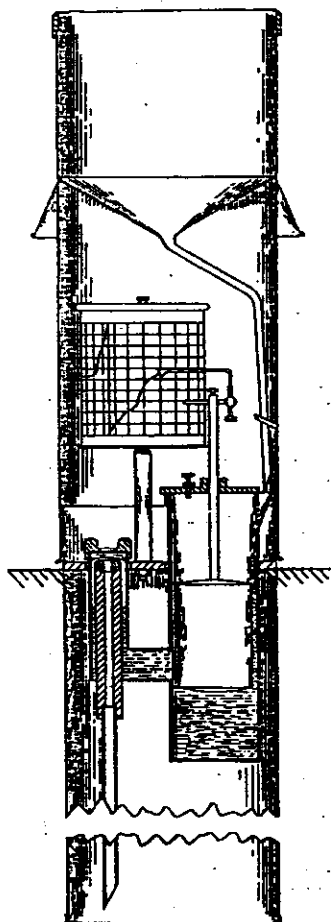
ส่วนใหญ่บันทึกน้ำฝนตลอดเวลาลงบนกระดาษกราฟซึ่งหมุนตามลานนาฬิกา กระดาษกราฟอาจจะมีการเปลี่ยนทุกๆ วัน สำหรับสถานที่ที่เดินทางเข้าไปลำบากหรือในป่า อาจทำการปรับลานนาฬิกาใหม่เพื่อให้เดินครบทุกๆ 1 สัปดาห์ หรือทุกๆ 1 เดือน หรือตามช่วงเวลาที่ต้องการ จากข้อมูลบนกระดาษกราฟเราสามารถจะทราบช่วงเวลาที่ฝนตก (Duration) และความแรงของฝนได้ (Intensity) ปริมาณน้ำฝนทั้งหมดอ่านได้จากกราฟ และปริมาณน้ำฝนประจำวันจากเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติควรจะมีการตรวจสอบกับปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากเครื่อง



(a)



(b)



(c)

รูปที่ 3.3 เครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ

(a) แบบถ้วยกระดาษ

(b) แบบชั่งน้ำหนัก

(c) แบบไซฟอน

วัดน้ำฝนแบบธรรมดาที่ตั้งอยู่ในสถานีเดียวกันหรืออยู่ใกล้กัน แบบที่ใช้กันอยู่ทั่วไปมีอยู่สามแบบ คือ แบบไซฟอน (Syphon) แบบถ้วยกระดก (Tipping Bucket) และแบบชั่งน้ำหนัก (Weighing Type)

แบบไซฟอน แบบนี้ใช้หลักการของกาลักน้ำ ในรูปที่ 3.3 (c) จะมีลูกลอยบรรจุอยู่ในช่อง ที่ลูกลอยจะมีก้านต่อไปยังกระดาษกราฟ ตรงปลายโลหะเป็นปากกาพร้อมหมึก สามารถขีดขึ้นลงได้บนกระดาษกราฟ เมื่อฝนตกลงลอยจะลอยขึ้น ทำให้ปากกาขีดลงบนกระดาษกราฟสูงขึ้น กระดาษบันทึกมีความกว้างสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนที่ตก 10 มิลลิเมตร หรือ 20 มิลลิเมตร ในบางเครื่องเมื่อปริมาณน้ำฝนตกได้ปริมาณ 10 มิลลิเมตร หรือ 20 มิลลิเมตร น้ำฝนจะถูกระบายทิ้งจากช่องโดยวิธีกาลักน้ำ ปลายปากกาจะตกลงมาอยู่ที่ตำแหน่งศูนย์ และเริ่มบันทึกใหม่ อาการของไซฟอนตั้งแต่เริ่มจนจบไม่ควรเกิน 20 วินาที

แบบถ้วยกระดก ภายในถังเป็นถ้วยรองรับน้ำฝนทำไว้เป็น 2 ส่วนเท่าๆ กัน มีจุดหมุนอยู่ตรงกลางทำให้ทั้งหมดลักษณะเหมือนตาชั่ง รูปที่ 3.3 (a) เมื่อฝนตกลงมาได้ปริมาณที่กำหนด (โดยปกติใช้ 0.2 มิลลิเมตร) ถ้วยที่รองรับน้ำฝนอยู่จะกระดกเพื่อระบายน้ำทิ้ง ในขณะที่อีกถ้วยหนึ่งเข้ามารับน้ำแทนที่สลับกันไปมาเช่นนี้ตลอดเวลาที่มีฝนตก การระบายน้ำทิ้งของถ้วยจะส่งอากาศผ่านกลไกต่างๆ ไปถึงปากกา ซึ่งจะบันทึกค่าของน้ำฝนเป็นจังหวะทุกๆ 0.2 มิลลิเมตร ลงบนกระดาษกราฟ บางเครื่องการบันทึกของปากกาจะทำงานโดยใช้ไฟฟ้า เมื่อสุดสเกลของกราฟ ปลายปากกาจะมาเริ่มต้นที่ศูนย์ใหม่

แบบชั่งน้ำหนัก ประกอบด้วยถังรองรับน้ำฝนที่ตั้งอยู่บนตาชั่ง เมื่อฝนไหลลงสู่ถังน้ำหนักถังก็จะเพิ่มขึ้น ระบบสปริงหรือระบบสมดุลย์ของน้ำหนักจะส่งอาการไปยังปลายปากกาที่สัมผัสอยู่บนกระดาษกราฟ โดยปกติเครื่องวัดน้ำฝนแบบนี้จะไม่มีระบบระบายน้ำฝนออกโดยอัตโนมัติเมื่อน้ำฝนเต็มถึงที่รองรับ แต่จะออกแบบให้จดบันทึกได้ทั้งทางขึ้นและทางลงได้ถึง 4 ครั้ง เพื่อเป็นการป้องกันการระเหยของน้ำจากถังให้ลดน้อยลง จะเติมน้ำมันลงไปในถังซึ่งทำให้เกิดฝ้าบนผิวน้ำ รูปที่ 3.3 (b) แสดงเครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก

นอกจากนี้ยังสามารถใช้เรดาร์ในการวัดปริมาณน้ำฝน โดยอาศัยความร่วมมือของสถานีวัดน้ำฝนที่มีอยู่แล้วตามโครงข่ายที่กำหนดไว้ด้วย

3.5 จำนวนและการกระจายของเครื่องวัดน้ำฝน

จำนวนของเครื่องวัดที่ใช้หาความลึกเฉลี่ยของน้ำฝนในพื้นที่ลุ่มน้ำ ที่พิจารณาขึ้นอยู่กับ (1) ขนาดของพื้นที่ (2) ชนิดของพายุฝนที่เกิด (3) รูปแบบของน้ำจากอากาศ (4) ลักษณะภูมิประเทศ (5) วัตถุประสงค์ (6) ฤดูกาล ในพื้นที่ที่มี Cyclonic Precipitation เกิดขึ้นบ่อยๆ โดยทั่วไปน้ำฝนจะมีความแรง (Intensity) ต่ำ และแผ่กระจายไปเป็นบริเวณกว้าง การกระจายของเครื่องวัดไม่จำเป็นต้องหนาแน่นมาก แต่ในพื้นที่ที่มี Convective Precipitation เกิด

ขึ้นเป็นส่วนใหญ่ ลักษณะทั่วไปมีอายุฝนฟ้าคะนอง ความแรงของฝนสูง และมีการแผ่กระจายของน้ำฝนไม่สม่ำเสมอ การกระจายของเครื่องวัดต้องมีความหนาแน่น คือ มีจำนวนเครื่องวัดมากและกระจัดกระจายทั่วทั้งพื้นที่ ในพื้นที่ที่เป็นภูเขาจะมี Orographic Precipitation เกิดขึ้นเป็นส่วนใหญ่ จึงจำเป็นต้องมีสถานีวัดน้ำฝนมากกว่าในพื้นที่ราบ

วัตถุประสงค์ก็เป็นตัวการหนึ่งที่สำคัญในการกำหนดจำนวนเครื่องวัดเช่น ในพื้นที่ลุ่มน้ำที่ต้องการศึกษาลักษณะของพายุลูกต่อลูก ต้องติดตั้งเครื่องวัดน้ำฝนมากกว่าในพื้นที่ที่ศึกษาเกี่ยวกับ Water Yield ประจำปีหรือประจำฤดู

ตารางต่อไปนี้จะแสดงจำนวนของเครื่องวัดตามขนาดของพื้นที่เท่านั้น ฉะนั้นจำนวนสถานีที่จะติดตั้งอาจต้องนำองค์ประกอบอื่นๆ มาพิจารณาเพิ่มเติมอีก

ขนาดของพื้นที่, ตร.กม.	จำนวนเครื่องวัด
0.16	2
0.40	3
2.43	4
13	10
26	15
52	20
130	30
260	50
777	100
2590	300

ในทางปฏิบัติ การกระจายของเครื่องวัดทั่วพื้นที่ กระทำได้ยากเพราะพื้นที่บางแห่งตั้งอยู่ในถิ่นทุรกันดารหรือป่าทึบ การเข้าไปเก็บข้อมูลน้ำฝนทำได้ลำบาก ควรวางแผนกำหนดที่ตั้งของเครื่องลงบนแผนที่ พยายามเลือกพื้นที่ที่เข้าไปเก็บข้อมูลได้สะดวก และไม่ไปรบกวนต่อการใช้พื้นที่ตามปกติ บางสถานีอาจต้องตั้งภายนอกขอบเขตของพื้นที่ลุ่มน้ำ เพื่อความถูกต้องในการลากเส้น Isohyet ด้วย

3.6 Mass Curve

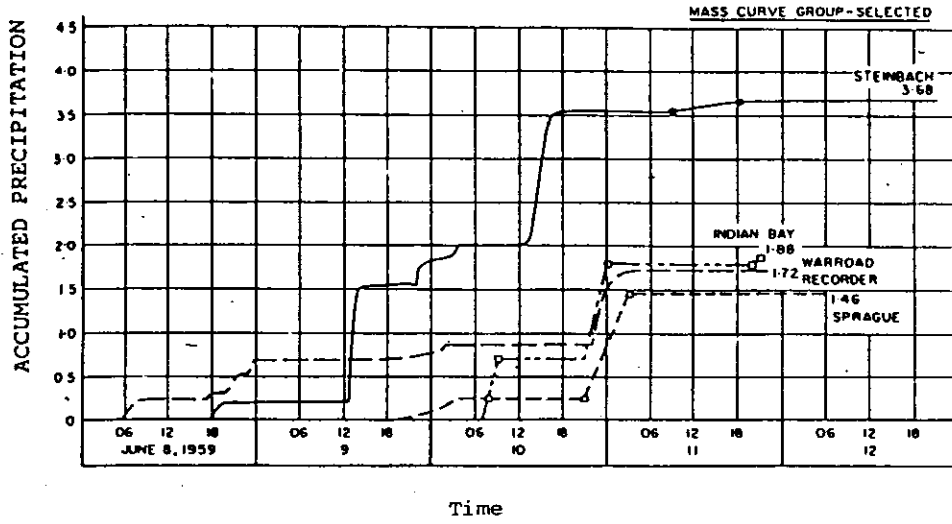
ในการวิเคราะห์ข้อมูลน้ำฝน นอกจากความลึกของน้ำฝนแล้ว ในบางครั้งจำเป็นต้องทราบค่าของความแรงและช่วงเวลาที่ฝนตก (Intensity) และ Duration) ความแรงของฝนมีค่าไม่เท่ากันตลอดช่วงเวลาที่ฝนตก ทั้งความแรงและช่วงเวลาที่ฝนตก เราสามารถพิจารณาได้จาก Mass Curve

Mass Curve เป็นกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนสะสมกับเวลาดังแสดงในรูปที่ 3.4 จาก Mass Curve เราสามารถจะทราบความแรงของฝนตลอดช่วงเวลาที่ฝนตก ช่วงที่เส้นกราฟมีความลาดชัน แสดงว่ามีความแรงของฝนมาก ในทางตรงข้ามถ้าความลาดเทน้อย แสดงว่าความแรงของฝนต่ำ หรือถ้าเส้นกราฟอยู่ในแนวราบแสดงว่าช่วงนั้นฝนหยุดตก เพราะว่าปริมาณน้ำฝนบนกราฟไม่เพิ่มขึ้น ถ้าสร้าง Mass Curve ที่เกิดจากพายุลูกเดียวกันของหลายสถานีลงบนกระดาษกราฟเดียวกัน เราสามารถจะทราบทิศทางเคลื่อนที่ของพายุลูกนั้นได้

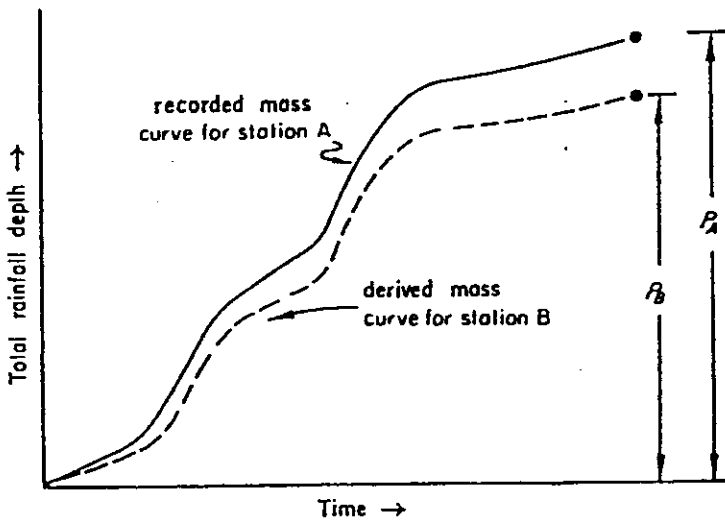
โดยปกติเราจะทำการสร้าง Mass Curve จากข้อมูลน้ำฝนของสถานีที่มีเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ แต่อย่างไรก็ดี เครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติในพื้นที่อาจมีจำนวนน้อย จำเป็นต้องทำการสร้าง Mass Curve จากเครื่องวัดน้ำฝนแบบไม่อัตโนมัติ ในรูปที่ 3.5 สมมติเส้นทึบเป็น Mass Curve ที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติของสถานี A ทำการวัดปริมาณน้ำฝนทั้งหมดของสถานี B ที่มีเครื่องวัดน้ำฝนแบบไม่อัตโนมัติไว้ และทำการกำหนดปริมาณน้ำฝนทั้งหมดของสถานี B เป็นจุดลงบนกระดาษกราฟเดียวกัน ถ้าสองสถานีได้รับอิทธิพลของพายุฝนลูกเดียวกันมีลักษณะทางภูมิประเทศและอุทกวิทยาคล้ายกัน และอยู่ในบริเวณเดียวกัน เราสามารถสร้าง Mass Curve ของสถานี B โดยใช้ลักษณะ Mass Curve ของสถานี A เป็นหลักได้ ดังแสดงในรูปที่ 3.5

ตารางที่ 3.1 เป็นข้อมูลของน้ำฝนทุก 5 นาที ของสถานีแห่งหนึ่งที่มีเครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ รูปที่ 3.6 (a) เป็น Hyetograph ของความลึกน้ำฝนทุก 5 นาทีกับเวลา โดยการรวมสะสมของฝนจากตารางที่ 3.1 สามารถสร้าง Mass Curve ของฝนได้ดังแสดงในรูปที่ 3.6 (b)

จากการวิเคราะห์ค่าสะสมเคลื่อนที่ (Running Total) ตามช่วงเวลาที่กำหนดสามารถหาค่าความแรงของฝน (ความลึกต่อเวลา) ได้เช่น ช่วงเวลา 30 นาที ที่มีปริมาณน้ำฝนสูงสุด ซึ่งเท่ากับ 3.07 นิ้ว เกิดขึ้นระหว่างนาที 55-85 คำนวณเป็นความแรงของฝนได้เท่ากับ 6.14 นิ้วต่อชั่วโมง ในทำนองเดียวกันถ้าพิจารณาช่วงเวลา 1 ชั่วโมง จะได้ความแรงเฉลี่ยสูงสุดเท่ากับ 5.56 นิ้วต่อชั่วโมง และช่วงเวลา 2 ชั่วโมงจะได้ 4.10 ต่อชั่วโมง (8.20 นิ้วต่อ 2 ชั่วโมง) การวิเคราะห์นี้ทำให้ทราบถึงความรุนแรงของฝนแต่ละลูก และใช้เปรียบเทียบกับฝนลูกอื่นที่เคยเกิดขึ้นในพื้นที่นั้น และข้อมูลที่ได้อาจใช้ประโยชน์ในการออกแบบอาคารบังค้ำน้ำ



รูปที่ 3.4 ตัวอย่าง Mass Curve ของน้ำฝน



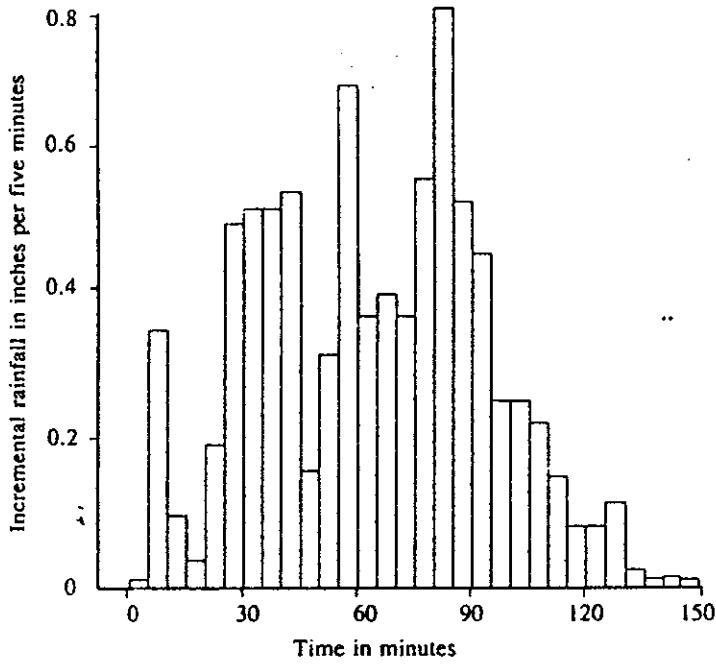
รูปที่ 3.5 การสร้าง Mass Curve จากข้อมูลของสถานีวัดที่มีเครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดา

ตารางที่ 3.1 Computation of rainfall depth and intensity at a point

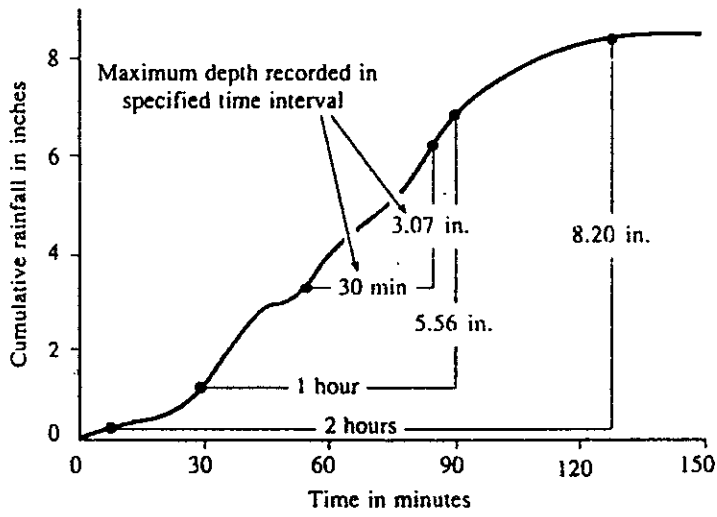
Time (min)	Rainfall (in)	Cumulative rainfall	Running Totals		
			30 min	1 h	2 h
0		0.00			
5	0.02	0.02			
10	0.34	0.36			
15	0.10	0.46			
20	0.04	0.50			
25	0.19	0.69			
30	0.48	1.17	1.17		
35	0.50	1.67	1.65		
40	0.50	2.17	1.81		
45	0.51	2.68	2.22		
50	0.16	2.84	2.34		
55	0.31	3.15	2.46		
60	0.66	3.81	2.64	3.81	
65	0.36	4.17	2.50	4.15	
70	0.39	4.56	2.39	4.20	
75	0.36	4.92	2.24	4.46	
80	0.54	5.46	2.62	4.96	
85	0.76	6.22	3.07	5.53	
90	0.51	6.73	2.92	5.56	
95	0.44	7.17	3.00	5.50	
100	0.25	7.42	2.86	5.25	
105	0.25	7.67	2.75	4.99	
110	0.22	7.89	2.43	5.05	
115	0.15	8.04	1.82	4.89	
120	0.09	8.13	1.40	4.32	8.13
125	0.09	8.22	1.05	4.05	8.20
130	0.12	8.34	0.92	3.78	7.98
135	0.03	8.37	0.70	3.45	7.91
140	0.01	8.38	0.49	2.92	7.88
145	0.02	8.40	0.36	2.18	7.71
150	0.01	8.41	0.28	1.68	7.24
Max. depth	0.76		3.07	5.56	8.20
Max. intensity (in/h)	9.12		6.14	5.56	4.10

3.7 ความลึกเฉลี่ยของน้ำฝน (Equivalent Uniform Depth)

เนื่องจากการกระจายของน้ำฝนจากพายุลูกใดลูกหนึ่งจะไม่สม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่ และในการนำปริมาณน้ำฝนไปใช้ประโยชน์ในด้านวิศวกรรมแหล่งน้ำหรือวิศวกรรมชลประทาน ก็ไม่ได้พิจารณาปริมาณน้ำฝนเพียงจุดใดจุดหนึ่งโดยเฉพาะ แต่จะต้องใช้ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยในบริเวณพื้นที่ที่ต้องการทราบ การหาความลึกเฉลี่ยของฝนสามารถหาได้จากวิธีที่จะกล่าวต่อไปนี้



(a)



(b)

รูปที่ 3.6 Hyetograph และ Mass Curve ของข้อมูลน้ำฝนจากตารางที่ 3.1

3.7.1 วิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิต (Arithmetic Mean Method)

วิธีนี้เป็นวิธีที่ง่ายที่สุด เหมาะสำหรับพื้นที่ที่ค่อนข้างราบหรือราบ และการกระจายของสถานีน้ำฝนมีความสม่ำเสมอทั้งทั้งลุ่มน้ำ จะทำการเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนจากสถานีวัดน้ำฝนภายในพื้นที่โดยใช้สมการต่อไปนี้

$$\bar{R} = \frac{1}{n}(R_1 + R_2 + R_3 + \dots + R_n) \quad (3.1)$$

เมื่อ \bar{R} = ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยทั่วทั้งพื้นที่
 $R_1, R_2, R_3, \dots, R_n$ = ปริมาณน้ำฝนของแต่ละสถานีในพื้นที่ลุ่มน้ำ
 n = จำนวนของสถานีวัดน้ำฝนทั้งหมด

3.7.2 วิธีของธิเอสเซน (Thiessen Polygon Method)

วิธีนี้ให้ความถูกต้องแน่นอนดีกว่าวิธีเฉลี่ยแบบเลขคณิต จะเหมาะสำหรับพื้นที่ที่ค่อนข้างราบและการกระจายของสถานีวัดน้ำฝนไม่สม่ำเสมอ เป็นวิธีคำนวณหาค่าเฉลี่ยของฝนโดยคำนึงถึงปริมาณน้ำฝนของสถานีวัดต่อพื้นที่ของสถานีที่ครอบคลุม โดยใช้สูตรดังต่อไปนี้

$$\bar{R} = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (3.2)$$

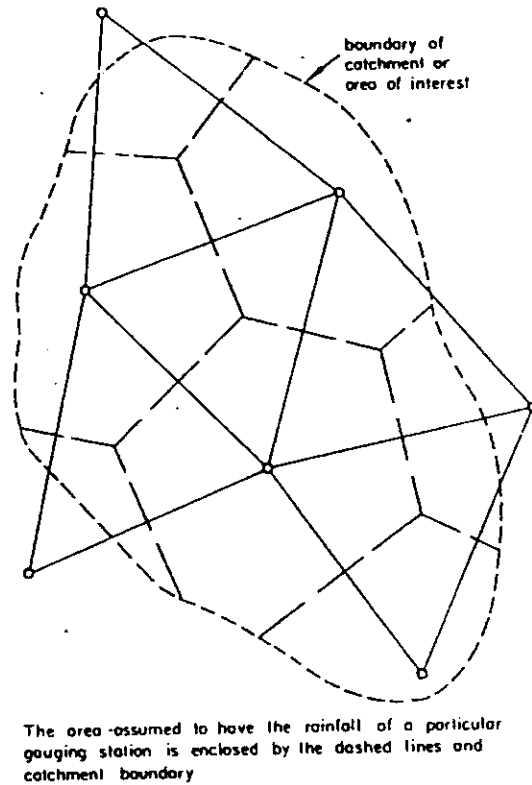
$$= \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A}$$

$$= W_1 R_1 + W_2 R_2 + \dots + W_n R_n \quad (3.3)$$

เมื่อ \bar{R} = ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยทั่วทั้งพื้นที่
 R_1, R_2, \dots, R_n = ปริมาณน้ำฝนที่วัดได้ของแต่ละสถานี
 A_1, A_2, \dots, A_n = พื้นที่ที่อยู่ภายใต้อิทธิพลของสถานีวัดน้ำฝนแต่ละสถานี เป็นพื้นที่ภายในของรูปหลายเหลี่ยม

$$A = A_1 + A_2 + \dots + A_n$$

$$W_1, W_2, \dots, W_n = \frac{A_1}{A}, \frac{A_2}{A}, \dots, \frac{A_n}{A} = \text{weighted factor}$$



รูปที่ 3.7 การสร้างรูปหลายเหลี่ยมแบบทิสเซน

วิธีสร้างรูปหลายเหลี่ยมทำดังนี้

1. กำหนดสถานที่ตั้งของสถานีวัดน้ำฝนทั้งในพื้นที่ลุ่มน้ำและนอกพื้นที่ลุ่มน้ำลงบนแผนที่ตามพิกัด
2. ลากเส้นโยงระหว่างสถานีที่ใกล้กัน สร้างเป็นรูปสามเหลี่ยมต่อเนื่องกันไป ดังแสดงในรูปที่ 3.7
3. ลากเส้นแบ่งครึ่งและตั้งฉากกับด้านทั้งสามของสามเหลี่ยมทุกรูป เส้นตรงเหล่านี้จะทำให้เกิดรูปหลายเหลี่ยมขึ้น
4. วัดพื้นที่ของรูปหลายเหลี่ยมแต่ละรูปที่อยู่ในพื้นที่ลุ่มน้ำจะวัดโดยใช้ Planimeter หรือใช้วิธีอื่นก็ได้

จากรูปที่ 3.7 จะเห็นว่าสถานีวัดน้ำฝนที่อยู่นอกบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำอาจจะมีอิทธิพลต่อปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยในบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำหรือพื้นที่ที่ต้องการพิจารณาด้วย อย่างไรก็ตามที่ตั้งของสถานีวัดน้ำฝนและการเลือกระดับจะมีผลต่อความถูกต้อง ถ้ามีสถานีใดสถานีหนึ่งถูกตัดออกไปหรือมีการเปลี่ยนแปลงสถานี จะต้องมีการสร้างรูปหลายเหลี่ยมขึ้นใหม่

3.7.3 วิธีเขียนเส้นชั้นน้ำฝน (Isohyetal Line Method)

วิธีนี้เป็นวิธีที่ให้ความถูกต้องแม่นยำมากกว่าสองวิธีที่กล่าวมา เหมาะสำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีสถานีวัดน้ำฝนกระจายอยู่อย่างหนาแน่น และมีลักษณะเป็นที่ราบสูงหรือมีภูเขา เส้นชั้นน้ำฝนเป็นเส้นที่ลากผ่านจุดที่มีความลึกของน้ำฝนเท่ากัน สถานที่ตั้งของสถานีวัดจะถูกกำหนดลงในแผนที่ ต่อไปก็เขียนความลึกของน้ำฝนของแต่ละสถานีกำกับไว้ สถานีวัดน้ำฝนควรต้องพิจารณาทั้งสถานีภายในและภายนอกพื้นที่ลุ่มน้ำเพื่อจะได้ทราบทิศทางของเส้นชั้นความลึกของฝนได้อย่างแน่นอนยิ่งขึ้น แผนที่ที่จะนำมาใช้ควรมีเส้นชั้นแสดงระดับของภูมิประเทศ ลักษณะภูมิประเทศ ทิศทางลม แม่น้ำสายใหญ่ๆ ฯลฯ เพื่อใช้ประกอบการลากเส้นชั้นความลึกของน้ำฝน วิธีการสร้างเส้นชั้นความลึกของน้ำฝนคล้ายกับวิธีการสร้างเส้นชั้นแสดงระดับของภูมิประเทศ (Contour) การเขียนเส้นชั้นความลึกของน้ำฝนได้ถูกต้องมากน้อยเพียงใดขึ้นอยู่กับประสบการณ์และความชำนาญของผู้เขียนแต่ละคน

ปริมาณความลึกเฉลี่ยของฝนทั่วทั้งพื้นที่หาได้โดยสูตรต่อไปนี้ (ดูรูป 3.8

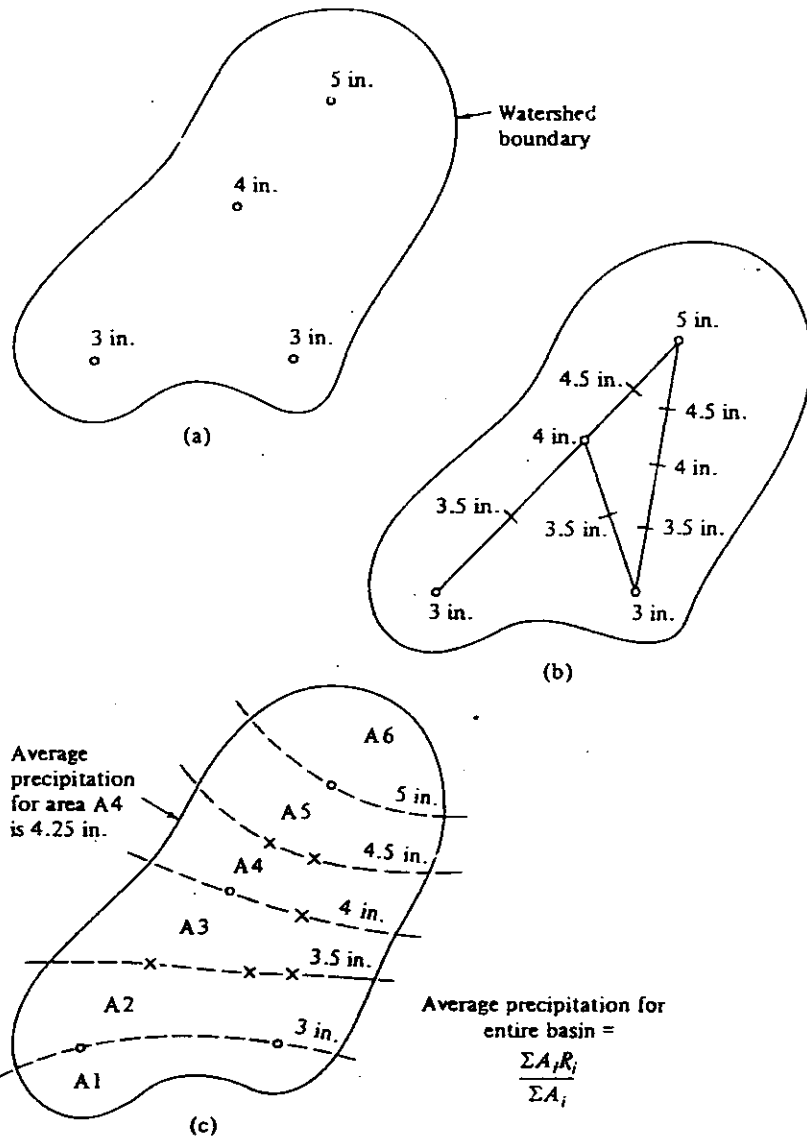
ประกอบ)

$$\bar{R} = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (3.4)$$

เมื่อ

$$\begin{aligned} \bar{R} &= \text{ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยทั่วทั้งพื้นที่} \\ A_1, A_2, \dots, A_n &= \text{พื้นที่ระหว่างเส้นชั้นน้ำฝน} \\ R_1, R_2, \dots, R_n &= \text{ค่าเฉลี่ยของความลึกของฝนระหว่างเส้นชั้นความลึก} \\ &\quad \text{น้ำฝน} \end{aligned}$$

วิธีนี้สามารถใช้หาความสัมพันธ์ระหว่างความลึกเฉลี่ยของฝนกับขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำได้ ข้อเสียคือเส้นชั้นความลึกของฝนจะมีการเปลี่ยนแปลง หรือต้องทำการสร้างขึ้นใหม่อยู่เสมอไม่ว่าโครงข่ายของสถานีวัดน้ำฝนจะคงเดิมหรือเปลี่ยนแปลงไปก็ตาม เพราะว่าเส้นชั้นความลึกของฝนขึ้นอยู่กับลักษณะของพายุฝน



รูปที่ 3.8 การสร้างเส้นชั้นน้ำฝน (Isohyets)

ตัวอย่างที่ 3.1 พื้นที่ลุ่มน้ำแห่งหนึ่งดังแสดงในรูปที่ 3.9 ปริมาณน้ำฝนประจำปีของแต่ละสถานี วัดน้ำฝนที่อยู่ทั้งภายในและภายนอกพื้นที่ลุ่มน้ำได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.9 จากข้อมูลเหล่านี้ได้ทำการสร้างรูปหลายเหลี่ยมของริเอสเซนและเส้นชั้นความลึกของฝน

- 1) จงหาความลึกเฉลี่ยของน้ำฝนทั่วทั้งพื้นที่ด้วยวิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิต วิธีของริเอสเซนและวิธีเส้นชั้นน้ำฝน
- 2) เขียนกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความลึกเฉลี่ยของฝน และขนาดของพื้นที่

วิธีทำ

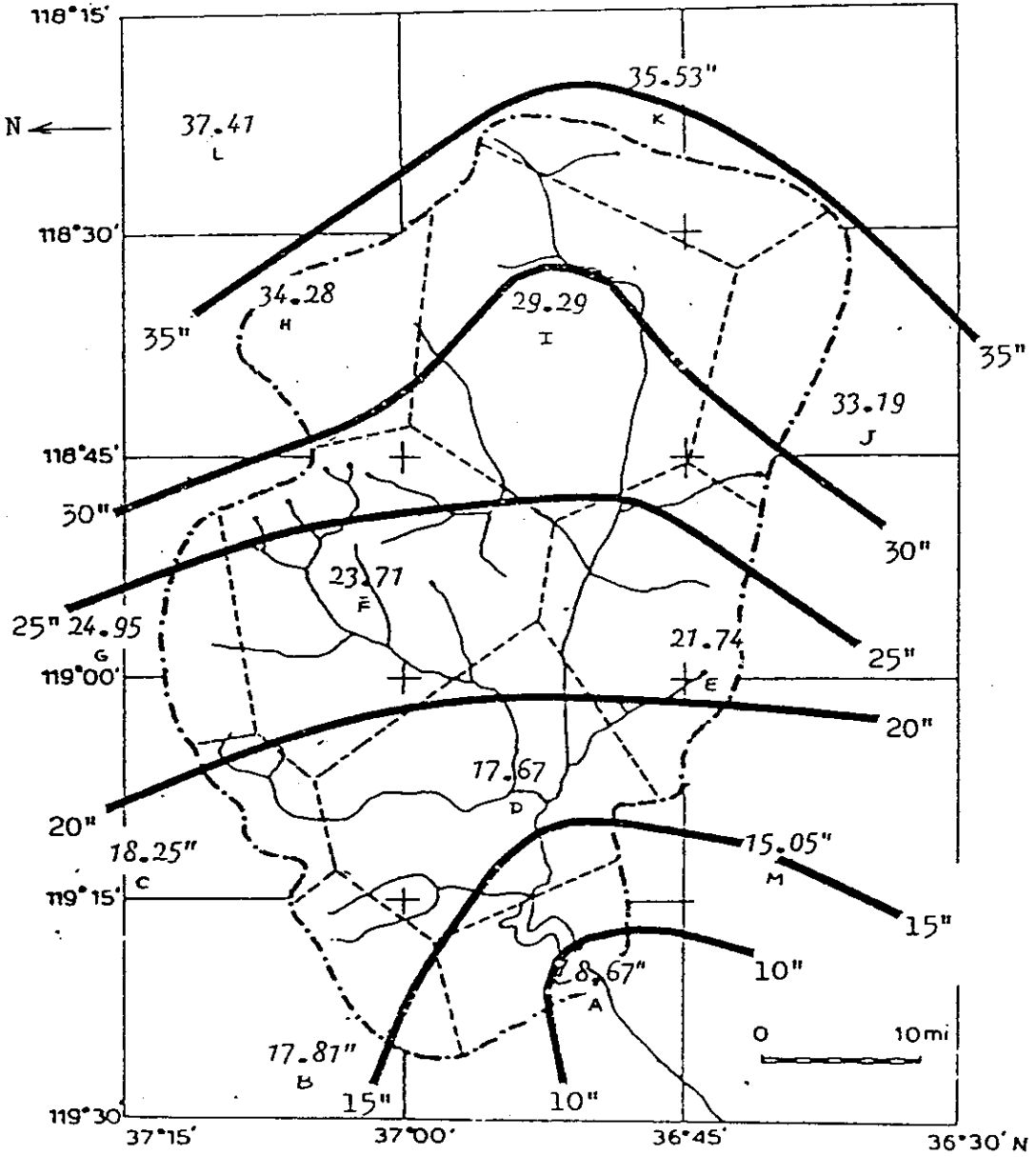
วิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิต

สถานีในพื้นที่ลุ่มน้ำ	น้ำฝนประจำปี, นิ้ว
H	34.28
I	29.29
F	23.71
E	21.74
D	17.67
A	<u>8.6</u>
รวม	<u><u>135.36</u></u>

$$\text{ความลึกเฉลี่ย} = \frac{135.36}{6}$$

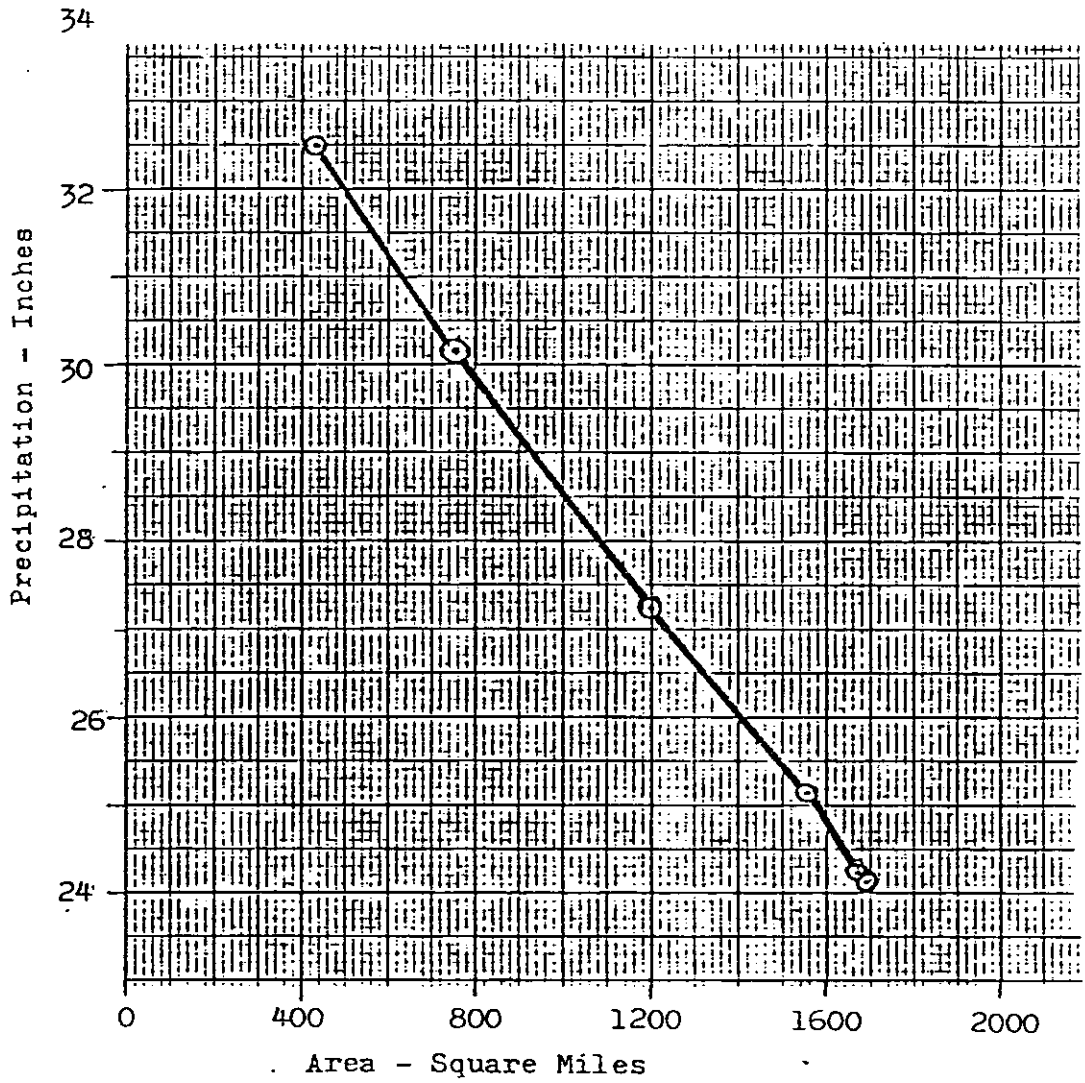
$$= 22.56 \text{ นิ้ว}$$

ตอบ



รูปที่ 3.9 แผนที่แสดงสถานีวัดน้ำฝนรวมทั้งปริมาณน้ำฝน

DEPTH-AREA CURVE ANNUAL PRECIPITATION



รูปที่ 3.10 กราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความลึกของฝนและขนาดของพื้นที่

วิธีของริเอสเซน

สถานีวัด	ปริมาณน้ำฝน, นิ้ว	พื้นที่ภายในรูปหลายเหลี่ยม, ตร.ไมล์	เปอร์เซ็นต์ของพื้นที่	ปริมาณน้ำฝนตามสัดส่วนของพื้นที่
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
A	8.67	90	5.4	0.47
D	17.67	249	14.7	2.60
E	21.74	186	11.0	2.40
B	17.81	72	4.2	0.76
C	18.25	33	2.0	0.36
F	23.71	320	19.0	4.50
G	24.95	62	3.7	0.92
H	34.28	115	6.8	2.33
J	33.19	115	6.8	2.26
K	35.53	96	5.7	2.01
I	29.29	349	20.7	6.06
		1,687	100	24.67

หมายเหตุ (4) = (3)×100/1,687 และ (5) = (2)×(4)/100
 ความลึกเฉลี่ยของน้ำฝน (EUD) = 24.67 นิ้ว

ตอบ

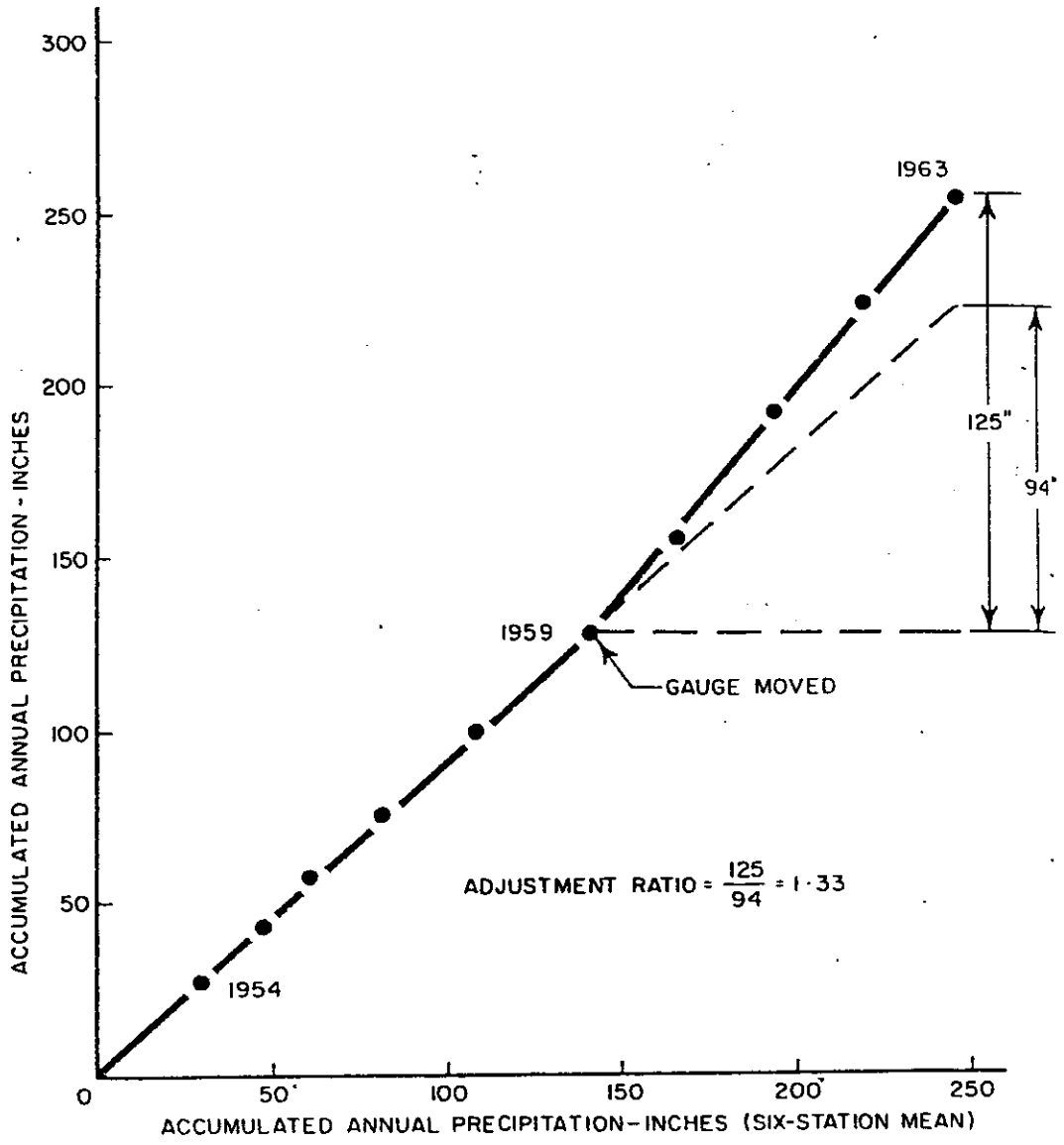
วิธีเขียนเส้นชั้นน้ำฝน ได้แสดงวิธีคำนวณไว้ในตารางที่ 3.2

3.8 การวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงและความกลมกลืนของข้อมูล

(Analysis of Inconsistency and Homogeneity)

ในการนำข้อมูลของน้ำฝนไปใช้ประโยชน์ ส่วนใหญ่ต้องการข้อมูลในช่วงยาวๆ เช่นประมาณ 30 ปี จะทำให้ผลที่ได้จากการวิเคราะห์มีความเชื่อถือมากยิ่งขึ้น โดยทั่วไปข้อมูลน้ำฝนในช่วงระยะเวลายาวๆ จากหลายสถานีหรือสถานีเดียวก็ตาม จะมีการเปลี่ยนแปลงเกิดขึ้น เนื่องจากการเปลี่ยนเครื่องวัดน้ำฝน การเปลี่ยนแปลงวิธีการเก็บข้อมูล การเปลี่ยนแปลงที่ตั้งของเครื่องวัด การเปลี่ยนแปลงของสภาพแวดล้อมรอบสถานีวัดเช่น การเจริญเติบโตของต้นไม้ การสร้างตึกหรืออาคารเพิ่มขึ้น สิ่งเหล่านี้ล้วนแต่มีผลกระทบต่อความกลมกลืนของข้อมูล การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวอาจจะทำการตรวจสอบได้จากประวัติของสถานี และทำการวิเคราะห์ด้วย Double-Mass Curve เพื่อทำการปรับข้อมูล

Double-Mass Curve เป็นกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนสะสมของสถานีที่ถูกตรวจสอบกับค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนสะสมของกลุ่มของสถานีที่อยู่ใกล้เคียง ดังแสดงในรูปที่ 3.11



รูปที่ 3.11 Double Mass Curve

ตารางที่ 3.2 แสดงการคำนวณหาความลึกเฉลี่ยของฝน โดยวิธีเขียนเส้นชั้นน้ำฝน

เส้นชั้น น้ำฝน, นิ้ว	พื้นที่ภายใน เส้นชั้นน้ำฝน, ตร.ไมล์	พื้นที่ระหว่าง เส้นชั้นน้ำฝน, ตร.ไมล์	ปริมาณน้ำฝน เฉลี่ยระหว่าง เส้นชั้นน้ำฝน, นิ้ว	ปริมาตรของน้ำฝน นิ้ว-ตร.ไมล์		ความลึกเฉลี่ย ภายในเส้นชั้น น้ำฝน, นิ้ว
				ระหว่างเส้น ชั้นน้ำฝน	สะสมภายใน เส้นชั้นน้ำฝน	
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
30	426	426	32.5	13845	13845	32.5
25	742	316	27.0	8532	22377	30.16
20	1200	458	22.5	10305	32682	27.24
15	1557	357	18.0	6426	39108	25.12
10	1673	116	13.0	1508	40616	24.28
< 10"	1687	14	9.0	126	40742	24.15
ความลึกเฉลี่ยของน้ำฝน (EUD)						24.15

หมายเหตุ

1. (3) = Δ (2) และ (4) ได้จากการประมาณ
2. (5) = (3)×(4) และ (6) = ผลรวมของ (5)
3. (7) = (6)/(2)
4. นำ (2) และ (7) ไปเขียนกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความลึกเฉลี่ยของฝนกับขนาดของพื้นที่ ดังแสดงในรูปที่ 3.10

จากรูปที่ 3.11 มีการเปลี่ยนแปลงความลาดเทของเส้นกราฟที่ ปี ค.ศ. 1959 เมื่อตรวจสอบจากประวัติของสถานีพบว่าในปี ค.ศ. 1959 มีการย้ายสถานีวัดน้ำฝนเพราะต้องการสภาพโล่งแจ้งที่ดีกว่า ดังนั้นจะต้องมีการปรับข้อมูลก่อนปี 1959 ให้เข้ากับข้อมูลหลังปี 1959 โดยการคูณข้อมูลก่อนปี 1959 ด้วยอัตราส่วนปรับแก้ (Adjustment ratio) ในรูปที่ 3.11 อัตราส่วนปรับแก้มีค่าเท่ากับ 1.33

การเปลี่ยนแปลงของความลาดเทของเส้นกราฟต้องเห็นได้ชัด หรือสามารถตรวจสอบจากประวัติของสถานีได้ว่ามีการเปลี่ยนแปลงจริง การเปลี่ยนแปลงตามธรรมชาติของสภาพอุทกวิทยาจะไม่ทำให้ความลาดเทเปลี่ยนไปเพราะทุกสถานีได้รับผลกระทบกระเทือนเหมือนกัน

3.9 การประมาณค่าของข้อมูลที่ขาดหายไป (Estimating of Missing Data)

ข้อมูลที่ขาดหายไปอาจเป็นเพราะเจ้าหน้าที่ไม่สามารถไปเก็บข้อมูลได้ เนื่องจากป่วยหรือสาเหตุอื่นๆ หรือเครื่องวัดน้ำฝนเสีย ก่อนที่จะนำข้อมูลไปใช้ในการวิเคราะห์ จึงจำเป็นต้องประมาณค่าของข้อมูลที่ขาดหายไป การประมาณค่าของข้อมูลอาจจะใช้วิธีเขียน เส้นชั้นน้ำฝน วิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิต หรือวิธีอัตราส่วนปกติ (Normal ratio method)

วิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิตและวิธีอัตราส่วนปกติ พิจารณาจากข้อมูลของสามสถานี โดยรอบ และใกล้สถานีที่ข้อมูลขาดหายไป ทั้งสามสถานีที่ถูกลำมาร่วมพิจารณาเรียกสถานี ครรชนี (Index station) ถ้าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติ (Normal annual rainfall) ของสถานี ครรชนีต่างกับปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานีที่ข้อมูลขาดหายไปเกิน 10 เปอร์เซ็นต์ ทำการประมาณค่าของข้อมูลโดยวิธีอัตราส่วนปกติ โดยใช้สมการต่อไปนี้

$$P_x = \frac{1}{3} \left(\frac{N_x}{N_a} \cdot P_a + \frac{N_x}{N_b} \cdot P_b + \frac{N_x}{N_c} \cdot P_c \right) \quad (3.5)$$

ถ้าผลต่างดังกล่าวไม่เกิน 10 เปอร์เซ็นต์ ใช้วิธีเฉลี่ยโดยเลขคณิตจากสมการต่อไปนี้

$$P_x = \frac{1}{3} (P_a + P_b + P_c)$$

เมื่อ

P_x = ค่าของปริมาณน้ำฝนที่ขาดหายไปของสถานี x

P_a, P_b, P_c = ค่าปริมาณน้ำฝนของสถานีครรชนี a, b และ c

N_x = ค่าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานี x

N_a, N_b, N_c = ค่าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานี a, b และ c

ตัวอย่างที่ 3.2 สถานีวัดน้ำฝน x มีข้อมูลน้ำฝนเดือนมกราคมขาดหายไป ในขณะที่เดียวกันพายุฝนลูกเดียวกันทำให้เกิดปริมาณน้ำในในเดือนมกราคมของสถานี a, b และ c เท่ากับ 13.5, 11.2 และ 15.0 เซนติเมตรตามลำดับ ปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติ (Normal annual rainfall) ของสถานี x, a, b และ c เท่ากับ 117, 134, 102 และ 144 เซนติเมตร ตามลำดับ จงประมาณหาค่าน้ำฝนในเดือนมกราคมของสถานี x

วิธีทำ ความแตกต่างของค่าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานี x และ a

$$= \frac{(134-117) \times 100}{117} = 14.5 \%$$

ความแตกต่างของค่าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานี x และ b

$$= \frac{(117-102) \times 100}{117} = 12.8 \%$$

ความแตกต่างของค่าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานี x และ c

$$= \frac{(144-117) \times 100}{117} = 23.1 \%$$

ค่าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานี a, b และ c ต่างกับค่าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานี x เกิน 10 % จึงประมาณค่าข้อมูลที่ขาดหายไปของสถานี x โดยใช้วิธีอัตราส่วนปกติ

$$\begin{aligned} P_x &= \frac{1}{3} \left(\frac{N_x}{N_a} \cdot P_a + \frac{N_x}{N_b} \cdot P_b + \frac{N_x}{N_c} \cdot P_c \right) \\ &= \frac{1}{3} \left(\frac{117}{134} \times 13.5 + \frac{117}{102} \times 11.2 + \frac{117}{144} \times 15.0 \right) \\ &= \frac{1}{3} (11.8 + 12.85 + 12.2) = 12.28 \end{aligned}$$

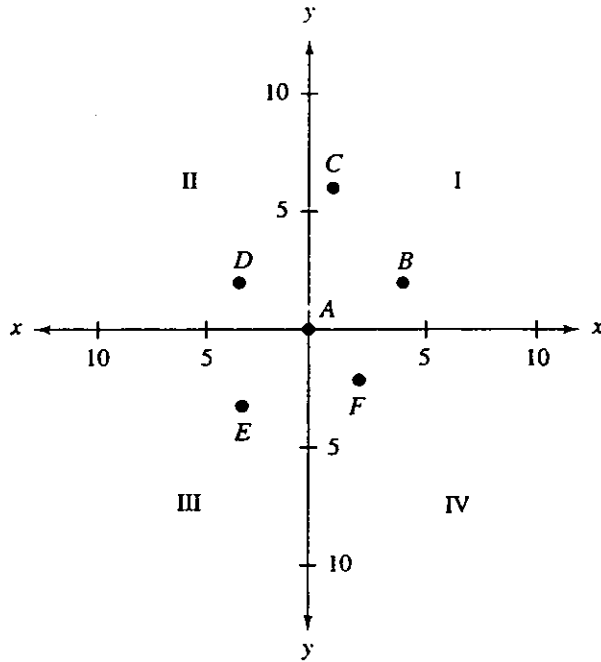
ปริมาณน้ำฝนประจำเดือนมกราคมของสถานี x = 12.28 เซนติเมตร

ตอบ

ในรูปที่ 3.12 แสดงสถานีวัดน้ำฝน 6 แห่ง ทำการประมาณค่าข้อมูลน้ำฝนที่ขาดหายไปของสถานี A โดยการสร้างแกน xy ผ่านสถานี A พร้อมหาดำแหน่ง (Δx และ Δy) ของสถานี B, C, D, E และ F เทียบกับแกน x และแกน y ดังแสดงอยู่ในช่องที่ 3 และ 4 ของตารางที่

3.3 หาค่า Weighted Factor จากส่วนกลับของผลรวมของระยะทางยกกำลังสอง, $D^2 = (\Delta x)^2 + (\Delta y)^2$ และ $W = \frac{1}{D^2}$ ประมาณหาค่าข้อมูลฝนของสถานี A จากสมการ

$\frac{\sum(P \times W)}{\sum W}$ ฉะนั้นคำนวณหาข้อมูลน้ำฝนของสถานี A ได้เท่ากับ $\frac{567.7}{334.5}$ หรือ 1.70 นิ้ว



รูปที่ 3.12 กำหนดแกน x และ y ผ่านสถานี A ที่มีข้อมูลน้ำฝนหายไป

ตารางที่ 3.3 การหาข้อมูลฝนที่ขาดหายไปจากสถานีใกล้เคียง

(1) Point	(2) Rainfall (in.)	(3) Δx	(4) Δy	(5) (D^2)	(6) $W \times 10^3$	(7) $P \times W \times 10^3$
A	-	-	-	-	-	-
B	1.60	4	2	20	50	80.0
C	1.80	1	6	37	27.0	48.6
D	1.50	3	2	13	76.9	115.4
E	2.00	3	3	18	55.6	111.2
F	<u>1.70</u>	<u>2</u>	<u>2</u>	<u>8</u>	<u>125.0</u>	<u>212.5</u>
Sums	-	-	-	-	334.5	567.7

บทที่ 5

Infiltration และ Percolation

ปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมาสู่พื้นโลก บางส่วนจะตกค้างอยู่ตามใบไม้ใบหญ้าของพืชที่ปกคลุมดิน เมื่อพืชที่ปกคลุมดินไม่สามารถสกัดกั้นน้ำฝนไว้ได้ต่อไป น้ำฝนจะตกลงดินและซึมผ่านผิวดิน ถ้าดินนั้นมีคุณสมบัติยอมให้น้ำซึมผ่านได้ การเคลื่อนที่ของน้ำผ่านผิวดินเราเรียกว่า Infiltration น้ำส่วนนี้จะเพิ่มปริมาณความชื้นให้แก่ดิน ความชื้นนี้อาจจะถูกดูดเอาไปใช้โดยพืชหรือระเหยจากชั้นดินที่อยู่ใกล้ผิวดินขึ้นสู่อากาศโดยตรง น้ำที่ซึมผ่านผิวดินนี้บางส่วนจะไหลออกสู่แม่น้ำลำธาร และบางส่วนจะไหลลึกลงไปอีกภายใต้อิทธิพลของแรงโน้มถ่วงของโลก จนถึงชั้นดินที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำ การเคลื่อนที่ของน้ำดังกล่าวเราเรียกว่า (Percolation)

ชนิดของดินเป็นตัวกำหนดอัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดิน ดินประเภทกรวดหรือทรายจะมีอัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดินดีกว่าดินประเภทดินเหนียว ทำให้ระดับน้ำใต้ดินอยู่ต่ำกว่าผิวดิน ความแรงของฝนที่ตกก็จะมีส่วนกระทบกระเทือนต่อปริมาณน้ำที่จะซึมลงในดิน

5.1 สิ่งที่มีอิทธิพลต่ออัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดิน

Nassif และ Wilson ได้ทำการศึกษาอัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดิน และสรุปว่า ถ้าฝนตกด้วยอัตราคงที่ อัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดินชนิดใดๆ ก็ตามจะลดลง ตามสมการของ Horton

$$f = f_c + \mu \cdot e^{-kt} \quad (5.1)$$

เมื่อ	f	=	อัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดินที่เวลาใดๆ, มม./ชม.
	f_c	=	อัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดินเมื่อเวลาผ่านไปนานจนทำให้อัตราการซึมคงที่ ขึ้นอยู่กับโครงสร้างและลักษณะเนื้อของดิน, มม./ชม.
	μ	=	$f_0 - f_c$
	f_0	=	อัตราการซึมเริ่มต้นของน้ำผ่านผิวดินที่เวลา $t = 0$, มม./ชม.
	t	=	เวลานับจากเมื่อฝนเริ่มตก, นาที
	k	=	ค่าคงที่ซึ่งขึ้นอยู่กับคุณสมบัติของดินและลักษณะของผิวดิน (นาที) ⁻¹

ค่า k จะมีค่าน้อยถ้าดินมีพีชปกคลุมผิวดินอยู่ ในทางตรงข้ามถ้าผิวดินไม่มีสิ่งปกคลุมเลย k จะมีค่ามาก

ค่าของ f_o และ f_c ก็ขึ้นอยู่กับชนิดของดินและสิ่งทีปกคลุมผิวดินเช่นกัน ดินทรายหรือดินที่มีกรวดทรายผสมอยู่มากแต่ไม่มีพีชขึ้นปกคลุมผิวดิน จะมีค่าของ f_o และ f_c มาก ในขณะที่ดินเหนียวที่ไม่มีพีชขึ้นปกคลุมผิวดิน จะให้ค่าของ f_o และ f_c น้อย แต่ค่าของ f_o และ f_c ของดินทั้ง 2 ประเภทจะเพิ่มขึ้นอีก ถ้าดินมีหญ้าหรือพีชขึ้นปกคลุมผิวดิน

f_c ขึ้นอยู่กับ (1) ความลาดเทของพื้นที่ จะเปลี่ยนแปลงมาก ระหว่างความลาดเท 16%-24% ถ้าเกิน 24% ค่าของ f_c จะมีการเปลี่ยนแปลงน้อยลง (2) ความชื้นเริ่มต้นของดิน ดินที่มีความชื้นน้อยหรือแห้งจะมีค่าของ f_c มาก (3) ความแรงของฝน, i ถ้าความแรงของฝนเพิ่มขึ้น ค่าของ f_c จะเพิ่มขึ้นด้วย ค่าความแรงของฝนนับว่าเป็นตัวการสำคัญต่อการเปลี่ยนแปลงค่าของ f_c อย่างมาก

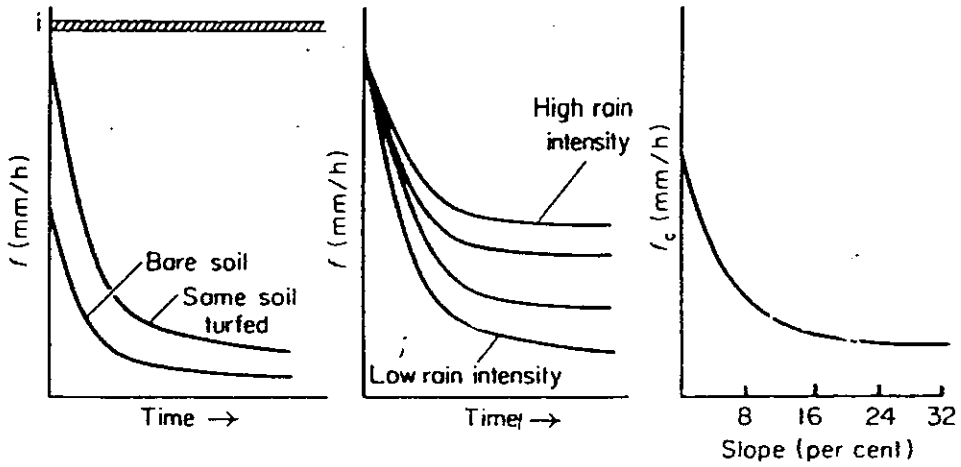
รูปที่ 5.1 แสดงการเปลี่ยนแปลงค่าของ f_c และตารางที่ 5.1 แสดงค่า k , f_o และ f_c ของดินชนิดต่างๆ

ตารางที่ 5.1 ค่าของ k , f_o และ f_c ของดินชนิดต่างๆ

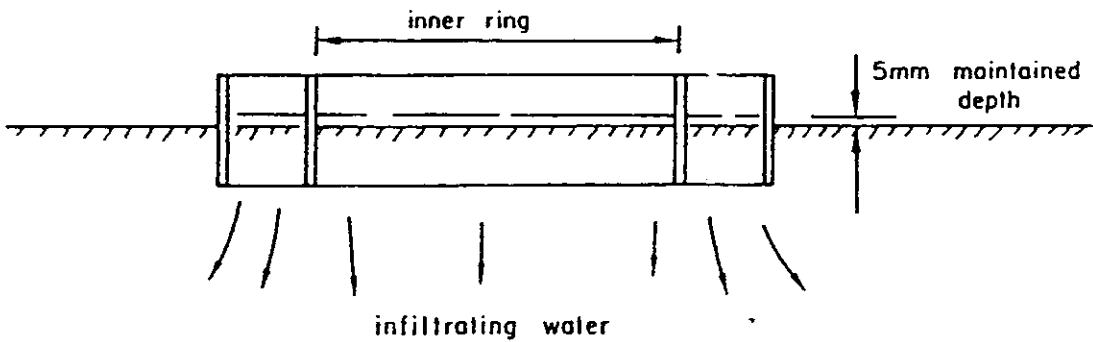
ชนิดของดิน		f_o (มม./ชม.)	f_c (มม./ชม.)	k (นาที) ⁻¹
Standard agriculture	bare	280	6-220	1.6
	turfed	900	20-290	0.8
Peat		325	2-20	1.8
Fine sandy clay	bare	210	2-25	2.0
	turfed	670	10-30	1.4

