บทที่ 2

ทฤษฎี

2.1 การไหลของ Return Flow ทั้งระบบ

Utah State University Foundation (1969) อธิบายลักษณะและปริมาณของการเกิด Return Flow ในรูปของความสัมพันธ์ของตัวแปรต่าง ๆ เขียน เป็นสมการไว้ดังนี้

$$IRF = f\left[Q_i, C_s, B_g, T_a, M_a, S_m, S_c, ET, D_p, F_p, C_F, O_i\right]$$

เมื่อ IRF = ปริมาณของ Return Flow จากพื้นที่ชลประทาน

Q_i = ปริมาณน้ำชลประทาน

C_s = ปริมาณน้ำรั่วซึมจากคลองส่งน้ำ

B_g = ปริมาณของน้ำ By pass

T_a = เวลาในการให้น้ำแก่พื้นที่

M_a = อัตราและวิธีการของการให้น้ำ

S_m = ปริมาณน้ำ (ความชื้น) ในดิน

S_c = คุณลักษณะและคุณสมบัติต่าง ๆ ของดิน เช่น ชนิด เนื้อดิน ขนาดความสามารถในการให้น้ำซึมผ่าน ความสามารถในการอุ้มน้ำ ความลึก ฯลฯ

ET = ปริมาณของการระ เหยและการคายน้ำของพืช

D_p = ปริมาณน้ำที่ซึมลึกลงดินใต้ เขตรากพืช

F_p = ลักษณะของแปลงปลูกพืช (Farm practice)

C_F = องค์ประกอบทางภูมิภาค เช่น ฝน อุณหภูมิ ความชื้นสัมพันธ์ ความเร็วลม การแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์

O_i = ปริมาณน้ำจาก เหตุอื่น ๆ เช่น น้ำ เพื่อการอุปโภค บริโภค ประปา น้ำทิ้งจากโรงงานอุตสาหกรรม หมู่บ้าน ฯลฯ

สมการนี้ชี้ให้เห็นความสัมพันธ์ที่มีต่อกันระหว่างตัวแปรต่าง ๆ ในระบบ (System) ที่มีผลเกี่ยวข้องกับปริมาณการไหลของ Return Flow อย่างกว้างและแสดงความยุ่งยากในการหาค่าตัวแปรต่าง ๆ เหล่านั้น

Orlob และ Wood (1967) ได้เสนอแบบจำลอง (Model) การหาปริมาณ Return Flow โดยแยกระบบออกเป็นระบบย่อย 3 ส่วน (Storage elements) คือ ระบบของน้ำในลำน้ำ (Surface Water) ระบบของน้ำในผิวดินชั้นบน (Soil moisture) และระบบของน้ำใต้ดิน (Ground water) น้ำในระบบย่อยทั้งสามจะไหลกลับไปกลับมาตามความสัมพันธ์ที่มีต่อกัน ตามรูป 2.1 น้ำที่เกิดขึ้นในระบบสามารถเขียนเป็นสมการ Continuity ได้ดังนี้

$$\frac{dS}{dt} = \Sigma Q$$

เมื่อ S = ปริมาณน้ำที่เหลือของระบบ (Total storage water)

Q = ปริมาณน้ำที่เกิดจากระบบ (ไหลเข้า-ไหลออก จากระบบ)

t = เป็นเวลาที่พิจารณา

สมการข้างต้น สามารถเขียนแยกตามระบบย่อยต่าง ๆ ได้ดังนี้

ในระบบของน้ำในลำน้ำ ; $\frac{dS_c}{dt} = Q_{ci} - Q_{co} + Q_s + Q_g - Q_d + Q_i - Q_a + R' - E$

ในระบบของน้ำในผิวดินชั้นบน ; $\frac{dS_s}{dt} = Q_{si} - Q_s + Q_d + Q_r - U + R - Q_v$

