โครงงานวิศวกรรมชลประทาน

(207499)

ที่ 19 / 2550

โปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรมบนเว็บ

Web Based Engineering Hydrology Calculator

ดำเนินงานโดย

นางสาวโชติกา จงเพิ่มวัฒนะผล

เสนอ

ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน

คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์

กำแพงแสน นครปฐม 73140

เพื่อความสมบูรณ์แห่งปริญญาวิศวกรรมศาสตรบัณฑิต (วิศวกรรมชลประทาน)

พ.ศ. 2550

ใบรับรองโครงงานวิศวกรรมชลประทาน

ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน

คณะวิศวกรรมศาสตร์ กำแพงแสน มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์

เรื่อง : โปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรมบนเว็บ

(Web Based Engineering Hydrology Calculator)

นามผู้จัดทำโครงการ นางสาวโชติกา จงเพิ่มวัฒนะผล

ได้พิจารณาเห็นชอบโดย

ประธานโครงการ ……..

(รศ.ดร.วราวุธ วุฒิวณิชย์)

...../...../.....

หัวหน้าภาควิชา ……..

(รศ.ดร.บัญชา ขวัญยืน)

...../...../.....

บทคัดย่อ

ชื่อเรื่อง : โปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรมบน เว็บ

โดย นางสาวโชติกา จงเพิ่มวัฒนะผล

อาจารย์ที่ปรึกษาโครงงาน .....

(รศ.ดร.วราวุธ วุฒิวณิชย์)

...../...../.....

โครงงานวิศวกรรมชลประทานนี้ มีวัตถุประสงค์เพื่อพัฒนาโปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรมบนเว็บ เพื่อให้นิสิต นักศึกษา และผู้สนใจทั่วไป ใช้ในการคำนวณหาคำตอบของปัญหาทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรม เพื่อให้สามารถเรียนรู้และเข้าใจเนื้อหาได้ดียิ่งขึ้น

โปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรมบนเว็บนี้ เป็นโปรแกรมที่เขียนโดยใช้ความรู้ จากหลายโปรแกรมด้วยกัน อาทิเช่น โปรแกรม Macromedia Dreamweaver 8 ช่วยในการจัดทำเว็บเพจ โปรแกรม Edit Plus ใช้ในการเขียนสคริปภาษา PHP ซึ่งเป็นส่วนของการคำนวณ อีกทั้งยังใช้ Microsoft Excels ช่วยในการรับข้อมูลเพื่อส่งไปคำนวณและเขียนกราฟต่างๆ ซึ่งการเขียนโปรแกรมนี้มีจุดประสงค์เพื่อ เป็นสื่อการเรียนรู้ทางด้านอุทกวิทยาวิศวกรรม ในหัวข้อ อุตุนิยมวิทยา (Basic Meteorology) น้ำจากอากาศ (Precipitation) การระเหยและการคายน้ำ การซึมลงดิน (infiltration) น้ำใต้ดิน (Groundwater) น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำ (Stream flow) การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า (Hydrograph Analysis) และ การเคลื่อนตัวของน้ำหลาก (Flood Routing) ที่ผู้สนใจสามารถใช้โปรแกรมคำนวณนี้ได้จาก http://pirun.ku.ac.th/~fengvwv/chotiga/ ทั้งยังช่วยคำนวณสมการต่างๆ ทางด้านอุทกวิทยาวิศวกรรมได้ง่ายและรวดเร็ว

Abstract

Title: Web Based Engineering Hydrology Calculator

By Miss Chotica Chongphermwatanaphol

Project adviser .....

(Assoc. Prof. Dr. Varawoot Vudhivanich)

...../...../.....

This Irrigation project has the main objective to develop the Web Based Engineering Hydrology Calculator. This calculator will be useful for students and other interesting persons in calculating the solutions for Engineering Hydrology problems in order to increase the learning process. This program uses many softwares including Macromedia Dream weaver 8 program to develop the webpage, Edit Plus program for writing PHP language script for calculation and Microsoft Excels to input data for calculation and draw graphs. This program is useful for learning the subject of Engineering Hydrology such as Basic Meteorology, Precipitation, Infiltration , Groundwater , Stream flow , Hydrograph Analysis and Flood Routing. Students and other interesting persons who are interest in this subject can find and use the calculator from the website http://pirun.ku.ac.th/~fengvwv/chotiga/ .This program can calculate Engineering Hydrology problems easily.

คำนิยม

โครงงานวิศวกรรมชลประทานฉบับนี้สำเร็จลุล่วงไปได้ เนื่องจากได้รับความช่วยเหลือจากหลายบุคคล ผู้เขียนขอขอบพระคุณ รศ.ดร.วราวุธ วุฒิวณิชย์ อาจารย์ที่ปรึกษาโครงงานวิศวกรรม ที่ให้ความอนุเคราะห์เป็นอย่างดี จนทำให้โครงงานวิศวกรรมชลประทานเล่มนี้สำเร็จได้

ขอกราบขอบพระคุณ บุพการี ญาติ พี่น้อง และ เพื่อนๆ วิศวกรรมชลประทาน (IRRE 60) ที่ให้กำลังใจและกำลังทรัพย์ ในการทำโครงงานวิศวกรรมชลประทานนี้มาตลอด

สุดท้ายนี้ผู้เขียนหวังว่าโครงงานวิศวกรรมชลประทานเล่มนี้คงเป็นประโยชน์แก่ผู้ที่สนใจและผู้ที่กำลังศึกษาเรื่องอุทกวิทยาวิศวกรรมเบื้องต้น ไม่มากก็น้อย ถ้าผิดพลาดประการใด ผู้เขียนต้องขออภัยมา ณ ที่นี้

นางสาวโชติกา จงเพิ่มวัฒนะผล

เมษายน 2551

สารบัญ

หน้า

บทคัดย่อ i

Abstract ii

คำนิยม iii

สารบัญ iv

สารบัญภาพ vi

บทที่ 1 บทนำ

บทนำ 1

วัตถุประสงค์ 1

ขอบเขตการศึกษา 2

บทที่ 2 การตรวจเอกสาร

2.1 อุตุนิยมวิทยา (Basic Meteorology) 3

2.2 น้ำจากอากาศ (Precipitation) 6

2.3 การระเหยและการคายน้ำ 7

2.4 การซึมลงดิน (infiltration) 11

2.5 น้ำใต้ดิน (Groundwater) 19

2.6 น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำ (Stream flow) 26

2.7 การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า (Hydrograph Analysis) 29

2.8 การเคลื่อนตัวของน้ำหลาก (Flood Routing) 31

สารบัญ (ต่อ)

หน้า

บทที่ 3 อุปกรณ์และวิธีการ 34

บทที่ 4 การแสดงผลและการวิเคราะห์ผล

4.1 ผลที่ได้จากการเขียนโปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาวิศวกรรม 36

4.2 โปรแกรมที่ช่วยในการคำนวณทางด้านอุทกวิยาวิศวกรรมบนเว็บ มีดังนี้ 37

บทที่ 5 สรุปและข้อเสนอแนะ 48

เอกสารอ้างอิง 49

ภาคผนวก

ก. สคริปโปรมแกรมการคำนวณค่าในเทอมต่างๆ ที่เกี่ยวกับความชื้นในบรรยากาศ 50

ข. สคริปโปรมแกรมการคำนวณการหาค่าของปริมาณน้ำฝนที่หายไป 3, 4, 5 และ6 สถานี 55

ค. สคริปโปรมแกรมการคำนวณสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ SCS 76

สารบัญภาพ

หน้า

รูปที่ 2.1.1 ส่วนประกอบของบรรยากาศ 3

รูปที่ 2.5.1 รูปตัดเปลือกโลกแสดงการเกิดน้ำใต้ดิน 19

รูปที่ 2.7.1 วิธีการแยก base flow ออกจากกราฟน้ำท่า 29

รูปที่ 4.1 แสดงหน้าเว็บไซท์ ซึ่งบอกรายละเอียด หัวข้อของรายวิชาอุทกวิทยา 36

รูปที่ 4.2 แสดงหน้าเว็บไซท์ ของการคำนวณสมการต่างๆ ในรายวิชาอุทกวิทยา 37

รูปที่ 4.3 แสดงหน้า การคำนวณค่าในเทอมต่างๆ ที่เกี่ยวกับความชื้นในบรรยากาศ 38

รูปที่ 4.4 แสดงหน้า การคำนวณการหาค่าของปริมาณน้ำฝนที่หายไป 39

รูปที่ 4.5 แสดงหน้า ตารางการคำนวณการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า 40

รูปที่ 4.6 แสดงตารางข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณหา
พารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Horton 41

รูปที่ 4.7 แสดงตารางข้อมูลที่ได้จากการคำนวณหา
พารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Horton 41

รูปที่ 4.8 แสดงตารางข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Philip 42

สารบัญภาพ (ต่อ)

หน้า

รูปที่ 4.9 แสดงตารางข้อมูลที่ได้จากการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Philip 42

รูปที่ 4.10 แสดงตารางข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Green-Ampt 43

รูปที่ 4.11 แสดงตารางข้อมูลที่ได้จากการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Green-Ampt 43

รูปที่ 4.12 แสดงตารางข้อมูลการวิเคราะห์
พารามิเตอร์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder 44

รูปที่ 4.13 แสดงตารางข้อมูลการการสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า
โดยวิธีของ Snyder 45

รูปที่ 4.14 แสดงหน้า การคำนวณการสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ SCS 46

รูปที่ 4.15 แสดงหน้า การคำนวณการวิเคราะห์การเคลื่อนตัว
ของน้ำหลากผ่านลำน้ำ โดยวิธี Muskingum 47

บทที่ 1 บทนำ

บทนำ

สภาวิจัยของสหรัฐอเมริกา (U.S. National Research Council, 1991) นิยามว่า “อุทกวิทยาเป็นศาสตร์ที่สนใจในเรื่องเกี่ยวกับน้ำบนโลก การเกิด การหมุนเวียน และ การแพร่กระจาย คุณสมบัติทางฟิสิกส์ และ เคมี และความสัมพันธ์กับสิ่งแวดล้อมซึ่งรวมถึงสิ่งมีชีวิต สาขาวิชานี้ครอบคลุมเรื่องราวทั้งหมดของน้ำบนโลก ”ความรู้ทางด้านอุทกวิทยานั้นเกิดมาจากความพยายามที่จะหาคำตอบของ 2 คำถาม ได้แก่ ฝนเกิดขึ้นได้อย่างไร และน้ำในแม่น้ำลำธารมาจากไหน

ในปัจจุบันนี้เว็บไซท์เป็นสื่อที่สำคัญอย่างมาก เนื่องจากมีการนำเสนอข้อมูลข่าวสารอย่างไร้ขีดจำกัด สามารถเปิดดูข้อมูลข่าวสารได้ตลอด 24 ชั่วโมงไม่ว่าจะอยู่ที่ใดก็ตาม เป็นการใช้เทคโนโลยีให้เกิดประโยชน์อย่างถูกทาง บวกกับการนำความรู้ในรายวิชาอุทกวิทยานี้มาใช้เป็นข้อมูลหลักของตัวโปรแกรมนี้ อีกทั้งยังสามารถใช้เว็บไซท์นี้ช่วยเป็นสื่อในการเรียนการสอน

การสร้างโปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยานี้ ได้แรงจูงใจมาจาก ความยากของรายวิชานี้ การคำนวณที่มีความซับซ้อน อีกทั้งมีความสนใจในเรื่องการเขียนเว็บไซท์อยู่แล้วเป็นทุนเดิม ซึ่งเมื่อได้รับคำแนะนำจากอาจารย์ที่ปรึกษาโครงการจึงตัดสินใจทำโครงการนี้ หวังจะให้เป็นประโยชน์ต่อผู้ที่ได้ลองอ่านเพื่อศึกษาหาความรู้ในรายวิชาอุทกวิทยา และวิธีการทำงานของตัวโปรกแกรมการคำนวณนี้ไม่มากก็น้อย

วัตถุประสงค์

1) เพื่อใช้เป็นสื่อในการเรียนการสอน ช่วยคำนวณในวิชาอุทกวิทยาทางวิศวกรรม
2) พัฒนาการเขียนเว็บด้วยภาษา PHP ศึกษาให้เข้าใจยิ่งขึ้น
3) เพื่อเพิ่มประสบการณ์ใหม่เพิ่มความรู้ สร้างศักยภาพให้ตนเอง
4) เพื่อเพิ่มความน่าสนใจเข้าไปในรายวิชาอุทกวิทยา
5) นำวิวัฒนาการและเทคโนโลยีใหม่ๆ เข้าไปใช้ประกอบกับรายวิชาอื่นได้อีก

ขอบเขตการศึกษา

1. อุตุนิยมวิทยา (Basic Meteorology)
2. น้ำจากอากาศ (Precipitation)
3. การระเหยและการคายน้ำ
4. การซึมลงดิน (infiltration)
5. น้ำใต้ดิน (Groundwater)
6. น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำ (Stream flow)
7. การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า (Hydrograph Analysis)
8. การเคลื่อนตัวของน้ำหลาก (Flood Routing)

สมการที่ใช้ในการสร้างโปรแกรมการคำนวณ

1. สมการของตัวแปรต่างๆ ที่เกี่ยวกับความชื้นในบรรยากาศ
2. สมการการหาค่าของปริมาณน้ำฝนที่หายไป
3. การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าด้วย S-curve
4. การหาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Horton (1939)
5. การหาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Philip (1957)
6. การหาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Green-Ampt (1911)
7. การวิเคราะห์พารามิเตอร์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder
8. การสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder
9. การสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ SCS (Us Soil Conservation Service)
10. การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านลำน้ำ โดยวิธี Muskingum

บทที่ 2 การตรวจเอกสาร

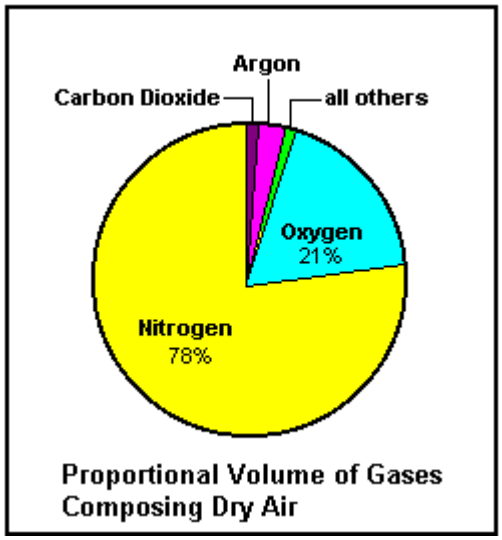
2.1 อุตุนิยมวิทยา (Basic Meteorology)

2.1.1 ส่วนประกอบของบรรยากาศ

ลมและการหมุนเวียนของบรรยากาศ

ลักษณะการเคลื่อนที่ของอากาศเหนือพื้นโลก กำหนดได้เป็น 2 แบบ คือ

- อากาศที่เคลื่อนที่ในแนวราบจากผลของความแตกต่างอากาศ เรียกว่า ลม (wind)
- อากาศที่เคลื่อนที่ในแนวตั้งจากผลความแตกต่างของก้อนอากาศกับอากาศภายนอก เรียกว่า กระแสอากาศ (current)



รูปที่ 2.1.1 ส่วนประกอบของบรรยากาศ

ที่มา : http://web1.dara.ac.th/daraspace/Data/Data_Darasart/SolarSystem/earth/polution.htm

2.1.2 ปัจจัยต่าง ๆ ที่มีผลต่ออุณหภูมิอากาศ

(1) ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ (quantity of solar radiation) การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอากาศจะมีความสัมพันธ์โดยตรงกับปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับ

(2) พื้นดินและพื้นน้ำ (land and water) พื้นดินจะร้อนและเย็นเร็วกว่าพื้นน้ำ ดังนั้น บริเวณที่เป็นพื้นดินจะมีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในรอบวันมากเมื่อเทียบกับบริเวณที่เป็นพื้นน้ำ

(3) ตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ (geographic position) บริเวณใกล้ชายฝั่งจะมีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิน้อยกว่าบริเวณที่อยู่ไกลออกไปเนื่องจากอิทธิพลของทะเลจะความคุมการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ

(4) ความสูงของพื้นที่ (altitude) บริเวณพื้นที่สูงความกดอากาศและความหนาแน่นของอากาศน้อยกว่าบริเวณพื้นที่ต่ำทำให้ดูดกลืนและสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ได้น้อยลง จึงมีผลให้พื้นดินได้รับรังสีดวงอาทิตย์มากขึ้นและอุณหภูมิอากาศสูงขึ้น ขณะที่กลางคืนจะมีการคายความร้อนได้เร็วกว่าอุณหภูมิเฉลี่ยของพื้นที่สูงจะมีค่าต่ำกว่าพื้นที่ต่ำ แต่มีความแตกต่างระหว่างกลางวันกับกลางคืนมากกว่า

(5) กระแสน้ำในมหาสมุทร (ocean current) หากบริเวณใดมีกระแสน้ำอุ่นหรือน้ำเย็นไหลเลียบชายฝั่งทวีปอุณหภูมิของอากาศบริเวณนั้นจะอุ่นหรือเย็นตามไปด้วย