หลังจากที่ฝนตกมาแล้วเป็นเวลานาน น้ำจะซึมผ่านผิวดินที่ไม่มีพีชปกคลุมดินเลยได้ยากหรือไม่สามารถซึมผ่านได้เลย เนื่องจากการอัดแน่นของผิวดินที่เกิดจากแรงกระแทกของเม็ดฝนกับผิวดิน ค่าของ f_c จะลดลงอย่างรวดเร็ว นอกจากนี้การอัดตัวของผิวดินที่เกิดจากคน สัตว์ และพาหนะ เครื่องจักร เครื่องมือต่างๆ ทำให้ค่าของ f_c ลดลงเช่นเดียวกัน

ดินที่พีชปกคลุมผิวดินอย่างหนาแน่นจะมีค่าของ f_c มาก พีชป้องกันการอัดตัวของผิวดินที่เกิดจากเม็ดฝน รากพีชที่ขนานไขลงไปในดินทำให้เกิดช่องและโพรง น้ำสามารถซึมผ่านได้สะดวกขึ้น การคายไอน้ำของพีชช่วยลดความชื้นภายในดิน ทำให้น้ำสามารถซึมผ่านผิวดินได้ดีขึ้น ช่องหรือโพรงที่เกิดจากดินมีสารอินทรีย์วัตถุอยู่มาก หรือเกิดจากสัตว์หรือแมลง ก็เป็นตัวการที่ทำให้ค่าของ f_c เพิ่มขึ้นด้วย



รูปที่ 5.1 แสดงการเปลี่ยนแปลงของความจุของอัตราการซึมผ่านผิวดิน



รูปที่ 5.2 ถังวัดอัตราการซึม, Infiltrometer

นอกจากนี้ความเป็นเกลือของดิน อากาศที่ถูกกักขังอยู่ในระหว่างช่องว่างของเม็ดดินและอนุหภูมิ ก็มีผลต่อการซึมของน้ำผ่านผิวดินเช่นเดียวกัน

ตัวอย่างที่ 5.1 กำหนดให้อัตราการซึมเริ่มต้น, f_0 เท่ากับ 0.3 นิ้ว/ชม. และค่าคงที่ k เท่ากับ 0.29 ชม.⁻¹ จงสร้างโค้งอัตราการซึม โดยอัตราการซึมหลังจากเวลาผ่านไปนานมีค่าเท่ากับ 0.55 นิ้ว/ชม. และจงหาค่าปริมาณทั้งหมดของการซึมผ่านผิวดินในเวลา 10 ชั่วโมงแรก

วิธีทำ จากสมการของ Horton (สมการ 5.1)

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

เมื่อ f , f_0 และ f_c มีหน่วยเป็นนิ้ว/ชม. k มีหน่วยเป็น (ชั่วโมง)⁻¹ และ t มีหน่วยเป็นชั่วโมง แทนค่าลงในสมการจะได้

$$f = 0.55 + (3.0 - 0.55)e^{-0.29t}$$

คำนวณหาค่า f และเขียนลงในตารางที่ 5.2 และนำค่า f ไปพล็อตโค้งอัตราการซึมดังแสดงในรูปที่ 5.3 ในการหาปริมาณน้ำที่ซึมผ่านผิวดินในช่วง 10 ชั่วโมงแรก สามารถคำนวณได้ดังนี้

$$V = \int [0.55 + (3.0 - 0.55)e^{-0.29t}] dt$$

$$V = [0.55t + \left(\frac{2.45}{-0.29}\right)e^{-0.29t}]_0^{10}$$

∴ ปริมาตรทั้งหมดของน้ำซึมผ่านผิวดินใน 10 ชั่วโมงแรกเท่ากับ 12.47 นิ้ว

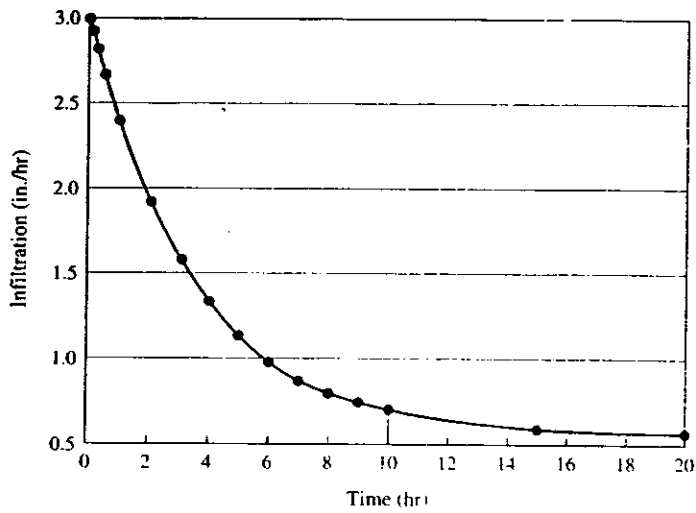
ตอบ

5.2 วิธีหาอัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดิน

Infiltrometer เป็นเครื่องมือที่นิยมใช้กันอย่างแพร่หลาย ลักษณะเป็นถังทรงกระบอกเปิดหัวและเปิดท้าย ดังแสดงในรูปที่ 5.2 โดยปกติจะใช้ถังกลม 2 ถัง วางซ้อนกันให้มีพื้นที่หน้าตัดเป็นรูปวงแหวน เส้นผ่าศูนย์กลางของถังใบใน 25 เซนติเมตร ของถังใบนอก 35 เซนติเมตร ดอกให้ลึกลงไปในดิน ในถังทั้งสองใบใส่น้ำให้อยู่เหนือผิวดินประมาณ 5-8 มิลลิเมตร และต้องเติมน้ำอยู่เสมอเพื่อรักษาระดับน้ำในถังทั้งสองใบให้คงที่ ทำการวัดปริมาณน้ำที่เติมลงในถังใบในเวลาใดๆ ระดับน้ำของถังในพื้นที่ยังวงแหวนจะช่วยลดการซึมของน้ำออกทางด้านข้างจากถังใบในผลที่ได้จากวิธีนี้ไม่ค่อยถูกต้องนัก

ตารางที่ 5.2 ผลการคำนวณของตัวอย่างที่ 5.1

Time (hr)	Infiltration (in./hr)	Time (hr)	Infiltration (in./hr)
0.00	3.00	5.00	1.12
0.10	2.93	6.00	0.98
0.25	2.83	7.00	0.87
0.50	2.67	8.00	0.79
1.00	2.38	9.00	0.73
2.00	1.92	10.00	0.68
3.00	1.58	15.00	0.58
4.00	1.32	20.00	0.56



รูปที่ 5.3 โค้ง Infiltration ของตัวอย่างที่ 5.1

การหาค่าของอัตราการซึมผ่านผิวดินโดยใช้ Sprinkler ให้ผลที่ถูกต้องกว่าวิธีแรก น้ำที่ฉีดออกจาก Sprinkler เปรียบเสมือนน้ำฝนที่ตกลงสู่พื้นที่แปลงหนึ่ง ด้วยความแรงสม่ำเสมอ ทำการวัด Runoff ที่ไหลออกจากพื้นที่เวลาใดๆ และความแรงของน้ำฝนจาก Sprinkler ทำการวัดจนกระทั่งไม่มี Runoff ไหลออกจากพื้นที่หลังจากที่หยุดให้น้ำแล้ว ข้อมูลที่ได้สามารถนำไปวิเคราะห์หาโค้งของอัตราการซึมได้

สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีขนาดเล็ก สมมติว่ามีการกระจายของน้ำฝนสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่ เราสามารถหาโค้งของ Infiltration ได้จากข้อมูลของน้ำฝน และ Runoff ที่ได้มีการบันทึกไว้อย่างเพียงพอ ข้อมูลน้ำฝนได้จากสถานีวัดน้ำฝนภายในและบริเวณใกล้เคียงพื้นที่ลุ่มน้ำอย่างน้อยที่สุดต้องมีเครื่องมือวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติ 1 สถานี ส่วนข้อมูลของ Runoff ต้องได้จากการบันทึกของเครื่องมืออัตโนมัติ ส่วนบนของรูปที่ 5.4 แสดง Hyetograph ของน้ำฝนและกราฟของ Runoff ตามเวลา ในแกนตั้งเป็นความแรงของฝนและอัตราของ Runoff ในหน่วยของความลึกต่อเวลา ทำการสร้าง Mass curve ของน้ำฝนและ Runoff ลงในกระดาษกราฟเดียวกัน ดังแสดงในส่วนล่างของรูปที่ 5.4 Mass curve ของ Infiltration คือผลต่างของ Mass curve ของน้ำฝนและ Mass curve ของ Runoff ทำการปรับโค้งของ Infiltration ให้เรียบ ค่าของอัตราการซึมที่เวลาใดๆ คือความลาดเทของเส้นสัมผัสที่ลากผ่านจุดที่อยู่บนโค้ง Mass curve ของ Infiltration ที่เวลานั้นๆ

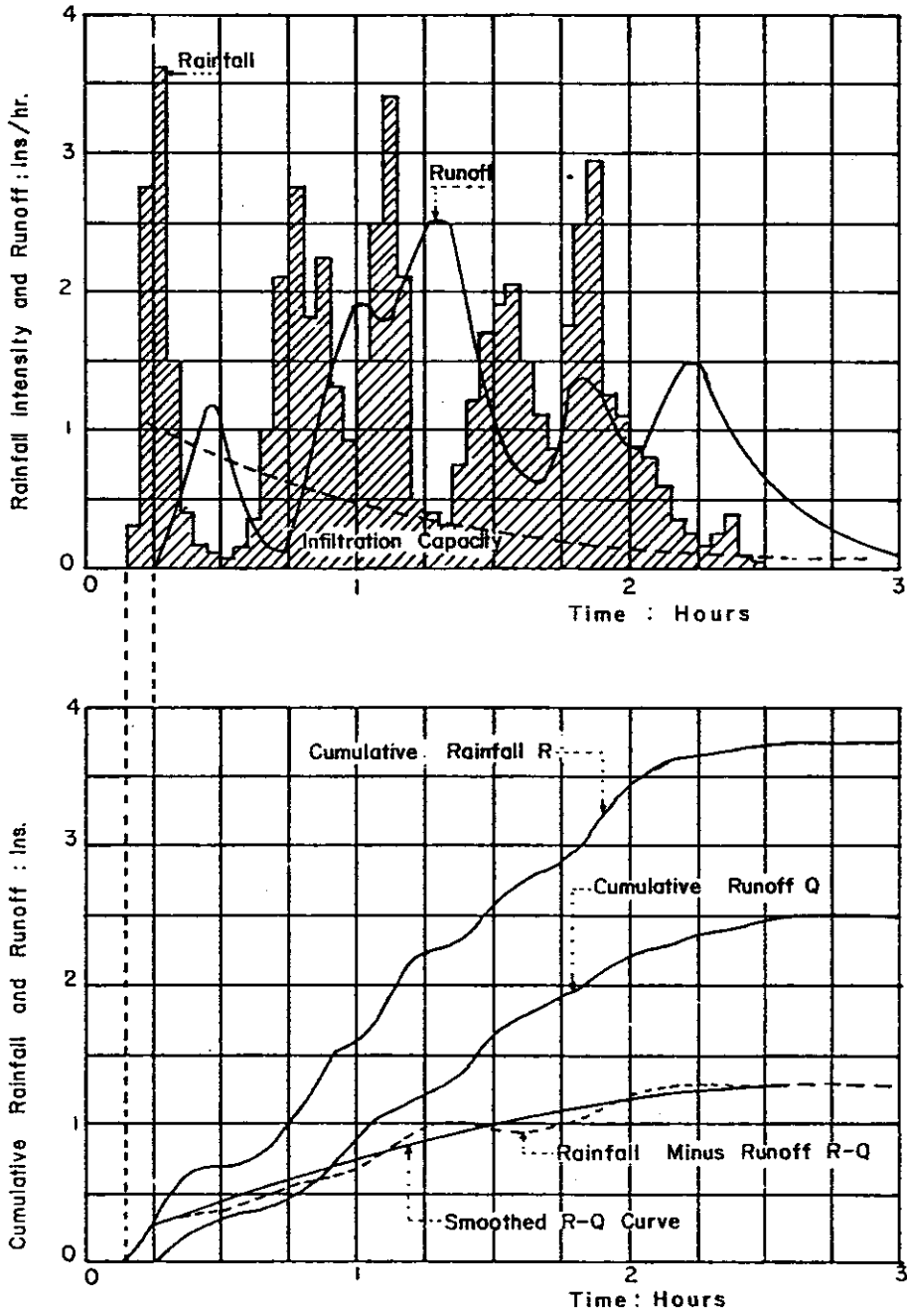
5.3 การใช้โค้งอัตราซึมผ่านผิวดินหาปริมาณน้ำฝนสุทธิ

ปริมาณน้ำฝนส่วนเกินหรือปริมาณน้ำฝนสุทธิ (Rainfall excess หรือ Net rainfall) เป็นปริมาณน้ำฝนส่วนที่ทำให้เกิด Direct runoff (Surface runoff รวมกับบางส่วนของ Subsurface flow ในช่วงต้น) ปริมาณน้ำฝนสุทธิหรือปริมาณน้ำฝนส่วนเกินนี้เกิดจากปริมาณน้ำฝนทั้งหมดหักออกด้วยการสูญเสียต่างๆ ที่เกิดขึ้นอันได้แก่ Infiltration, Depression storage, Evaporation, Interception ฉะนั้นจะได้ว่า

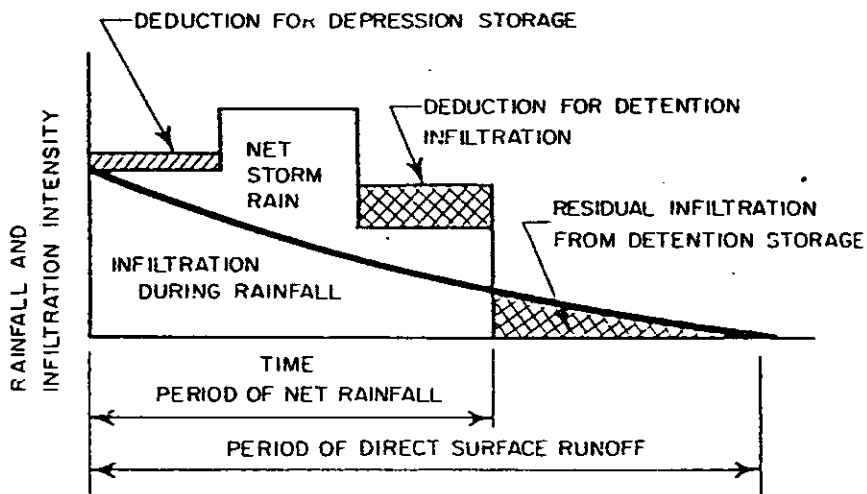
$$\text{Total rainfall} = \text{Depression storage} + \text{Evaporation} + \text{Infiltration} + \text{Interception} + \text{Surface runoff}$$

ในการหาปริมาณน้ำฝนสุทธิจากโค้งของ Infiltration สามารถกระทำได้ดังนี้

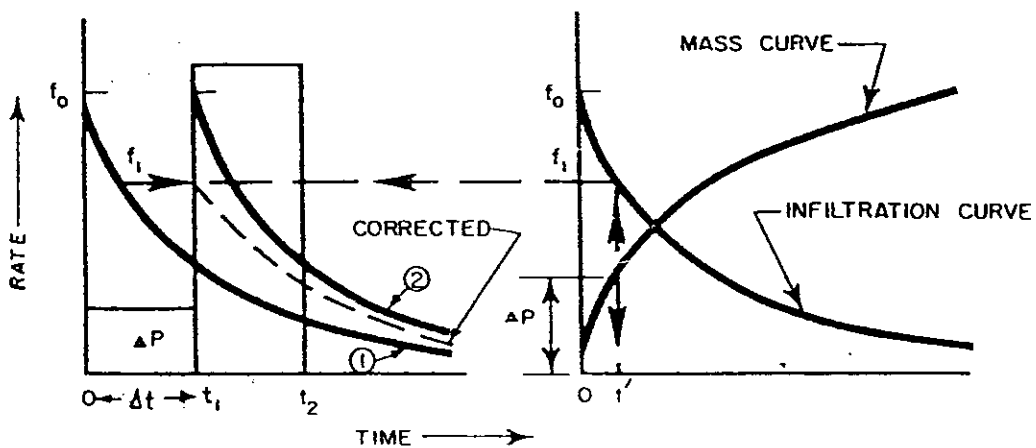
1) เลือกโค้งของ Infiltration จากการพิจารณาลักษณะและชนิดของดิน ความชื้นเริ่มต้นในดิน และพืชที่ขึ้นปกคลุมดินในพื้นที่ลุ่มน้ำ เขียนโค้งของ Infiltration และ Hyetograph ของน้ำฝนลงบนกระดาษกราฟเดียวกัน ดังแสดงในรูปที่ 5.5



รูปที่ 5.4 การหาโค้งอัตราการซึมของพื้นที่ขนาดเล็กจากข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่า



รูปที่ 5.5 การหาปริมาณน้ำฝนสุทธิ โดยใช้โค้งของอัตราการซึม



รูปที่ 5.6 การปรับค่าโค้งของอัตราการซึม เมื่อความแรงของฝนมีค่าน้อยกว่าค่าของ f บนโค้งอัตราการซึม

3) หักส่วนของ Depression storage ออกจากปริมาณน้ำฝนส่วนที่อยู่เหนือโค้งของ Infiltration ถ้าฝนหยุดตกหนึ่งหรือสองชั่วโมง ปริมาณน้ำจาก Depression storage บางส่วนหรือทั้งหมดจะซึมลงไปดิน ฉะนั้นเมื่อมีฝนตกลงมาอีก ปริมาณน้ำฝนบางส่วนจะต้องไปชดเชยให้แก่ Depression storage ที่หาย ในบางกรณีการสูญเสียที่เกิดจาก Depression storage ไม่ต้องนำมาพิจารณาก็ได้

4) หักส่วนของ Detention storage ที่จะต้องซึมลงไปดินในระหว่างที่ฝนหยุดตกชั่วคราว และหลังจากพายุฝนสิ้นสุดลง ปริมาณน้ำส่วนนี้จะต้องถูกหักออกจากช่วงท้ายของพายุฝน

จากการวิเคราะห์ข้างต้น เราไม่ได้พิจารณาการสูญเสียที่เกิดจากการระเหย และ Interception การใช้การระเหยและ Interception ในการวิเคราะห์หรือไม่ขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของการศึกษาและขนาดของพายุฝนที่กำลังพิจารณา ถ้าพายุฝนมีขนาดใหญ่เมื่อเทียบกับพื้นที่ลุ่มน้ำ การระเหย Interception และ Depression storage แล้ว การหาปริมาณน้ำฝนสุทธิจะพิจารณาการสูญเสียที่เกิดจาก Infiltration เพียงอย่างเดียว

ในบางกรณีความแรงของฝนน้อยกว่าอัตราการซึมผ่านผิวดิน (f) ในขณะนั้น ทำให้ค่าของ f ไม่เป็นไปตามโค้งของ Infiltration ฉะนั้นจะต้องมีการปรับแก้ค่าของ f ให้สอดคล้องกับปริมาณน้ำฝน จากรูปที่ 5.6 มีโค้งของ Infiltration ที่แสดงด้วยเส้นทึบอยู่ 2 เส้น ซึ่งได้จากการสมมติดังต่อไปนี้

1) เส้นทึบ (1) เป็นโค้งของ Infiltration ที่เกิดขึ้นโดยสมมติให้ค่าความแรงของฝนมากกว่าค่าของ f

2) เส้นทึบ (2) เป็นโค้งของ Infiltration ที่เกิดขึ้นที่เวลาซึ่งมีความแรงของฝนน้อยกว่าค่าของ f

การปรับโค้งของ infiltration เราใช้สมมติฐานที่ว่าปริมาณน้ำฝนที่มีความแรงน้อยกว่าค่าของ f จะซึมลงไปดินทั้งหมด และค่า f จะถูกปรับค่า โดยพิจารณา Mass curve เป็นหลัก ถ้า ΔP เป็นปริมาณน้ำฝนที่ตกในเวลา Δt ฉะนั้นปริมาณน้ำฝน ΔP จะซึมลงไปดินทั้งหมด ถ้าความแรงของฝนมากกว่าค่าของอัตราการซึมตลอดเวลา จาก Mass curve ของ Infiltration จะพบว่าปริมาณน้ำ ΔP ซึมลงไปดินโดยใช้เวลา t' ซึ่งค่าอัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดินมีค่าเท่ากับ f_1 ดังนั้นที่เวลา t_1 ถ้าความแรงของฝนมีค่ามากกว่า f_1 อัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดินจะเป็นไปตามโค้งที่กำหนดให้ หมายความว่าโค้งของ Infiltration (เส้นทึบ (1) จะเคลื่อนที่มาทางขวา ไปตัด Hyetograph ของน้ำฝนที่เวลา t_1 โดยมีค่าอัตราการซึมเท่ากับ f_1

ถึงแม้ว่าผลจากการวิเคราะห์ดังกล่าวจะเป็นที่ยอมรับ แต่ก็ควรมีการศึกษาและวิจัยเพิ่มเติมเกี่ยวกับผลกระทบกระเทือนของปริมาณน้ำฝนในช่วงเริ่มต้น ซึ่งความแรงของฝนน้อยกว่าค่าของ f

5.4 วิธีหาค่าปริมาณน้ำฝนสุทธิโดยใช้ค่าของ Index

เพื่อลดความยุ่งยากในการวิเคราะห์และไม่ต้องการความถูกต้องแม่นยำนัก จึงหลีกเลี่ยงการใช้โค้งของ Infiltration ในการหาค่าของปริมาณน้ำฝนสุทธิ และได้เปลี่ยนมาใช้ค่าของ Index แทน ค่าของ Index ที่จะกล่าวต่อไปนี้หาได้จากข้อมูลน้ำฝนและ Runoff ของพายุฝนที่เกิดขึ้นในพื้นที่ลุ่มน้ำ และค่าของ Index ที่นิยมใช้ในการวิเคราะห์หาปริมาณน้ำฝนสุทธิมีดังต่อไปนี้

ϕ -Index เป็นค่าความแรงเฉลี่ยของน้ำฝนที่ใช้เป็นตัวกำหนดค่าของปริมาณน้ำฝนสุทธิ ปริมาตรของปริมาณน้ำฝนทั้งหมดเหนือค่า ϕ -Index จะมีค่าเท่ากับปริมาตรของ Direct runoff หรือเป็นปริมาณของน้ำฝนสุทธิ ดังแสดงในรูปที่ 5.7 พื้นที่ใต้เส้น ϕ -Index แทนปริมาตรของน้ำฝนที่สูญเสียไปเนื่องจาก Infiltration, Evaporation, Detention และ Interception ค่า ϕ -Index ไม่ได้เปลี่ยนแปลงตามเวลา

สำหรับพายุฝนที่ตกเป็นเวลานาน การสูญเสียที่เกิดจาก Infiltration จะมีปริมาณมากเมื่อเปรียบเทียบกับ การสูญเสียอื่นๆ ค่า ϕ -Index จะเข้าไปใกล้ค่าเฉลี่ยของ f ที่ได้จากโค้งของ Infiltration ค่าความแรงของน้ำฝนและลักษณะของความแรง (Intensity pattern) จะมีผลกระทบกระเทือนต่อค่าของ ϕ -Index ถ้าค่าความแรงของน้ำฝนมากขึ้น ค่า ϕ -Index จะมากขึ้นตามไปด้วย

ในพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีขนาดใหญ่ การหาค่าของปริมาณน้ำฝนสุทธิโดยใช้วิธีของ ϕ -Index เป็นวิธีที่นิยมใช้กันเป็นส่วนใหญ่ เพราะการหาโค้งของ Infiltration :ซึ่งเป็นตัวแทนของพื้นที่ทั้งหมดกระทำได้ยาก

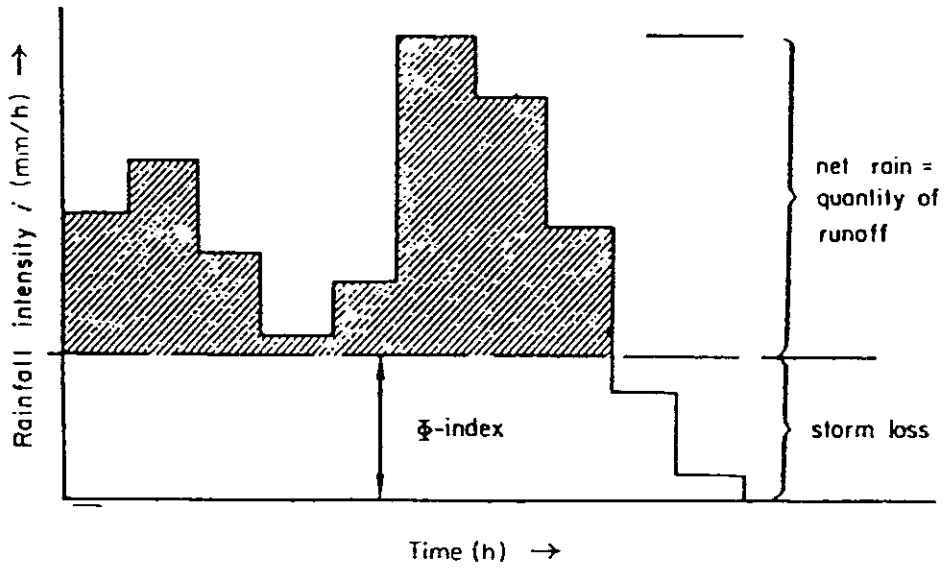
ตัวอย่างที่ 5.2 ปริมาณน้ำฝนทั้งหมดที่เกิดจากพายุฝนลูกหนึ่งมีค่าเท่ากับ 75 มิลลิเมตร พายุฝนลูกนี้ทำให้เกิด Direct runoff 33 มิลลิเมตร จงหาค่าของ ϕ -Index ของลุ่มน้ำนี้ Hyetograph ของฝนได้แสดงไว้ในรูปที่ 5.8(a)

วิธีทำ ทำการสมมติค่าของ ϕ -Index จนกว่าจะได้ปริมาตรทั้งหมดของน้ำฝนที่เกินจากค่าของ ϕ -Index มีค่าเท่ากับ 33 มิลลิเมตร จากรูปที่ 5.8(a) ค่า ϕ -Index เท่ากับ 8 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง จะทำให้พื้นที่ในส่วนที่แรเงามีค่าเท่ากับ 33 มิลลิเมตร

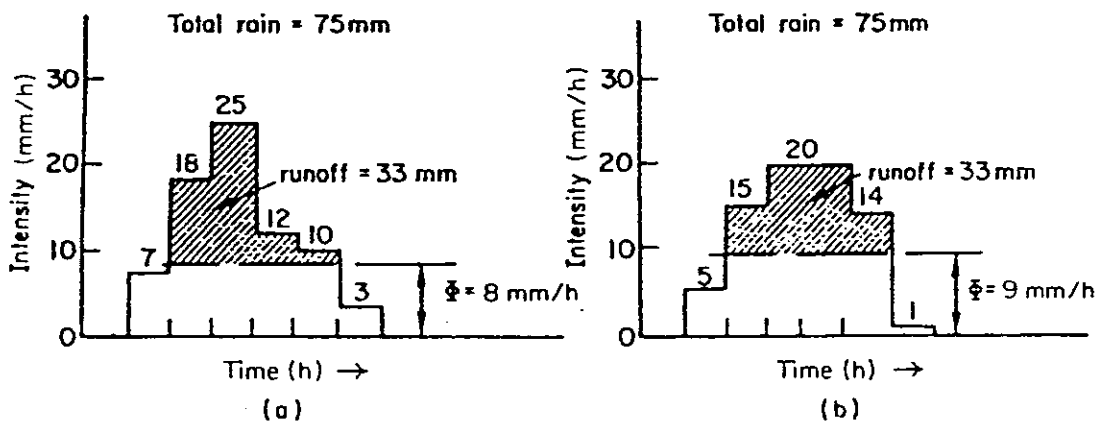
ถ้าปริมาณน้ำฝนจำนวนเดียวกันมีการกระจาย ดังแสดงในรูปที่ 5.8 (b) เส้นของ ϕ -Index ต้องเลื่อนขึ้นจนกระทั่งมีค่าเท่ากับ 9 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง เพื่อให้พื้นที่ในส่วนที่แรเงามีค่าเท่ากับ 33 มิลลิเมตร ฉะนั้นควรที่จะทำการหาค่าของ ϕ -Index จากพายุฝนหลายๆ ลูก และทำการหาค่าเฉลี่ยของ ϕ -Index เหล่านั้นต่อไป

วิธีหาค่า fave วิธีนี้มีหลักการเหมือนกับการใช้โค้งของ Infiltration หาปริมาณน้ำฝนส่วนเกิน โดยมีการพิจารณา Depression storage ในช่วงต้น การซึมของน้ำผ่านผิวดินจาก Detention storage ในช่วงสิ้นสุดพายุฝนตามลำดับ และช่วงเวลาสั้นที่ฝนหยุดตกในระหว่างเกิดพายุฝน และมีการพิจารณาปัญหาที่เกิดขึ้นจากช่วงเวลาที่ความแรงของฝนน้อยกว่าค่าของอัตราการซึม

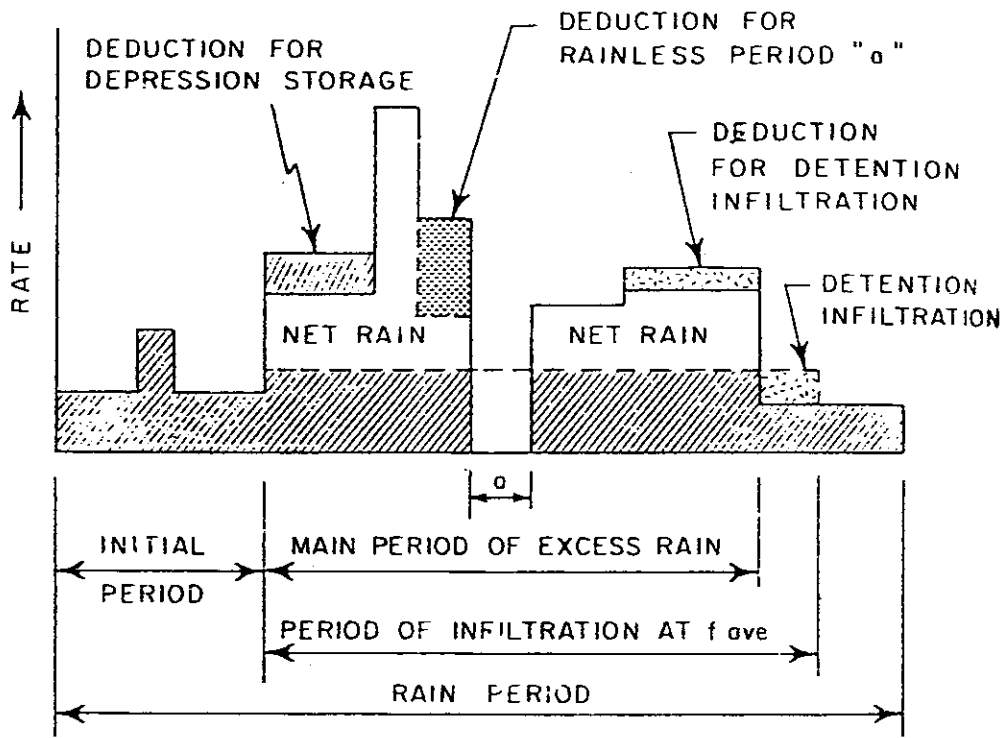
จากรูปที่ 5.9 การหาค่าของ fave ได้จากข้อมูล Hyetograph ของน้ำฝน และ Runoff จากพื้นที่ลุ่มน้ำ ค่าของ fave จะถูกสมมติขึ้นจนกว่าจะทำให้การสูญเสียต่างๆ ของปริมาณน้ำฝนอยู่ในสภาพสมดุล และค่าของ direct runoff ใกล้เคียงหรือเท่ากับค่าที่วัดได้ ต้องมีการประมาณค่าการสูญเสียต่างๆ จากข้อมูลของพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีอยู่ ในการนำ fave ไปใช้ประโยชน์ในการหาค่าปริมาณน้ำฝนสุทธิ ปริมาณน้ำฝนส่วนที่อยู่ใต้เส้นของ fave และอยู่นอกช่วงเวลาของ fave สมมติว่าเป็นการสูญเสีย ปริมาณน้ำฝนสุทธิจะเป็นปริมาตรของน้ำฝนส่วนที่อยู่เหนือเส้นของ fave หลังจากหัก Depression storage การสูญเสียที่ต้องชดเชยให้ในช่วงที่ฝนหยุดตก และ Infiltration จาก Detention storage ออกแล้ว



รูปที่ 5.7 การหาปริมาณน้ำฝนสุทธิ โดยใช้ค่า ϕ -index



รูปที่ 5.8 ตัวอย่างของวิธีหาค่าของ ϕ -Index



รูปที่ 5.9 การหาปริมาณน้ำฝนสุทธิ โดยวิธี f_{ave}

บทที่ 6

น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำลำธาร

นอกจากน้ำฝนแล้ว น้ำท่าก็เป็นข้อมูลที่สำคัญตัวหนึ่งที่นักอุทกวิทยาหรือวิศวกรจะต้องทราบ เพื่อวิเคราะห์ความเป็นไปได้ของโครงการพัฒนาแหล่งน้ำ ใช้ศึกษาปริมาณน้ำในโครงการป้องกันน้ำท่วม ตลอดจนนำไปใช้คำนวณขนาดของเขื่อน อ่างเก็บน้ำ และอาคารชลศาสตร์ต่างๆ

6.1 ระดับน้ำ (Stage)

การวัดปริมาณน้ำท่าในแม่น้ำหรือลำน้ำสายใหญ่ทุกๆ วัน เป็นงานที่ลำบากและต้องเสียเวลามาก ฉะนั้นจึงต้องทำการวัดระดับน้ำแทน แล้วนำค่าระดับน้ำที่วัดได้มาเปลี่ยนแปลงเป็นอัตราการไหล โดยใช้ความสัมพันธ์ของระดับน้ำ และอัตราการไหลที่ได้สร้างขึ้น

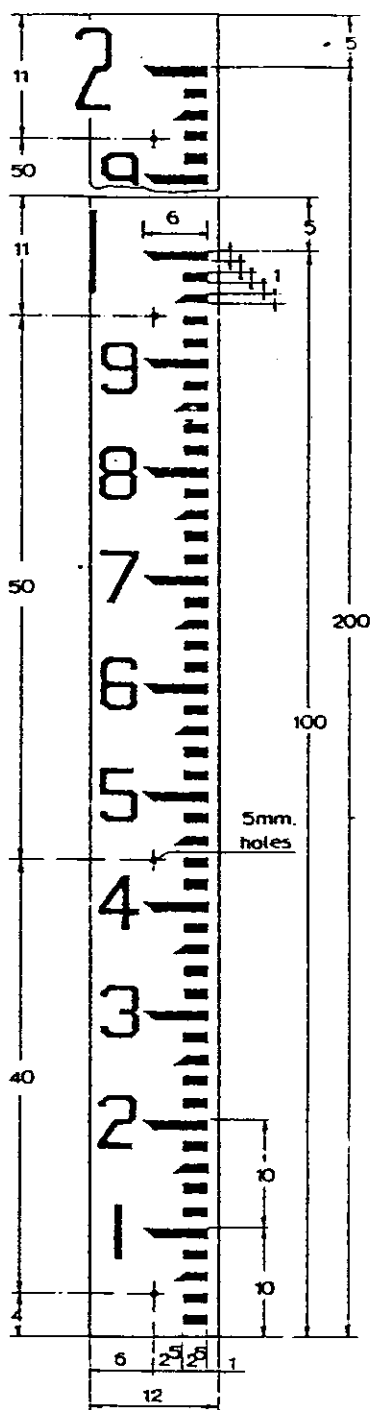
โดยทั่วไประดับน้ำจะมีหน่วยเป็นเมตร และควรเป็นระดับที่ถ่ายทอคมาจากระดับของน้ำทะเลปานกลาง (Mean Sea Level) สำหรับในบริเวณที่อยู่ห่างไกลเช่น บริเวณหุบเขาหรือป่าทึบ อาจจะใช้ระดับที่ถ่ายทอคมาจากหมุดหลักฐาน (Bench mark) ที่มีค่าระดับ ซึ่งเราสามารถขึ้นก็ได้ เครื่องมือวัดระดับน้ำแบ่งออกเป็นประเภทใหญ่ๆ ได้ 2 ประเภทคือ แบบอัตโนมัติหรือแบบที่มีการบันทึกด้วยตัวเองตลอดเวลา และแบบไม่อัตโนมัติ

6.1.1 เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบไม่อัตโนมัติ

1) แผ่นวัดระดับน้ำ (Staff Gauge): เป็นเครื่องมือวัดระดับน้ำที่ง่ายที่สุดและมีราคาถูกที่สุด ทำด้วยเหล็กทาสีกันสนิมหรือฉาบมัน อลูมิเนียม หรือ Polyester ดังแสดงในรูปที่ 6.1 เหมาะสำหรับติดตั้งในลำน้ำที่ไม่ต้องการข้อมูลที่ต่อเนื่อง และมีช่วงความสูงที่ระดับน้ำเปลี่ยนแปลงน้อย จะติดตั้งในแนวตั้งอยู่บนเสาหรือกำแพงของอาคารที่มีความมั่นคงแข็งแรงและตั้งอยู่ในบริเวณที่สังเกตเห็นหรือทำการอ่านได้ง่าย

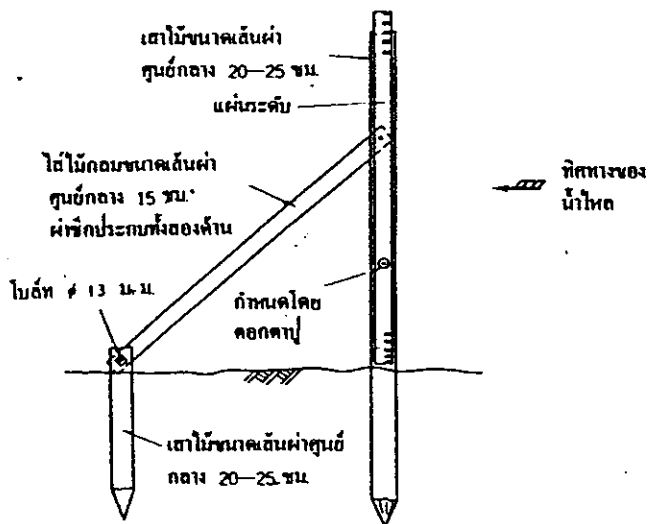
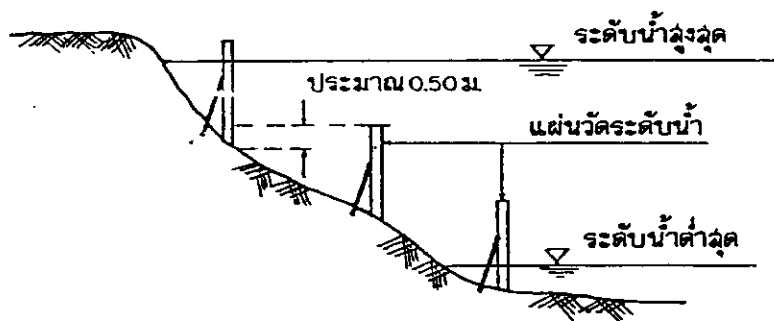
ในทางปฏิบัติจะไม่นิยมติดตั้งแผ่นวัดระดับน้ำที่มีความสูงมาก แต่จะติดตั้งแผ่นวัดระดับน้ำเป็นชั้นๆ ตามแนวตั้ง ดังแสดงในรูปที่ 6.2 หรือติดตั้งแผ่นวัดระดับน้ำไปตามความลาดเทของฝั่งลำน้ำ ซึ่งสเกลในแนวเอียงจะเปรียบเทียบกับระดับในแนวตั้งเรียบร้อยแล้ว

2) เครื่องวัดแบบใช้เส้นลวดและค้อนน้ำหนัก (Wire-weight) ประกอบด้วยเส้นลวดที่พันอยู่รอบกรรม ที่ปลายของเส้นลวดด้านหนึ่งจะมีค้อนน้ำหนักติดอยู่ เมื่อจะทำการวัดระดับน้ำก็ปล่อยค้อนน้ำหนักลงมาจากสะพานหรืออาคารที่สร้างขึ้นเหนือผิวน้ำ จำนวนรอบของกรรมที่หมุนสามารถเปลี่ยนเป็นความยาวของเส้นลวดที่หย่อนลงมาได้ ระดับของผิวน้ำจะมีค่าเท่ากับระดับของสะพานหรืออาคารลบด้วยความยาวของเส้นลวดที่ปล่อยจากตัวอาคารหรือสะพานถึงผิวน้ำ



dimensions in cm

รูปที่ 6.1 ตัวอย่างของแผ่นวัดระดับน้ำ



รูปที่ 6.2 แสดงการติดตั้งแผ่นวัดระดับน้ำ

6.1.2 เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบอัตโนมัติ

เป็นเครื่องมือที่บันทึกระดับน้ำตลอดเวลาลงบนกระดาษกราฟหรือเทปแม่เหล็ก หรืออุปกรณ์บันทึกข้อมูล (Data logger) เหมาะสำหรับในลำน้ำที่มีช่วงความสูงที่ระดับน้ำเปลี่ยนแปลงมาก การบันทึกอย่างต่อเนื่องตลอดเวลาช่วยให้การหาอัตราการไหลเฉลี่ยประจำวันและปริมาณการไหลทั้งหมดได้อย่างถูกต้องแน่นอนมากขึ้น ทำให้ทราบค่าระดับน้ำสูงสุดและต่ำสุดประจำวัน และในช่วงที่เกิดน้ำท่วมเราจะทราบทั้งเวลาที่เกิดและระดับน้ำด้วย

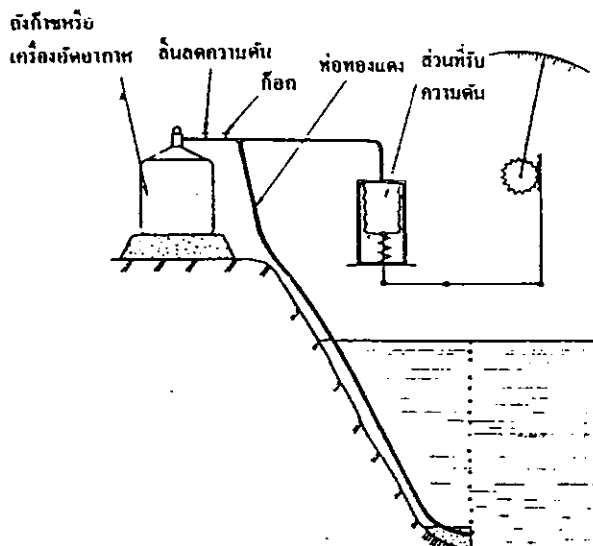
1) แบบใช้แรงดัน (Pressure Bulb) อาศัยหลักการที่ว่าแรงดันของน้ำจะเปลี่ยนแปลงโดยตรงกับระดับน้ำ ทำการวัดระดับน้ำโดยการติดตั้งเครื่องวัดแรงดันไว้ที่บริเวณที่ลึกที่สุดของลำน้ำ แรงดันจะถูกถ่ายทอดไปตามท่อจนถึงเครื่องบันทึกที่อยู่บนฝั่ง การติดตั้งเครื่องมือประเภทนี้ทำได้ง่าย เสียค่าใช้จ่ายถูก และไม่จำเป็นต้องสร้างบ่อวัดระดับน้ำ

2) แบบใช้ฟองอากาศ (Bubble Gauge) อาศัยหลักการที่ว่า ฟองอากาศที่ถูกปล่อยออกจากปลายของท่อขนาดเล็กได้ผิวน้ำจะลอยขึ้นสู่ผิวน้ำได้ ต้องอาศัยแรงดันจำนวนหนึ่งเอาชนะแรงดันที่เกิดจากความสูงของน้ำเหนือปลายท่อดังกล่าว วิธีวัดแรงดัน และเครื่องบันทึกระดับน้ำมีกลไกคล้ายกับเครื่องวัดระดับน้ำแบบใช้แรงดัน รูปที่ 6.3 แสดงการทำงานของเครื่องประเภทนี้

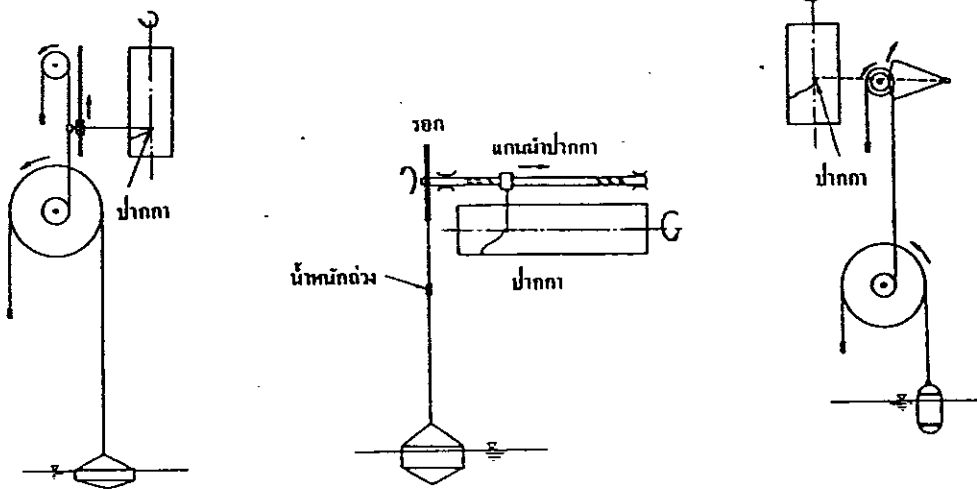
3) แบบทุ่นลอย (Float-Operated Recorder) การเคลื่อนที่ของทุ่นลอยในแนวตั้งอันเกิดจากการขึ้นลงของระดับน้ำจะถูกบันทึกลงบนกระดาษกราฟซึ่งหมุนไปรอบๆ แกนด้วยความเร็วสม่ำเสมอโดยใช้นาฬิกา เครื่องวัดระดับน้ำประเภทนี้มีอยู่ด้วยกันหลายชนิด ซึ่งขึ้นอยู่กับบริษัทผู้ผลิต รูปที่ 6.4 แสดงการทำงานของเครื่องวัดระดับน้ำแบบทุ่นลอยชนิดต่างๆ

ทุ่นลอยของเครื่องจะต้องได้รับการป้องกันจากคลื่นและกระแสน้ำ โดยการสร้างบ่อวัดระดับน้ำ บ่อนี้จะต้องมีความแข็งแรงและขนาดต้องโตพอ สำหรับขนาดของทุ่นลอยน้ำหนักถ่วง และยังคงมีช่องว่างเพื่อไว้อีกเล็กน้อยด้วย รูปที่ 6.5 แสดงตัวอย่างของบ่อวัดระดับน้ำซึ่งนิยมใช้กันอยู่ทั่วไป จะเห็นว่าบ่อและลำน้ำต่อเชื่อมกันด้วยท่ออ่อน ซึ่งสามารถลดอิทธิพลของคลื่นต่อการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในบ่อได้

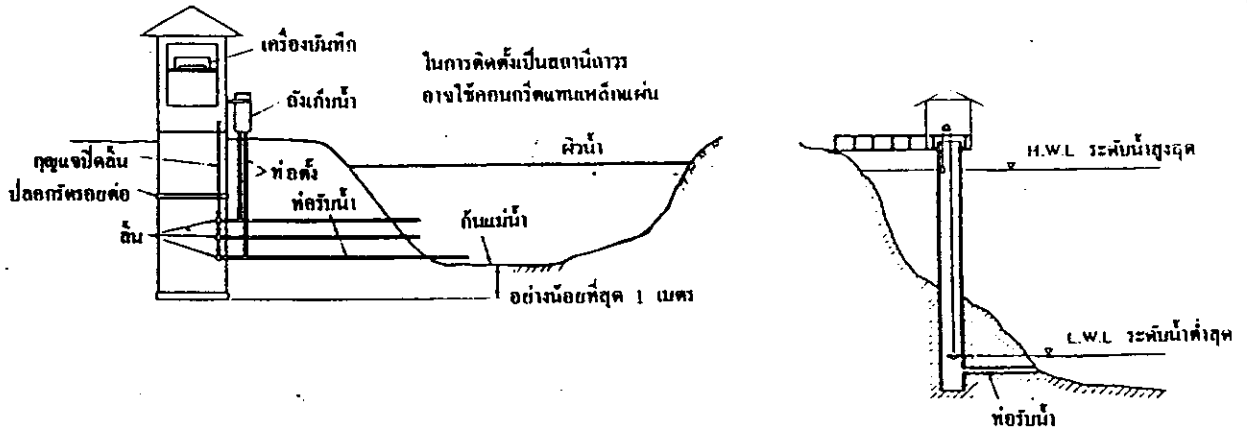
ค่าของระดับน้ำสูงสุดประจำวัน นอกจากจะอ่านได้จากการบันทึกของเครื่องมือวัดน้ำแบบอัตโนมัติแล้ว ยังมีเครื่องมือที่สร้างขึ้นใช้สำหรับวัดระดับน้ำสูงสุดโดยตรงอีกหลายชนิด รูปที่ 6.6 แสดงเครื่องมือวัดระดับน้ำแบบง่าย ประกอบด้วยท่อมีฝาปิดทั้งสองปลาย ปลายท่อด้านล่างมีรูขนาดเล็ก 2 รู สำหรับให้น้ำไหลเข้า ในท่อมิไม้วัดระดับน้ำและผงไม้ก๊อกอยู่ ผงไม้ก๊อกจะลอยขึ้นมาตามน้ำในขณะที่น้ำขึ้น แต่จะเกาะอยู่ที่ไม้วัดระดับน้ำในขณะที่น้ำลง ฉะนั้นผู้ทำการตรวจวัดสามารถอ่านค่าระดับน้ำสูงสุดประจำวันได้จากรอยคาบของผงไม้ก๊อก บนไม้วัดระดับหลังจากนั้นทำความสะอาดและวางไม้ระดับลงในท่อเหมือนเดิม ต้องคอยเติมผงไม้ก๊อกลงในท่อเสมอๆ ด้วย



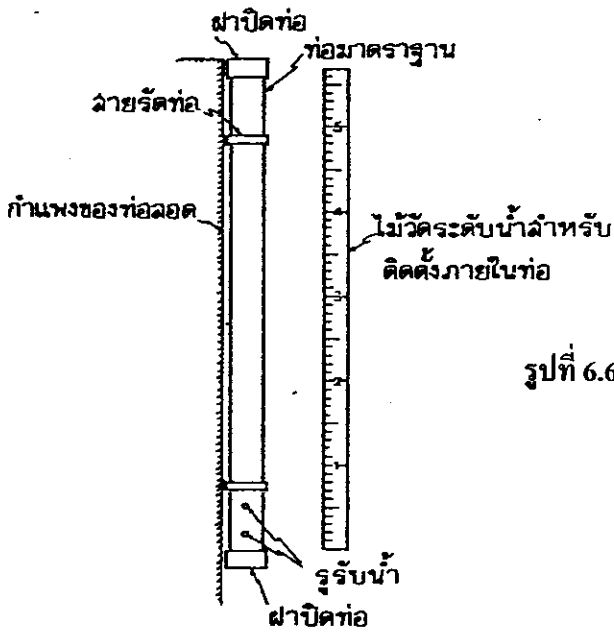
รูปที่ 6.3 การทำงานของเครื่องมือวัดระดับน้ำแบบใช้ฟองอากาศ



รูปที่ 6.4 การทำงานของเครื่องมือวัดระดับน้ำแบบทุ่นลอยชนิดต่างๆ



รูปที่ 6.5 แสดงตัวอย่างของบ่อวัดระดับน้ำ



รูปที่ 6.6 เครื่องมือวัดระดับน้ำสูงสุดแบบง่าย

6.2 การวัดปริมาณน้ำท่า

หน่วยของปริมาณน้ำท่าเป็น ลบ.เมตรต่อวินาทีในระบบเมตริก และลบ.ฟุตต่อวินาที ในระบบอังกฤษ และอาจจะมีหน่วยเป็นความลึกต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ การวัดปริมาณน้ำท่ามีอยู่ด้วยกันหลายวิธี แต่จะขอกล่าวเฉพาะวิธีที่สำคัญเท่านั้น

6.2.1 วิธีความเร็ว-พื้นที่หน้าตัด (Velocity-area method)

เป็นวิธีที่นิยมใช้วัดปริมาณน้ำในแม่น้ำที่มีขนาดกลางจนถึงขนาดใหญ่ และอัตราการไหลของน้ำท่าสามารถหาได้จากสมการต่อไปนี้

$$Q = AV \quad (6.1)$$

เมื่อ	Q	=	อัตราการไหลของน้ำ
	A	=	พื้นที่หน้าตัดของทางน้ำ
	V	=	ความเร็วของกระแสที่วัดได้จากการวัด

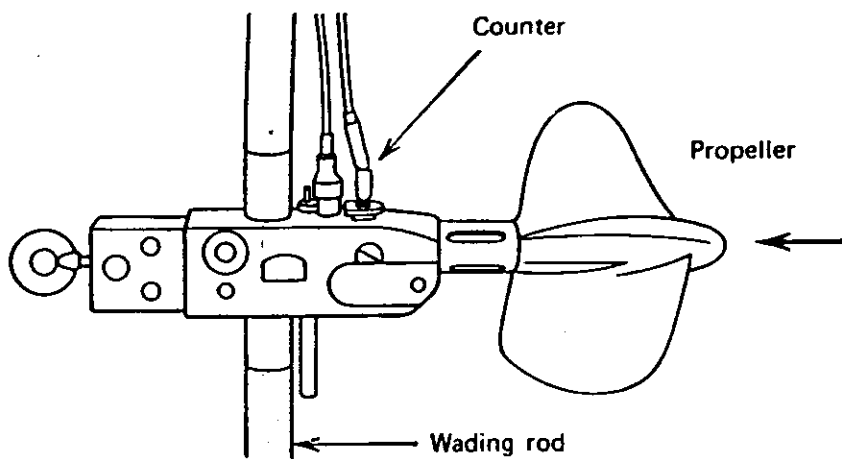
ความเร็วของกระแสน้ำวัดด้วยเครื่องมือที่เรียกว่า “เครื่องวัดกระแสน้ำ (Current meter)” ซึ่งจำแนกออกเป็นชนิดใหญ่ๆ ได้ 2 ชนิดคือ 1) ชนิดที่หมุนรอบแกนตั้งเช่น แบบถ้วยทรงกรวย (Cup type) 2) ชนิดหมุนรอบแกนนอน (Propeller) เครื่องวัดกระแสน้ำทั้งสองชนิดได้แสดงไว้ในรูปที่ 6.7

เครื่องมือนี้ต้องหย่อนลงมาให้อยู่ในตำแหน่งที่ต้องการได้ผิวน้ำ ใบพัดหรือถ้วยต้องหันสู่แนวตลอดเวลา และตัวเครื่องต้องมีทิศทางขนานไปกับการไหลของน้ำโดยมีทางเสื่อเป็นตัวบังคับ สำหรับทางน้ำขนาดเล็กและมีความลึกไม่มาก (น้อยกว่าหรือเท่ากับ 1.50 เมตร) เครื่องจะถูกติดตั้งอยู่บนท่อนเหล็กกลม (Rod) ซึ่งสามารถปรับให้เครื่องเคลื่อนที่ขึ้นหรือลงได้ตามแนวดิ่ง สำหรับทางน้ำขนาดใหญ่ที่มีความลึกของน้ำสูง (มากกว่า 2.00 เมตร) เครื่องมือจะถูกหย่อนลงมาให้ได้ความลึกที่ต้องการด้วยสายเคเบิล และมีลูกตุ้มรูปคอรี่ปิโคถ่วงอยู่ใต้เครื่อง น้ำหนักของตุ้มถ่วงที่ใช้ขึ้นอยู่กับความแรงของกระแสน้ำ กระแสน้ำจะทำให้ถ้วยหรือใบพัดหมุนด้วยจำนวนรอบที่ต่างกัน เมื่อหมุนครบหนึ่งรอบก็จะมีสัญญาณส่งขึ้นไปตามสายที่ต่อไว้ไปยังผู้ทำการวัด เครื่องที่ทันสมัยอาจจะมีกรนับจำนวนรอบโดยอัตโนมัติ จำนวนรอบจะถูกแปลงเป็นความเร็วโดยใช้กราฟหรือตาราง หรือสูตรประจำเครื่องวัด สูตรทั่วไปที่พบเห็นกันบ่อยคือ

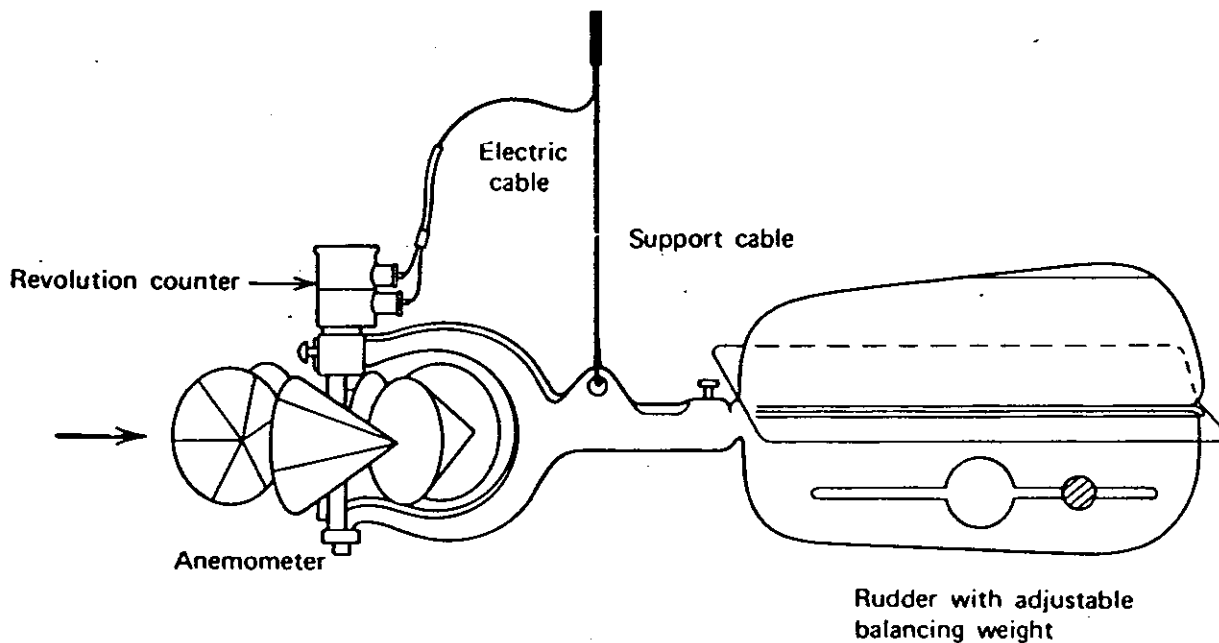
$$V = a + bN \quad (6.2)$$

เมื่อ	V	=	ความเร็วของกระแสน้ำ
	a	=	ความเร็วเริ่มต้นที่ทำให้ถ้วยกรวยหรือใบพัดเริ่มหมุน
	b	=	ค่าคงที่ของเครื่องวัด
	N	=	จำนวนรอบที่หมุนในเวลา 1 วินาที

ค่าของ a และ b จะเปลี่ยนแปลงได้ตามชนิด ขนาด และเครื่องวัด



(a)



(b)

รูปที่ 6.7 เครื่องวัดความเร็วของกระแสน้ำ ก) แบบถ้วย (Cup type)
ข) แบบใบพัด (Propeller type)

ความเร็วของกระแสน้ำจะมีค่าไม่เท่ากันตลอดความลึก คือมีค่าเป็นศูนย์ที่ท้องทางน้ำ และมีค่าสูงสุดที่บริเวณใกล้ผิวน้ำ ฉะนั้นเราอาจจะต้องการวัดความเร็วของกระแสน้ำมากกว่าหนึ่งจุดตลอดความลึก โดยทั่วไปความเร็วเฉลี่ยในแนวตั้งเท่ากับค่าเฉลี่ยของความเร็วที่จุดที่มีความลึก 0.2d และ 0.8d จากผิวน้ำ หรือเท่ากับค่าของความเร็วที่จุดที่มีความลึก 0.6d จากผิวน้ำ ตารางที่ 6.1 แสดงวิธีหาความเร็วเฉลี่ยในแนวตั้งตามความลึกของน้ำ

ตารางที่ 6.1 การหาความเร็วเฉลี่ยในแนวตั้งตามความลึก

วิธีการวัด	ความลึกของน้ำ, d (เมตร)	จุดความลึกที่ทำการวัด (เมตร)	ความเร็วเฉลี่ย \bar{V}
1. วัดจุดเดียว	0.30-0.60	0.6d จากผิวน้ำ	$\bar{V} = V_{0.6}$
2. วัดสองจุด	0.60-3.00	0.2d และ 0.8d	$\bar{V} = \frac{1}{2}(V_{0.2} + V_{0.8})$
3. วัดสามจุด	3.00-6.10	0.2d, 0.6d และ 0.8d	$\bar{V} = \frac{1}{4}(V_{0.2} + 2V_{0.6} + V_{0.8})$

เมื่อ $V_{0.2}$ = ความเร็วที่ 0.2d วัดจากผิวน้ำ
 $V_{0.6}$ = ความเร็วที่ 0.6d วัดจากผิวน้ำ
 $V_{0.8}$ = ความเร็วที่ 0.8d วัดจากผิวน้ำ

สถานีควรอยู่ในช่วงของลำน้ำที่มีแนวตรงและมีหน้าตัดสม่ำเสมอ ควรทำการวัดความลึกและหน้าตัดไปพร้อมกับการวัดกระแสน้ำ เนื่องจากระดับของผิวน้ำจะมีการเปลี่ยนแปลงมากในช่วงของน้ำหลาก ฉะนั้นจะต้องทำการวัดระดับน้ำก่อนและหลังการวัดไว้ด้วย ในกรณีใช้สายเคเบิล เมื่อกระแสน้ำมีความเร็วมากจะทำให้สายเคเบิลเกิดการโค้ง ฉะนั้นต้องมีการวัดมุมที่สายเคเบิลทำกับแนวตั้ง เพื่อนำไปทำการปรับแก้ภายหลัง

การหาอัตราการไหลของน้ำโดยวิธีนี้จะต้องแบ่งพื้นที่หน้าตัดของทางน้ำออกเป็น ส่วนย่อยหลายส่วน จำนวนของส่วนย่อยที่จะแบ่งขึ้นอยู่กับความกว้างของผิวน้ำและความละเอียดถูกต้องที่ต้องการ แต่อย่างไรก็ดี หลักเกณฑ์สำหรับเป็นแนวทางก็คือในแต่ละส่วนที่แบ่งนั้นจะต้องมีปริมาณการไหลของน้ำไม่เกิน 10% ของปริมาณการไหลรวมทั้งหมดของรูปตัดทางน้ำนั้น ความกว้างของส่วนย่อยไม่จำเป็นต้องเท่ากันทุกส่วน การคำนวณหาปริมาณน้ำมีอยู่ด้วยกัน 2 วิธีคือ

1) วิธี Mean-Section จากรูปที่ 6.8

ตำแหน่งที่ 1, 2, 3, , 6 เป็นตำแหน่งที่วัดความเร็วด้วยเครื่องวัดกระแสน้ำ
 d_1, d_2, \dots, d_6 เป็นความลึกของน้ำที่ตำแหน่งที่ 1, 2, 3, , 7
 w_1, w_2, \dots, w_7 เป็นความกว้างของส่วนย่อย

วิธีทำ

- 1) หาคความเร็วเฉลี่ยในแนวตั้งที่จุด 1, 2, 3, , 6
- 2) หาคความเร็วเฉลี่ยระหว่างแนวตั้ง 0-1, 1-2, 2-3, , 6-7

