สำนักงานวิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

บทที่ 2

หลักการและทฤษฎีที่ใช้ในการศึกษา

บทนี้จะกล่าวถึงหลักการและทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง ซึ่งใช้ในการศึกษาครั้งนี้ โดยมีรายละเอียดดังจะกล่าวต่อไปนี้

2.1 นิยามของชั้นน้ำ

2.1.1 ชั้นน้ำ (Aquifer) หมายถึง ชั้นดินหรือหินที่มีน้ำแทรกอยู่ในช่องว่างระหว่างอนุภาค ซึ่งมีน้ำมากพอที่จะพัฒนาขึ้นมาใช้ได้โดยการขุดบ่อหรือเจาะน้ำบาดาล โดยส่วนมากวัสดุชั้นน้ำจะประกอบด้วยทรายและกรวด

2.1.2 ชั้นน้ำอิ่มตัว (Saturated zone) หมายถึง ชั้นดินที่มีน้ำอยู่เต็มช่องว่างระหว่างอนุภาคมีช่องแบ่งระหว่างชั้นน้ำอยู่ที่ระดับน้ำใต้ดิน (Water table) โดยชั้นน้ำอิ่มตัวจะอยู่ใต้ระดับน้ำใต้ดิน

2.1.3 ชั้นน้ำไม่อิ่มตัว (Unsaturated zone) หมายถึง ชั้นดินที่ภายในช่องว่างระหว่างเม็ดดินมีอากาศรวมอยู่ โดยชั้นน้ำไม่อิ่มตัวจะอยู่เหนือระดับน้ำใต้ดิน เมื่ออากาศในช่องว่างระหว่างเม็ดดินถูกแทนที่ด้วยน้ำจนเต็มช่องว่าง ชั้นน้ำไม่อิ่มตัวจะเปลี่ยนเป็นชั้นน้ำอิ่มตัว

2.2 คุณสมบัติทางชลศาสตร์ของดิน

2.2.1 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมน้ำของดิน

ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำ (Hydraulic conductivity) เป็นค่าความสามารถในการเคลื่อนตัวของน้ำผ่านอนุภาคของดินซึ่งเป็นตัวกลางโดยที่ตัวกลางมีสภาพอิ่มตัวด้วยน้ำ การหาค่าสัมประสิทธิ์นี้ได้มีการทำการศึกษาโดย Darcy และได้เสนอสมการอธิบายพฤติกรรมการเคลื่อนตัวของน้ำดังแสดงในสมการที่ (1) ซึ่งค่าสัมประสิทธิ์การซึมน้ำของดินนี้หาได้จากการทดลองกับตัวอย่างดิน โดยการปล่อยน้ำให้ไหลผ่านกระบอกตัวอย่างดิน แล้ววัดค่าอัตราการไหลผ่านของน้ำ วิธีการวัดค่าสัมประสิทธิ์การซึมน้ำของดินในห้องปฏิบัติการที่นิยมใช้มีอยู่ 2 วิธี คือ

2.2.1.1 วิธีรักษาระดับน้ำให้คงที่ (Constant head method) วิธีนี้จะปล่อยให้น้ำซึมผ่านตัวอย่างดินโดยการรักษาระดับของน้ำเหนือตัวอย่างดินให้คงที่อยู่ตลอดเวลา แล้ววัดปริมาณน้ำที่ซึมผ่านตัวอย่างดินในระยะเวลาหนึ่ง เป็นวิธีที่ทำได้ง่ายสามารถดัดแปลงใช้กับเครื่องมือหรือวัสดุที่หาได้ทั่วไป นิยมใช้กับดินที่มีค่าการนำน้ำค่อนข้างสูง

2.2.1.2 วิธีให้ระดับน้ำลดลง (Falling head method) วิธีนี้จะปล่อยให้น้ำเหนือตัวอย่างดินซึมผ่านตัวอย่างไป แล้ววัดการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำเหนือผิวดินในช่วงเวลาหนึ่ง นิยมใช้กับดินที่มีค่าสภาพนำน้ำค่อนข้างต่ำ