2.1.3 ความชื้น (Humidity)

(1) ความชื้นสมบูรณ์ (Absolute Humidity : χ)

ความชื้นสมบูรณ์ (absolute humidity : χ) หมายถึง อัตราส่วนระหว่างมวลของไอน้ำ (m_w) ต่อปริมาณทั้งหมดของอากาศชื้น (V)

$$\chi = \frac{\mathrm{M_W}}{\mathrm{V}} \qquad \text{..... (1)}$$

และมีความสัมพันธ์กับไอน้ำโดย

$$\chi = \frac{e_a \cdot \mathrm{M_W}}{\mathrm{R} \cdot \mathrm{T}} \qquad \text{..... (2)}$$

โดยที่

e_a : ความดันไอน้ำจริง (kPa)

$\mathrm{M_W}$: น้ำหนักโมเลกุลของน้ำ (18.016 g. mol^{-1})

R : ค่าคงที่สากลของแก๊ส (8.314 kj. $kg^{-1}.mol^{-1}.K^{-1}$)

T : อุณหภูมิ (K)

(2) ความชื้นจำเพาะ (Specific Humidity : q_s)

ความชื้นจำเพาะ (specific humidity : q_s) หมายถึง อัตราส่วนระหว่างมวลของไอน้ำในอากาศชื้นต่อมวลอากาศทั้งหมด (kg. kg^{-1})

$$q_s = \frac{m_w}{m} = \frac{m_w}{m_w + m_d} \qquad \text{..... (3)}$$

และมีความสัมพันธ์กับไอน้ำโดย

$$q_s = \frac{0.622 \cdot e_a}{P - 0.378 \cdot e_a} \qquad \text{..... (4)}$$

โดยที่

m_d : มวลอากาศแห้ง (kg)

P : ความกดบรรยากาศ (kPa)

(3) Precipitable Water (W_p)

Precipitable Water (W_p) หมายถึง ปริมาณความชื้นทั้งหมดในชั้นของบรรยากาศโดยธรรมชาติ มีประโยชน์ในการนำไปหาปริมาณน้ำสูงสุดจากอากาศที่ตกลงสู่พื้นโลก หน่วยของ Precipitable Water มักนิยมใช้บอกเป็นความลึกเช่น มิลลิเมตร

$$W_p = 0.01 \cdot \int_{P_0}^{P} q_s \cdot dP \qquad \text{..... (5)}$$

โดยที่

W_p : ความลึกของ Precipitable Water (mm)

Q_s : ความชื้นจำเพาะ ($g. kg^{-1}$)

P : ความกดบรรยากาศ (mb)

2.2 น้ำจากอากาศ (Precipitation)

2.2.1 ความหมายของน้ำจากอากาศ

หมายถึงน้ำในลักษณะของเหลว หรือของแข็งรูปผลึก หรือของแข็งอสัณฐาน ซึ่งเกิดจากก้อนเมฆบนท้องฟ้า แล้วตกลงมายังพื้นโลก precipitation จะหมายรวมถึง ฝนละออง ฝน หิมะ ผลึกน้ำแข็งและลูกเห็บ

ลักษณะของการเกิดฝน

2.2.2 ฝนชนิดต่างๆ จัดแบ่งตามสาเหตุที่ทำให้เกิดฝน คือ

(1) ฝนเกิดจากการพาความร้อน (convective storm) มวลอากาศร้อนลอยตัวสูงขึ้น

(2) ฝนภูเขา (orographic storm) มวลอากาศที่อุ้มไอน้ำพัดจากทะเล ปะทะภูเขา จะลอยตัวสูงขึ้น

(3) ฝนพายุหมุน (cyclonic storm) ความกดอากาศสูงเคลื่อนไปสู่บริเวณความกดอากาศต่ำ มวลอากาศในบริเวณความกดอากาศต่ำลอยตัวสูงขึ้น

(4) ฝนในแนวอากาศ (frontal storm) มวลอากาศร้อนปะทะมวลอากาศที่มีอุณหภูมิเย็น มวลอากาศร้อนลอยตัวสูงขึ้น

2.2.3 ลักษณะของข้อมูลฝน

(1) ปริมาตร - ช่วงเวลา - ความถี่ของฝน (Volume - Duration - Frequency: VDF)

- ปริมาตร (volume) ปริมาณน้ำฝนทั้งหมดตลอดช่วงเวลาที่ฝนตก

- ช่วงเวลา (duration) เป็นความยาวนานของฝนที่ตกครั้งหนึ่ง ๆ

- ความถี่ของฝน (frequency) เหตุการณ์ที่ฝนจะมีช่วงเวลาการตกและปริมาณเท่ากับครั้งนั้น ๆ เกิดขึ้นบ่อยแค่ไหน

(2) ความเข้ม - ระยะเวลาการตก - ความถี่ (Intensity - Duration - Frequency: IDF)

การเลือกปริมาณน้ำฝนเพื่อใช้ในการออกแบบทางอุทกวิทยามักเลือกจากโค้งความสัมพันธ์ระหว่าง ความเข้มฝน ระยะเวลาการตก และความถี่ในการเกิด

สมการทางคณิตศาสตร์ของโค้ง IDF (Mathematical Representation of IDF curve)

$$i = \frac{a}{t_r + b} \qquad \text{..... (6)}$$

โดยที่

i : ความเข้มฝน (ความลึกต่อเวลา)

χ : ช่วงระยะเวลาการตกของฝน (เวลา)

a, b : ค่าคงที่เฉพาะของแต่ละพื้นที่และรอบปีการเกิดซ้ำ

ในการเลือกใช้ต้องกำหนดความถี่ในการเกิดของฝนหรือรอบปีการเกิดซ้ำและช่วงระยะเวลาการตกของฝน โดยจะพิจารณารอบปีการเกิดซ้ำมาก (มีโอกาสเกิดน้อย) หากสิ่งที่ออกแบบมีความสำคัญหรือมีความเสียหายรุนแรง หากปริมาณน้ำมีค่ามากกว่าที่ออกแบบไว้ ส่วนระยะเวลาการตกของฝนจะพิจารณาเท่ากับ time of concentration (ระยะเวลาที่น้ำจากจุดไกลสุดของพื้นที่ไหลมาถึงทางออก ซึ่งจะเป็นเวลาที่ทำให้เกิดปริมาณการไหลสูงสุด)

2.3. การระเหยและการคายน้ำ

2.3.1 กระบวนการระเหย (Evaporation Process)

การระเหยเกิดขึ้นเมื่อน้ำเปลี่ยนสถานะจากของเหลวกลายเป็นไอ การเปลี่ยนสถานะนี้ต้องใช้พลังงานจำนวนหนึ่ง เรียกว่าความร้อยแฝงของการกลายเป็นไอ (latent heat of vaporization) ในธรรมชาติแหล่งพลังงานนี้ได้แก่รังสีแสงอาทิตย์

2.3.2 การคายระเหย (Evapotranspiration)

การคายระเหย เป็นคำที่กล่าวถึงน้ำที่ระเหยโดยรวมทั้งที่ผ่านพืช และจากพื้นผิวอื่น ๆ

- การคายน้ำ (transpiration) คือการที่พืชสูญเสียน้ำออกไปในรูปไอน้ำ น้ำที่ระเหยออกจากพืชส่วนใหญ่จะระเหยสู่บรรยากาศทางปากใบ
- อัตราการคายน้ำ (transpiration ratio) เป็นอัตราส่วนระหว่างน้ำหนักของน้ำที่พืชใช้ทั้งหมดตลอดอายุของพืช ต่อ น้ำหนักของวัตถุแห้งทั้งหมดของพืช

2.3.2.1 การคายระเหยหรือปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิง (reference crop evapotranspiration)

แนวคิดของการคายระเหยนั้น ได้นำมาประยุกต์ใช้อย่างกว้างขวาง โดยเฉพาะอย่างยิ่งทางวิศวกรรมชลประทาน ในบางครั้งเทอม evapotranspiration มักใช้ในภาษาไทยว่า การใช้น้ำของพืช ซึ่งเกี่ยวข้องกับการหาปริมาณน้ำชลประทานที่พืชต้องการ ในขณะที่คำว่าการคายระเหยนั้นเป็นคำซึ่งใช้ทั่วๆ ไป ไม่เฉพาะเจาะจง ซึ่งมีเทอมที่ควรรู้จัก ดังนี้

- ศักย์การคายระเหย (potential evapotranspiration, ET_p) จากนิยามของกรมอุตุนิยมวิทยา ศักย์การคายระเหย (potential evapotranspiration) เป็นอัตราสูงสุดของปริมาณน้ำที่พืชคายออกมา (transpiration) รวมกับปริมาณน้ำที่ระเหยจากพื้นดินหรือพื้นน้ำ (evaporation) ในบริเวณที่มีพืชเตี้ยๆ หรือหญ้าปกคลุมอย่างสมบูรณ์และมีน้ำหล่อเลี้ยงไม่จำกัด
- การคายระเหยของพืชอ้างอิงหรือปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิง (reference crop evapotranspiration, ET_r หรือ ET_o) เป็นอัตราการคายน้ำรวมการระเหยจากพื้นผิวที่มีหญ้าสูง 8 ถึง 15 ซม. ปกคลุมสม่ำเสมอ ซึ่งหญ้านี้จะต้องเป็นช่วงกำลังเจริญเติบโตและปกคลุมเต็มพื้นผิวดิน และอยู่ในสภาพไม่ขาดน้ำ (Dorenbos et al., 1977)
- พืชอ้างอิง (reference crop) เป็นพืชที่มีความสูง 0.12 ม. มีค่าความต้านทานพื้นผิวคงที่ (surference resistance) 70 $s.m^{-1}$ และมีค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อน (allbedo) 0.23^4 (Allen et al., 1988)

ในการใช้งานในทางปฏิบัตินั้นเทอมของ potential evaotranspiration และ reference crop evapotranspiration นั้นแทบไม่มีความแตกต่างกันมากนัก กล่าวคือเป็นการคายระเหยของน้ำจากพื้นผิวที่มีพืชพรรณปกคลุม โดยที่มีปริมาณน้ำไม่จำกัด แต่เทอมของ reference crop evapotranspiration มีการระบุลักษณะของพืชพรรณที่ปกคลุมให้เป็นมาตรฐานอ้างอิง

2.3.2.2 การคายระเหยจริงหรือการใช้น้ำของพืชที่แท้จริง (actual evapotranspiration)

การหาปริมาณการคายระเหยจริงหรือการใช้น้ำของพืชที่แท้จริงนั้น มีความยุ่งยากกว่าการหาใช้น้ำของพืชอ้างอิง เนื่องจากมีปัจจัยของพืชและปริมาณความชื้นในดินเข้ามาเกี่ยวข้องด้วย ที่จะกล่าวต่อไปจะเลือกใช้คำ ปริมาณการใช้น้ำของพืช ในความหมายของ evapotranspiration เนื่องจากเป็นศัพท์ที่ใช้งานในทางวิศวกรรมชลปริทานที่พบเห็นได้บ่อยกว่า

- การใช้น้ำของพืช (crop evapotranspiration, ET_c) หรือ การใช้น้ำสูงสุด (maximum rvapotranspiration, ET_m) เป็นการนำปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับพืชมาพิจารณาทั้งชนิดของพืช และช่วงการเจริญเติบโตในระยะต่างๆ แต่ยังถือว่ามีปริมาณนำไม่จำกัด สามารถหาได้โดยการปรับค่าการใช้น้ำของพืชอ้างอิง ET_o ด้วยสัมประสิทธ์การใช้น้ำของพืชที่ช่วงระยะการเจริญเติบโตต่างๆ ดังสมการ

$$ET_c = K_c \cdot ET_o \qquad \text{..... (7)}$$

- สัมประสิทธิ์การใช้น้ำของพืช (crop coefficieno, K_c) เป็นค่าที่ขึ้นอยู่กับชนิดและอายุของพืช หาได้จาการทดลองวัดการใช้น้ำที่มีการปลูกหญ้า (พืชอ้างอิง) ET_o และพืชที่ต้องการหาค่าสัมประสิทธิ์ ET_c ซึ่งตั้งในบริเวณใกล้เคียงกันค่าสัมประสิทธิ์การใช้น้ำในช่วงการเจริญเติบโตช่วงใดช่วงหนึ่งหรือตลอดฤดูกาลเพาะปลูก คำนวณได้จากสมการ

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_o} \qquad \text{..... (8)}$$

- การใช้น้ำของพืชที่แท้จริง (actual evapotranspiration, ET_a) การหาใช้น้ำของพืชที่แท้จริงสามารถวัดได้โดยตรงจากเครื่อง lysimeter แต่เนื่องจากความยุ่งยากในการติดตั้งเครื่องมือทั้งในเรื่องค่าใช้จ่ายและเวลา การหาค่า ET_a มักจะใช้วิธีประมาณค่าโดยพิจารณาจากความชื้นที่มีอยู่ในดินและการปรับค่าการใช้น้ำของพืช ET_c ด้วยสัมประสิทธิ์การขาดน้ำของดิน (water stress coefficient, K_c) ดังสมการ

$$ET_a = K_s \cdot ET_a \qquad \text{..... (9)}$$

หรือเขียนในเทอมของ reference crop evapotranspiration ได้ดังสมการ

$$ET_a = K_s \cdot K_c \cdot ET_o \qquad \text{..... (10)}$$

2.3.3 การวัดปริมาณการคายน้ำ (Measurement of Transpiration)

เนื่องจากไม่สามารถที่จะทำการวัดปริมาณการคายน้ำในพื้นที่จำนวนหนึ่งในธรรมชาติ ได้คำนวณ หรือวัดปริมาณการคายน้ำ จะจำกัดเฉพาะเกี่ยวกับ ตัวอย่างเล็ก ๆ หรือพืชไม่กี่ต้นในห้องทดลองเท่านั้น การวัดปริมาณการคายน้ำในห้องทดลองอาจกระทำได้ดังนี้

ก. ทำการปลูกพืชในกระถางซึ่งผิวดินทำการป้องกันการระเหยของน้ำจากดิน นำกระถางที่ปลูกพืชนี้ไปใส่ในภาชนะที่ปิดทุกด้านไม่ให้ไอน้ำภายในออกไปหรือไม่ให้ไอน้ำจากภายนอกเข้ามาได้เมื่อทิ้งไว้ระยะหนึ่งก็ทำการวัดปริมาณไอน้ำที่เพิ่มขึ้นภายในภาชนะ จำนวนไอน้ำที่เพิ่มขึ้นในภาชนะดังกล่าวก็คือปริมาณไอน้ำที่เกิดจากการคายน้ำนั่นเอง

ข. การวัดปริมาณการคายน้ำส่วนมากใช้เครื่องมือที่เรียกว่า phytometer ซึ่งประกอบด้วยภาชนะบรรจุดินและทำการปลูกพืชในภาชนะนี้ ทำการปกคลุมดินเพื่อให้ความชื้นในดินที่หายไปได้เฉพาะเกิดจากการคายน้ำของพืชเท่านั้น จำนวนปริมาณความชื้นที่หายไปก็คือ ค่าประมาณของการคายน้ำซึ่งหาได้จาการชั่งน้ำหนักพืชและภาชนะเป็นระยะๆ โดยการพรวนดินและเติมน้ำลงไปในดินพร้อมกับทำการวัดหรือชั่งน้ำหนักดังกล่าวข้างต้น ก็ทำให้สามารถหาปริมาณการคายน้ำของพืชได้ตลอดอายุของพืช

2.3.4 การคายน้ำรวมการระเหย (Evapotranspiration)

การคายน้ำรวมกับการระเหยเป็นแฟคเตอร์เดียวกันซึ่งเป็นปริมาณการระเหยทั้งหมด ได้แก่ การระเหยจากผิวน้ำต่างๆ จากดิน หิมะ พืชและพื้นผิวอื่นๆรวมกับการคายน้ำของพืช สำหรับการคายน้ำรวมการระเหยหรือ evapotranspiration นั้นจะต่างกับการใช้น้ำของพืช (consumptive use) กล่าวคือ การใช้น้ำของพืชนอกจากจะรวมการระเหยทั้งหมดและการคายน้ำของพืชแล้ว ยังรวมถึงจำนวนน้ำที่ใช้ในการสร้างเนื้อเยื่อของพืชโดยตรงอีกด้วย ถึงแม้ว่าในด้านวิชาการจะมีความหมาย

แตกต่างกัน แต่ในทางปฏิบัติแล้วความแตกต่างกันนี้แทบไม่มีความหมาย เมื่อเปรียบเทียบกับความคลาดเคลื่อน อันเกิดจากการวัดดังนั้น โดยปกติจะพิจารณาการคายน้ำรวมการระเหยและการใช้น้ำของพืชเป็นเทอมเดียวกัน