เช่น

$$V_{0-1} = \frac{1}{2}(\bar{V}_0 + \bar{V}_1) \text{ โดย } \bar{V}_0 = 0$$

$$V_{1-2} = \frac{1}{2}(\bar{V}_1 + \bar{V}_2)$$

$\bar{V}_1, \bar{V}_2, \bar{V}_3, \dots$ เป็นความเร็วเฉลี่ยในแนวตั้ง

- 3) หาพื้นที่ส่วนย่อย $A_{0-1}, A_{1-2}, A_{2-3}, \dots, A_{6-7}$

เช่น

$$A_{0-1} = \frac{1}{2}(d_0 + d_1)w_1 \text{ โดย } d_0 = 0$$

$$A_{1-2} = \frac{1}{2}(d_1 + d_2)w_2$$

- 4) หาอัตราการไหลในแต่ละส่วนย่อย

เช่น

$$Q_{0-1} = V_{0-1} \times A_{0-1}$$

$$Q_{1-2} = V_{1-2} \times A_{1-2}$$

- 5) หาอัตราการไหลรวมทั้งหมดของรูปตัด

$$Q = Q_{0-1} + Q_{1-2} + Q_{2-3} + \dots, Q_{6-7}$$

2) วิธี Mid-Section จากรูปที่ 6.9

วิธีทำ

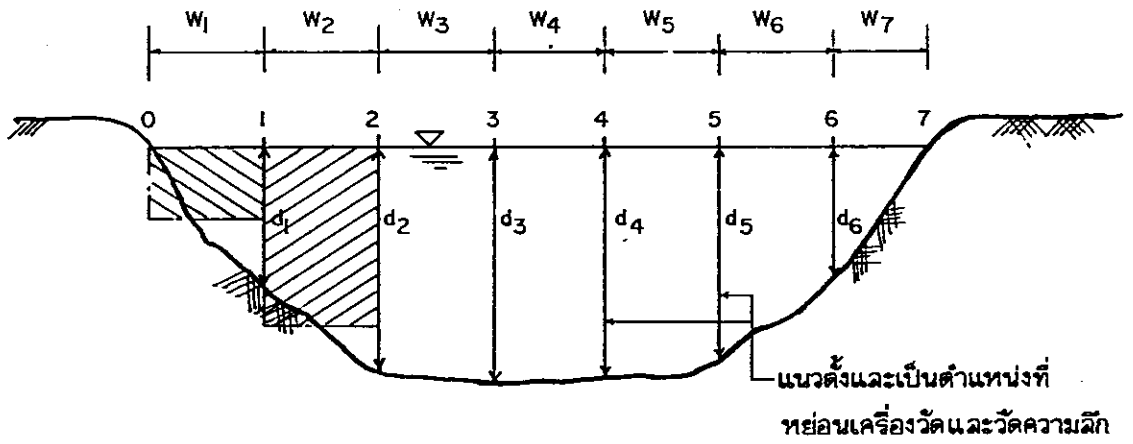
- 1) หาคความเร็วเฉลี่ยในแนวตั้งที่จุด 1, 2, 3, , 6
- 2) หาพื้นที่ส่วนย่อย $A_1, A_2, A_3, \dots, A_6$

เช่น

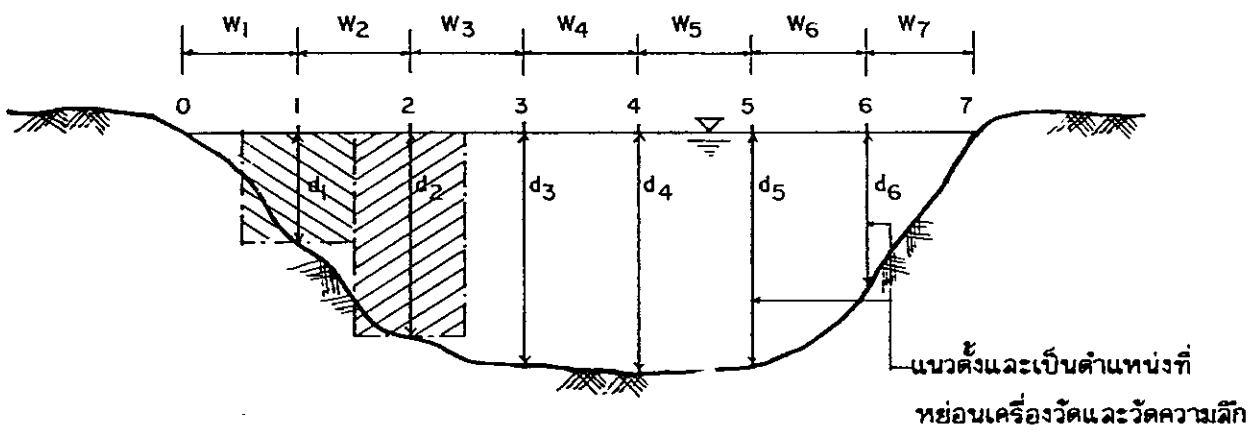
$$A_1 = \frac{1}{2}(w_1 + w_2)d_1$$

$$A_2 = \frac{1}{2}(w_2 + w_3)d_2$$

$$A_3 = \frac{1}{2}(w_3 + w_4)d_3$$



รูปที่ 6.8 การแบ่งพื้นที่ส่วนย่อยตามวิธี Mean-section



รูปที่ 6.9 การแบ่งพื้นที่ส่วนย่อยตามวิธี Mid-section

3) หาอัตราการไหลในแต่ละส่วนย่อย

$$\begin{aligned} \text{เช่น} \quad Q_1 &= A_1 \bar{V}_1 = \frac{1}{2}(w_1 + w_2)d_1 \bar{V}_1 \\ Q_2 &= A_2 \bar{V}_2 = \frac{1}{2}(w_2 + w_3)d_2 \bar{V}_2 \\ Q_3 &= A_3 \bar{V}_3 = \frac{1}{2}(w_3 + w_4)d_3 \bar{V}_3 \end{aligned}$$

4) หาอัตราการไหลรวมทั้งหมดของรูปตัด

$$Q = Q_1 + Q_2 + Q_3 + \dots, Q_6$$

ตัวอย่างที่ 6.1 จงหาอัตราการไหลและความเร็วเฉลี่ยของน้ำในลำน้ำแห่งหนึ่ง ข้อมูลที่ได้จากการวัดแสดงในตารางที่ 6.2 โดยใช้เครื่องวัดกระแส น้ำ สมการประจำเครื่องวัดเป็นดังต่อไปนี้

$$V = 0.10 + 2.20 N$$

เมื่อ V = ความเร็วของกระแส น้ำ, ฟุต/วินาที
 N = จำนวนรอบในเวลา 1 วินาที

ตารางที่ 6.2 ข้อมูลที่ได้จากการวัด

ระยะจากฝั่ง (ฟุต)	ความลึกของน้ำ (ฟุต)	ความลึกของเครื่องวัด จากผิวน้ำ (ฟุต)	จำนวนรอบที่นับได้ (ฟุต)	เวลา (วินาที)
0	0	0		
2	1	0.6	10	50
4	3.5	2.8	22	55
4	3.5	0.7	35	52
6	5.2	4.2	28	53
6	5.2	1.0	40	58
9	6.3	5.0	32	58
9	6.3	1.3	45	60
11	4.4	3.5	28	45
11	4.4	0.9	33	46
13	2.2	1.3	22	50
15	0.8	0.5	12	49
17	0	0		

การคำนวณหาอัตราการไหลโดยวิธี Mean-section และ Mid-section ได้แสดงไว้ในตารางที่ 6.3 และ 6.4 ตามลำดับ

ตารางที่ 6.3 การหาอัตราการไหลด้วยวิธี Mean-section

ระยะจากจุด เริ่มต้น (ฟุต)	ความลึก ของน้ำ (ฟุต)	จุดที่ทำ การวัด	จำนวนรอบ ที่วัดได้	เวลาที่วัดได้ (วินาที)	ความเร็ว, ฟุต			ความลึก ของน้ำเฉลี่ย (ฟุต)	ความกว้าง ส่วนย่อย (ฟุต)	พื้นที่ส่วน ย่อย (ตร. ฟุต)	Q (ลบ.ฟุต/ วินาที)
					จุดที่ทำ การวัด	เฉลี่ยใน แนวตั้ง	เฉลี่ยระหว่าง แนวตั้ง				
0	0										
2	1	0.6	10	50	0.540	0.540	0.270	0.50	2	1.00	0.27
4	3.5	2.8	22	55	0.980	1.277	0.909	2.25	2	4.50	4.09
6	5.2	0.7	35	52	1.574	1.442	1.360	4.35	2	8.70	11.83
9	6.3	4.2	28	53	1.266	1.442	1.486	5.75	3	17.25	25.63
11	4.4	1.0	40	58	1.618	1.530	1.552	5.35	2	10.70	16.61
13	2.2	5.0	32	60	1.750	1.574	1.321	3.30	2	6.60	8.72
15	0.8	1.3	28	45	1.464	1.068	0.848	1.50	2	3.00	2.54
17	0	0.5	12	49	0.628	0.628	0.314	0.40	2	0.80	0.25
					0	0					
									รวม	52.55	69.94

$$\text{ความเร็วเฉลี่ย} = \frac{69.94}{52.55} = 1.33 \text{ ฟุต/วินาที}$$

ตารางที่ 6.4 การหาอัตราการไหลด้วยวิธี Mid-section

ระยะจากจุดเริ่มต้น (ฟุต)	ความลึกของน้ำ (ฟุต)	จุดที่ทำการวัด	จำนวนรอบที่วัดได้	เวลาที่วัดได้ (วินาที)	ความเร็ว, ฟุต/วินาที		เฉลี่ยระหว่างแนวตั้ง	ความกว้างส่วนย่อย (ฟุต)	พื้นที่ส่วนย่อย (ตร.ฟุต)	Q (ลบ.ฟุต/วินาที)
					จุดที่ทำ การวัด	เฉลี่ยในแนวตั้ง (ฟุต)				
0	0	0	0			0				0
2	1	0.6	10	50	0.540	0.540	-	2	2.0	1.08
4	3.5	2.8	22	55	0.980	1.277	-	2	7.0	8.94
6	5.2	0.7	35	52	1.574	1.442	-	2.50	13.00	18.75
9	6.3	4.2	28	53	1.266	1.310	-	2.50	15.75	24.10
11	4.4	1.0	40	58	1.618	1.750	-	2	8.80	13.85
13	2.2	5.0	32	58	1.310	1.464	-	2	4.40	4.70
15	0.8	1.3	45	60	1.750	1.684	-	2	1.60	1.01
17	0	3.5	28	45	1.464	1.574	-	2		0
		0.9	33	46	1.684	1.068	-			
		1.3	22	50	1.068	0.628	-			
		0.5	12	49	0.628	0	-			
		0	0		0			รวม	52.55	72.43

$$\text{ความเร็วเฉลี่ย} = \frac{72.43}{52.55} = 1.38 \text{ ฟุต/วินาที}$$

6.2.2 อาคารวัดน้ำ (Flow measuring structure)

อาคารประเภทนี้ออกแบบขึ้นโดยอาศัยกฎเกณฑ์ของชลศาสตร์ เป็นเครื่องมือวัดน้ำที่เหมาะสมกับลำน้ำ ที่ไม่ใหญ่มากนักโดยเฉพาะคลองชลประทาน และอาคารวัดน้ำจะเหมาะสมที่สุดสำหรับลำน้ำขนาดเล็ก อาคารแต่ละชนิดจะมีสูตรหรือกราฟช่วยในการหาอัตราการไหล อาคารประเภทนี้ได้แก่ ฝ่ายวัดน้ำแบบสี่เหลี่ยม ฝ่ายวัดน้ำแบบสามเหลี่ยม รูปแบบพาร์เซล รูปแบบไม่มีคอค ฝ่ายวัดน้ำแบบสันกว้าง ฯลฯ รายละเอียดหาดูเพิ่มเติมได้จากหนังสือเกี่ยวกับการวัดน้ำในทางน้ำเปิด

6.2.3 วิธีเจือจางสาร (Dilution gauging)

วิธีนี้เหมาะสมที่สุดสำหรับทางน้ำขนาดเล็กและมีกระแสน้ำปั่นป่วน หรือทางน้ำในพื้นที่ภูเขาซึ่งผิวทางน้ำเป็นก้อนหินก้อนกรวด โดยการฉีดสารเคมีลงในน้ำแล้วทำการเก็บตัวอย่างน้ำทางด้านท้ายน้ำหลังจากที่สารเคมีและน้ำได้ผสมเข้ากันอย่างสมบูรณ์ อาจจะมีการฉีดสารเคมีลงในครั้งเดียวก็ได้ จากความเข้มข้นของสารเคมีทางด้านเหนือน้ำและด้านท้ายน้ำ และสารเคมีที่ใช้ได้แก่ โซเดียมไดโครเมต (Sodium dichromate) เกลือ สารละลายฟลูออเรสเซนต์ ซึ่งสารเคมีควรเป็นสารละลายที่ผสมเข้ากับน้ำได้ดีและไม่ทำปฏิกิริยากับตะกอนและดินหรือวัสดุตามทางน้ำรวมทั้งพืชด้วย

6.2.4 วิธีอัลตราโซนิก (Ultrasonic method)

ใช้การวัดสัญญาณอัลตราโซนิกแล้วเปลี่ยนเป็นความเร็วของกระแสน้ำ ทำการติดตั้ง Transducer ที่ทั้งสองฝั่งให้อยู่ในระดับเดียวกัน แต่ให้ Transducer มีแนวทำมุมกับทิศทางการไหล ความเร็วของกระแสน้ำจะขึ้นอยู่กับระดับ ระยะ และมุมที่ทำกับทิศทางการไหล และเวลาที่สัญญาณเดินทางระหว่าง Transducer ทั้งสอง ในแนวเดียวกัน อาจจะมีการติดตั้งคู่ของ Transducer ในหลายๆ ระดับก็ได้

วิธีนี้เหมาะสำหรับสถานีตรวจวัดอัตโนมัติ โดยเฉพาะในทางน้ำที่มีการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว แต่จะไม่เหมาะสมกับทางน้ำที่มีหน้าตัดไม่มั่นคง ทางน้ำที่มีตะกอนแขวนลอยมาก การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอย่างรวดเร็ว การเปลี่ยนแปลงความเค็มของน้ำและทางน้ำที่มีอากาศผสมอยู่ในน้ำจำนวนมาก

6.3 โโค้งปริมาณน้ำและการปรับโค้ง

โโค้งปริมาณน้ำ (Rating Curve) เป็นโโค้งที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลและระดับน้ำ รูปร่างของโโค้งส่วนมากจะเป็นรูปพาราโบลา การลากเส้นโโค้งปริมาณน้ำที่ให้ความสัมพันธ์ที่ระหว่างอัตราการไหลและระดับน้ำทั้งในช่วงระดับน้ำสูงและต่ำ กระทำได้ยากวิธีที่ง่ายในการลากเส้นโโค้งปริมาณน้ำคือการลากเส้นมัธยฐาน (Medium line) ผ่านกลุ่มของจุดที่เกิดจากการพล็อตข้อมูลที่วัดได้ลงในกราฟ จุดดังกล่าวจะจัดกระจายกันอยู่ แต่วิธีดังกล่าวไม่ใช่วิธีที่ถูกคองนัก ถ้าอัตราการไหลค่าหนึ่งได้จากการวัดในช่วงระดับน้ำสูง (Rising stage) และระดับน้ำต่ำด้วย เมื่อทำการพล็อตลงในกราฟจะได้ลักษณะของลูป (Loop) ดังแสดงในรูปที่ 6.10

การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวหรือผลกระทบกระเทือนของลูปมีด้วยกันหลายสาเหตุ และสาเหตุอย่างหนึ่งก็คือ Channel storage ขณะที่ระดับน้ำเพิ่มขึ้นจะมีปริมาณน้ำส่วนหนึ่งสะสมอยู่ในช่วงของลำน้ำชั่วคราว

ตัวอย่างที่ 6.2 สมมติว่าจากการสังเกตเครื่องวัดระดับน้ำพบว่า ระดับน้ำเพิ่มขึ้นด้วยอัตรา 0.2 เมตร/ชม. ในขณะที่ทำการวัดปริมาณน้ำได้ 100 ลบ.เมตร/วินาที อัตราการเพิ่มดังกล่าวเกิดอยู่ในช่วงลำน้ำ 1,000 เมตร ระหว่างจุดที่ทำการวัดและจุดบังคับ (เป็นหน้าตัดที่หน้าข้างการไหลมีการเปลี่ยนแปลง)

กำหนดให้ความกว้างเฉลี่ยของลำน้ำในช่วงที่พิจารณาเท่ากับ 100 เมตร ฉะนั้นอัตราการเปลี่ยนแปลงการสะสมในลำน้ำ ds เท่ากับ

$$\begin{aligned} ds &= 1,000 \times 100 \times 0.2 \\ &= 200,000 && \text{ลบ.เมตร/ชั่วโมง} \\ &= 5.6 && \text{ลบ.เมตร/วินาที} \end{aligned}$$

อัตราการไหลที่จะนำไปพล็อตลงกราฟเท่ากับ 94.4 ลบ.เมตร/วินาที (ไม่ใช่ 100) เพราะค่านี้เป็นค่าอัตราการไหลที่ผ่านจุดบังคับซึ่งมีระดับน้ำเท่ากับค่าเฉลี่ยของระดับน้ำก่อนและหลังวัดปริมาณน้ำ

สาเหตุที่สองของการเกิดลูปของโโค้งปริมาณน้ำคือ การเปลี่ยนแปลงความลาดเทของผิวน้ำ เกิดขึ้นขณะที่คลื่นน้ำท่วมเคลื่อนตัวผ่านช่วงของลำน้ำ รูปที่ 6.11 แสดงหน้าตัดตามยาวของคลื่นน้ำท่วม จุด a ไหลผ่านสถานีวัดน้ำ วัดระดับน้ำได้ h , พื้นที่หน้าตัด A , และความลาดเทของผิวน้ำ S_1 เมื่อคลื่นน้ำท่วมเคลื่อนที่จนกระทั่งจุด b มาอยู่ที่สถานีวัดน้ำ วัดระดับน้ำได้ h , พื้นที่หน้าตัด A แต่ความลาดเทของผิวน้ำ S_2 จากสูตรของแมนนิง S_1

$$Q = AV = \frac{AR^{2/3}}{n} S^{1/2} \quad (6.3)$$

จะได้อัตราการไหล 2 ค่า ตามค่าของ S_1 และ S_2 โดยให้ A, R และ n คงที่ เนื่องจากจุดยอดของคลื่นน้ำท่วม อัตราการไหลสูงสุดจะเกิดขึ้นก่อนการเกิดระดับน้ำสูงสุดบ่อยๆ เพราะว่ามีอิทธิพลของความลาดเทของผิวน้ำที่ชันมากที่มีต่อความเร็ว

โดยทั่วไป มีความจำเป็นที่จะต้องปรับแก้อัตราการไหลทั้งช่วงระดับน้ำขึ้นและระดับน้ำลงให้เข้าสู่สภาวะคงที่ เพราะส่วนใหญ่เจ้าหน้าที่ประจำสถานีไม่ใช่ผู้มีความชำนาญและทำการวัดวันละครั้ง จึงไม่ได้สังเกตว่าเป็นช่วงน้ำขึ้นหรือน้ำลง โดยการใช้โค้งที่ปรับแก้แล้วหรือโค้งของสภาวะการไหลคงที่ การสังเกตระดับน้ำสูงและระดับน้ำต่ำจึงไม่ค่อยมีความจำเป็นมากนัก การปรับแก้สามารถกระทำได้ดังนี้

จากสูตรของแมนนิ่ง อัตราการไหลของสภาวะการไหลคงที่ Q ในทางน้ำเปิดเมื่อทราบค่า n, R และ A จะเป็น

$$Q = \alpha \sqrt{S} \quad (6.4)$$

เมื่อ $S =$ ความลาดเทของสภาวะการไหลคงที่

เมื่อความลาดเทไม่เท่ากับ S ซึ่งเป็นกรณีของระดับน้ำกำลังขึ้น หรือระดับน้ำกำลังลง ปริมาณการไหลจริง Q_a จะเป็น

$$Q_a = \sqrt{S \pm \Delta S} \quad (6.5)$$

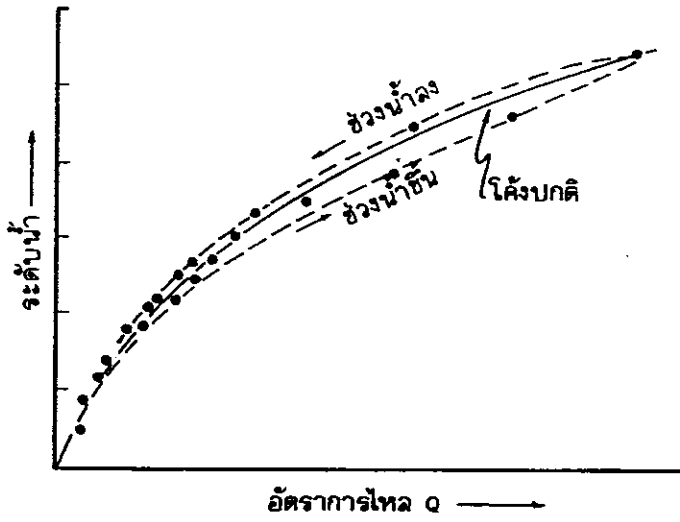
ในรูปที่ 6.12 แสดงการเคลื่อนตัวของคลื่นไปข้างหน้าและอยู่ในช่วงระดับน้ำกำลังขึ้น ระดับน้ำเริ่มต้นมีค่าเท่ากับ h และเพิ่มขึ้นเป็น $h + dh$ เมื่อเวลาผ่านไป dt และในช่วงเวลาดังกล่าวคลื่นจะเคลื่อนตัวไปเป็นระยะทาง Udt และ

$$\Delta S = \frac{dh}{Udt} = \frac{dh/dt}{U} \quad (6.6)$$

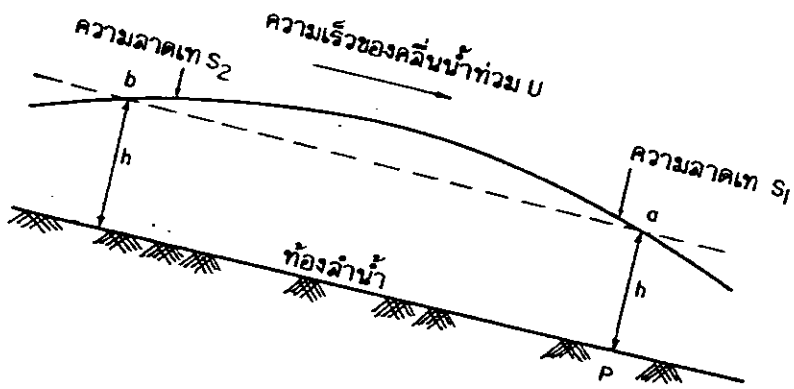
เมื่อ U เป็นความเร็วของคลื่นน้ำท่วม dh/dt จะมีค่าเป็นบวกในช่วงน้ำขึ้น และเป็นลบในช่วงน้ำลง รวมสมการ 6.4, 6.5 c และ 6.6 จะได้

$$\frac{Q_a}{Q} = \sqrt{\frac{S + (dh/dt)/U}{S}} \quad (6.7)$$

$$\frac{Q_a}{Q} = \sqrt{1 + \frac{dh/dt}{U \cdot S}} \quad (6.8)$$



รูปที่ 6.10 ตัวอย่างโค้งปริมาณน้ำ



รูปที่ 6.11 การเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วม

นายคอร์เบตต์ (Corbett) และคณะได้แนะนำว่าในทางน้ำที่มีพื้นที่หน้าตัดค่อนข้างสม่ำเสมอในช่วงเกิดน้ำหลาก ค่าของ U จะมีค่าเท่ากับ 1.3 เท่าของความเร็วเฉลี่ยของปริมาณน้ำ

$$U = 1.3 \frac{Q_a}{A} \quad (6.9)$$

เมื่อ A = พื้นที่หน้าตัดทั้งหมดของการไหล

ตัวอย่างที่ 6.3 ทำการวัดปริมาณน้ำในช่วงน้ำหลากของแม่น้ำสายหนึ่ง Q_a ได้เท่ากับ 3,160 ลบ.เมตร/วินาที ในขณะที่ทำการวัดใช้เวลาทั้งหมด 2 ชั่วโมง ระดับน้ำเพิ่มขึ้นจาก 50.40 เป็น 50.52 เมตร ระดับน้ำที่ระยะ 400 เมตรทางด้านเหนือน้ำ และ 300 เมตรทางด้านท้ายน้ำของสถานีวัดน้ำ มีค่าต่างกันอยู่เท่ากับ 100 มม. ความกว้างของผิวน้ำเท่ากับ 500 เมตร และความลึกเฉลี่ยเท่ากับ 4 เมตร จงหาอัตราการไหลของสภาวะการไหลคงที่

วิธีทำ	A	=	500×4	=	2000	ตร.เมตร
	ความเร็วเฉลี่ยของการไหล	=	$\frac{3160}{2000}$	=	1.58	เมตร/วินาที
	U	=	1.3×1.58	=	2.045	เมตร/วินาที
	$\frac{dh}{dt}$	=	$0.12/7200$	=	1.67×10^{-5}	เมตร/วินาที
	S	=	$0.10/700$	=	1.43×10^{-4}	

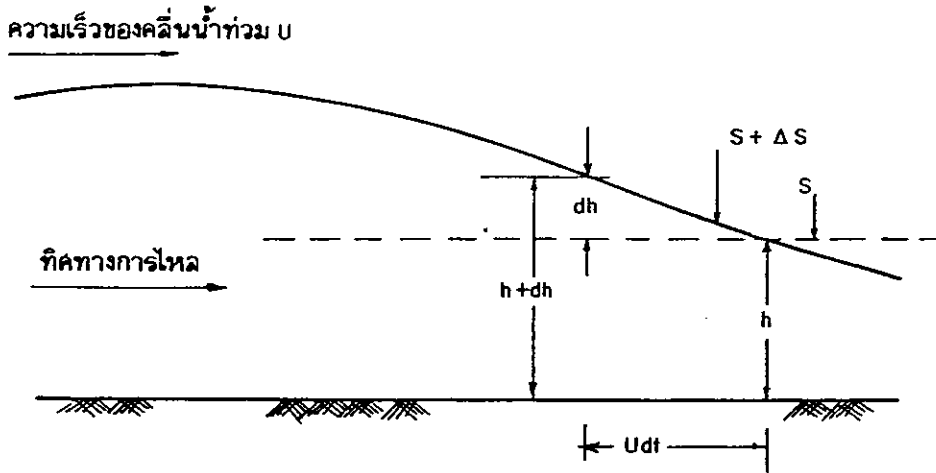
$$\sqrt{1 + \frac{dh/dt}{US}} = \sqrt{1 + \frac{1.67 \times 10^{-5}}{2.045 \times 1.43 \times 10^{-4}}}$$

$$= 1.028$$

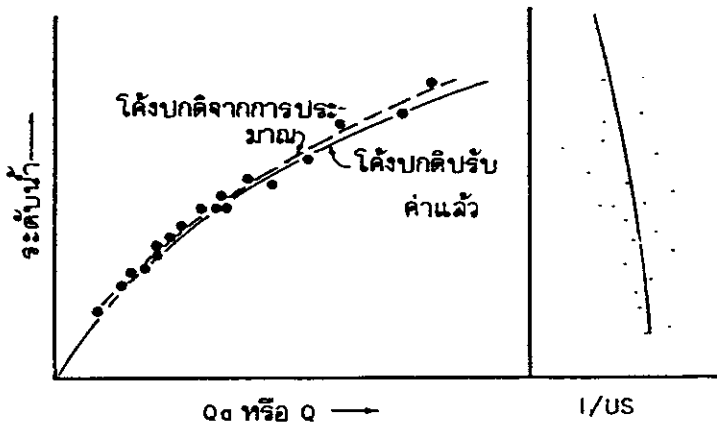
จากสมการที่ 6.8 จะได้

$$Q = \frac{3,160}{1.028} = 3073 \quad \text{ลบ.เมตร/วินาที}$$

ฉะนั้นที่ระดับน้ำเฉลี่ย 50.46 เมตร จะมีค่าอัตราการไหล 3073 ลบ.เมตร/วินาที



รูปที่ 6.12 การเปลี่ยนแปลงความลาดเทของผิวน้ำตามเวลา



รูปที่ 6.13 วิธีการปรับแก้โค้งปริมาณน้ำ

ถ้าทำการวัดอัตราการไหลในช่วงน้ำขึ้นน้ำลงและน้ำทรงแล้ว เราสามารถลากเส้นมัธยฐาน (Median line) ผ่านค่าที่วัดได้ เส้นโค้งปริมาณการไหลดังกล่าวจะใช้ในการประมาณค่า Q ของสภาวะการไหลคงที่ ในสมการที่ 6.8 ถ้าทำการวัดค่าของ Q_a และ $\frac{dh}{dt}$ เราสามารถจะหาค่า $\frac{1}{US}$ ได้ นำค่า $\frac{1}{US}$ และระดับน้ำไปพล็อตลงในกราฟ และหาโค้งเฉลี่ยดังแสดงในรูปที่ 6.13

จากโค้งเฉลี่ยของ $\frac{1}{US}$ และระดับน้ำ อ่านค่าของ $\frac{1}{US}$ ตามค่าของระดับน้ำที่วัดได้ แทนค่าลงในสมการที่ 6.8 เพื่อหาค่าของ Q นำค่าของ Q และระดับน้ำไปพล็อตลงในกระดาษกราฟ จะได้โค้งปริมาณการไหลที่ถูกต้อง ดังแสดงในรูป 6.13

6.4 การต่อโค้งปริมาณน้ำ

การวัดปริมาณน้ำในช่วงที่เกิดน้ำท่วมกระทำได้ยาก เพราะกระแสน้ำมีความเร็วสูง ระดับน้ำมีการเปลี่ยนแปลงในช่วงเวลาสั้น สิ่งที่เกี่ยวข้องกับน้ำจะเป็นอุปสรรคในการวัด และปริมาณน้ำท่วมดังกล่าวมานั้น จะเกิดสักครั้งหนึ่ง ในการออกแบบหรือการวิเคราะห์ความถี่ของปริมาณน้ำ ฯลฯ จะต้องทราบค่าปริมาณการไหลที่เกิดขึ้นในระหว่างน้ำท่วม ซึ่งโดยทั่วไปจะทำการวัดระดับน้ำไว้หรือสังเกตรอยคาบน้ำตามอาคารหรือต้นไม้ ฉะนั้นเมื่อต่อโค้งปริมาณน้ำออกไปเราก็สามารถจะประมาณปริมาณการไหลที่ระดับน้ำที่มีค่าสูงได้ การต่อโค้งที่นิยมใช้มีอยู่ด้วยกัน 3 วิธี

6.4.1 การต่อโค้งปริมาณน้ำแบบเลขกำลัง โดยปกติจะสร้างสมการของโค้งปริมาณน้ำให้อยู่ในความสัมพันธ์ต่อไปนี้

$$Q = k(h - a)^x \quad (6.10)$$

เมื่อ	h	=	ระดับน้ำหรือ Stage
	k	=	ค่าคงที่หาได้จากข้อมูลของโค้งปริมาณน้ำที่มีอยู่
	x	=	เลขยกกำลังหาได้จากข้อมูลของโค้งปริมาณน้ำที่มีอยู่
	a	=	ความสูงเป็นเมตร (หรือฟุต) ระหว่างค่าศูนย์บนเครื่องวัดระดับน้ำ และระดับน้ำค่าหนึ่งที่มีอัตราการไหลเท่ากับศูนย์

สมการที่ 6.10 จะแสดงความสัมพันธ์เป็นเส้นตรงบนกระดาษกราฟ logarithm จึงสามารถทำการต่อโค้งปริมาณน้ำได้ง่าย แต่อย่างไรก็ดี วิธีนี้ยังมีปัญหาเพราะยังมีหลักฐานทางทฤษฎีไม่เพียงพอที่จะสนับสนุน การนำเอากฎของสมการยกกำลังไปใช้ และสำหรับปริมาณการไหลมากๆ อาจจะมีการเปลี่ยนแปลงอย่างฉับพลันของพื้นที่หน้าตัดการไหลในช่วงน้ำขึ้น

ตัวอย่างที่ 6.4 เกิดน้ำท่วมในพื้นที่ลุ่มน้ำแห่งหนึ่ง มีระดับน้ำสูงสุดที่ประมาณได้จากกรวยคาบ น้ำเท่ากับ 4.50 เมตร ที่ระดับน้ำดังกล่าว ไม่เคยมีการวัดปริมาณการไหลไว้ จึงประมาณหาค่าปริมาณการไหลของน้ำท่วมครั้งนี้ จากข้อมูลของระดับน้ำและปริมาณการไหลที่เคยทำการวัดไว้ก่อน

ตารางที่ 6.5 ข้อมูลระดับน้ำและปริมาณการไหลของตัวอย่างที่ 6.4

ระดับน้ำ, เมตร h	$h - 0.365$	$h - 0.30$	ปริมาณการไหล ลบ.เมตร/วินาที
(1)	(2)	(3)	(4)
0.524	0.159	0.224	28.9
0.592	0.227	0.292	40.7
0.762	0.397	0.462	76.4
1.058	0.693	0.758	138.7
1.225	0.860	0.925	186.8
1.298	0.933	0.998	217.9
1.548	1.183	1.248	267.4
1.605	1.240	1.305	282.0
1.710	1.345	1.410	302.8
1.823	1.458	1.523	370.7
2.042	1.677	1.742	427.3
2.081	1.716	1.781	455.6
2.377	2.012	2.077	537.7
2.667	2.302	2.367	682.0
2.720	2.355	2.420	651.5
2.807	2.442	2.507	707.5
3.018	2.653	2.718	772.6

ทำการพล็อตโค้งปริมาณน้ำ โดยใช้ข้อมูลจากช่องที่ (1) และ (4) ดังแสดงในรูปที่ 6.14 (ก) นำข้อมูลชุดเดียวกันไปพล็อตลงในกระดาษกราฟ logarithm จะพบว่ากราฟเป็นเส้นโค้ง แสดงว่าค่าของ a ในสมการที่ 6.10 ไม่เท่ากับศูนย์

จากกราฟรูปที่ 6.14 (ก) โคน้ำปริมาณน้ำตัดแกน y ที่ระดับ 0.375 ใช้ค่าดังกล่าวเป็นหลักในการสมมติค่า a จนกว่าจะได้ความสัมพันธ์ระหว่าง $(h-a)$ และ Q เป็นเส้นตรงในกระดาษกราฟ logarithm เมื่อสมมติ $a = 0.365$ จะพบว่าโคน้ำปริมาณน้ำที่เกิดจากการพล็อตข้อมูลในช่องที่ (2) และ (4) เป็นเส้นโค้งลงเล็กน้อย ดังแสดงในรูปที่ 6.14 (ข)

จากลักษณะของการโค้งลงของกราฟ แสดงว่าค่า a จะต้องมีค่าน้อยกว่า 0.365 เมื่อสมมติค่า $a = 0.30$ จะได้โคน้ำปริมาณน้ำเป็นเส้นตรงในกระดาษ logarithm ทำการต่อเส้นตรงดังกล่าวออกไปทางด้านขวามือ เราก็สามารถประมาณหาค่า Q ที่ระดับน้ำ 4.50 เมตร ได้ โดยอ่าน Q ที่ตรงกับค่าของ $(h-0.30) = 4.50-0.30 = 4.20$ เมตร จะได้ $Q = 1300$ ลบ.เมตร/วินาที

จากสมการที่ 6.10 เปลี่ยนให้อยู่ในรูปของ \log จะได้

$$\log Q = \log k + x \log (h-a) \quad (6.11)$$

เมื่อ $\log (h-a) = 0$ จะได้ $Q = k$ แสดงว่าเมื่อเราอ่านค่า Q ที่ตรงกับค่า $(h-a) = 1$ จากกราฟ logarithm จะได้ค่าของ k และในตัวอย่างนี้ $k = 205$ ลบ.เมตร/วินาที และจากสมการที่ 6.11

$$\begin{aligned} x &= \frac{Q}{h-a} \\ &= \frac{8.5}{6.5} = 1.3 \end{aligned}$$

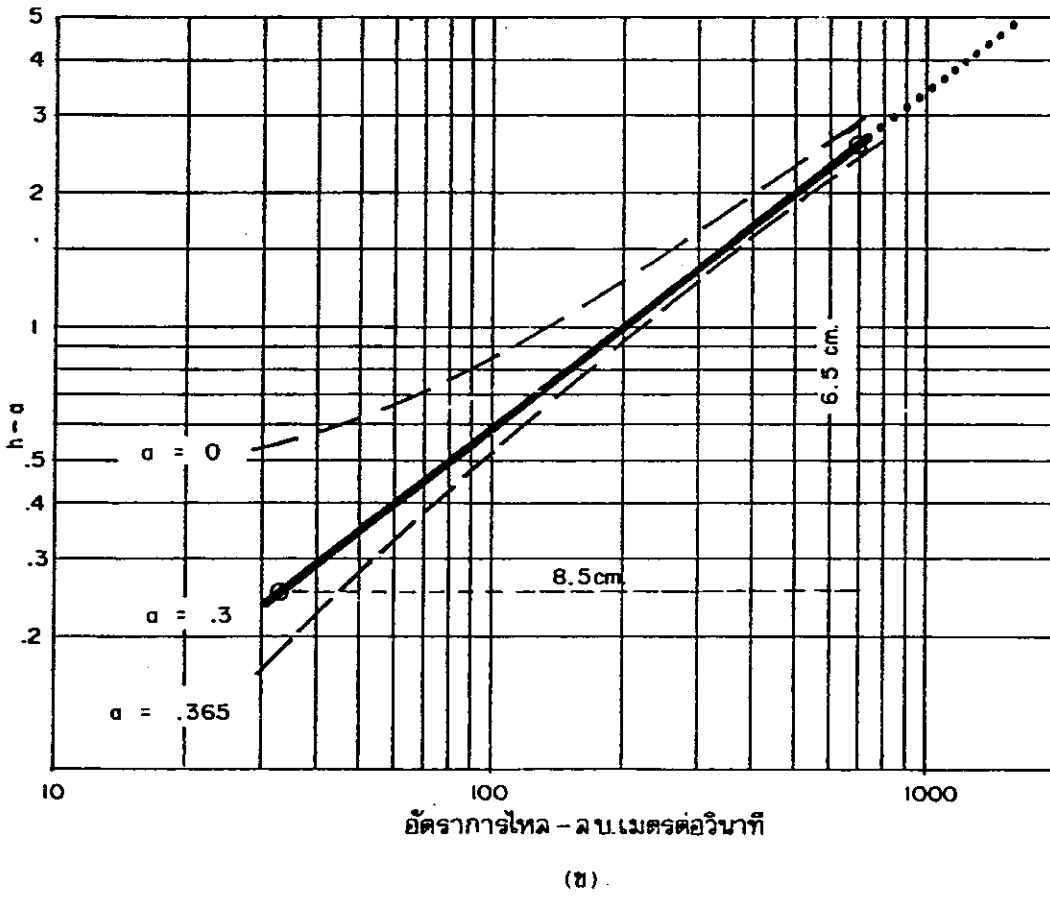
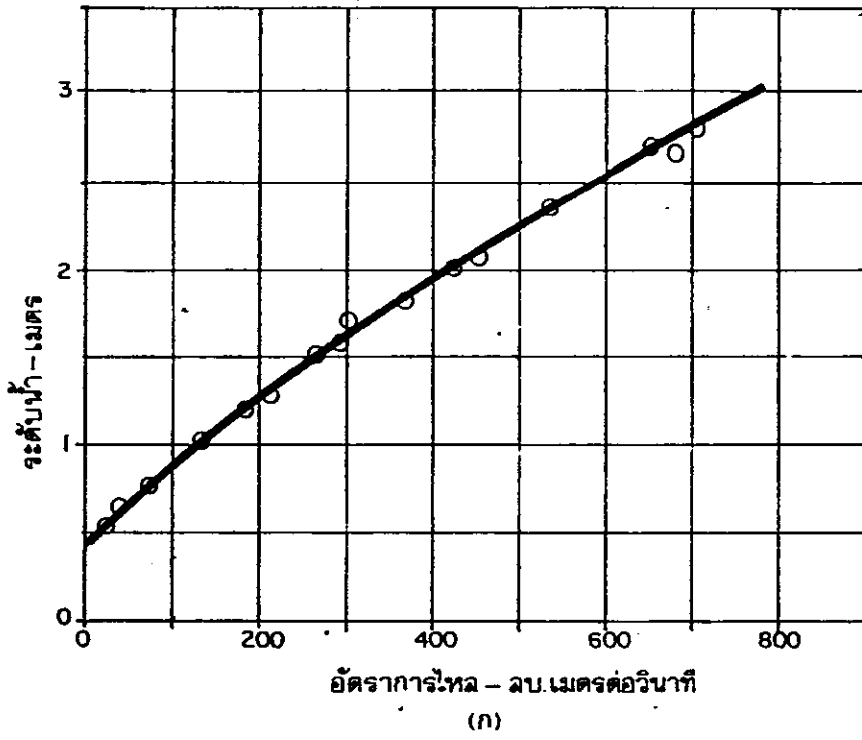
ฉะนั้นในตัวอย่างนี้สมการของ โคน้ำปริมาณน้ำจะเป็น

$$Q = 205 (h-0.3)^{1.3}$$

เมื่อแทนค่า $(h-0.3) = 4.2$ จะได้ $Q = 1324$ ซึ่งใกล้เคียงกับค่า Q ที่อ่านได้จากกราฟ

6.4.2 การต่อโคน้ำปริมาณน้ำโดยวิธีของสติเวนสัน วิธีนี้ใช้สูตรของนายเชซี (Chezy)

$$Q = AC \sqrt{RS} \quad (6.12)$$



รูปที่ 6.14 แสดงการหาค่า a และ x

เมื่อ	A	=	พื้นที่หน้าตัดการไหล
	C	=	สัมประสิทธิ์ความขรุขระของเซซี
	R	=	รัศมีชลศาสตร์
	S	=	ความลาดเทของเส้นพลังงาน

ถ้าสมมติว่า $C\sqrt{S}$ มีค่าคงที่ และ D เป็นค่าของความลึกเฉลี่ย และใช้แทนค่าของ R ในสมการที่ 6.12 ฉะนั้นจะได้ว่า

$$Q = kA \sqrt{D} \quad (6.13)$$

เมื่อรู้ค่าของ $A\sqrt{D}$ และ Q นำค่าทั้งสองไปพล็อตลงในกระดาษกราฟ จะได้กราฟที่มีความสัมพันธ์เป็นเส้นตรงโดยประมาณ ฉะนั้นเราสามารถต่อโค้งประมาณน้ำได้

ค่าของ $C\sqrt{S}$ มักจะไม่คงที่ตามข้อสมมติฐาน แต่วิธีนี้ได้พิจารณารูปร่างของทางน้ำที่เปลี่ยนแปลงเข้าไว้ด้วย จึงเป็นวิธีที่มีเหตุผลมากกว่าวิธีแรก

ตัวอย่างที่ 6.5 ข้อมูลในตารางที่ 6.6 เป็นข้อมูลที่ได้จากการวัดของสถานีวัดน้ำแห่งหนึ่ง จงประมาณหาค่าของ Q ที่ระดับ 14.5 ฟุต

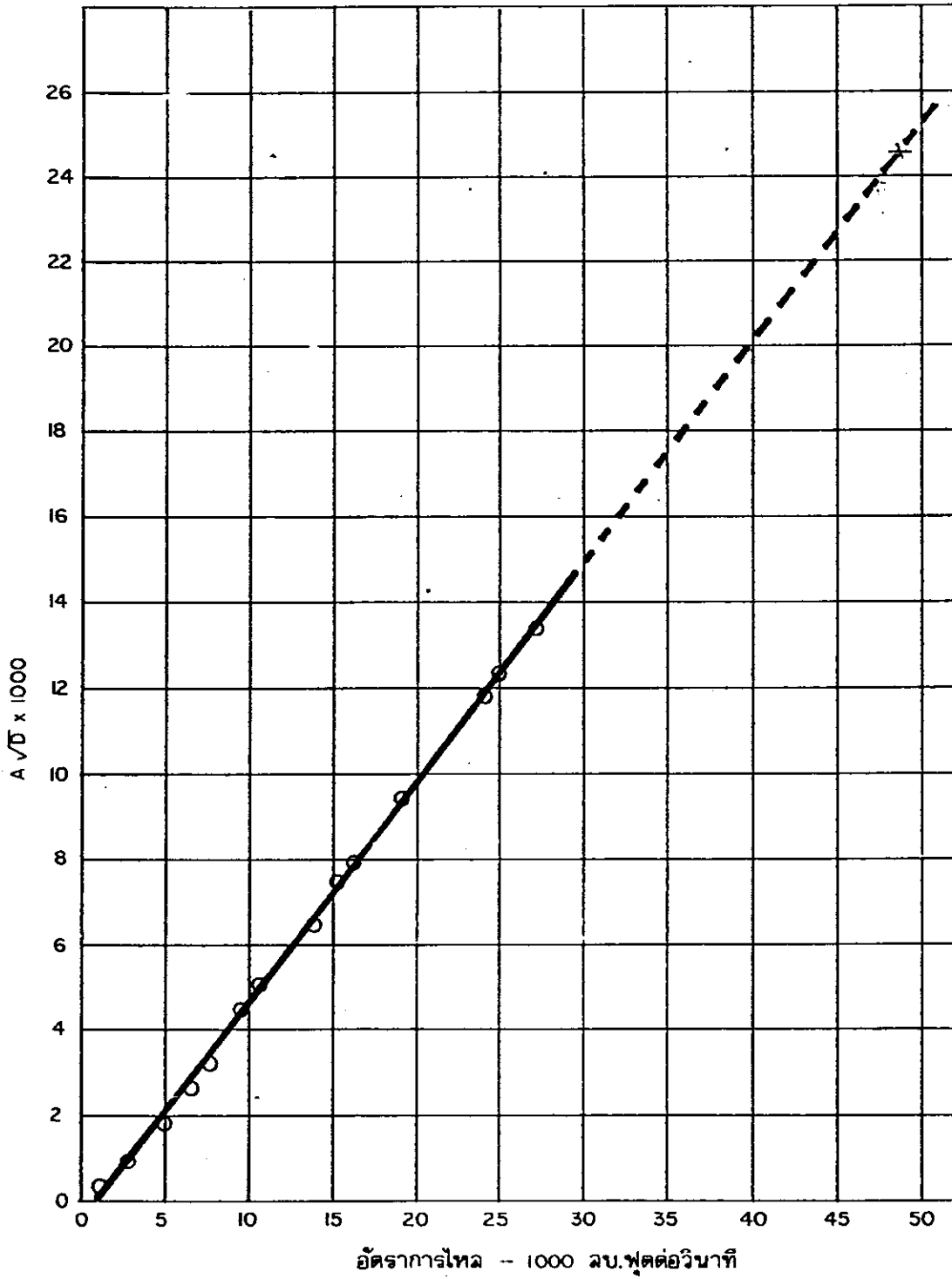
ช่องที่ (1) ถึงช่องที่ (4) เป็นข้อมูลที่ได้จากการวัด ช่องที่ (5) ได้จากการคำนวณนำข้อมูลในช่องที่ (4) และ (5) ไปพล็อตลงบนกระดาษกราฟธรรมดาจะได้ความสัมพันธ์เป็นเส้นตรง ดังแสดงในรูปที่ 6.15 เมื่อ $h = 14.50$ เมตร

$$A\sqrt{D} = 8200 \sqrt{9.0} = 24,600$$

จากกราฟรูปที่ 6.15

เมื่อ	$A\sqrt{D}$	=	24,600
-------	-------------	---	--------

จะได้	Q	=	48,700	ลบ.ฟุต/วินาที
-------	---	---	--------	---------------



รูปที่ 6.15 การต่อโค้งปริมาณน้ำโดยวิธีสติเวนสัน

ตารางที่ 6.6 ข้อมูลที่ได้จากการวัดของสถานีวัดน้ำ

ระดับน้ำ ฟุต	พื้นที่ ตร.ฟุต	ความลึกเฉลี่ย ฟุต	อัตราการไหล ลบ.ฟุต/วินาที	$A\sqrt{D}$
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
1.72	263	1.5	1,020	322
2.50	674	1.8	2,700	904
3.47	1,200	2.1	4,900	1,739
4.02	1,570	2.8	6,600	2,627
4.26	1,790	3.2	7,700	3,202
5.08	2,150	3.9	9,450	4,246
5.61	2,380	4.6	10,700	5,105
5.98	2,910	4.9	13,100	6,442
6.70	3,280	5.2	15,100	7,480
6.83	3,420	5.4	16,100	7,947
7.80	3,960	5.7	19,000	9,454
8.75	4,820	6.0	24,100	11,807
9.21	5,000	6.1	25,000	12,349
9.90	5,250	6.5	27,300	13,385
14.50	8,200	9.0		

6.4.3 การประมาณค่าปริมาณน้ำโดยวิธีความลาดเท-พื้นที่ วิธีนี้จะใช้สูตรของแมนนิงในการวิเคราะห์ ในทางปฏิบัติจะมีการวัดระดับน้ำทางด้านเหนือน้ำและท้ายน้ำของสถานีวัดน้ำ ในช่วงของการเกิดปริมาณการไหลสูงสุด ระดับน้ำทั้งสองค่าที่วัดได้จะใช้หาความลาดเทของผิวน้ำ ค่าของ A และ R ได้จากการวัดระดับน้ำที่สถานีวัดน้ำ จากสูตรของแมนนิง

$$Q = \frac{1}{n} AR^{2/3} S^{1/2}$$

ค่า n ของทางน้ำธรรมชาติเท่ากับ 0.035 โดยประมาณ ถ้าค่าของ n ผิดไป 0.001 จะทำให้ค่าของ Q ผิดพลาด 3% วิธีนี้มีจุดอ่อนอยู่ที่ค่าของ n ซึ่งจะไม่คงที่ แต่จะเปลี่ยนแปลงตามค่าของระดับน้ำ ถ้ามีการวัดความลาดเทของผิวน้ำในช่วงที่เกิดน้ำท่วมไว้แล้ว วิธีนี้จะเป็นวิธีที่ดีที่สุด

สองวิธีสุดท้ายจะมีข้อผิดพลาดเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่หน้าตัด ซึ่งเกิดขึ้นจากการกัดเซาะในช่วงน้ำนอง (Flood) และการตกตะกอนในช่วงของระดับน้ำต่ำ ดังนั้นควรจะมีการวัดพื้นที่หน้าตัดการไหลและความลึกเฉลี่ยในช่วงเวลาที่ใกล้เคียงเวลาของการวัดอัตราการไหล

6.5 ปริมาตรและช่วงเวลาการเกิดน้ำท่า (Volume and Duration of Runoff)

กราฟที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลของน้ำท่าและเวลา เราเรียกว่า กราฟน้ำท่า (Hydrograph) เวลาที่ฐานของกราฟน้ำท่าอาจจะเป็น เดือน วัน หรือชั่วโมง ก็ได้ ซึ่งขึ้นอยู่กับความละเอียดและความถูกต้องที่ต้องการในการวิเคราะห์ และยังขึ้นอยู่กับขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำด้วย รายละเอียดของกราฟน้ำท่าจะขอนำไปกล่าวในบทต่อไป

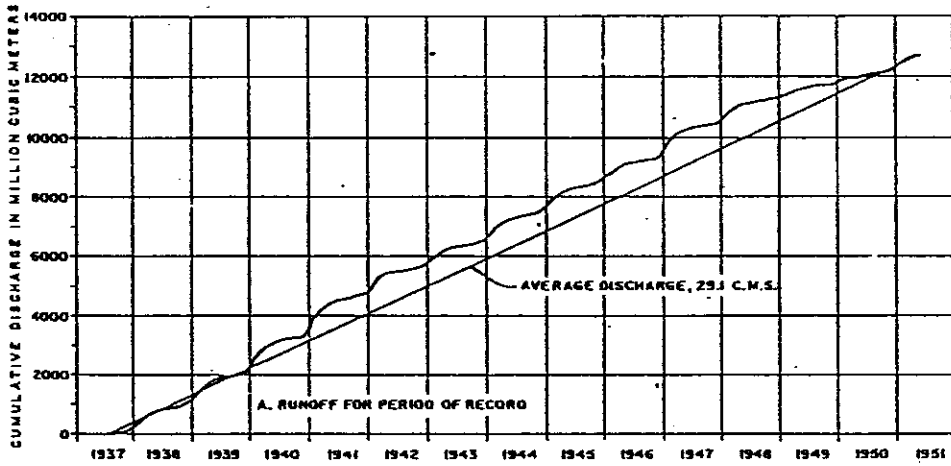
6.5.1 Mass Curve วิธีหนึ่งที่ใช้ในการวิเคราะห์ข้อมูลของน้ำท่าคือ “Mass Curve: Mass Curve เป็นกราฟที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าสะสมของปริมาณน้ำท่ากับเวลา ดังแสดงในรูปที่ 6.16 ปริมาณของน้ำท่าจะอยู่ในหน่วยของปริมาตร ซึ่งได้จากผลคูณของช่วงเวลาการเกิดน้ำท่าและอัตราการไหลเฉลี่ยในช่วงเวลานั้น สเกลของเวลาจะมีหน่วยเป็นวันหรือเดือนหรือปี ความลาดเทของ Mass Curve ที่เวลาใดๆ จะเป็นค่าของอัตราการไหล

โดยปกติ Mass Curve จะมีลักษณะเป็นคลื่น ในส่วนที่มีความลาดเทมาก จะเป็นช่วงเวลาที่เกิดปริมาณน้ำท่ามาก (High flow) และในทางตรงข้ามในส่วนที่มีความลาดเทน้อยหรือแบนราบ จะเป็นช่วงเวลาที่เกิดปริมาณน้ำท่าน้อย ส่วนมาก Mass Curve จะมีประโยชน์ในการหาขนาดความจุของอ่างเก็บน้ำ

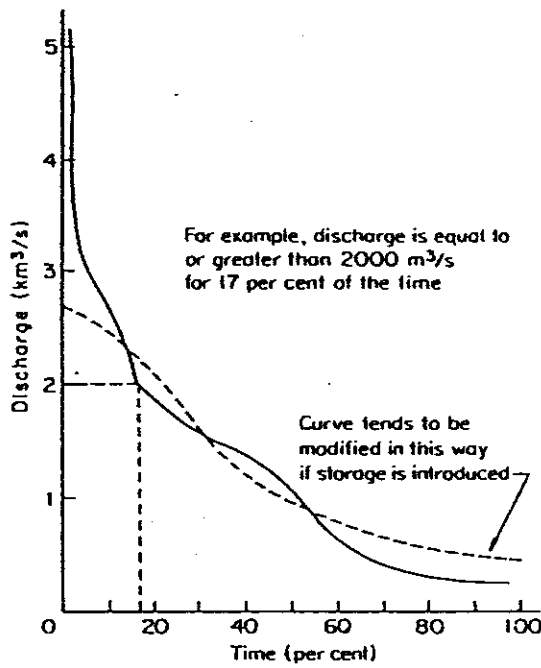
6.5.2 Flow Duration Curve เป็นกราฟที่แสดงความสัมพันธ์ของเวลาหรือเปอร์เซ็นต์ของเวลาทั้งหมด ซึ่งช่วงเวลาดังกล่าวเกิดอัตราการไหลที่มีขนาดเท่ากับหรือมากกว่าอัตราการไหลที่กำหนด ดังแสดงในรูปที่ 6.17 Flow Duration Curve ที่เกิดจากข้อมูลของกราฟน้ำท่าหลายๆ ปีติดต่อกัน จะเป็นเครื่องมือที่ใช้ในการตัดสินใจเลือกอัตราการไหลที่เหมาะสม สำหรับวัตถุประสงค์เฉพาะอย่าง เพราะพื้นที่ได้กราฟแทนปริมาตรของน้ำท่า

ในรูปที่ 6.18 เป็น Flow Duration Curve ที่พล็อตลงในกระดาษกราฟ Probability โดยมี Q อยู่บนแกนของ Logarithm ในแนวดิ่ง ถ้าค่า Logarithm ของอัตราการไหลมีการกระจายเป็นปกติ (Normal Distribution) Flow Duration Curve จะมีลักษณะเป็นเส้นตรง

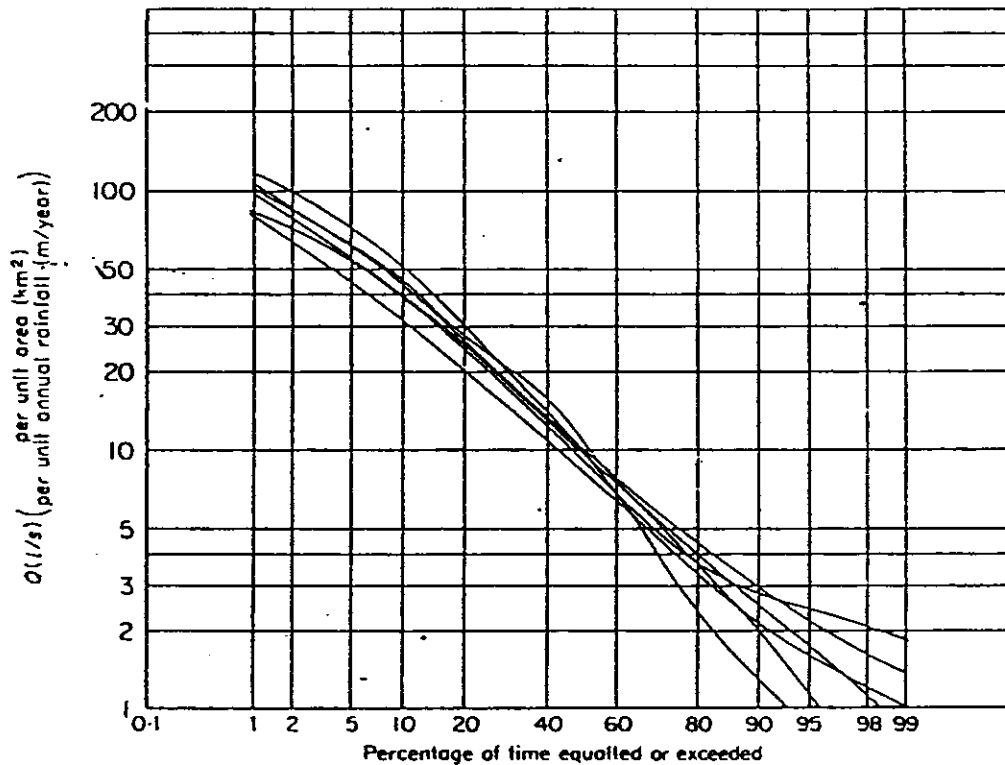
ถ้าหา Q ด้วยขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำและปริมาณน้ำฝนประจำปีของพื้นที่ลุ่มน้ำนั้น จะได้อัตราการไหล, ลบ.เมตร/วินาที หรือ ลิตร/วินาที, ต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ ต่อหนึ่งหน่วยน้ำฝนประจำปี ซึ่งสามารถนำมาเปรียบเทียบกันได้ รูปที่ 6.18 แสดงการเปรียบเทียบ Flow Duration Curve ของลำน้ำ 6 แห่ง ซึ่งเป็นสาขาของแม่น้ำ Severn ในประเทศอังกฤษ ทำการหา Flow Duration Curve มาตรฐานของกลุ่มน้ำ (Regional Curve), จากกราฟดังกล่าวเราสามารถสร้าง Flow Duration Curve ของตำแหน่งบนพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีข้อมูลไม่เพียงพอหรือไม่เคยมีการวัดปริมาณน้ำมาเลยได้ อีกทั้งยังใช้สร้าง Flow Duration Curve ของแม่น้ำสายอื่นที่มีลักษณะทางธรณีวิทยาและอุทกวิทยา และสภาพภูมิประเทศคล้ายคลึงกันได้



รูปที่ 6.16 ตัวอย่างของ Mass Curve



รูปที่ 6.17 แสดงกราฟช่วงเวลาของปริมาณการไหล (Flow Duration)



รูปที่ 6.18 การเปรียบเทียบกราฟช่วงเวลาของปริมาณการไหล

ความลาดเทของ Flow Duration Curve เป็นตัวชี้ให้เห็นถึงลักษณะของแม่น้ำ ความลาดเทน้อยแสดงว่าแม่น้ำสายนั้นเกิดช่วงน้ำท่วมน้อย และปริมาณน้ำส่วนใหญ่จะเกิดจากแหล่งน้ำใต้ดิน ความลาดเทมากแสดงว่าแม่น้ำสายนั้นมีช่วงเกิดน้ำท่วมและช่วงเกิดปริมาณน้ำน้อยบ่อยครั้ง และปริมาณน้ำส่วนใหญ่ได้จากน้ำที่ไหลบนผิวดิน

Flow Duration Curve ใช้ในการประมาณความจุของอ่างเก็บน้ำ จำนวนกระแสไฟฟ้าที่ได้จากพลังน้ำ (Hydroelectric Power) และใช้ในการหาปริมาณของตะกอนทั้งหมดในแม่น้ำหรืออ่างเก็บน้ำ

6.6 การปรับข้อมูลน้ำท่า

ก่อนที่จะมีการนำข้อมูลน้ำท่าของแม่น้ำไปวิเคราะห์เพื่อใช้ในการออกแบบของโครงการพัฒนาแหล่งน้ำ ควรจะต้องมีการตรวจสอบว่า ลักษณะของอุทกวิทยาในพื้นที่ลุ่มน้ำ โดยเฉพาะที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ ทำให้ข้อมูลในช่วงที่มีอยู่เปลี่ยนแปลงไปมากหรือไม่ หรือกล่าวอีกนัยหนึ่งว่า ข้อมูลจะต้องมีความสอดคล้องหรือกลมกลืนกันทางด้านสถิติ

การปรับข้อมูลเนื่องมาจากการเปลี่ยนสถานที่ตั้งของสถานีวัดน้ำ อาจจะทำ
ได้โดยการใช้ Double Mass Curve หรือพัฒนาหาความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่าในพื้นที่
ลุ่มน้ำ

อาคารที่มนุษย์สร้างขึ้นเช่น อ่างเก็บน้ำ อาคารทค้ำและคันกันน้ำ เป็นต้น ทำใ้
น้ำท่ามีการเปลี่ยนแปลง ในการปรับจะต้องบวกการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำสะสมสุทธิใน
อ่างเก็บน้ำ หรือปริมาณน้ำที่ทค้ำหรือผันทั้งหมดจากอาคารทค้ำให้แก่ปริมาณน้ำท่าที่มีอยู่ และ
อาจต้องคำนึงถึงการสูญเสียจากลำน้ำ และการสูญเสียเนื่องจากการระเหยจากอ่างเก็บน้ำด้วย

การใช้ที่ดินเพื่อการเกษตรกรรม การปลูกป่าหรือการทำลายป่า และการพัฒนา
เขตเมือง (Urbanization) สิ่งเหล่านี้ทำให้ปริมาณและการเกิดน้ำท่าเปลี่ยนแปลงไป วิธีการปรับ
ข้อมูลกระทำได้ยาก แต่อย่างไรก็ดีควรจะต้องพยายามกระทำเพื่อให้ได้ข้อมูลที่ดีและเชื่อถือได้

บทที่ 7

กราฟน้ำท่าและการวิเคราะห์

7.1 กราฟน้ำท่า (Hydrograph)

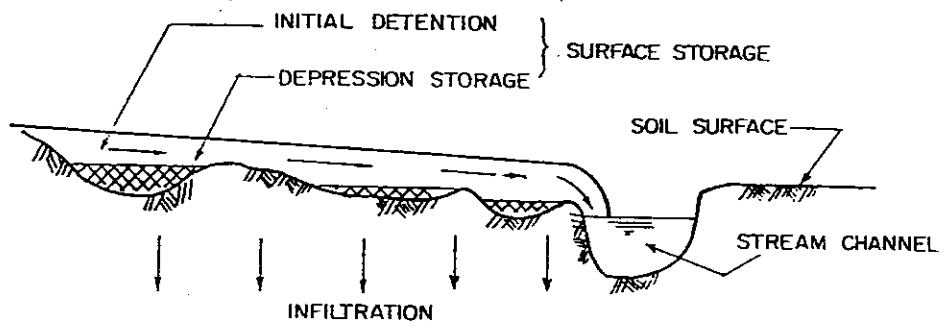
เป็นกราฟที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการไหลและเวลา โดยปกติสามารถหาได้จากกราฟที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำกับเวลาที่ได้จากการวัดของสถานีวัดน้ำ แล้วทำการแปลงระดับน้ำเป็นอัตราการไหลอีกครั้งหนึ่ง โดยใช้ Rating curve รูปร่างของกราฟน้ำท่าจะขึ้นอยู่กับลักษณะภูมิประเทศ ลักษณะภูมิอากาศ และคุณสมบัติทางอุทกวิทยาและธรณีวิทยาของกลุ่มน้ำ

7.2 องค์ประกอบของน้ำท่า

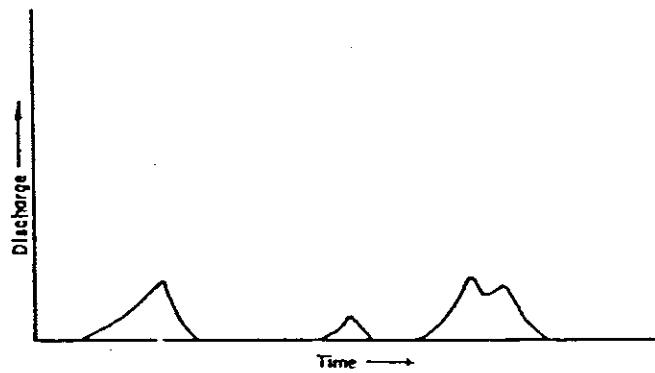
7.2.1 Surface runoff ปริมาณน้ำฝนที่ตกลงสู่ผิวโลกบางส่วนจะสูญเสียบ้างเนื่องจาก การระเหย ตกค้างอยู่ตามใบไม้ใบหญ้าของพืชที่ขึ้นปกคลุมดิน (Interception) ตกค้างอยู่ในบ่อแอ่ง หลุม ตามผิวดิน ซึ่งไม่ได้ติดต่อกับระบบทางน้ำของพื้นที่ลุ่มน้ำ (Depression storage) การซึมผ่านผิวดินและอาจจะซึมลึกลงไปถึงแหล่งน้ำใต้ดิน ถ้าปริมาณน้ำฝนมากกว่าการสูญเสียดังกล่าว จะทำให้เกิดปริมาณน้ำฝนสุทธิไหลไปตามผิวดิน ซึ่งเราเรียกว่า Surface runoff หรือ Overland flow แต่ก่อนจะเกิด Surface runoff จะมีปริมาณน้ำส่วนหนึ่งเกาะยึดตามผิวดินเป็นแผ่นบางๆ น้ำส่วนนี้เรียกว่า Surface detention ปริมาณน้ำส่วนนี้จะขึ้นอยู่กับแรงดึงผิวและแรงเสียดทานระหว่างน้ำกับผิวดิน ขณะที่ฝนตกความลึกของ Surface detention จะเพิ่มมากขึ้นจนกลายเป็น Surface runoff ไหลไปบนผิวดิน ดังแสดงในรูปที่ 7.1 หลังจากที่มีฝนหยุดตก Surface detention จะค่อยๆ ลดปริมาณลงโดยหายไปในรูปแบบของ Surface runoff, การระเหย และการซึมผ่านผิวดิน