2.2.2 กราฟความสัมพันธ์ดินและน้ำ

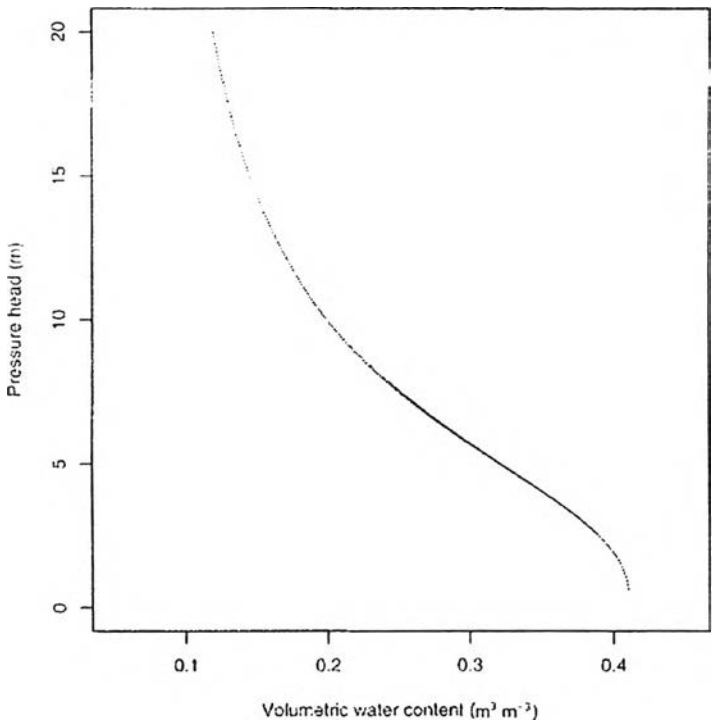
จากการศึกษาที่ผ่านมาได้มีการเสนอการสร้างกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าแรงดึงน้ำของดิน (Suction head) กับปริมาณน้ำในดิน (Water content) ของดินแต่ละชนิด เรียกว่า Soil-water characteristic curve ซึ่งความสัมพันธ์ของกราฟนี้จะนำไปใช้หาค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำในชั้นน้ำไม่อิ่มตัวได้ โดย van Genuchten ได้สร้างสมการขึ้นมาเพื่ออธิบายลักษณะของความสัมพันธ์นี้ไว้ โดยกำหนดค่าพารามิเตอร์ต่าง ๆ ดังแสดงในสมการที่ (3) การสร้างกราฟความสัมพันธ์ดินและน้ำ นั้นสามารถทำโดยการทดลองในห้องปฏิบัติการมาตรฐาน โดยการนำดินตัวอย่างทดสอบในหม้ออัดความดัน แล้วทำการอัดความดันที่ค่าต่าง ๆ ซึ่งจะได้ลักษณะของความสัมพันธ์ออกมาดังแสดงในรูปที่ 2-1 เห็นได้ว่าที่ค่าความดันสูงปริมาณน้ำในดินจะมีค่าต่ำ และเมื่อค่าความดันสูงมากปริมาณน้ำในดินจะมีค่าคงที่ระดับหนึ่งเรียกปริมาณน้ำในดินนั้นว่า Residual water content ส่วนเมื่อค่าความดันมีค่าน้อยลงปริมาณน้ำในดินจะมีปริมาณเพิ่มมากขึ้นจนมีค่าคงที่ระดับหนึ่ง เรียกว่า Saturated water content ซึ่งเป็นค่าที่มีปริมาณน้ำในดินอยู่เต็มช่องว่างระหว่างดิน หรือมีค่าเท่ากับค่าความพรุนของดิน (Porosity)

2.2.3 กราฟเก็บกักน้ำ

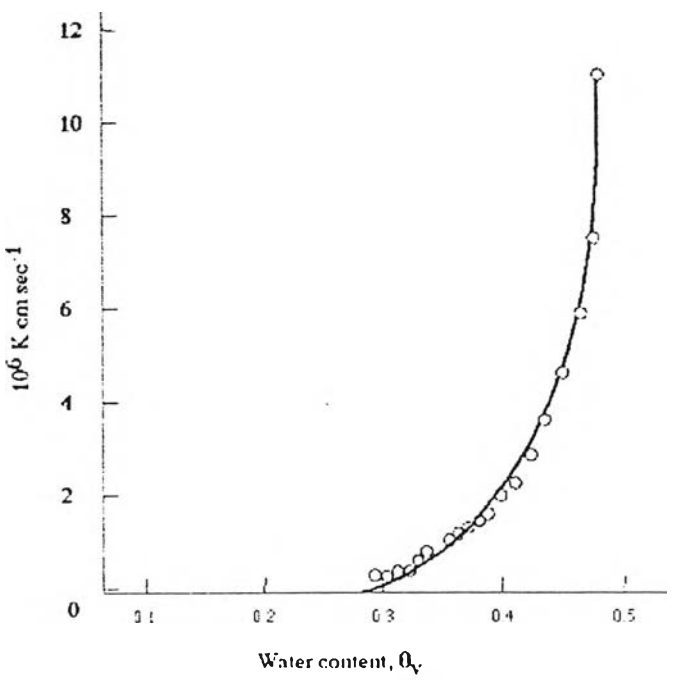
ในการศึกษาจะต้องหาความสัมพันธ์ของค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำในชั้นน้ำไม่อิ่มตัวกับค่าปริมาณน้ำในดิน โดยในดินแต่ละชนิดที่มีลักษณะของขนาดคละที่ต่างกันจะมีค่าความสัมพันธ์ของค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำและปริมาณน้ำในดินแตกต่างกันไป ได้มีการศึกษาทำการทดลองเพื่อสร้างอธิบายความสัมพันธ์ของกราฟเก็บกักน้ำ (Retention curve) โดยส่วนใหญ่จะเป็นการทดลองจากตัวอย่างดินจำนวนมากและสร้างสมการ Regression ขึ้นมา ซึ่งสมการที่ได้รับการยอมรับและนิยมนำไปใช้เป็นสมการซึ่งทำการศึกษาโดย van Genuchten เนื่องจากวิธีในการหาความสัมพันธ์ของกราฟเก็บกักน้ำนี้เป็นไปได้ยากที่จะวัดค่าด้วยวิธีการวัด

โดยตรง Kodesová (2003) ได้มีการเสนอวิธีการหาโดยทางอ้อม โดยเสนอให้วัดค่าอัตราการซึมผ่านของน้ำ (Infiltration rate) บนผิวดินและปริมาณน้ำที่ไหลออกจากดิน จากนั้นคำนวณสมดุลของน้ำ แล้วคำนวณหาค่าปริมาณน้ำที่อยู่ในดิน โดยจะหาความสัมพันธ์ระหว่างค่าการซึมผ่านของน้ำกับค่าปริมาณน้ำในดินที่คำนวณได้ที่ตำแหน่งเส้นขอบเปียก (wetting front) เป็นตัวแทนของกราฟเก็บกักน้ำ แต่วิธีนี้มีอุปสรรคสำคัญอย่างหนึ่งคือ การวัดตำแหน่งของเส้นขอบเปียก ในดินบางชนิดเป็นไปได้ยาก เช่น ในดินทรายหยาบซึ่งมีแรงดึงน้ำของดินค่อนข้างน้อย ในการศึกษาครั้งนี้ได้ใช้สมการของ van Genuchten ในสมการที่ (4) ในการหาความสัมพันธ์ของกราฟเก็บกักน้ำ โดยหาค่าพารามิเตอร์จากการทดลองหาคุณสมบัติของดินในห้องปฏิบัติการ