ในการนำเอาการคายน้ำรวมการระเหยไปใช้ในการออกแบบระบบการชลประทาน เพื่อการส่งน้ำไปให้กับพืชในช่วงที่ขาดน้ำนั้น ส่วนมากจะเกี่ยวข้องกับการคำนวณหาการคายน้ำรวมการระเหยสูงสุด (potential evapotranspiration) และการใช้น้ำของพืช (consumptive use) คำว่าการคายน้ำรวมการระเหยสูงสุดซึ่งมีชื่อย่อว่า PET นั้นหมายถึง การคายน้ำรวมการระเหยที่เกิดขึ้น ในกรณีที่ความชื้นในดินมีให้กับพืชเต็มที่ตลอดเวลาถ้าหากความชื้นหรือน้ำที่มีให้กับดินน้อยกว่าการคายน้ำรวมการระเหยสูงสุด น้ำก็จะถูกดึงออกจากดินจนความชื้นลดลงเรื่อยๆในกรณีนี้จะเป็นการคายน้ำรวมการระเหยจริง หรือเรียกว่า actual evapotranspiration (AET) ซึ่งจะมีอัตราลดลงและต่ำกว่าการคายน้ำรวมการะเหยสูงสุดจนกระทั่งถึงจุดอับเฉาการคายน้ำรวมการระเหยจริงก็จะหยุด

การวัดหรือการประมาณหาค่าการคายน้ำรวมการระเหยจริงและการคายน้ำรวมการระเหยสูงสุด กระทำได้หลายวิธี ด้วยกัน และไม่มีวิธีใดวิธีหนึ่งโดยเฉพาะที่สามารถนำไปใช้ได้ดีในทุกๆ วัตถุประสงค์ดังนั้นประเภทของข้อมูลที่ใช้จะต้องขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ที่จะนำไปใช้ในการศึกษาทางด้านอุทกวิทยา บางกรณีอาจจะใช้ค่าการคายน้ำรวมการระเหยเฉลี่ยทั้งลุ่มน้ำแต่ในบางกรณีอื่นอาจจะสนใจเฉพาะการใช้น้ำของพืชบางชนิดในลุ่มน้ำหรือการเปลี่ยนแปลงการใช้น้ำของพืชเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงพืชที่ปกคลุมลุ่มน้ำ เป็นต้น

2.4. การซึมลงดิน (infiltration)

2.4.1 กระบวนการซึมลงดิน (Infiltration Process)

(1) ส่วนที่อิ่มตัวด้วยน้ำ (saturation zone) ซึ่งเป็นส่วนที่อยู่ใกล้กับผิวดิน

(2) ส่วนที่น้ำแพร่ผ่าน (transmission zone) เป็นส่วนที่น้ำไหลผ่านชั้นดิน ขณะที่ดินยังไม่อิ่มตัวโดยปริมาณความชื้นตลอดหน้าตัดใกล้เคียงกัน

(3) ส่วนที่กำลังเปียก (wetting zone) เป็นส่วนที่ความชื้นกำลังเพิ่มขึ้นโดยในชั้นดินที่ลึกลงไปจะมีความชื้นน้อย

(4) หน้าตัดที่กำลังเปียก (wetting front) เป็นหน้าตัดที่เริ่มเปียกน้ำและกำลังมีการเปลี่ยนความชื้นอย่างรวดเร็ว ซึ่งบริเวณนี้ ดินจะมีความชื้นแตกต่างกันมาก จนสามารถแยกระหว่างดินเปียกกับดินแห้งได้อย่างชัดเจน

2.4.2 สิ่งที่มีอิทธิพลต่ออัตราการซึมของน้ำผ่านผิวดิน

วัตถุประสงค์หลักของการศึกษาด้านการซึมลงดิน คือการหาค่าอัตราการซึมลงดิน ณ เวลาต่างๆ การเปลี่ยนแปลงอัตราการซึมนั้นเป็นผลจากทั้งอิทธิพลของแรงดึงดูดของโลก (gravity force) และ แรงดันหรือแรงดึงน้ำ (pressure force) โดยสิ่งที่มีผลต่อการซึมลงดินสามารถสรุปได้ ดังนี้

(1) อัตราการตกของน้ำฝน น้ำชลประทาน หรือความลึกของน้ำที่ขังบนผิวดิน

(2) ความสามารถในการน้ำน้ำของดิน

(3) ปริมาณความชื้นในดินขณะเริ่มต้น

(4) ความลาดชันและความขรุขระของผิวดิน

(5) คุณสมบัติทางเคมีของดิน

(6) คุณสมบัติทางกายภาพและทางเคมีของน้ำ

(ก) สภาพน้ำที่ผิวดินและปริมาณน้ำที่ตกลงบนผิวดิน

อัตราการซึมลงดินนี้ขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายอย่าง สภาพนน้ำที่ผิวดินและปริมาณน้ำที่ตกลงบนผิวดินจะเป็นตัวหนึ่งที่กำหนดว่าน้ำจะซึมลงดินอย่างไร ซึ่งแบ่งได้เป็น 3 ลักษณะ ดังสรุปในตารางที่ 2.4.1

ตารางที่ 2.4.1 อัตราการซึมในสภาพน้ำที่ตกลงบนผิวดินต่างๆ

1. สภาพที่ไม่มีน้ำขังที่ผิว (no ponding)

$$Y(t)=0, \quad f(t)=w(t)\leq f_c(t)$$

ในสภาพที่ไม่มีน้ำขังอยู่บนผิวดิน $Y(t)=0$ ซึ่งเป็นช่วงที่ฝนเริ่มตกหรือช่วงเริ่มให้น้ำชลประทาน อัตราการซึมลงดินจะเท่ากับอัตราการให้น้ำที่ผิวดิน ($f(t)=w(t)$) แต่จะมีปริมาณไม่เกินอัตราการซึมลงดินสูงสุด ($f(t)\leq f_c(t)$) หากอัตราที่น้ำตกลงผิวดินมากกว่าอัตราการซึมลงดินสูงสุดแล้ว น้ำก็จะเริ่มขังที่ผิวดิน

2. สภาพมีน้ำขังที่ผิวดิน (saturation from above)

$$Y(t)>0, \quad f(t)=f_c(t)\leq w(t)$$

ในสภาพที่มีน้ำขังอยู่บนผิวดิน $Y(t)>0$ อัตราการซึมลงดินจะเท่ากับการซึมลงดินสูงสุด ($f(t)=f_c(t)$) แต่จะมีปริมาณไม่เกินอัตราการตกของน้ำที่ผิวดิน ($f(t)\leq w(t)$) หากอัตราที่น้ำตกลงผิวดินน้อยกว่าอัตราการซึมลงดินสูงสุดแล้ว น้ำก็จะซึมลงดินจนกระทั่งไม่มีน้ำขังบนผิวดิน การซึมลงดินจะเปลี่ยนกลับเป็นสภาพแรก

3. สภาพดินด้านล่างอิ่มตัวด้วยน้ำ (saturation from below)

$$Y(t)\geq 0, \qquad f(t)=0$$

หากดินชั้นล่างลึกลงไปอิ่มตัวด้วยน้ำแล้ว ไม่ว่าจะมีน้ำขังบนผิวดินหรือไม่ $Y(t)\geq 0$ จะไม่มีการซึมลงดินอีกต่อไป ($f(t)=0$)

$f(t)$: อัตราการซึมลงดิน (infiltration rate)

$w(t)$: อัตราการตกของน้ำที่ผิวดิน (water-input rate) ซึ่งอาจเป็นน้ำฝนหรือน้ำชลประทาน

$f_c(t)$: อัตราการซึมลงดินสูงสุด (infiltration capacity) ค่า f_c นี้จะมีค่ามากในช่วงแรกเนื่องจากเมื่อฝนเริ่มตกในขณะที่ดินแห้ง แรงดึงความชื้นจะมีค่ามาก แต่เมื่อเวลาผ่านไปค่า f_c นี้จะลดลงและคงที่ โดยจะมีค่าใกล้เคียงกับ hydraulic conductivity ของดินอิ่มตัวด้วยน้ำ

$Y(t)$: ความลึกของน้ำที่ขังเหนือผิวดิน (depth of ponding)

(ข) ความสามารถในการนำน้ำของดิน (Hydraulic Conductivity)

อัตราการซึมลงดินสูงสุด (infiltration capacity) มีค่าลดลงตามระยะเวลา โดยลดลงถึงค่าต่ำสุดและคงที่ โดยค่าต่ำสุดนี้จะใกล้เคียงกับ hydraulic conductivity ของดินอิ่มตัวด้วยน้ำ โดยค่าของ hydraulic conductivity นั้นจะขึ้นอยู่กับเนื้อดินเป็นหลัก ถึงกระนั้นยังมีปัจจัยอื่นๆ ที่ทำให้อัตราการซึมมากหรือน้อยกว่านี้ อาทิ

- ชั้นอินทรียวัตถุที่ผิวดิน เช่น ซากใบไม้ ฮิวมัส ซึ่งอาจรวมถึงการชอนไชดินของรากพืช ไส้เดือนและแมลงในดิน จะช่วยให้ดินมีช่องว่างมากขึ้น จึงทำให้ดินนำน้ำได้ดีขึ้น

- ผิวดินที่แข็งตัวเนื่องจากอากาศเย็นจัด เมื่ออากาศเย็นจัดจะทำให้น้ำในดินแข็งตัวบริเวณผิวซึ่งจะปิดกั้นไม่ให้น้ำซึมลงดินได้

- การบวม หรือหดตัวของดิน เมื่อความชื้นในดินเปลี่ยนไป ดินบางชนิดที่ มีดินเหนียวเป็นส่วนประกอบจะมีคุณสมบัติบวมเมื่อเปียกน้ำและหดตัวเมื่อแห้ง คุณสมบัตินี้จะส่งผลทำให้การซึมลงดินในพื้นที่เดียวการเปลี่ยนแปลงไปได้ตามฤดูกาลโดยในฤดูฝนขณะดินเปียกการซึมลงดินจะมีค่าน้อย ในขณะที่ในฤดูแล้ง เมื่อดินแห้งและหดตัวจะทำให้เกิดรอยแตกซึ่งการซึมลงดินจะมาก

- การที่ตกตะกอนดินถูกชะลงมาอุดตันช่องว่างในดิน ขณะที่ฝนตกตะกอนขนาดเล็กๆ จะถูกชะล้างและพัดพาลงมาในช่องว่างระหว่างดิน ซึ่งจะทำให้การซึมลดลง

- ผลจากการกระทำของมนุษย์ เช่น ผิวถนนหรือคอนกรีต ล้วนแต่เป็นตัวที่ทำให้อัตราการซึมลดลง รวมถึงการทำการเกษตร แม้ว่าการพรวนดินจะช่วยให้การซึมลงดินดีขึ้นเป็นการชั่วคราว แต่ในระยะยาว การใช้เครื่องจักรและสารเคมีในการเกษตร มีผลทำให้ดินแน่นขึ้นและลดการซึมลงดิน

(ค) ปริมาณความชื้นในช่องว่างเม็ดดิน

แม้ว่า เมื่อปริมาณความชื้นในดินเพิ่มขึ้นจะทำให้ค่า hydraulic conductivity เพิ่มขึ้นตาม แต่ในทางตรงข้ามจะมีผลทำให้แรงดึงความชื้นในดินลดลง เมื่อพิจารณาผลรวมของแรงทั้งสองแล้ว เมื่อความชื้นในดินเพิ่มขึ้น การซึมลงดินจะลดลง

ในกรณีที่สภาพดินชั้นล่างมีชั้นน้ำใต้ดินตื้นหรือมีน้ำใต้ดินไหลมาเพิ่มจากพื้นที่อื่นจะมีผลให้ชั้นดินที่อิ่มตัวด้วยน้ำสูงขึ้นมาใกล้ผิวดินจนทำให้น้ำไม่สามารถซึมลงได้อีก

(ง) ความลาดชันและความขรุขระของผิวดิน

ความลาดชันและความขรุขระของผิวดินมีอิทธิพลต่อการเกิดน้ำขังบนผิวดิน ในสภาพผิวดินที่ไม่มีน้ำขังอัตราการซึมลงดินจะขึ้นอยู่กับอัตราการตกของน้ำที่ผิวดิน ซึ่งจะมีอัตราการซึมต่ำกว่ากรณีที่มีน้ำขังบนผิวดินในพื้นที่ซึ่งมีการซึมลงดินจะขึ้นอยู่กับอัตราการตกของน้ำที่ผิวดิน ซึ่งจะมีอัตราการซึมต่ำกว่ากรณีที่มีน้ำขังบนผิวดินในพื้นที่ซึ่งมีความลาดชันสูงและไม่มีสิ่งปกคลุมจะมีปริมาณน้ำผิวดินมากและไหลอย่างรวดเร็ว ในทางตรงข้าม จะมีปริมาณน้ำที่ซึมลงดินน้อย

(จ) คุณสมบัติทางเคมีของดิน

สารอินทรีย์วัตถุบางชนิดในดินมีลักษณะเป็นมัน เมื่อสัมผัสกับน้ำ จะยึดน้ำไว้ที่ผิวแทนที่จะปล่อยให้น้ำแทรกลงไปตามช่องว่างของดิน กระบวนการลักษณะนี้ มีอิทธิพลต่อการซึมไม่มากนักในพื้นที่ป่าธรรมชาติ แต่ในกรณีที่เกิดไฟป่า พื้นที่เปลี่ยนสภาพเป็นดินโล่งทำให้สารเหล่านี้ขึ้นมาสะสมบริเวณผิวดินซึ่งมีผลทำให้อัตราการซึมลงดินลดลงอย่างมาก

(ฉ) คุณสมบัติทางกายภาพและทางเคมีของน้ำ

คุณสมบัติของน้ำทั้งในด้านแรงดึงผิว (surface tension) ความหนาแน่น (density) ความหนืด(viscosity) ล้วนแล้วแต่มีอิทธิพลต่อการไหลของน้ำในดิน ซึ่งคุณสมบัติเหล่านี้ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิ โดยเฉพาะอย่างยิ่ง ความหนืดของน้ำซึ่งจะเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิต่ำมากๆ มีผลให้อัตราการซึมลงดินลดลง

2.4.3 สมการการซึมลงดิน

ในการคำนวณหาปริมาณการซึมลงดิน มีผู้ศึกษาและพัฒนาวิธีการคำนวณไว้หลายวิธี นับแต่สมการที่ซับซ้อน อาทิ สมการของ Richard ซึ่งใช้สมการ differential ในการคำนวณ ในที่นี้ จะเลือกกล่าวถึง 3 สมการ ได้แก่ สมการของ Horton สมการของ Philip และ สมการของ Green and Ampt สามารถสรุปได้ดังนี้

2.4.3.1 สมการการซึมลงดินของ Horton

Horton มีสมมุติฐานว่าอัตราการซึม (f) มีค่าลดลงเทียบกับเวลา โดยสามารถเขียนเป็นสมการ

$$\frac{df(t)}{dt} = -k \cdot (f(t) - f_c) \qquad \text{..... (11)}$$

เมื่ออินทิเกรตสมการดังกล่าว โดยกำหนด $f = f_o$ ที่ $t = 0$ ได้เป็นสมการอัตราการซึม

$$f(t) = f_c + (f_o - f_c) \cdot e^{-kt} \qquad \text{..... (12)}$$

โดยที่

k : ค่าคงที่ขึ้นกับคุณสมบัติของดินและลักษณะผิวดิน

f_o : อัตราการซึมเริ่มต้น

f_c : อัตราการซึมของน้ำเมื่อเวลาผ่านไปนานจนกระทั่งคงที่ ค่าของ f_c ขึ้นอยู่กับ (1) ความลาดเทของพื้นที่ (2) ความชื้นเริ่มต้นของดิน (3) ความแรงของฝน

ปริมาณการซึมสะสม ณ. เวลาต่างๆ หาได้จากการอินทิเกรต สมการอัตราการซึม $F(t) = \int_0^1 f(t) \cdot dt$ โดย กำหนดให้ $F = 0$ ที่ $t = 0$ ได้เป็นสมการปริมาณการซึมสะสม

$$F(t) = f_c \cdot t + \frac{1}{k} \cdot (f_o - f_c) \cdot \left(1 - e^{-kt}\right) \qquad \text{..... (13)}$$

ตารางที่ 2.4.2 ตารางแสดงค่าของ k, f_o, f_c สำหรับดินชนิดต่างๆ (สันติ 2543)

ชนิดของดิน		f_o (มม. / ชม.)	f_c (มม. / ชม.)	k $(\text{นาที})^{-1}$
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

2.4.3.2 สมการการซึมลงดินของ Philip

สมการอัตราการซึม (f) ของ Philip สามารถเขียนได้ดังนี้

$$f(t) = \frac{1}{2} \cdot S \cdot t^{-1/2} + A \qquad \text{..... (14)}$$

โดยที่

S : ค่า sorptivity

A : ค่าคงที่ขึ้นกับคุณสมบัติของดิน

ปริมาณการซึมสะสม ณ. เวลาต่างๆ หาได้จากการอินทิเกรต สมการอัตราการซึม $F(t) = \int_0^1 f(t) \cdot dt$ โดย กำหนดให้ $F = 0$ ที่ $t = 0$ ได้เป็นสมการปริมาณการซึมสะสม

$$F(t) = S \cdot t^{1/2} + A \cdot t \qquad \text{..... (15)}$$

2.4.3.3 สมการการซึมลงดินของ Green - Ampt

สมการของ Green - Ampt อ้างอิงกับกฎขอ Darcy $V = -K \cdot \frac{dh}{dl}$ โดยอัตราการซึม (f) เขียนได้ตามสมการ

$$f = K \cdot \frac{L + \psi}{L} \qquad \text{..... (16)}$$

โดยที่

K : ค่า hydraulic conductivity โซนที่อิ่มตัวด้วยน้ำ (wetted zone)