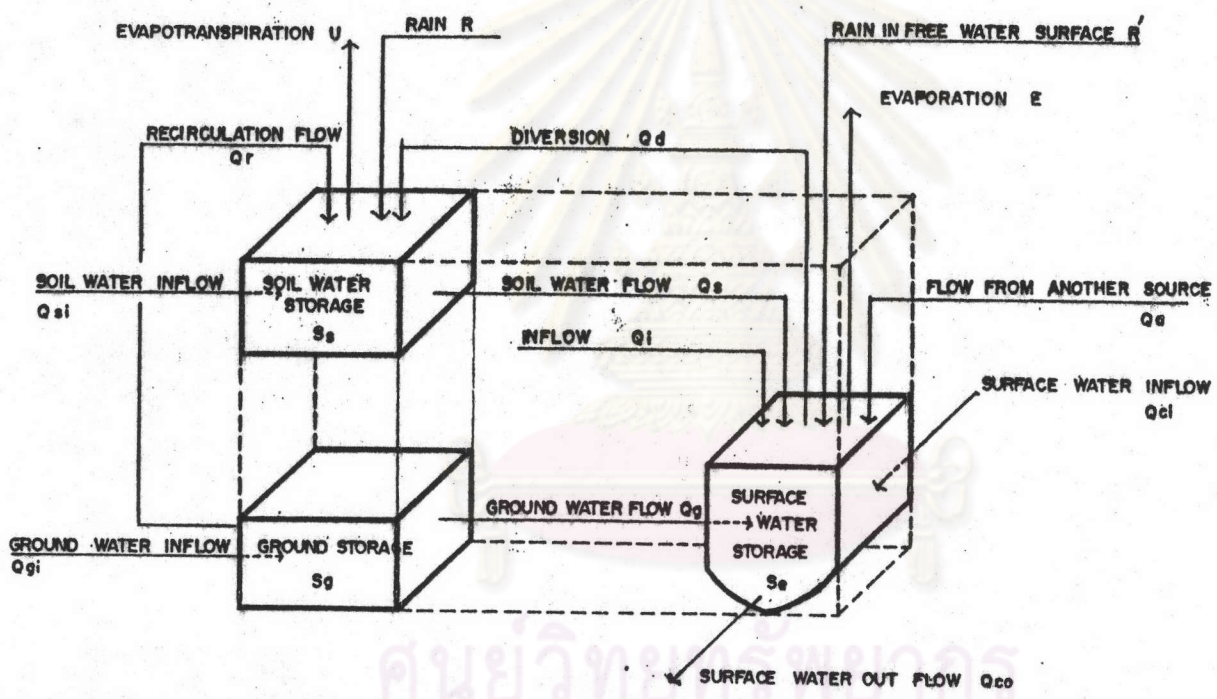
ในระบบของน้ำใต้ดิน ; $\frac{dS_g}{dt} = Q_{gi} - Q_g + Q_v - Q_r$

เมื่อ R เป็นปริมาณน้ำฝนที่ตกลงบนผิวดิน

R' เป็นปริมาณน้ำฝนที่ตกลงบนผิวน้ำในลำน้ำธรรมชาติ

E เป็นปริมาณน้ำที่ระเหยจากผิวน้ำ

U เป็นปริมาณน้ำที่ระเหยและคายน้ำของพืชจากผิวดิน



รูป2.1 รูปจำลองทางชลศาสตร์ ของ ORLOB และ WOODS(1967)

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

สำหรับ Subscip c, s และ g แสดงแหล่งที่มาของ Q จากผิวน้ำและจากใต้ดิน ตามลำดับ

i และ o แสดงปริมาณ เข้าและออกจากระบบย่อยต่าง ๆ

d แสดงแหล่งที่มาของ Q จากการชลประทาน

v แสดง Q ที่ไหลในแนวดิ่ง

r แสดง Q ที่ไหลหมุน เวียนอยู่ในระบบย่อยต่าง ๆ เช่นจากการสูบน้ำ เป็นต้น

a แสดง Q ที่ไหล เข้าหรือออกจากระบบโดย เหตุอื่นนอกจากที่กล่าวไว้

2.2 น้ำผิวดิน (Surface flow)

ปริมาณและการ เกิดน้ำไหลผิวดินหรือ Runoff เป็นผลมาจากสภาพและความลาดชันของพื้นที่ ความชื้นในดิน อัตราการซึมผ่านผิวดิน (Infiltration rate) ปริมาณและช่วง เวลาการตกของฝน อัตราการใช้น้ำของพืชและชนิดของพืชที่ปลูก ในระบบชลประทาน ปริมาณน้ำไหลผิวดินสามารถวัดหาออกมาได้โดยตรงและสามารถควบคุมปริมาณของการ เกิดได้โดยไม่มีปัญหามากมายนักจากระบบส่งน้ำและระบบระบายน้ำที่มีอยู่ของโครงการ