ถ้าดินมีคุณสมบัติที่ยอมให้น้ำซึมผ่านผิวดินได้น้อยหรือน้ำซึมผ่านไม่ได้ ในพื้นที่ลุ่มน้ำดังกล่าวย่อมจะมี Surface runoff มาก ปริมาณของ Surface runoff เป็นองค์ประกอบที่สำคัญของกราฟน้ำท่าที่เกิดจากปริมาณน้ำท่วม เพราะเป็นปริมาณน้ำส่วนแรกที่เคลื่อนตัวสู่ทางน้ำ ในระหว่างฝนตก ในขณะที่องค์ประกอบตัวอื่นเคลื่อนตัวสู่ทางน้ำช้ากว่า

7.2.2 Interflow (หรือ Subsurface flow) เป็นปริมาณน้ำส่วนที่ซึมผ่านผิวดินแล้วเคลื่อนตัวออกไปทางด้านข้างตามความลาดเทของชั้นดินที่อยู่ใกล้ผิวดิน จนกระทั่งไหลออกสู่ทางน้ำในที่สุด หรือ Interflow จะไหลออกสู่ผิวดินตรงบริเวณที่ชั้นดินที่น้ำซึมผ่านได้ยากมาติดกับผิวดิน กลายเป็น Surface runoff และไหลออกสู่ทางน้ำในที่สุดเช่นกัน



รูปที่ 7.1 การเกิดปริมาณน้ำที่ไหลไปบนผิวดิน



รูปที่ 7.2 กราฟน้ำท่าของทางน้ำประเภท Ephemeral

ปริมาณของ Interflow ขึ้นอยู่กับคุณสมบัติและโครงสร้างของดินในลุ่มน้ำ ถ้ามีชั้นดินที่น้ำซึมผ่านได้ยากหรือซึมผ่านไม่ได้ที่อยู่ใกล้ผิวดินเป็นแนวยาว ลักษณะชั้นดินเช่นนี้จะทำให้เกิดปริมาณของ Interflow มากในพื้นที่ลุ่มน้ำ เพราะช่วยลดการซึมของน้ำลงสู่แหล่งน้ำใต้ดิน เมื่อน้ำซึมลงมาถึงชั้นดินดังกล่าว ก็จะไหลออกทางด้านข้างไปตามความลาดเทของชั้นดิน ออกสู่ผิวดินหรือทางน้ำในที่สุด

ปริมาณของ Interflow เป็นส่วนที่เหลือจากการหักปริมาณน้ำที่ไหลซึมลงสู่แหล่งน้ำใต้ดิน และปริมาณน้ำที่ไปเพิ่มความชุ่มชื้นให้แก่ดิน ออกจากปริมาณน้ำที่ไหลซึมผ่านผิวดินลงไปทั้งหมด Interflow เคลื่อนตัวออกสู่ลำน้ำได้ช้ากว่า Surface runoff จึงเป็นผลทำให้ฐานเวลาของกราฟน้ำท่าเพิ่มขึ้น

7.2.3 น้ำใต้ดิน (Ground water) เป็นองค์ประกอบของน้ำท่าที่เคลื่อนตัวสู่ลำน้ำช้าที่สุดในบางพื้นที่ลุ่มน้ำ การเคลื่อนตัวของน้ำใต้ดินอาจจะกินเวลาเป็นปี ฉะนั้นจึงไม่ใช่ส่วนสำคัญที่ทำให้เกิดปริมาณน้ำท่าวมสูงสุด น้ำใต้ดินที่กล่าวถึงนี้ส่วนใหญ่เป็นปริมาณน้ำที่อยู่ใต้ระดับน้ำใต้ดิน (Ground water table)

น้ำใต้ดินเป็นองค์ประกอบของน้ำท่าเรียกได้อีกชื่อหนึ่งว่า Base flow ในพื้นที่ลุ่มน้ำที่ดินส่วนใหญ่มีคุณสมบัติยอมให้น้ำซึมผ่านได้ง่าย น้ำฝนส่วนใหญ่จะซึมลงสู่แหล่งน้ำใต้ดิน ทำให้ระดับน้ำใต้ดินสูงขึ้น ดังนั้นพื้นที่ดังกล่าวจะมี Surface runoff เกิดขึ้นน้อย น้ำท่าที่ปรากฏในลำน้ำส่วนใหญ่จะเป็นน้ำใต้ดิน

ลำน้ำสามารถแบ่งได้เป็นสองลักษณะ โดยพิจารณาการเคลื่อนที่ของน้ำใต้ดิน และน้ำจากลำน้ำเป็นหลัก ลักษณะทั้งสองดังกล่าวคือ Influent และ Effluent

ลำน้ำมีลักษณะแบบ Influent เป็นลำน้ำที่ Base flow มีค่าเป็นลบหมายถึงว่า น้ำจากลำน้ำไหลเข้าสู่ น้ำใต้ดินแทนที่จะรับน้ำจากแหล่งน้ำใต้ดินเช่น คลองชลประทานที่เป็นคลองลอย ทางน้ำธรรมชาติที่ไหลผ่านพื้นที่แห้งแล้งหรือพื้นที่เป็นทะเลทราย ในช่วงที่ไม่มีฝนตกทางน้ำประเภทนี้จะแห้งซึ่งเราเรียกทางน้ำประเภท Ephemeral รูปที่ 7.2 แสดงกราฟน้ำท่าของทางน้ำประเภท Ephemeral

ลำน้ำมีลักษณะแบบ Effluent เป็นลำน้ำที่รับน้ำจากแหล่งน้ำใต้ดิน ลำน้ำสายหนึ่งสามารถเป็นได้ทั้ง Influent และ Effluent ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับระดับน้ำใต้ดินและระดับน้ำในลำน้ำ ในช่วงฤดูแล้งลำน้ำมักจะแห้ง เราเรียกลำน้ำประเภท Intermittent

ลำน้ำประเภท Perennial เป็นลำน้ำที่ส่วนใหญ่จะรับน้ำจากแหล่งน้ำใต้ดิน ถึงแม้ว่าจะเป็นช่วงฤดูแล้ง ในรูปที่ 7.3 แสดงกราฟน้ำท่าของแม่น้ำ Euphrates และจะสังเกตเห็นว่า base flow เปลี่ยนแปลงไปตามฤดูกาลอย่างช้าๆ ลักษณะของแม่น้ำในเวลาส่วนใหญ่ของปีจะเป็นลักษณะ Influent

Bank storage เป็นส่วนของน้ำท่าที่ไหลซึมเข้าไปในฝั่งลำน้ำ และอยู่เหนือระดับน้ำใต้ดิน ซึ่งจะเกิดขึ้นในช่วงน้ำท่วมหรือระดับน้ำในลำน้ำอยู่สูงกว่าระดับของน้ำใต้ดิน ได้แสดงไว้ให้เห็นในรูปที่ 7.4 และ 7.5 ในรูปที่ 7.5 น้ำจากลำน้ำจะไหลเข้าสู่แหล่งน้ำใต้ดินในระหว่างเกิดน้ำท่วม ซึ่งระดับน้ำในลำน้ำจะอยู่สูงกว่าระดับน้ำใต้ดิน ทำให้เกิด Bank storage ขึ้น และน้ำจาก Bank storage จะคืนสู่ลำน้ำเมื่อปริมาณน้ำสูงสุด (Peak) ได้ผ่านไป รูปที่ 7.6 แสดงกราฟน้ำท่าซึ่งเป็นผลมาจากกรณีดังกล่าว

7.2.4 Channel Precipitation เป็นน้ำฝนที่ตกลงบนผิวน้ำของทะเลสาป อ่างเก็บน้ำ และลำน้ำ ปริมาณน้ำส่วนนี้มีค่าเท่ากับควมลึกของน้ำฝนเฉลี่ย คูณด้วยพื้นที่ของผิวน้ำ และปริมาณน้ำส่วนนี้จะต้องไหลลงสู่ระบบทางน้ำของพื้นที่ลุ่มน้ำได้ เปอร์เซนต์ของ Channel precipitation จะเปลี่ยนแปลงตามลักษณะของกลุ่มน้ำและเวลา เพราะระดับน้ำในทะเลสาป อ่างเก็บน้ำ และลำน้ำจะมีการขึ้นๆ ลงๆ อยู่เสมอ ทำให้พื้นที่ของผิวน้ำเปลี่ยนแปลงตามไปด้วย มีผู้แนะนำว่า ส่วนใหญ่พื้นที่ผิวน้ำจะไม่เกิน 5% ของพื้นที่ทั้งหมดของกลุ่มน้ำ เมื่อระดับน้ำอยู่สูงปานกลาง

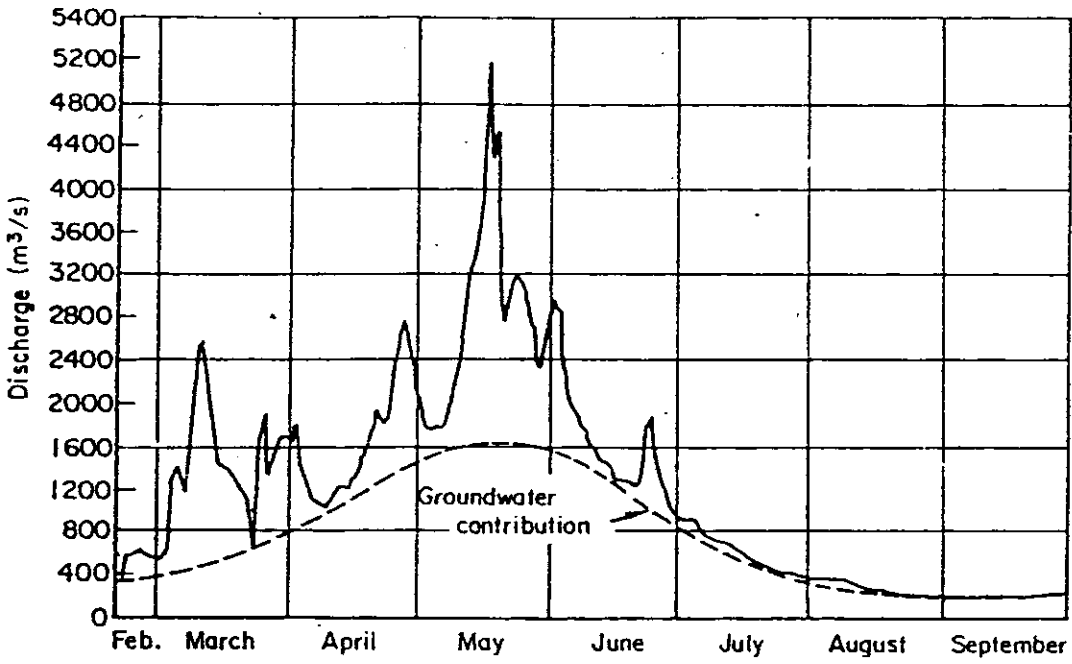
โดยทั่วไปจะไม่มี การพิจารณาแยก Channel precipitation ออกจากกราฟน้ำท่า เพราะมีปริมาณน้ำน้อยเมื่อเปรียบเทียบกับองค์ประกอบตัวอื่น และจะรวมเข้าไปกับ Surface runoff ปริมาณน้ำฝนที่ตกลงบนพื้นที่ผิวน้ำของอ่างเก็บน้ำขนาดใหญ่ สามารถนับเป็นปริมาณ Inflow จำนวนมากที่ไหลเข้าอ่าง ฉะนั้นในการวิเคราะห์อาจจะต้องนำมาหักออกจาก Inflow รวมเพื่อหา Inflow สุทธิที่เกิดจากลำน้ำสาขาที่ไหลลงอ่างเก็บน้ำ

7.3 รูปร่างของกราฟน้ำท่า (Hydrograph Shape)

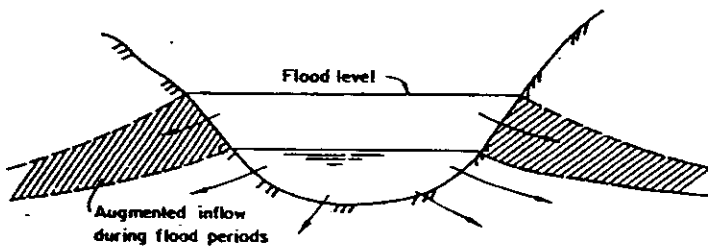
ลักษณะของกราฟน้ำท่าดูๆ สามารถแบ่งได้เป็นสามส่วนใหญ่ๆ คือ โโค้งของการเพิ่มขึ้น ส่วนยอด และโค้งของการลดลง กราฟน้ำท่าอาจจะลดลงถึงศูนย์หรือไม่ก็ได้ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับปริมาณของน้ำใต้ดิน สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็ก ปริมาณน้ำท่าที่เกิดจากน้ำใต้ดิน Channel precipitation และ Interflow โดยปกติแล้วจะมีปริมาณน้อยเมื่อเปรียบเทียบกับปริมาณน้ำท่าที่เกิดจาก Surface runoff รูปที่ 7.7 แสดงรูปร่างของกราฟน้ำท่า

7.3.1 โโค้งของการเพิ่มขึ้น (Rising Limb หรือ Concentration Curve)

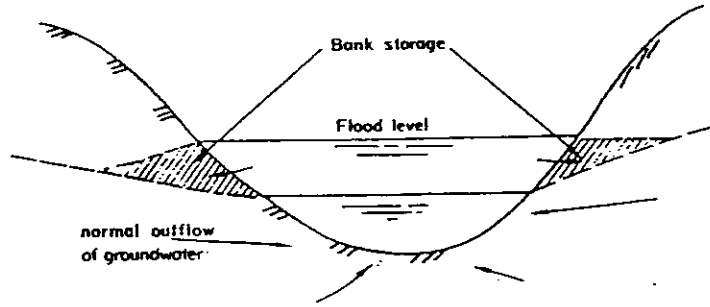
กราฟส่วนนี้จะเริ่มจากจุดที่เกิด Surface runoff ไปสิ้นสุดที่จุดเปลี่ยนโค้ง (Inflection point) ก่อนเกิดปริมาณน้ำท่าสูงสุด การเพิ่มขึ้นของปริมาณน้ำท่าเกิดจากการเพิ่มขึ้นของ Storage หรือ Detention ในพื้นที่ลุ่มน้ำ ลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำ การกระจายของฝน ช่วงเวลาที่ฝนตกและความแรงของฝน สิ่งเหล่านี้ล้วนมีอิทธิพลต่อการเพิ่มขึ้นของปริมาณน้ำท่า



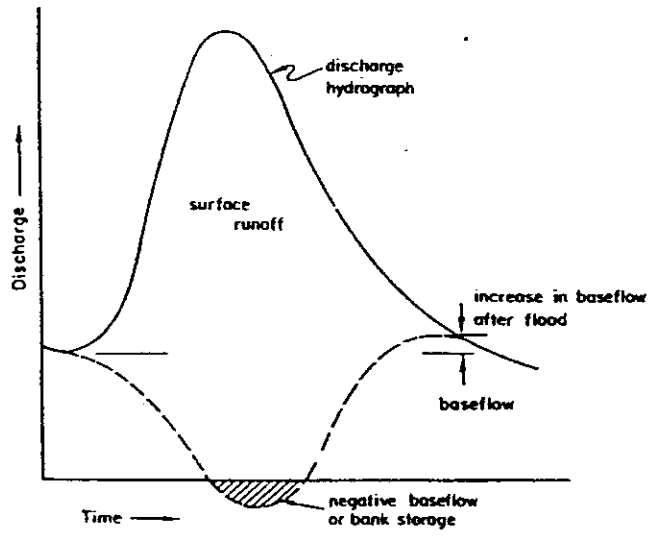
รูปที่ 7.3 กราฟน้ำท่าของทางน้ำประเภท Perennial



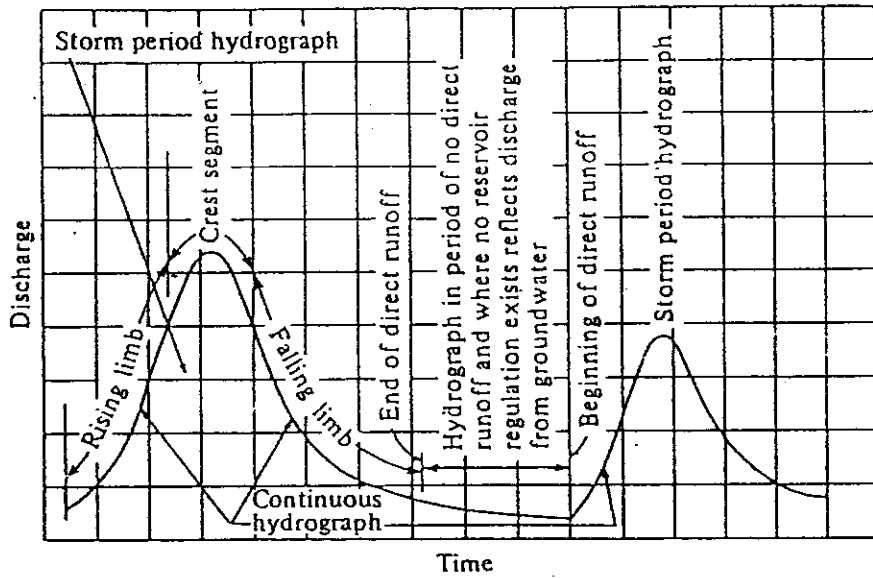
รูปที่ 7.4 ลำน้ำที่มีลักษณะของ Influent



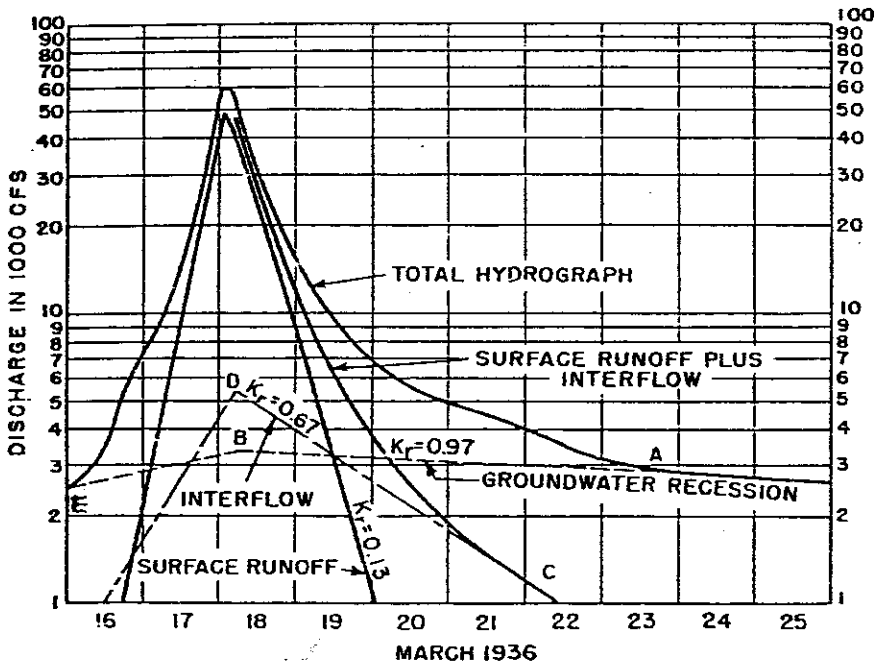
รูปที่ 7.5 ลำน้ำที่มีลักษณะของ Effluent



รูปที่ 7.6 กราฟน้ำท่าที่เกิดจากน้ำในลำน้ำไหลเข้าสู่แหล่งน้ำใต้ดิน



รูปที่ 7.7 แสดงรูปร่างของกราฟน้ำท่า



รูปที่ 7.8 การแยกองค์ประกอบของกราฟน้ำท่าออกเป็นสามส่วน

7.3.2 ส่วนยอด (Crest Segment) เป็นช่วงของกราฟที่อยู่ระหว่างจุดเปลี่ยนโค้งที่อยู่ก่อนและหลังการเกิดปริมาณน้ำท่าสูงสุด ถ้าพิจารณาหน้าฝนที่มีการกระจายสม่ำเสมอทั่วลุ่มน้ำและความแรงของฝนค่าหนึ่ง ปริมาณน้ำท่าสูงสุดจะเกิดขึ้นได้เมื่อปริมาณของ Surface runoff ทั่วพื้นที่ไหลไปถึงจุดออก (Outlet) หมายถึงว่าปริมาณของ Surface runoff จากพื้นที่ไกลสุดไหลไปถึงจุดออกในขณะที่พื้นที่ส่วนอื่นๆ ก็ยังมี Surface runoff อยู่ เงื่อนไขดังกล่าวจะเกิดขึ้นได้บนพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็กและช่วงเวลาของฝนตกต้องมากกว่าหรือเท่ากับเวลาที่ Surface runoff ของพื้นที่ไกลสุดใช้เดินทางถึงจุดออก

7.3.3 โค้งของการลดลง (Recession Limb หรือ Falling Limb)

กราฟน้ำท่าส่วนนี้แทนการระบายหรือไหลออกของน้ำจาก Storage หลังจากปริมาณ Inflow ทั้งหมดที่ไหลลงสู่ลำน้ำหรือปริมาณน้ำฝนสุทธิได้หยุดลง รูปร่างของโค้งไม่เกิดขึ้นอยู่กับการเปลี่ยนแปลงของเวลาที่ฝนตกหรือการซึมของน้ำผ่านผิวดิน แต่จะขึ้นอยู่กับลักษณะทางกายภาพของลำน้ำเพียงอย่างเดียว การกระจายของฝนมีผลกระทบเพียงเล็กน้อยต่อรูปร่างของโค้งการลดลง ปริมาณน้ำท่าจำนวนมากที่เกิดขึ้นทันทีในบริเวณพื้นที่ใกล้จุดออกมีแนวโน้มที่จะทำให้การลดลงของกราฟเกิดขึ้นเร็วกว่าปกติ และถ้าปริมาณน้ำท่าจำนวนมากเกิดขึ้นในบริเวณพื้นที่ห่างไกลจากจุดออกจะทำให้การลดลงของกราฟเกิดขึ้นช้า เพราะแต่ละองค์ประกอบของน้ำท่าเคลื่อนตัวสู่ลำน้ำในเวลาที่แตกต่างกัน ฉะนั้นรูปร่างของโค้งการลดลงจะต้องขึ้นกับปริมาณขององค์ประกอบดังกล่าว

Barn พบว่า เมื่อพล็อตโค้งของการลดลงของแต่ละองค์ประกอบลงบนกระดาษกราฟ Semilogarithm (ในรูปที่ 7.8) จะได้ความสัมพันธ์เป็นเส้นตรงโดยประมาณ และสามารถเขียนการลดลงของแต่ละองค์ประกอบเป็นสมการได้ดังต่อไปนี้

$$Q_t = Q_{t-1} K_r \quad (7.1)$$

หรือ
$$Q_t = Q_0 K_r^t \quad (7.2)$$

เมื่อ Q_0 เป็นปริมาณการไหลเริ่มต้นที่เวลาใดๆ Q_t เป็นปริมาณการไหลหลังจากที่เวลาผ่านไป t ค่า K_r เป็นค่าคงที่หรือสัมประสิทธิ์ของการลดลงของปริมาณการไหล (Recession Constant) ซึ่งมีค่าขึ้นอยู่กับหน่วยของเวลาและมีค่าน้อยกว่าหนึ่ง ในระหว่างการลดลงไม่มีปริมาณน้ำไหลเข้า ฉะนั้นปริมาณน้ำที่ลดลงจาก Storage (ds) ขึ้นอยู่กับปริมาณการไหลออกทั้งหมด และสามารถเขียนเป็นสมการได้ว่า

$$ds = - Q_t dt \quad (7.3)$$

รวมสมการที่ 7.2 และสมการที่ 8.3 แล้วทำการอินทิเกรตและแทนค่าเงื่อนไข (Limit) ลงไปจะได้

$$\begin{aligned} ds &= - Q_o K_r^t dt \\ S &= - \frac{Q_o t}{\ln K_r} \end{aligned} \quad (7.4)$$

โดยทั่วไปค่าของ K_r จะไม่คงที่ตลอดช่วงอัตราการไหลของแต่ละองค์ประกอบ ฉะนั้นค่า K_r อาจจะมีได้หลายค่าตามอัตราการไหลของแต่ละองค์ประกอบ

ตัวอย่างที่ 7.1 จากการสังเกตโค้งการลดลงของน้ำท่า พบว่าในวันที่ 10 มิถุนายน 2540 มีอัตราการไหล 1,000 ลบ.เมตร/วินาที ค่าคงที่ของการลดลง (K_r) เท่ากับ 0.9 ในช่วงเวลา 24 ชั่วโมง จงคำนวณหาปริมาณการไหลของวันที่ 15 มิถุนายน 2540 จากสมการ

วิธีทำ จากสมการ

$$Q_t = Q_o K_r^t$$

โดย $Q_o = 1,000$ ม.³/วินาที

$$K_r = 0.9$$

$$t = 5$$

แทนค่าลงในสมการจะได้

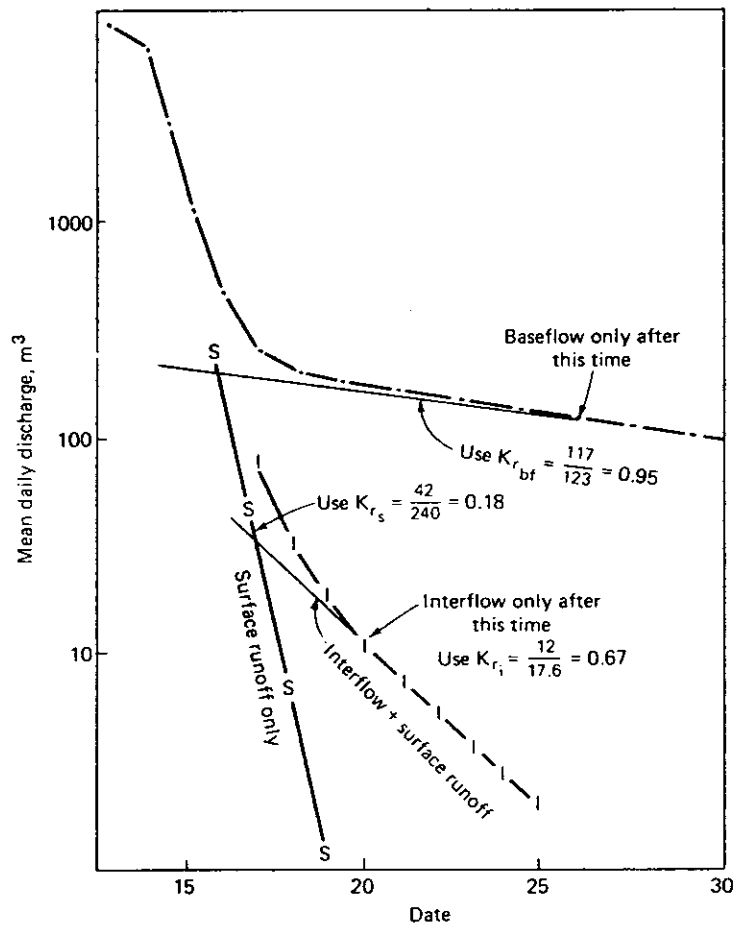
$$\begin{aligned} Q_t &= 1,000 \times (0.9)^5 \\ &= 1,000 \times 0.59 \\ &= 590 \quad \text{ม.³/วินาที} \end{aligned}$$

ปริมาณการไหลของวันที่ 15 มิถุนายน 2540 เท่ากับ 590 ม.³/วินาที

ตัวอย่างที่ 7.2 ในรูปที่ 7.9 ตัวเลขในตารางเป็นปริมาณการไหลเฉลี่ยรายวันของกราฟน้ำท่า จงหาค่าคงที่หรือสัมประสิทธิ์ของการลดลงของ surface runoff, interflow และ baseflow

วิธีทำ ทำการพล็อตโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่าลงในกระดาษกราฟ Semilog ดังแสดงในรูปที่ 7.9 และผลการคำนวณแสดงอยู่ในตารางที่ 7.1

MEAN DAILY DISCHARGE		MEAN DAILY DISCHARGE	
DATE	(m ³ /s)	DATE	(m ³ /s)
1	278	11	179
2	265	12	167
3	5350	13	157
4	8150	14	147
5	6580	15	139
6	1540	16	131
7	505	17	123
8	280	18	117
9	219	19	111
10	195	20	105
		21	100



รูปที่ 7.9 การหาค่า K_r ของตัวอย่างที่ 7.2
จากการเขียนโค้งปริมาณการไหล

ตารางที่ 7.1 การวิเคราะห์หาค่า K_r ของตัวอย่างที่ 7.2

Date (1)	Recorded hydrograph (m ³ /s) (2)	K_{rb} (3)	Baseflow (m ³ /s) (4)	Runoff (surface runoff + interflow) (m ³ /s) (5)	K_{ri} (6)	Computed interflow (m ³ /s) (7)	Surface runoff (m ³ /s) (8)	K_{ri} (9)
21	100		100					
20	105	0.95	105					
19	111	0.95	111					
18	117	0.95	117					
17	123 ^a	0.95	123	0				
16	131		129	2		2		
15	139		136	3	0.67	3		
14	147		143	4	0.75	4		
13	157		151	6	0.67	6		
12	167		159	8	0.75	8		
11	179		167	12 ^b	0.67	12 ^b	0	
10	195		176	19		18	1	
9	219		185	34		27	7	0.14
8	280		195	85		50	45	0.16
7	505		205	300		60	240	0.19
6	1540		215	1325		89	1236	0.19
5	6580		226	6354		132	6222	0.20

^a Semilog graph shows a departure from straight-line base flow before the 17th; therefore, the baseflow was computed using $K_{rb} = 0.95$.

^b Semilog graph shows a departure from the straight-line interflow before the 11th; therefore, the interflow was computed using $K_{ri} = 0.67$.

7.4 สิ่งที่มีผลกระทบต่อรูปร่างของกราฟน้ำท่า

รูปร่างของกราฟน้ำท่าจะขึ้นอยู่กับอิทธิพลทางภูมิอากาศรวมทั้งฝนด้วย ลักษณะของภูมิประเทศและลักษณะทางธรณีวิทยาของกลุ่มน้ำ รูปร่างของโค้งการเพิ่มขึ้นจะขึ้นอยู่กับอิทธิพลทางภูมิอากาศเป็นส่วนใหญ่ ในขณะที่โค้งของการลดลงส่วนใหญ่ไม่ขึ้นอยู่กับลักษณะของพายุฝน

7.4.1 ลักษณะของภูมิอากาศ ปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อน้ำท่าในกลุ่มน้ำมีดังนี้

1) ความแรงของฝนและช่วงเวลาที่ฝนตก มีอิทธิพลต่อปริมาณของน้ำท่า อัตราของปริมาณน้ำท่าสูงสุดและช่วงเวลาของ Surface runoff

สมมติช่วงเวลาที่ฝนตกไม่มีการเปลี่ยนแปลง ถ้าความแรงของฝนที่ตกมากกว่า อัตราการซึมของน้ำลงไปดินแล้ว ปริมาณน้ำท่าที่ไหลบนผิวดิน (Surface runoff) จะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วตามการเพิ่มขึ้นของความแรงของฝน และปริมาตรทั้งหมดของกราฟน้ำท่าจะเพิ่มขึ้นด้วย

ถ้าความแรงของฝนไม่มีการเปลี่ยนแปลง การเปลี่ยนแปลงของช่วงเวลาที่ฝนตก จะมีอิทธิพลต่อปริมาณน้ำท่าสูงสุดและระยะเวลาของน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดิน ถ้าพายุฝนเกิดขึ้นเป็นเวลานานจนกระทั่งปริมาณน้ำฝนเกือบทั้งหมดที่เกิดภายหลังกลายเป็นน้ำท่า ปริมาณน้ำท่าสูงสุดจะมีค่าเข้าใกล้กับค่าของ iA เมื่อ i เป็นความแรงของฝน และ A เป็นพื้นที่ของกลุ่มน้ำ กรณีดังกล่าวอาจจะเกิดขึ้นได้ในพื้นที่กลุ่มน้ำขนาดเล็ก และใช้เป็นข้อกำหนดในการออกแบบท่อระบายน้ำฝน ท่อลอดขนาดเล็ก (Small Culvert) และการออกแบบทางระบายน้ำในสนามบิน ระยะเวลาที่น้ำท่าไหลไปบนผิวดินจะเพิ่มขึ้นตามการเพิ่มขึ้นของช่วงเวลาที่ฝนตกด้วย

2) การกระจายของน้ำฝน ลักษณะการกระจายของน้ำฝนตามพื้นที่ที่สามารถทำให้อุณหภูมิของกราฟน้ำท่ามีการเปลี่ยนแปลงได้ ถ้ามีฝนตกหนักบนพื้นที่ใกล้กับจุดออกของพื้นที่กลุ่มน้ำ ช่วงเวลาที่กราฟมีการเพิ่มขึ้นและลดลงจะสั้นหรือมีการเพิ่มขึ้นและลดลงอย่างรวดเร็ว ลักษณะของส่วนยอดจะแหลม ในทางตรงข้ามถ้าพื้นที่ที่มีฝนตกหนักอยู่ส่วนบนของพื้นที่กลุ่มน้ำหรือไกลจากจุดออก การเพิ่มขึ้นและการลดลงของกราฟน้ำท่าจะใช้เวลานาน และลักษณะส่วนยอดจะกว้าง

3) ทิศทางของการเคลื่อนที่ของพายุฝน มีอิทธิพลต่อขนาดของปริมาณน้ำท่าสูงสุด และช่วงเวลาที่น้ำท่าไหลไปบนผิวดิน และจะมีผลกระทบกระเทือนมากที่สุดต่อพื้นที่ที่มีลักษณะยาว บนพื้นที่กลุ่มน้ำดังกล่าวถ้าพายุฝนมีทิศทางเคลื่อนที่ขึ้นไปทางด้านเหนือจะทำให้อัตราปริมาณน้ำท่าสูงสุดต่ำกว่า และระยะเวลาที่น้ำท่าไหลไปบนผิวดินนานขึ้นกว่าการเคลื่อนที่ของพายุลงมาจากด้านท้ายน้ำ

4) ชนิดของน้ำที่ตกลงสู่พื้นดินและพายุ ทั้งฝนและหิมะจะมีอิทธิพลต่อกราฟน้ำท่าแตกต่างกันมาก ปริมาณของน้ำท่าที่เกิดจากหิมะจะเกิดขึ้นช้ากว่าน้ำท่าที่เกิดจากฝน เพราะหิมะที่ตกลงสู่พื้นดินไม่ได้ละลายทันที ลักษณะกราฟน้ำท่าที่เกิดจากหิมะค่อนข้างจะต่ำกว่าและมีช่วงยอกกว้างกว่ากราฟน้ำท่าที่เกิดจากฝน

พายุฝนที่มีฟ้าร้องฟ้าผ่าเกิดขึ้นด้วยจะทำให้เกิดปริมาณน้ำท่าสูงสุดในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็กจะมีค่ามากกว่าในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ ในขณะที่พายุฝนขนาดใหญ่แบบ Cyclonic หรือแบบ Frontal จะมีอิทธิพลอย่างมากต่อปริมาณน้ำท่าวมในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่

7.4.2 ลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำ สิ่งที่มีอิทธิพลต่อกราฟน้ำท่ามีอยู่มาก แต่จะขอกกล่าวเฉพาะที่สำคัญเท่านั้น

1) รูปร่างและขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำ ถ้าปริมาณน้ำฝนที่ตก ความแรงของฝน และอื่นๆ มีค่าคงที่แล้ว ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำยิ่งมากขึ้นปริมาณน้ำท่าทั้งหมดที่ไหลไปสู่จุดออกใช้เวลานานมากขึ้นด้วย ผลก็คือกราฟน้ำท่ามีฐานกว้างขึ้นแต่ขนาดของปริมาณน้ำท่าสูงสุดมีค่าน้อยลง

พื้นที่ลุ่มน้ำที่มีรูปร่างยาวจะทำให้เกิดน้ำท่าที่มีปริมาณน้ำสูงสุดต่ำ ระยะเวลาที่เกิดปริมาณน้ำสูงสุดและฐานเวลาของกราฟน้ำท่านานขึ้น เมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีขนาดพื้นที่เท่ากัน แต่มีลักษณะค่อนข้างกลม

2) การกระจายของลำน้ำ รูปแบบของการกระจายของลำน้ำธรรมชาติบ่งบอกถึงประสิทธิภาพการระบายน้ำในพื้นที่ลุ่มน้ำ ถ้าปัจจัยอื่นๆ คงที่ เวลาที่น้ำใช้เดินทางจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความยาว ฉะนั้นระบบของการกระจายลำน้ำที่ดีจะช่วยลดเวลาของการเกิดปริมาณน้ำท่าสูงสุด

3) ความลาดเทของลำน้ำสายใหญ่ ระยะเวลาที่คลื่นน้ำท่าวมใช้เคลื่อนตัวไปสู่จุดออกมีความสัมพันธ์กับระยะทางและความลาดเทของลำน้ำ ความเร็วของการไหล (V) ในทางน้ำเปิดเมื่อการไหลเป็นแบบ Steady และ Uniform เขียนเป็นสมการได้ว่า

$$V = CR^m S_c^n \quad (7.5)$$

เมื่อ

C	=	สัมประสิทธิ์ของความขรุขระ
R	=	รัศมีชลศาสตร์
S _c	=	ความลาดเทของทางน้ำ

จากสมการเราจะพบว่า เวลาที่น้ำใช้ในการเดินทางเป็นสัดส่วนกลับกับความลาดเทยกกำลัง เพราะว่โค้งของการลดลงแทนการไหลออกของน้ำจาก Channel storage, ฉะนั้นความลาดเทของทางน้ำจะมีอิทธิพลมากต่อการลดลงของกราฟน้ำท่า ถ้าความลาดเทของทางน้ำเพิ่มขึ้น ความลาดเทของโค้งการลดลงก็จะเพิ่มขึ้น และฐานเวลาของกราฟน้ำท่าจะลดลง

4) ความลาดเทของพื้นที่ลุ่มน้ำ ความลาดเทของพื้นที่ลุ่มน้ำมีความสัมพันธ์เชิงซ้อนต่อน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดิน เพราะมีอิทธิพลต่ออัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดิน ความจุความชื้นของดินและการเจริญเติบโตของพืชคลุมดิน ถ้าลุ่มน้ำมีความลาดเทมาก น้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดินจะใช้เวลาไม่นานในการเคลื่อนตัวสู่ลำน้ำ บนพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ ระยะเวลาดังกล่าวมีค่าน้อยเมื่อเปรียบเทียบกับระยะเวลาของน้ำท่าที่ไหลไปตามลำน้ำ ในทางตรงข้ามบนพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็ก น้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดินจะมีอิทธิพลอย่างมากต่อเวลาและปริมาณน้ำท่าสูงสุดของกราฟน้ำท่า

ความเร็วของน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดินไม่สามารถคำนวณได้อย่างแน่นอนเพราะมีการเปลี่ยนแปลงชนิดการไหลตลอดเส้นทางของการไหล น้ำท่าที่เคลื่อนตัวไปบนความลาดเทที่ค่อนข้างจะราบเรียบ ชนิดของการไหลอาจจะเปลี่ยนแปลงจากแบบราบเรียบ (Laminar) เป็นแบบปั่นป่วน (Turbulent) จากการพิจารณาชนิดการไหลของน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดิน ทั้งทางด้านทฤษฎีและจากการทดลองจะได้ความสัมพันธ์ดังนี้

$$q = a d^b S_L^c \quad (7.6)$$

เมื่อ	q	=	อัตราการไหลต่อหนึ่งหน่วยความกว้าง
	d	=	ความเร็วเฉลี่ยของ Surface dentention
	S_L	=	ความลาดเทของพื้นที่ลุ่มน้ำ
	a, b และ c	=	ค่าสัมประสิทธิ์และค่าของเลขยกกำลัง ซึ่งขึ้นอยู่กับ Reynold number, แรงกระแทกที่เกิดจากเม็ดฝน และความขรุขระ

สมการ 7.6 แสดงให้เห็นถึงอิทธิพลของความลาดเทของพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีต่อความเร็ว

นอกจากนี้จำนวนและลักษณะการกระจายของแอ่งน้ำ บ่อน้ำ และทะเลสาบในพื้นที่ลุ่มน้ำก็ยังมีอิทธิพลต่อรูปร่างของกราฟน้ำท่าด้วย

7.4.3 ลักษณะทางธรณีวิทยา สิ่งที่มีอิทธิพลต่อกราฟน้ำท่าทางธรณีวิทยาจะมีอิทธิพลครอบคลุมไปถึง Interflow และน้ำใต้ดินที่ไหลลงสู่ลำน้ำด้วย ถ้ามีชั้นดินที่น้ำซึมผ่านได้ยากหรือไม่ได้เลยอยู่ใกล้ผิวดินจะทำให้เกิดปริมาณของ Interflow มากขึ้น ในพื้นที่ลุ่มน้ำใดถ้าผิวดินมีคุณสมบัติยอมให้น้ำซึมผ่านได้ต่ำ กราฟน้ำท่าที่เกิดขึ้นส่วนใหญ่จะมีปริมาณน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดินมากกว่าปริมาณน้ำท่าของน้ำใต้ดิน และอาจจะทำให้ปริมาณน้ำท่าในลำน้ำไหลเข้าสู่แหล่งน้ำใต้ดินด้วย เพราะระดับน้ำในลำน้ำสูงกว่าระดับน้ำใต้ดิน

จะเห็นได้ว่า ชนิด ลักษณะโครงสร้าง และการเกาะตัวของเม็ดดินตลอดจนลักษณะและการกระจายของชั้นดินในกลุ่มน้ำมีผลกระทบกระเทือนต่อรูปร่างของกราฟน้ำท่าทั้งสิ้น

นอกจากนี้ปริมาณความชื้นในดินที่มีอยู่ก่อนฝนตกก็เป็นตัวการสำคัญที่มีอิทธิพลต่อรูปร่างของกราฟน้ำท่าด้วยเหมือนกัน ถ้าความชื้นในดินได้เพิ่มขึ้นจนเกือบถึงจุดอิ่มตัวแล้ว เนื่องจากมีฝนตกก่อนหน้านั้นพอสมควร และต่อมามีฝนตกหนัก ถึงแม้ความแรงของฝนจะไม่มากนัก แต่ก็อาจจะทำให้เกิดปริมาณน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดินจำนวนมากได้

7.5 การแยกองค์ประกอบจากกราฟน้ำท่า (Hydrograph Separation)

ดังที่กล่าวมาแล้ว น้ำท่าประกอบด้วยส่วนใหญ่มากๆ สามส่วนคือ น้ำที่ไหลไปบนผิวดิน (Surface runoff) น้ำที่ไหลใต้ผิวดิน (Interflow) และน้ำใต้ดิน องค์ประกอบของน้ำท่าที่เราให้ความสนใจมากที่สุดคือ ส่วนของน้ำที่ไหลไปบนผิวดิน เพราะมีอิทธิพลอย่างมากต่อการเกิดน้ำท่วมและเป็นส่วนประกอบสำคัญของน้ำท่า ฉะนั้นจึงต้องมีการแยกองค์ประกอบต่างๆ ออกจากกราฟน้ำท่า

การเริ่มมีน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดินเกิดขึ้นในลำน้ำ เราสามารถสังเกตได้จาก

- 1) กราฟน้ำท่าจะเพิ่มขึ้นทันทีจากโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่าลูกที่แล้ว
- 2) จะมีฝนตกหนักเกิดขึ้นก่อนเล็กน้อย หรือในเวลาเดียวกับการเพิ่มขึ้นของ

กราฟน้ำท่า

7.5.1 การแยกกราฟน้ำท่าออกเป็นสามส่วน จากสมการที่ 7.2 จะพบว่าโค้งของการลดลงจะมีลักษณะเป็นเส้นตรง เมื่อพล็อตลงในกระดาษกราฟ Semilogarithm ในทางปฏิบัติกราฟจะเป็นเส้นตรงเมื่อส่วนประกอบส่วนใหญ่ของกราฟน้ำท่าเป็นน้ำท่าที่ไหลไปตามผิวดิน หรือเป็นส่วนหนึ่งของกราฟน้ำท่าที่เกิดจากน้ำใต้ดินเพียงอย่างเดียว (น้ำท่าที่เกิดขึ้นหลังจากปริมาณน้ำท่าสูงสุดได้เกิดขึ้นแล้วเป็นเวลานาน)

จากรูปที่ 7.8 แสดงการพล็อตกราฟน้ำท่าลงในกระดาษกราฟ Semilogarithm สามารถลากโค้งการลดลงของน้ำท่าที่เกิดจากน้ำใต้ดินให้เป็นเส้นตรงโดยประมาณ ทำการต่อเส้นตรงดังกล่าวย้อนเวลากลับขึ้นไปจนถึงจุดใต้จุดยอดของกราฟน้ำท่า ดังแสดงด้วยเส้น AB ในรูปที่ 7.8 จากจุด B ลากเส้นตรงไปยังตำแหน่งซึ่งน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดินเริ่มเกิดขึ้น Ordinates ใต้เส้น ABE แทน น้ำท่าที่เกิดจากน้ำใต้ดิน หักน้ำใต้ดินออกจากน้ำท่าทั้งหมด จะได้น้ำท่าที่เกิดจากน้ำที่ไหลไปบนดินและน้ำที่ไหลใต้ผิวดินรวมกัน (Surface runoff บวก Interflow) ซึ่งแทนด้วย Ordinate ที่อยู่เหนือเส้น ABE ทำการพล็อตส่วนที่เหลือลงบนกราฟ Semilogarithm จะได้โค้งการลดลงของน้ำท่าที่เกิดจากน้ำที่ไหลใต้ผิวดินเป็นเส้นตรงโดยประมาณ ขั้นตอนต่อไปให้ดำเนินการเหมือนกับวิธีการแยกน้ำใต้ดินออกจากน้ำท่าทั้งหมด ฉะนั้น Ordinates ที่เหลือจะเป็นค่าของน้ำท่าที่เกิดจากน้ำที่ไหลไปบนผิวดิน

นอกจากจะเป็นวิธีการแยกองค์ประกอบต่างๆ ของน้ำท่าแล้ว เรายังสามารถหาค่า K_r ของโค้งการลดลงของแต่ละองค์ประกอบได้ด้วย

7.5.2 การแยกกราฟน้ำท่าออกเป็นสองส่วน โดยทั่วไปเรามักนิยมแบ่งกราฟน้ำท่าออกเป็นสองส่วน โดยรวมน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดิน Channel precipitation และน้ำที่ไหลใต้ผิวดินเข้าด้วยกัน และเรียกว่า Direct runoff ส่วนที่เหลือเป็นน้ำใต้ดินหรือ Base flow การแยกน้ำท่าออกเป็น Direct runoff และ Base flow ทำได้สามวิธีดังนี้

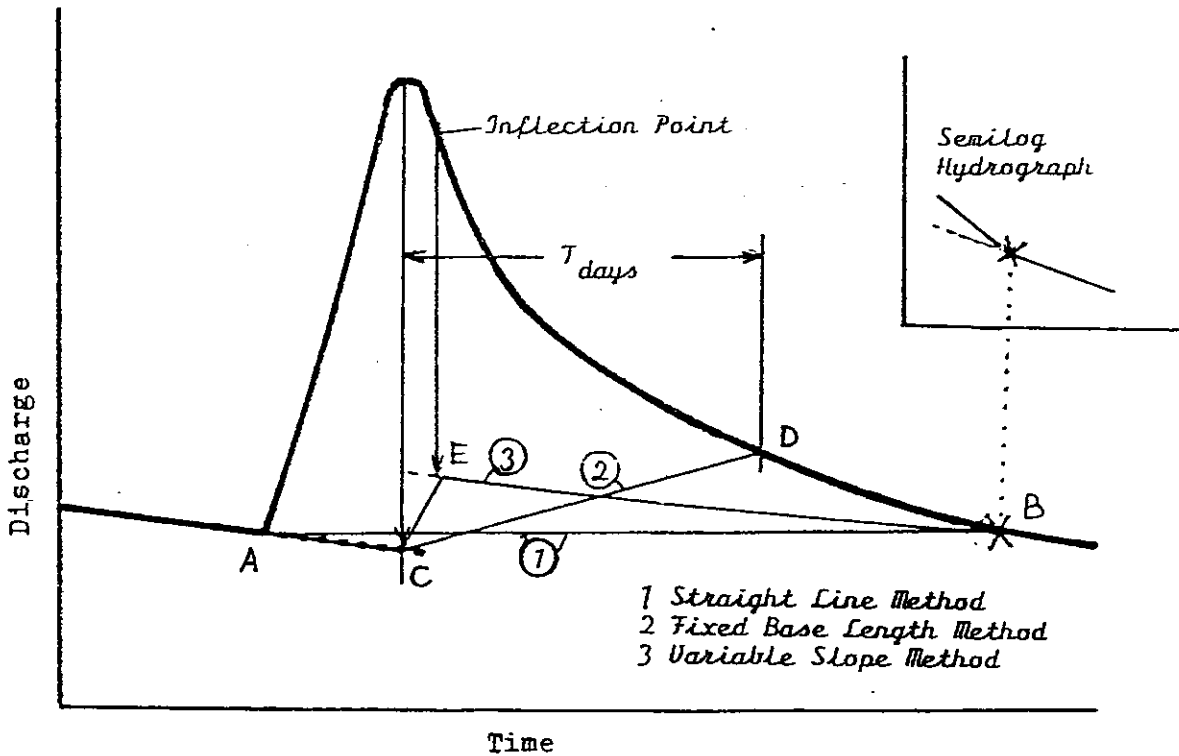
1) วิธีเส้นตรง (Straight Line Method) วิธีนี้กระทำได้โดยต่อเชื่อมจุดที่เริ่มเกิดของน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดิน และจุดที่ Direct runoff สิ้นสุดการไหลลงสู่ลำน้ำ ด้วยเส้นตรง AB ในรูปที่ 7.10 จุด B ซึ่งหาได้โดยการพล็อตโค้งการลดลงของน้ำท่าลงบนกระดาษกราฟ Semilogarithm ที่จุด B นี้ เป็นเวลาที่น้ำใต้ดินเริ่มไหลลงสู่ลำน้ำ

2) วิธีกำหนดความยาวของฐานเวลา (Fixed Base-Length Method) ทำการหาจุดที่ Direct runoff สิ้นสุดการไหลลงสู่ลำน้ำ (จุด D ในรูปที่ 7.10) จากสมการต่อไปนี้-

$$T = 0.827 A^{0.2} \quad (7.7)$$

เมื่อ T = ระยะเวลาหลังจากเกิดปริมาณน้ำท่าสูงสุด หน่วยเป็นวัน
 A = พื้นที่ลุ่มน้ำ หน่วยเป็นตารางกิโลเมตร

ในรูปที่ 7.10 ขั้นต่อไปทำการต่อโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่าลูกที่แล้ว ออกมาจนถึงจุด C ซึ่งอยู่ใต้จุดยอดของกราฟน้ำท่าที่กำลังพิจารณา ทำการต่อเชื่อมจุด C และ D ด้วยเส้นตรง เราจะได้เส้น ACD แบ่งกราฟน้ำท่าออกเป็นสองส่วนตามต้องการ



รูปที่ 7.10 วิธีการแยก Base flow ออกจากกราฟน้ำท่า

3) วิธีความลาดเทเปลี่ยนแปลง (Variable Slope Method) วิธีนี้นับว่าเป็นวิธีใกล้เคียงกับการเกิด Base flow ตามธรรมชาติมากที่สุด พิจารณาจากรูปที่ 7.10 ขั้นแรกทำการหาจุด B ซึ่งเป็นจุดที่ Direct runoff สิ้นสุดการไหลลงสู่ลำน้ำ โดยการพล็อตโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่าลงบนกระดาษกราฟ Semilogarithm เมื่อได้จุดดังกล่าว นำมากำหนดลงบนกราฟน้ำท่าตามเวลาที่เกิดขึ้นขั้นต่อไปทำการต่อโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่าลูกก่อนออกมาจนถึงจุด C ซึ่งอยู่ใต้จุดยอดของกราฟน้ำท่าที่กำลังพิจารณา จากนั้นกลับมาต่อโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่าที่เกิดจาก Base flow ย้อนกลับเข้ามาได้กราฟน้ำท่า โดยถือเอาผลที่ได้จากการพล็อตในกระดาษกราฟ Semilogarithm เป็นแนวทางการต่อโค้ง โค้งการลดลงทั้งสองส่วนที่ต่อเข้ามาไม่จำเป็นต้องตัดกันต่อไปทำการลากเส้นตรงเชื่อมจุด C และจุด E ซึ่งเป็นจุดที่เกิด Base flow สูงสุด และอยู่ใต้จุดเปลี่ยนโค้ง ดังแสดงในรูปที่ 7.10

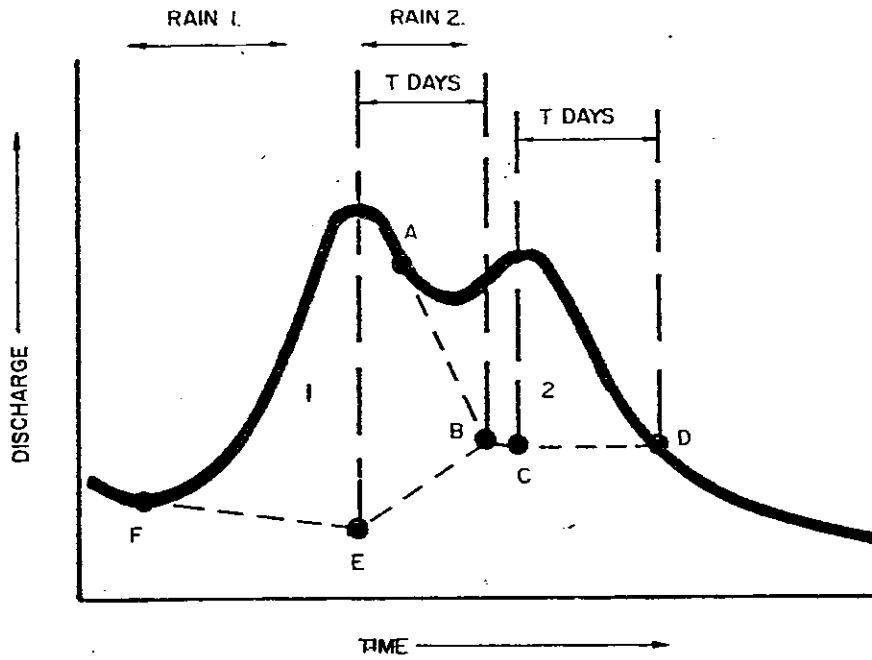
7.6 การแยกส่วนประกอบของกราฟน้ำท่าที่มียอดสูงมากกว่าหนึ่งยอด

วิธีต่างๆ ที่กล่าวข้างต้นเป็นการแยกส่วนประกอบของกราฟน้ำท่าที่เกิดขึ้นเดี่ยวๆ แต่ในธรรมชาติมักจะมีพายุฝนมากกว่าหนึ่งลูกเกิดติดต่อกัน หรือพายุฝนลูกต่อมาเกิดขึ้นหลังจากพายุฝนลูกก่อนหยุดตกได้ไม่นานนัก ในกรณีดังกล่าวพายุฝนลูกก่อนจะมีอิทธิพลต่อกราฟน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝนลูกถัดมา ทำให้กราฟน้ำท่าเกิดมียอดสูงมากกว่าหนึ่งยอด (Complex hydrograph) ดังแสดงในรูปที่ 7.11

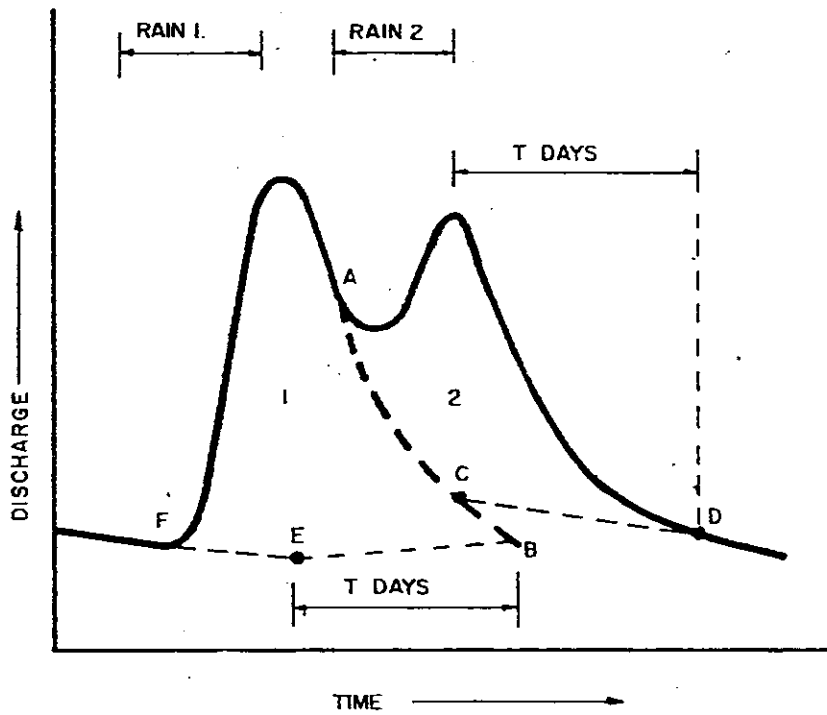
พิจารณารูปที่ 7.11 หากหาฐานเวลา T ของพื้นที่ลุ่มน้ำโดยใช้สมการที่ 7.7 ลากโค้งการลดลง AB ระหว่างจุดยอดทั้งสอง โดยใช้โค้งการลดลงของกราฟน้ำท่ารวมของกลุ่มน้ำเป็นหลัก และจุด B อยู่หลังจุดยอดของกราฟน้ำท่าลูกแรกเท่ากับ T วัน การลากเส้น FE และเส้นตรง EB สามารถกระทำได้เหมือนกับการลากเส้น AC และเส้นตรง CD ของวิธีกำหนดความยาวของฐานเวลา ถ้าตำแหน่งของจุด B อยู่ก่อนจุดยอดที่สอง ให้ลากเส้น BC โดยใช้โค้งการลดลงของกราฟน้ำท่าที่เกิดจากน้ำได้ดินเป็นหลัก จุด C เป็นจุดที่อยู่ใต้จุดยอดที่สองต่อจากนั้นก็ลากเส้นตรงต่อเชื่อมจุด C และจุด D ซึ่งเป็นจุดที่อยู่บนโค้งการลดลง และเกิดหลังจุดยอดที่สอง T วัน

ถ้าจุด B อยู่หลังจุดยอดที่สอง ในกรณีนี้จะลากเส้นตรงจากจุด D ไปยังจุด C ที่อยู่ใต้จุดยอดที่สองและอยู่บนโค้งการลดลง AB ดังแสดงในรูปที่ 7.12

เพื่อเป็นการตรวจสอบวิธีการแบ่งกราฟน้ำท่า พี่ระลึกไว้ว่าปริมาณของน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดินควรมีค่าใกล้เคียงหรือเท่ากับปริมาณน้ำฝนสุทธิตลอดพื้นที่ลุ่มน้ำ ยิ่งไปกว่านั้นปริมาณของการซึมของน้ำผ่านผิวดินตลอดลุ่มน้ำ (ไม่คิดการระเหย) มีค่าเท่ากับการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำได้ดินระหว่างช่วงเวลาของการเริ่มต้น และสิ้นสุดของกราฟน้ำท่าบวกด้วยปริมาณของน้ำที่ไหลใต้ผิวดิน (Interflow) และปริมาณของ Base flow ที่เพิ่มขึ้นในขณะเกิดกราฟน้ำท่า



รูปที่ 7.11 การแยก Base flow เมื่อจุด B อยู่ก่อนจุดยอดที่สอง



รูปที่ 7.12 การแยก Base flow เมื่อจุด B อยู่หลังจุดยอดที่สอง

บทที่ 8

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

8.1 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (Unit Hydrograph หรือ Unitgraph)

ในปี ค.ศ. 1932 นาย Sherman เสนอทฤษฎีของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าซึ่งแสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนสุทธิ (excess rainfall หรือ net rainfall) และ Direct runoff กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าเป็นกราฟน้ำท่าของ Direct runoff ที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มีความแรงสม่ำเสมอในช่วงระยะเวลาหนึ่ง (duration) และทำให้เกิด Direct runoff ที่มีปริมาตรเมื่อคิดเป็นความสูงของน้ำท่าทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำเท่ากับ 1 หน่วย (หนึ่งนิ้วหรือหนึ่งเซนติเมตร)

กฎเกณฑ์และข้อสมมติฐานของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าพอสรุปได้ดังต่อไปนี้

1. ปริมาณน้ำฝนสุทธิมีความแรงสม่ำเสมอและเกิดจากพายุฝนที่ตกปกคลุมทั่วพื้นที่ลุ่มน้ำ
2. ปริมาตรของน้ำฝนสุทธิเท่ากับปริมาตรของ Direct runoff
3. พิจารณาในพื้นที่ลุ่มน้ำเดียวกันและปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มี Duration เท่ากัน ถึงแม้ว่าความแรงของฝนจะต่างกัน ปริมาณน้ำฝนแต่ละลูกจะทำให้เกิดกราฟน้ำท่าที่มีระยะเวลาที่ฐานเท่ากัน (Time base)
4. พิจารณากราฟน้ำท่าสองลูกที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มี Duration เท่ากัน และพื้นที่ลุ่มน้ำเดียวกัน อัตราส่วนของอัตราการไหลที่เวลาที่กำหนดให้ต่อความแรงของฝนจะมีค่าเท่ากัน หมายถึงว่าถ้าความแรงของฝน i ทำให้เกิดอัตราการไหลที่เวลา t เท่ากับ p ฉะนั้นความแรงของฝน n_i ย่อมทำให้เกิดอัตราการไหลที่เวลา t เท่ากับ np หรือจะกล่าวได้อีกอย่างหนึ่งว่า อัตราการไหลที่เวลาใดๆ จะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณน้ำฝนสุทธิ ดูรูปที่ 8.1
5. กราฟน้ำท่าที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิมากกว่าหนึ่งลูกเป็นผลรวมของกราฟน้ำท่าที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิแต่ละลูกรวมกันตามเวลา ดังแสดงในรูปที่ 8.2

หมายความว่าปริมาณน้ำฝนแต่ละลูกไม่มีอิทธิพลต่อกัน ถึงแม้ว่าจะตกต่อเนื่องกันไปก็ตาม ถ้าพิจารณากฎเกณฑ์ข้อนี้จะไม่ถูกต้อง เพราะปริมาณน้ำฝนที่ตกมาก่อนจะมีผลกระทบกระเทือนต่ออัตราการซึมผ่านผิวดิน, depression storage, detention storage ทำให้ปริมาตรของ Direct runoff ที่เกิดจากฝนลูกต่อมาเปลี่ยนไป แต่อย่างไรก็ดีจากการนำเอาทฤษฎีนี้ไปใช้พบว่าให้ผลเป็นที่น่าพอใจและมีความถูกต้องสูง

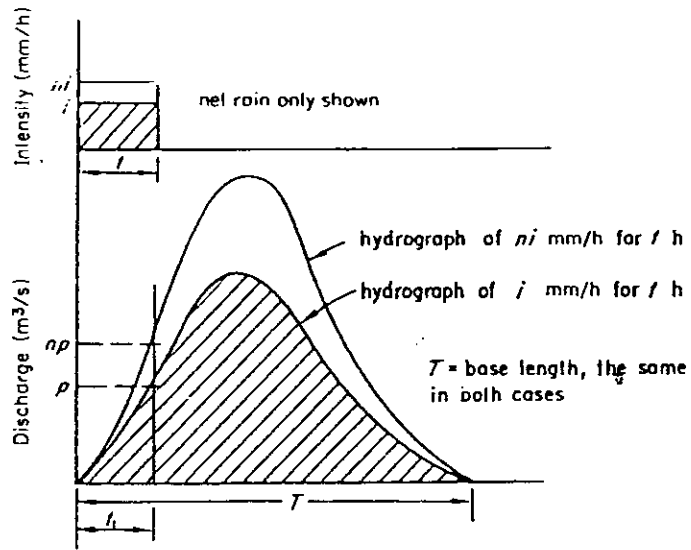
8.2 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (Derivation of the unit hydrograph)

ในการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า ต้องใช้ข้อมูลของกราฟน้ำท่ารวมและน้ำฝนที่ทำให้เกิดกราฟน้ำท่านั้น กราฟน้ำท่าได้จากการวัดอัตราการไหลอย่างต่อเนื่องของสถานีวัดน้ำ ต้องเลือกกราฟน้ำท่าที่มี Surface runoff เกิดขึ้น และควรเป็นกราฟน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝนลูกเดี่ยวๆ และมีความแรงของฝนค่อนข้างสม่ำเสมอ ตกปกคลุมทั่วทั้งพื้นที่ ปริมาณน้ำฝนอยู่ในรูปของ Hyetograph สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีขนาดใหญ่ (เกิน 5,000 ตร.กม.) การที่พายุฝนจะตกปกคลุมไปทั่วพื้นที่เป็นไปได้ยาก ในกรณีนี้ควรแบ่งพื้นที่ออกเป็นพื้นที่ย่อยตามสภาพลุ่มน้ำ และทำการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของแต่ละพื้นที่ย่อย ขั้นตอนในการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าพอสรุปได้ดังนี้