ลักษณะของกราฟเก็บกักน้ำดังแสดงในรูปที่ 2-2 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำ โดยค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำจะเพิ่มขึ้นเมื่อค่าปริมาณน้ำในดินเพิ่มมากขึ้น และเมื่อปริมาณน้ำในดินเพิ่มมากขึ้นจนดินอิ่มตัวค่าสัมประสิทธิ์การซึมได้ของน้ำจะไม่ขึ้นกับปริมาณน้ำในดิน

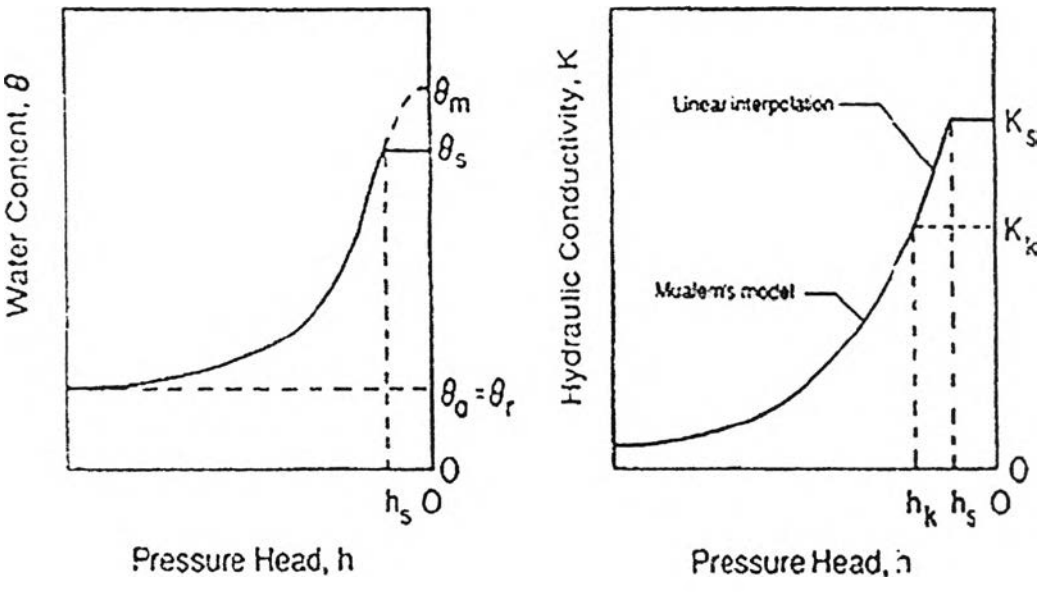


รูปที่ 2-1 ความสัมพันธ์ระหว่างแรงดึงน้ำของดินกับปริมาณน้ำในดิน



รูปที่ 2-2 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์การซึมน้ำของดินในชั้นน้ำไม่อิ่มตัวกับค่าปริมาณน้ำในดิน

ที่มา : Todd (1980)



รูปที่ 2-3 แผนภาพแสดง กราฟความสัมพันธ์ดิน-น้ำ และ กราฟเก็บกักน้ำ กับค่าพารามิเตอร์ต่าง ๆ

ที่มา : Simunek (2005)

จากกราฟความสัมพันธ์ดิน-น้ำ และกราฟเก็บกักน้ำในรูปที่ 2-3 แสดงให้เห็นความหมายของค่าคุณสมบัติทางชลศาสตร์ของดินชนิดต่าง ๆ ที่สามารถหาได้จากกราฟทั้งสอง ซึ่งมีความหมายของคุณสมบัติต่าง ๆ ดังนี้

Saturated water content, Θs คือ ค่าปริมาณน้ำในดินที่อิ่มตัว โดยเมื่อดินอิ่มตัวด้วยน้ำช่องว่างระหว่างอนุภาคของดินจะเต็มไปด้วยน้ำ

Residual water content, Θr คือ ค่าปริมาณน้ำในดินที่ค้างอยู่ในช่องว่าง คือปริมาณน้ำที่ตกค้างอยู่ตามเม็ดดินเมื่อน้ำที่อยู่ในช่องว่างระหว่างเม็ดดินเคลื่อนตัวออกจากช่องว่าง

Saturated hydraulic conductivity, Ks คือ ค่าสัมประสิทธิ์การซึมน้ำของดินที่อิ่มตัว ซึ่งเป็นค่าความสามารถในการเคลื่อนตัวของน้ำในดินที่อิ่มตัวหรือมีน้ำอยู่เต็มช่องว่างระหว่างเม็ดดิน

2.3 ทฤษฎีที่ใช้ในการศึกษา

การพัฒนาการคำนวณของแบบจำลองน้ำบาดาลได้มีการศึกษากันอย่างกว้างขวาง ซึ่งสมการที่ใช้เป็นพื้นฐานในการพัฒนาการคำนวณการไหลของน้ำผ่านตัวกลางพรุน การคำนวณหาค่าสัมประสิทธ์ความซึมน้ำของดิน (Hydraulic conductivity) ได้เริ่มมีการศึกษาโดยนักวิทยาศาสตรชาวฝรั่งเศสชื่อ Henry Darcy ในปี คศ.1803 – 1858 โดยในการศึกษาแสดงให้เห็นว่า