Knisel และคณะ (1969) ได้พัฒนาสมการของ Hartman เพื่อคาดคะ เนปริมาณของน้ำไหลผิวดินที่ เกิดจากฝน โดยอาศัยข้อมูลภูมิอากาศรายวัน สำหรับพื้นที่ที่ไม่มีสถานีวัดน้ำ สมการทั่วไปของวิธีการนี้คือ

$$Q = \left[P(P-P_1)\right]/\left[1/G+(P-P_1)\right] \qquad (1)$$

เมื่อ Q และ P เป็นความสูงของน้ำไหลผิวดินและน้ำฝนรายวันของพื้นที่รับน้ำตามลำดับ P_1 เป็นความสูงของน้ำในก่อนที่จะ เกิดน้ำไหลผิวดิน และจะ เป็นค่าคงที่ของสมการ ค่าของ P_1 และ G อยู่ในฟังก์ชั่นของความชื้นในดินที่นำมาใช้ได้ (Available soil moisture) ปริมาณของน้ำสะสมในชั้นดินหาได้จาก P-Q และค่าความชื้นสูญ เสียไป คำนวณได้จากสมการ

$$SM_t = SM_o K^t \qquad (2)$$

เมื่อ SM_t เป็นความชื้นในดินที่เวลา t, SM_o เป็นความชื้นในดินที่ก่อนเวลา t, K เป็นอัตราการสูญเสียน้ำ (Dissipation rate) ซึ่งมีค่าตามความสัมพันธ์ของความชื้นในดิน (SM) ค่าเฉลี่ยการระเหยจากถาดระเหยรายวัน (PE) และอุณหภูมิของอากาศ (T) Kawkins (1979) ให้ความสัมพันธ์ไว้ดังนี้

$$K = c_o + c_1 . SM + c_2 . PE + c_3 . T \qquad (3)$$

c_o, c_1, c_2 และ c_3 เป็นค่าคงที่ของสมการเปลี่ยนแปลงในตามฤดูกาลของภูมิอากาศ สำหรับกรณีที่สภาพความชื้นในดินมีค่าสูงมากหรือต่ำมาก ความชื้นที่สูญเสียไปจะคำนวณใหม่ได้จาก

$$Sm_t = SM_o - ct \qquad (4)$$

โดย c เป็นตัวคงที่ของสมการ มีค่าเปลี่ยนแปลงตามค่าของ K

Hyatt ให้สมการอย่างง่ายสำหรับคำนวณปริมาณน้ำไหลผิวดิน (Q_r) สำหรับพื้นที่ชลประทานไว้จากผลต่างระหว่างปริมาณน้ำที่นำเข้าพื้นที่ (Diversion water) หรือ Wt_r กับปริมาณน้ำที่หายไปเนื่องจากการรั่วซึมลงดิน การระเหยและการคายน้ำของพืช ในเทอมของ Wd_r ดังนี้

$$Q_r = Wt_r - W_{dr} \qquad (5)$$

สมการนี้เหมาะสมสำหรับการคาดคะเนผลของระบบรวม (Overall system)

2.3 <u>การหาปริมาณน้ำซึมลึกลงดิน</u> (Deep percolation)

Hyatt ให้สมการทั่วไปไว้ดังนี้

$$G_r = F_r - ET_r \qquad \left[M_s(t) = M_{cs}\right]$$

$$G_r = o \qquad \left[M_s(t) < M_{cs}\right]$$

010586

เมื่อ G_r เป็นอัตราการซึมลงดิน, F_r เป็นอัตราการซึมผ่านผิวดิน (Infiltration rate), ET_r เป็นอัตราการระเหยและคายน้ำของพืชที่เกิดขึ้น $M_s(t)$ เป็นปริมาณน้ำในเขตรากพืชที่พืชสามารถนำเอาไปใช้ได้ในเวลา t, และ M_{cs} เป็นความสามารถในการเก็บน้ำในระดับที่มีประโยชน์ต่อพืช (Water available to plants) ในเขตรากพืช สมมติฐานของสมการนี้ทำให้ค่าน้ำซึมลงดิน เกิดขึ้นเมื่อความชื้นในดินมีค่ามากกว่าหรือเท่ากับความชื้นในดินที่พืชนำไปใช้ได้เท่านั้น Hornsby (1973) ได้สนับสนุนสมมติฐานของ Hyatt ว่าสามารถใช้ได้โดยไม่ให้ความผิดพลาดมากนัก น้ำซึมลงดินจะเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วภายหลังจากการได้รับน้ำจากฝนหรือการชลประทาน เมื่อดินในเขต Transmission ใกล้อิ่มตัวและจะเกิดขึ้นต่อไปอีกอย่างช้า ๆ เมื่อดินอยู่ในสภาพกึ่งอิ่มตัว

Hurley (1961, 1968) ให้สมการคำนวณอัตราการซึมลงดินในพื้นที่ชลประทานจากผลรวมของน้ำชลประทานและน้ำฝนใช้การลบด้วยอัตราการใช้น้ำของพืชและน้ำระบายออกท้ายแปลงหรือน้ำทิ้งของโครงการ