L : ระยะจากผิวดินถึงหน้าตัดเปียก (wetting front) โดยที่ความลึกของน้ำเหนือผิวดิน (h_o) ถือว่ามีค่าน้อยมาก

ψ : แรงดึงความชื้นในดิน (wetting front soil suction head)

จากสมการข้างต้นสามารถเขียนใหม่ได้เป็น

$$f = K \cdot \left(1 + \frac{\psi + \Delta\theta}{F}\right) \quad \text{โดย} \quad L = \frac{F}{\Delta\theta} \qquad \text{..... (17)}$$

โดยที่ $\Delta\theta$ เป็นผลต่างความชื้นเมื่อดินอิ่มตัวด้วยน้ำกับความชื้นขณะเริ่มต้น เมื่อทราบว่าอัตราการซึมเป็นอนุพันธ์ของปริมาณน้ำซึมสะสมเทียบกับเวลา หรือ $f = \frac{dF}{dt}$ ดังนั้น

$$\frac{dF}{dt} = K \cdot \left(1 + \frac{\psi + \Delta\theta}{F}\right) \qquad \text{..... (18)}$$

เมื่อทำการอินทิเกรตสมการอัตราการซึม $F(t) = \int_0^1 f(t) \cdot dt$ โดยกำหนดให้ $F = 0$ ที่ $t = 0$ ได้เป็นสมการปริมาณการซึมสะสม

$$dF = K \cdot t + \psi \cdot \Delta\theta \cdot \ln\left(1 + \frac{F(t)}{\psi + \Delta\theta}\right) \qquad \text{..... (19)}$$

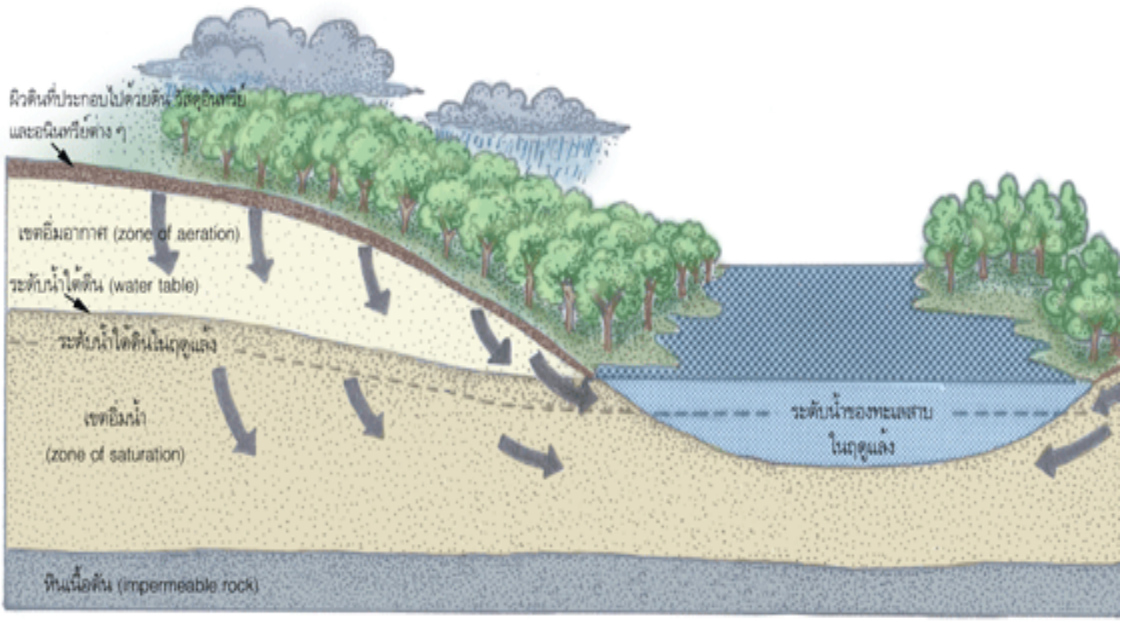
อัตราการซึมที่เวลาใดๆ หาจาก $f = \frac{dF}{dt}$

$$f(t) = K \cdot \left(\frac{\left(\psi + \Delta\theta + F(t)\right)}{F(t)}\right) \qquad \text{..... (20)}$$

2.5 น้ำใต้ดิน (Groundwater)

แหล่งน้ำที่เราใช้กันอยู่ทุกวันนี้ได้มาจาก 2 แหล่งด้วยกันคือ แหล่งน้ำผิวดิน (surface water resource) และแหล่งน้ำใต้ดิน (ground water resource) แหล่งน้ำใต้ดินนับว่ามีความสำคัญมากยิ่งขึ้นในปัจจุบัน เพราะมนุษย์สามารถนำมาใช้ในวัตถุประสงค์ต่างๆ ได้ อาทิเช่น เพื่อการอุปโภคบริโภค เพื่อการเกษตรและสัตว์เลี้ยง และเพื่อการอุตสาหกรรม เป็นต้น นอกจากการนำน้ำใต้ดินไปใช้โดยตรงแล้ว น้ำใต้ดินยังเป็นส่วนสำคัญส่วนหนึ่งในวัฏจักรของน้ำอีกด้วย สำหรับลำน้ำหรือแม่น้ำที่มีน้ำไหลตลอดปี (perennial stream) น้ำ น้ำที่ไหลส่วนใหญ่จะเกิดมาจากน้ำใต้ผิวดิน ในทางตรงกันข้ามน้ำที่ไหลในลำน้ำแบบไม่ตลอดปี (ephemeral stream) นั้นส่วนใหญ่จะเกิดการสูญเสียไปโดยการซึมลึกลงไปในดิน ดังนั้นจะเห็นว่าน้ำใต้ผิวดินและน้ำผิวดินนั้นจะมีความสัมพันธ์กันมาก การวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำ จึงจำเป็นต้องพิจารณาทั้งน้ำใต้ผิวดินและน้ำผิวดินด้วย การเกิดแลการเคลื่อนที่ของน้ำใต้ผิวดินนั้นขึ้นอยู่กับลักษณะโครงสร้างทางธรณีของดิน ดังนั้นการที่จะเข้าใจเกี่ยวกับพฤติกรรมทางอุทกวิทยาของน้ำใต้ผิวดินจำเป็นต้องมีความรู้หรือทราบลักษณะทางธรณีของดินด้วย ถึงอย่างไรก็ตามในบทที่จะกล่าวต่อไปนี้จะเน้นหนักในด้านความสัมพันธ์ระว่างน้ำผิวดินและน้ำใต้ผิวดิน และจะกล่าวถึงลักษณะทางธรณีของดินเพียงเล็กน้อยเท่านั้น (วีระพล 2538)

2.5.1 การเกิดของน้ำใต้ผิวดิน (OCCURRENCE OF SUBSURFACE ACE WATER)



รูปที่ 2.5.1 รูปตัดเปลือกโลกแสดงการเกิดน้ำใต้ดิน

ชั้นของน้ำใต้ผิวดินสามารถแบ่งได้เป็นสองส่วนด้วย เส้นระดับน้ำใต้ดิน (water table) เส้นระดับน้ำใต้ดินก็คือ จุดโฟกัส (ในกรณี unconfined material) ซึ่งความดันของน้ำใต้ผิวดินหรือเรียกว่า hydrostatic pressure เท่ากับความดันของบรรยากาศ (atmospheric pressure) ชั้นดินที่อยู่เหนือเส้นระดับน้ำใต้ดินเรียกว่า Vadose Zone เนื่องจากในชั้นดินนี้ช่องว่างระหว่างอนุภาคของดินประกอบด้วยอากาศและน้ำ จึงนิยมเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า aeration zone น้ำที่อยู่ในชั้นดินนี้เรียกว่า vadose water หรือ soil moisture ความหนาของชั้นดินชนิดนี้จะแปรผันไปตามลักษณะโครงสร้างทางธรณีของดิน กล่าวคือใน moisture ความหนาของชั้นดินชนิดนี้จะแปรผันไปตามลักษณะโครงสร้างทางธรณีของดิน กล่าวคือในบริเวณปอ หนอง บึง ความหนาจะเท่ากับศูนย์ และจะหนาเป็นหลายร้อยฟุตที่บริเวณอยู่เหนือระดับหน้าทะเลมากๆ เป็นต้น ถัดจาก aeration zone ลงมาหรือชั้นดินที่อยู่ใต้เส้นระดับน้ำใต้ดินเรียกว่า phreatic zone หรือ ground water zone

เนื่องจากช่องว่างในระหว่างอนุภาคของดินจะเต็มไปด้วยน้ำ จึงมีชื่อเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า saturation zone น้ำที่อยู่ในชั้นนี้ยิ่งลึกลงไปจะมีปริมาณน้อยลงตามลำดับ ทั้งนี้เพราะช่องว่างระหว่างอนุภาคดิน (pore space) จะมีขนาดเล็กลงเนื่องจากน้ำหนักดินที่อยู่ข้างบนกดทับลงมา

ในบางครั้ง saturation zone จะเกิดขึ้นบนชั้นดินที่น้ำไม่สามารถซึมผ่านได้ (impervious stratum) ในช่วงที่ไม่กว้างหรือใหญ่โตมากนัก จึงเรียกน้ำที่อยู่ในชั้นดินนี้ว่า perched ground water ในบางครั้งน้ำใต้ดินอาจจะถูกบังคับให้อยู่ในชั้นดินแบบ confined aquifer ซึ่งจะมีชั้นดินที่น้ำซึมผ่านได้ยากทั้งข้างบนและล่าง ก็จะเรียกว่า confined หรือ artesian water น้ำที่อยู่ใน confined aquifer นี้จะอยู่ภายใต้ความดัน ถ้าหากเราเจาะบ่อบาดาลลงไปถึงชั้นนี้ น้ำในบ่อก็จะซึมขึ้นมาถึงระดับ piezometic level ซึ่งมีความดันเท่ากับความดันของบรรยากาศ ระดับ piezometric level นี้ก็คล้ายๆ กับระดับ water table ในกรณี unconfined aquifer นั่นเอง ในกรณีที่ piezometric level อยู่เหนือระดับผิวดิน น้ำก็จะไหลออกมาจากบ่อบาดาลโดยไม่ต้องสูบ ซึ่งเรียกว่า flowing well และในบางครั้งถ้าหากว่าความดันของน้ำมีมาก ก็จะเกิดเป็นลักษณะน้ำพุ่งสูงขึ้นไป หรือเรียกว่า บ่อน้ำพุนั้นเอง

2.5.2 การเคลื่อนที่ของความชื้นในดิน (Movement of Soil Moisture)

เมื่อให้น้ำแก่พืชผิวดินหรือเมื่อมีฝนตก น้ำจะไหลซึมเข้าไปในช่องว่างระหว่างเม็ดดินและตามรอยแตกระแหงหรือรูโพรงที่เกิดจากการเน่าผุของรากพืชอันเนื่องจากการเตรียมดินการไหลซึมของน้ำจากผิวดินเข้าไปในดินนี้เรียกว่า การซึมผ่านผิวดิน (infiltration) ซึ่งจะแตกต่างจากการซึมลึกภายในดินหรือเรียกว่า percolation

หลังจากที่น้ำไหลซึมผ่านผิวดินลงมาแล้ว ก็จะไหลต่อไปด้วยแรงดึงดูดของโลกตามช่องว่างขนาดใหญ่ของดิน และด้วยแรงดูดซับ (capillarity) ตามช่องว่างขนาดเล็กกว่าของดิน อัตราที่น้ำบนผิวดินไหลซึมเข้าไปในดินต่อหนึ่งหน่วยเวลาเรียกว่า infiltration rate หรือ intake rate อัตราดังกล่าวนี้ขึ้นอยู่กับองค์ประกอบหลายอย่างด้วยกัน เช่น ความลึกของน้ำที่ขังอยู่บนผิวดิน ลักษณะโครงสร้างของดินเนื้อดิน อุณหภูมิของน้ำและดิน ตลอดจนจำนวนความชื้นที่มีอยู่ในดิน ในตอนแรกที่มีการให้น้ำแก่ดินอัตราการซึมผ่านผิวดินจะสูง เนื่องจากผิวดินยังแห้งอยู่ จึงดูดซับเอาน้ำไว้อย่างรวดเร็ว นอกจากนั้นน้ำที่ขังอยู่บนผิวดินจึงลดลงอย่างรวดเร็ว แต่เมื่อการให้น้ำดำเนินต่อไป ดินชั้นบนจะเริ่มอิ่มตัว อัตราการซึมผ่านผิวดินจะค่อยๆ ลดลง และในที่สุดก็จะถึงจุดหนึ่งซึ่งอัตราการซึมผ่านผิวดินจะมีค่าเกือบคงที่ตลอดไปจนกว่าจะหยุดการให้น้ำ ค่าที่เกือบคงที่ดังกล่าวนี้จะประมาณเท่ากับความสามารถให้น้ำซึมผ่านได้ (permeability) ของดินนั้นเอง

การเคลื่อนที่ของความชื้นหรือน้ำในดิน สามารถแสดงในรูปสมการ moisture potential ได้ดังต่อไปนี้

$$q = -K_w \frac{\partial \Lambda}{\partial x} \qquad \text{..... (21)}$$

เมื่อ

q คือ การไหลหรือเคลื่อนที่ของน้ำต่อหนึ่งหน่วยเวลา และผ่านหนึ่งหน่วยพื้นที่ตั้งฉากกับทิศทางการไหล

x คือ ระยะทางวัดตามแนวทิศทางการไหล

K_w คือ ค่าการนำน้ำ (conductivity)

Λ คือ ค่าศักยภาพ (potential)

หลังจากที่น้ำที่ไหลด้วยแรงดึงดูดของโลกเคลื่อนตัวออกไปจากดินแล้ว ศักยภาพหลักที่เหลือก็คือ ศักยภาพดูดซึม (capillary potential) การไหลจะมีทิศทางจากบริเวณที่มีศักยภาพสูงไปยังบริเวณที่มีศักยภาพต่ำ อัตราการไหลก็จะขึ้นอยู่กับความแตกต่างของศักยภาพดังกล่าวด้วย ซึ่งหากมีความแตกต่างมาก อัตราการไหลจะมากหรือเร็ว และในทางตรงกันข้ามหากความแตกต่างมีน้อย อัตราการไหลก็จะช้าหรือน้อยตามไปด้วย การนำน้ำ ค่าการนำน้ำจะสูงขึ้นหากมีปริมาณความชื้นในดินมากขึ้น และจะลดลงเมื่อขนาดช่องว่างในดินใหญ่ขึ้น การเคลื่อนที่ด้วยแรงดูดซึมของน้ำในดินจะมีอัตราช้าลงหากดินแล้ง และจะมีค่าน้อยที่สุดในดินซึ่งมีเม็ดละเอียดมากหรือพวก fine grain นั้นเอง

2.5.3 การวัดความชื้นในดิน (Measurement of Soil Moisture)

วิธีการที่ง่ายที่สุดก็คือ การหาความชื้นในดิน ในห้องปฏิบัติการ โดยนำตัวอย่างดินไปอบในเตาอบเพื่อไล่ความชื้นหรือน้ำออก น้ำหนักของตัวอย่างดินที่หายไปก็คือ น้ำหนักของความชื้นที่อยู่ในดิน ภาคสนามนั้นนิยมใช้เครื่องมือซึ่งเรียกว่า tensiometer ถ้าดินแห้งน้ำก็จะไหลออกจากถ้วยทำให้เกิดความดันลบ หรือ negative pressure ความดันลบมากกว่าหนึ่งความดันบรรยากาศ เครื่องมือชนิดนี้จะใช้การไม่ได้ผล เหมะสำหรับใช้วัดความชื้นในดินที่ต่ำกว่า field capacity เล็กน้อยจนถึงจุดอิ่มตัว

2.5.4 การเคลื่อนที่ของน้ำใต้ดิน (Movement of Ground Water)

กฎของดาร์ซี (Darcy's Law)

$$V = kS \qquad \text{..... (21)}$$

เมื่อ

V คือ ความเร็วของการไหล

S คือ ความลาดเทของ hydraulic gradient

K คือ ค่าสัมประสิทธิ์มีหน่วยเช่นเดียวกับความเร็ว

ปริมาณการไหลของน้ำ q ก็คือ (ผลคูณของความเร็ว v และพื้นที่หน้าตัดสุทธิ) พื้นที่หน้าตัดสุทธิ (effective area) คือ พื้นที่หน้าตัดทั้งหมด (gross area) คูณด้วยค่าของ porosity (p) ของตัวกลาง (media)

$$q = kpAS = KAS \qquad \text{..... (21)}$$

K เรียกว่าสัมประสิทธิ์ของความซึมผ่านได้ (coefficient of permeability) หรือความนำชลศาสตร์ (hydraulic conductivity) ขึ้นอยู่กับคุณสมบัติของน้ำหรือของไหล และคุณสมบัติของตัวกลางที่ไหลผ่าน

$$K = K_i \frac{\gamma}{\mu} = Cd^2 \frac{\gamma}{\mu} \qquad \text{..... (22)}$$

เมื่อ

K_i คือค่า intrinsic permeability คือ specific weight ของน้ำหรือของของไหล

μ คือ absolute viscosity

C เป็นแฟคเตอร์เกี่ยวกับรูปร่าง (shape) การเรียงตัว (packing) ความพรุนและลักษณะอย่างอื่นของตัวกลาง

d คือ ค่าเฉลี่ยของขนาดช่องว่างของตัวกลาง

ค่าของ intrinsic permeability คือ ดาร์ซี (D) ซึ่งมีหน่วยเป็นพื้นที่ หรือหนึ่งดาร์ซีจะเท่ากับ 1.062×10^{-11} ตารางฟุต และเท่ากับ 0.987×10^{-8} ตารางเซนติเมตร ค่าสัมประสิทธิ์ของความซึมผ่านได้จะมีหน่วยเป็นความเร็วและเรียกต่างๆกันในสหรัฐอเมริกาค่าสัมประสิทธิ์ความซึมผ่านได้มีหน่วยเป็น Meinzer Units ซึ่ง คือ การไหลที่มีขนาดหนึ่งแกลลอนต่อวันผ่านตัวกลางที่มีพื้นที่หน้าตัดหนึ่งตารางฟุตภายใต้ hydraulic gradient หนึ่งฟุตต่อหนึ่งฟุต ที่อุณหภูมิ 60 ˚F

ค่าสัมประสิทธิ์ของการผ่าน (transmissibility) คือผลคูณระหว่างค่าสัมประสิทธิ์ของความซึมผ่านและความหนา y ของ aquifer

$$T = Ky \qquad \text{..... (23)}$$

ถ้าให้ B เป็นความกว้างของ aquifer จะได้

$$q = KByS = TBS \qquad \text{..... (24)}$$

2.5.5 สมการทั่วไปเกี่ยวกับการไหลของน้ำใต้ดิน (General Flow Equation of Ground Water)

กฎของดาร์ซีสามารถเขียนเป็นสมการทั่วไปดังนี้

$$V = K\frac{\partial h}{\partial l} \qquad \text{..... (25)}$$

ในที่นี้ V คือ ความเร็วของการไหลของน้ำใต้ดิน K คือ ค่าสัมประสิทธิ์ความซึมผ่าน หรือความนำชลศาสตร์ h คือ head ของการไหล และ l คือระยะทางวัดตามทิศทางความเร็วเฉลี่ยของการไหล ค่าสัมประสิทธิ์ความซึมผ่านตัวกลางพรุน (porous medium) อาจจะมีค่าแตกต่างกันขึ้นอยู่กับทิศทางของการไหลซึ่งกรณีนี้เรียกว่า anisotropic permeability ความเร็วการไหลของน้ำใต้ดินในทิศทาง x,y และ z แสดงดังรูปสมการ

$$V_x = K_x \frac{\partial h}{\partial x} \ , \ V_y = K_y \frac{\partial h}{\partial y} \ , \ V_z = K_z \frac{\partial h}{\partial z} \qquad \text{..... (26)}$$

ในเมื่อ K_x , K_y , K_z คือ สัมประสิทธิ์ความซึมผ่านในทิศทางแกน x , y และ z ตามลำดับ aquifer (homogeneous) และมีค่าสัมประสิทธิ์ความซึมผ่านเท่ากันทุกทิศทางหรือเรียกว่า isotropic permeability

2.5.5.1 Steady Flow

การไหลของน้ำใต้ดินทุกกรณีจะเป็นไปตามสมการต่อเนื่อง (continuity equation) ซึ่งมีรูปสมการทั่วไปดังนี้

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho V_x) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho V_y) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho V_z) = \frac{\partial \rho}{\partial t} \qquad \text{..... (27)}$$

เมื่อ p คือ fluid density และ t คือ เวลา สำหรับการไหลแบบ steady flow ทุกอย่างจะไม่มีการเปลี่ยนแปลงกับเวลา และด้วยการคิดว่าของไหลเป็นแบบincompressible คือ ของไหลไม่ได้อยู่ในสภาพแรงกดใดๆ ซึ่งค่า p จะคงที่

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0 \qquad \text{..... (28)}$$

2.5.5.2 Unsteady Flow

เมื่อเราเติม (recharge) น้ำเข้าไป หรือสูบ (discharge) น้ำออกจาก aquifer นั้น storage volume ภายใน aquifer จะมีการเปลี่ยนแปลงตามไปด้วย สำหรับ aquifer ชนิดที่เป็น unconfined การเปลี่ยนแปลงของ storage volume ก็คือ ผลคูณระหว่างปริมาตรของ aquifer ที่อยู่ภายใต้ระดับ water table ที่เวลาเริ่มต้นและเวลาสุดท้ายที่พิจารณากับค่าเฉลี่ยของ specific yield ของ aquifer แต่ในกรณี confined aquifer ซึ่งส่วนมากจะยังคงสภาพอิ่มตัวด้วยน้ำอยู่นั้น การเปลี่ยนแหลงความดันที่เกิดขึ้นจะเป็นผลเพียงเล็กน้อยต่อการเปลี่ยนแปลง storage volume น้ำหนักที่กดทับ aquifer ที่อยู่ลึกๆ นั้น บางส่วนจะรองรับด้วยแรง hydrostatics pressure และส่วนที่เหลือจะรองรับโดยโครงสร้างส่วนแข็งของ aquifer เมื่อแรง hydrostatic pressure ลดลงเป็นต้นว่าเกิดจาการปั๊มน้ำออกจากบ่อจะทำให้ aquifer ต้องรับภาระรองรับน้ำหนักด้วยตัวเองมากยิ่งขึ้น และแรงกดที่ aquifer รับเพิ่มขึ้นนี้จะเป็นผลให้เกิดแรงไปบังคับน้ำให้น้ำไหลออกจาก aquifer ตามไปด้วย ยิ่งกว่านั้นการลดความดัน (pressure) ลงจะเป็นสาเหตุให้เกิดการขยายตัและปล่อยน้ำออกมา ดังนั้น water-yielding capacity ของ confined aquifer จะแสดงอยู่ในรูปของ storage coefficient

Storage coefficient ก็คือ ปริมาตรของน้ำซึ่ง aquifer ปล่อยออกมาหรือเก็บเข้าไว้ใน storage ต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ผิว (surface area) ของ aquifer และต่อการเปลี่ยนแปลงหนึ่งหน่วยของ head ที่ตั้งฉากกับพื้นที่ผิว

สรุปได้ว่าค่าของ storage coefficient ในกรณี unconfined aquifer ก็คือ specific yield สำหรับกรณี confined aquifer จะเป็นค่าที่วัดลักษณะความกด (compressibility) ของ aquifer ซึ่งค่าของ aquifer compressibility แสดงในรูปสมการดังนี้

$$\beta = -\frac{\partial V / V}{\partial p} \qquad \text{..... (29)}$$

เมื่อ V = ปริมาตร

p = ความดัน

ระดับ piezometric surface ลดลงด้วยระยะทางในแนวดิ่งหนึ่งหน่วย จำนวนน้ำที่ aquifer ปล่อยออกมาจากแท่งสี่เหลี่ยมที่พิจารณาจะเท่ากับ storage coefficient S ดังนั้น $S = \partial V$ ปริมาตรแท่งสี่เหลี่ยมของ aquifer จะมีค่าเท่ากับผลคูณของความหนาของ aquifer (b) และ

พื้นที่หน้าตัด (1 หน่วย) หรือ V = b การเปลี่ยนแปลงความดัน (∂p) มีค่าเท่ากับ $-\gamma(1) = -\gamma$ แทนค่าเทอมต่างๆในสมการ จะได้

$$\beta = \frac{S}{\gamma b} \qquad \text{..... (30)}$$

2.6 น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำ (Stream flow)

2.6.1 กระบวนการเกิดน้ำท่า

น้ำที่ไหลมารวมกันในแม่น้ำนั้นประกอบไปด้วย

(1) ฝนที่ตกลงมาในลำน้ำโดยตรง (channel precipitation)

(2) น้ำผิวดิน (overland flow หรือ surface runoff)

(3) น้ำใต้ผิวดิน (interflow หรือ subsurface flow)

(4) น้ำใต้ดิน (groundwater flow)

โดยน้ำที่ไหลบนผิวดินนั้นยังอาจแยกที่มาได้เป็น 2 ส่วน

- ส่วนหนึ่งเป็นน้ำฝนส่วนเกินจากการซึมลงดิน (infiltration excess overland flow) น้ำฝนส่วนเกินนี้เกิดขึ้นเมื่อความเข้มน้ำฝนมากกว่าอัตราการซึมลงดินในขณะนั้น น้ำฝนส่วนที่เหลือนี้จะไหลบนผิวดินสู่พื้นที่ต่ำกว่า
- อีกส่วนหนึ่งเป็นน้ำไหลจากพื้นผิวที่อิ่มตัวด้วยน้ำ (saturation excess overland flow) จะพบในบริเวณที่ลุ่มต่ำขณะฝนเริ่มตกบนผิวดินมีความชื้นสูงเมื่อฝนตกลงมาน้ำฝนจะไหลนองไปบนพื้นผิวนอกจากนี้ยังมีน้ำบางส่วนที่ไหลใต้ผิวดินไหลพ้นผิวดินขึ้นมารวม (exfiltration) โดยบริเวณพื้นผิวที่อิ่มตัวด้วยน้ำจะขยายตัวครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้างขึ้นเรื่อย ๆ ขณะฝนตก และค่อย ๆ ลดขนาดลงภายหลังฝนหยุดตก

เนื่องจากเส้นทางการไหลของน้ำฝนที่ตกลงมามีความซับซ้อนและมีการเปลี่ยนแปลงไปมา การตรวจวัดปริมาณน้ำในแต่ละส่วนนั้นทำได้ยาก ในการวิเคราะห์ข้อมูลน้ำท่านิยมพิจารณาน้ำในแม่น้ำเป็นสองส่วน คือ น้ำที่ไหลมาอยู่ในลำน้ำเร็ว เรียกว่า direct runoff (หรือ quick flow) และ น้ำที่ไหลมาอยู่ในลำน้ำช้า เรียกว่า base flow

Direct runoff นั้นส่วนใหญ่เป็นน้ำฝนที่ตกลงมาและไหลไปตามผิวดิน (surface runoff) นอกจากนี้ ยังรวมถึงน้ำฝนที่ตกลงในลำน้ำโดยตรง และน้ำไหลใต้ผิวดินบางส่วนที่ไหลพ้นผิวดินขึ้นมา โดยการเกิดของ direct runoff นี้อาจเกิดขึ้นทันทีเมื่อฝนเริ่มต้นหรือหลังจากฝนตกไม่นาน และเพิ่มปริมาณจนถึงจุดสูงสุด จากนั้นค่อยๆ ลดลง โดยปริมาณน้ำสูงสุดนั้นอาจเกิดขณะฝนกำลังตกก็ได้หากฝนตกต่อเนื่องเป็นระยะเวลานาน แต่โดยทั่วไปจะเกิดขึ้นหลังจากฝนหยุดไประยะหนึ่ง เนื่องจากน้ำจากจุดต่างๆ ในพื้นที่จะต้องใช้เวลาระยะหนึ่งในการหลมารวมตัวกันที่ทางออกซึ่งระยะเวลาขึ้นอยู่กับขนาดและลักษณะทางกายภาพอื่นๆ ของลุ่มน้ำ

ส่วน base flow เป็นน้ำที่ไหลมาทางใต้ดินซึ่งไหลมาทางใต้ดินซึ่งไหลได้ช้ากว่า เวลาในการเดินทางจากจุดที่ฝนตกลงมาจนกระทั่งถึงทางออกของลุ่มน้ำอาจเป็นหลายๆ วัน จนกระทั่งเป็นปี ปริมาณของน้ำส่วนนี้ในลำน้ำค่อนข้างจะคงที่โดยมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล

2.6.2 การตรวจวัดข้อมูลน้ำในแม่น้ำ

2.6.2.1 ระดับน้ำ (stage)

ข้อมูลระดับน้ำเป็นข้อมูลที่ตรวจวัดได้ง่าย เห็นได้จากในต่างประเทศมีการบันทึกข้อมูลระดับน้ำท่วมสูงสุดในสมัยกรุงศรีอยุธยา ระดับน้ำที่ทำการบันทึกจะอ้างอิงอยู่กับระดับเฉลี่ยของน้ำทะเล เรียก ระดับทะเลปานกลาง (รทก.) หรือ Mean Sea (MSL.) เครื่องมือที่ใช้มี 2 ลักษณะกล่าวคือ เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบไม่อัตโนมัติ และแบบอัตโนมัติ

- เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบไม่อัตโนมัติ อาจมีลักษณะเป็น แผ่นวัดระดับน้ำ (staff gauge) หรือเครื่องวัดแบบใช้เส้นลวด และตุ้มน้ำหนัก (wire-weight) ซึ่งจะต้องมีคนไปจดบันทึกตามเวลาอย่างสม่ำเสมอ
- เครื่องมือวัดระดับน้ำแบบอัตโนมัติ มีหลายแบบ อาทิ แบบใช้แรงดัน (Pressure Bulb), แบบใช้ฟองอากาศ (Bubble Gauge), แบบทุ่นลอย (Float-Operated Recorder)

2.6.2.2 ความเร็วกระแสน้ำ

(1) ความแตกต่างของความเร็วในหน้าตัดการไหล

ความเร็วของกระแสน้ำในหน้าตัดหนึ่งๆ มีค่าต่างกัน เนื่องจาก ความต้านทานการไหลของท้องน้ำอันเนื่องมาจากแรงเสียดทาน จะเห็นได้ว่าตอนกลางของหน้าตัดเป็นบริเวณที่มีปริมาณการ

ไหลและความเร็วของกระแสน้ำมากสุด ส่วนบริเวณที่สัมผัสกับท้องน้ำจะมีความเร็วในการไหลน้อยมาก

(2) เครื่องวัดกระแสน้ำ (Current Meter)

การวัดความเร็วของกระแสน้ำใช้เครื่องมือ เรียกว่า current meter ซึ่งมีสองลักษณะ คือ ชนิดที่หมุนรอบแกนตั้ง เช่น แบบถ้วยทรงกรวย (cup type) และ ชนิดหมุนรอบแกนนอน (Propeller) Current meter จะให้ค่าเป็นจำนวนรอบต่อเวลา ซึ่งต้องนำไปรับเทียบเป็นความเร็วอีกตามสมการที่

$$V = a + b \cdot N \qquad \text{..... (31)}$$

โดยที่

V = ความเร็ว

a, b = สัมประสิทธิ์ปรับเทียบ

N = จำนวนรอบต่อเวลา

(3) วิธีการวัดความเร็วกระแสน้ำ

การหาความเร็วเฉลี่ยในแนวตั้งตามความลึกมีเกณฑ์สรุปได้ดังนี้

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

เมื่อ $V_{0.2}$ = ความเร็วที่ 0.2d วัดจากผิวดิน

$V_{0.6}$ = ความเร็วที่ 0.6d วัดจากผิวดิน

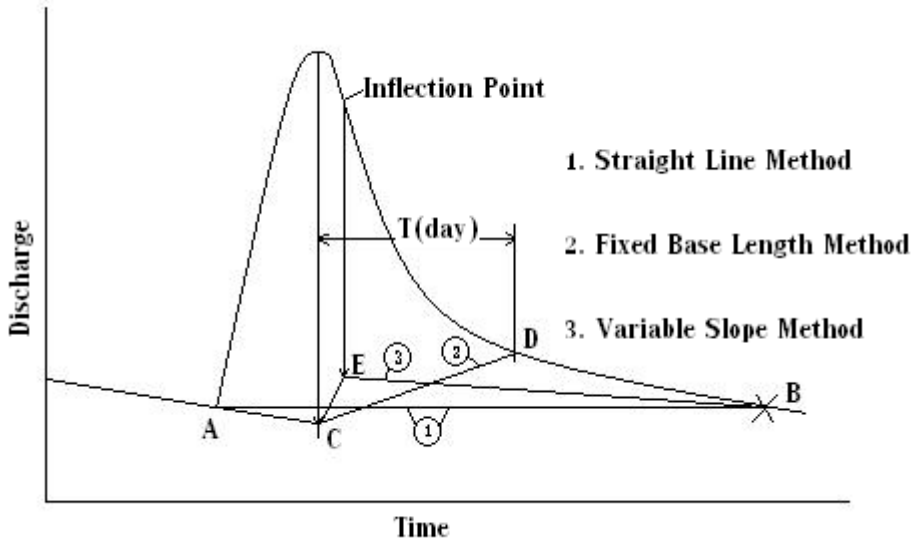
$V_{0.8}$ = ความเร็วที่ 0.8d วัดจากผิวดิน

2.6.3 การปรับข้อมูลน้ำท่า

ข้อมูลของน้ำท่าในลำน้ำถูกกระทบจากปัจจัยต่างๆ ทำให้มีความคลาดเคลื่อนได้ตลอดเวลา ทั้งนี้อาจเป็นผลจากการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศโลกในภาพรวม หรืออาจเกิดจากการเปลี่ยนแปลงของพื้นทีเหนือจากจุดที่วัดน้ำไปซึ่งเป็นได้ทั้งการเปลี่ยนแปลงสภาพการใช้ที่ดินจากพื้นที่ป่าเป็นพื้นที่เกษตรกรรมหรือชุมชนเมือง หรือการสร้างเขื่อนอ่างเก็บน้ำ การนำข้อมูลน้ำท่ามาใช้งานจำเป็นต้องตรวจสอบและปรับแก้ข้อมูลก่อนเช่นเดียวกับข้อมูลอื่นๆ ทางอุทกวิทยา

หากข้อมูลกระทบกระเทือนจากการเปลี่ยนแปลงไม่มากอาจใช้วิธี Mass Curve ของข้อมูลปริมาณน้ำท่ารายปี ตรวจสอบการเปลี่ยนแปลง และปรับแก้ข้อมูลได้ดังตัวอย่างในภาพที่ 8-17 หากผลของการเปลี่ยนแปลงทำให้ลักษณะการไหลของน้ำในลำน้ำเปลี่ยนแปลงไปโดยสิ้นเชิง จะไม่สามารถใช้ข้อมูลมาวิเคราะห์น้ำท่าในสภาพธรรมชาติได้อีกต่อไป ถึงกระนั้น ยังสามารถประเมินการไหลของน้ำในภาพธรรมชาติโดยการจำลองความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำโดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์

2.7 การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า (Hydrograph Analysis)



รูปที่ 2.7.1 วิธีการแยก base flow ออกจากกราฟน้ำท่า

2.7.1 การแยกองค์ประกอบจากกราฟท่าน้ำ (Hydrograph Analysis)

การแยกกราฟน้ำท่าออกเป็นสองส่วน เป็นการแยกระหว่างน้ำที่ไหลไปบนผิวดิน เรียกว่า direct runoff กับส่วนที่ไหลทางใต้ดินหรือ base flow ออกจากกัน วิธีการแยกการน้ำท่าประกอบด้วย วิธีเส้นตรง วิธีกำหนดความยาวของฐานเวลา และวิธีความลาดเทเปลี่ยนแปลง

(1) วิธีเส้นตรง (straight line method)

วิธีการแยกกราฟน้ำท่าออกเป็นสองส่วนดังในภาพเป็นการกำหนดจุดต่าง ๆ ลงในกราฟน้ำท่าแล้วทำการลากเส้น แบบวิธีแรกนี้ต้องทำการกำหนด 2 จุด ได้แก่ จุด A และ B

- จุด A ถึงได้ว่าเป็นจุดเริ่มต้นของ direct runoff สามารถสังเกตได้จาก กราฟน้ำท่าจะเพิ่มขึ้นทันทีจากโค้งการลดลงกราฟน้ำท่าลูกที่แล้ว ซึ่งโดยทั่วไป จะมีฝนตกหนักเกิดขึ้นก่อนเล็กน้อยหรือในเวลาเดียวกับการเพิ่มขึ้นของกราฟน้ำท่า
- จุด B ถือว่าเป็นจุดสิ้นสุดของ direct runoff สังเกตได้ค่อนข้างยาก ซึ่งในกรณีนี้ plot ข้อมูลในกระดาษกราฟสเกลปกติ แต่หาก plot ในกระดาษกราฟ semi-log โดยให้ข้อมูลน้ำท่าอยู่ในแกน log ส่วนข้อมูลเวลาอยู่ใน แกนปกติจุด B จะเป็นจุดที่มีการเปลี่ยนแปลง slope ของเส้นกราฟ
- จากนั้นให้เชื่อมจุดที่เริ่มต้นของน้ำท่าที่ไหลไปบนผิวดินและจุดที่ direct runoff สิ้นสุดการไหลไปบนผิวดินและจุดที่ direct runoff สิ้นสุดการไหลลงสู่ลำน้ำด้วยเส้นตรง AB

(2) วิธีกำหนดความยาวของฐานเวลา (Fixed Base-Length Method)

วิธีนี้จะต้องทำการกำหนดจุด 3 จุด คือ A, C, และ D

- จุด A เป็นจุดเดียวกับวิธีแรกดังที่กล่าวมาแล้ว
- จุด D เป็นจุดที่ Direct runoff สิ้นสุดการไหลลงสู่ลำน้ำ หาจากสมการที่ 9-1

$$T = 0.827 \times A^{0.2} \qquad \text{..... (32)}$$

เมื่อ T = ระยะเวลาหลังจากเกิดปริมาณน้ำท่าสูงสุด หน่วยเป็นวัน

A = พื้นที่ลุ่มน้ำ หน่วยเป็นตารางกิโลเมตร

- จุด C หาได้โดยการลากเส้นจากจุด A ต่อโค้งกรลดลงของกราฟน้ำท่าลูกที่แล้วออกมาจนถึงจุดซึ่งอยู่ใต้จุดยอกของกราฟน้ำท่าลูกที่กำลังพิจารณา
- ต่อเชื่อมจุด C และ D ด้วยเส้นตรง

(3) วิธีความลาดเทเปลี่ยนแปลง (Variable Slope Method)

วิธีนี้จะต้องทำการกำหนดจุด 4 จุด คือ A, C, E และ D

- จุด A, C และ D เป็นจุดเดียวกับสองวิธีแรกดังที่กล่าวมาแล้ว
- แนวเส้น AC เป็นแนวเดียวกับวิธีกำหนดความยาวของฐานเวลา
- จุด E เป็นจุดที่อยู่ใต้จุดเปลี่ยนโค้งของกราฟน้ำท่าที่กำลังพิจารณา หาได้โดยลากเส้นจากจุด B ย้อนกลับเข้ามาโดยใช้แนวเส้นที่ plot ในกระดาษกราฟ semi-log เป็นแนวในการลากเส้นโค้งจนกระทั่งถึงจุดใต้จุดเปลี่ยนโค้ง
- ต่อเชื่อมจุด C และ E

2.8 การเคลื่อนตัวของน้ำหลาก (Flood Routing)

2.8.1 ความหมายของ (Flood Routing)

การวิเคราะห์การเคลื่อนที่ของน้ำหลาก (Flood Routing) เป็นวิธีการที่จะใช้ศึกษาพฤติกรรมของคลื่นน้ำหลากโดยพิจารณาการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำ ตามเวลาและสถานที่ไปพร้อม ๆ กัน ซึ่งเป็นวิธีที่แสดงให้เห็นถึงการลดลงของขนาดคลื่นน้ำหลาก และเวลาที่ปริมาณน้ำสูงสุดใช้ในการเคลื่อนที่จากจุดหนึ่งไปยังอีกจุดหนึ่ง

วิธีการ flood routing สามารถแบ่งออกเป็น 2 วิธีด้วยกัน คือ reservoir routing และ streamflow routing สำหรับ reservoir routing นั้นเป็นวิธีการที่ใช้ในการศึกษาเกี่ยวกับผลกระทบของปริมาตรการเก็บกักของอ่างเก็บน้ำ ต่อรูปร่างของกราฟน้ำท่าที่ไหลเข้ามาสู่อ่าง และไหลออกจากอ่างเก็บน้ำในเวลาต่อมา ส่วน streamflow routing นั้นเป็นเทคนิคที่ใช้ในการศึกษาผลการเปลี่ยนแปลงรูปร่างกราฟน้ำท่าของ flood wave เมื่อเคลื่อนตัวไปด้านท้ายน้ำ

2.8.2 RESERVOIR ROUTING

หลักของวิธีการ routing

1. ปริมาตรของน้ำในอ่างจะมากขึ้น หรือระดับน้ำในอ่างจะเพิ่มขึ้นเมื่อมีปริมาณน้ำไหลเข้ามาสู่อ่าง

2. เมื่อระดับน้ำในอ่างเพิ่มขึ้นปริมาณการไหลออกจากอ่างก็จะเพิ่มขึ้นด้วย การไหลออจากอ่างเก็บน้ำจะทำให้ปริมาตรน้ำในอ่างลดลง

3. ถ้าหากว่าปริมาณน้ำไหลเข้า และปริมาณน้ำไหลออกในเวลาใดๆ ไม่เท่ากันแล้ว จะมีการเปลี่ยนแปลงปริมาตรของน้ำในอ่าง

ข้อมูลที่ใช้คำนวณเกี่ยวกับวิธีการ routing

1. กราฟปริมาณน้ำไหลเข้า (inflow hydrograph)

2. ลักษณะทางกายภาพของ storage และ outlets ของอ่างเก็บน้ำ

2.8.3 การเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านลำน้ำ (Channel Routing)

การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านลำน้ำโดยวิธีของ Muskingum ใช้ routing equation และ storage equation โดยกำหนดให้ค่า m/d = 1 และ K=b/a จะได้

$$S = x \cdot K \cdot I + (1-x) \cdot K \cdot O \qquad \text{..... (33)}$$

เมื่อแทน storage equation ลงใน routing equation จะได้

$$\frac{\left(x \cdot K \cdot I_2 + (1-x) \cdot K \cdot O_2\right) - \left(x \cdot K \cdot I_1 + (1-x) \cdot K \cdot O_1\right)}{\Delta t} = \frac{1}{2}\left(I_1 + I_2\right) - \frac{1}{2}\left(O_1 + O_2\right) \qquad \text{..... (34)}$$

ทำการจัดรูปสมการใหม่จะได้เป็นสมการสำหรับคำนวณน้ำหลากผ่านลำน้ำ ดังนี้

$$O_2 = C_0 \cdot I_2 + C_1 \cdot I_1 + C_2 \cdot I_1 \qquad \text{..... (35)}$$

โดยที่

$$C_0 = \frac{K \cdot x - 0.5 \cdot t}{K - K \cdot x + 0.5 \cdot t} \quad \text{..... (36)}$$

$$C_1 = \frac{K \cdot x + 0.5 \cdot t}{K - K \cdot x + 0.5 \cdot t} \quad \text{..... (37)}$$

$$C_2 = \frac{K - K \cdot x - 0.5 \cdot t}{K - K \cdot x + 0.5 \cdot t} \quad \text{..... (38)}$$

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1 \quad \text{..... (39)}$$

บทที่ 3 อุปกรณ์และวิธีการ

อุปกรณ์

1. คอมพิวเตอร์

2. โปรแกรมคอมพิวเตอร์ ได้แก่ Microsoft Excels, Microsoft Word, Edit Plus, Macromedia Dreamweaver 8 และ อื่นๆ

3. หนังสือที่ใช้ในการศึกษาโปรแกรมต่างๆ

4. หนังสือในรายวิชาอุทกวิทยาวิศวกรรม

วิธีดำเนินการ

1) ศึกษาโปรแกรมการเขียนเว็บไซท์ด้วยภาษา PHP
   - ค้นคว้าหาข้อมูล ซื้อหนังสืออ่าน
   - ข้อคำแนะนำจากอาจารย์ที่ปรึกษาโครงการในเรื่องของตัวโปรแกรม PHP
   - ค้นคว้าหาข้อมูลที่เกี่ยวข้องในเว็บไซท์เพิ่มเติม
   - ทดลองเขียนตัวโปรแกรมอย่างง่ายในเบื้องต้น พร้อมตรวจความถูกต้องแก้ข้อผิดพลาดของตัวโปรแกรมนั้นๆ
2) ศึกษาเรื่องอุทกวิทยา
   - หาหนังสืออ่านเพิ่มเติม
   - สอบถามข้อสงสัยกับอาจารย์ที่ปรึกษาโครงการ
   - จับใจความสำคัญของเนื้อเรื่อง
   - เน้นหัวข้อที่มีความซับซ้อนมาเขียนเป็นตัวโปรแกรม หัวข้อที่เขียนมีดังนี้
     1. การประมาณค่าข้อมูลน้ำฝนที่หายไป (Estimating missing rainfall data) โดยวิธีอัตราส่วนปกติ (Normal-Ratio Method)
     2. สมการการหาค่าความดันไอน้ำจริงในบรรยากาศ โดยใช้ข้อมูลที่ได้จากการอ่าน Psychrometer แบบเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะเปียก – กระเปาะแห้ง

3. สมการการซึมลงดิน ในการคำนวณหาปริมาณการซึมลงดิน มีผู้ศึกษาและพัฒนาวิธีการคำนวณไว้หลายวิธี ในที่การเขียนโปรแกรมช่วยคำนวณนี้จะกล่าวถึง 3 สมการได้แก่
    - สมการการซึมลงดินของ Horton (1939)
    - สมการการซึมลงดินของ Philip (1957)
    - สมการการซึมลงดินของ Green-Ampt (1911)
4. การวิเคราะห์พารามิเตอร์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder
5. การสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder
6. การสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ SCS (Us Soil Conservation Service)
7. การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านลำน้ำ โดยวิธี Muskingum

3) ดำเนินการเขียนเว็บไซท์
4) ปรึกษาอาจารย์หาข้อแก้ไขและดำเนินการแก้ไข
5) สรุปและเขียนรายงาน

บทที่ 4 การแสดงผลและการวิเคราะห์ผล

4.1 ผลที่ได้จากการเขียนโปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรม

การเข้าใช้โปรแกรมให้เข้าไปที่ http://pirun.ku.ac.th/~fengvwv/chotiga/ จะปรากฏหน้าเว็บไซท์ดังรูป

รูปที่ 4.1 แสดงหน้าเว็บไซท์ ซึ่งบอกรายละเอียด หัวข้อของรายวิชาอุทกวิทยา

หัวข้อที่ใช้เป็นข้อมูลในการเขียนโปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิยาทางวิศวกรรมบนเว็บ ได้แก่

(1) อุตุนิยมวิทยา (Basic Meteorology)

(2) น้ำจากอากาศ (Precipitation)

(3) การระเหยและการคายน้ำ

(4) การซึมลงดิน (infiltration)

(5) น้ำใต้ดิน (Groundwater)

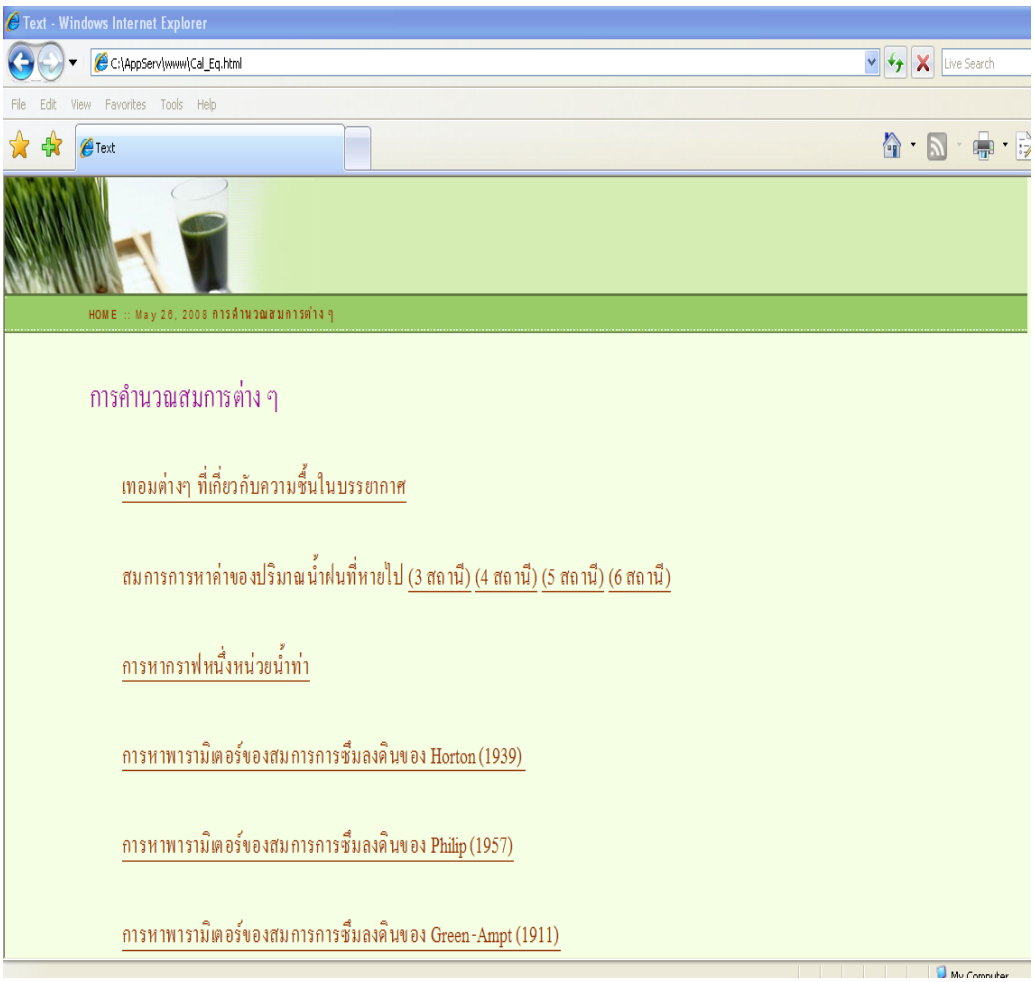
(6) น้ำท่าหรือน้ำในแม่น้ำ (Stream flow)