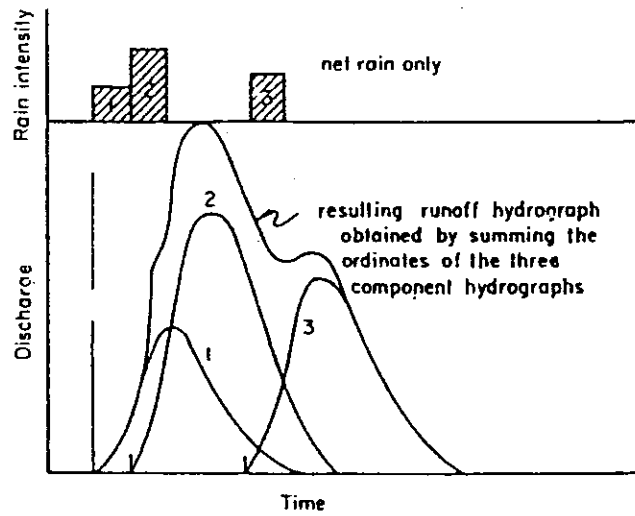
1. แยก Base flow ออกจากกราฟน้ำท่ารวม จะได้กราฟน้ำท่าของ Direct runoff
2. หาปริมาณน้ำฝนสุทธิจากปริมาณน้ำฝนทั้งหมดที่ทำให้เกิดกราฟน้ำท่ารวม วิธีหาได้กล่าวไว้ในเรื่องของอัตราการซึมผ่านผิวดิน
3. หาความแรงเฉลี่ยและช่วงเวลา (Duration) ที่เกิดปริมาณน้ำฝนสุทธิ
4. ทำการตรวจสอบปริมาณน้ำฝนสุทธิและปริมาณของ Direct runoff ค่าทั้งสองควรจะเท่ากัน ถ้าไม่เท่ากันต้องมีการปรับแก้ค่าใดค่าหนึ่ง
5. นำปริมาตรทั้งหมดของ Direct runoff ที่แสดงในหน่วยเทียบเป็นความลึกเฉลี่ยทั่วทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำ ไปหาร Ordinate ทุกตัวของกราฟน้ำท่าของ Direct runoff จะได้ Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration เท่ากับ Duration ของปริมาณน้ำฝนสุทธิ

ควรทำการหากราฟหนึ่งหน่วยจากกราฟน้ำท่าหลายๆ ลูก โดยทำการเฉลี่ยกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากัน ดังแสดงในรูปที่ 8.3 การเฉลี่ย Ordinate ตามเวลาเป็นวิธีที่ผิด เพราะจะได้อัตราการไหลสูงสุดต่ำกว่าที่ควรจะเป็น เนื่องจากอัตราการไหลสูงสุดไม่ได้เกิดขึ้นในเวลาเดียวกัน ต้องทำการเฉลี่ยอัตราการไหลสูงสุดและเวลาที่เกิดอัตราการไหลสูงสุด นำไปพล็อตลงในกราฟ จะได้จุดยอดของกราฟหนึ่งหน่วยเฉลี่ย ต่อจากนั้นลากเส้นเฉลี่ยผ่านจุดดังกล่าวโดยสังเกตจากกลุ่มของกราฟหนึ่งหน่วยที่มีอยู่เป็นหลัก ทำการตรวจสอบปริมาตรของ Direct runoff ถ้าไม่เท่ากับ 1 เซนติเมตร ให้ทำการปรับค่า Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยเฉลี่ยเพื่อให้ได้ปริมาตรเท่ากับ 1 เซนติเมตร

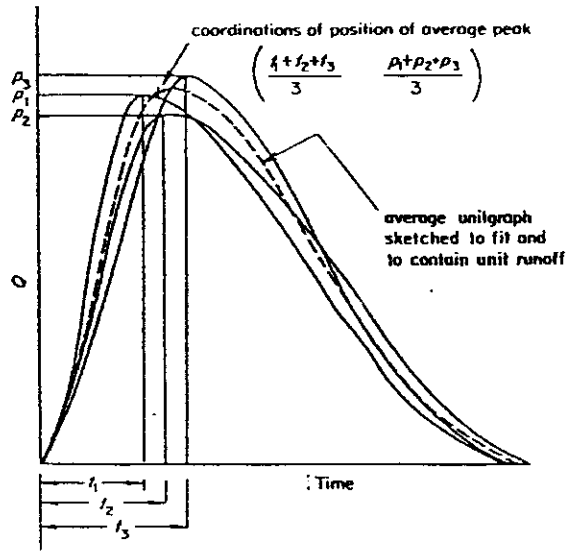
รูปที่ 8.4 แสดงตัวอย่างของการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าในระบบอังกฤษ ช่องที่สองเป็นเวลาที่เรานำค่าปริมาณน้ำท่าทั้งหมดมาพิจารณาทุกๆ 2 ชั่วโมง ตัวเลข 59,850 เป็นผลรวมของ Direct runoff ในช่องที่ห้าซึ่งมีหน่วยเป็นลูกบาศก์ฟุตต่อวินาที ต้องเปลี่ยนเป็นความลึกเฉลี่ยบนพื้นที่ลุ่มน้ำ จะได้ดังนี้



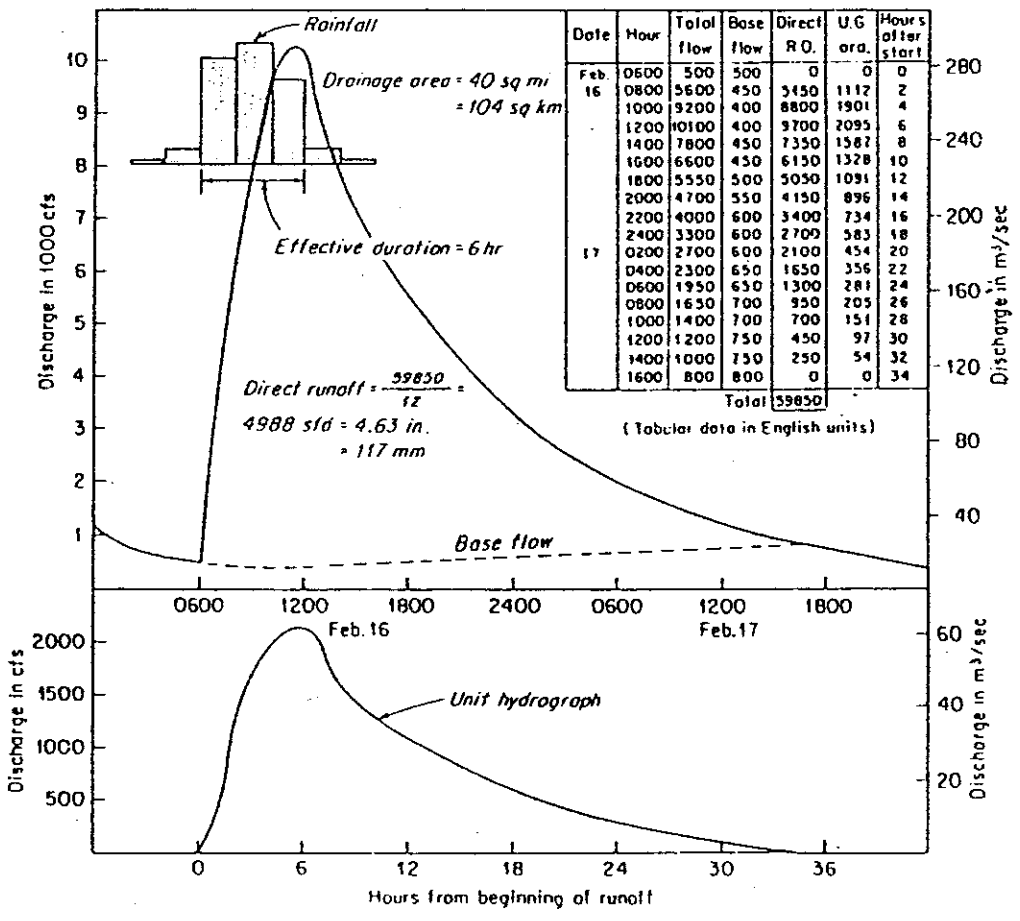
รูปที่ 8.1 กฎเกณฑ์ของกราฟหนึ่งหน่วยในการเทียบอัตราส่วน



รูปที่ 8.2 กฎเกณฑ์ของกราฟหนึ่งหน่วยในการหากราฟน้ำท่ารวม



รูปที่ 8.3 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าเฉลี่ย



รูปที่ 8.4 การคำนวณหากราฟหนึ่งหน่วยจากกราฟน้ำท่ารวม

$$\begin{aligned}
 \text{ความลึกเฉลี่ย} &= \frac{(59850 \text{ ลบ.ฟุต/วินาที}) \times (2 \text{ ชม} \times 3600 \text{ วินาที})}{40 \text{ ตร.ไมล์} \times 2.788 \times 10^7 \text{ ตร.ฟุต}^*} \\
 &= 0.386 \text{ ฟุต} \\
 &= 4.63 \text{ นิ้ว}
 \end{aligned}$$

นำความลึกเฉลี่ยซึ่งเท่ากับ 4.63 นิ้วไปหาร Direct runoff ทุกตัวในช่องที่ห้า จะได้ Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มีปริมาตรของ Direct runoff เท่ากับ 1 นิ้ว

8.3 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจาก Complex storm

การหากราฟหนึ่งหน่วยจากกราฟน้ำท่าลูกเดี่ยวๆ บางครั้งจะไม่เพียงพอที่จะนำไปใช้งาน และกราฟน้ำท่าลูกที่สำคัญมักจะเกิดจาก Complex storm ถ้า Complex storm ทำให้เกิดกราฟน้ำท่าในลักษณะเดียวกับกรณีของหัวข้อ 7.6 ก็สามารทำกรการแยกกราฟน้ำท่าออกเป็นสองลูกได้ และใช้กราฟน้ำท่าดังกล่าวหากราฟหนึ่งหน่วยได้ โดยถือว่าเป็นกราฟน้ำท่าที่เกิดจากพายุฝนลูกเดี่ยวๆ ถ้าทำการเฉลี่ยกราฟหนึ่งหน่วยที่หาได้จากกราฟน้ำท่า ในกรณีดังกล่าวหลายลูก จะช่วยลดข้อผิดพลาดที่เกิดขึ้นจากการแบ่งกราฟน้ำท่าลงได้

ถ้าไม่สามารถทำการแบ่งกราฟน้ำท่าได้เหมือนกรณีหัวข้อ 7.6 ก็ทำการแยกกราฟน้ำท่าที่เกิดจาก Complex storm ออกเป็นสองส่วนคือ Direct runoff และ Base flow จากกฎเกณฑ์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าและพิจารณารูปที่ 8.5 เราสามารถเขียนสมการทั่วไปของ Direct runoff ได้ว่า

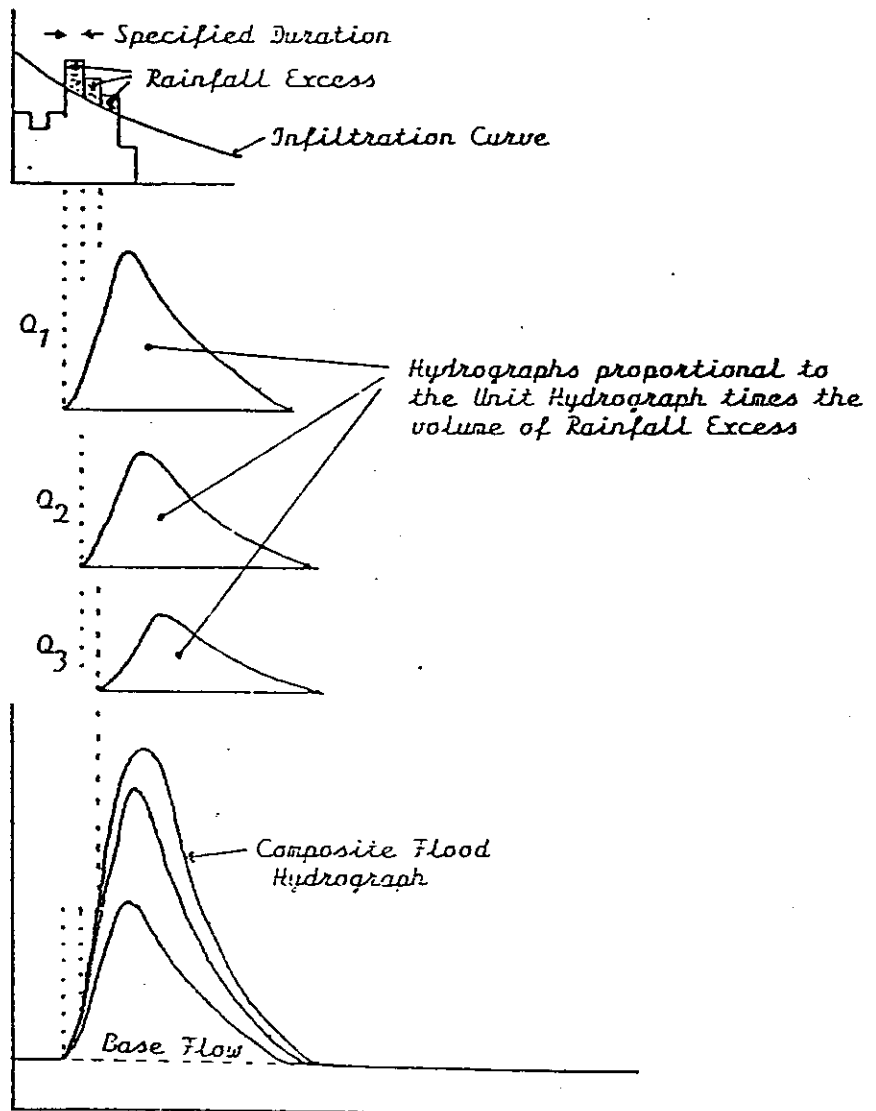
$$Q_k = U_1 RE_i + U_2 RE_{i-1} + U_3 RE_{i-2} + \dots + U_n RE_{i-n+1} \quad (8.1)$$

เมื่อ Q_k = เป็น Ordinate ที่ k ของกราฟน้ำท่าของ Direct runoff ที่เกิดจาก Complex storm

U_1, U_2, \dots, U_n = Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

RE_i = ปริมาตรของน้ำฝนสุทธิที่เกิดจากพายุฝนลูกที่ i

* 1 ตร.ไมล์เท่ากับ 2.788×10^7 ตร.ฟุต



รูปที่ 8.5 การคำนวณหากราฟน้ำท่ารวมที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิ
สามช่วงเวลาติดต่อกัน

จากสมการที่ 8.1 เราสามารถเขียนใหม่ได้ว่า

$$\begin{aligned} Q_1 &= RE_1 \cdot U_1 \\ Q_2 &= RE_1 \cdot U_2 + RE_2 \cdot U_1 \\ Q_3 &= RE_1 \cdot U_3 + RE_2 \cdot U_2 + RE_3 \cdot U_1 \\ Q_4 &= RE_1 \cdot U_4 + RE_2 \cdot U_3 + RE_3 \cdot U_2 + RE_4 \cdot U_1 \end{aligned}$$

ถ้าให้ n_i เป็นจำนวนของปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มี Duration เท่ากัน n_j เป็นจำนวน Ordinates ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า และ n_k เป็นจำนวน Ordinates ของกราฟน้ำท่ารวม เราจะได้ความสัมพันธ์ดังนี้

$$n_k = n_i + n_j - 1 \quad (8.2)$$

และการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจากกราฟน้ำท่าที่เกิดจาก Complex storm ขอให้ดูจากตัวอย่างที่ 8.2

ตัวอย่างที่ 8.2 จงหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจาก Complex Storm โดยใช้ข้อมูลในตารางที่ 8.1 ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำมีค่าเท่ากับ 40.4 ตร.ไมล์ และสมมติว่า Base flow มีค่าเท่ากับ 5 ลบ.ฟุต/วินาที ตลอดทั้ง 12 ชั่วโมง

จากตารางที่ 8.1 ข้อมูลช่องที่ 2 ได้จาก Hyetograph ของน้ำฝน ช่องที่ 3 ได้จากกราฟน้ำท่า ช่องที่ 5 เท่ากับช่องที่ 3 ลบด้วยช่องที่ 4

จากช่องที่ 2 จะได้ว่า $RE_1 = 0.6$ นิ้ว, $RE_2 = 0.8$ นิ้ว, $RE_3 = 0$, $RE_4 = 1.2$ นิ้ว ตารางที่ 8.2 แสดงการกระจายสมการที่ 8.1 และสมการที่ใช้หา Ordinates ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

จากโจทย์ $n_i = 4$ และ $n_k = 11$ แทนค่าลงในสมการที่ 8.2 จะได้ $n_j = 8$ ฉะนั้นกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจะมี 8 Ordinates แทนค่าต่างๆ ลงในสมการที่อยู่ในช่องสุดท้ายของตารางที่ 8.2 จะได้

$$\begin{aligned} U_1 &= 438/0.6 &= 730 & \text{ลบ.ฟุต/วินาที} \\ U_2 &= (1085-730 \times 0.8)/0.6 &= 835 & \text{ลบ.ฟุต/วินาที} \\ U_3 &= (865-835 \times 0.8)/0.6 &= 330 & \text{ลบ.ฟุต/วินาที} \\ U_4 &= (1215-330 \times 0.8-730 \times 1.2)/0.6 &= 125 & \text{ลบ.ฟุต/วินาที} \end{aligned}$$

ต่อไปเริ่มคำนวณจากเงอมสุดท้ายขึ้นมา เพื่อลดความผิดพลาดที่อาจจะเกิดขึ้นได้ จากการคำนวณค่า U_j ตัวก่อนผิด

$$\begin{aligned}
 U_8 &= 0 \\
 U_7 &= 12/1.2 = 10 \quad \text{ลบ.ฟุต/วินาที} \\
 U_6 &= (24-0 \times 1.8) / 1.2 = 20 \quad \text{ลบ.ฟุต/วินาที} \\
 U_5 &= (64-10 \times 0.8) / 1.2 = 45 \quad \text{ลบ.ฟุต/วินาที}
 \end{aligned}$$

ทำการพล็อต Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า และทำการตรวจสอบปริมาตรน้ำท่าทั้งหมดจากรูปที่พล็อตว่ามีความลึกเท่ากับหนึ่งนิ้วหรือไม่ ถ้าไม่เท่ากับ 1 นิ้ว ให้ทำการปรับ Ordinates ของกราฟน้ำท่าเพื่อให้ได้ปริมาตรเท่ากับหนึ่งนิ้ว

8.4 ข้อจำกัดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

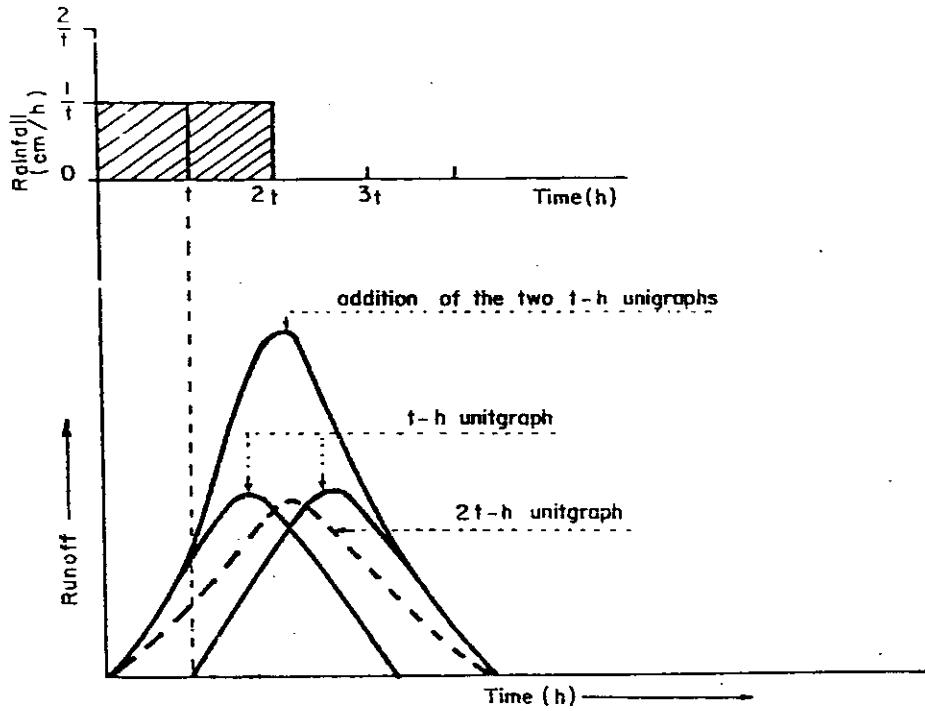
1. ลักษณะพายุฝนที่จะใช้หาปริมาณของ Direct runoff โดยใช้กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า ควรมีลักษณะคล้ายกับพายุฝนที่ใช้หากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่านั้น
2. ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำไม่ควรเกิน 5,000 ตร.กม. ถ้าขนาดใหญ่กว่านี้ควรแบ่งพื้นที่ทั้งหมดออกเป็นพื้นที่ย่อยตามลักษณะของลุ่มน้ำ เพราะพื้นที่ขนาดใหญ่การกระจายอย่างสม่ำเสมอของน้ำฝนทั่วทั้งพื้นที่จะเกิดขึ้นได้ยาก
3. ในกรณีลักษณะพื้นที่ลุ่มน้ำและลำน้ำมีการเปลี่ยนแปลง ควรจะต้องมีการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าใหม่
4. ในกฎเกณฑ์ที่ว่าอัตราการไหลที่เวลาใดๆ เป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาตรของ Direct runoff หมายความว่า Storage ในพื้นที่ลุ่มน้ำเป็นฟังก์ชันเส้นตรงของอัตราการไหล แต่ถ้าพื้นที่ลุ่มน้ำประกอบไปด้วย ทะเลสาบ บ่อน้ำ แอ่งน้ำ หรือ Reservoir มากมายหลายแห่ง รวมไปถึงกรณีเกิดน้ำท่วม ถ้ามีการไหลล้นฝั่งและไปสู่พื้นที่ราบลุ่ม ลักษณะนี้เปรียบเสมือนเป็นอ่างน้ำใหญ่หรือ Reservoir กฎเกณฑ์ดังกล่าวจะทำให้เกิดข้อผิดพลาดขึ้น เพราะ Storage จะไม่เป็นฟังก์ชันเส้นตรงของอัตราการไหล

ตารางที่ 8.1 ข้อมูลตัวอย่างที่ 8.2

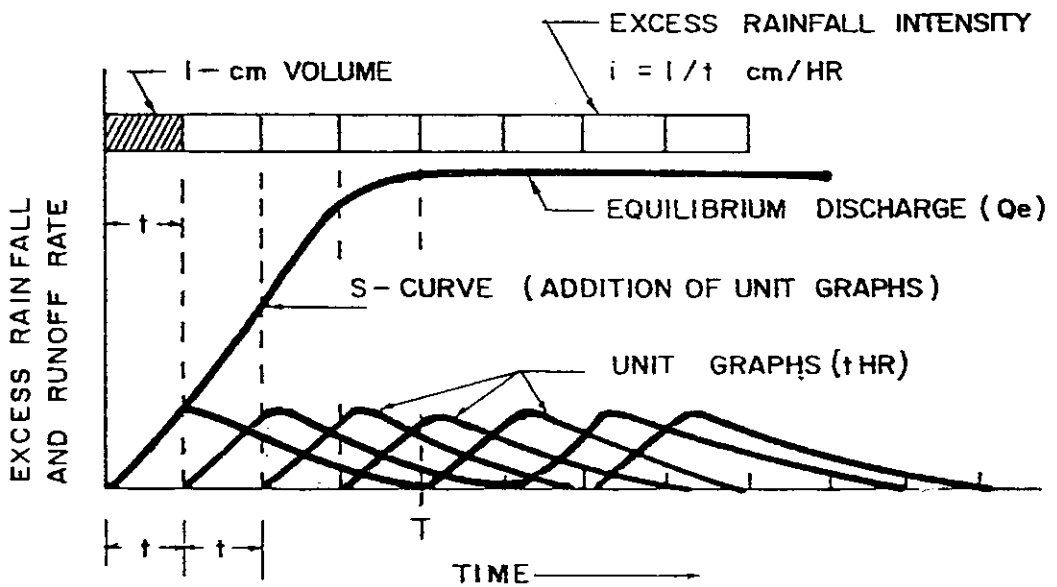
Time (hours) (1)	Rainfall Excess (inches) (2)	Total Flow (cfs) (3)	Base Flow (4)	Surface Runoff (cfs) (5)
0	0	5	5	0
1	0.6	443	5	438 = Q_1
2	0.8	1090	5	1085 = Q_2
3	0	870	5	865 = Q_3
4	1.2	1220	5	1215 = Q_4
5	0	1132	5	1127 = Q_5
6		453	5	448 = Q_6
7		177	5	172 = Q_7
8		69	5	64 = Q_8
9		29	5	24 = Q_9
10		17	5	12 = Q_{10}
11		5	5	0 = Q_{11}

ตารางที่ 8.2 การแยก Ordinate ของกราฟน้ำท่ารวม

Q_i	RE_1U_i	RE_2U_{i-1}	RE_3U_{i-2}	RE_4U_{i-3}	Simplified Equation
$Q_1 = 438$	RE_1U_1	RE_2U_0	RE_3U_0	RE_4U_0	$U_1 = Q_1/RE_1$
$Q_2 = 1085$	RE_1U_2	RE_2U_1	RE_3U_0	RE_4U_0	$U_2 = (Q_2 - RE_2U_1)/RE_1$
$Q_3 = 865$	RE_1U_3	RE_2U_2	RE_3U_1	RE_4U_0	$U_3 = (Q_3 - RE_2U_2)/RE_1$
$Q_4 = 1215$	RE_1U_4	RE_2U_3	RE_3U_2	RE_4U_1	$U_4 = (Q_4 - RE_2U_3 - RE_4U_1)/RE_1$
$Q_5 = 1127$	RE_1U_5	RE_2U_4	RE_3U_3	RE_4U_2	
$Q_6 = 448$	RE_1U_6	RE_2U_5	RE_3U_4	RE_4U_3	
$Q_7 = 172$	RE_1U_7	RE_2U_6	RE_3U_5	RE_4U_4	$U_5 = (Q_8 - RE_2U_7)/RE_4$
$Q_8 = 64$	RE_1U_8	RE_2U_7	RE_3U_6	RE_4U_5	$U_6 = Q_9/RE_4$
$Q_9 = 24$	RE_1U_9	RE_2U_8	RE_3U_7	RE_4U_6	$U_7 = Q_{10}/RE_4$
$Q_{10} = 12$	RE_1U_{10}	RE_2U_9	RE_3U_8	RE_4U_7	$U_8 = Q_{11}/RE_4 = 0$
$Q_{11} = 0$	RE_1U_{11}	RE_2U_{10}	RE_3U_9	RE_4U_8	



รูปที่ 8.6 การหากราฟหนึ่งหน่วยที่มีช่วงเวลา $2t$ ชั่วโมง จากกราฟหนึ่งหน่วยที่มีช่วงเวลา t ชั่วโมง



รูปที่ 8.7 การสร้าง S-curve จากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

8.5 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสำหรับ Duration ต่างๆ

ถ้ามีกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration เท่ากับ t ชั่วโมง เราสามารถสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration เท่ากับ $2t, 3t, 4t, \dots$ ได้ สมมติต้องการจะสร้างกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ $2t$ ให้ปฏิบัติดังในรูปที่ 8.6

1. สมมติว่าปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มีความแรง 1 ซม. ในเวลา t ชั่วโมง เกิดติดต่อกันเป็นเวลา $2t$
2. แบ่งปริมาณน้ำฝนออกเป็นช่วงละ t ชั่วโมง จากหลักการของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า จะได้ว่าปริมาณน้ำฝนแต่ละช่วงเวลา ทำให้เกิด Direct runoff ที่มีปริมาตรเท่ากับ 1 เซนติเมตร
3. จะทำให้เกิดกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าขึ้น 2 ลูก โดยเกิดห่างกัน t ชั่วโมง ดังแสดงในรูปที่ 8.6
4. ทำการรวม Ordinate ของกราฟน้ำท่าตามเวลา จะได้กราฟน้ำท่ารวมที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิ 2 เซนติเมตร ในเวลา $2t$ ชั่วโมง
5. หาร Ordinate ของกราฟน้ำท่ารวมด้วย 2 เซนติเมตร จะได้ Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration เท่ากับ $2t$

ส่วนในกรณีของ Duration เท่ากับ $3t, 4t, \dots$ ก็ทำในลักษณะเดียวกัน วิธีดังกล่าวใช้สร้างได้แต่เฉพาะกราฟน้ำท่าที่มี Duration เป็นจำนวนเท่าของ Duration เดิมเท่านั้น

ในการสร้างกราฟน้ำท่าที่มี Duration ใด ไม่ว่าจะสั้นหรือยาวกว่า Duration เดิม จะใช้วิธี S-curve

สมมติมีกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration เท่ากับ t , S-curve จะเกิดจากการนำกราฟหนึ่งหน่วยดังกล่าวมาเรียงต่อกันโดยแต่ละลูกห่างกัน t , และทำการรวม Ordinates, S-curve เปรียบเสมือนเป็นกราฟน้ำท่าที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มีความแรงสม่ำเสมอ เท่ากับ $1/t$ นิ้ว หรือ ซม./ชม. ตกต่อเนื่องไปเรื่อยๆ ดังแสดงในรูปที่ 8.7 อัตราการไหลสมมูลจะเกิดขึ้นหลังจากสิ้นสุดระยะเวลาที่มีค่าเท่ากับ Time of Concentration (t_c) ถ้าไม่ทราบให้ถือว่าอัตราการไหลสมมูลจะเกิดขึ้นหลังจากสิ้นสุดกราฟน้ำท่าลูกแรกแล้ว ถ้าสมมติระยะเวลาที่ฐานของกราฟหนึ่งหน่วยเท่ากับ T ชั่วโมง ฉะนั้นอัตราการไหลสมมูล (Q_c) จะเกิดขึ้นที่เวลา T นั่นคือ ใช้กราฟหนึ่งหน่วย T/t ลูกมาเรียงต่อกันโดยให้แต่ละลูกห่างกัน t ชั่วโมง ในทางปฏิบัติพบว่าการสร้าง S-curve อาจจะได้โค้งที่ไม่เรียบ มีลักษณะขึ้นๆ ลงๆ เป็นลูกคลื่น จึงต้องมีการปรับ S-curve ให้เข้าสู่สภาพสมมูล สามารถหาค่าอัตราการไหลสมมูลของ S-curve ที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มีความแรง $1/t$ เซนติเมตรต่อชั่วโมง เพื่อให้เป็นเกณฑ์ในการปรับโค้งได้ดังนี้

$$Q_c = 2.78 \frac{A}{t} \quad (8.3)$$

เมื่อ	Q_e	=	อัตราการไหลสมมูลย์, ลบ.ม. วินาที
	A	=	พื้นที่ลุ่มน้ำ, ตร.กม.
	t	=	Duration ของกราฟหนึ่งหน่วยเป็นชั่วโมง

ถ้าเป็นระบบอังกฤษจะได้ Q_e ที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มีความแรง $1/t$ นิ้ว/ชั่วโมง คือ

$$Q_e = 645 \frac{A}{t} \quad (8.4)$$

เมื่อ A มีหน่วยเป็น ตร.ไมล์, และ Q_e เป็น ลบ.ฟุต/วินาที

สมมติต้องการสร้างกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ t_1 สามารถดำเนินการตามขั้นตอนดังนี้

1. สร้าง S-curve จากกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ t ตามวิธีที่ได้กล่าวข้างต้น

2. นำ S-curve จากข้อ 1 มาวางเรียงกัน โดยให้ห่างกัน t_1 ชั่วโมง ดังแสดงในรูปที่ 8.8

3. หาผลต่างระหว่าง Ordinate ของ S-curve ทั้งสองลูกตามเวลา จะเป็น Direct runoff ที่เกิดขึ้นในเวลา t_1 ชั่วโมง จากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มีความแรงสม่ำเสมอเท่ากับ $1/t$ เซนติเมตร/ชั่วโมง ดังนั้นปริมาตรของ Direct runoff ทั้งหมดเท่ากับ t_1/t เซนติเมตร

4. คูณ Ordinate ที่ได้จากข้อ 3 ด้วย t/t_1 จะได้ Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration เท่ากับ t_1 ชั่วโมง หรือเกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มีความแรงสม่ำเสมอ $1/t_1$ เซนติเมตร/ชั่วโมง

ตัวอย่างที่ 8.3 จากกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ 4 ชั่วโมง ในช่องที่ (2) ของตารางที่ 8.3 จงสร้างกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ 3 ชั่วโมง ที่พื้นที่ลุ่มน้ำมีขนาด 300 ตร.กม.

วิธีทำ	อัตราการไหลสมมูลย์,	Q_e	=	$2.78 \frac{A}{t}$
			=	$(2.78 \times 300)/4$
			=	208 ลบ.ม./วินาที

เนื่องจาก Q_e มีค่าใกล้เคียงกับ 207 ลบ.ม./วินาที จึงไม่จำเป็นต้องทำการปรับ S-curve แต่ถ้า S-curve ในช่วงท้ายมีลักษณะขึ้นๆ ลงๆ เป็นลูกคลื่น ต้องมีการปรับแก้โดยใช้ค่าของ Q_e เป็นเกณฑ์

ในช่องที่ (3) ของตารางที่ 8.3 S-curve addition เกิดจาก Ordinates ของ S-curve ที่วางห่างกัน 4 ชั่วโมง เพราะว่าใน 4 ชั่วโมงแรก Ordinates ของ S-curve และกราฟหนึ่งหน่วยมีค่าเท่ากัน ตัวเลขในช่องที่ (3) และ (4) ต้องทำการคำนวณสลับกันไป ดังนั้นผลรวมของ S-curve addition กับกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำก็เหมือนกับผลรวมของ Ordinates ของกราฟหนึ่งหน่วยที่วางห่างกัน 4 ชั่วโมงต่อเนื่องกันไป

8.6 Synthetic Unit Hydrograph

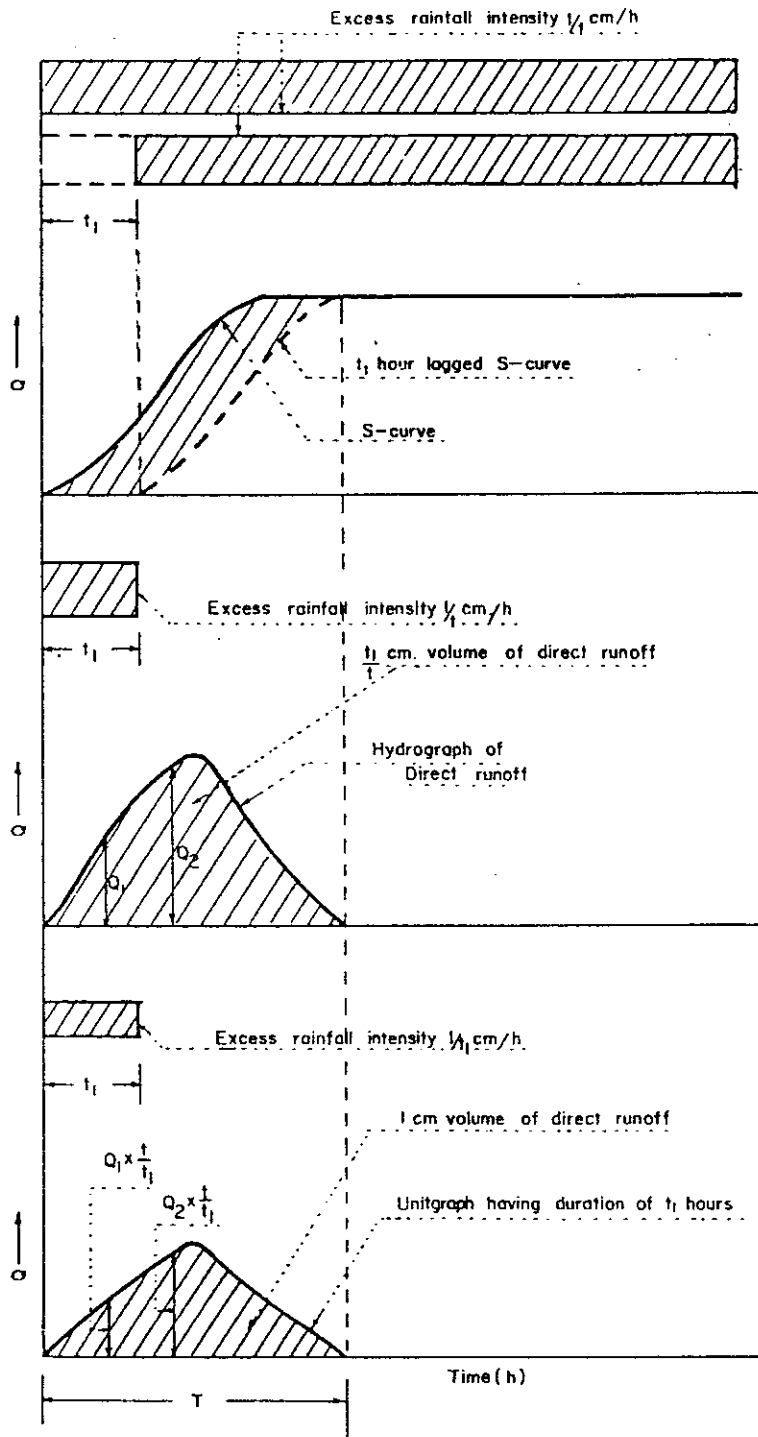
ในพื้นที่ลุ่มน้ำบางแห่งมีข้อมูลของน้ำฝน และน้ำท่าไม่เพียงพอ หรือไม่เคยมีการวัดข้อมูลดังกล่าวมาก่อน ฉะนั้นไม่สามารถหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าได้ เราจำเป็นต้องสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจากลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำเช่น ความยาวของทางน้ำ ความลาดเทของพื้นที่ลุ่มน้ำและทางน้ำ ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำ ฯลฯ มีนักอุทกวิทยาได้ทำการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำและลักษณะของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจากหลายพื้นที่ลุ่มน้ำ และผลที่ได้ก็ใช้เป็นสูตรในการสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของพื้นที่ที่ไม่มีข้อมูลต่อไป

8.6.1 วิธีของ Snyder

Snyder ได้ทำการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำและกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจากพื้นที่ลุ่มน้ำในบริเวณเทือกเขา Appalachian ทางด้านตะวันออกของสหรัฐอเมริกา ขนาดของพื้นที่ตั้งแต่ 26 ถึง 26000 ตร.กม. และ Snyder ได้สังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยมาตรฐาน (ในรูป 8.10) ซึ่งมี Duration ของฝนสุทธิ (t_r) สัมพันธ์กับ Basin lag จากสมการต่อไปนี้

$$t_p = 5.5 t_r \quad (8.5)$$

$$t_p = C_1 C_t (LL_c)^{0.3} \quad (8.6)$$

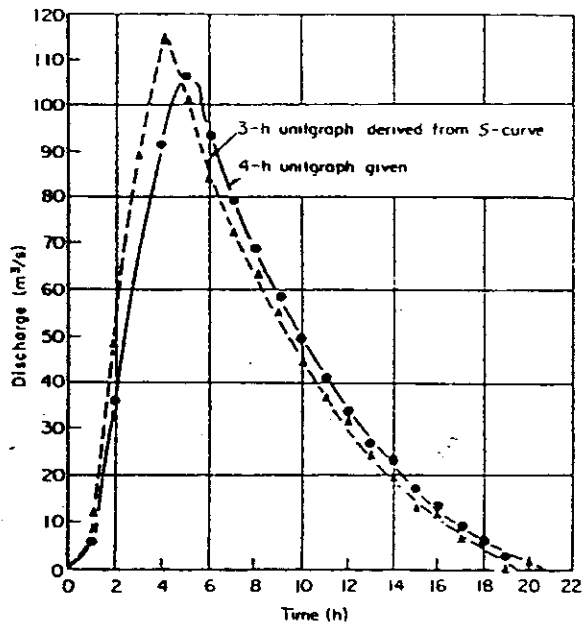


รูปที่ 8.8 การหากราฟหนึ่งหน่วยที่มีช่วงเวลา t_1 ชั่วโมง จาก S-curve

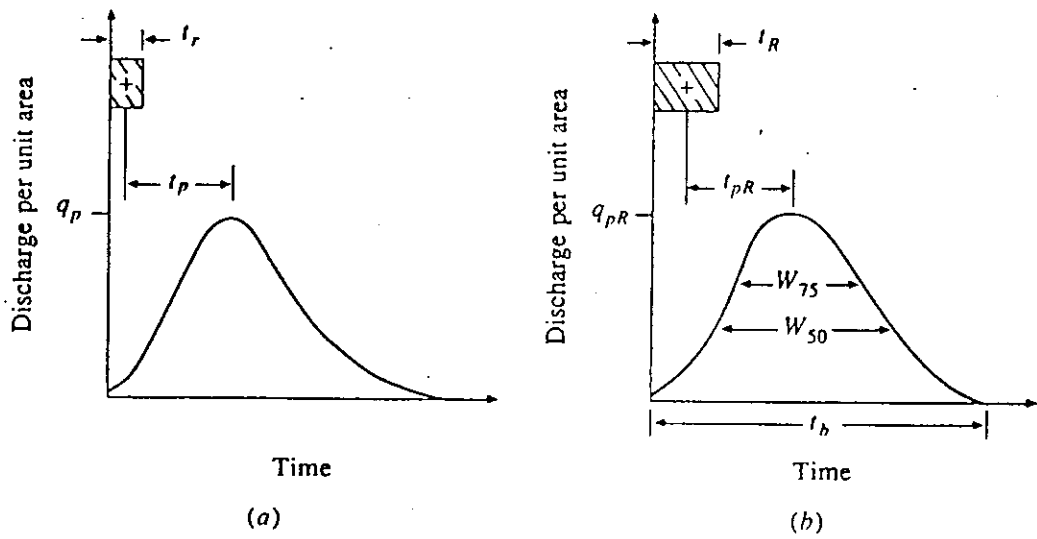
ตารางที่ 8.3 S-curve method (all values except those in columns (1) are in units of m^3/s)

(1) Time (h)	(2) 4-h unitgraph	(3) S-curve additions	(4) S-curve Columns (2)+(3)	(5) lagged S-curve	(6) Column (4) Minus column (5)	(7) Column 6× (4/3)=3-h unitgraph
0	0	-	0	-	0	0
1	6	-	6	-	6	8
2	36	-	36	-	36	48
3	66	-	66	0	66	88
4	91	0	91	6	85	113
5	106	6	112	36	76	101
6	93	36	129	66	63	84
7	79	66	145	91	54	72
8	68	91	159	112	47	63
9	58	112	170	129	41	55
10	49	129	178	145	33	44
11	41	145	186	159	27	36
12	34	159	193	170	23	31
13	27	170	197	178	19	25
14	23	178	201	186	15	20
15	17	186	203	193	10	13.5 ^a
16	13	193	206	197	9	12 ^a
17	9	197	206	201	5	6.5 ^a
18	6	201	207	203	4	5.5 ^a
19	3	203	206	206	0	0 ^a
20	1.5	206	207	206	1	1.5 ^a
21	0	206	206	207	-1	

^a Slight adjustment is required to the tail of the 3-h unitgraph. This is most easily done by eye (see figure 8.9)



รูปที่ 8.9 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำที่ได้จากวิธี S-curve



รูปที่ 8.10 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำของ Synder (a) กราฟหนึ่งหน่วยมาตรฐาน ($t_p = 5.5 t_r$)
 (b) กราฟหนึ่งหน่วยใดๆ ($t_p \neq 5.5 t_r$)

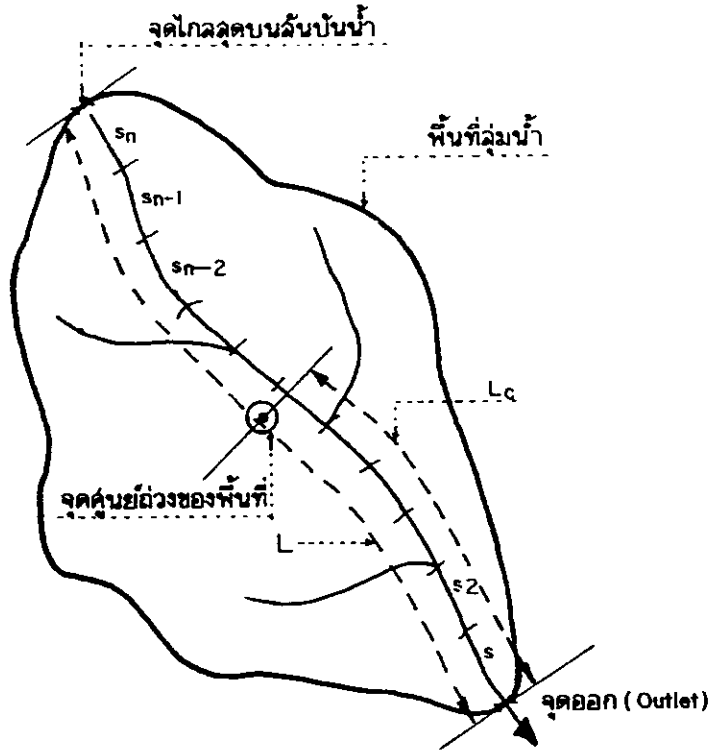
เมื่อ	t_p	=	Basin lag
		=	เวลาระหว่างจุดศูนย์กลางถ่วงของปริมาณน้ำฝนสุทธิ และจุดยอดของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า, ชั่วโมง
	t_r	=	Duration ของปริมาณน้ำฝนสุทธิที่ทำให้เกิดกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามาตรฐาน, ชั่วโมง
	L	=	ความยาวของลำน้ำสายใหญ่วัดจากจุดไกลสุดบนสันปันน้ำ ของพื้นที่ลุ่มน้ำถึงจุดออก (Outlet) หน่วยเป็นกิโลเมตรหรือไมล์
	L_c	=	ระยะทางวัดตามลำน้ำสายใหญ่จากจุดออกถึงจุดบนลำน้ำที่อยู่ใกล้จุดศูนย์กลางถ่วงของพื้นที่ลุ่มน้ำมากที่สุด หน่วยเป็นกิโลเมตรหรือไมล์
	C_t	=	ค่าสัมประสิทธิ์ มีค่าอยู่ระหว่าง 1.8 และ 2.2
	C_1	=	0.752 สำหรับระบบเมตริก
		=	1.0 สำหรับระบบอังกฤษ

พื้นที่ลุ่มน้ำที่มีความลาดชันและความซึมของน้ำผ่านผิวดินมีค่าน้อย ค่าของ C_p จะมีค่าน้อย ค่าอัตราการไหลสูงสุดของกราฟหนึ่งหน่วยมาตรฐานที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิ 1 เซนติเมตร สามารถหาได้ดังนี้

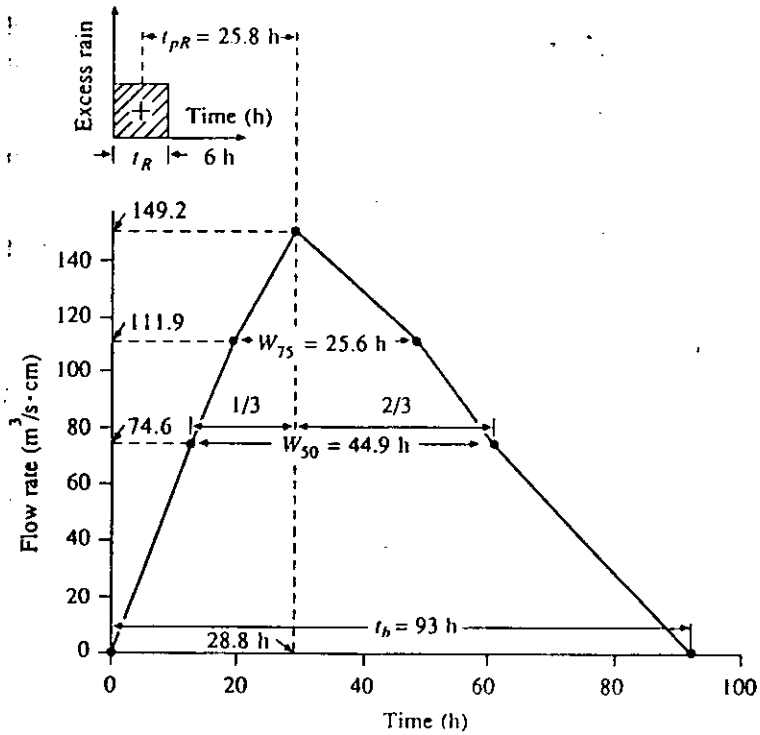
$$q_p = \frac{C_2 C_p}{t_p} \quad (8.7)$$

เมื่อ	q_p	=	อัตราการไหลสูงสุดต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่, ลบ.เมตร/วินาที/ตารางกิโลเมตร หรือ ลบ.ฟุต/วินาที/ตารางไมล์ ($m^3/s \cdot km^2$ หรือ cfs/mi^2)
	C_2	=	2.75 สำหรับระบบเมตริก
		=	640 สำหรับระบบอังกฤษ
	C_p	=	ค่าสัมประสิทธิ์มีค่าอยู่ระหว่าง 0.56 ถึง 0.69

พื้นที่ลุ่มน้ำที่มีความลาดชัน และความซึมของน้ำผ่านผิวดินมีค่าน้อย ค่าของ C_p จะมีค่ามาก สมการที่ 8.6 ใช้หาค่า Basin lag (t_p) ของกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ $t_p/5.5$ สำหรับกราฟหนึ่งหน่วยใดๆ ที่เกิดจากฝนสุทธิซึ่งมี Duration (t_R) ไม่เท่ากับ $t_p/5.5$ สามารถหาค่าของ Basin lag (t_{pR}) ได้จากสมการต่อไปนี้



รูปที่ 8.11 สัดส่วนของพื้นที่ลุ่มน้ำที่ใช้ในวิธีของ Synder



รูปที่ 8.12 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่สร้างขึ้นจากการคำนวณของตัวอย่างที่ 8.5

$$t_{pR} = t_p + (t_R - t_r) \cdot 4 \quad (8.8)$$

หน่วยของ t_{pR} , t_p และ t_r เป็นชั่วโมง และสามารถหาอัตราการไหลสูงสุดต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ลุ่มน้ำ (q_{pR}) ของกราฟหนึ่งหน่วยใดๆ ที่เกิดจากฝนสุทธิ 1 เซนติเมตร (หรือ 1 นิ้ว) ได้จากสมการต่อไปนี้

$$q_{pR} = q_p \cdot t_p / t_{pR} \quad (8.9)$$

ถ้าสมมติว่ากราฟหนึ่งหน่วยมีรูปร่างเป็นรูปสามเหลี่ยม สามารถประมาณหาระยะเวลา (เป็นชั่วโมง) ที่ฐานของกราฟหนึ่งหน่วยได้จากสมการต่อไปนี้

$$t_b = C_3 / q_{pR} \quad (8.10)$$

เมื่อ

t_b	=	ระยะเวลาที่ฐานของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำเป็นชั่วโมง
C_3	=	5.56 สำหรับระบบเมตริก
	=	1290 สำหรับระบบอังกฤษ

ความกว้างเป็นชั่วโมง (W) ของกราฟหนึ่งหน่วยที่ปริมาณการไหลเท่ากับ 50 และ 75 เปอร์เซ็นต์ ของปริมาณการไหลสูงสุด (q_{pR}) หาได้จากสมการต่อไปนี้

$$W = C_w \cdot q_{pR}^{-1.08} \quad (8.11)$$

เมื่อปริมาณการไหลเท่ากับ 75 % ของ q_{pR}

C_w	=	1.22 สำหรับระบบเมตริก
	=	440 สำหรับระบบอังกฤษ

เมื่อปริมาณการไหลเท่ากับ 50% ของ q_{pR}

C_w	=	2.14 สำหรับระบบเมตริก
	=	770 สำหรับระบบอังกฤษ

โดยทั่วไปจะแบ่ง W ออกเป็นสามส่วน โดยหนึ่งส่วนอยู่ข้างซ้ายและอีกสองส่วนอยู่ด้านขวาของ q_{pR}

ตัวอย่างที่ 8.4 จากแผนที่ของพื้นที่ลุ่มน้ำแห่งหนึ่ง ทำการวัดข้อมูลได้ดังนี้ : $L = 150$ กม., $L_c = 75$ กิโลเมตร และ $A = 3500$ ตร.กม. จากกราฟหนึ่งหน่วยที่สังเคราะห์สำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำแห่งนี้ หาข้อมูลได้ดังนี้ : $t_R = 12$ ชั่วโมง, $t_{pR} = 34$ ชั่วโมง และ $Q_{pR} = 157.5$ ลบ.เมตร/วินาที/เซนติเมตร หรือ $m^3/s.cm$. จงหาค่า C_t และ C_p สำหรับ Synthetic unit hydrograph ของพื้นที่ลุ่มน้ำแห่งนี้

วิธีทำ ตรวจสอบ Basin lag : $5.5 t_R = 66$ ชั่วโมง ซึ่งไม่เท่ากับ t_{pR} (34 ชั่วโมง) แสดงว่าไม่ใช่กราฟหนึ่งหน่วยมาตรฐาน ฉะนั้นหาค่า t_r จากสมการที่ 8.8

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

$$t_p = 34 + \frac{t_r - 12}{4} \quad (8.12)$$

และ $t_p = 5.5 t_r \quad (8.5)$

แก้สมการที่ 8.12 และ 8.5 จะได้ $t_r = 5.9$ ชั่วโมง และ $t_p = 32.5$ ชั่วโมง

$$t_p = C_1 C_t (L L_c)^{0.3}$$

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

$$C_t = 2.65$$

$$Q_{pR} = \frac{157.5}{3500} = 0.045 \text{ m}^3/s.km.^2.cm$$

จากสมการที่ 8.7

$$Q_{pR} = \frac{C_2 \cdot C_p}{t_{pR}}$$

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

$$C_p = 0.56$$

ตัวอย่างที่ 8.5 จงสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration 6 ชั่วโมง ของพื้นที่ลุ่มน้ำแห่งหนึ่งที่มีขนาด 2500 ตร.กม., $L = 100$ กม. และ $L_c = 50$ กม. พื้นที่ดังกล่าวเป็นลุ่มน้ำย่อยของพื้นที่ลุ่มน้ำในตัวอย่างที่ 8.4

วิธีทำ จากตัวอย่างที่ 8.4 ได้ $C_t = 2.64$ และ $C_p = 0.56$ และจากสมการที่ 8.6

$$\begin{aligned} t_p &= C_1 C_t (L L_c)^{0.3} \\ &= 0.75 \times 2.65 \times (100 \times 50)^{0.3} \\ &= 25.5 \text{ ชั่วโมง} \end{aligned}$$

จากสมการที่ 8.5, $t_r = \frac{25.5}{5.5} = 4.64$ ชั่วโมง

เมื่อ $t_r = 6$ ชั่วโมง จากสมการที่ 8.8

$$\begin{aligned} t_{pR} &= t_p + (t_R - t_r)/4 \\ &= 25.5 + (6 - 4.64)/4 \\ &= 25.8 \end{aligned}$$

จากสมการที่ 8.7

$$\begin{aligned} Q_{pR} &= \frac{C_2 C_p}{t_{pR}} \\ &= 2.75 \times 0.56 / 25.8 \\ &= 0.0597 \text{ m}^3/\text{s.km}^2.\text{cm.} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} Q_{pR} &= q_{pR} \cdot A \\ &= 0.0597 \times 2500 \\ &= 149.2 \text{ m}^3/\text{s.cm.} \end{aligned}$$

จากสมการที่ 8.10

$$\begin{aligned} t_b &= C_3 / q_{pR} \\ t_b &= 5.56 / 0.0597 \\ &= 93 \text{ ชั่วโมง} \end{aligned}$$

หาค่า W_{75} และ W_{50} จากสมการที่ 8.11

$$\begin{aligned} W_{75} &= 1.22 q_{pR}^{-1.08} \\ &= 1.22 \times 0.0597 \\ &= 25.6 \text{ ชั่วโมง} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} W_{50} &= 2.14 q_{pR}^{-1.08} \\ &= 2.14 \times 0.0597 \\ &= 44.9 \text{ ชั่วโมง} \end{aligned}$$

รูปที่ 8.12 แสดง Synthetic unit hydrograph ที่คำนวณได้จากตัวอย่างที่ 8.5 จากนี้ควรตรวจสอบว่าปริมาตรทั้งหมดของ Direct runoff เท่ากับ 1 เซนติเมตรหรือไม่ ถ้าไม่เท่ากับ 1 เซนติเมตร ให้ปรับแก้ Ordinates ของกราฟนี้

8.6.2 วิธีของ SCS

Soil Conservation Service (SCS) ซึ่งเป็นหน่วยงานหนึ่งใน Department of Agriculture ของสหรัฐอเมริกา ได้นำวิธีนี้มาใช้โดยการสังเคราะห์กราฟน้ำหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบไม่มีหน่วย คือเปลี่ยนแกน x เป็นอัตราส่วน t/T_p และแกน y เป็นอัตราส่วน q/q_p โดย T_p เป็นช่วงเวลาตั้งแต่ Direct runoff เริ่มเกิดขึ้นจนกระทั่งมีค่าสูงสุด และ q_p เป็น Direct runoff ที่มีค่าสูงสุด ฉะนั้นเมื่อรู้ค่าของ Basin lag หรือ lag time (t_p) และ q_p สามารถสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าได้โดยใช้กราฟน้ำท่าแบบไม่มีหน่วย รูปที่ 8.13(a) และตารางที่ 8.4 แสดงกราฟน้ำท่าแบบไม่มีหน่วยที่สังเคราะห์จากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของพื้นที่ลุ่มน้ำหลายแห่ง

ถ้าสมมติว่ากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าเป็นรูปสามเหลี่ยม ดังแสดงในรูปที่ 8.13 (b) สามารถประมาณค่า q_p และ T_p ได้โดยจากการศึกษากราฟหนึ่งหน่วยหลายๆ ลูก พบว่าช่วงเวลาของโค้งการลดลงของ Direct runoff มีค่าโดยประมาณเท่ากับ $1.67 T_p$ ฉะนั้นในกรณีปริมาตรของ Direct runoff หรือพื้นที่ใต้กราฟหนึ่งหน่วย มีค่าเท่ากับ 1 เซนติเมตร (หรือ 1 นิ้ว) จะได้ว่า

$$q_p = \frac{CA}{T_p} \quad (8.13)$$

เมื่อ	q_p	=	ปริมาณ Direct runoff สูงสุด, $m^3/s.cm$ (หรือ cfs/in)
	T_p	=	ช่วงเวลาเป็นชั่วโมง ตั้งแต่ Direct runoff เริ่มเกิดจนมีค่าสูงสุด
	A	=	พื้นที่ลุ่มน้ำ, ตร.กม. (หรือ ตร.ไมล์)
	C	=	2.08 สำหรับระบบเมตริก
		=	483.4 สำหรับระบบอังกฤษ

จากการศึกษากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าทั้งของพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็กและขนาดใหญ่
หลายๆ แห่งพบว่า t_p มีค่าโดยประมาณเท่ากับ $0.6 t_c$ โดย t_c คือ Time of Concentration ของ
พื้นที่ลุ่มน้ำ จากรูปที่ 8.13(b) จะได้

$$T_p = \frac{t_r}{2} + t_p \quad (8.14)$$

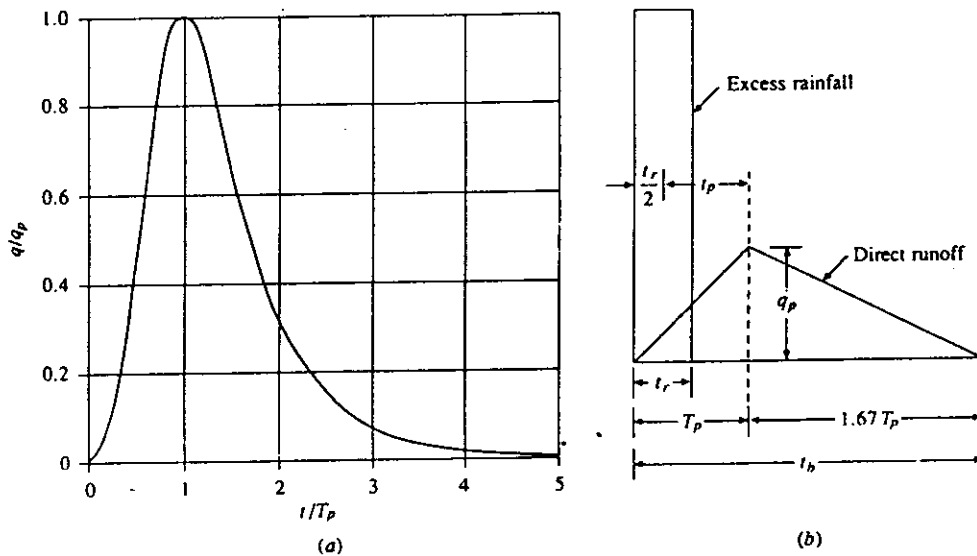
ตัวอย่างที่ 8.6 จงสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่เกิดจากฝนสุทธิ มี Duration 10 นาที โดยวิธีของ
SCS พื้นที่ลุ่มน้ำมีขนาดเท่ากับ 3.0 ตร.กม. และ Time of Concentration เท่ากับ 1.25 ชั่วโมง

วิธีทำ	t_r	=	$\frac{10}{60}$	=	0.166 ชั่วโมง
	Lag time, t_p	=	$0.6 t_c$	=	0.6×1.25
				=	0.75 ชั่วโมง

จากสมการที่ 8.14,	T_p	=	$\frac{t_r}{2} + t_p$		
		=	$\frac{0.166}{2} + 0.75$	=	0.833 ชั่วโมง

จากสมการที่ 8.13,	Q_p	=	$\frac{2.08 \times 3}{0.833}$	=	7.49 $m^3/s.cm.$
-------------------	-------	---	-------------------------------	---	------------------

จากรูปที่ 8.13(a) หรือตารางที่ 8.4 คูณอัตราส่วน t/T_p ด้วย T_p และอัตราส่วน
 q/q_p ด้วย q_p จะได้ Coordinates ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า หรือสร้างรูปสามเหลี่ยมของกราฟ
หนึ่งหน่วย โดยใช้ $t_b = 2.67$, $T_p = 2.22$ ชั่วโมง ทำการตรวจสอบปริมาตรของ Direct runoff และ
ปรับค่าให้เท่ากับ 1 เซนติเมตร



รูปที่ 8.13 Synthetic unit hydrograph ของ SCS (a) กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบไม่มีหน่วย (b) กราฟหนึ่งหน่วยแบบสามเหลี่ยม

ตารางที่ 8.4 โคออดิเนตของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบไม่มีหน่วยของ SCS

t/T_p	q/q_p	t/T_p	q/q_p
0	0	1.4	0.75
0.1	0.015	1.5	0.66
0.2	0.075	1.6	0.56
0.3	0.16	1.8	0.42
0.4	0.28	2.0	0.32
0.5	0.43	2.2	0.24
0.6	0.60	2.4	0.18
0.7	0.77	2.6	0.13
0.8	0.89	2.8	0.098
0.9	0.97	3.0	0.075
1.0	1.00	3.5	0.036
1.1	0.98	4.0	0.018
1.2	0.92	4.5	0.009
1.3	0.84	5.0	0.004

8.6.3 การย้ายกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (Transposing Unit Hydrograph)

จากสมการที่ 8.6 สามารถเขียนเป็นสมการทั่วไปของ Basin lag ได้ว่า

$$t_p = 0.752 C_t (LL_c / \sqrt{s})^n \quad \text{สำหรับระบบเมตริก} \quad 8.15(a)$$

หรือ

$$t_p = C_t (LL_c / \sqrt{s})^n \quad \text{สำหรับระบบอังกฤษ} \quad 8.15(b)$$

สำหรับระบบอังกฤษ ค่าของ L และ L_c มีหน่วยเป็นไมล์ ถ้าพล็อตค่าของ t_p และ LL_c / \sqrt{s} ที่ได้มาจากพื้นที่ลุ่มน้ำที่มีลักษณะทางอุทกวิทยาคลายคลึงกัน ลงบนกระดาษกราฟ logarithm (ในรูปที่ 8.14) จะพบว่าความสัมพันธ์ของเทอมทั้งสองมีลักษณะเป็นเส้นตรงโดยประมาณ และสามารถหาค่าของ C_t และ n ได้จากกราฟ