2.4 กลศาสตร์การไหลของน้ำใต้ดิน

การไหลของน้ำผ่านชั้นดินที่มีเนื้อดินและคุณสมบัติ เช่น เดียวกันตลอด (Homogeneous and Isotropic) และอยู่ในสภาพอิ่มน้ำ Darcy ให้สมการไว้ดังนี้

$$V = -k \frac{\partial \psi}{\partial \ell} \qquad (1)$$

เมื่อ v เป็นความเร็วของการไหล k เป็นค่าคงที่ของคุณสมบัติของดินหรือเรียกว่า สัมประสิทธิ์การให้น้ำซึมผ่านของดิน และ ψ เป็นศักย์รวมที่เกิดจากความดันและแรงโน้มถ่วงของโลก (Total potential or head) ระหว่างระยะทาง ℓ ในทิศทางการไหลของน้ำ เครื่องหมายลบแสดงทิศทางของการไหลเกิดทางด้านศักย์ที่น้อยกว่า

สมการการไหลของน้ำในชั้นน้ำเปิด (Confined aquifer) ที่มีชั้นทึบน้ำข้างล่างอยู่ในแนวราบ ได้อาศัยสมมติฐานของ Dupuit ที่กำหนดว่า Head หรือระดับน้ำใต้ดินมีความแตกต่างกันน้อย (Low slope) และความเร็วของน้ำในแนวราบไม่เปลี่ยนแปลงตามความสูง กับสมการของ Darcy และสมการ Continuity ในสภาพการไหลแบบ Nonsteady

ตามทิศทางตามแกน และ ความสัมพันธ์มีดังนี้

$$-K\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\psi\frac{\partial\psi}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\psi\frac{\partial\psi}{\partial\psi}\right)\right]\,dxdy \;=\; -\mu\,\frac{\partial\psi}{\partial t}\,dxdy \qquad (2)$$

เมื่อปริมาณน้ำที่ไหลในแกน $x = -k\left(\frac{\psi\partial\psi}{\partial x}\right)dy$, ในแกน $y = -k\left(\frac{\psi\partial\psi}{\partial y}\right)dx$, เทอม $-\mu\,\frac{\partial\psi}{\partial t}\,dxdy$ หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำในชั้นดิน (Change of storage) และ μ แทนค่าสัมประสิทธิ์การเก็บน้ำของชั้นดิน

โดยที่ความแตกต่างของ Head เกิดขึ้นน้อยมากเมื่อเทียบกับความสูงของชั้นน้ำ (ψ) ดังนั้น ให้ h แทนความสูงที่แตกต่างของระดับน้ำ และ D แทนความลึกคงที่ของชั้นน้ำตามรูป 1 สมการที่ 2 จะเขียนใหม่ได้เป็น

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \;=\; \frac{\mu}{KD}\,\frac{\partial h}{\partial t}$$

ซึ่งเป็นสมการพื้นฐานของการคำนวณปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นน้ำใต้ดินสู่ผิวน้ำ (Surface water) รายละเอียดของการแปลงสมการที่เกี่ยวข้องจะสามารถดูได้จาก Numerical Methods in Subsurface Hydrology โดยRemson, I, Hornberger, G.H., และ Molz, F.J., และ Dynamics of Fluids in Porous Media โดย Bear, J

2.5 การไหลของน้ำใต้ดินสู่รางระบายน้ำคู่ (Parallel Drains)

เมื่อพิจารณาถึงการซึมลึกลงดินของน้ำผิวดินในแนวดิ่งลงสู่ชั้นน้ำใต้ดิน ไม่ว่าจากน้ำชลประทานหรือน้ำฝน ในพื้นที่ขนาดใหญ่ มีผลทำให้ระดับของน้ำใต้ดินเปลี่ยนแปลง ระดับที่เปลี่ยนแปลงนี้ทำให้เกิดการไหลของน้ำจากชั้นน้ำใต้ดินสู่รางระบายน้ำ

รูป 2.2 เมื่อระดับของน้ำใต้ดินอยู่ในแนวระดับที่ D จากชั้นทึบน้ำ Dumm (1954) ได้สมมติว่าระดับน้ำใต้ดินจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วจนถึงระดับเฉลี่ยที่ h_i เหนือระดับน้ำในรางระบายน้ำ เนื่องจากน้ำที่เพิ่มให้ (Recharge) R_i ในเวลา t_i.... ($h_i = R_i/\mu$) ดังนั้นน้ำจะไหลออกจากชั้นเก็บน้ำสู่รางระบายน้ำและระดับของน้ำใต้ดินจะลดลง ภายหลังเวลา $t=t_i$ สมการ 2 จะเขียนใหม่ได้ดังนี้

$$\alpha\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{\partial h}{\partial t} \qquad (3)$$