ปริมาตรของน้ำซึ่งไหลผ่านกระบอกทรายต่อหน่วยเวลาขึ้นอยู่กับองค์ประกอบ 4 อย่าง คือ พื้นที่หน้าตัดของทรงกระบอก ความสูงของทรงกระบอก ความสูงของน้ำที่อยู่เหนือทรงกระบอก และค่าสัมประสิทธิ์ความซึมน้ำของดินซึ่งภายหลังถูกนำมาใช้อย่างแพร่หลายในการศึกษาหาค่าสัมประสิทธิ์ความซึมน้ำของดินและวัสดุพรุนต่าง ๆ ซึ่ง Darcy ได้เสนอสมการดังนี้

Darcy's equation

$$q = -K\frac{\partial H}{\partial z} = -K\frac{\partial}{\partial z}(h - z) \qquad (1)$$

เมื่อ

q	=	การเปลี่ยนอัตราการไหล (Flux), $L^3 T^{-1}$
H	=	ความดันชลศาสตร์ทั้งหมด (Total hydraulic head), L
h	=	ค่าความดันชลศาสตร์ (Pressure head), L
z	=	ระยะทางจากผิวดินลงไป (Gravity head), L
K	=	ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำ (Hydraulic conductivity), LT^{-1}

ต่อมาได้มีการศึกษาเพิ่มเติมและพบว่าสมการของ Darcy ไม่สามารถอธิบายการไหลของน้ำใต้ดินได้ทุกกรณี คือ เมื่อค่า Gradient ของน้ำนำมาคำนวณในดินที่ไม่อิ่มตัวด้วยน้ำและไม่มีน้ำไหล หรือค่าความเร็วการไหลไม่สัมพันธ์กันแบบเส้นตรงกับค่า Hydraulic gradient หรืออาจกล่าวได้ว่าในสมการของ Darcy ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำไม่เปลี่ยนแปลงตามค่าปริมาณน้ำในดิน (Water content, θ) สมการของ Darcy จึงใช้ได้กับการไหลในชั้นน้ำอิ่มตัวเท่านั้น ต่อมาได้มีการนำสมการของ Darcy มาประยุกต์รวมกับสมการการไหลต่อเนื่อง (Continuity equation) ทำให้ได้สมการการไหลออกมา เรียกว่า Richard's equation (อ้างอิงใน Simunek, 2005)

Richard's equation

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \bullet [K(\theta)(\nabla h)] + \frac{\partial}{\partial z}K(\theta) \qquad (2)$$

เมื่อ

h	=	ค่าความดันชลศาสตร์ (Pressure head), L
z	=	ระยะทางจากผิวดินลงไป (Gravity head), L
θ	=	ปริมาณน้ำในดิน (Water content), $L^3 L^{-3}$
$K(\theta)$	=	Relative hydraulic conductivity, $L T^{-3}$

จากสมการของ Richards พบว่าการเปลี่ยนแปลงค่าความชื้นในดินซึ่งแสดงออกมาในรูปของค่าปริมาณน้ำในดินมีความสัมพันธ์กับค่า K(Θ) ซึ่งเป็นค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำที่มีความแปรผันตามค่าปริมาณน้ำในดิน โดยได้มีการศึกษาพบว่ามีความเกี่ยวข้องกับคุณสมบัติทางชลศาสตร์ของดิน แล้วได้ทำการศึกษาหาความสัมพันธ์ออกมาเป็นสมการ เรียกว่า van Genuchten equation (อ้างอิงใน Simunek, 2005)

van Genuchten equation

Water content :

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \dfrac{\theta_s - \theta_r}{[1+|\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \qquad (3)$$

α = ค่าคงที่

Θr = Residual water content, $L^3 L^{-3}$

Θs = Saturated water content, $L^3 L^{-3}$

h = Capillary pressure head, L

n = ค่าคงที่

m = 1-1/n , n>1

Unsaturated hydraulic conductivity :

$$\frac{K(\theta)}{K_{sat}} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r}\right)^{1/2}\left[1-\left(1-\left(\frac{\theta-\theta_r}{\phi-\theta_r}\right)^{1/m}\right)^m\right] \qquad (4)$$

$K(\Theta)$ = Relative hydraulic conductivity, $L T^{-3}$

K_{sat} = Saturated hydraulic conductivity, $L T^{-3}$

ϕ = Porosity

จากสมการของ van Genuchten ด้านบนจะเห็นได้ว่ามีพารามิเตอร์ที่เป็นตัวแปรอิสระที่เกี่ยวข้องกันอยู่ 5 ตัว ได้แก่ Θr, Θs, ϕ, n และ Ks ดังนั้นในการคำนวณหากหาค่าพารามิเตอร์เหล่านี้แต่ละตัวได้ก็สามารถจะหาความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำกับค่าความชื้นในดินได้