ขั้นต่อไปทำการสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบไม่มีหน่วย โดยใช้กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจากหลายลุ่มน้ำที่มีข้อมูลอย่างเพียงพอ ทำการหากราฟหนึ่งหน่วยเฉลี่ย จากนั้นก็ทำกราฟหนึ่งหน่วยที่ได้ให้อยู่ในรูปของไม่มีหน่วย โดยการหารปริมาณการไหลทุกจุด (q) ด้วยปริมาณการไหลสูงสุด (q_p) และหารเวลาทุกจุดด้วย Basin lag (t_p) หรือ T_p (เวลาจากจุดเริ่มเกิด Direct runoff ถึงจุดยอดของกราฟน้ำท่า) แล้วแต่กรณี จะได้กราฟแบบไม่มีหน่วย ซึ่งเป็นตัวแทนของพื้นที่ลุ่มน้ำในบริเวณเดียวกันหรือมีลักษณะทางอุทกวิทยาคลายคลึงกัน กราฟแบบไม่มีหน่วยนี้สามารถลดอิทธิพลของขนาดและรูปร่างของลุ่มน้ำที่มีต่อกราฟน้ำท่าลงได้ รูปที่ 8.15 เป็นตัวอย่างของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบไม่มีหน่วย

ฉะนั้นในพื้นที่ลุ่มน้ำที่ไม่มีข้อมูลหรือมีข้อมูลไม่เพียงพอ เราสามารถจะหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าได้จากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบไม่มีหน่วย โดยดำเนินการดังนี้

1. หาค่า Basin lag จากสมการที่ 8.15 หรือจากความสัมพันธ์ที่สร้างขึ้นเช่น ในรูปที่ 8.14
2. หาค่าของปริมาณการไหลสูงสุด (q_p) จากสมการที่ 8.7 หรือ 8.13 หรือจากความสัมพันธ์ที่ได้สร้างขึ้น
3. คูณอัตราส่วน $\frac{t}{t_p}$ ด้วย t_p จากข้อ 1 และคูณอัตราส่วน $\frac{q}{q_p}$ ด้วย q_p จากข้อ 2
4. พล็อตค่า q และ t ลงในกระดาษกราฟและทำการตรวจสอบปริมาตรทั้งหมดของ Direct runoff ถ้าไม่เท่ากับหนึ่งหน่วยให้ทำการปรับแก้

8.7 การประยุกต์ใช้กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

ทฤษฎีของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าถูกพัฒนาขึ้นเพื่อใช้หากราฟน้ำท่าของ Direct runoff จากพายุฝนที่เกิดขึ้นในพื้นที่ลุ่มน้ำ ขั้นตอนของการทำคล้ายกับการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

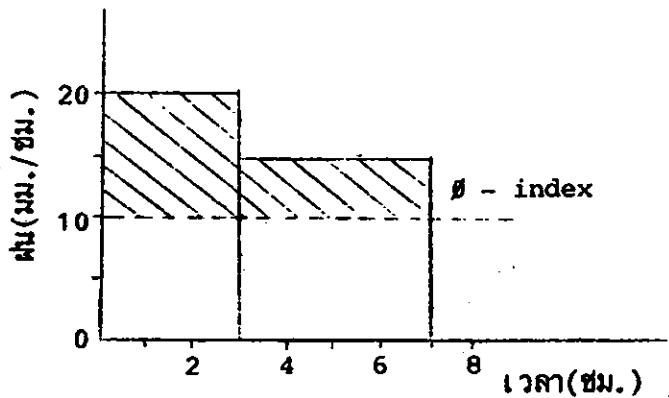
1. หาค่าปริมาณน้ำฝนสุทธิจากข้อมูลของพายุฝน ซึ่งอาจจะได้จากการวัดหรือการทำนายล่วงหน้า
2. แบ่งปริมาณน้ำฝนสุทธิตามความแรงของฝน โดยเฉลี่ย อาจจะได้หลาย Duration หรือ Duration เดียวก็ได้
3. หากราฟน้ำท่าของ Direct runoff จากการคูณทุก Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วย ด้วยปริมาตรของปริมาณน้ำฝนสุทธิที่อยู่ในหน่วยของความลึก Duration ของน้ำฝนและกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าต้องเท่ากัน
4. ถ้ามีปริมาณน้ำฝนมากกว่าหนึ่ง Duration ต้องทำการหา Direct runoff จากปริมาณน้ำฝนแต่ละลูก และรวม Ordinate ของ Direct runoff ตามเวลาที่เกิด จะได้กราฟน้ำท่ารวมของ Direct runoff
5. บวก Base flow เข้ากับกราฟน้ำท่าในข้อ 4 ปริมาณของ Base flow ได้จากการประมาณโดยพิจารณาความชื้นของพื้นที่ลุ่มน้ำก่อนเกิดพายุฝน

ตัวอย่างที่ 8.7 จากตัวอย่างที่ 8.3 ถ้ามีพายุฝนตกติดต่อกัน 7 ชั่วโมง และใน 3 ชั่วโมงแรกตกด้วยความแรง 20 มม./ชั่วโมง อีก 4 ชั่วโมงถัดมาตกด้วยความแรง 15 มม./ชั่วโมง สมมติว่าค่าของ ϕ -index ของพื้นที่ลุ่มน้ำนี้เท่ากับ 10 มม./ชั่วโมง และค่าของ Base flow มีค่าคงที่ตลอดเท่ากับ 50 ลบ.เมตร/วินาที จงหาค่าอัตราการไหลของน้ำท่าสูงสุดและเวลาที่เกิด

วิธีทำ หาปริมาณน้ำฝนสุทธิจากข้อมูลน้ำฝน และค่าของ ϕ -index

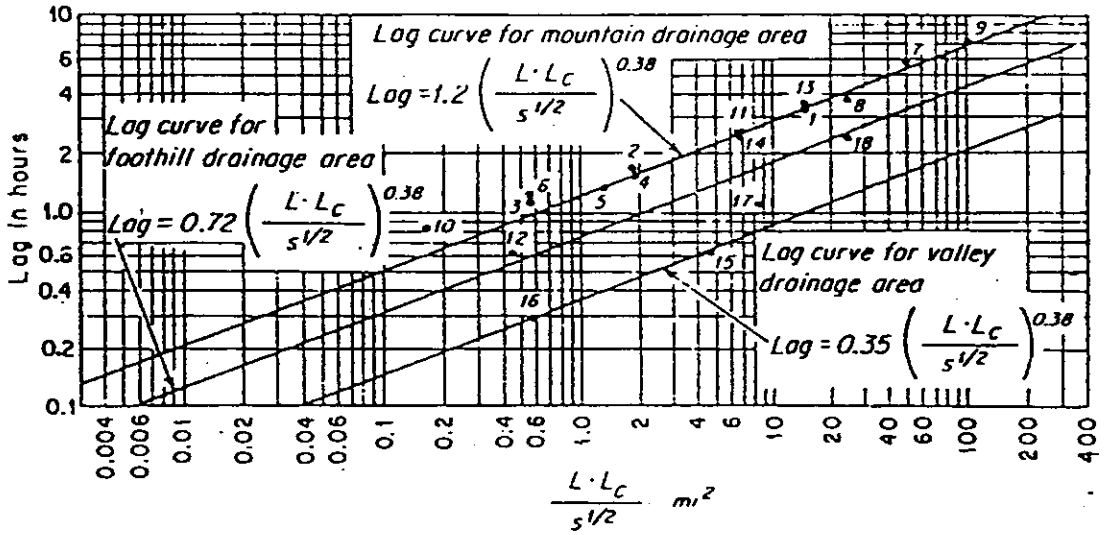
$$\begin{aligned} \text{ใน 3 ชั่วโมงแรกปริมาณน้ำฝนสุทธิ} &= (20-10) \times 3 = 30 \text{ มม.} \\ &= 3 \text{ ชม.} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{ใน 4 ชั่วโมงหลังปริมาณน้ำฝนสุทธิ} &= (15-10) \times 4 = 20 \text{ มม.} \\ &= 2 \text{ ชม.} \end{aligned}$$



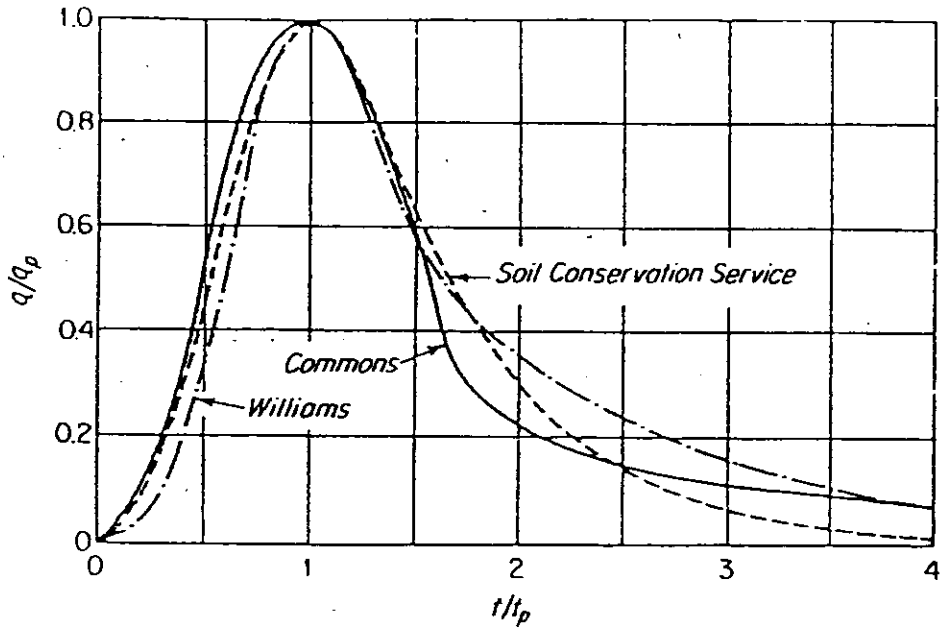
Duration ของปริมาณน้ำฝนสุทธิมี 2 ค่า คือ 3 และ 4 ชั่วโมง ฉะนั้นจะต้องใช้กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสองลูก ลูกแรกมี Duration เท่ากับ 3 ชั่วโมง และลูกที่สองมี Duration เท่ากับ 4 ชั่วโมง ในกรณีนี้มีกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ 4 ชั่วโมงเพียงลูกเดียว จึงต้องทำการเปลี่ยน Duration จาก 4 ชั่วโมงเป็น 3 ชั่วโมง โดยวิธี S-curve ดังแสดงในตัวอย่างที่ 8.3

ตารางที่ 8.5 แสดงการคำนวณหาค่าของกราฟน้ำท่ารวม (Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration เท่ากับ 3 ชั่วโมง และ 4 ชั่วโมง ตามลำดับ ได้มาจากตารางที่ 8.3 ช่องที่ (7) และช่องที่ (2)) เท่ากับผลรวมของช่องที่ (2), (3) และ (4) จะได้อัตราการไหลสูงสุดของน้ำท่าเท่ากับ 451 ลูกบาศก์เมตร/วินาที ที่เวลาชั่วโมงที่ 8 หลังจากเกิด Direct runoff

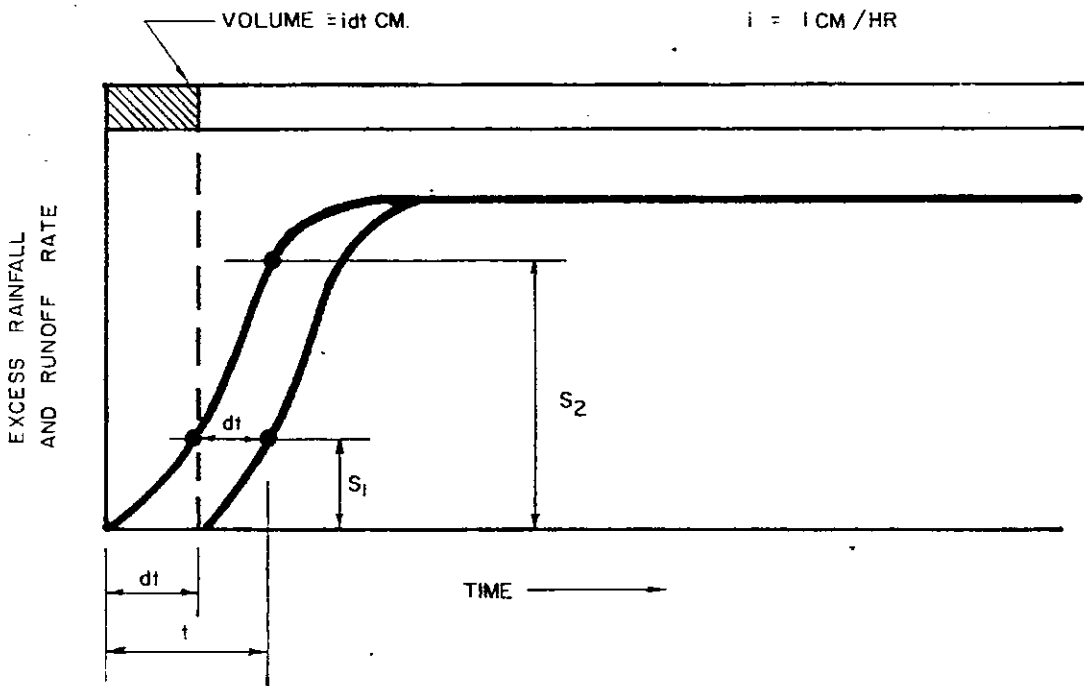


	Drainage area	
	mi ²	km ²
1 San Gabriel River at San Gabriel dam	162.0	419.6
2 West Fork San Gabriel River at Cogswell dam	40.4	104.6
3 Santa Anita Creek at Santa Anita dam	10.8	28.0
4 San Dimas Creek at San Dimas dam	16.2	42.0
5 Eaton Wash at Eaton Wash dam	9.5	24.6
6 San Antonio Creek near Claremont	16.9	43.8
7 Santa Clara River near Saugus	355.0	919.4
8 Temecula Creek at Pauba Canyon	168.0	435.1
9 Santa Margarita River near Fallbrook	645.0	1670.6
10 Live Oak Creek at Live Oak dam	2.3	6.0
11 Tujunga Creek at Big Tujunga dam no. 1	81.4	210.8
12 East Fullerton Creek at Fullerton dam	3.1	8.0
13 Los Angeles River at Sepulveda dam	152.0	393.7
14 Pacoima Wash at Pacoima dam	27.8	72.0
15 Alhambra Wash above Short Street	14.0	36.3
16 Broadway drain above Raymond dike	2.5	6.5
17 Ballona Creek at Sawtelle Blvd.	88.6	229.5
18 San Jose Creek at Workman Mill Road bridge	81.3	210.6

รูปที่ 8.14 ความสัมพันธ์ระหว่าง Basin lag และลักษณะของพื้นที่ลุ่มน้ำ



รูปที่ 8.15 ตัวอย่างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบไม่มีหน่วย



รูปที่ 8.16 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าฉบับพลันจาก S-curve

ตารางที่ 8.5 การประยุกต์ใช้กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า (ตัวอย่างที่ 8.7)

(1) hour	(2) 3cm×3-h U.H.* cms.	(3) 2cm×4-h U.H. cms.	(4) base flow cms.	(5) total hydrograph
0	0	-	50	50
1	24	-	50	74
2	144	-	50	194
3	264	0	50	314
4	339	12	50	401
5	303	72	50	425
6	252	132	50	434
7	216	182	50	448
8	189	212	50	451
9	165	186	50	401
10	132	158	50	340
11	108	136	50	294
12	93	116	50	259
13	75	98	50	223
14	60	82	50	192
15	40.5	68	50	158.5
16	36	54	50	140
17	19.5	46	50	115.5
18	16.5	34	50	100.5
19	0	26	50	76
20		18	50	68
21		12	50	62
22		6	50	56
23		3	50	53
24		0	50	50

* 3-h U.H. หมายถึง ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่มี Duration เท่ากับ 3 ชั่วโมง

8.8 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าฉับพลัน (Instantaneous Unit Hydrograph)

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าฉับพลัน หรือ IUH เป็นกราฟน้ำท่าของ Surface runoff ที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิหนึ่งนิ้วหรือหนึ่งเซนติเมตร ตกอย่างสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำในช่วงเวลาน้อยมาก จนถือได้ว่าไม่มี Duration ของฝน ฐานเวลาของ IUH จะมีค่าเท่ากับ Concentration time ของลุ่มน้ำ (t_c) เพราะช่วงเวลาที่ฝนตกไม่มีอิทธิพลต่อ IUH ฉะนั้น IUH จึงเป็นปัจจัยที่สำคัญในการบ่งบอกถึงลักษณะของ Basin storage

ในรูปที่ 8.16 สมมติว่า S-curve เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มีความแรงเท่ากับ i ซม./ชม. หรือเกิดจากกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ 1 ชั่วโมง สามารถหากราฟน้ำท่าของ Surface runoff ที่มี Duration เท่ากับ dt ได้ โดยการเรียง S-curve 2 ลูกให้ห่างกัน dt (ดูรูปที่ 8.16) Ordinate ของกราฟน้ำท่าที่เวลาใดๆ มีค่าเท่ากับ $S_2 - S_1$ และปริมาตรทั้งหมดของกราฟน้ำท่ามีค่าเท่ากับ idt เมื่อ i เป็นความแรงของปริมาณน้ำฝนสุทธิ (ในตัวอย่างนี้ $i = 1$ ซม./ชม.)

Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ dt มีค่าเท่ากับ $(S_2 - S_1)/idt$ หรือ $(S_2 - S_1)/dt$ จะเข้าใกล้ ds/dt หรือเท่ากับความลาดเทของ S-curve ที่เวลาใดๆ ดังนั้น Ordinate ของ IUH (u_t) มีค่าดังสมการต่อไปนี้

$$u_t = \left(\frac{ds}{dt}\right) dt \rightarrow 0 \quad (8.16)$$

$$dS = u_t dt \quad (8.17)$$

นั่นคือ Ordinate ของ IUH ที่เวลาใดๆ มีค่าเท่ากับความลาดเทของ S-curve (ที่เกิดจากกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration 1 ชม.) ที่เวลาเดียวกัน

ยิ่งไปกว่านั้น ผลต่างระหว่าง Ordinates ของ S-curve ทั้งสอง ($S_2 - S_1$) จะมีค่าดังสมการต่อไปนี้

$$(S_2 - S_1) = \int_{t_1}^{t_2} u_t dt \quad (8.18)$$

$$= \frac{1}{2} (u_{t1} + u_{t2}) (t_2 - t_1) \quad (8.19)$$

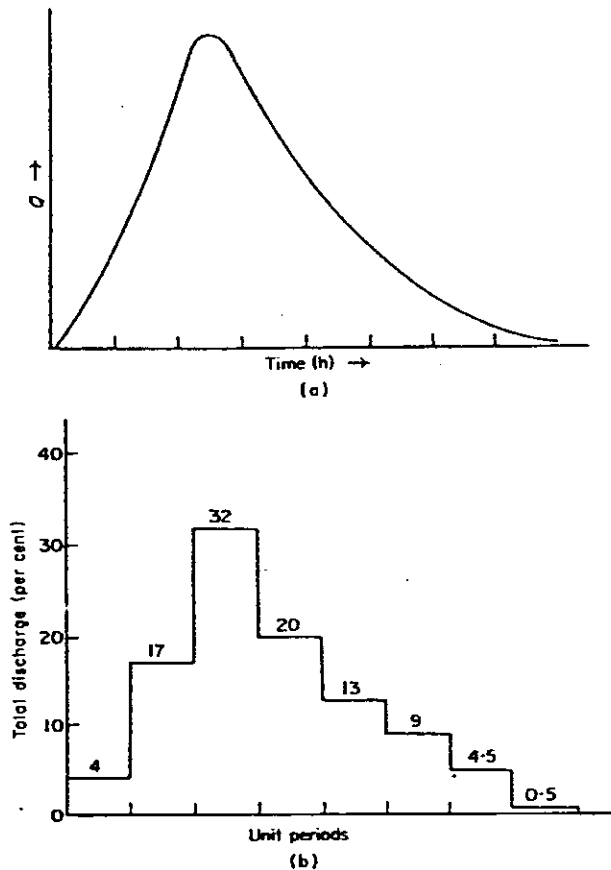
หรือ
$$\frac{S_2 - S_1}{t_2 - t_1} = \frac{1}{2} (u_{t1} + u_{t2}) \quad (8.20)$$

จากสมการที่ 8.20 จะได้ว่า Ordinate ของกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ dt จะมีค่า (โดยประมาณ) เท่ากับค่าเฉลี่ยของ Ordinates ของ IUH ในช่วงเวลาเดียวกัน

8.9 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าและกราฟเปอร์เซ็นต์ของการแผ่กระจาย

กราฟเปอร์เซ็นต์ของการแผ่กระจาย เป็นกราฟที่มีลักษณะคล้ายกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า แต่ค่าตามแกนตั้งแสดงจำนวนเปอร์เซ็นต์ของปริมาณน้ำเฉลี่ยในช่วงเวลาย่อย ต่อค่าปริมาณน้ำท่าที่ใหญ่มาทั้งหมด เพราะว่าปริมาณการไหลของน้ำท่าเป็นสัดส่วนโดยตรงต่อปริมาณน้ำฝนสุทธิ ฉะนั้นเปอร์เซ็นต์ของการกระจายคงที่ ถึงแม้ว่าปริมาณน้ำฝนสุทธิจะแตกต่างกันก็ตาม

ในรูปที่ 8.17 แสดงกราฟเปอร์เซ็นต์ของการกระจาย ซึ่งหามาจากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าในรูปเดียวกัน พื้นที่ใต้กราฟทั้งสองมีค่าเท่ากัน ดังนั้นในทางตรงข้ามเราสามารถหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าได้จากกราฟเปอร์เซ็นต์ของการกระจาย



รูปที่ 8.17 (a) กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า
(b) กราฟเปอร์เซ็นต์ของการแผ่กระจาย

บทที่ 9

การเคลื่อนตัวของน้ำท่วม

(Flood Routing)

9.1 บทนำ

ปัจจุบันได้มีการพัฒนาแม่น้ำลำธารสำหรับใช้เป็นทางสัญจร เพื่อออกสู่ทะเลใช้ในการชลประทาน ใช้เป็นแหล่งน้ำเพื่ออุปโภคและบริโภคของตัวเมือง เป็นแหล่งของพลังงาน และใช้ในการอุตสาหกรรม ประโยชน์ที่ได้รับจากการพัฒนาแม่น้ำลำธารอาจจะไม่คุ้มค่า เมื่อพิจารณาเปรียบเทียบกับความเสียหายที่ได้รับจากการเกิดน้ำท่วม ฉะนั้นในอดีตตามสองฝั่งของแม่น้ำสายใหญ่ๆ จะมีการสร้างคันดินเพื่อป้องกันน้ำล้นฝั่งในฤดูน้ำหลาก ในช่วงปัจจุบันมนุษย์ได้ทำการสร้างเขื่อนเก็บน้ำ ปรับปรุงร่องน้ำ และใช้มาตรการอื่นๆ อีกเพื่อช่วยลดและป้องกันความเสียหายที่อาจเกิดขึ้นจากน้ำท่วม ก่อนที่จะตัดสินใจเลือกใช้วิธีหนึ่งวิธีใด เราจะต้องมีการประเมินว่าวิธีที่เราคิดจะทำขึ้นนั้น จะมีผลกระทบกระเทือนต่อพฤติกรรมของคลื่นน้ำท่วมในลำน้ำอย่างไร Flood routing เป็นวิธีการที่จะใช้ศึกษาพฤติกรรมของคลื่นน้ำท่วมดังกล่าว โดยการพิจารณาการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำตามเวลาและสถานที่ไปพร้อมๆ กัน หรือกล่าวง่ายๆ ว่า Flood routing เป็นวิธีที่จะแสดงให้เห็นถึงการลดลงของขนาดคลื่นน้ำท่วม และเวลาที่ใช้ในการเคลื่อนที่จากจุดหนึ่งไปยังอีกจุดหนึ่ง

9.2 สมการของ Storage (Storage Equation)

เพราะว่าวิธีการของ Flood routing ขึ้นอยู่กับความรู้เกี่ยวกับ Storage ในช่วงลำน้ำที่พิจารณา เราสามารถหาคุณสมบัติของ Storage ในช่วงลำน้ำได้สองวิธี วิธีแรกเป็นการสำรวจร่องน้ำตลอดจนพื้นที่ตามร่องน้ำ ทั้งลักษณะด้านภูมิศาสตร์และอุทกวิทยา เพื่อหาความจุของการสะสมที่ระดับต่างๆ อีกวิธีเป็นการใช้ข้อมูลของระดับน้ำของคลื่นน้ำท่วมหรือกราฟน้ำท่าของจุดเริ่มต้นและจุดสิ้นสุดของช่วงลำน้ำที่กำลังพิจารณาปริมาณน้ำจากลำน้ำสาขาและข้อมูลน้ำฝนบนพื้นที่ที่ทำให้เกิด Direct runoff ไหลลงลำน้ำในช่วงที่กำลังพิจารณา

ในรูปที่ 10.1 เราสามารถแบ่ง Storage ออกได้เป็นสองส่วนคือ Prism storage และ Wedge storage เพราะว่าผิวน้ำจะไม่สม่ำเสมอเวลาเกิดน้ำท่วม ใช้หลักการของความต่อเนื่องพิจารณาที่จุด A และ B จะได้ว่า

$$I = D + \frac{ds}{dt}$$

เมื่อ	I	=	ปริมาณน้ำไหลเข้าสู่ลำน้ำในช่วงที่กำลังพิจารณา
	D	=	ปริมาณน้ำไหลออกจากลำน้ำในช่วงที่กำลังพิจารณา
	$\frac{ds}{dt}$	=	อัตราการเปลี่ยนแปลงของ Storage ในลำน้ำตามเวลา

พิจารณาในช่วงเวลา t , สามารถเขียนสมการที่ 9.1 ได้ใหม่ว่า

$$\frac{(I_1+I_2)t}{2} - \frac{(D_1+D_2)t}{2} = S_2 - S_1 \quad 9.2$$

เมื่อเลขกำกับ 1 และ 2 หมายถึงค่าของเทอมต่างๆ ที่เวลาเริ่มต้นและสิ้นสุดของช่วงเวลา t ตามลำดับ ค่า t ซึ่งเป็นค่าของ Routing period ควรสั้นเพียงพอสำหรับข้อสมมติฐานในสมการที่ 9.2 ที่ว่าการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำไหลเข้าและไหลออกในช่วงเวลา t เป็นเส้นตรง ถ้าใช้ค่า t มากเกินไป ทำให้เราพลาดโอกาสที่จะใช้ค่าสูงสุดของปริมาณน้ำไหลเข้าในการคำนวณโดยใช้สมการที่ 9.2 ด้วยเหตุนี้ค่าของ t ควรจะน้อยกว่าระยะเวลาที่ยอดของคลื่นน้ำท่วมใช้เคลื่อนตัวผ่านช่วงลำน้ำที่พิจารณา

9.3 Reservoir Routing

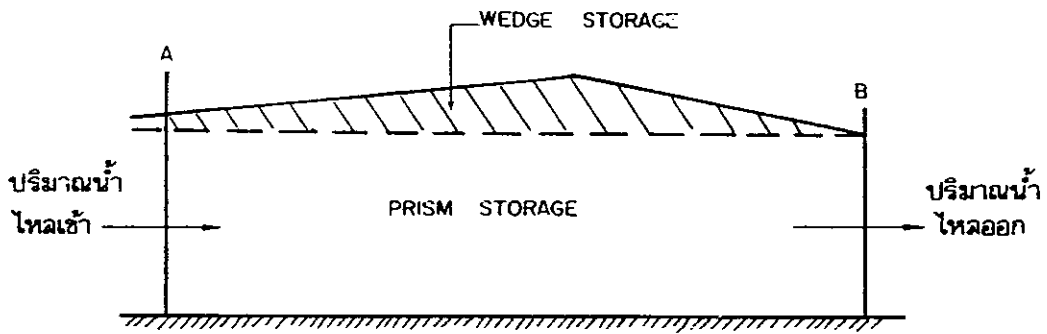
ถ้าจัดเทอมในสมการที่ 9.2 ใหม่ โดยใช้เทอมต่างๆ ที่ทราบค่าอยู่ทางซ้ายมือของสมการจะได้

$$\frac{1}{2}(I_1+I_2)t + (S_1 - \frac{1}{2}D_1 t) = (S_2 + \frac{1}{2}D_2 t) \quad 9.3$$

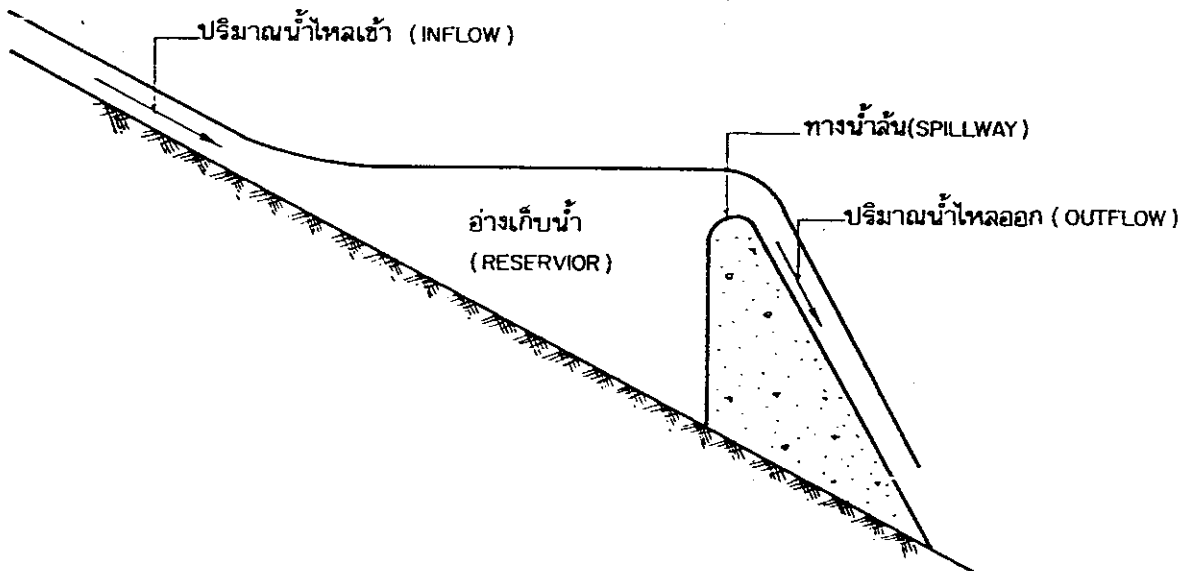
เมื่อแทนเทอมที่ทราบค่าลงในสมการที่ 9.3 เราสามารถหาค่าของ $(S_2 + \frac{1}{2}D_2 t)$ ได้ ต่อจากนั้นก็สามารหาค่าของ D_2 ได้จากความสัมพันธ์ระหว่าง Storage และปริมาณน้ำไหลออก (Outflow หรือ Discharge) วิธีดังกล่าวได้ถูกพัฒนาขึ้นเป็นครั้งแรกโดย นาย L.G. Puls

กรณีที่ยากที่สุดคือ กรณีที่ Reservoir รับน้ำเข้าทางด้านเหนือน้ำ และปล่อยให้ น้ำไหลออกผ่านทางน้ำล้น (Spillway) ดังแสดงในรูปที่ 9.2 โดยใช้ข้อสมมติฐานที่ว่า ไม่มี Wedge storage และปริมาณน้ำไหลออกเป็นฟังก์ชันกับระดับน้ำใน Reservoir ซึ่งก็หมายความว่าทางน้ำล้นจะต้องเป็นแบบ Free-Overflow หรือมีประตูน้ำที่มีช่องเปิดคงที่ หรือช่องเปิดขึ้นอยู่กับระดับน้ำใน Reservoir ทางน้ำไหลออกนอกจากจะเป็นทางน้ำล้นแล้ว อาจจะเป็น Outlet เช่น ท่อกลม หรือท่อรูปสี่เหลี่ยม ซึ่งทำการระบายน้ำออกเหมือนลักษณะของ Orifice

ในทางปฏิบัติเราจะต้องทราบกราฟน้ำท่าของปริมาณน้ำไหลเข้า ความสัมพันธ์ของ Storage กับระดับน้ำ และความสัมพันธ์ของปริมาณน้ำไหลออกกับระดับน้ำ



รูปที่ 9.1 แสดง Storage ในช่วงหนึ่งของลำน้ำ



รูปที่ 9.2 แสดงการเคลื่อนตัวของปริมาณน้ำผ่านอ่างเก็บน้ำ

ตัวอย่างที่ 9.1 Reservoir แห่งหนึ่งมีกราฟแสดงความสัมพันธ์ของระดับน้ำกับพื้นที่ผิวน้ำ ดังแสดงในรูปที่ 9.3(a) ที่ตัวเชื่อมมี Outlet เป็นแบบท่อกลมขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง 2.7 เมตร จำนวน 2 ท่อ และที่ Outlet มีประตูสำหรับควบคุมปริมาณน้ำไหลออก จุดศูนย์กลางของท่ออยู่ที่ระดับ +54.00 และยังมีทางน้ำล้นซึ่งมีสันยาว 72.5 เมตร และอยู่ที่ระดับ +66.00 เมื่อเวลา $t = 0$, Outlet ทั้งสองเปิดเต็มที่ และระดับน้ำอยู่ที่ระดับ +63.50 นักอุทกวิทยาได้ทำนายกราฟน้ำท่าของปริมาณน้ำท่วมไว้ดังแสดงในช่องที่ (3) ของตารางที่ 9.2 จงหาระดับน้ำสูงสุดใน Reservoir และเวลาที่เกิดระดับน้ำดังกล่าว

วิธีทำ 1. สมมติ Outlet มีค่า Coefficient, $C_d = 0.8$ จะได้ $Q = 2(C_d A \sqrt{2gH})$ เมื่อเวลา $t = 0$ เราสามารถหาปริมาณน้ำไหลออก (ช่องที่ (5) ของตารางที่ 9.2 ได้ ซึ่งใช้เป็นค่า D เริ่มแรก

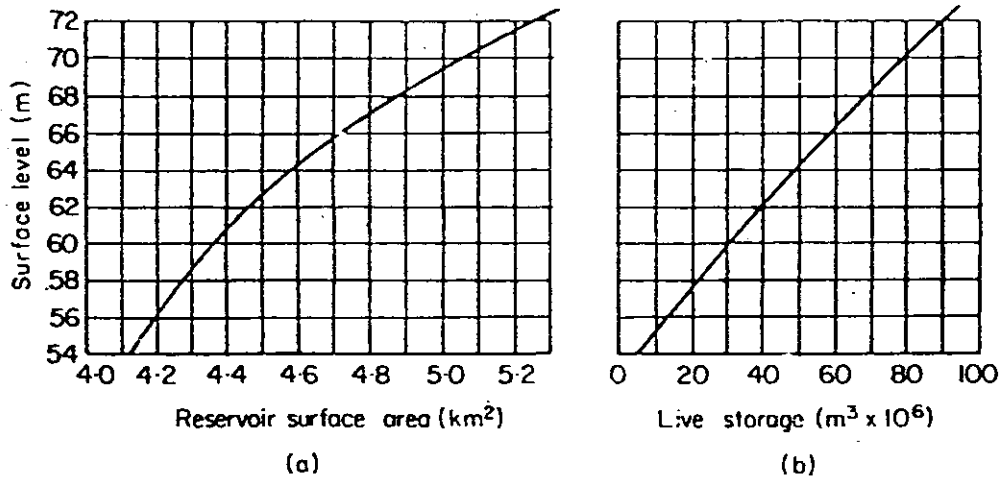
$$\begin{aligned} D &= 2 \times 0.8 \times \frac{\pi}{4} (2.7)^2 \sqrt{2 \times 9.81(63.5 - 54.0)} \\ &= 2 \times 4.580 \times \sqrt{186.39} = 125 \text{ ลบ.เมตร/วินาที} \end{aligned}$$

ใส่ค่า $D = 125$ ลบ.เมตร/วินาที ในบรรทัดแรกของช่องที่ (5)

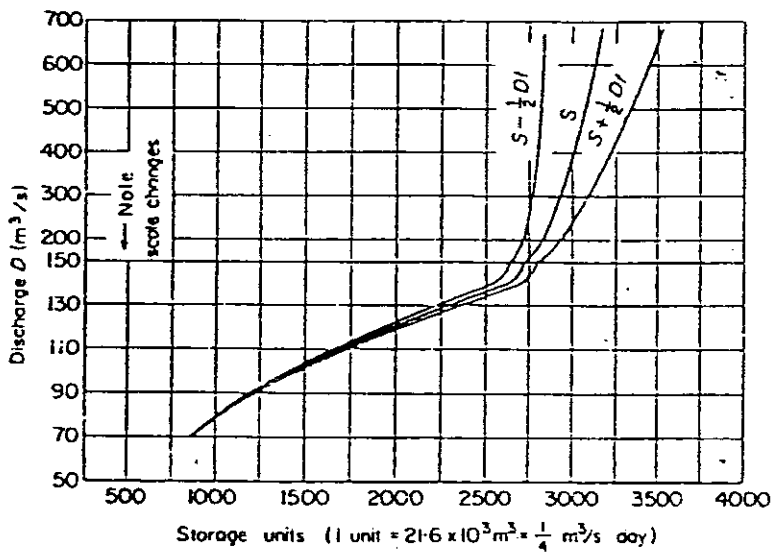
2. หาความสัมพันธ์ของระดับน้ำกับ Storage ดังแสดงในรูปที่ 9.3(b) ค่าของ Storage ที่ใช้ประโยชน์ได้ (ปริมาณน้ำที่อยู่สูงกว่าระดับต่ำสุดของ Outlet) ต้องมีระดับน้ำเริ่มต้นอยู่ที่ +52.65 และ Storage ดังกล่าวจะมีปริมาณเท่ากับ 5.5×10^6 ม.³ ที่ระดับ +54.00, ค่า Storage ระหว่าง +54.00 และ +56.00 เท่ากับพื้นที่ผิวน้ำเฉลี่ย คูณด้วย 2 เมตร (8.33×10^6 ม.³) เราสามารถคำนวณหา Storage ที่เพิ่มขึ้นได้ โดยใช้วิธีดังกล่าวข้างต้น ทำการพล็อต Storage สะสมกับระดับน้ำลงในกราฟ (รูปที่ 9.3(b)) โดยให้ Storage มีค่าเท่ากับศูนย์ที่ระดับ +52.65

3. คำนวณหาค่า D เมื่อระดับน้ำอยู่ที่ระดับต่างๆ ดังแสดงในตารางที่ 9.1

4. จากรูปที่ 9.3(b) และตารางที่ 9.1 เราสามารถสร้างกราฟแสดงความสัมพันธ์ของ D และ Storage ได้ ดังแสดงในรูปที่ 9.4 (กราฟเส้นกลาง) แกน x ของรูปที่ 9.4 มีหน่วยเป็น "Storage unit" โดยหนึ่ง Storage unit = Routing period \times 1 ลบ.เมตร/วินาที เพราะว่ากราฟของปริมาณน้ำไหลเข้าในตารางที่ 9.2 ช่อง (3) แสดงค่าอัตราการไหลทุกๆ 6 ชั่วโมง เพื่อให้ง่ายต่อการวิเคราะห์ จึงใช้ค่าของ Routing period เท่ากับ 6 ชั่วโมง ฉะนั้นหนึ่ง Storage unit = $6 \times 3.600 \times 1 = 21.6 \times 10^3$ ลบ.เมตร = $\frac{1}{4}$ (ลบ.เมตร/วินาที).วัน



รูปที่ 9.3 คุณสมบัติของอ่างเก็บน้ำซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง
 (a) ระดับน้ำกับพื้นที่ผิวน้ำ (b) ระดับน้ำกับปริมาณเก็บน้ำ



รูปที่ 9.4 Reservoir routing storage curves

ตารางที่ 9.1 การหาความตื้นระหว่างระดับน้ำและปริมาณการไหลออก*

Elevation of Water Surface (m)	Head over 54.0 (m)	Discharge from gated ports (m ³ /s)	Head over 66.0 = H (m)	H ^{3/2}	Spillway Discharge (m ³ /s)	Total Discharge (m ³ /s)
58.0	4.0	81.0	-	-	-	81
60.0	6.0	99.5	-	-	-	100
62.0	8.0	114.8	-	-	-	115
64.0	10.0	128.0	-	-	-	128
66.0	12.0	140.7	0	0	0	141
66.1	12.1	141.2	0.1	0.032	5.1	148
66.2	12.2	141.8	0.2	0.089	14.2	156
66.3	12.3	142.6	0.3	0.164	26	169
66.4	12.4	143.0	0.4	0.252	40	183
66.5	12.5	143.7	0.5	0.353	56	200
66.7	12.7	144.8	0.7	0.58	93	238
66.9	12.9	146.0	0.9	0.85	136	282
67.0	13.0	146.4	1.0	1.0	160	306
67.5	13.5	149.3	1.5	1.84	294	443
68.0	14.0	152.0	2.0	2.83	453	605

* สมมติว่า Q (spillway) = $CLH^{3/2}$ และใช้ค่า $C = 2.2$ ม.^{1/2}/วินาที

ตารางที่ 9.2 แสดงการคำนวณของ Reservoir routing

(1) Time (h)	(2) Routing period	(3) Inflow (m^3/s)	(4) $\frac{(I_1+I_2)t}{2}$	(5) D (m^3/s)	(6) $S-\frac{1}{2}Dt$ ($\frac{1}{4}m^3/s$) day	(7) $S+\frac{1}{2}Dt$ ($\frac{1}{4}m^3/s$) day	(8) Surface level (m.)
0	1	50	62	125	2095	2157	63.40
6	2	75	127	122	2035	2162	63.00
12	3	180	265	122	2040	2305	63.00
18	4	350	400	127	2178	2578	63.80
24	5	450	485	136	2442	2927	65.10
30	6	520	512	200	2727	3239	66.50
36	7	505	475	425	2814	3289	67.40
42	8	445	402	460	2829	3231	67.50
48	9	360	325	416	2815	3140	67.35
54	10	290	270	347	2793	3063	67.15
60	11	250	230	288	2775	3005	66.95
66	12	210	192	242	2763	2955	66.70
72	13	175	157	208	2747	2904	66.55
78	14	140	125	190	2714	2839	66.45
84	15	110	97	165	2674	2771	66.25
90	16	85	75	144	2627	2702	66.05
96	17	65	60	140	2562	2622	66.00
102	18	55	52	138	2484	2536	65.30
108	19	50	47	134	2402	2449	64.70
114	20	45	42	132	2317	2359	64.30
120	21	40	39	129	2230	2269	64.00
126		38		127			63.70

ต่อไปทำการสร้างกราฟของ $S + \frac{1}{2}Dt$ และ $S - \frac{1}{2}Dt$, เนื่องจากแกน x อยู่ในหน่วยของ Storage unit ฉะนั้นจะได้ $t = 1$ เราสามารถสร้างกราฟของ $S + \frac{1}{2}Dt$ และ $S - \frac{1}{2}Dt$ ได้โดยง่าย เช่น เมื่อ $D = 200$ และ $\frac{1}{2}Dt = 100$ ทำการกำหนดจุดให้ห่างจากกราฟของ S (รูปที่ 9.4) เท่ากับ 100 Storage unit ทั้งด้านซ้ายและขวา ดำเนินการเหมือนวิธีดังกล่าวทุกๆ ค่าของ D เราก็จะได้กราฟของ $S + \frac{1}{2}Dt$ และ $S - \frac{1}{2}Dt$ ดังแสดงในรูปที่ 9.4

5. ทำการคำนวณหาปริมาณน้ำไหลออก เริ่มโดยการคำนวณหาค่าในช่องที่ (4) ซึ่งได้จากค่าเฉลี่ยของ I ในช่องที่ (3) สองค่าที่ติดต่อกัน ขึ้นต่อไปหาค่า $S - \frac{1}{2}Dt$ จากค่า $D = 125$ (ต้องทราบค่าของ D เริ่มแรก) โดยอ่านจากกราฟรูปที่ 9.4 จะได้ 2095 ใส่ลงในบรรทัดแรกของช่องที่ (6)

6. ค่าในช่อง (7) = ช่องที่ (4) + ช่องที่ (6) เช่น $2095 + 62 = 2157$, จากค่าของ $S + \frac{1}{2}Dt$ ที่คำนวณได้ในช่องที่ (7) นำไปอ่านกราฟ 9.4 เพื่อหาค่าของ D แล้วนำไปใส่ลงในช่องที่ (5) เช่น เมื่อ $S + \frac{1}{2}Dt = 2157$, จะอ่านค่า D ได้เท่ากับ 122

7. ใช้ค่า D ตัวใหม่หาค่าของ $S - \frac{1}{2}Dt$ โดยดำเนินการเหมือนขั้นตอนที่ (5) หรือนำค่าของ D ไปลบออกจากค่าของ $S + \frac{1}{2}Dt$ ในช่องที่ (7) เช่น $2157 - 122 = 2035$, ต่อไปดำเนินการเหมือนขั้นตอนที่ (6) เช่น $127 + 2035 = 2162$

ทำการคำนวณจนครบค่าของ I แล้วทำการพล็อตกราฟน้ำท่าของทั้งปริมาณน้ำไหลเข้าและไหลออก (รูปที่ 9.5) ค่าปริมาณน้ำไหลออกสูงสุดควรอยู่บนโค้งการลดลงของกราฟปริมาณน้ำไหลเข้า

ระยะเวลาระหว่างจุดยอดของกราฟปริมาณน้ำไหลเข้าและกราฟปริมาณน้ำไหลออกเรียกว่า Reservoir lag จากรูปที่ 9.5 จะพบว่าปริมาณน้ำสูงสุดจะลดลงและโค้งการลดลงจะใช้เวลาเพิ่มขึ้น

8. ค่าของระดับน้ำในช่องที่ (8) สามารถหาได้จากความสัมพันธ์ของปริมาณการไหลออกทั้งหมดกับระดับผิวน้ำในตารางที่ 9.1, ควรจะทำการพล็อตความสัมพันธ์ดังกล่าวลงในกระดาษกราฟ แล้วทำการอ่านค่าของระดับน้ำ โดยใช้ D ในช่องที่ (5) จากค่าในช่องที่ (8) จะได้ค่าสูงสุดของระดับน้ำเท่ากับ 67.5 ที่เวลาชั่วโมงที่ 42

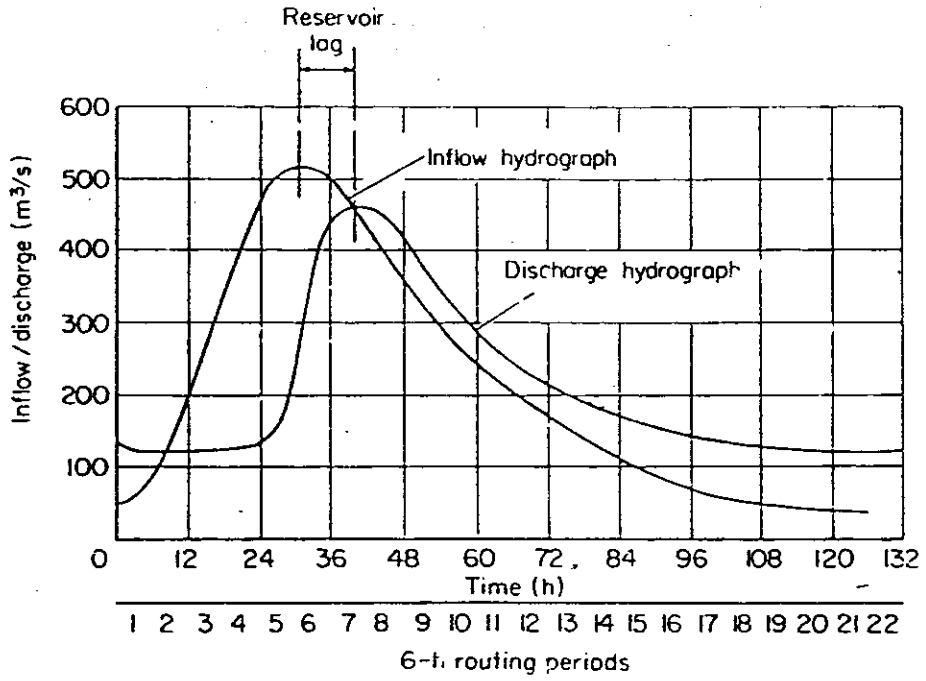
ในสมการที่ 9.2 นาย Goodrich ได้จัดเทอมใหม่ได้ดังนี้

$$2\frac{S_2}{t} + D_2 = I_1 + I_2 + (2\frac{S_1}{t} - D_1) \quad 9.4$$

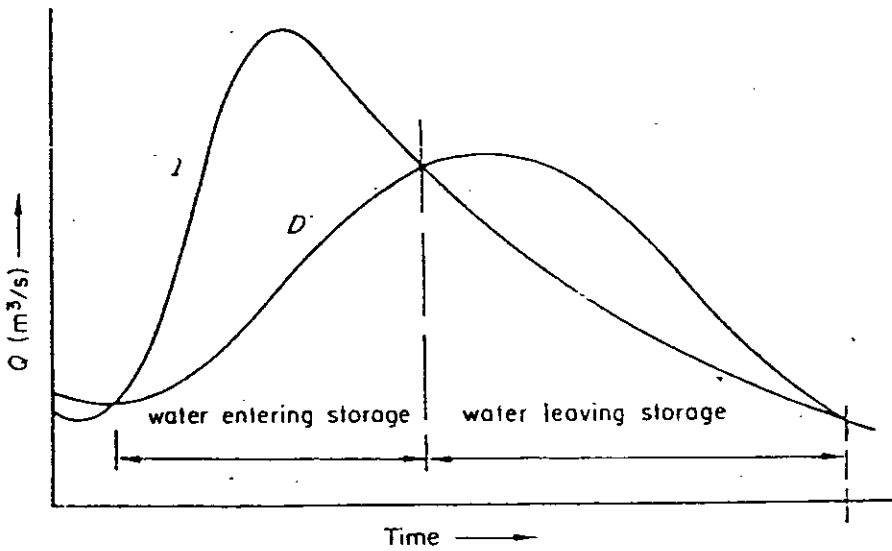
การใช้สมการที่ 9.4 ในการคำนวณหาค่าปริมาณน้ำไหลออกที่เวลาต่างๆ จะมีวิธีการคล้ายคลึงกับวิธีของ Puls และจะขอกกล่าวเป็นข้อๆ ดังต่อไปนี้

1. สร้างกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง $2\frac{S_1}{t} + D$ และ D , และระหว่าง $2\frac{S_1}{t} - D$ และ D จากคุณสมบัติของ Reservoir
2. จาก D_1 ที่ทราบค่าอยู่ก่อนแล้ว ทำการหาค่า $2\frac{S_1}{t} - D_1$ จากกราฟ
3. คำนวณหาค่า $2\frac{S_2}{t} + D_2$ จากสมการที่ 9.4
4. นำค่า $2\frac{S_2}{t} + D_2$ ไปหาค่า D_2 จากกราฟที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่าง $2\frac{S_1}{t} + D$ และ D
5. ค่า D_2 ที่ได้นี้จะกลายเป็น D_1 ของการคำนวณครั้งต่อไป
6. จาก D_1 ของข้อ (5) ทำการหาค่าของ $2\frac{S_1}{t} - D_1$ ในการหาค่าของเทอมดังกล่าว อาจจะคำนวณได้จาก $2\frac{S_2}{t} + D_2 - 2D_2$ ของการคำนวณครั้งที่แล้ว ฉะนั้นจะเห็นว่าไม่จำเป็นต้องทำการพล็อตกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง $2\frac{S_1}{t} - D$ และ D
7. หาค่า $2\frac{S_2}{t} + D_2$ ของการคำนวณครั้งที่สองจากสมการ 9.4 โดยค่าของ $(I_1 + I_2)$ จะเปลี่ยนไปด้วย
8. ทำการหาค่าของ D เหมือนที่ได้กล่าวไว้ในข้อ 4

การคำนวณหาค่า D ดังต่อไปนี้ ให้ดำเนินการเหมือนที่ได้กล่าวไว้แล้วข้างต้น



รูปที่ 9.5 กราฟน้ำท่าของปริมาณน้ำไหลเข้าและปริมาณน้ำไหลออกของตัวอย่างที่ 9.1



รูปที่ 9.6 กราฟปริมาณน้ำไหลเข้าและกราฟปริมาณน้ำไหลออกในลำน้ำ

9.4 Streamflow Routing หรือ Channel Routing

การแก้สมการของ Storage จะมีความยุ่งยากมากกว่ากรณีการเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านอ่างเก็บน้ำ เพราะว่าจะมีค่าของ Wedge storage เข้ามาเกี่ยวข้องด้วย Storage จะไม่ขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำไหลออกเพียงอย่างเดียว แต่จะขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำไหลเข้าและลักษณะทางชลศาสตร์ของลำน้ำด้วย ค่าของ Storage ในลำน้ำสามารถเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

$$S = \frac{b}{a} \left[xI^{m/n} + (1-x)D^{m/n} \right] \quad 9.5$$

เมื่อ a และ n เป็นค่าคงที่จากความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการไหลของน้ำและระดับน้ำ, b และ m เป็นค่าคงที่จากความสัมพันธ์ระหว่างปริมาตรเก็บกักและระดับน้ำของลำน้ำ สำหรับการไหลแบบ Uniform ในทางน้ำเปิดแบบพริซึม (Prismatic channel) จะได้ $m = 1$ และ $n = \frac{5}{3}$ ส่วนในทางน้ำธรรมชาติ ค่าของ $\frac{m}{n}$ อาจจะมีเกินหนึ่ง ค่าของ x เป็นค่าของ Weighting factor

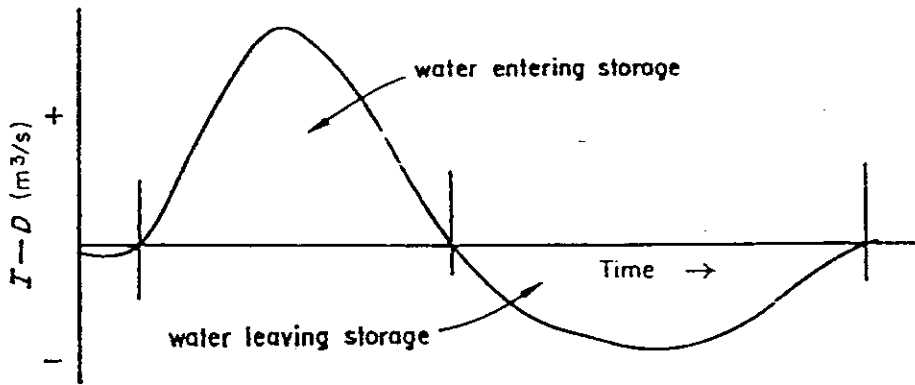
ถ้าในกรณีของ Reservoir routing ค่าของ Storage ขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำไหลออกเพียงอย่างเดียว จะได้ค่าของ x เท่ากับศูนย์ และสำหรับลำน้ำธรรมชาติส่วนมากจะมีค่าของ x อยู่ระหว่าง 0.4-0.5

สำหรับวิธีของ Muskingum สมมติว่า $\frac{m}{n} = 1$ และ $\frac{b}{a} = K$ ฉะนั้นสามารถเขียนสมการที่ 9.5 ได้ใหม่ว่า

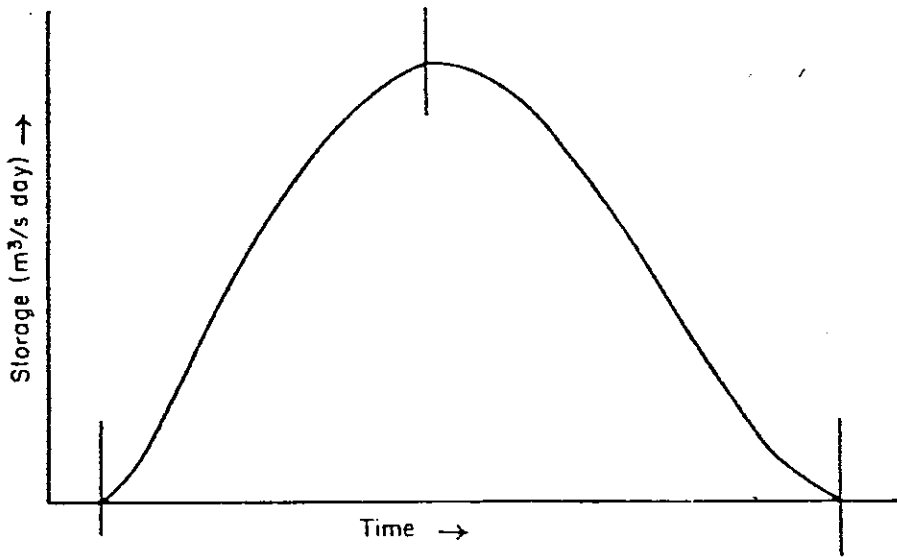
$$S = K [xI + (1-x)D] \quad 9.6$$

เมื่อ $K =$ Storage constant มีหน่วยเดียวกับเวลา

จากรูปที่ 9.6 เป็นกราฟน้ำท่าของ I และ D ที่เกิดขึ้นในเวลาเดียวกันของช่วงลำน้ำที่พิจารณา เมื่อ $I > D$ ปริมาณน้ำจะไหลเข้าไปใน Storage ของลำน้ำ และเมื่อ $D > I$, ปริมาณน้ำจะไหลออกจาก Storage ผลต่างของ I กับ D , และ Mass Curve ของ Storage แสดงอยู่ในรูปที่ 9.7 และ 9.8 ตามลำดับ



รูปที่ 9.7 ผลต่างของ I และ D ในรูปที่ 9.6



รูปที่ 9.8 Mass curve ของ Storage สำหรับช่วงของลำน้ำในรูปที่ 9.6

ทำการสมมติค่าของ x , เช่นถ้า $x = 0.1$ ทำการคำนวณหาค่าของเทอม $(0.1 I + 0.9 D)$ ที่เวลาต่างๆ และทำการพล็อตค่าที่คำนวณได้กับค่าของ S (จากรูป 9.8) ลงในกระดาษกราฟ ดังแสดงในรูป 9.9 ถ้าได้ความสัมพันธ์เป็นลักษณะของ Loop ต้องทำการสมมติค่าของ x ใหม่ จนกว่าจะได้ความสัมพันธ์เป็นเส้นตรง (รูปที่ 9.9 (c)) เมื่อได้ค่าของ x ต่อไปทำการหาค่า K จากส่วนกลับของความลาดเทของเส้นตรงดังกล่าว

เพื่อความสะดวกในการหาค่า K มักจะทำให้ค่าของ S อยู่ในหน่วยของ (ลบ.เมตร/วินาที).วัน หนึ่งหน่วยดังกล่าวจะเป็นปริมาตรของน้ำที่ได้จากอัตราการไหล 1 ลบ.เมตร/วินาที ในเวลา 1 วัน (เท่ากับ 86.4×10^3 ลบ.เมตร) ถ้า S มีหน่วยเป็น (ลบ.เมตร/วินาที).วัน และ $[xI + (1-x)D]$ มีหน่วยเป็น ลบ.เมตร/วินาที จะได้ค่า K มีหน่วยเป็นวัน ค่าของ K เท่ากับระยะเวลาที่คลื่นน้ำท่วมใช้เวลาเดินทางผ่านช่วงของลำน้ำที่พิจารณา

เมื่อทราบค่าของ K และ x เราสามารถจะหาค่าของ D ได้ จากสมการที่ 9.2 และสมการที่ 9.6

$$\frac{I_1 + I_2}{2} t - \frac{D_1 + D_2}{2} t = S_2 - S_1 \quad 9.2$$

และ $S_2 - S_1 = K [x(I_2 - I_1) + (1-x)(D_2 - D_1)] \quad 9.7$

จะได้ $D_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 D_1 \quad 9.8$

$$C_0 = -\frac{Kx - 0.5t}{K - Kx + 0.5t} \quad 9.9(a)$$

$$C_1 = \frac{Kx + 0.5t}{K - Kx + 0.5t} \quad 9.9(b)$$

$$C_2 = \frac{K - Kx - 0.5t}{K - Kx + 0.5t} \quad 9.9(c)$$

และ $C_0 + C_1 + C_2 = 1 \quad 9.10$

เมื่อ $t = \text{Routing Period}$ ซึ่งโดยทั่วไปจะเลือกค่า t เท่ากับ $\frac{1}{3}$ หรือ $\frac{1}{4}$ เท่าของระยะเวลาที่คลื่นน้ำท่วมใช้เดินทางผ่านช่วงของลำน้ำที่พิจารณา

ตัวอย่างที่ 9.2 Stream flow routing โดยวิธี Muskingum

ส่วนที่ 1 จากกราฟของปริมาณน้ำไหลเข้าและกราฟของปริมาณน้ำไหลออกในรูปที่ 9.10 จงหาค่า x และ K ของช่วงลำนํ้า

ในตารางที่ 9.3 ช่องที่ (2) และช่องที่ (3) สามารถอ่านได้จากกราฟรูปที่ 9.10 ใช้ค่าของ Storage unit เท่ากับ $\frac{1}{4}$ (ลบ.เมตร/วินาที).วัน เพราะค่าของ Routing period ในช่องที่ (1) เท่ากับ 6 ชั่วโมง หรือ $\frac{1}{4}$ วัน ช่องที่ (6) เป็นค่าสะสมของ $(I - \bar{D})$ หรือ S

ทำการสมมติค่าของ x โดยเริ่มแรกให้ $x=0.2$ ต่อจากนั้นคำนวณหาค่าของ $[xI+(1-x)D]$ ซึ่งแสดงอยู่ในช่องที่ (9) นำค่าในช่องที่ (6) และ (9) ไปพล็อตกราฟดังแสดงในรูปที่ 9.11 พบว่ามีลักษณะเป็น Loop (หมายเหตุ : ค่าบนแกน x และแกน y จะแตกต่างจากกราฟรูปที่ 9.9) ฉะนั้นทำการสมมติค่า x ใหม่จนกว่าจะได้ความสัมพันธ์ระหว่าง S และ $[xI+(1-x)D]$ เป็นเส้นตรงหรือใกล้เคียงเส้นตรงมากที่สุด

ในกรณีนี้จะได้ค่า $x = 0.25$ ขึ้นต่อไปคำนวณหาค่า K ซึ่งมีค่าเท่ากับความลาดเทของเส้นตรง ค่า K เท่ากับ 1.5 วัน จากกราฟรูปที่ 9.10 พบว่า ระยะเวลาระหว่างจุดยอดของกราฟของ I และกราฟของ D มีค่าเท่ากับ 33 ชั่วโมง ซึ่งเป็นค่าที่ใกล้เคียงกับค่าของ K ฉะนั้นค่าของ K สามารถประมาณได้จากระยะเวลาระหว่างจุดยอดของกราฟน้ำท่า

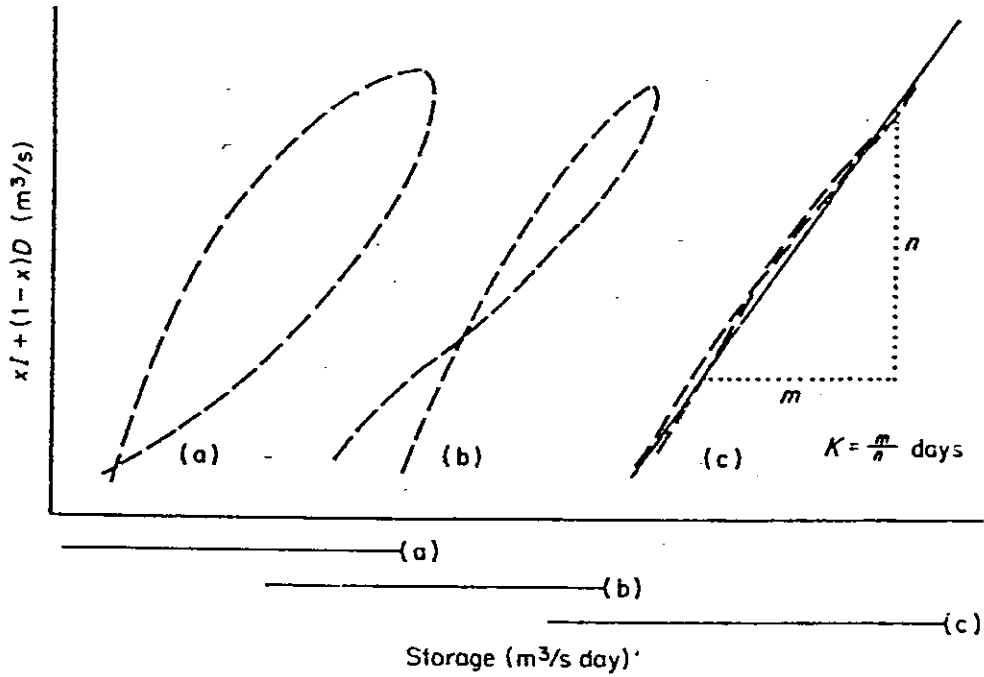
ส่วนที่ 2 ใช้ค่า x และ K ที่คำนวณได้ ทำการ Route ค่าของ Flood ในช่วงที่ (2) ของตารางที่ 9.4 ผ่านช่วงของลำนํ้าที่พิจารณาและเขียนกราฟของปริมาณน้ำไหลออก

จากสมการที่ 9.9 คำนวณหาค่าของ C_0 , C_1 และ C_2 โดยใช้ค่า $t = 6$ ชม.