เมื่อ $\alpha = KD/\mu$

โดยที่ h<<D และ Boundary condition จะเป็น h(o,t) = h(L,t) = 0 เมื่อ L คือระยะห่างของรางระบายน้ำ Glover (1953) ได้ให้ผลลัพธ์ของสมการ 3 ที่ x = L/2 ดังนี้

$$h_t = \frac{4R_i}{\P\mu} \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{e^{-\alpha n^2 \P^2 (t-t_i)/L^2}}{n} . \sin(\frac{n\P}{2}) \qquad (4)$$

ปริมาณน้ำที่ไหลลงสู่รางระบายน้ำจากด้านหนึ่ง

$$q = KD(\frac{\partial h}{\partial x})_{x=0} \qquad (5)$$

2.6 <u>การไหลของน้ำใต้ดินซึ่งเป็นผลมาจากน้ำที่ให้ มีค่าเปลี่ยนแปลง</u> (Varying Recharge)

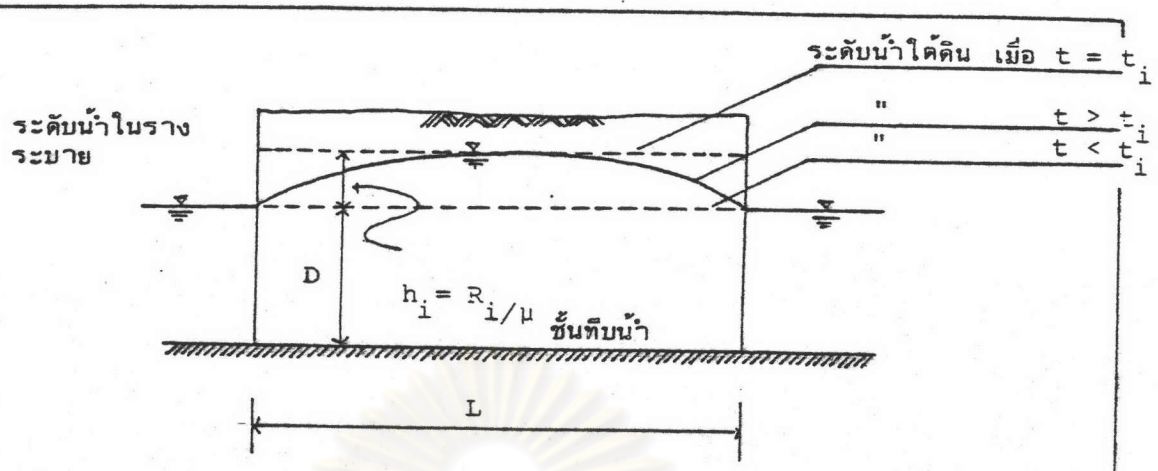
Kraijenmoff และ Maasland มีความเห็นว่า ความสูงของระดับน้ำ h_t ที่ x = L/2 ในช่วงเวลาจาก o ถึง t เป็นผลมาจากน้ำที่ให้ในเวลา dt ด้วยอัตรา R_{dt} โดยอัตราของน้ำที่ให้ (R_{dt}) จะคงที่ในช่วงเวลา dt เท่านั้น สมการจะเปลี่ยนไปเป็น (Wesseling, 1973)

$$h_t = \frac{4R}{\P\mu} j \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{1-e^{-\alpha n^2 \P^2 (t-t_i)/L^2}}{n^3} \qquad (7.)$$

และ $$g_t = \frac{8R}{\P^2} \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{1-e^{-\alpha n^2 \P^2 (t-t_i)/L^2}}{n^2} \qquad (8)$$

เมื่อ j เรียกว่า Resevoir coefficient = $\frac{\mu L^2}{\P^2 KD}$

และโดยที่ $\frac{1}{1^2} + \frac{1}{3^2} + \frac{1}{5^2} + \ldots\ldots\ldots \infty$ มีค่าใกล้เคียงกับค่า $\frac{\P^2}{8}$



รูป 2.2 การไหลของน้ำใต้ดินสู่รางระบายคู่

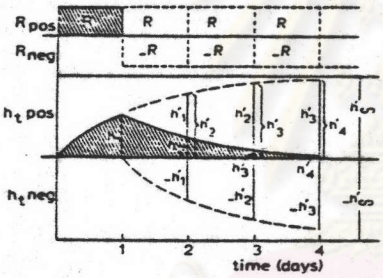


Fig.
Principle of superposition of recharge (R) and water-table elevation (h) for the Kraijenhoff van de Leur-Maasland equation.