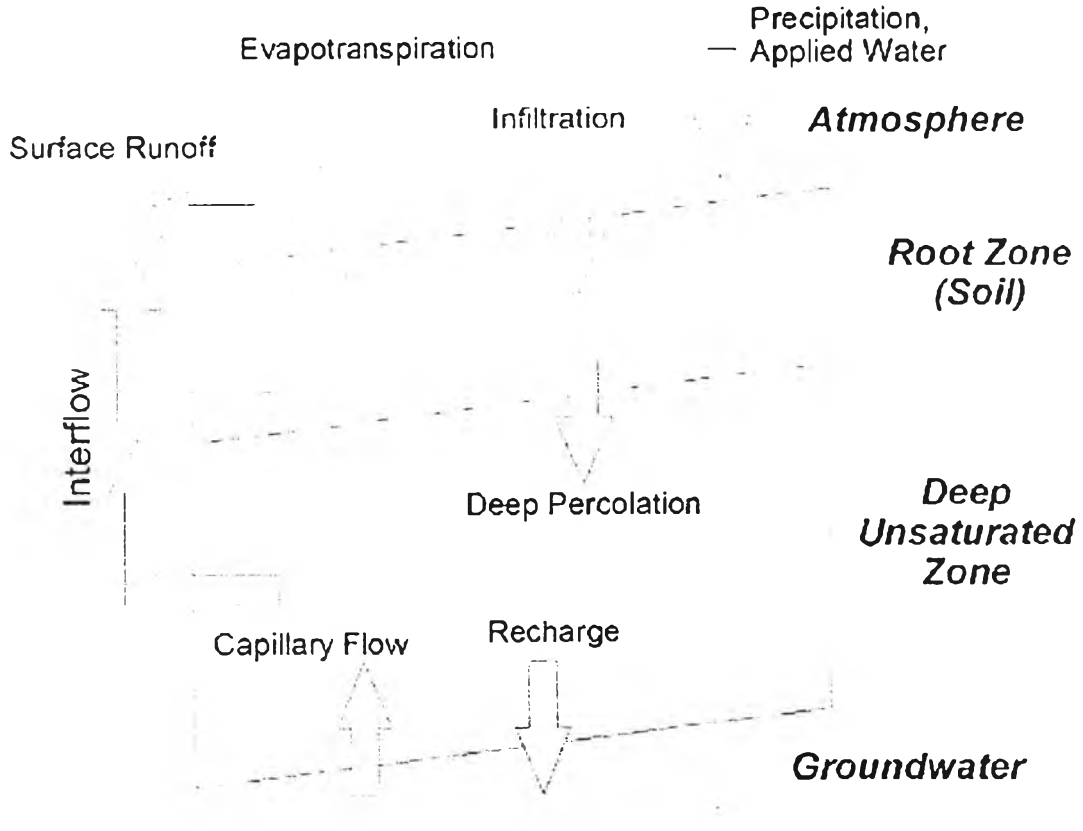
ในการหาความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำกับค่าปริมาณน้ำในดิน นอกจากการคำนวณโดยสมการความสัมพันธ์ของ van Genuchten แล้ว สามารถทำการหาค่าความสัมพันธ์ได้โดยตรงจากการทดลองในห้องปฏิบัติการ ค่าพารามิเตอร์ในการคำนวณการไหลของน้ำใต้ดินผ่านชั้นน้ำไม่อิ่มตัวส่วนใหญ่การเปลี่ยนแปลงค่าความชื้นในดินจะขึ้นกับลักษณะชนิดและคุณลักษณะของดิน ซึ่งในดินแต่ละชนิดจะมีความสามารถในการซึมผ่านได้ไม่เท่ากัน

กระบวนการเคลื่อนตัวของน้ำในดินคำนวณได้ในรูปแบบของวิธีการทางคณิตศาสตร์ ซึ่งอธิบายความสัมพันธ์ทางอุทกวิทยาอย่างเป็นระบบ โดยใช้สมการหลักต่าง ๆ สร้างเป็นแบบจำลองคณิตศาสตร์ ซึ่งมักจะมีสมการอยู่ในรูปของอนุพันธ์ย่อย (Partial-differential) ร่วมกับเงื่อนไขขององค์ประกอบต่าง ๆ ซึ่งเป็นการอธิบายระบบของดิน ระบบของค่าพารามิเตอร์ต่าง ๆ เงื่อนไขขอบเขต และกรณีการไหลที่มีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา รวมทั้งเงื่อนไขเริ่มต้นด้วย ซึ่งระบบการคำนวณต่าง ๆ ของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ เรียกว่า การจำลองสภาพการไหล

2.4 ลักษณะของชั้นน้ำไม่อิ่มตัว

ในวัฏจักรของน้ำเริ่มต้นจากการที่ความชื้นในอากาศมีสูงและกลั่นตัวกลายเป็นน้ำฝน เมื่อตกลงมามีปริมาณน้ำที่ส่วนหนึ่งซึมลงสู่ดิน อีกส่วนหนึ่งไหลเป็นน้ำผิวดิน และบางส่วนระเหยกลับไปในอากาศซึ่งการเคลื่อนที่ของน้ำในส่วนที่อยู่ใต้ดิน จะมีการเคลื่อนตัวลงสู่ด้านล่างและกลายเป็นน้ำที่อยู่ระหว่างช่องว่างของเม็ดดิน หรือเรียกว่า น้ำใต้ดิน (Groundwater) โดยที่น้ำใต้ดินก็มีโอกาสไหลกลับเป็นน้ำผิวดินได้เช่นกันซึ่งขึ้นอยู่กับลักษณะของภูมิประเทศ

การไหลของน้ำใต้ดินจากระดับพื้นดินลงสู่ชั้นน้ำซึ่งสามารถแบ่งได้เป็น 2 ชั้น คือ ชั้นน้ำไม่อิ่มตัว (Unsaturated zone) และชั้นน้ำอิ่มตัว (Saturated zone) (ดูรูปที่ 2-4) ลักษณะการเคลื่อนตัวและสภาพการไหลของน้ำผ่านชั้นดินทั้งสองชั้นนี้มีลักษณะแตกต่างกัน ขอบเขตของชั้นน้ำอิ่มตัวกับไม่อิ่มตัวกำหนดโดยใช้ระดับน้ำ (Water table) โดยบริเวณชั้นน้ำที่อยู่เหนือระดับน้ำจะเป็นชั้นน้ำไม่อิ่มตัว ส่วนชั้นน้ำที่อยู่ต่ำกว่าจะเป็นชั้นน้ำอิ่มตัว การศึกษาครั้งนี้ได้ทำการจำลองลักษณะการไหลภายในชั้นน้ำไม่อิ่มตัว ซึ่งโดยส่วนมากในการศึกษาลักษณะการเปลี่ยนแปลงต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในชั้นน้ำไม่อิ่มตัวจะใช้ค่าความชื้นในดินเป็นตัววัด



รูปที่ 2-4 วัฏจักรของน้ำที่ไหลผ่านชั้นรากพืช (Root zone)
หรือชั้นน้ำไม่อิ่มตัว (Unsaturated zone)
ที่มา : Boeker (1995)

ในการศึกษาวิเคราะห์เกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินจำเป็นต้องมีการทบทวนตรวจสอบและประเมินความถูกต้องของปัจจัยที่เกี่ยวข้องในกรณีต่าง ๆ ซึ่งปัจจัยที่เกี่ยวข้องในการศึกษาเกี่ยวกับความชื้นในดินจำแนกได้เป็น 2 กลุ่มใหญ่ คือ ปัจจัยสภาพภูมิอากาศ และปัจจัยของคุณสมบัติทางชลศาสตร์ของดิน โดยปัจจัยสภาพภูมิอากาศ ได้แก่ ข้อมูลปริมาณฝน ช่วงเวลาที่ฝนตก อุณหภูมิบริเวณผิวดิน ความชื้นสัมพัทธ์ การแผ่รังสี การระเหย และการคายระเหย เป็นต้น ส่วนปัจจัยของคุณสมบัติทางชลศาสตร์ของดิน ได้แก่ ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำในดิน (Water content) กับแรงดึงน้ำของดิน (Soil suction) หรือเรียกว่า กราฟความสัมพันธ์ดินและน้ำ และความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำกับปริมาณน้ำในดิน หรือเรียกได้ว่า กราฟเก็บกักน้ำ และค่าสัมประสิทธิ์การซึมน้ำของดิน (Hydraulic conductivity) เป็นต้น นอกจากนี้ยังมีข้อมูลที่ใช้ในการวิเคราะห์ควบคู่ไปด้วยเช่นข้อมูลของระดับน้ำใต้ดินในระดับตื้น

ที่ผ่านมาได้มีการพยายามอธิบายกระบวนการและความสัมพันธ์ของการไหลของน้ำผ่านชั้นดินโดยเฉพาะการไหลในช่วงชั้นน้ำไม่อิ่มตัวซึ่งเป็นกระบวนการที่ซับซ้อน เนื่องจากกระบวนการดังกล่าวมีความสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำและอากาศภายในช่องว่างระหว่างเม็ดดิน ดังนั้นจึงได้พยายามวัดการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำในดินโดยวัดจากค่าความชื้นของดินและแรงดึงน้ำของดิน เนื่องจากเป็นวิธีที่สะดวกในการวัดในพื้นที่ต่าง ๆ

จากการศึกษาลักษณะการเคลื่อนตัวของน้ำผ่านชั้นน้ำไม่อิ่มตัวได้มีการคิดสมการและวิธีหาคำตอบในการคำนวณการไหลผ่านชั้นน้ำไม่อิ่มตัว ซึ่งโดยส่วนมากจะใช้วิธีการคำนวณและวิเคราะห์โดยทางอ้อม โดยใช้วิธีการประมาณหรือการใช้ระเบียบวิธีเชิงตัวเลข ด้วยเหตุผลนี้การพัฒนาทางทฤษฎีโดยตรงและวิธีการทดลองสำหรับจัดการกับปัญหานี้จึงต้องใช้เวลาในการทำการทดลองเป็นอย่างมาก อย่างไรก็ตามการไหลในชั้นน้ำไม่อิ่มตัวเป็นเรื่องที่สำคัญที่ต้องมีการศึกษาวิจัยเกี่ยวกับทฤษฎีและการนำไปพัฒนาต่อไป