(7) การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า (Hydrograph Analysis)

(8) การเคลื่อนตัวของน้ำหลาก (Flood Routing)

(9) การคำนวณสมการต่างๆ

4.2 โปรแกรมที่ช่วยในการคำนวณทางด้านอุทกวิยาทางวิศวกรรมบนเว็บ มีดังนี้



รูปที่ 4.2 แสดงหน้าเว็บไซท์ ของการคำนวณสมการต่างๆ ในรายวิชาอุทกวิทยา

4.2.1. เทอมต่างๆ ที่เกี่ยวกับความชื้นในบรรยากาศ

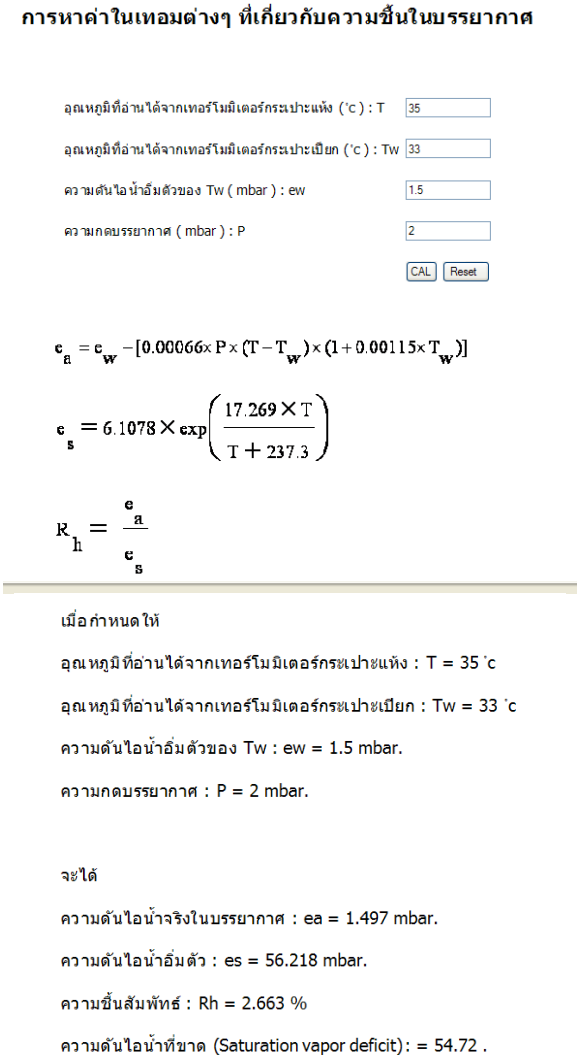
เป็นโปรแกรมที่คำนวณค่าต่างๆ ที่เกี่ยวกับความชื้นในบรรยากาศ ได้แก่ ความดันไอน้ำจริงในบรรยากาศ ความดันไอน้ำอิ่มตัว ค่าความชื้นสัมพัทธ์ และค่าความดันไอน้ำที่ขาด โดยใช้ข้อมูลในการคำนวณสมการดังนี้

(1) อุณหภูมิที่อ่านได้จากเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะแห้ง

(2) อุณหภูมิที่อ่านได้จากเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะเปียก

(3) ความดันไอน้ำอิ่มตัวของอุณหภูมิที่อ่านได้จากเทอร์โมมิเตอร์กระเปาะเปียก

(4) ความกดบรรยากาศ

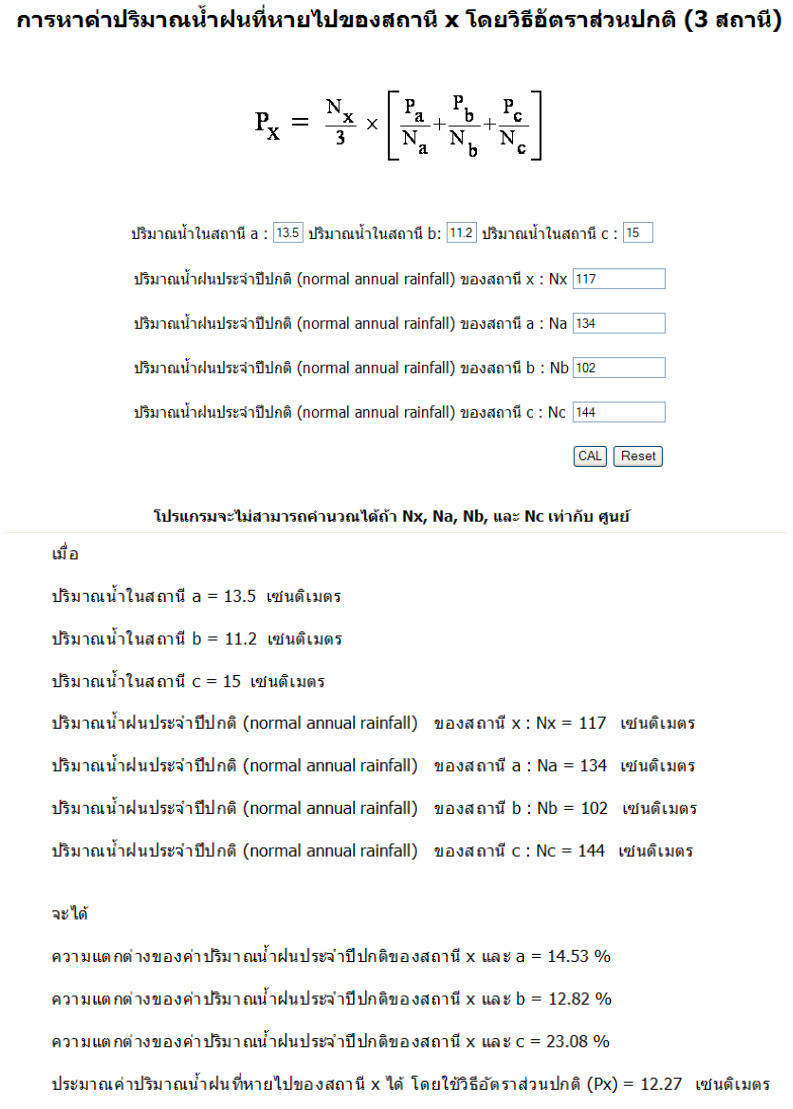


รูปที่ 4.3 แสดงหน้า การคำนวณค่าในเทอมต่างๆ ที่เกี่ยวกับความชื้นในบรรยากาศ

4.2.2 สมการการหาค่าของปริมาณน้ำฝนที่หายไป

ในการประมาณค่าปริมาณน้ำฝนที่หายไปนั้นมีด้วยกันหลายวิธี อาทิ วิธีเฉลี่ยจากสถานีข้างเคียง (station-mean method) วิธีอัตราส่วนปกติ (normal-ratio method) และวิธี quadrant ใช้การเฉลี่ยถ่วงน้ำหนัก (weighted mean) มาใช้ในการประมาณค่า

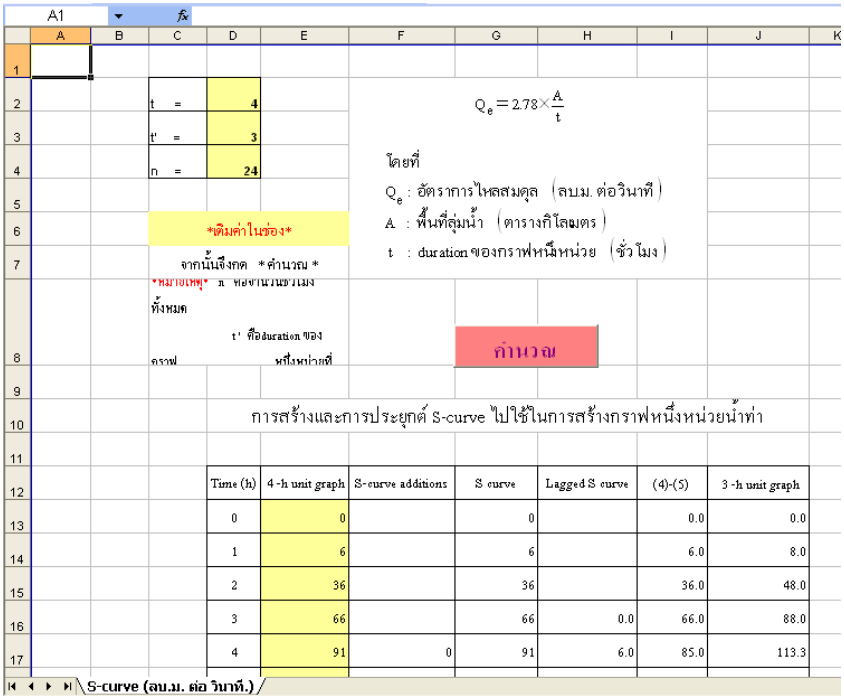
โดยโปรแกรมนี้ใช้วิธีอัตราส่วนปกติ ซึ่งจะพิจารณาจากปริมาณน้ำฝนปกติรายปี (normal annual rainfall) ของแต่ละสถานี คำนวณความแตกต่างของค่าปริมาณน้ำฝนประจำปีปกติของสถานี x กับสถานีข้างเคียงเป็นร้อยละ และคำนวณสมการเพื่อประมาณค่าปริมาณน้ำฝนที่หายไปของสถานี x ด้วย (ยกตัวอย่างการคำนวณ กรณีมี 3 สถานี)



รูปที่ 4.4 แสดงหน้า การคำนวณการหาค่าของปริมาณน้ำฝนที่หายไป

4.2.3 การหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

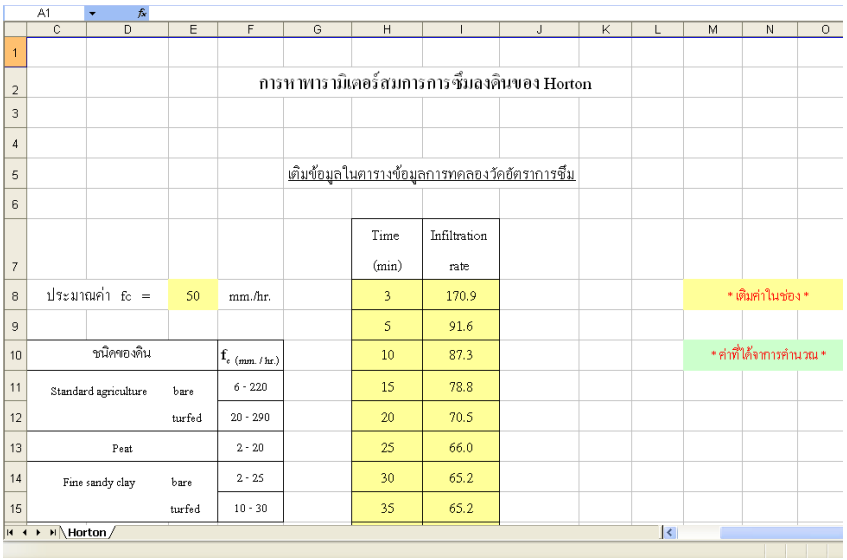
S-curve หรือ S-hydrograph เกิดจากการนำกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามาเรียงต่อกัน โดยแต่ละลูกห่างกันเท่ากับ duration ของกราฟ และทำการรวม ordinates ตามเวลา ดังนั้น จึงเปรียบเสมือนเป็นกราฟน้ำท่าที่เกิดจากปริมาณน้ำฝนสุทธิที่มีความเข้มสม่ำเสมอ 1/t ซม.ต่อชั่วโมง ตกต่อเนื่องไปเรื่อยๆ



Time (h)	4 -h unit graph	S-curve additions	S curve	Lagged S curve	(4)-(5)	3 -h unit graph
0	0		0		0.0	0.0
1	6		6		6.0	8.0
2	36		36		36.0	48.0
3	66		66	0.0	66.0	88.0
4	91	0	91	6.0	85.0	113.3

รูปที่ 4.5 แสดงหน้า ตารางการคำนวณการหากราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

4.2.4 การหาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Horton (1939)



การหาพารามิเตอร์สมการการซึมลงดินของ Horton

เติมข้อมูลในตารางข้อมูลการทดลองวัดอัตราการซึม

Time (min)	Infiltration rate
3	170.9
5	91.6
10	87.3
15	78.8
20	70.5
25	66.0
30	65.2
35	65.2

ประมาณค่า fc = 50 mm./hr.

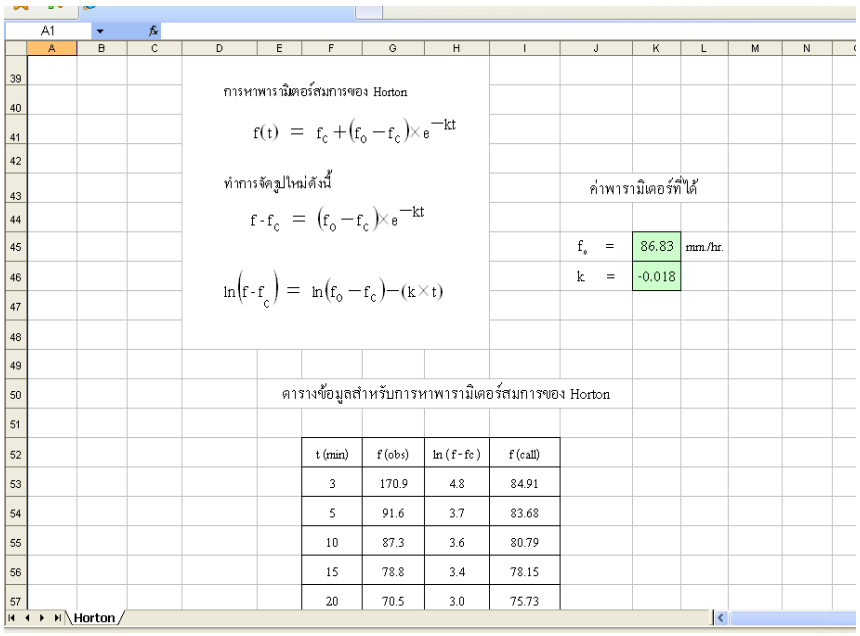
* เติมค่าในช่อง *

* ค่าที่ได้จากการคำนวณ *

ชนิดของดิน		f_c (mm. / hr.)
Standard agriculture	bare	6 - 220
	turfed	20 - 290
Peat		2 - 20
Fine sandy clay	bare	2 - 25
	turfed	10 - 30

Horton

รูปที่ 4.6 แสดงตารางข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Horton



การหาพารามิเตอร์สมการของ Horton

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

ทำการจัดรูปใหม่ดังนี้

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

$$\ln(f - f_c) = \ln(f_0 - f_c) - (k \times t)$$

ค่าพารามิเตอร์ที่ได้

f_0 = 86.83 mm./hr.

k = -0.018

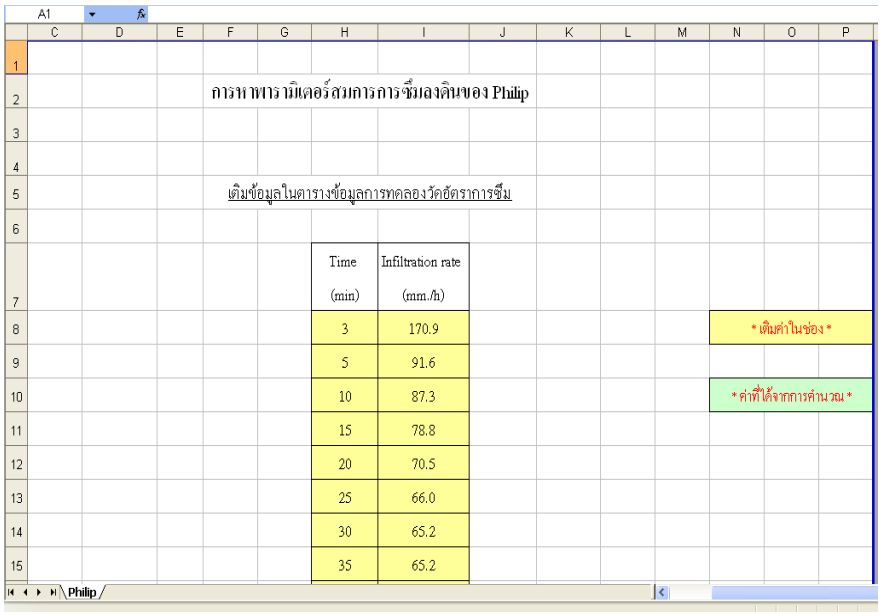
ตารางข้อมูลสำหรับการหาพารามิเตอร์สมการของ Horton

t (min)	f (obs)	ln (f - fc)	f (call)
3	170.9	4.8	84.91
5	91.6	3.7	83.68
10	87.3	3.6	80.79
15	78.8	3.4	78.15
20	70.5	3.0	75.73

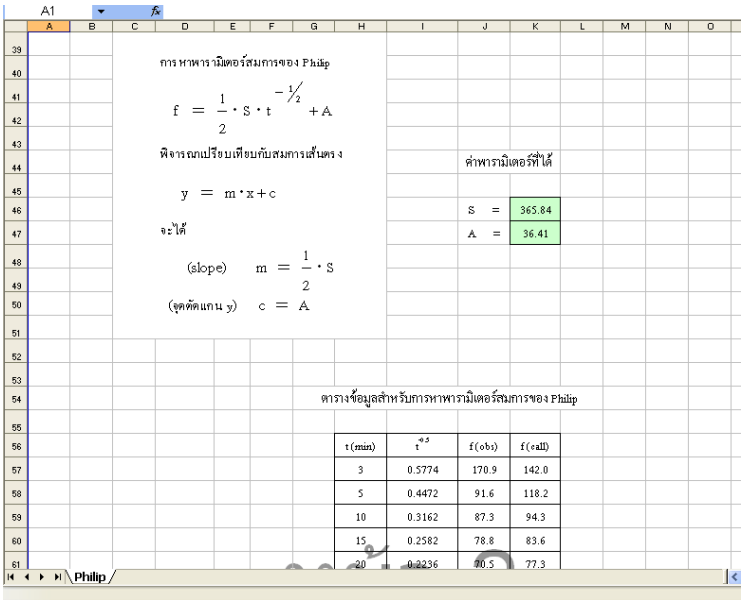
Horton

รูปที่ 4.7 แสดงตารางข้อมูลที่ได้จากการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Horton

4.2.5 การหาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Philip (1957)

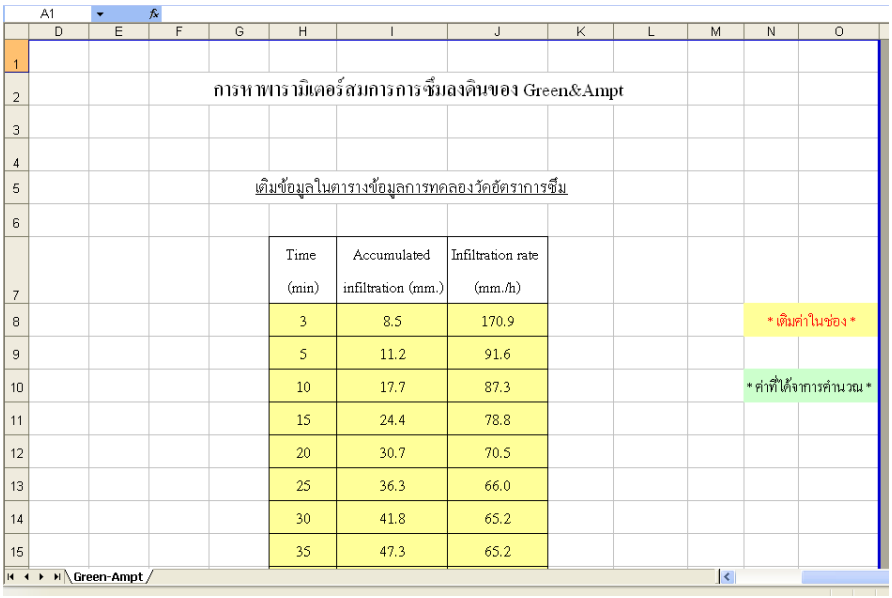


รูปที่ 4.8 แสดงตารางข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Philip

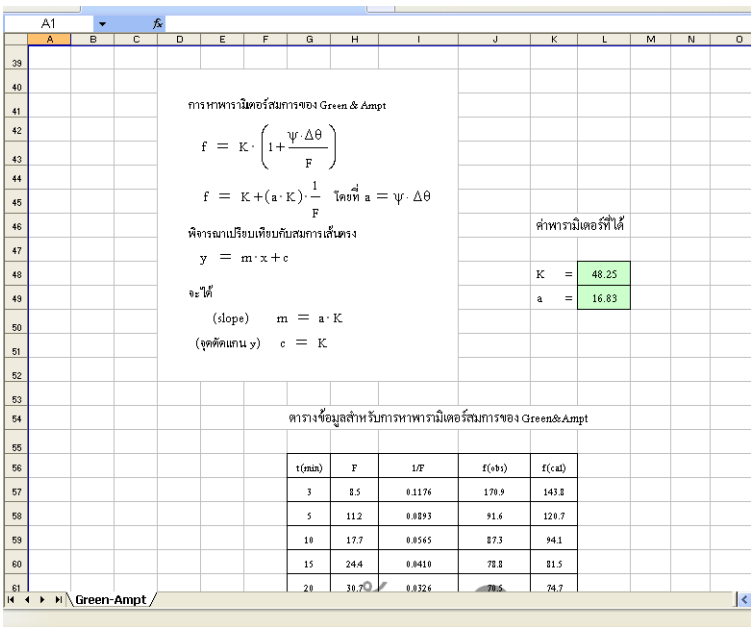


รูปที่ 4.9 แสดงตารางข้อมูลที่ได้จากการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Philip

4.2.6 การหาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Green-Ampt (1911)



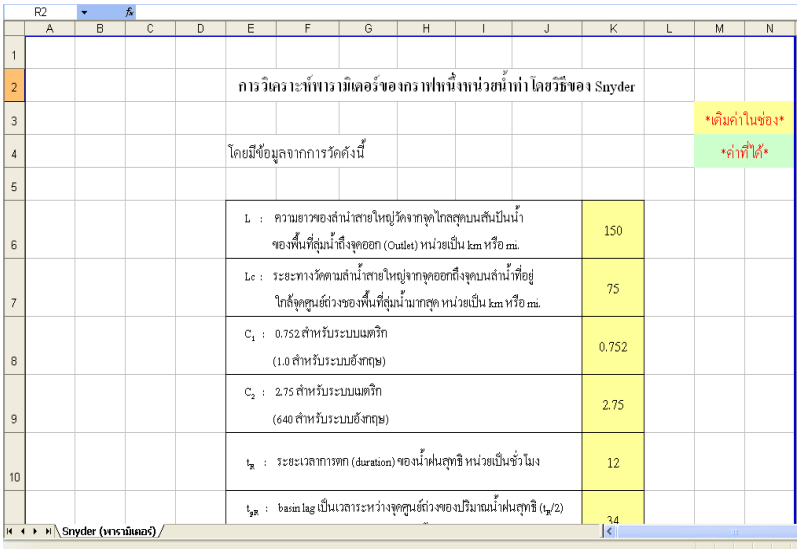
รูปที่ 4.10 แสดงตารางข้อมูลที่ใช้ในการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Green-Ampt



รูปที่ 4.11 แสดงตารางข้อมูลที่ได้จากการคำนวณ
หาพารามิเตอร์ของสมการการซึมลงดินของ Green-Ampt

4.2.7 การวิเคราะห์พารามิเตอร์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder

การสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของ Snyder ที่มีรูปร่างทั่วไปกระทำโดยการหาพารามิเตอร์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า 6 ตัว ได้แก่ t_R, t_{pR}, q_{pR}, t_b, W_{50} และ W_{75}



การวิเคราะห์พารามิเตอร์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder

เติมค่าในช่อง

ค่าที่ได้

โดยมีข้อมูลจากการวัดดังนี้

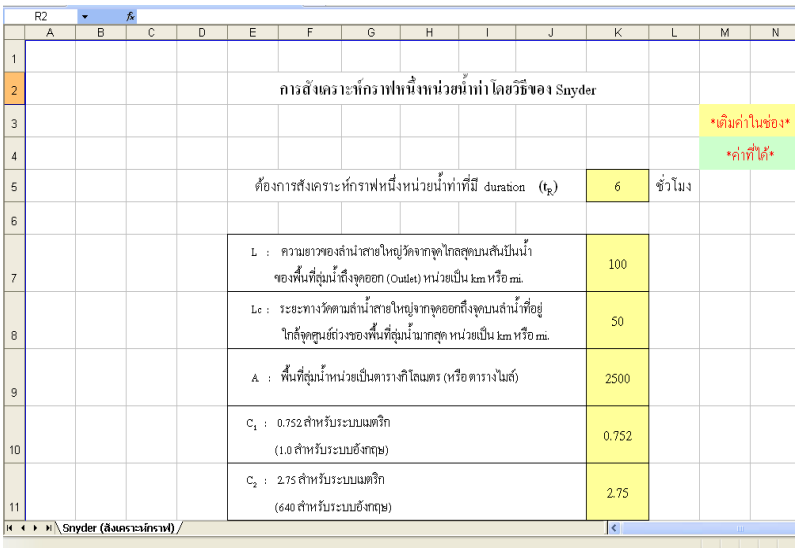
L :	ความยาวของลำน้ำสายใหญ่วัดจากจุดไกลสุดบนสันปันน้ำของพื้นที่ลุ่มน้ำถึงจุดออก (Outlet) หน่วยเป็น km หรือ mi.	150
Lc :	ระยะทางวัดตามลำน้ำสายใหญ่จากจุดออกถึงจุดบนลำน้ำที่อยู่ใกล้จุดศูนย์ถ่วงของพื้นที่ลุ่มน้ำมากสุด หน่วยเป็น km หรือ mi.	75
C_1 :	0.752 สำหรับระบบเมตริก (1.0 สำหรับระบบอังกฤษ)	0.752
C_2 :	2.75 สำหรับระบบเมตริก (640 สำหรับระบบอังกฤษ)	2.75
t_R :	ระยะเวลาการตก (duration) ของน้ำฝนสุทธิ หน่วยเป็นชั่วโมง	12
t_{pR} :	basin lag เป็นเวลาระหว่างจุดศูนย์ถ่วงของปริมาณน้ำฝนสุทธิ (t_R/2)	34

Snyder (พารามิเตอร์)

รูปที่ 4.12 แสดงตารางข้อมูลการวิเคราะห์
พารามิเตอร์ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder

4.2.8 การสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของ Snyder มีสองลักษณะ คือ มีรูปร่างที่เหมือนมาตรฐาน กับที่มีรูปร่างทั่วไป โดยมีเงื่อนไขคือ $t_p = 5.5 \times t_r$ โดย t_p คือ basin lag เป็นเวลาระหว่างจุดศูนย์ถ่วงของปริมาณน้ำฝนสุทธิ t_r คือ ระยะเวลาการตก (duration) ของน้ำฝนสุทธิที่ทำให้เกิดกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่ามาตรฐาน (ชั่วโมง)



รูปที่ 4.13 แสดงตารางข้อมูลการการสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ Snyder

4.2.9 การสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ SCS (Us Soil Conservation Service)

การสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ SCS

ระยะเวลาการตก (duration) ของน้ำฝนสุทธิ (ชั่วโมง) : tr 10

ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำ (ตารางกิโลเมตร) : A 13.5

Time of concentration (ชั่วโมง) : tc 1.25

CAL Reset

$$t_p = 0.6 \times t_c$$

$$T_p = \frac{t_r}{2} + t_p$$

$$q_p = \frac{C \times A}{T_p}$$

เมื่อกำหนดให้

ระยะเวลาการตก (duration) ของน้ำฝนสุทธิ : tr = 10 ชั่วโมง

ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำ : A = 13.5 ตารางกิโลเมตร

Time of concentration : tc = 1.25 ชั่วโมง

จะได้

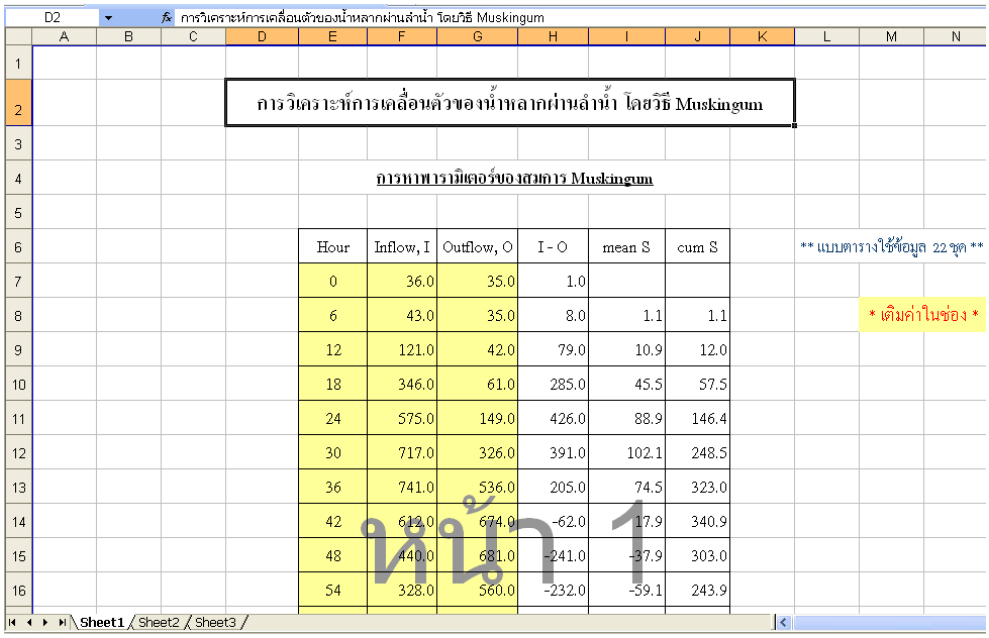
Lag time : tp = 0.75 ชั่วโมง

ช่วงเวลาตั้งแต่เริ่มเกิด Direct runoff จนกระทั่งมีค่าสูงสุด : Tp = 0.833 ชั่วโมง

ปริมาณ Direct runoff สูงสุด : qp = 33.696 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาทีต่อเซนติเมตร

รูปที่ 4.14 แสดงหน้า การคำนวณการสังเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยวิธีของ SCS

4.2.10 การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านลำน้ำ โดยวิธี Muskingum



การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านลำน้ำ โดยวิธี Muskingum

การหาพารามิเตอร์ของสมการ Muskingum

Hour	Inflow, I	Outflow, O	I - O	mean S	cum S
0	36.0	35.0	1.0		
6	43.0	35.0	8.0	1.1	1.1
12	121.0	42.0	79.0	10.9	12.0
18	346.0	61.0	285.0	45.5	57.5
24	575.0	149.0	426.0	88.9	146.4
30	717.0	326.0	391.0	102.1	248.5
36	741.0	536.0	205.0	74.5	323.0
42	612.0	674.0	-62.0	17.9	340.9
48	440.0	681.0	-241.0	-37.9	303.0
54	328.0	560.0	-232.0	-59.1	243.9

** แบบตารางใช้ข้อมูล 22 ชุด **

* เติมค่าในช่อง *

หน้า 1

รูปที่ 4.15 แสดงหน้า การคำนวณการวิเคราะห์การเคลื่อนตัว
ของน้ำหลากผ่านลำน้ำ โดยวิธี Muskingum

บทที่ 5 สรุปและข้อเสนอแนะ

โปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรมบนเว็บเป็นการเขียนขึ้นโดยใช้โปรแกรมคอมพิวเตอร์ คือ Excels, Macromedia Dreamweaver 8 และ โปรแกรม Edit Plus ในการใช้งานของตัวโปรแกรมช่วยคำนวณนี้ ต้องใช้ Internet ในการเข้าสู่หน้าเว็บไซท์ ซึ่งเป็นหน้าหลักของตัวโปรแกรม ผู้ใช้สามารถเลือกดูเนื้อหาในแต่ละหัวข้อทางอุทกวิทยาทางวิศวกรรมได้ ทั้งยังสามารถเข้าสู่ระบบการคำนวณสมการต่างๆ อาทิเช่น สมการการซึมลงดิน การวิเคราะห์กราฟน้ำท่า การหาค่าของเทอมต่างๆ ที่เกี่ยวกับความชื้นในบรรยากาศ เป็นต้น

สามารถสรุปการทำงานของโปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรมบนเว็บได้ดังนี้คือ สามารถใช้งานได้ง่าย ขั้นตอนไม่ยุ่งยาก สามารถคำนวณสมการที่มีความซับซ้อนได้ง่าย ให้ความรู้ทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรม แก่ผู้ที่สนใจและกำลังศึกษา

ข้อจำกัดของโปรแกรม

- ไม่มี Internet ก็ไม่สามารถ ใช้โปรแกรมช่วยคำนวณทางด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรมนี้ได้
- ผู้ใช้โปรแกรมช่วยคำนวณนี้ต้องมีความรู้ด้านอุทกวิทยาทางวิศวกรรมพอสมควร

เอกสารอ้างอิง

สภาวิจัยของสหรัฐอเมริกา (U.S. National Research Council, 1991)

ดร.เอกสิทธิ์ โฆสิตสกุลชัย อุทกวิทยา 1 ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน
คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ กำแพงแสน 2544 (ปรับปรุง2547)

ดร.วีระพล แต้สมบัติ หลักอุทกวิทยา ภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ
คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ บางเขน กรุงเทพมหานคร มิถุนายน 2538