รูปที่ 2.3 หลักการของ SUPERPOSITION ที่นำมาใช้กับสมการของ KRAIJENHOFF และ MAASLAND (WESSELING, 1973)

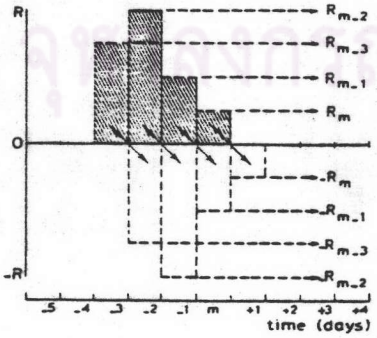


Fig.
Superposition of intermittent recharge for the Kraijenhoff van de Leur-Maasland equation.

รูปที่ 2.4 วิธี SUPERPOSITION ของ R ที่ไม่คงที่ สำหรับสมการของ KRAIJENHOFF และ MAASLAND (WESSELING, 1973)

สมการที่ 8 จะเขียนได้ $\frac{q_t}{R} = 1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{e^{-\alpha n^2 \pi^2 (t-t_i)/L^2}}{n^2}$ (9)

ซึ่ง Glover เรียกเทอมหลังว่า Part remaining (P) หรือเป็นส่วนหนึ่งของน้ำที่คงอยู่ในชั้นน้ำใต้ดินในเวลาใด ๆ หลังจากการให้น้ำ

$$\frac{Q_t}{R} = 1-P$$

$$P = \frac{\mu \int_o^L h dx}{RL} = \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{e^{-\alpha n^2 \pi^2 (t-t_i)/L^2}}{n^2} \quad (10)$$

2.7 การใช้สมการของการไหลของน้ำใต้ดิน ในกรณีต่าง ๆ

Wesseling (1973) ได้แสดงการใช้สมการของ Kraijenhoff และ Maasland คำนวณการไหลของน้ำและระดับของน้ำใต้ดินในสภาพของค่า R ต่าง ๆ กัน โดยเฉพาะในพื้นที่ชลประทานซึ่งค่าของ R จะมีค่าไม่เท่ากันตลอดทั้งปี

2.7.1 ในกรณีที่ค่า R มีค่าคงที่สม่ำเสมอ

สมการที่ 7 และ 8 สามารถจัดรูปใหม่ได้ดังนี้

$$h_t = \frac{R}{\mu} . j . c_t \quad (11)$$

$$q_t = R . g_t \quad (12)$$

$$c_t = \frac{4}{\pi} \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{1-e^{-\alpha n^2 \pi^2 t/L^2}}{n^3}$$

$$g_t = \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=1,3,5}^{\infty} \frac{1-e^{-\alpha n^2 \pi^2 t/L^2}}{n^2}$$

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

2.7.2 การคำนวณในกรณีที่ไม่มีค่าน้ำที่ให้ (R) ในช่วงเวลาต่อมา

หลังจากการให้น้ำแก่พื้นที่แล้วหยุด เป็นเวลาหลายวันติดต่อกัน โดยหลักการของ Super position หลังจากค่า R ของการให้น้ำวันสุดท้ายจะทำให้ระดับของน้ำใต้ดินลดลงในอัตราที่เปรียบเสมือนการให้น้ำอัตรา -R ของวันต่อมา ตามรูป 2.3 เมื่อวันที่ t เป็นวันที่นับจากวันที่เริ่มหยุดให้น้ำ

$$h_t = \frac{R}{\mu}.j.\ (c_t - c_{t-1}) \qquad (13)$$

$$f_t = R.(g_t - g_{t-1}) \qquad (14)$$

2.7.3 การคำนวณในกรณีที่ค่า R มีค่าไม่เท่ากันในแต่ละช่วงเวลา

โดยการใช้วิธี Super position เช่นเดียวกับ 2.7.2 เมื่อ m เป็นจำนวนช่วงเวลาที่พิจารณา

$$h_m = \frac{1}{\mu}|C_1R_m + C_2R_{m-1} + C_3R_{m-2} \cdots\cdots\cdots C_mR_1| \qquad (15)$$

$$g_m = |G_1R_m + G_2R_{m-1} + G_3R_{m-2} + \cdots\cdots\cdots G_mR_1| \qquad (16)$$

$$C_1 = c_1j,\ C_2 = (c_2-c_1)j,\ C_3 = (c_3-c_2)j, \cdots\cdots C_m = (c_m-c_{m-1})j$$