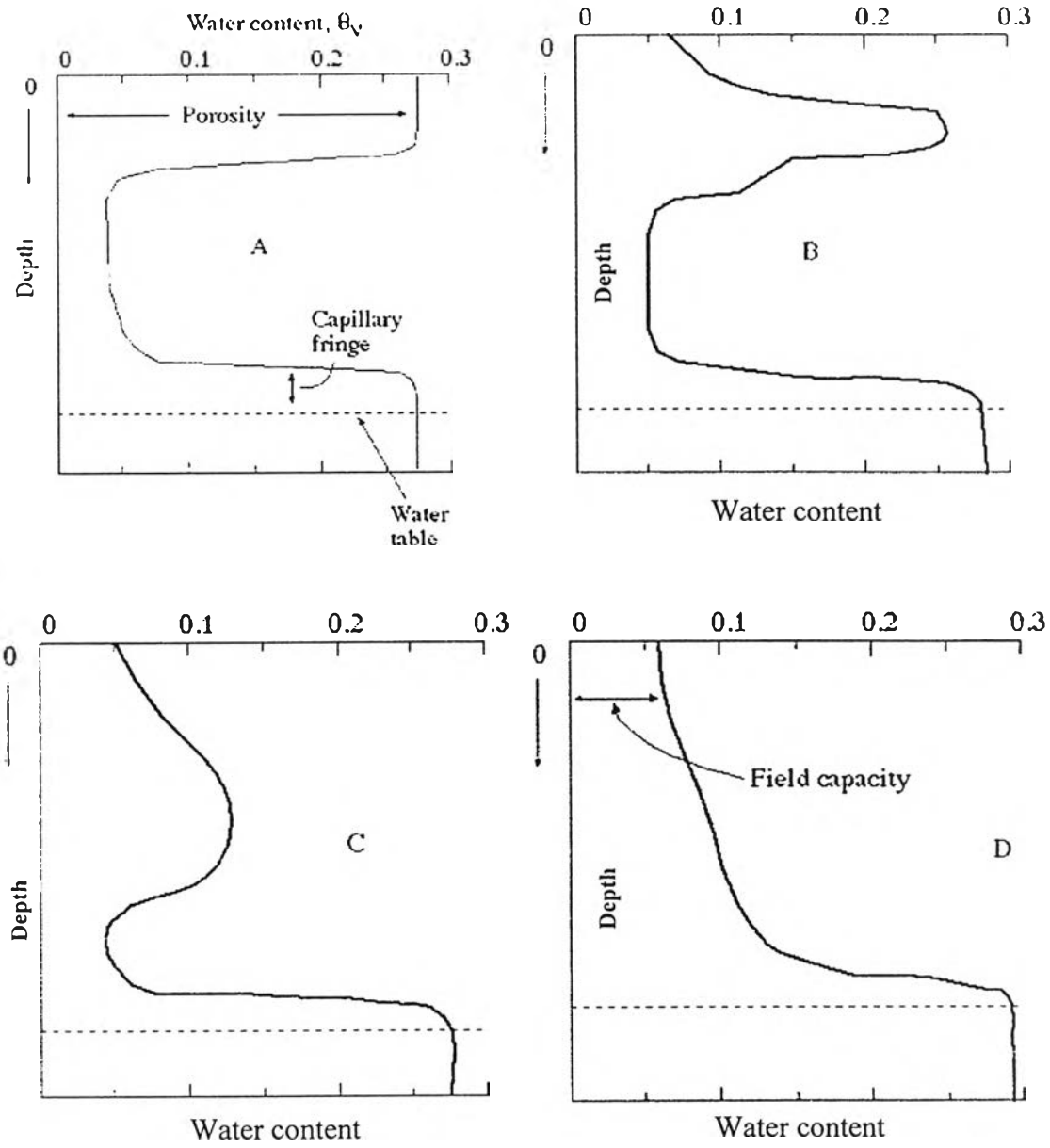
การศึกษาการเคลื่อนตัวของชั้นน้ำไม่อิ่มตัวนั้นพบว่าเวลาผ่านไปปริมาณน้ำที่อยู่ในช่องว่างระหว่างเม็ดดินจะมีการเคลื่อนตัวซึมลงสู่ดินที่มีระดับความลึกมากกว่าเป็นการเติมน้ำลงสู่ชั้นน้ำใต้ดิน (Recharge) ซึ่งในการศึกษาการเคลื่อนตัวของน้ำนิยมใช้การวัดค่าความชื้นเป็นตัววัด โดยส่วนมากทำการวัดเป็นค่าปริมาณน้ำในช่องว่างระหว่างเม็ดดินหรือเรียกว่า ปริมาณน้ำในดิน (%ปริมาตร) โดยค่าปริมาณของน้ำจะวัดโดยการเปรียบเทียบอัตราส่วนระหว่างปริมาณน้ำและปริมาณดิน ซึ่งค่าการเปลี่ยนแปลงค่าปริมาณน้ำในดินขึ้นอยู่กับการเปลี่ยนแปลงของปัจจัยต่าง ๆ เช่น ขนาดคละของดิน คุณสมบัติทางชลศาสตร์ของดิน ลักษณะการเติมน้ำในชั้นดิน เป็นต้น ดินที่มีขนาดคละไม่ดี (Poorly grade) จะมีความสามารถในการเก็บน้ำได้น้อยกว่าดินที่มีขนาดคละดี (Well grade) เนื่องจากดินที่มีขนาดคละไม่ดีช่องว่างระหว่างเม็ดดินมีขนาดใหญ่ทำให้ค่า

สัมประสิทธิ์การซึมได้ของดินมีค่ามาก ปริมาณน้ำจึงเคลื่อนตัวได้เร็วกว่าและไม่สามารถกักเก็บปริมาณความชื้นไว้ในดินได้นาน

พฤติกรรมการเติมน้ำของชั้นน้ำไม่อิ่มตัว เมื่อมีฝนตกน้ำจะเติมลงในชั้นดินโดยการซึมจากผิวดิน ลักษณะการเปลี่ยนแปลงของค่าปริมาณน้ำในดิน จะเป็นในลักษณะของรูปที่ 2-5A คือ ดินบริเวณด้านบนจะเก็บน้ำไว้ในช่องว่างระหว่างเม็ดดินและเมื่อฝนหยุดตกจะเกิดการเคลื่อนตัวของน้ำลงสู่ชั้นด้านล่างดังรูปที่ 2-5B ซึ่งอัตราการซึมผ่านของน้ำลงสู่ด้านล่างจะขึ้นอยู่กับค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำในชั้นน้ำไม่อิ่มตัว (Unsaturated hydraulic conductivity) ดังรูปที่ 2-5C เมื่อระยะเวลาผ่านไป น้ำในช่องว่างระหว่างเม็ดดินจะซึมลงสู่ชั้นด้านล่างจนถึงระดับน้ำใต้ดิน ปริมาณของน้ำที่อยู่ในดินด้านบนจะมีค่าของปริมาณน้ำในดิน เท่ากับค่า ความจุเก็บกักของดิน (Field capacity) มีลักษณะดังรูปที่ 2-5D ซึ่งค่าความจุเก็บกักของดิน คือ ค่าปริมาณของน้ำในดินที่ดินสามารถเก็บกักไว้ได้ภายใต้แรงดึงดูดของโลก

โดยการศึกษาในครั้งนี้ได้จำลองการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำในดินโดยการเติมน้ำในรูปแบบต่าง ๆ จนดินมีสภาพอิ่มตัว และใช้แบบจำลองคณิตศาสตร์จำลองการเปลี่ยนแปลงความชื้นตามสภาพธรรมชาติที่ระดับความลึกต่าง ๆ

หอสมุดกลาง สำนักงานวิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ 2-5 การเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำในดินตามการเติมน้ำลงในชั้นดิน

2.5 แบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน

ในการจำลองทางคณิตศาสตร์ของแบบจำลองน้ำใต้ดิน ซึ่งวัตถุประสงค์ในการสร้างแบบจำลองน้ำใต้ดินขึ้นมา มีสาเหตุเพื่อใช้ในการแก้ปัญหาต่าง ๆ กัน ในยุคเริ่มแรกที่มีการศึกษาการไหลของน้ำผ่านตัวกลาง Darcy ได้ทำการทดลองหาค่าอัตราการไหลผ่านของน้ำผ่านตัวกลาง ซึ่งการศึกษานี้เป็นการสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำในทิศทางเดียว ถือว่าเป็นต้นแบบของการสร้างแบบจำลองน้ำใต้ดิน

ต่อมาได้มีการพัฒนาสมการทางคณิตศาสตร์เพื่อใช้อธิบายพฤติกรรมการไหลของน้ำใต้ดินเพิ่มมากขึ้นจนสามารถสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์จำลองสภาพการไหลของน้ำใต้ดินในลักษณะ 3 มิติได้ แต่เนื่องจากว่าในการกำหนดค่าขอบเขตเริ่มต้นของแบบจำลอง 3 มิตินั้นมีความยุ่งยากในการประมาณค่าและมีพารามิเตอร์มากมายที่มีความอ่อนไหวสูงที่มีผลต่อผลลัพธ์ของการคำนวณ จึงทำให้การใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่คำนวณแบบ 3 มิติ เป็นแบบจำลองที่สามารถจำลองสภาพการไหลได้ใกล้เคียงกับสภาพความเป็นจริง แต่ในการคำนวณก็จะต้องใช้เวลาและค่าใช้จ่ายในการดำเนินงานค่อนข้างสูง ดังนั้นในการจำลองสภาพการไหลในขอบเขตพื้นที่ที่มีขนาดไม่ใหญ่มากนักจึงนิยมใช้แบบจำลองซึ่งกำหนดพารามิเตอร์ไม่มาก แบบจำลองสภาพการไหล 1 มิติจึงเป็นอีกทางเลือกหนึ่ง ซึ่งนอกจากจะมีความสะดวกในการคำนวณ และมีความซับซ้อนน้อยกว่าแบบจำลอง 3 มิติ แบบจำลอง 1 มิติยังประหยัดทั้งในด้านของเวลาและงบประมาณในการเตรียมข้อมูลต่าง ๆ อีกด้วย

วิธีการทางระเบียบวิธีเชิงตัวเลขเป็นวิธีการแก้ปัญหาทางคณิตศาสตร์ที่ปัจจุบันเป็นเทคนิคที่นิยมใช้ในการคำนวณของแบบจำลองชั้นน้ำไม่อิ่มตัว ซึ่งนิยมใช้ทั้งระเบียบวิธีแบบปริยาย (Implicit method) และระเบียบวิธีแบบชัดแจ้ง (Explicit method) การใช้ระเบียบวิธีแบบต่าง ๆ มีผลต่อผลการคำนวณที่แตกต่างกัน ซึ่งทั้งนี้ขึ้นอยู่กับลักษณะของสมการและจำนวนรอบ (Time step) ที่ใช้ในการคำนวณ ซึ่งในระเบียบวิธีแบบชัดแจ้งนั้นเป็นวิธีที่มีขั้นตอนการคำนวณที่ง่ายและตรง แต่ก็จะมีข้อเสียในเรื่องของความถูกต้อง ซึ่งหากต้องการผลการคำนวณที่ดีจะต้องกำหนดช่วงเวลาในแต่ละรอบการคำนวณให้มีขนาดน้อย และผลการคำนวณจะมีเสถียรภาพก็ต่อเมื่อมีจำนวนรอบการคำนวณที่มาก

ระเบียบวิธีแบบปริยายโดยทั่วไปการคำนวณจะใช้จำนวนรอบการคำนวณมากกว่าระเบียบวิธีแบบชัดแจ้ง แต่ความเสถียรของคำตอบจะขึ้นอยู่กับลักษณะของสมการที่ทำการคำนวณ ในการแก้ปัญหาการไหลในชั้นน้ำไม่อิ่มตัว นั้นนิยมใช้วิธี Finite-difference ซึ่งประโยชน์ของวิธีการคำนวณแบบ Finite-difference ในการหาคำตอบของสมการคือความไม่ยุ่งยากและมีประสิทธิภาพเหมาะสมกับเวลาที่ใช้คำนวณ แต่อย่างไรก็ตามวิธีการหาคำตอบที่ได้ผลดีที่สุดนั้นยังขึ้นอยู่กับลักษณะความซับซ้อนของเงื่อนไขต่าง ๆ ที่จะต้องกำหนด เช่น ค่าคุณสมบัติของดิน การกำหนดเงื่อนไขของการไหล ซึ่งสิ่งต่าง ๆ เหล่านี้จะส่งผลต่อผลการคำนวณทั้งสิ้น