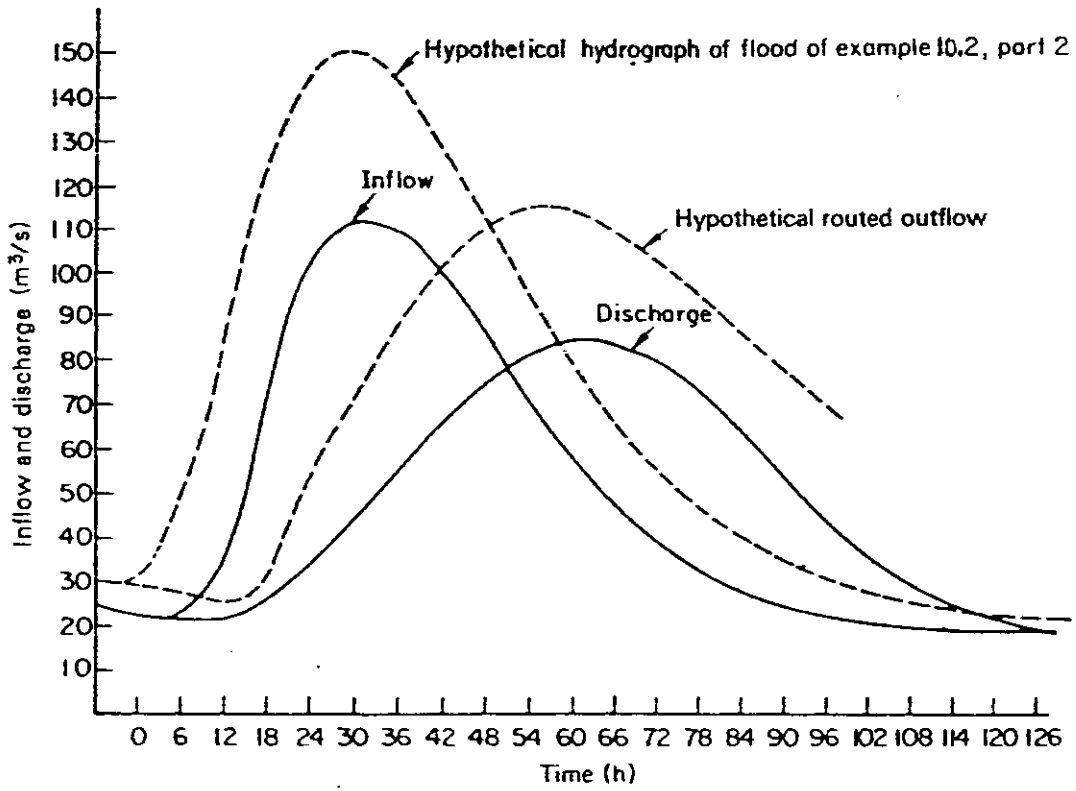
$$\begin{aligned} C_0 &= \frac{(1.5 \times 0.25) - (0.5 \times 0.25)}{1.5 - (1.5 \times 0.25) + (0.5 \times 0.25)} \\ &= \frac{0.25}{1.25} = -0.2 \end{aligned}$$

ในทำนองเดียวกัน $C_1 = 0.4$ และ $C_2 = 0.8$ ทำการตรวจสอบ $-0.2 + 0.4 + 0.8 = 1$, จากสมการที่ 9.8

$$D_2 = -0.2 I_2 + 0.4 I_1 + 0.8 D_1$$



รูปที่ 9.9 ความสัมพันธ์ระหว่าง $[xI+(1-x)D]$ กับ Storage



รูปที่ 9.10 กราฟปริมาณน้ำไหลเข้าและปริมาณน้ำไหลออกของตัวอย่างที่ 9.2

ตารางที่ 9.3 การคำนวณหาค่าของ x

(1) Hour	(2) Inflow I (m ³ /s)	(3) Outflow D (m ³ /s)	(4) I-D (m ³ /s)	(5) Mean Storage (1/4 m ³ /s. day)	(6) Cumulative storage (1/4 m ³ /s. day)	(7)		(8)		(9)		(10)		(11)		(12)		(13)		(14)		(15) total
						0.21	X=0.2 0.8D	0.21	X=0.2 0.8D	total	X=0.2 0.8D	total	0.25I	X=0.25 0.75D	total	0.3I	X=0.3 0.7D	total				
0	22	22	0	0	0	4	17	21	5	16	21	7	15	22								
6	23	21	2	1	1	5	17	22	6	16	22	7	15	22								
12	35	21	14	8	9	7	17	24	9	16	25	10	15	25								
18	71	26	45	29	38	14	21	35	18	19	37	21	18	39								
24	103	34	69	57	95	20	27	47	26	25	51	31	24	55								
30	111	44	67	68	163	22	35	57	28	33	61	33	31	64								
36	109	55	54	60	223	22	44	66	27	41	68	33	38	68								
42	100	66	34	44	267	20	53	73	25	49	74	30	46	76								
48	86	75	11	22	289	17	60	77	21	56	77	26	52	78								
54	71	82	-11	0	289	14	66	80	18	61	79	21	57	78								
60	59	85	-26	-18	271	12	68	80	15	64	79	18	59	77								
66	47	84	-37	-31	240	9	67	76	12	63	75	14	59	73								
72	39	80	-41	-39	201	8	64	72	10	60	70	11	56	67								
78	32	73	-41	-41	160	6	58	64	8	55	63	10	51	61								
84	28	64	-36	-38	122	6	51	57	7	48	55	8	45	53								
90	24	54	-30	-33	89	5	43	48	6	40	46	7	38	45								
96	22	44	-22	-26	63	4	35	39	5	33	38	7	31	38								
102	21	36	-15	-18	45	4	29	33	5	27	32	6	25	31								
108	20	30	-10	-12	33	4	24	28	5	22	27	6	21	27								
114	19	25	-6	-8	25	4	20	24	5	19	24	6	17	23								
120	19	22	-3	-4	21	4	18	22	5	16	21	6	15	21								
126	18	19	-1	-2	19	4	15	19	4	14	18	5	13	18								

ตารางที่ 9.4 แสดงการคำนวณของ Channel routing

(1) Hours	(2) I (m ³ /s)	(3) -0.2 I ₂ (m ³ /s)	(4) 0.4 I ₁ (m ³ /s)	(5) 0.8 D ₁ (m ³ /s)	(6) D ₂ (m ³ /s)
0	31				31.0 ^a
6	50	-10.0	12.4	24.8	27.2
12	86	-17.2	20.0	21.8	24.6
18	123	-24.6	34.4	19.7	29.5
24	145	-29.0	49.2	23.6	43.8
30	150	-30.0	58.0	35.0	63.0
36	144	-28.8	60.0	50.4	81.6
42	128	-25.6	57.6	65.3	97.3
48	113	-22.6	51.2	77.8	106.4
54	95	-19.0	45.2	85.2	111.4
60	79	-15.8	38.0	89.1	111.3
66	65	-13.0	31.6	89.0	107.6
72	55	-11.0	26.0	86.1	101.1
78	46	-9.2	22.0	80.9	93.7
84	40	-8.0	18.4	74.9	85.3
90	35	-7.0	16.0	68.3	77.3
96	31	-6.2	14.0	61.8	69.6
102	27	-5.4	12.4	55.7	62.7
108	25	-5.0	10.8	50.2	56.0
114	24	-4.8	10.0	44.8	50.0
120	23	-4.6	9.6	40.0	45.0
126	22	-4.4	9.2	36.0	40.8

a เป็นค่าที่ได้จากการสมมติ

เนื่องจากไม่ทราบค่าของ D_1 จึงสมมติให้ $D_1 = I_1 = 31$ ลบ.เมตร/วินาที ซึ่งเป็นค่า D ที่ใกล้เคียงความจริงมาก เพราะเมื่อระดับน้ำในลำน้ำมีระดับต่ำ อัตราการไหลของน้ำเกือบคงที่ (Steady state) ฉะนั้นเราสามารถคำนวณหาค่า D_2 ได้

$$\begin{aligned} D_2 &= -0.2 (50) + 0.4 (31) + 0.8 (31) \\ &= 27.2 \end{aligned}$$

ค่า D_2 นี้จะกลายเป็น D_1 ของการคำนวณครั้งต่อไป การคำนวณได้แสดงไว้ในตารางที่ 9.4 และเส้นประในรูปที่ 9.10 แสดงกราฟของ I และกราฟของ D ที่ได้จากการคำนวณ

9.5 วิธี Routing โดยใช้กราฟ

ถ้าสมการที่ 9.6 มี $x = 0$ แล้ว จะได้

$$S = KD \quad 9.11$$

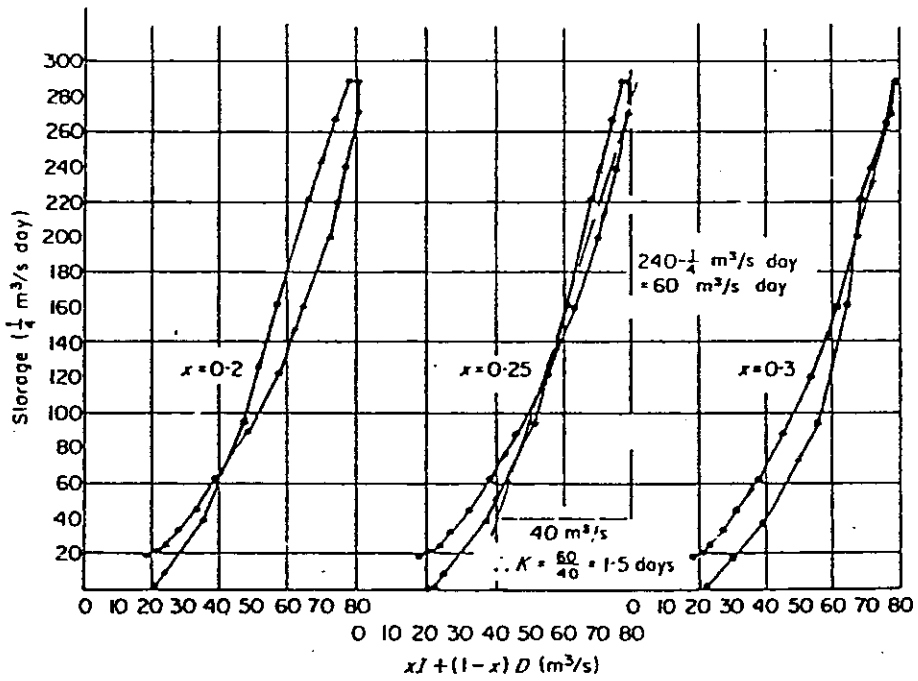
ทำการดิฟเฟอเรนเชียล $\frac{dS}{dt} = K \frac{dD}{dt}$ 9.12

แต่ $I-D = \frac{dS}{dt}$ 9.1

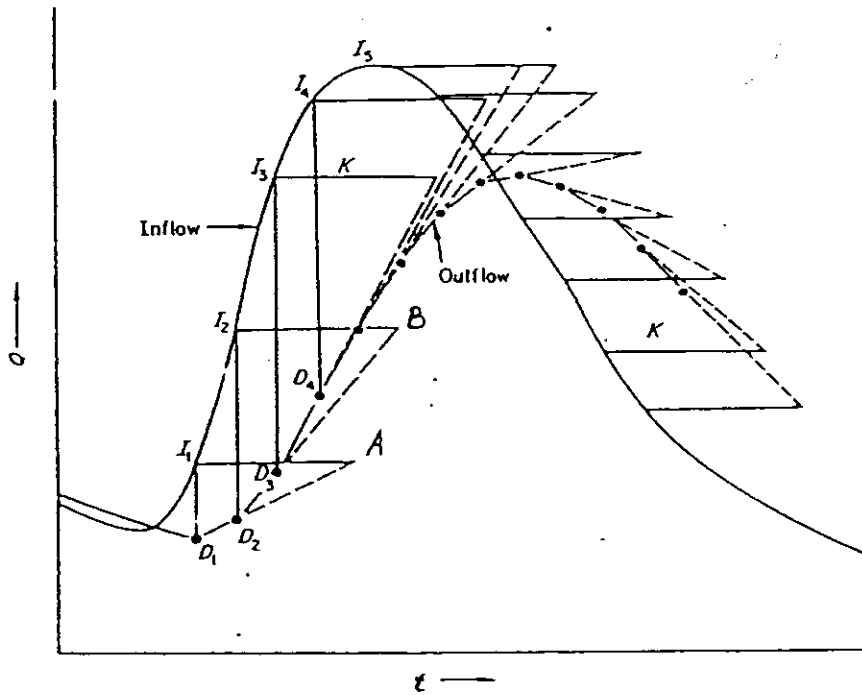
ฉะนั้นจะได้ $\frac{I-D}{K} = \frac{dD}{dt}$ 9.13

สมการที่ 9.13 จะใช้ในการ Routing โดยวิธีกราฟเพราะ $\frac{dD}{dt}$ แทนความลาดเทของกราฟปริมาณน้ำไหลออก, ส่วน $(I-D)$ และ K เป็นค่าซึ่งสามารถหาได้และอยู่ในหน่วยของ (ลบ.เมตร/วินาที). และวัน ตามลำดับ ในรูปที่ 9.12 เป็นกราฟน้ำท่าของปริมาณน้ำไหลเข้า I ซึ่งแสดงค่า I เป็นช่วงๆ ตั้งแต่ $I_1, I_2, I_3, \dots, I_n$ จากจุด I_1 ลากเส้นตรงในแนวนอนยาวเท่ากับ K จากจุดปลายสุดของเส้นนอนดังกล่าวลากเส้นตรงไปยัง D_1 ที่ทราบค่าอยู่ก่อนแล้ว จะได้เส้นซึ่งเป็นตัวแทนของค่า $\frac{dD}{dt}$ (เส้น AD_1 ในรูปที่ 9.12) จากจุด I_2 ลากเส้นตั้งไปตัด AD_1 ที่ D_2 ค่อยไปลากเส้นตรงในแนวนอน I_2B ยาวเท่ากับ K แล้วลากเส้นตรงเชื่อมจุด B และ D_2 จะได้ BD_2 แทนค่าความลาดเท $\frac{dD}{dt}$ ของกราฟปริมาณน้ำไหลออกที่จุด D_2 ในทำนองเดียวกันกับการหาจุด D_2 เราสามารถหาค่า D_3, D_4, \dots, D_n ได้ ถ้าลากเส้นต่อเชื่อมจุด D ทุกตัว จะได้กราฟของปริมาณน้ำไหลออก ฟังระลึกไว้เสมอว่าระยะเวลาระหว่างค่าของ I (Routing period) ยิ่งน้อยเท่าไรผลที่ได้รับจะใกล้เคียงความเป็นจริงมากขึ้น และค่าของระยะเวลาดังกล่าวไม่จำเป็นต้องเท่ากันตลอดการวิเคราะห์

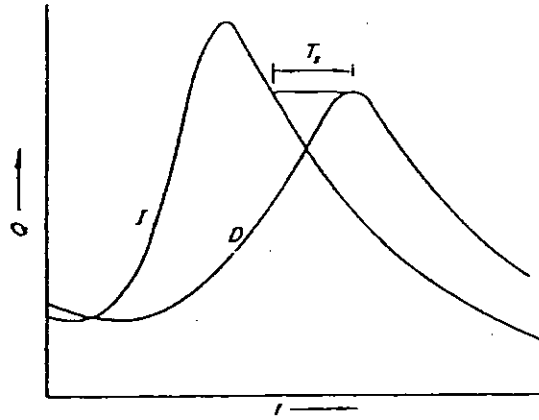
ค่าของ K ในช่วงของลำน้ำอาจจะมีค่าไม่คงที่ ลักษณะของ Loop ในรูปที่ 9.11 เป็นเครื่องมือที่แสดงให้เห็นว่าค่าของ K จะมีการเปลี่ยนแปลง และเราสามารถหาความสัมพันธ์ระหว่าง K และ D ได้จากกราฟปริมาณน้ำไหลเข้าและกราฟปริมาณน้ำไหลออกที่เคยบันทึกไว้ของช่วงลำน้ำที่พิจารณา วิธีการหาค่าของ K จากกราฟของ I และกราฟของ D เป็นวิธีที่ย้อนกลับของวิธีการหากราฟของ D เมื่อทราบค่ากราฟของ I และค่าของ K ที่ได้กล่าวแล้วข้างต้น รูปที่ 9.14 (b) เป็นกราฟแสดงความสัมพันธ์ของ K และ D



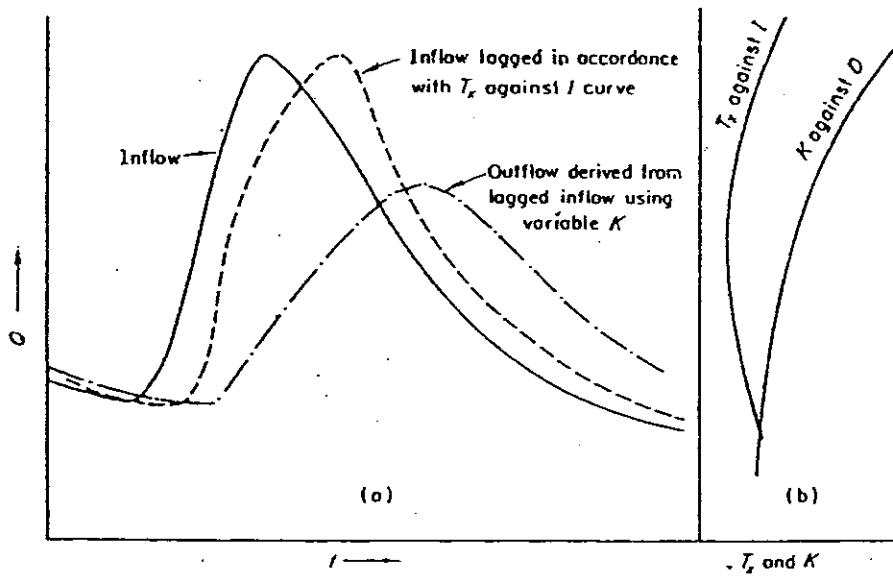
รูปที่ 9.11 ความสัมพันธ์ระหว่าง $[xI+(1-x)D]$ กับ Storage



รูปที่ 9.12 แสดงวิธี Routing โดยใช้กราฟ



รูปที่ 9.13 Lag เนื่องจากค่าคงที่ x มากกว่าศูนย์



รูปที่ 9.14 วิธี Routing โดยใช้กราฟ เมื่อ Lag และ K มีการเปลี่ยนแปลง

ที่ได้กล่าวไปแล้วทั้งหมดข้างต้น เราสมมติว่า x มีค่าเท่ากับศูนย์ ซึ่งเป็นกรณีของการ Route ผ่านอ่างเก็บน้ำ หรือ Reservoir ถ้า x ไม่เท่ากับศูนย์ กราฟของปริมาณน้ำไหลออกจะเคลื่อนมาทางด้านขวามือ ทำให้จุดยอดไม่ตกอยู่บนโค้งการลดลงของกราฟปริมาณน้ำไหลเข้าอีกต่อไป และขนาดของปริมาณการไหลออกสูงสุดจะมากขึ้นกว่าในกรณี เมื่อ $x = 0$

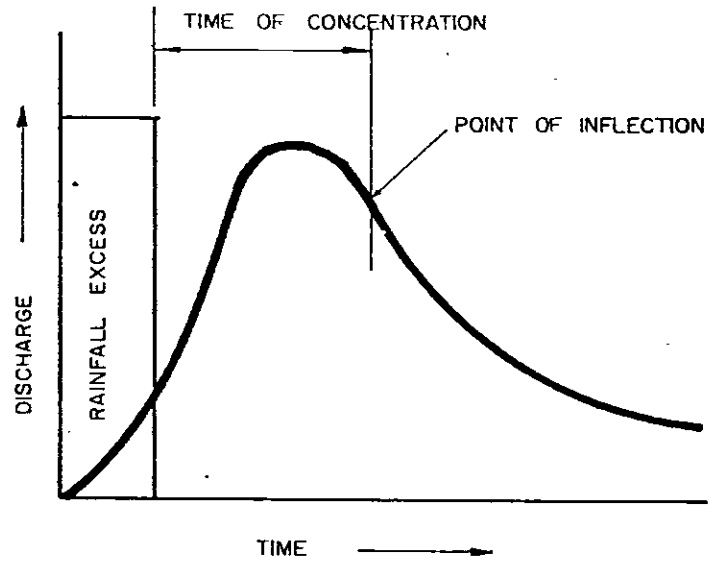
ถ้ามีกราฟของ I และกราฟของ D ที่เกิดขึ้นในเวลาเดียวกันหลายคู่ เราสามารถหาค่าของ lag (T_x) ที่เกิดจากค่าของ $x \neq 0$ ได้ ค่าของ T_x จะมีค่าเท่ากับระยะเวลาระหว่างจุดยอดของกราฟของ D และจุดบนโค้งการลดลงของกราฟของ I ซึ่งค่าของ I จะต้องเท่ากับค่าของ D สูงสุด รูปที่ 9.13 แสดงวิธีการหาค่าของ T_x และรูปที่ 9.14 (b) แสดงความสัมพันธ์ระหว่าง I และ T_x

ในกรณี $x > 0$ ทำการเคลื่อนกราฟของ I มาทางด้านขวามือ โดยให้ห่างจากตำแหน่งเดิม T_x ซึ่งแสดงด้วยเส้นประในรูปที่ 9.14 ค่อยไปทำการ Route กราฟของ I ลูกใหม่นี้ด้วยวิธีใช้กราฟ ดังได้กล่าวมาแล้ว จะได้กราฟของ D ที่จุดออกหรือสถานีวัดน้ำด้านท้ายน้ำของช่วงลำน้ำที่พิจารณา

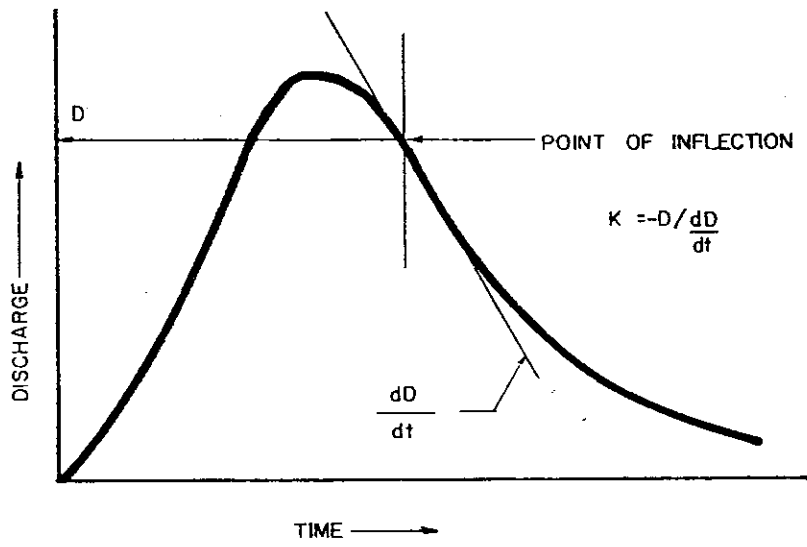
9.6 การสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำทำโดยวิธี Flood Routing

การสร้างกราฟหนึ่งหน่วยจากเทคนิคของ Flood routing เป็นวิธีที่ทันสมัยของทฤษฎีกราฟหนึ่งหน่วย ทฤษฎีจะอ้างถึงหลักความจริงที่ว่า การที่ปริมาณน้ำฝนสุทธิในลุ่มน้ำไหลสู่จุดออก (Outlet) จะต้องขึ้นอยู่กับแฟกเตอร์ 2 อย่างคือ (1) การเคลื่อนตัวหรือระยะเวลาเดินทางของปริมาณน้ำในลำน้ำและ Overland flow ซึ่งจะแสดงให้เห็นในรูปของ Time-Area Hyetograph (2) Storage โดยสมมติว่าที่จุดออกมี Reservoir อยู่ ฉะนั้นจะต้องมีการ Route ผ่าน Reservoir เพื่อลดขนาดและยึดเวลาการเกิดของปริมาณน้ำไหลออกสูงสุดให้ใกล้เคียงกับสภาพความเป็นจริงมากที่สุด

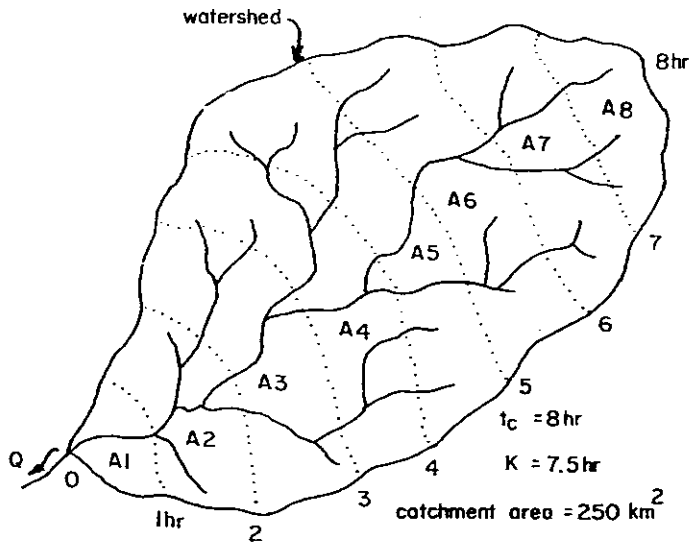
ในการใช้วิธีนี้หากกราฟหนึ่งหน่วย จะสมมติว่ารูปร่างของกราฟหนึ่งหน่วยขึ้นอยู่กับ Time-Area Hyetograph ของลุ่มน้ำ ฉะนั้นไม่จำเป็นต้องรู้ลักษณะของฝนที่ตก แต่จะต้องรู้เวลาที่ฝนหยุดตก เราสามารถสร้าง Time-Area Hyetograph ได้จากแผนที่ของลุ่มน้ำ โดยการสร้างเส้น Isochrone ลงในแผนที่ (ดังแสดงในรูปที่ 9.17) เส้น Isochrone เป็นเส้นที่แสดงถึงระยะเวลาที่ Direct Runoff บนพื้นที่ลุ่มน้ำ ใช้ในการเดินทางถึงจุดออก โดยใช้ระยะเวลาเท่ากัน ทำการหาพื้นที่ระหว่างเส้น Isochrones ที่ใกล้กัน และทำการสร้าง Hyetograph พื้นที่และช่วงเวลา ระหว่างเส้น Isochrone ที่ใกล้กัน ดังแสดงในรูปที่ 9.18 Time-Area Hyetograph นี้จะทำหน้าที่เสมือนเป็นกราฟน้ำท่าของ Direct Runoff ที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิ ตกสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ลุ่มน้ำ มี Duration เท่ากับศูนย์ และไม่มี Storage ในลุ่มน้ำ



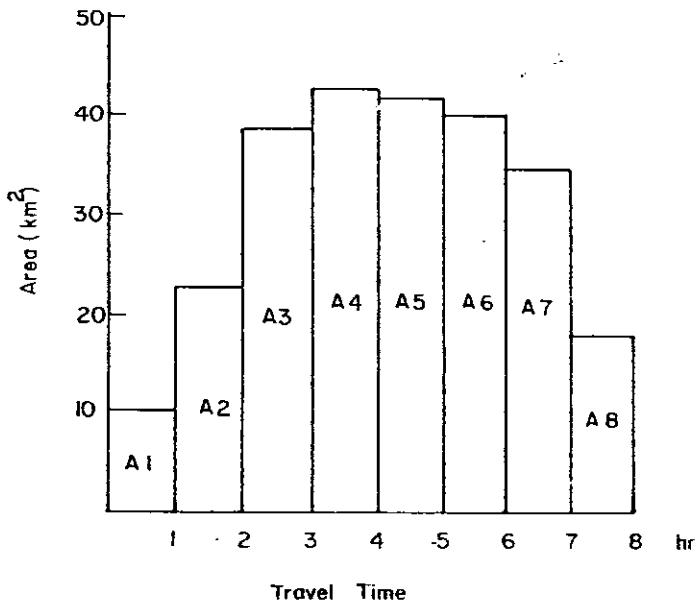
รูปที่ 9.15 แสดงวิธีการหาค่าของ t_c



รูปที่ 9.16 แสดงวิธีการหาค่าของ K



รูปที่ 9.17 แสดงพื้นที่ลุ่มน้ำและ Isochrones



รูปที่ 9.18 แสดง Time-Area Hyetograph ของรูปที่ 9.17

เวลาที่ฐานของ Time-Area Hyetograph จะมีค่าเท่ากับ Concentration time ของพื้นที่ลุ่มน้ำ (t_c) อาจจะหาค่าของ t_c ได้จากการวิเคราะห์กราฟน้ำท่า หรือจากสูตร Empirical ในกรณีที่มีข้อมูลของน้ำท่าและน้ำฝนอย่างเพียงพอเราสามารถหาฐานเวลาได้โดยวัดระยะเวลาจากจุดที่ฝนหยุดตกถึงจุดเปลี่ยนโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่า ดังแสดงในรูปที่ 9.15

Clark (1945) เป็นบุคคลแรกที่แสดงให้เห็นว่าสามารถหา IUH ของพื้นที่ลุ่มน้ำได้โดยการ Route ค่าของ Time-Area Hyetograph ผ่าน Linear Reservoir Storage จำนวนหนึ่ง โดยสมมติว่ามี Reservoir แห่งหนึ่งตรงจุดออกของพื้นที่ลุ่มน้ำ และ Reservoir ดังกล่าวมีค่า $S = KD$ เราเขียนสมการที่ 9.2 ได้ใหม่ว่า

$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{D_1 + D_2}{2} = \frac{K(D_2 - D_1)}{t} \quad 9.14$$

ทำการจัดเทอมในสมการที่ 9.14 ให้อยู่ในรูปที่ง่าย

$$D_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 D_1 \quad 9.15$$

เมื่อ $C_0 = \frac{0.5t}{K + 0.5t}$

$$C_1 = \frac{0.5t}{K + 0.5t}$$

$$C_2 = \frac{K - 0.5t}{K + 0.5t}$$

แทนค่า $dS = KdD$ ลงในสมการ 9.1

จะได้ $I - D = \frac{KdD}{dt} \quad 9.16$

ถ้า $I = 0$

จะได้ $K = -D / \frac{dD}{dt} \quad 9.17$

ค่า I เป็นศูนย์ หมายความว่า การไหลของปริมาณน้ำฝนสุทธิสู่ลำน้ำได้หยุดลง จุดดังกล่าวคือจุดเปลี่ยนโค้งการลดลงของกราฟน้ำท่า ค่า K แสดงถึงอัตราการระบายออกของน้ำจาก Channel storage หลังจากปริมาณน้ำไหลเข้า (Inflow) ทั้งหมดได้หยุดลง และค่าของ K ขึ้นอยู่กับลักษณะทางกายภาพของลำน้ำ รูปที่ 9.16 แสดงการหาค่า K จากกราฟน้ำท่า เพื่อให้เกิดข้อผิดพลาดน้อยลง ควรพล็อตโค้งการลดลงบนกระดาษกราฟ Semi-logarithm แล้วพิจารณาความลาดเทของโค้งที่มีค่ามากที่สุดใกล้จุดเปลี่ยนโค้ง ถ้าไม่มีข้อมูลน้ำท่า สามารถประมาณค่า K ได้จากสูตร Empirical ที่ใช้หาค่า t_c หรือค่าของ K จะมีค่าเท่ากับค่าของ t_c โดยประมาณ

ตัวอย่างที่ 9.3 พื้นที่ลุ่มน้ำในรูปที่ 9.17 มีขนาด 250 ตารางกิโลเมตร, ค่า $t_c = 8$ ชั่วโมง และ $K = 7.5$ ชั่วโมง จงหากราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ 2 ชั่วโมง

- (1) ทำการสร้างเส้น Isochrones ลงบนพื้นที่ลุ่มน้ำ โดยให้แต่ละเส้น Isochrone ห่างกัน 1 ชั่วโมง จะได้พื้นที่ย่อย 8 ส่วน
- (2) ทำการวัดพื้นที่ย่อยแต่ละส่วนโดย Planimeter หรือใช้วิธีอื่นจะได้

ชั่วโมงที่	1	2	3	4	5	6	7	8
พื้นที่ (กม. ²)	10	23	39	43	42	40	35	18

(3) สร้าง Time-Area Hyetograph ดังแสดงในรูปที่ 9.18

(4) Time-Area Hyetograph จะทำหน้าที่เป็นกราฟน้ำท่าของปริมาณน้ำไหลเข้า (inflow) ที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิ 1 เซนติเมตร ทั่วทั้งพื้นที่, ทำการ Route กราฟของ Time-Area Hyetograph ผ่าน Reservoir ที่สมมติขึ้นตรงจุดออกของพื้นที่ลุ่มน้ำ พิจารณา Routing period แต่ละช่วง จะได้ว่า $I_1 = I_2$ เขียนสมการที่ 9.5 ได้ใหม่เป็น

$$D_2 = C_3 I + C_2 D_1$$

เมื่อ

$$C_3 = \frac{t}{K + 0.5t} = \frac{1}{7.5 + 0.5} = 0.125$$

และ

$$C_2 = \frac{K - 0.5t}{K + 0.5t} = \frac{7.5 - 0.5}{7.5 + 0.5} = 0.875$$

จะได้

$$D_2 = 0.125 I + 0.875 D_1$$

(5) ตารางที่ 9.5 แสดงการคำนวณหาค่า D_2 ซึ่งเป็นค่า Ordinates ของ IUH ทำการหาค่าคงที่สำหรับเปลี่ยนปริมาณน้ำฝน 1 เซนติเมตรบนพื้นที่ 1 ตร.กม. ให้กลายเป็นอัตราการไหล

ฝน 1 เซนติเมตรบนพื้นที่ 1 ตร.กม. ในเวลา 1 ชั่วโมง

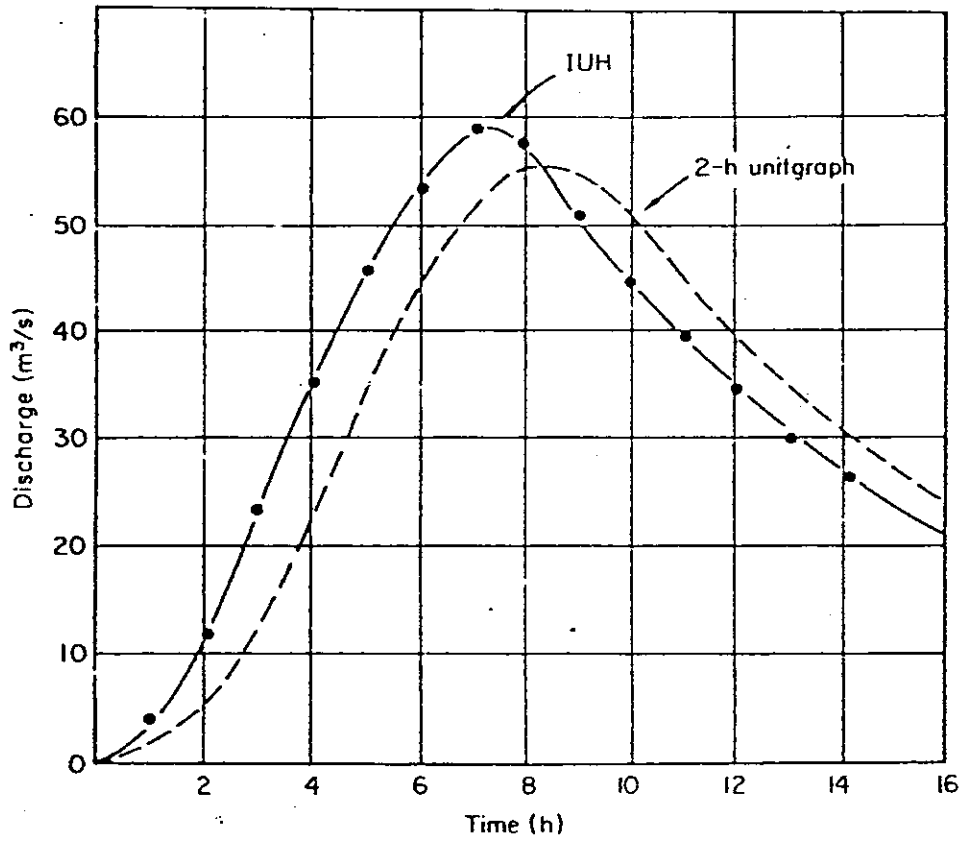
$$\frac{10^6 \times 10^{-2}}{3600} = 2.78 \quad \text{ลบ.เมตร/วินาที}$$

(6) ช่องที่ (6) = ค่าเฉลี่ยของ Ordinates ของ IUH (ในช่องที่ (5)) 2 ลูกเรียงต่อกัน โดยวางลูกแรกห่างจากลูกที่สอง 2 ชั่วโมง, เช่น $13.4 = \frac{23.2+3.5}{2}$

(7) พล็อต IUH และกราฟหนึ่งหน่วยที่มี Duration เท่ากับ 2 ชั่วโมง, ช่องที่ (5) และช่องที่ (6), ลงในกระดาษกราฟดังแสดงในรูปที่ 9.19

ตารางที่ 9.5 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าจาก IUH

(1) Time (h)	(2) Time area diagram (km. ²)	(3) $0.125I=2.78 \times$ $0.125 \times \text{col}(2)$ (m ³ /s)	(4) $0.875 \times \text{col.}(5)$ (m ³ /s)	(5) $D_2 = \text{col}(3) +$ $\text{col}(4) = \text{IUH}$ (m ³ /s)	(6) Unitgraph (m ³ /s)
0	0	0	0	0	0
1	10	3.5	0	3.5	1.7
2	23	8.0	3.1	11.1	5.5
3	39	13.5	9.7	23.2	13.4
4	43	14.9	20.3	35.2	23.1
5	42	14.6	30.8	45.4	34.3
6	40	13.9	39.6	53.5	44.3
7	35	12.1	46.8	58.9	52.2
8	18	6.2	51.4	57.6	55.5
9	0	0	50.5	50.5	54.7
10	0	0	44.1	44.1	50.8
11	0	0	39.6	39.6	45.1
12	0	0	34.6	34.6	39.3
13	0	0	30.2	30.2	34.9
14	0	0	26.4	26.4	30.5
15	0	0	etc.	etc.	etc.



รูปที่ 9.19 แสดงกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ากลับพลันและกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า
ที่มี Duration เท่ากับ 2 ชั่วโมง

บทที่ 10

น้ำใต้ดิน

(Groundwater)

น้ำใต้ดินเป็นส่วนหนึ่งในวัฏจักรของอุทกวิทยา แหล่งน้ำใต้ดินจะได้รับน้ำจากแหล่งน้ำบนผิวดินที่ซึมลงไปสู่ชั้นดินที่อุ้มไปด้วยน้ำซึ่งทำหน้าที่เปรียบเสมือนท่อที่คอยปล่อยน้ำออก รูปที่ 10.1 แสดงให้เห็นน้ำใต้ดินในวัฏจักรของอุทกวิทยา น้ำใต้ดินจะไหลออกสู่แม่น้ำ ลำธาร ในช่วงที่ปริมาณน้ำที่เกิดจาก Runoff มีน้อยหรือไม่มีเลย น้ำพุก็เป็นน้ำใต้ดินที่ไหลขึ้นสู่ผิวโลก น้ำใต้ดินที่อยู่ใกล้ผิวดินจะกลับขึ้นสู่อากาศโดยตรง โดยการระเหยและการคายไอน้ำจากพืช

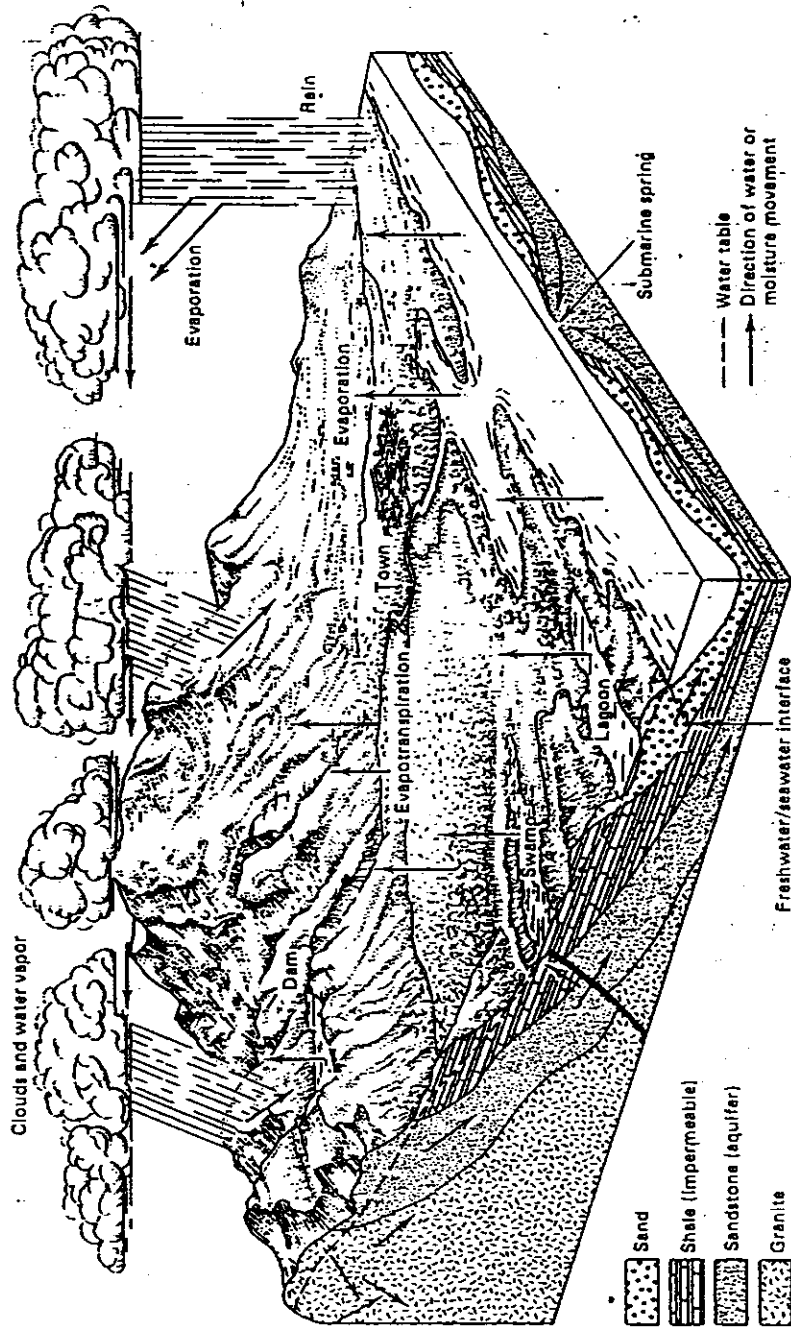
ประมาณหนึ่งในห้าของปริมาณน้ำทั้งหมดที่ใช้ในอเมริกาได้มาจากแหล่งน้ำใต้ดินจากการเปรียบเทียบกับแหล่งน้ำอื่นน้ำใต้ดินเป็นน้ำที่ปลอดภัยจากสิ่งที่เป็นมลภาวะ ประเทศอเมริกาจึงใช้น้ำใต้ดินในการอุปโภคและบริโภค ในเมืองเล็กและในฟาร์มที่อยู่โดดเดี่ยว ในภูมิภาคที่แห้งแล้งน้ำใต้ดินจะเป็นแหล่งน้ำเพียงแหล่งเดียวที่ใช้ในการชลประทาน

ปริมาณและอัตราการไหลของน้ำใต้ดินในแต่ละภูมิภาคจะมีความแตกต่างกัน เพราะทั้งปริมาณและอัตราการไหลจะขึ้นอยู่กับสภาพทางธรณีวิทยา ดังนั้นจึงต้องมีการศึกษาลักษณะทางอุทกวิทยาและธรณีวิทยาที่มีอิทธิพลต่อแหล่งน้ำใต้ดิน

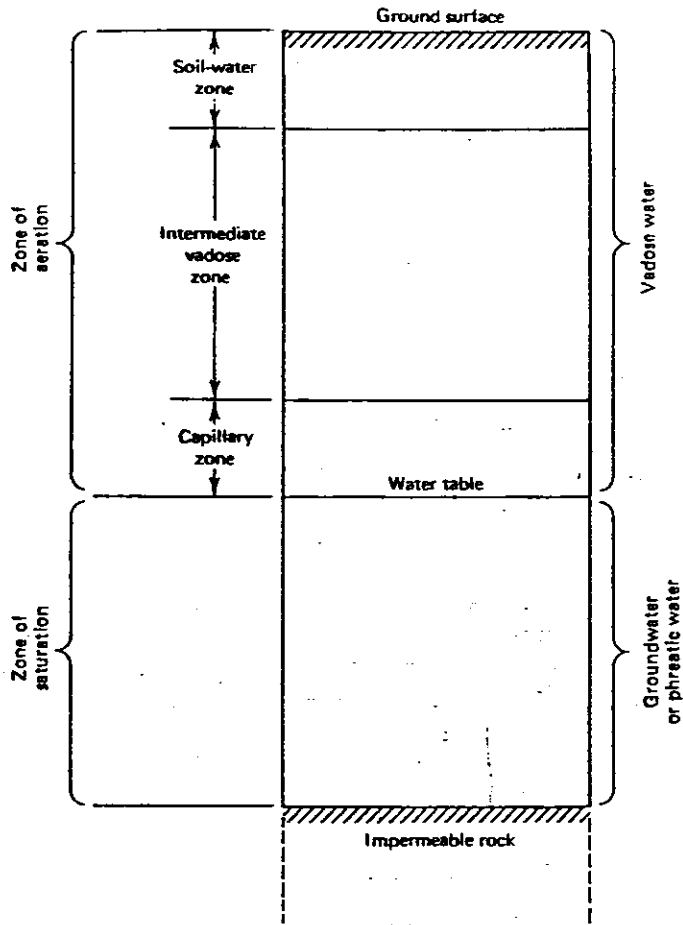
10.1 การกระจายของน้ำใต้ดิน

การเกิดของน้ำใต้ดินสามารถแบ่งได้เป็น 2 ส่วนคือ Aeration Zone และ Saturation Zone ในส่วนของ Aeration Zone ช่องว่างระหว่างเม็ดดินจะประกอบไปด้วยน้ำและอากาศ และในส่วนของ Saturation Zone ช่องว่างระหว่างเม็ดดินจะเต็มไปด้วยน้ำ และน้ำในส่วนนี้จะอยู่ใต้แรงดันที่เรียกว่า Hydrostatic Pressure

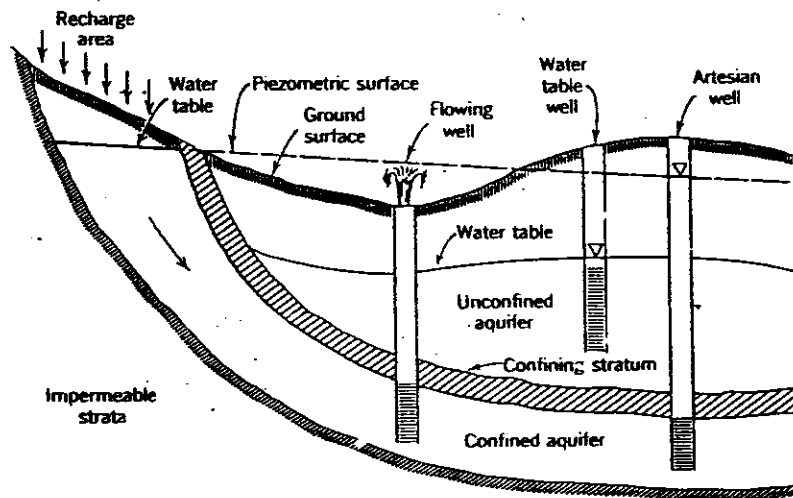
ในรูปที่ 10.2 Aeration Zone สามารถแบ่งออกได้เป็นสามส่วนคือ Soil-Water Zone, Intermediate Vadose zone และ Capillary Zone น้ำที่อยู่ใน Zone นี้ เราเรียกว่า Vadose Water ระหว่างชั้นของ Aeration Zone และ Saturation Zone เราเรียกว่า Water Table หรือ Phreatic Surface แรงดันตามแนวของ Water Table จะมีค่าเท่ากับแรงดันของบรรยากาศ ส่วนของ Saturation Zone จะอยู่เหนือ Water Table เล็กน้อย เนื่องจากแรงดึงดูดแบบ Capillary ยกน้ำขึ้นไปตามช่องว่างได้ระยะหนึ่ง แต่อย่างไรก็ดีแรงดันของน้ำในส่วนที่เหนือ Water Table นี้ จะน้อยกว่าแรงดันของบรรยากาศ น้ำใต้ดินส่วนใหญ่เป็นน้ำที่มาจาก Saturation Zone



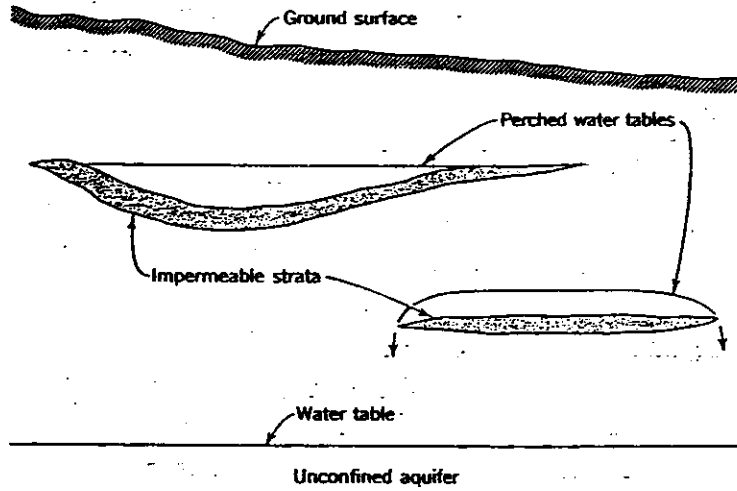
รูปที่ 10.1 แสดงการเกิดและการเคลื่อนที่ของน้ำใต้ดินในวัฏจักรของอุทกวิทยา



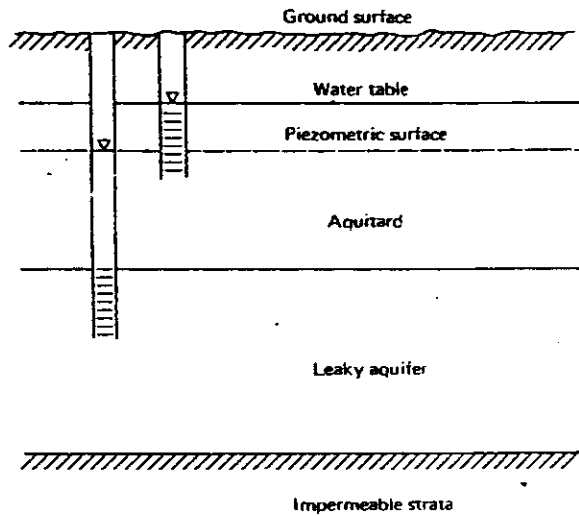
รูปที่ 10.2 การแบ่งชั้นดินตามลักษณะของน้ำใต้ผิวดิน



รูปที่ 10.3 แสดงลักษณะของ Confined และ Unconfined Aquifer



รูปที่ 10.4 แสดงลักษณะและการเกิดของ Perched Water



รูปที่ 10.5 แสดงลักษณะของ Leaky หรือ Semiconfined Aquifer

10.2 ชนิดของ Aquifer

Aquifer เป็นชั้นดินที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำ ดินมีความสามารถให้น้ำซึมผ่านได้ดี ทำให้มีปริมาณน้ำมากเพียงพอไหลไปสู่บ่อสูบและน้ำพุ และเราสามารถนำปริมาณน้ำดังกล่าวไปใช้ประโยชน์ได้คุ้มค่า ความสามารถให้น้ำซึมผ่านหมายถึงการเก็บสะสมและการปล่อยน้ำออกจากชั้นดิน ชั้นดินที่อยู่เหนือและใต้ Aquifer นอกจากจะเป็นพวกชั้นดินที่ตื้นน้ำแล้ว อาจจะเป็นชนิดของชั้นดินต่อไปนี้

1. Aquiclude เป็นชั้นดินที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำ แต่ความสามารถให้น้ำซึมผ่านได้มีน้อยมาก หรือแทบจะซึมผ่านไม่ได้เลยเมื่อเทียบกับชั้นดินใน Aquifer ดังนั้นจึงไม่สามารถปล่อยน้ำออกมาให้มีปริมาณมากพอที่จะเก็บน้ำไปใช้ประโยชน์ได้คุ้มค่าเช่น พวกดินเหนียว

2. Aquitard เป็นชั้นดินที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำ แต่มีความสามารถให้น้ำซึมผ่านได้ไม่ดี ดังนั้นจึงเป็นอุปสรรคต่อการไหลของน้ำใต้ดิน ถ้าชั้นของ Aquitard มีความหนามากพออาจจะเป็นแหล่งสะสมของน้ำใต้ดินที่สำคัญได้เช่น ชั้นของดินเหนียวปนทราย

3. Aquifuge เป็นชั้นดินที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ ไม่สามารถที่จะเก็บน้ำหรือปล่อยน้ำออกมาได้เช่น พวกหินแกรนิต

10.2.1 Unconfined Aquifer เป็น Aquifer ที่มีชั้นดินที่อยู่ใต้ Aquifer เป็นชั้นดินที่ตื้นน้ำ และมีระดับ Water Table ผันแปรขึ้นๆ ลงๆ ตามปริมาณน้ำที่เข้าและออกจาก Aquifer รูปที่ 10.3 แสดงลักษณะชนิดของ Aquifer

Perched Water เป็นน้ำที่ได้จาก Unconfined Aquifer ชนิดหนึ่งที่มีบริเวณไม่กว้าง ดังรูปที่ 10.4 Aquifer ชนิดนี้เกิดอยู่บนชั้นดินที่ตื้นน้ำหรือน้ำซึมผ่านได้ยาก แต่ชั้นดินเหล่านี้มีบริเวณไม่กว้างและอยู่เป็นหย่อมๆ ใต้ผิวดิน ฉะนั้นปริมาณน้ำที่ได้จาก Aquifer ชนิดนี้จะมีไม่มาก และเป็นแหล่งน้ำใต้ดินชั่วคราวเท่านั้น

10.2.2 Confined Aquifer หรือเรียกอีกชื่อหนึ่งว่า Artesian Aquifer น้ำที่ได้จาก Confined Aquifer เรารู้จักกันดีในชื่อของน้ำบาดาล (Artesian Water) Aquifer ชนิดนี้เกิดอยู่ระหว่างชั้นดินที่ตื้นน้ำ ทำให้น้ำในชั้นดินนี้อยู่ภายใต้แรงกดดันที่มากกว่าแรงดันของบรรยากาศ น้ำจะไหลเข้าสู่ Aquifer ตรงบริเวณระหว่างชั้นดินที่ตื้นน้ำที่อยู่เหนือและใต้ Aquifer ตัดกับผิวดิน ดูรูปที่ 10.3 การขึ้นหรือลงของระดับน้ำในบ่อสูบที่เจาะลงไปถึงชั้นของ Confined Aquifer เป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงของแรงดันมากกว่าการเปลี่ยนแปลงของ Storage Volume ในชั้นดิน

Piezometric Surface เป็นระดับของ Water Table ของ Confined Aquifer ที่สมมติขึ้นโดยทุกๆ จุดบน Piezometric Surface จะมีแรงดันเท่ากับแรงดันของบรรยากาศ ถ้าระดับของ Piezometric Surface อยู่เหนือผิวดิน ฉะนั้นเมื่อเราทำการเจาะบ่อบาดาลถึง Aquifer น้ำจะพุ่งขึ้นมา

เองโดยไม่ต้องทำการสูบ และเมื่อระดับ Piezometric Surface ลดลงจนถึงระดับที่ต่ำกว่าระดับของชั้นดินที่บ่อน้ำที่อยู่บน Aquifer จะทำให้ Confined Aquifer กลายเป็น Unconfined Aquifer

10.2.3 Leaky Aquifer โดยทั่วไป Unconfined และ Confined Aquifer จะพบได้ยากตามธรรมชาติ Aquifer ที่พบอยู่บ่อยๆ จะเป็นพวก Leaky Aquifer หรือ Semi Unconfined Aquifer ชั้นดินที่อยู่บนและใต้ Aquifer ส่วนใหญ่จะเป็นพวก Aquitard (ดูรูปที่ 10.5) เมื่อมีการสูบน้ำจะทำให้มีการเคลื่อนที่สองทิศทางคือ ในแนวราบภายใน Aquifer และในแนวดิ่ง โดยน้ำไหลผ่าน Aquitard เข้าสู่ Aquifer โดย Aquifer ชนิดนี้จะพบมากในบริเวณที่ราบลุ่ม และบริเวณที่แต่ก่อนเคยเป็นทะเลสาบ

10.2.4 Idealized Aquifer เพื่อความสะดวกและลดความยุ่งยากในการแก้ปัญหา จึงมักจะสมมติให้ Aquifer มีลักษณะเป็นแบบ Homogeneous และ Isotropic

Homogeneous Aquifer คือ Aquifer ที่มีคุณสมบัติทางอุทกวิทยาและทางธรณีวิทยาเหมือนกันทุกๆ จุด หรือทุกๆ แห่งภายใน Aquifer ส่วน Heterogeneous Aquifer เป็น Aquifer ที่มีคุณสมบัติไม่สม่ำเสมอหรือแตกต่างกันตามตำแหน่ง

Isotropic Aquifer คือ Aquifer ที่คุณสมบัติทางอุทกวิทยาและทางธรณีวิทยาไม่มีการเปลี่ยนแปลงตามทิศทาง การไหลของน้ำ ส่วน Anisotropic Aquifer เป็น Aquifer ที่มีคุณสมบัติเปลี่ยนแปลงไปตามทิศทาง การไหลของน้ำ

ถึงแม้ว่า Aquifer ชนิดนี้จะไม่มีเกิดขึ้นในธรรมชาติ แต่ผลที่ได้จากการวิเคราะห์และคำนวณก็เป็นที่ยอมรับและนำไปใช้ในทางปฏิบัติ

10.3 Specific Retention และ Specific Yield

ในส่วนของ Saturation Zone ช่องว่างระหว่างอนุภาคของดินจะเต็มไปด้วยน้ำ ค่าของ Porosity เป็นตัวกำหนดปริมาณน้ำที่อยู่ระหว่างอนุภาคของดินต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของก้อนดิน ส่วนหนึ่งของปริมาณน้ำสามารถที่จะระบายออกจากช่องว่างได้ แต่อีกส่วนหนึ่งจะถูกยึดอยู่กับที่ด้วยแรงระหว่างโมเลกุลและแรงตึงผิว

Specific Retention, S_r อัตราส่วนของปริมาตรของน้ำที่เหลืออยู่หลังดินอิ่มตัวต่อปริมาตรทั้งหมดของดิน เพราะปริมาณของน้ำบางส่วนจะถูกระบายออกด้วยแรงดึงดูดของโลก

$$S_r = w_r / V \quad (10.1)$$

เมื่อ w_r = ปริมาตรของน้ำที่เหลืออยู่ในช่องว่างระหว่างอนุภาคดิน
 V = ปริมาตรของดินรวมช่องว่างด้วย

Specific Yield S_y เป็นอัตราส่วนของปริมาตรน้ำที่ถูกระบายออกด้วยแรงดึงดูดของโลก

$$S_y = w_y / V \quad (10.2)$$

เมื่อ w_y = ปริมาตรของน้ำที่ถูกระบายออกจากช่องว่างระหว่างอนุภาคดิน

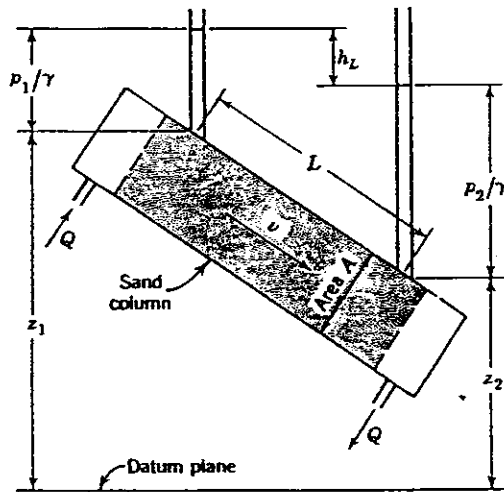
ทั้ง S_r และ S_y จะถูกพูดถึงในรูปของเปอร์เซ็นต์ ผลรวมของ w_r และ w_y จะเท่ากับปริมาตรทั้งหมดของช่องว่างระหว่างเม็ดดิน ค่าของ Specific Yield ขึ้นอยู่กับขนาดของอนุภาคดิน รูปร่าง และการกระจายของช่องว่าง การอัดตัวของชั้นดิน ตารางที่ 10.1 แสดงค่าของดินชนิดต่างๆ สังเกตเห็นว่าดินเนื้อละเอียดมี Specific Yield น้อยกว่าดินเนื้อหยาบ

ตารางที่ 10.1 แสดงค่า Specific Yield ของดินชนิดต่างๆ

Material	Specific Yield, percent
Gravel, coarse	23
Gravel, medium	24
Gravel, fine	25
Sand, coarse	27
Sand, medium	26
Sand, fine	23
Silt	8
Clay	3
Sandstone, fine-grained	21
Sandstone, medium-grained	27
Limestone	14
Dune sand	38
Loess	13
Peat	44
Schist	26
Siltstone	12
Till, predominantly silt	6
Till, predominantly sand	16
Till, predominantly gravel	16
Tuff	21

10.4 กฎของ Darcy

ในปี ค.ศ. 1856 นาย Henry Darcy วิศวกรชลศาสตร์ชาวฝรั่งเศส ได้ทำการทดลองหาอัตราการไหลของน้ำผ่านทราย และพบว่าอัตราการไหลจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับเฮดที่สูญเสียไปและเป็นสัดส่วนผกผันกับระยะทางตามทิศทางการไหลของน้ำ (ดังแสดงในรูป 10.6) และสามารถเขียนเป็นสมการโดยคูณด้วยค่าคงที่ K ดังนี้



รูปที่ 10.6 แสดงการกระจายความดันและการสูญเสียพลังงานเมื่อน้ำไหลผ่านแท่งทราย

$$Q = -K A \frac{h_L}{L} \quad (10.3)$$

เขียนให้อยู่ในสมการทั่วไป

$$Q = -K A \frac{dh}{dl} \quad (10.4)$$

$$v = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dl}$$

เมื่อ v เป็นค่าของ Specific Velocity หรือ Darcy Velocity, K เป็นค่าของ Hydraulic Conductivity และ $\frac{dh}{dl}$ เป็นค่าของ Hydraulic Gradient เครื่องหมายลบแสดงว่าน้ำไหลไปในทิศทางที่เฮดลดลง

$$v_a = \frac{Q}{\alpha A} \quad (10.5)$$

เมื่อ v_a = ความเร็วเฉลี่ยที่ไหลผ่านช่องว่าง

α = ค่าของ Porosity

$$= \frac{v_i}{V} \quad (10.6)$$

v_i = ปริมาตรทั้งหมดของช่องว่างระหว่างอนุภาคของดิน

V = ปริมาตรทั้งหมดของก้อนดินรวมปริมาตรของช่องว่างระหว่างอนุภาคของดินด้วย

Hydraulic Conductivity ในทางปฏิบัติที่เกี่ยวกับน้ำใต้ดินจะเป็นค่าที่บอกถึงความสามารถของน้ำในการซึมผ่านดิน หนึ่งหน่วยของ Hydraulic conductivity หมายถึงปริมาณน้ำหนึ่งหน่วยปริมาตรจะซึมผ่านดินที่มีพื้นที่หน้าตัด 1 หน่วย ภายใต้การเปลี่ยนแปลงไปหนึ่งหน่วยของ Hydraulic Gradient ในเวลาหนึ่งหน่วย

$$K = \frac{v}{dh/dl} = \frac{\text{m/day}}{\text{m/m}} = \text{m/day}$$

แสดงว่าค่าของ Hydraulic Conductivity มีหน่วยเหมือนความเร็ว

Transmissivity หรือ Transmissibility (T) เป็นค่าที่ใช้บอกความสามารถของ Aquifer ในการปล่อยน้ำออกมา และหมายถึงอัตราการไหลของน้ำที่ถูกปล่อยออกมาจาก Aquifer กว้างหนึ่งหน่วยภายใต้การเปลี่ยนแปลงไปหนึ่งหน่วยของ Hydraulic Gradient

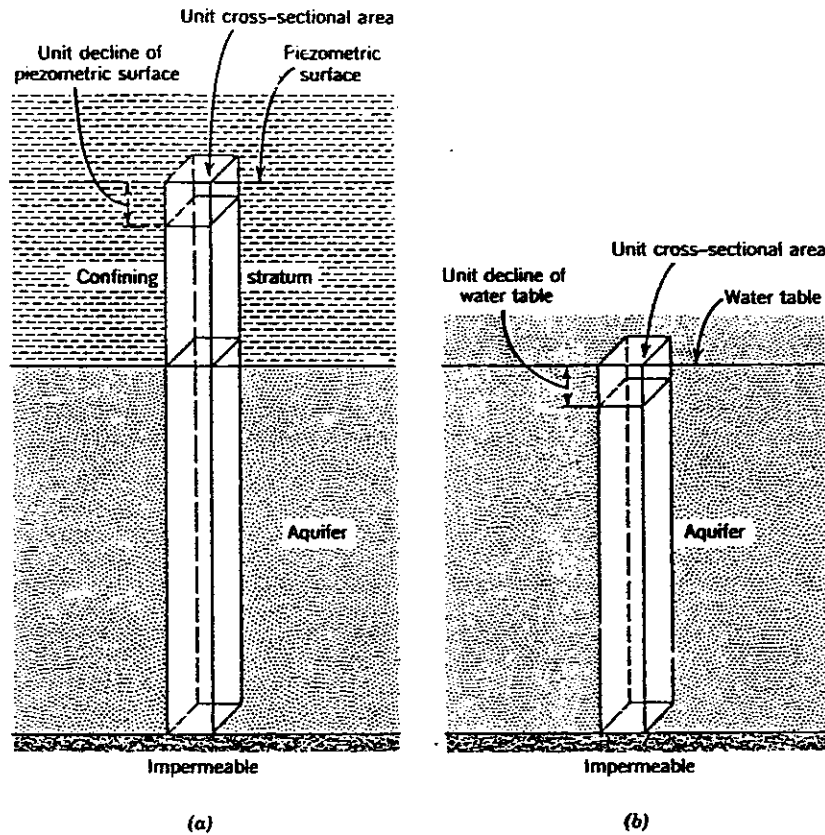
$$T = Kb = (\text{m/day})(\text{m}) = \text{m}^2/\text{day}$$

เมื่อ b เป็นความหนาของดินที่อิ่มตัวไปด้วยน้ำของ Aquifer

ค่าของ Hydraulic Conductivity ขึ้นอยู่กับ Porosity, การกระจายและขนาดของอนุภาคดิน, รูปร่างและการเรียงตัวของอนุภาคดินฯ โดยทั่วไป ดินเหนียวจะมีค่าของ Hydraulic Conductivity น้อยกว่าทรายและกรวด

10.5 Storage Coefficient

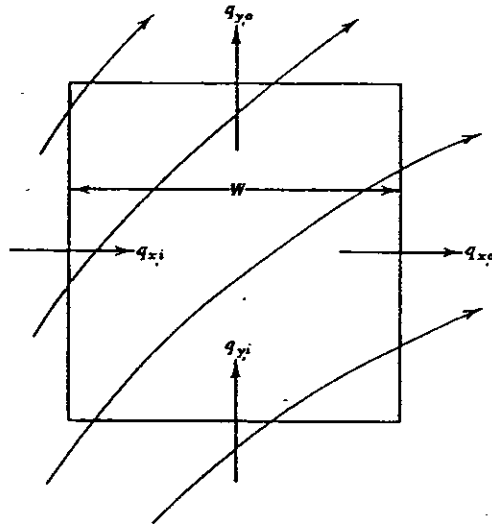
ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าหรือออกจาก Aquifer จะทำให้มีการเปลี่ยนแปลงของ Storage Volume ตามไปด้วย สำหรับ Unconfined Aquifer การเปลี่ยนแปลงของ Storage Volume หมายถึง ผลคูณของปริมาตรของ Aquifer ที่อยู่ระหว่าง Water Table ที่เวลาเริ่มต้น และ Water Table ที่เวลาสิ้นสุด กับค่าเฉลี่ยของ Specific Yield ของ Aquifer ดังได้แสดงไว้ในรูป 10.7



รูปที่ 10.7 แสดงค่าจำกัดความ Storage Coefficient ของ (a) Confined และ (b) Unconfined Aquifer

สำหรับ Confined Aquifer สมมติว่า Aquifer มีการอึดตัวอยู่ตลอดเวลา การเปลี่ยนแปลงของแรงดันใน Aquifer เป็นผลทำให้ Storage Volume เปลี่ยนแปลงไปเล็กน้อย ด้วยเหตุที่ว่า น้ำหนักทั้งหมดที่กดทับอยู่บน Aquifer ส่วนหนึ่งจะถูกรองรับโดยแรงดัน Hydrostatic และอีกส่วนหนึ่งจะถูกรองรับโดยโครงสร้างที่แข็งของ Aquifer เมื่อแรงดันลดลงเช่น โดยการสูบน้ำขึ้นจากบ่อสูบ น้ำหนักที่กดทับอยู่บน Aquifer จะเพิ่มขึ้น เป็นผลทำให้น้ำถูกปล่อยออกมาจาก Aquifer และปริมาณน้ำที่ถูกปล่อยออกมาบางส่วนมาจากสาเหตุของการที่ Aquifer ขยายตัวเล็กน้อยเนื่องมาจาก

การลดลงของแรงดัน จะนำปริมาณน้ำที่ Confined Aquifer ปล่อยออกมาซึ่งนิยามข้างถึงในรูปของ Storage Coefficient (S)



รูปที่ 10.8 การเคลื่อนที่ของน้ำในแนวนอนผ่านอนุภาคขนาดจิ๋วภายใน Aquifer

Storage coefficient หรือ Storativity เป็นปริมาณน้ำที่ Aquifer ปล่อยออกมา หรือรับเข้าไว้คือหนึ่งหน่วยพื้นที่ผิวของ Aquifer ภายใต้การเปลี่ยนแปลงไปหนึ่งหน่วยของ Head ที่ตั้งฉากกับพื้นที่ผิวดังกล่าว ถ้าพิจารณาแท่งสี่เหลี่ยมผืนผ้าที่มีพื้นที่หน้าตัดหนึ่งหน่วยในรูปที่ 10.7 ค่า Storage Coefficient ของ Confined Aquifer เท่ากับปริมาตรของน้ำที่ถูกปล่อยออกมาจาก Aquifer เมื่อ Piezometric Surface ลดลงหนึ่งหน่วย ค่า S ไม่มีหน่วย และ Confined Aquifer ส่วนมากจะมีค่า S อยู่ระหว่าง 0.00005 และ 0.005 สำหรับ Aquifer ที่ครอบคลุมบริเวณกว้าง ค่าของ S สามารถหาได้จากการทดสอบการสูบน้ำของบ่อสูบ (Pumping Test)

10.6 สมการทั่วไปของการไหล (General Flow Equation)

10.6.1 Rectangular Coordinate สมการของ Darcy สามารถเขียนให้อยู่ในรูปทั่วไปได้ว่า

$$v = -K \frac{\partial h}{\partial s} \tag{10.7}$$

เมื่อ v, K, h มีความหมายเหมือนที่ได้กล่าวมาแล้วข้างต้น และ s เป็นระยะทางตามทิศทางการไหล สำหรับการไหลในแนวราบผ่านอนุภาคสี่เหลี่ยมจัตุรัสเล็กๆ ดังแสดงในรูป 10.8 ปริมาณการไหลเข้าและปริมาณการไหลออกในแนวแกน x สามารถเขียนเป็นสมการได้ว่า

$$q_{x,i} = -T_x W \left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_i$$

และ

$$q_{x,o} = -T_x W \left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_o \quad (10.8)$$

เมื่อ T_x เป็นค่าของ Transmissivity ในแนวแกน x และ W เป็นความกว้างของอนุภาคสี่เหลี่ยมจัตุรัส, $\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_i$ และ $\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_o$ เป็นค่าของ Hydraulic Gradient ที่ทางเข้าและทางออกตามลำดับ ในทำนองเดียวกันสมการของอัตราการไหลในแนวแกน y ก็เหมือนกับในแนวแกน x จากกฎของสมการต่อเนื่อง (Continuity Equation) จะได้ว่า

$$(q_{x,i} - q_{x,o}) + (q_{y,i} - q_{y,o}) = -sW^2 \frac{\partial h}{\partial t} \quad (10.9)$$

เมื่อ s เป็น Storage Coefficient แทนค่า q ลงในสมการ 10.9

$$-T_x \frac{(\partial h/\partial x)_i - (\partial h/\partial x)_o}{w} - T_y \frac{(\partial h/\partial y)_i - (\partial h/\partial y)_o}{w} = -S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (10.10)$$

ถ้าค่าของ W มีค่าน้อยมาก จะได้ว่า

$$T_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + T_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (10.11)$$

สมการที่ 10.11 เป็นสมการ Partial Differential ของการไหลของน้ำใต้ดินแบบ Unsteady ในแนวราบ

ถ้าพิจารณาในทิศทางของ x, y และ z วิธีการวิเคราะห์เหมือนกับการวิเคราะห์การไหลของน้ำใต้ดินในแนวราบ และได้สมการดังนี้

$$K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (10.12)$$

เมื่อ S_s เป็นค่าของ Specific Storage ซึ่งหมายถึงน้ำใต้ดินหนึ่งหน่วยปริมาตรที่ถูกปล่อยออกจาก Aquifer ที่อิ่มตัว โดยที่ Hydraulic Head ลดลงไปหนึ่งหน่วย

ถ้าอัตราการไหลคงที่, $\frac{\partial h}{\partial t} = 0$ จะได้ว่า

$$K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (10.13)$$

และสำหรับ Aquifer ที่มีคุณสมบัติแบบ Homogeneous และ Isotropic สมการที่ 10.13 จะเปลี่ยนรูปเป็น

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (10.14)$$

สมการที่ 10.14 เป็นสมการ Laplace สำหรับ Potential Flow

10.6.2 Radial Coordinates สำหรับการไหลของน้ำใต้ดินเข้าสู่บ่อสูบทุกทิศทุกทาง เราจะทำการวิเคราะห์สมการต่างๆ ที่กล่าวมาแล้วโดยใช้ Radial Coordinate ถ้า Aquifer มีคุณสมบัติแบบ Homogeneous และ Isotropic ฉะนั้นสมการที่ 10.11 สามารถเขียนให้อยู่ในรูปของ Radial Coordinates ได้ว่า

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (10.15)$$

เมื่อ r เป็น Radial Coordinate วัดจากบ่อสูบ และสำหรับการไหลของน้ำใต้ดินแบบ Steady สมการที่ 10.15 จะได้ว่า

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \quad (10.16)$$

10.7 น้ำใต้ดินและชลศาสตร์ของบ่อบาดาล

กฎของ Darcy และสมการเบื้องต้นสามารถนำไปใช้แก้ปัญหาของน้ำใต้ดินได้ เราสามารถหาค่าของ Storage Coefficient, Transmissivity ได้จากการลองสูบน้ำจากบ่อบาดาล ยิ่งไปกว่านั้นถ้าเราทราบลักษณะของ Aquifer เรายังสามารถคำนวณหาระดับน้ำใต้ดินที่ลดลงเมื่อมีการสูบน้ำได้ด้วย

10.7.1 การไหลแบบคงที่และทิศทางเดียว (Steady Unidirectional Flow)

การไหลแบบ Steady จะเกิดขึ้นได้เมื่อปริมาณน้ำที่ถูกสูบหรือไหลออกจากบ่อบาดาลเท่ากับปริมาณที่ไหลเข้าสู่ Aquifer ฉะนั้นจะไม่มี การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำใต้ดิน ตามเวลาการไหลแบบนี้จะไม่เกิดขึ้นบ่อยนักตามธรรมชาติเช่น การสูบน้ำออกจาก Leaky Aquifer หลังจากได้มีการสูบมาเป็นเวลานาน ในทางปฏิบัติเราอาจสมมติว่า Aquifer มีการไหลแบบ Steady เมื่อระดับน้ำใต้ดินมีการเปลี่ยนแปลงไปน้อยมากตามเวลา

1. Confined Aquifer สมมติให้น้ำใต้ดินไหลด้วยความเร็ว v ในทิศทางของแกน x ใน Confined Aquifer ที่มีความหนาสม่ำเสมอ จากสมการที่ 10.14 จะได้

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = 0 \quad (10.17)$$

ทำการอินทิเกรต 2 ครั้ง

$$h = C_1x + C_2 \quad (10.18)$$

เมื่อ h เป็น Head เหนือระดับอ้างอิง, C_1 และ C_2 เป็นค่าคงที่ที่ได้จากการอินทิเกรต

สมมติว่า $h=0$ เมื่อ $x=0$ และ $\frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{v}{K}$ จะได้

$$h = \frac{vx}{K} \quad (10.19)$$

แสดงว่า Head ลดลงด้วยอัตราคงที่ ดังแสดงในรูปที่ 10.9

2. Unconfined Aquifer ในการวิเคราะห์ Dupuit ได้ตั้งข้อสมมติฐานไว้ดังนี้

1) ความเร็วของการไหลเป็นสัดส่วนกับค่า Tangent ของ Hydraulic Gradient แทนที่จะเป็นสัดส่วนกับค่าของ Sine

2) ทิศทางการไหลอยู่ในแนวราบ และการไหลมีความคงที่สม่ำเสมอตลอดหน้าตัดตามแนวยาว

ในรูปที่ 10.10 อัตราการไหลต่อหนึ่งหน่วยความกว้างผ่านพื้นที่หน้าตัดตามแนวยาว สามารถหาได้จากสมการต่อไปนี้คือ

$$q = -Kh \frac{dh}{dx} \quad (10.20)$$

เมื่อ K เป็นค่าของ Hydraulic Conductivity, h เป็นความสูงของระดับ Water Table เหนือชั้นดินที่น้ำซึมผ่านไม่ได้และอยู่ในแนวราบ, x เป็นทิศทางของการไหล ทำการอินทิเกรตสมการ 10.20 จะได้

$$qx = -\frac{K}{2} h^2 + C \quad (10.21)$$

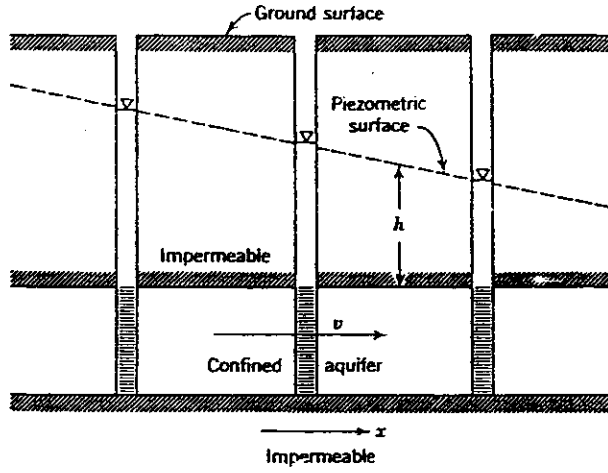
และถ้า $h = h_0$ เมื่อ $x = 0$

$$q = \frac{K}{2x} (h_0^2 - h^2) \quad (10.22)$$

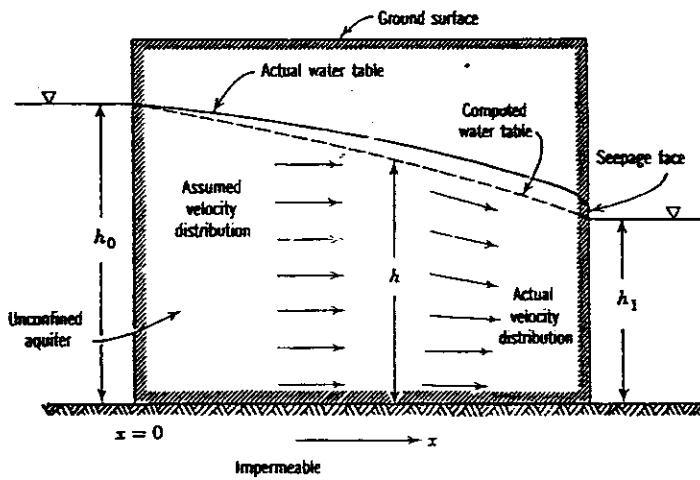
แสดงว่าระดับของ Water Table มีลักษณะโค้งแบบพาราโบลา

ตามทิศทางการไหลของน้ำ ค่าความลาดเทของ Water Table จะเพิ่มขึ้นทำให้ผลที่ได้จากการใช้ข้อสมมติฐานของ Dupuit มีความผิดพลาดมากขึ้น ทางด้านท้ายน้ำใกล้ทางออก Water Table ที่ได้จากการคำนวณกับ Water Table ที่เกิดขึ้นจริงห่างกันมากขึ้น

จากความจริงที่ว่า Water Table ที่เกิดขึ้นจริงจะอยู่เหนือ Water Table ที่ได้จากการคำนวณ เพราะ Dupuit สมมติว่า การไหลทั้งหมดอยู่ในแนวราบในขณะที่การไหลจริงบริเวณใกล้ระดับของ Water Table จะเกิดขึ้น 2 ทิศทางคือ ในแนวแกน x และ y ตรงบริเวณทางออกระดับของ Water Table จริงจะไม่ต่อเนื่องกับระดับของผิวน้ำอิสระ แต่จะอยู่เหนือระดับผิวน้ำอิสระ จึงทำให้เกิดการซึมของน้ำออกมา (Seepage) จากบริเวณดังกล่าว (ดูรูปที่ 10.10 ประกอบ) แต่อย่างไรก็ดี สมการของ Dupuit (สมการที่ 10.22) จะให้ผลใกล้เคียงกับความเป็นจริงในกรณีความลาดเทของ Water Table มีค่าน้อย



รูปที่ 10.9 การไหลแบบคงที่ทิศทางเดียวใน Confined Aquifer



รูปที่ 10.10 การไหลแบบคงที่ผ่าน Unconfined Aquifer ที่อยู่ระหว่างแหล่งน้ำ 2 แห่ง

3. Base Flow to Stream ตามรูปที่ 10.11 มีทางน้ำเปิด 2 สายที่ขนานกันและอยู่บนชั้นดินที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ ระหว่างทางน้ำเป็น Unconfined Aquifer ที่ผิวดินมีฝนตกหรือมีการให้น้ำแก่ Aquifer ด้วยอัตราคงที่ w และสม่ำเสมอทั้งทั้งพื้นที่

ตามข้อสมมติฐานของ Dupuit จะได้อัตราการไหลต่อหนึ่งหน่วยความกว้างคือ

$$q = -Kh \frac{dh}{dx} \quad (10.23)$$

และจากหลักการของสมการต่อเนื่อง

$$q = Wx \quad (10.24)$$

จากสมการที่ 10.23 และ 10.24

$$\begin{aligned} Kh \, dh &= -Wx \, dx \\ K \frac{h^2}{2} &= -W \frac{x^2}{2} + C \end{aligned} \quad (10.25)$$

พิจารณาจากรูปที่ 10.11 จะได้ว่า เมื่อ $h = h_a$, $x = a$ แทนค่าลงในสมการที่ 10.25 จะได้ค่า $C = \frac{K}{2} h_a^2 + W \frac{a^2}{2}$ ต่อจากนั้นแทนค่า C ลงในสมการที่ 10.25 จะได้

$$h^2 = h_a^2 + \frac{W}{K} (a^2 - x^2) \quad (10.26)$$

ความหมายของ h , h_a , a และ x ดูได้จากรูป และค่า K เป็นค่าของ Hydraulic Conductivity จากหลักการของ Symmetry และ Continuity

$$Q_b = 2a W \quad (10.27)$$

เมื่อ Q_b เป็นค่าของ Base Flow ที่ไหลเข้าสู่ทางน้ำเปิดแต่ละสาย ต่อหนึ่งหน่วยความยาวของทางน้ำเปิดนั้น หลักการของการวิเคราะห์ดังกล่าวใช้ในการออกแบบระยะทางระหว่างทางระบายน้ำในพื้นที่ทำการเกษตร

10.7.2 การไหลแบบคงที่เข้าสู่บ่อบาดาลทุกทิศทาง (Steady Radial Flow to Well) เมื่อสูบน้ำขึ้นจากบ่อบาดาล น้ำรอบๆ บ่อบาดาลในชั้นของ Aquifer จะเคลื่อนที่เข้าสู่บ่อบาดาล และทำให้ Water Table หรือ Piezometric Surface ลดลง ระยะของ Water Table หรือ Piezometric Surface ที่ลดลงจากระดับเดิมก่อนสูบน้ำเรียกว่า Drawdown โค้งของ Drawdown แสดงถึงการลดลงของ Water Table ตามระยะทางที่วัดจากบ่อบาดาล (ดูรูปที่ 10.12) ลักษณะของน้ำที่เคลื่อนที่เข้าสู่บ่อบาดาลทุกทิศทางเมื่อเกิด Drawdown จะเป็นรูปกรวยคล้ายลักษณะของน้ำวนแต่ไม่มีการหมุนวน เราเรียกว่า Cone of Depression ที่ระยะหนึ่งจากบ่อบาดาลที่มีระดับของ Water Table เท่ากับระดับของ Water Table เดิมก่อนสูบน้ำ เราเรียกระยะนั้นว่า Radius of Influence ซึ่งเป็นตัวกำหนดขนาดพื้นที่ที่ได้รับอิทธิพลจากการสูบน้ำขึ้นจากบ่อบาดาล

1. Confined Aquifer จากกรณีวิเคราะห์หาสมการการไหลจากรูปที่ 10.12 ต้องตั้งสมมติฐานว่า

- 1) บ่อถูกเจาะลงไปจนถึงชั้นดินที่น้ำซึมผ่านไม่ได้
- 2) น้ำไหลในแนวราบเข้าสู่บ่อทุกทิศทาง
- 3) Aquifer มีคุณสมบัติแบบ Homogeneous และ Isotropic
- 4) Piezometric Surface ก่อนสูบน้ำอยู่ในแนวราบ
- 5) สูบน้ำจากบ่อบาดาลด้วยอัตราคงที่ตลอดเวลา
- 6) ความหนา (b) ของ Aquifer สม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่
- 7) บ่อมีขนาดเล็ก ฉะนั้นปริมาณน้ำในบ่อบาดาลไม่ต้องนำมาพิจารณา
- 8) Aquifer ครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้างมาก

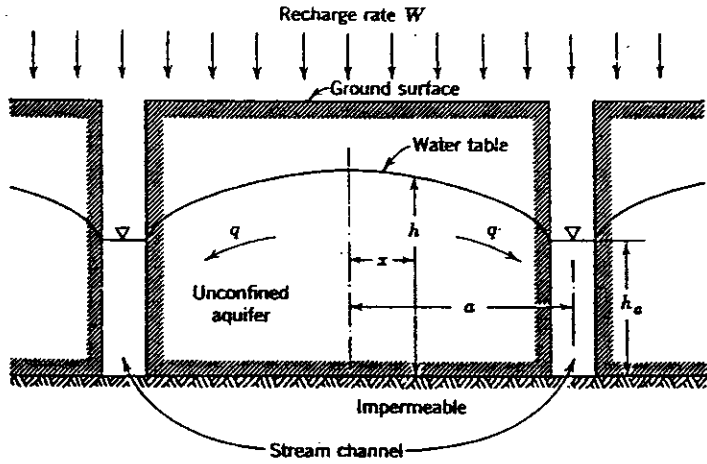
เพราะว่าการไหลของน้ำอยู่ในแนวราบและบ่อทำหน้าที่เหมือนเป็นจุดศูนย์กลางของวงกลม พิจารณาที่รัศมี r จากบ่อจะได้

$$Q = Av = -2\pi rbK \frac{dh}{dr} \quad (10.28)$$

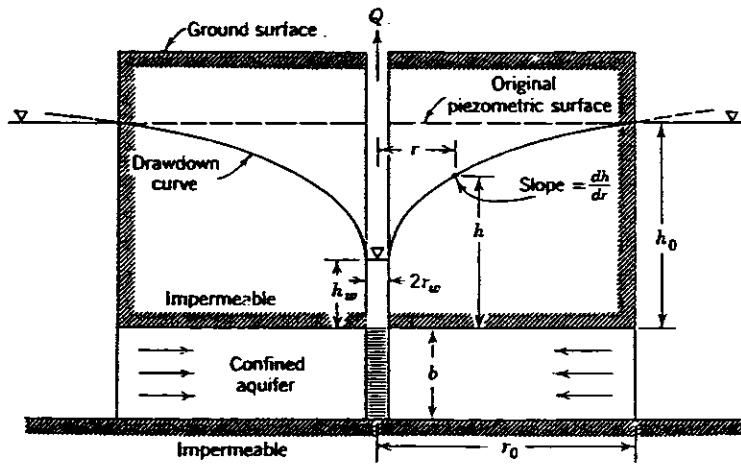
จัดสมการที่ 10.28 ใหม่ และทำการอินทิเกรตโดยใช้เงื่อนไขที่ว่า เมื่อ $h = h_w$, $r = r_w$

และเมื่อ $h = h_0$, $r = r_0$ จะได้

$$h_0 - h_w = \frac{Q}{2\pi K b} \ln \frac{r_0}{r_w} \quad (10.29)$$



รูปที่ 10.11 การไหลแบบคงที่สู่ลำน้ำ 2 สายที่ขนานกันจาก Unconfined Aquifer ที่มี Recharge สมำเสมอ



รูปที่ 10.12 การไหลแบบคงที่ทุกทิศทางสู่บ่อสูบน้ำที่เจาะลงใน Confined Aquifer ที่มีลักษณะเป็นเกาะ

$$Q = \frac{2 \pi K b (h_o - h_w)}{\ln (r_o / r_w)} \quad (10.30)$$

เครื่องหมายลบไม่ต้องนำมาพิจารณาด้วย และที่ระยะ r ใดๆ จากบ่อถ้ารู้ค่าของ h ดังนั้นสมการที่ 10.30 สามารถเขียนได้ใหม่ว่า

$$Q = \frac{2 \pi K b (h - h_w)}{\ln (r / r_w)} \quad (10.31)$$

$$\text{หรือ} \quad Q = 2 \pi K b \frac{(h_o - h)}{\ln (r_o / r)} \quad (10.32)$$

สมการที่ 10.31 เราเรียกว่า Equilibrium Equation หรือ Thiem Equation ซึ่งสามารถใช้หา K และ T ของ Aquifer ได้จากการทดลองสูบน้ำจากบ่อบาดาล โดยการขุดบ่อเพิ่มเติมขึ้นเพื่อทำการวัดค่าของ Drawdown ที่เกิดขึ้นจากการสูบน้ำจากบ่อบาดาล บ่อดังกล่าวเรียกว่า Observation Well ดังแสดงในรูป 10.13 ในทางปฏิบัติไม่ควรใช้ค่าของ r_w และ h_w ในการหาค่าของ K และ T เพราะการสูญเสียความสูงของน้ำเมื่อน้ำไหลผ่านตะแกรงกรอง (Screen) เข้าสู่บ่อจะทำให้ค่าของ h_w ผิดไป ด้วยเหตุนี้จึงควรใช้ข้อมูลจาก Observation Well 2 บ่อ และค่าของ T สามารถหาได้จากสมการต่อไปนี้

$$T = Kb = \frac{Q}{2 \pi (h_2 - h_1)} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (10.33)$$

$$\text{หรือ} \quad T = \frac{Q}{2 \pi (s_2 - s_1)} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (10.34)$$

ค่าของ h_1, h_2, s_1, s_2 ดูได้จากรูปที่ 10.13 การสูบน้ำด้วยอัตราคงที่ในช่วงเริ่มสูบต้องปล่อยเวลาให้ผ่านไปนานพอสมควร ก่อนที่จะมีการวัดค่าของ Drawdown เพื่อให้แน่ใจว่าการไหลแบบ Steady State ได้เกิดขึ้น และ Observation Well ควรจะอยู่ไกลกับบ่อบาดาล

1. Unconfined Aquifer ในการวิเคราะห์ใช้สมการของ Dupuit โดยข้อสมมติฐานส่วนใหญ่เหมือนกับในกรณีของ Confined Aquifer จากรูปที่ 10.14 สามารถหาอัตราการไหลได้ดังนี้

$$Q = -2 \pi Kh \frac{dh}{dr} \quad (10.35)$$

จัดสมการที่ 10.35 ใหม่ และทำการอินทิเกรตโดยใช้เงื่อนไขที่ว่า เมื่อ $h = h_w$, $r = r_w$

และเมื่อ $h = h_o$, $r = r_o$ จะได้

$$Q = \pi K \frac{h_o^2 - h_w^2}{\ln(r_o/r_w)} \quad (10.36)$$

ในทำนองเดียวกับกรณีของ Confined Aquifer จะได้สมการทั่วไปดังนี้

$$Q = \pi K \frac{h_2^2 - h_1^2}{\ln(r_2/r_1)} \quad (10.37)$$

$$K = \frac{Q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (10.38)$$

เนื่องจากการไหลในแนวคิ่งบริเวณใกล้บ่อมีการโค้งตัวของระดับน้ำอย่างชัดเจน ทำให้สมการที่ 10.38 ไม่สามารถอธิบายลักษณะของ Drawdown บริเวณนี้ได้แน่นอน และสมการที่ 10.38 เราสามารถใช้ประมาณค่าของ T ได้โดย

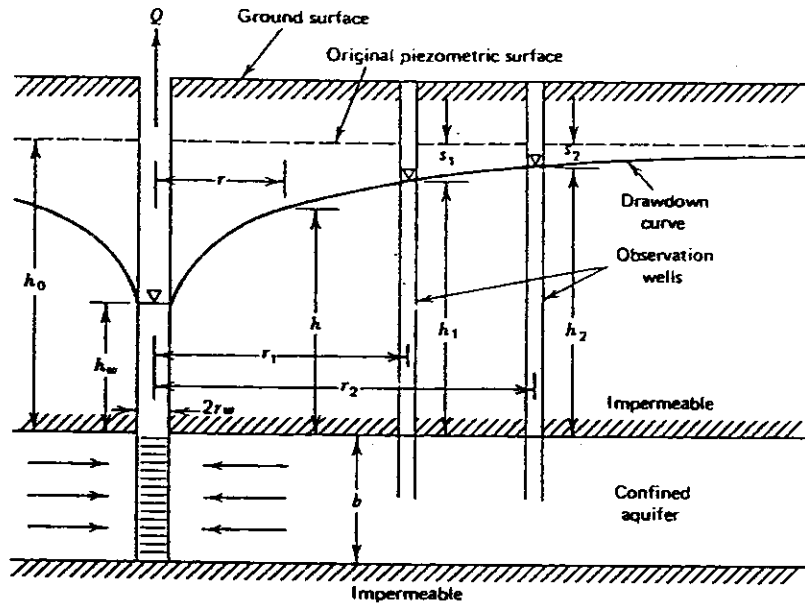
$$T \approx K \frac{h_1 + h_2}{2} \quad (10.39)$$

จากรูปที่ 4.14, $h_1 = h_o - s_1$ และ $h_2 = h_o - s_2$

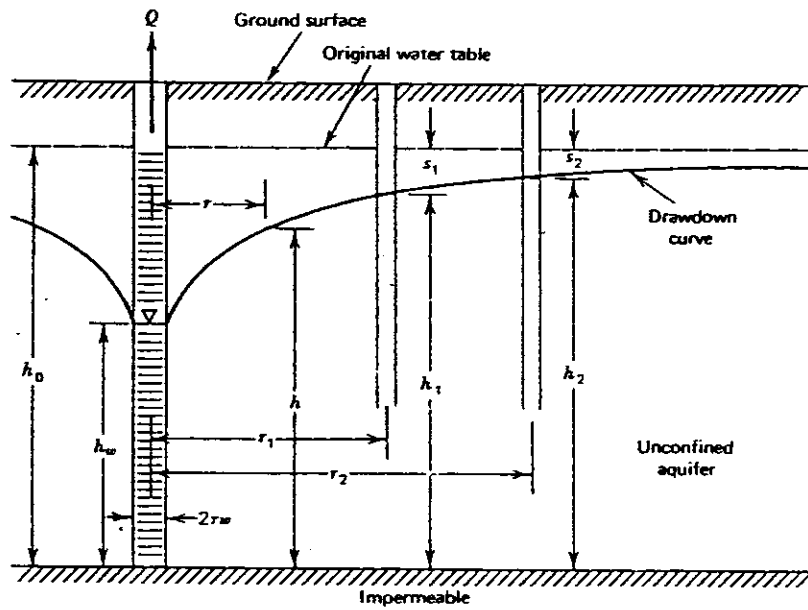
แทนค่าลงในสมการที่ 10.38, จะได้ค่า

$$T = K h_o = \frac{Q}{2\pi \left[\left(s_1 - \frac{s_1^2}{2h_o} \right) - \left(s_2 - \frac{s_2^2}{2h_o} \right) \right]} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (10.40)$$

เมื่อมีการเติมน้ำเข้าสู่ Unconfined Aquifer ทางผิวดินด้วยอัตราการที่ W อาจจะเป็นน้ำจากฝนหรือจากการชลประทาน ปริมาณการไหลใน Aquifer จะค่อยๆ เพิ่มขึ้นและมีปริมาณมากที่สุด (Q_w) ที่บ่อบาด จากรูปที่ 10.15



รูปที่ 10.13 การไหลทุกทิศทางเข้าสู่บ่อสูบน้ำที่เจาะลงใน Confined Aquifer ที่มีขนาดใหญ่



รูปที่ 10.14 การไหลทุกทิศทางเข้าสู่บ่อสูบน้ำที่เจาะลงใน Unconfined Aquifer

$$dQ = -2\pi r dr W \quad (10.41)$$

$$Q = -\pi r^2 W + C \quad (10.42)$$

ทำการหาค่า C โดยใช้เงื่อนไขว่า $r \rightarrow 0, Q = Q_w$

นำค่า C ไปแทนค่าในสมการที่ 10.42

$$Q = -\pi r^2 W + Q_w \quad (10.43)$$

แทนค่า Q ลงในสมการที่ 10.35 จะได้

$$-2\pi r Kh \frac{dh}{dr} = -\pi r^2 W + Q_w \quad (10.44)$$

ทำการอินทิเกรตและใช้เงื่อนไขที่ว่า $h = h_0, \text{ เมื่อ } r = r_0$

ในการหาค่า C จะได้

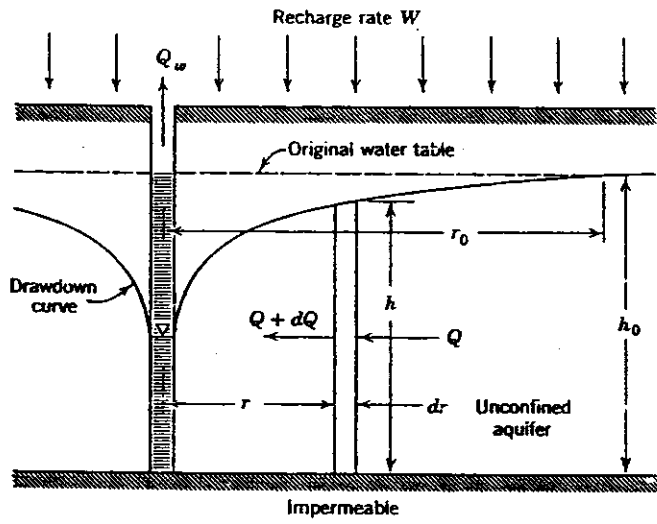
$$h_0^2 - h^2 = \frac{W}{2K} (r^2 - r_0^2) + \frac{Q_w}{\pi K} \ln \frac{r_0}{r} \quad (10.45)$$

สมการที่ 10.43 แทนค่า $Q = 0, \text{ เมื่อ } r = r_0$ จะได้

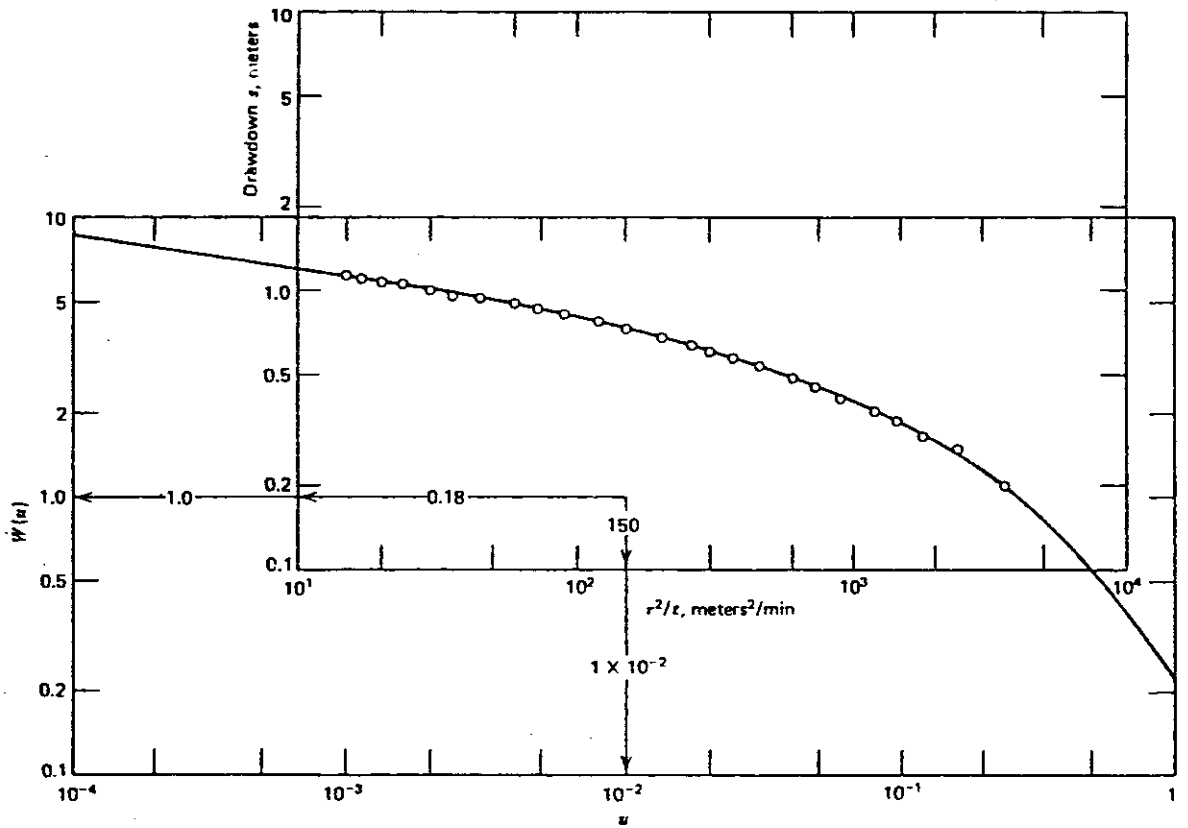
$$Q_w = \pi r_0^2 W \quad (10.46)$$

แสดงว่าปริมาณน้ำที่ไหลเข้าสู่บ่อทั้งหมดจะเท่ากับปริมาณ Recharge ภายในวงกลมที่มีรัศมีเท่ากับ r_0 นั่นเอง

ตัวอย่างที่ 10.1 บ่อสูบน้ำมีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลาง 20 เซนติเมตร สูบน้ำด้วยอัตราการที่ 2000 ลิตร/วินาที ทำการวัด Drawdown จาก Observation Well ที่อยู่ห่างจากศูนย์กลางของบ่อสูบน้ำ 1 เมตร และ 100 เมตร ได้เท่ากับ 10 เมตร และ 0.5 เมตร ตามลำดับ จงหาค่า Conductivity ของ Unconfined Aquifer นี้ สมมติให้ความหนาของชั้นดินที่อิ่มตัวมีค่าเท่ากับ 30 เมตร



รูปที่ 10.15 การไหลทุกทิศทางเข้าสู่บ่อสูบน้ำที่เจาะลงใน Unconfined Aquifer ที่มี Recharge สมำเสมอ



รูปที่ 10.16 ตัวอย่างการแก้สมการไม่สมมูลด้วยวิธีของ Theis

วิธีทำ

$$\begin{aligned}
 Q &= 2000 \text{ ลิตร/วินาที} = 2 \text{ ลบ.เมตร/วินาที} \\
 r_1 &= 1 \text{ เมตร และ } r_2 = 100 \text{ เมตร} \\
 h_1 &= h_0 - s_1 = 30 - 10 = 20 \text{ เมตร} \\
 h_2 &= h_0 - s_2 = 30 - 0.5 = 29.5 \text{ เมตร}
 \end{aligned}$$

จากสมการที่ 10.38

$$\begin{aligned}
 K &= \frac{Q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \ln \frac{r_2}{r_1} \\
 &= \frac{2}{\pi(29.5^2 - 20^2)} \ln \left(\frac{100}{1} \right) \\
 &= 0.00624 \text{ เมตร/นาที} \quad \text{ตอบ}
 \end{aligned}$$

ตัวอย่างที่ 10.2 บ่อสูบน้ำจาก Confined Aquifer ด้วยอัตราการคงที่ 1,200 ลิตร/นาที หลังจากสูบน้ำติดต่อกัน 600 นาที ทำการวัด Drawdown ที่ Piezometer ที่ระยะต่างๆ จะได้ผลดังนี้

ระยะของ Piezometer วัดจากศูนย์กลาง ของบ่อสูบ, เมตร	2	10	50	100	200
Drawdown, เมตร	7.25	4.75	2.5	1.50	0.50

จงหาค่า Transmissivity ของ Aquifer สมมติว่า Drawdown ไม่มีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา

วิธีทำ

จากสูตร

$$T = \frac{Q}{2\pi(s_1 - s_2)} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

ที่ Section 1

$$\begin{aligned}
 r_1 &= 2 \text{ เมตร,} & r_2 &= 10 \text{ เมตร} \\
 s_1 &= 7.25 \text{ เมตร,} & s_2 &= 4.75 \text{ เมตร} \\
 T &= \frac{1.2}{2\pi(7.25 - 4.75)} \ln \frac{10}{2} \\
 &= 0.132 \text{ เมตร}^2/\text{นาที}
 \end{aligned}$$

ที่ Section 2	r_1	=	10	เมตร,	r_2	=	50	เมตร
	s_1	=	4.75	เมตร,	s_2	=	2.5	เมตร
	T	=	$\frac{1.2}{2\pi(4.75-2.50)} \ln \frac{50}{10}$					
		=	0.1367					เมตร ² /นาที
ที่ Section 3	r_1	=	50	เมตร,	r_2	=	100	เมตร
	s_1	=	2.5	เมตร,	s_2	=	1.50	เมตร
	T	=	$\frac{1.2}{2\pi(2.50-1.50)} \ln \frac{100}{50}$					
		=	0.132					เมตร ² /นาที
ที่ Section 4	r_1	=	100	เมตร,	r_2	=	200	เมตร
	s_1	=	1.50	เมตร,	s_2	=	0.50	เมตร
	T	=	$\frac{1.2}{2\pi(1.50-0.50)} \ln \frac{200}{100}$					
		=	0.132					เมตร ² /นาที
ค่าเฉลี่ยของ Transmissivity		=	$\frac{1}{4}(0.132+0.1367+0.132+0.132)$					<u>ตอบ</u>

10.7.3 การไหลแบบไม่คงที่ การไหลแบบนี้ค่าของ Drawdown จะมีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลา และระยะของ Radius of Influence จะเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ ในการวิเคราะห์เราจะใช้ข้อสมมติฐานดังต่อไปนี้

1. Aquifer มีคุณสมบัติแบบ Homogeneous และ Isotropic
2. ความหนาของ Aquifer เท่ากันตลอด
3. Aquifer ครอบคลุมบริเวณกว้างไม่มีที่สิ้นสุด
4. ก่อนการสูบน้ำ Piezometric Surface หรือ Water Table อยู่ในแนวราบ
5. สูบน้ำด้วยอัตราการคงที่ตลอดเวลา
6. บ่อสูบถูกเจาะลงไปจนถึงชั้นดินที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ได้ Aquifer
7. การไหลใน Aquifer อยู่ในแนวราบทุกทิศทาง
8. บ่อมีขนาดเล็กมาก ฉะนั้นปริมาณน้ำในบ่อสูบไม่ต้องคำนึงถึง
9. เมื่อเริ่มสูบน้ำ Drawdown จะเกิดขึ้นทันที

ในหัวข้อนี้จะกล่าวเฉพาะกรณีของ Confined Aquifer เพียงกรณีเดียว จากสมการที่

10.15

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Theis ได้ทำการวิเคราะห์หาวิธีแก้สมการ โดยใช้เงื่อนไขที่ว่า $h = h_0$ เมื่อ $t = 0$ และ $H \rightarrow h_0$ เมื่อ $r \rightarrow \infty$ สำหรับ $t \geq 0$ และจะได้ว่า

$$S = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \quad (10.47)$$

เมื่อ s คือค่าของ Drawdown และ

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (10.48)$$

สมการที่ 10.47 เราเรียกว่า Nonequilibrium หรือ Theis Equation และทำการแก้สมการทางคณิตศาสตร์ จะได้

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left[-0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \times 2!} + \frac{u^3}{3 \times 3!} - \frac{u^4}{4 \times 4!} + \dots \right] \quad (10.49)$$

สมการ Nonequilibrium ใช้ในการหาค่า S และ T โดยการทดลองการสูบน้ำขึ้นจากบ่อ และเป็นที่ยอมรับกันอย่างกว้างขวางมากกว่าสมการ Equilibrium เพราะ (1) ใช้หาค่าของ Storage Coefficient ได้ (2) ใช้ Observation Well เพียงบ่อเดียว (3) ไม่ต้องเสียเวลารอให้เกิดการไหลแบบ Steady ในการสูบน้ำช่วงต้น เนื่องจากการนำเอาสมการที่ 10.47 หรือ 10.49 มาใช้ประโยชน์ในการหาค่า T และ S มีความยุ่งยากมาก จึงได้มีผู้คิดค้นวิธีที่ใช้หาค่า S และ T จากสมการดังกล่าว ซึ่งเป็นวิธีที่ง่ายและให้ผลเป็นที่น่าพอใจ

1. วิธีของ Thesis สมการที่ 10.47 สามารถเขียนให้อยู่ในรูปที่ง่ายได้ดังนี้

$$s = \left(\frac{Q}{4\pi T} \right) W(u) \quad (10.50)$$

เมื่อ $W(u)$ เป็นค่าของ Well Function ซึ่งอยู่ในรูปของ Exponential Integral และสมการที่ 10.48 เขียนใหม่ได้ว่า

$$\frac{r^2}{t} = \left(\frac{4T}{S}\right)u \quad (10.51)$$

Theis พบว่าความสัมพันธ์ระหว่าง $W(u)$ และ u ต้องเหมือนกับความสัมพันธ์ระหว่าง s และ $\frac{r^2}{t}$ ด้วยเหตุนี้ Theis จึงสามารถประมาณหาค่าของ S และ T ได้โดยใช้กราฟ

จากตารางที่ 10.2 ทำการพล็อตค่าของ $W(u)$ ลงในกระดาษกราฟ Logarithmic เราเรียกเส้นโค้งที่ได้ว่า Type Curve ต่อไปทำการพล็อตค่าของ s และ $\frac{r^2}{t}$ ลงบนกระดาษกราฟ Logarithmic ที่มีขนาดเดียวกัน ซ้อนกราฟของ s และ $\frac{r^2}{t}$ ลงบนกราฟของ $W(u)$ และ u ทำการเลื่อนกระดาษกราฟ โดยให้แกนของ Coordinate ขนานกันจนได้จำนวนของจุดที่เกิดจากค่า s และ $\frac{r^2}{t}$ ทับอยู่บน Type Curve มากที่สุด ต่อจากนั้นทำการเลือกจุดใดๆ ก็ได้หนึ่งจุด อ่านค่าของ $W(u)$, u , s และ $\frac{r^2}{t}$ ให้สอดคล้องกับจุดที่เลือก ดังแสดงในรูปที่ 10.16 และนำค่าเหล่านั้นไปหา S และ T โดยใช้สมการที่ 10.50 และ 10.51 ควรพล็อตค่าของ s และ $\frac{r^2}{t}$ ลงบนกราฟที่โปร่งแสง เพื่อให้ง่ายต่อการสังเกต เมื่อนำไปทับบน Type Curve

ตัวอย่างที่ 10.3 บ่อสูบน้ำบาดาลจาก Confined Aquifer ด้วยอัตราการที่ 2500 ลบ.เมตร/วัน ทำการวัด Drawdown จาก Observation Well ซึ่งอยู่ห่างจากบ่อสูบ 60 เมตร ข้อมูลของ s และ t ที่ทำการบันทึกได้แสดงไว้ในตารางที่ 10.3 จงหาค่า S และ T

วิธีทำ พล็อตค่าของ s และ $\frac{r^2}{t}$ ลงบนกระดาษกราฟ Logarithmic และทำการพล็อตค่าของ $W(u)$ และ u จากตารางที่ 10.2 ลงบนกระดาษกราฟ Logarithmic อีกแผ่นหนึ่งที่มีขนาดเดียวกัน ทำการซ้อนกราฟและเลื่อนไปมาจนได้ตำแหน่งที่ดีที่สุดดังที่ได้กล่าวมาแล้ว จากรูปที่ 10.16 อ่านค่าต่างๆ จากจุดที่เลือกได้ดังนี้

$W(u)$	=	1.00	เมตร
u	=	1×10^{-2}	
s	=	0.18	เมตร
และ			
$\frac{r^2}{t}$	=	150	เมตร ² /นาที
	=	216,000	เมตร ² /วัน

จากสมการที่ 10.50

$$\begin{aligned} T &= \frac{Q}{4\pi s} W(u) \\ &= \frac{2,500(1.00)}{4\pi(0.18)} = 1,110 \text{ เมตร}^2/\text{นาทีก} \quad \text{ตอบ} \end{aligned}$$

และจากสมการที่ 10.51

$$\begin{aligned} S &= \frac{4Tu}{r^2} \\ &= \frac{4(1,110)(1 \times 10^{-2})}{216,000} = 0.000206 \quad \text{ตอบ} \end{aligned}$$

2. วิธีของ Cooper-Jacob สำหรับ r ที่มีค่าน้อยและ t ที่มีค่ามาก จะทำให้ u มีค่าน้อย ดังนั้นเทอมในวงเล็บที่อยู่ด้านขวาของสมการที่ 10.49 จะเหลือเป็น $-0.5772 - \ln u$ แทนค่า u ลงไปในสมการที่ 10.49 จะได้

$$\begin{aligned} s &= \frac{Q}{4\pi T} (-0.5772 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt}) \\ s &= \frac{2.30Q}{4\pi T} \log 2.25 \frac{Tt}{r^2 S} \quad (10.52) \end{aligned}$$

ถ้าพล็อตค่า s และค่า Logarithm ของ t ลงในกระดาษกราฟ Semilogarithmic จะได้เส้นตรงดังแสดงในรูปที่ 10.17 ถ้าให้ $t = t_0$ เมื่อ $s = 0$ โดยค่า t_0 สามารถหาได้จากกราฟ จะได้ว่า

$$0 = \frac{2.30Q}{4\pi T} \log 2.25 \frac{Tt_0}{r^2 S} \quad (10.53)$$

$$\log 2.25 \frac{Tt_0}{r^2 S} = 0$$

$$2.25 \frac{Tt_0}{r^2 S} = 1 \quad (10.54)$$

$$S = 2.25 \frac{Tt_0}{r^2 S} \quad (10.55)$$

ตารางที่ 10.2 ค่าของ $W(u)$ สำหรับค่าของ u

u	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0
\times	0.219	0.049	0.013	0.0038	0.0011	0.00036	0.00012	0.000038	0.000012
\times	1.82	1.22	0.91	0.70	0.56	0.45	0.37	0.31	0.26
\times	4.04	3.35	2.96	2.68	2.47	2.30	2.15	2.03	1.92
\times	6.33	5.64	5.23	4.95	4.73	4.54	4.39	4.26	4.14
\times	8.63	7.94	7.53	7.25	7.02	6.84	6.69	6.55	6.44
\times	10.94	10.24	9.84	9.55	9.33	9.14	8.99	8.88	8.74
\times	13.24	12.55	12.14	11.85	11.63	11.45	11.29	11.16	11.04
\times	15.54	14.85	14.44	14.15	13.93	13.75	13.60	13.46	13.34
\times	17.84	17.15	16.74	16.46	16.23	16.05	15.90	15.78	15.65
\times	20.15	19.45	19.05	18.76	18.54	18.35	18.20	18.07	17.95
\times	22.45	21.76	21.35	21.08	20.84	20.66	20.50	20.37	20.25
\times	24.75	24.06	23.65	23.36	23.14	22.96	22.81	22.67	22.55
\times	27.05	26.36	25.96	25.67	25.44	25.26	25.11	24.97	24.88
\times	29.38	28.66	28.26	27.97	27.75	27.56	27.41	27.28	27.16
\times	31.66	30.97	30.56	30.27	30.05	29.87	29.71	29.58	29.46
\times	33.96	33.27	32.86	32.58	32.35	32.17	32.02	31.88	31.76

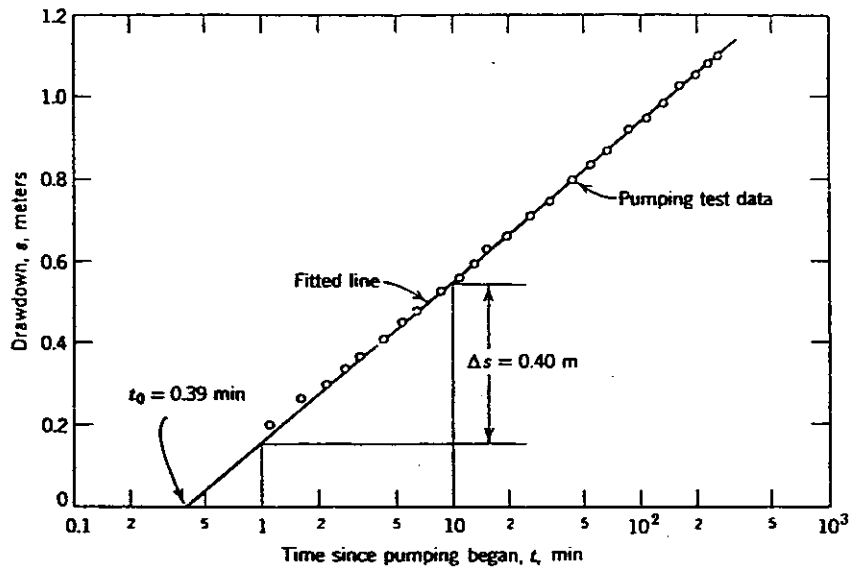
จากสมการที่ 10.52 ที่เวลา t_1 และ t_2 จะได้

$$s_1 = \frac{2.30Q}{4\pi T} \log 2.25 \frac{T t_1}{r^2 S} \quad (10.56)$$

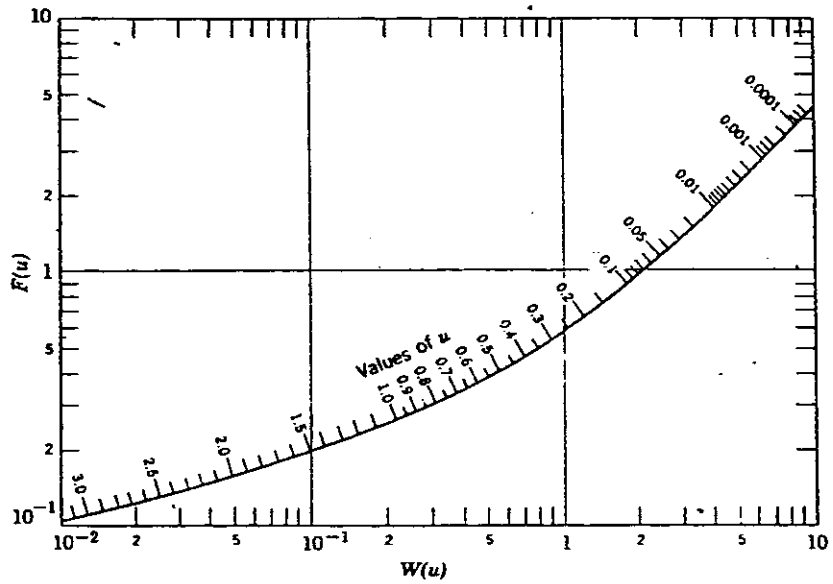
$$\text{และ } s_2 = \frac{2.30Q}{4\pi T} \log 2.25 \frac{T t_2}{r^2 S} \quad (10.57)$$

ตารางที่ 10.3 ข้อมูลที่ได้จากการทดลองสูบน้ำ

t , นาที	($r = 60$ ม.) s , ม.	$\frac{r^2}{t}$, ม. ² /นาที
0	0	∞
1.0	0.20	3600
1.5	0.27	2400
2.0	0.30	1800
2.5	0.34	1440
3.0	0.37	1200
4	0.41	900
5	0.45	720
6	0.48	600
8	0.53	450
10	0.57	360
12	0.60	300
14	0.63	257
18	0.67	200
24	0.72	150
30	0.76	120
40	0.81	90
50	0.85	72
60	0.90	60
80	0.93	45
100	0.96	36
120	1.00	30
150	1.04	24
180	1.07	20
210	1.10	17
240	1.12	15



รูปที่ 10.17 ตัวอย่างการแก้สมการไม่สมดุขด้วยวิธีของ Cooper-Jacob



รูปที่ 10.18 ความสัมพันธ์ระหว่าง $F(u)$, $W(u)$ และ u

สมการ 10.57 ลบด้วยสมการที่ 10.56

$$\Delta s = s_2 - s_1 = \frac{2.30Q}{4\pi T} \log \frac{t_2}{t_1} \quad (10.58)$$

ถ้า $\frac{t_2}{t_1} = 10$

จะได้ $\log \frac{t_2}{t_1} = 1$

จะได้ $\Delta s = \frac{2.30Q}{4\pi T}$

$$T = \frac{2.30Q}{4\pi \Delta s} \quad (10.59)$$

ค่า Δs เป็นผลต่างของ Drawdown ต่อหนึ่ง Cycle ของแกน Logarithm (ดูรูปที่ 10.17 ประกอบ) วิธีนี้จะให้ผลที่ถูกต้องมากเมื่อ u มีค่าน้อยกว่า 0.01

10.11

ตัวอย่างที่ 4.4 ใช้ข้อมูลจากตารางที่ 10.3 หาค่าของ S และ T โดยวิธีของ Cooper-Jacob

วิธีทำ พล็อตค่า s และ t ลงในกระดาษกราฟ Semilogarithmic ในรูปที่ 10.17 ทำการหาค่า Δs และ t_0 จะได้

$$\begin{aligned} \Delta s &= 0.40 \text{ เมตร} \\ \text{และ} \quad t_0 &= 0.39 \text{ นาที} \\ &= 2.70 \times 10^{-4} \text{ วัน} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{จากสมการที่ 10.59} \quad T &= \frac{2.3Q}{4\pi \Delta s} \\ &= \frac{2.3(2,500)}{4\pi (0.40)} = 1,144 \text{ ม.}^2/\text{วัน} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{และจากสมการที่ 10.55} \quad S &= 2.25 \frac{T t_0}{r^2} \\ &= \frac{2.25(1,144) \times 2.70 \times 10^{-4}}{(60)^2} \\ &= 0.000193 \end{aligned}$$

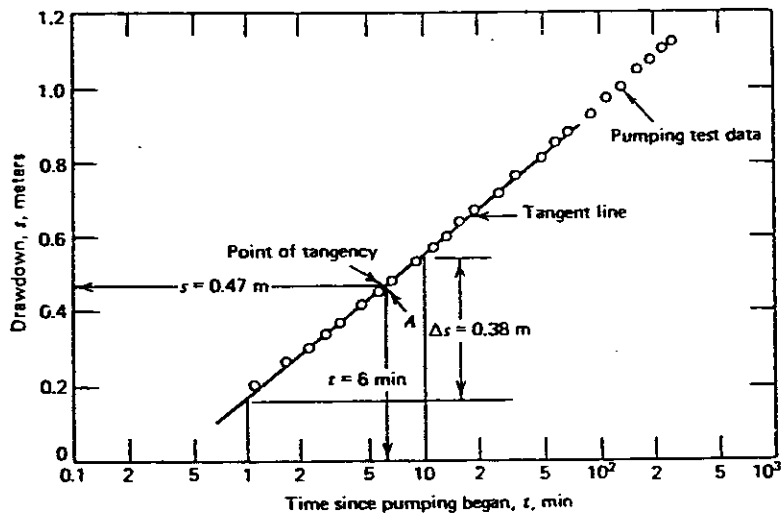
ตอบ

3. วิธีของ Chow วิธีของ Chow ไม่จำกัดค่าของ u และความสัมพันธ์ระหว่าง s และ t ไม่จำเป็นต้องลากเส้นตรง ทำการพล็อตค่าของ s และ t ลงบนกระดาษกราฟ Semilogarithmic เหมือนวิธีของ Cooper-Jacob ลากเส้นโค้งตามจุดที่พล็อตได้ เลือกจุดใดจุดหนึ่งบนส่วนโค้งที่พล็อต อ่านค่าของ s และ t ต่อไปลากเส้นตรงสัมผัสจุดที่เลือกไว้ และหาค่าของ Δs ต่อหนึ่ง Cycle ของ Logarithm ของเวลา หาค่า $F(u)$ จาก

$$F(u) = \frac{s}{\Delta s} \tag{10.60}$$

นำค่า $F(u)$ ไปหาค่าของ $W(u)$ และ u จากรูปที่ 10.18

ต่อจากนั้นก็ทำการหาค่า T จากสมการที่ 10.50 และค่าของ S จากสมการที่ 10.51



รูปที่ 10.19 ตัวอย่างการแก้สมการไม่สมดุลด้วยวิธีของ Chow

ตัวอย่างที่ 4.5 ในรูปที่ 10.19 ใช้ข้อมูลจากตารางที่ 10.3 และที่จุด A ซึ่งเป็นจุดที่เลือกขึ้นเอง ให้ $t = 6$ นาที $= 4.2 \times 10^{-3}$ วัน และ $s = 0.47$ เมตร เส้นตรงที่ลากสัมผัสจุด A ให้ค่าของ $\Delta s = 0.38$ เมตร

จากรูปที่ 4.18 เมื่อ $F(u) = 1.24$ จะให้

$$W(u) = 2.75 \quad \text{และ} \quad u = 0.038$$

$$T = \frac{Q}{4\pi s} W(u)$$

$$= \frac{2,500}{4\pi(0.47)} 2.75 = 1,160 \text{ เมตร}^2/\text{วัน} \quad \text{ตอบ}$$

และ $S = \frac{4Ttu}{r^2}$

$$= \frac{4(1,160)(4.2 \times 10^{-3})(0.038)}{(60)^2}$$

$$= 0.000206 \quad \text{ตอบ}$$

ตัวอย่างที่ 10.6 บ่อน้ำได้ดินแห่งหนึ่งสูบน้ำด้วยอัตราการไหล 1,500 ลบ.เมตร/วัน จาก Confined Aquifer ซึ่งมี Storage Coefficient เท่ากับ 4×10^{-4} และ Transmissibility เท่ากับ 208.8 ม.²/วัน จงหา (ก) Drawdown ที่ระยะ 3.0 เมตร จากบ่อสูบภายหลังที่สูบน้ำขึ้นมาได้นาน 1 ชม. และ (ข) Drawdown ที่ระยะ 495 เมตร ภายหลังสูบน้ำขึ้นมาได้นาน 2 วัน

วิธีทำ $Q = 1500 \text{ m}^3/\text{day}, \quad S = 4 \times 10^{-4}$

$$T = 208.8 \text{ m}^2/\text{day}$$

ก) เมื่อ $r = 3.0 \text{ m}$ และ $t = 1.0$ ชั่วโมง

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} = \frac{3^2 \times 4 \times 10^{-4}}{4 \times 208.8 \times (1/24)}$$

$$= 1.03 \times 10^{-4}$$

จากตารางที่ 10.2 เมื่อ $u = 1.03 \times 10^{-4}$

จากตารางที่ 10.2 เมื่อ $u = 1.03 \times 10^{-4}$

จะได้ $W(u) = 8.61$

จากสมการ $T = \frac{Q}{4\pi s} W(u)$

$$s = \frac{1500 \times 8.61}{4\pi \times 208.8} = 4.92 \text{ เมตร}$$

ตอบ

ข) เมื่อ $r = 495$ เมตร และ $t = 2$ วัน

$$u = \frac{(495)^2 \times 4 \times 10^{-4}}{4 \times 208.8 \times 2} = 5.87 \times 10^{-2}$$

จากตารางที่ 10.2 เมื่อ $u = 5.87 \times 10^{-2}$

จะได้ $W(u) = 2.32$

จากสมการ $s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$

$$= \frac{1500 \times 2.32}{4\pi \times 208.8} = 1.33 \text{ เมตร}$$

ตอบ

เอกสารอ้างอิง

1. วิชา รุ่งคิดกโรจน์, “อุคฺุณิยมวិทยหะเบ็องตั้น” เอกสาร์วិขหะการ เลขที่ 551.5-02-2537, กองการศึภกษาและวិจัย ทรุมอุคฺุณิยมวិทยหะ.
2. ดร. วีระพล เต้สมบัตติ, “หลัภอุทกวិทยหะ”, ภหะวិขหะวិศวทรรมทรัภยการน้หะ คณะวិศวทรรมศาสตรั มหาวិทยหะลัยเกษตรศาสตรั ทรูภทพมทหะนทร, 1983.
3. สุเทพ ดิงศภทัภยั และ เคนซากุ นาคาคะ, “คู้ม็ืออุทกวิทยหะล้สำหรับงานชลประทหะน”, สมหะคณส่งเสริมความรู้ค้ันเทคณิคระหว้างประทหะศ, 1978.
4. นาวาโท ไสว สุวทรรมพงศั, “คู้ม็ือเคร็องม็ือตรวจอหะกาศ”, ทรุมอุคฺุณิยมวิทยหะ ส้ันภกนหะยภร้ฐมนตรั, 1971.
5. D.K. Todd, “Ground Water Hydrology”, John Wiley and Sons, Second Edition, 1980.
6. Donald M. Gray (Editor in Chief), “Handbook on The Principle of Hydrology”, Water Information Centre, Inc. Washington, USA.
7. E.F. Schulz, “Problem in Applied Hydrology”, Water Resources Publications Fort Collins, Colorado 80521, USA., 1973.
8. E.M. Wilson, “Engineering Hydrology”, English Language Book Society and Macmillan, Third Edition, 1983.
9. J. Doorenbos, “Agro-Meteorological Field Stations”, Food and Agriculture Organization of The United Nations.
10. K.N. Mutreja, “Applied Hydrology”, Tata McGraw Hill Publishing Company, India, 1990.
11. R.K. Linsley, J.L.H. Paulhus, “Hydrology for Engineering”, McGraw-Hill, New York, Second Edition, 1975.
12. R.K. Linsley, M.A. Kohler, and J.L.H. Paulhus, “Applied Hydrology”, McGraw-Hill, New York, 1949.
13. United Nations, “The Use and Interpretation of Hydrologic Data”, Water Resources Series No. 34.
14. Ven Te Chow and et al., “Applied Hydrology”, McGraw Hill Book Company, Newyork, 1988.
15. Vijay P. Singh, “Elementary Hydrology”, Prentice Hail, Englewood Cliff, NJ 07632, USA., 1992.
16. Warren Viessman, Jr., John w. Knapp, Gray L. Lewis and Terence E. Harbaugh. “Introduction to Hydrology”, Harper and Row Publishers, 1977.