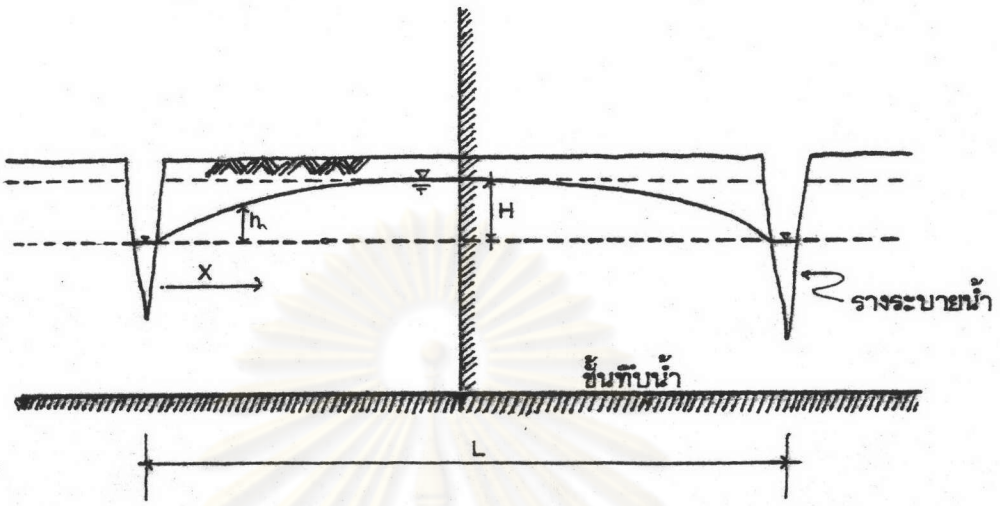
$$G_1 = g_1,\ G_2 = (g_2-g_1),\ G_3 = (g_3-g_2),\ \cdots\cdots\cdots G_m = (g_m-g_{m-1})$$

ค่า c_t, g_t, C และ G แสดงไว้ในตารางที่ 2, 3, 4 และ 5 ในภาคผนวก

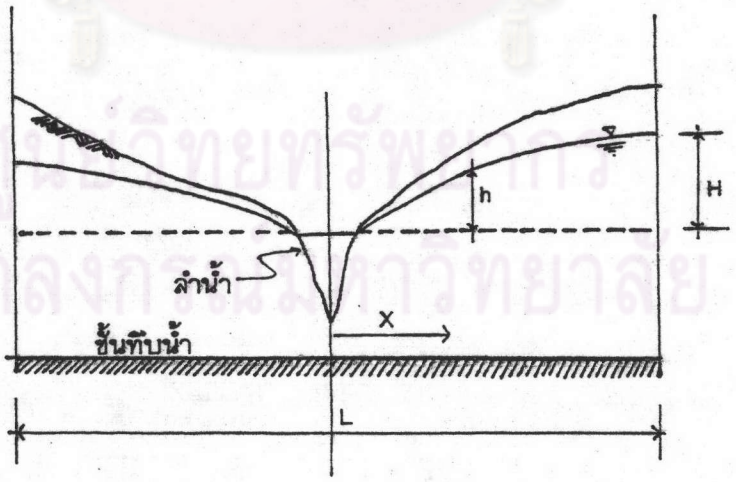
2.8 <u>รูปของการกำหนดขนาดความกว้างของลุ่มน้ำ (L)</u>

ในรูปที่ 2.5 ได้แสดงภาพของการกำหนดระยะห่างระหว่างทางระบายน้ำ เพื่อใช้สำหรับสมการการไหลของน้ำใต้ดินและหาความสูงของระดับน้ำใต้ดิน เพื่อการระบายน้ำ (Drainable depth....H) โดยถือว่า คุณสมบัติของชั้นน้ำใต้ดินมีค่าคงที่โดยตลอด (ค่าของ D, K และ μ คงที่ตลอดทั้งรูป) และน้ำจะไหลในทิศทางของแกน x เท่านั้น

สำหรับพื้นที่ชลประทานในลุ่มน้ำต่าง ๆ จะมีสภาพตามรูปที่ 2.6 โดยมีแม่น้ำ ลำน้ำธรรมชาติแทนที่ทางระบายน้ำของรูป 2.5 กึ่งกลางของระยะห่างของทางระบายน้ำ จะเปรียบ



รูป 2.5 มโนทัศน์ของรางระบายน้ำคู่ (HURLEY , 1968)



รูป 2.6 มโนทัศน์ของลุ่มน้ำ (HURLEY, 1968)

เสมือนชั้นทึบน้ำซึ่งจะเป็นสันปันน้ำของน้ำใต้ดินตามธรรมชาติของรูปที่ 2.6 (Hurley, 1968)

2.9 การคำนวณปริมาณของการไหลของน้ำใต้ดิน โดยวิธีการของ Hurley

Hurley (1961, 1968) ได้เสนอวิธีการคำนวณปริมาณการไหลของน้ำใต้ดินจากสมการของ Golver (สมการที่ 10) ซึ่งเรียกว่า Part remaining หรือปริมาณน้ำที่ยังคงอยู่ในดินในเวลา t ค่าความสัมพันธ์ของ P ได้แสดงไว้ในรูป 2.7 ในเทอมของ $\frac{\sqrt{4\alpha t}}{L}$ (McWhorter & Sunada, 1977) ผลแตกต่างของ P_1 และ P_2 ในเวลา t_1 และ t_2 ตามลำดับ เท่ากับ ΔP หรือปริมาณน้ำที่ไหลลงสู่ทางระบายในช่วงเวลา t_2-t_1 นั่นเอง เมื่อ R มีค่าเท่ากับ 1

ดังนั้น ปริมาณการไหลของน้ำ $g_m = R_1(P_1-P_2)+R_2(P_2-P_3)+.....R_m(P_m-P_{m-1})$ (17)

เมื่อ g_m เป็นปริมาณการไหลของน้ำ ในวันที่ m อย่างไรก็ตาม สมการของสามารถใช้ได้ดีกับสภาพพื้นที่ที่มีเนื้อดินมีคุณสมบัติเป็นอย่างเดียวกันโดยตลอด (Homogeneous) และเมื่อทราบปริมาณน้ำซึมลึกลงดินที่แน่นอนแล้ว (YEH, 1969 และ Blaney, 1969)

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

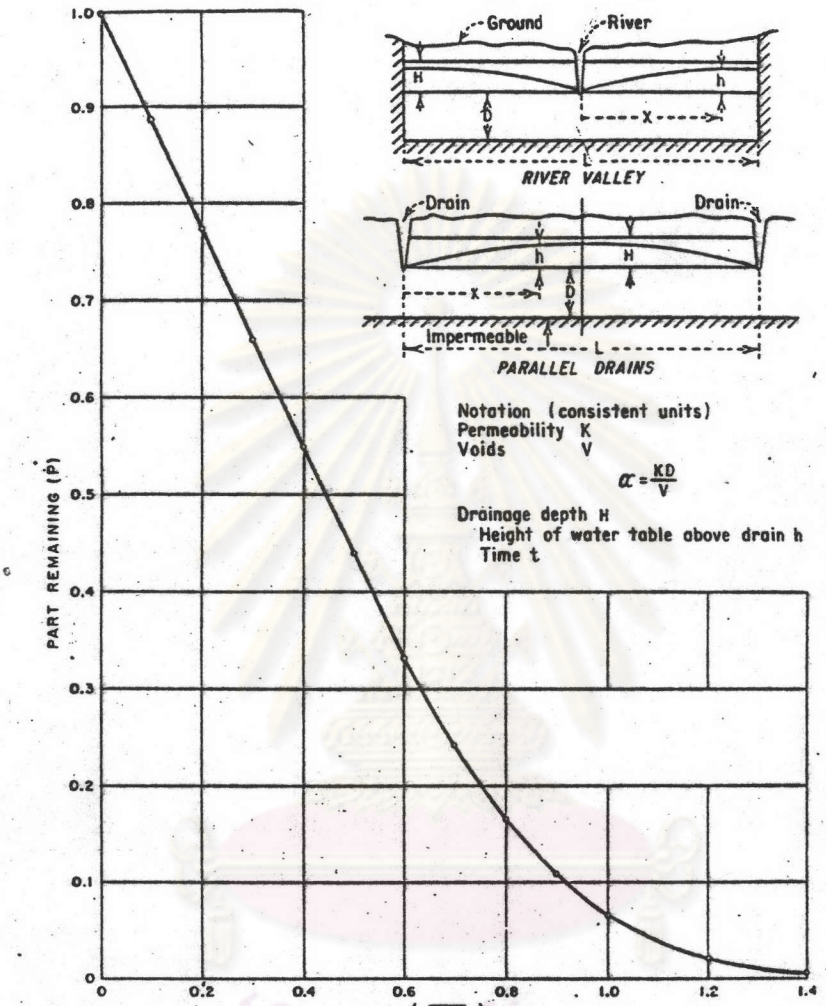


FIG. 2.7 PART DRAINAGE VOLUME REMAINING

(HURLEY, 1968)

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย