บทที่ 2

ภูมิหลังของทฤษฎีที่ใช้ในการวิจัย

2.1 สัมประสิทธิ์ความซึมของน้ำในดิน

Darcy (1856) ได้ทดสอบหาค่าความซึมของน้ำในดิน พบว่า

$$Q \propto i\,A \quad \text{หรือ} \quad Q = kiA \qquad (1)$$

Q = อัตราการไหลของน้ำต่อหน่วยเวลา

i = Hydraulic gradient = $\frac{H}{L}$

H = ศักย์ความสูงของน้ำที่ดันให้น้ำไหล

L = ระยะทางที่น้ำไหลผ่านดิน

A = พื้นที่หน้าตัดดินที่น้ำไหลผ่าน

k = สัมประสิทธิ์ความซึมของน้ำในดิน (Coefficient of permeability) เป็นค่าคงตัว

สมการที่ (1) นี้เรียกว่า "กฎของดาร์ซี่" (Darcy's law)

2.2 ขอบเขตความเป็นจริงของกฎของดาร์ซี่

ได้มีนักวิจัยหลายท่านศึกษาหาขอบเขตความเป็นจริงของกฎของดาร์ซี่ พวกเขาพบว่า กฎนี้จะเป็นจริงต่อเมื่อการไหลของน้ำผ่านดินเป็นการไหลแบบระนาบ (Laminar flow)

Taylor (1948) ให้ความเห็นว่า การไหลของน้ำผ่านดินเกือบทั้งหมดเป็นแบบระนาบ ยกเว้นการไหลของน้ำผ่านดินที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางประสิทธิผล(Effective diameter) เกินกว่า 0.5 มม. จึงจะเป็นการไหลแบบกึ่งปั่นป่วน (Semi-turbulent) Terzaghi สรุปว่า กฎของดาร์ซี่ใช้ได้กับดินเกือบทุกชนิดและที่ hydraulic gradient แตกต่างกันมาก Muskat (1937)

กล่าวว่า การไหลของน้ำผ่านดิน ส่วนใหญ่เป็นไปตามกฎของดาร์ซี่ Cedergren (1966) ให้ความเห็นว่า ถึงแม้กฎของดาร์ซี่ใช้ได้อย่างกว้างขวาง แต่การกำหนดขอบเขตของกฎนี้ยังกระทำได้ยาก ดังนั้น เพื่อความปลอดภัยจึงไม่ควรให้การไหลของน้ำผ่านดินเป็นแบบปั่นป่วน (Turbulent)

2.3 สิ่งที่มีอิทธิพลต่อค่าความซึมของน้ำในดิน

2.3.1 ขนาดของเม็ดดิน Hazen (1911) ได้ทดลองหาค่าความซึมของน้ำในทรายร่วนที่มีขนาดค่อนข้างสม่ำเสมอ (ค่า Uniformity ไม่เกิน 5) พบว่า ค่าความซึมของน้ำในดินสัมพันธ์กับขนาดของเม็ดดิน ดังนี้

$$k = C_1 D_{10}^2 \quad \text{ซม./วินาที} \qquad (2)$$

k = ค่าความซึมของน้ำในดิน ซม./วินาที

C_1 = ค่าคงตัวมีค่าระหว่าง 81 ถึง 117 สำหรับทรายที่มีเส้นผ่านศูนย์กลาง 0.1 มม. ถึง 0.5 มม. นิยมใช้ค่า $C_1 = 100$

D_{10} = ขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางเฉลี่ยของเม็ดดินที่ละเอียดกว่า 10 % จากกราฟการกระจายขนาดของเม็ดดิน หน่วยเป็น ซม.

Taylor (1948) ให้ความสัมพันธ์ของค่าความซึมของน้ำในดินดังนี้

$$k = D_s^2 \cdot \frac{\gamma_w}{\mu} \cdot \frac{e^3}{1+e} \cdot C \qquad (3)$$

D_s = ขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางของเม็ดดินกลมที่มีอัตราส่วนของปริมาตรต่อพื้นที่ผิวเท่ากัน

γ_w = หน่วยน้ำหนักของน้ำ

μ = ความหนืดของน้ำ

e = อัตราส่วนช่องว่างของดิน

C = ตัวประกอบมีค่าเปลี่ยนแปลงตามอัตราส่วนช่องว่างและรูปร่างของโพรงในมวลดิน

สมการที่ (2) และ (3) แสดงให้เห็นว่า k แปรตามขนาดของเม็ดดินยกกำลังสอง

2.3.2 <u>น้ำในดิน</u>

ความหนืดของน้ำในดิน มีอิทธิพลต่อค่า k มาก ดังสมการที่ (3) และสมการต่อไปนี้

$$k_{T_1} = k_{T_2} \frac{\mu_{T_2}}{\mu_{T_1}} \qquad (4)$$

k_{T_1}, k_{T_2} = ค่าความซึมของน้ำในดินที่อุณหภูมิ T_1 และ T_2

μ_{T_1}, μ_{T_2} = ค่าความหนืดของน้ำที่อุณหภูมิ T_1 และ T_2

จะเห็นว่าความหนืดของน้ำขึ้นกับอุณหภูมิของน้ำ

2.3.3 <u>อัตราส่วนช่องว่างในดิน</u>

Taylor นำสมการที่ (3) หาความสัมพันธ์ระหว่างค่า k กับ e พบว่า

$$k_1 : k_2 = \frac{e_1^3}{1+e_1} : \frac{e_2^3}{1+e_2} \qquad (5)$$

และเมื่อเขาอาศัย hydraulic radius เป็นแนวทางวิเคราะห์สมการที่ (3) ก็พบว่า

$$k_1 : k_2 = e_1^2 : e_2^2 \qquad (6)$$

ทั้งสมการที่ (5) และ (6) ให้ค่าโดยประมาณของทรายเท่านั้น เมื่อเขียนกราฟของ k กับ $\frac{e^3}{1+e}$ และ k กับ e^2 จะได้กราฟประมาณเป็นเส้นตรง โดยกราฟของ k กับ $\frac{e^3}{1+e}$ จะเป็นเส้นตรงกว่า

Lambe นำสมการของ Kozeny-Carman มาเขียนเป็น

$$k = \frac{1}{K_o S^2} \cdot \frac{\gamma_w}{\mu} \cdot \frac{e^3}{1+e} \qquad (7)$$

K_o = ค่าคงตัวขึ้นกับรูปร่างลักษณะของโพรงดิน

S = พื้นที่ผิวจำเพาะของดิน

Lambe ให้ความหมายของเทอม $K_o S^2$ ว่าเป็นการหมุนจัดเรียงตัวของเม็ดดิน

สำหรับดินเนื้อละเอียด น้ำในดินจะหุ้มเม็ดดินเป็นผิวบาง ๆ ทำให้ช่องว่างระหว่างเม็ดดินที่น้ำไหลผ่านเปลี่ยนแปลงไปจากอัตราส่วนช่องว่างที่เป็นจริง ดังนั้น กราฟของ k กับ $\frac{e^3}{1+e}$ จะไม่เป็นเส้นตรง แต่กราฟของ log k กับ e จะประมาณเป็นเส้นตรงสำหรับดินทุกชนิด

2.3.4 ลักษณะรูปร่างและการต่อเนื่องของโพรงดิน

เป็นการยากที่จะหาความสัมพันธ์ในเชิงคณิตศาสตร์ของรูปร่างและการต่อเนื่องของโพรงดิน แต่โดยทั่วไปถ้าโพรงดินมีขนาดใหญ่และต่อเนื่องซึ่งทำให้น้ำไหลได้สะดวก ค่า k ของดินก็จะมาก

2.3.5 ระดับชั้นความอิ่มตัวของดิน

ดินที่มีระดับชั้นความอิ่มตัวมากจะทำให้ดินมีค่า k มาก (รูปที่ 2.1)

2.4 ค่าความซึมของน้ำในดินที่เกิดจากการตกตะกอนทับถมเป็นชั้น ๆ (Stratified Soil or Layered Soil)

ในดินที่เกิดจากการตกตะกอนทับถมเป็นชั้น ๆ ค่าความซึมของน้ำในดินตามแนวที่ขนานกับระนาบของการทับถม (ตามธรรมชาติมักจะเกิดในแนวนอน) จะมีค่ามากกว่าตามแนวที่ตั้งฉาก (แนวยืน) ซึ่งพิสูจน์ได้ดังนี้

ถ้า $k_1, k_2 \ldots\ldots\ldots k_n$ = ค่าความซึมของน้ำในดินชั้นที่ 1, 2 ..... n

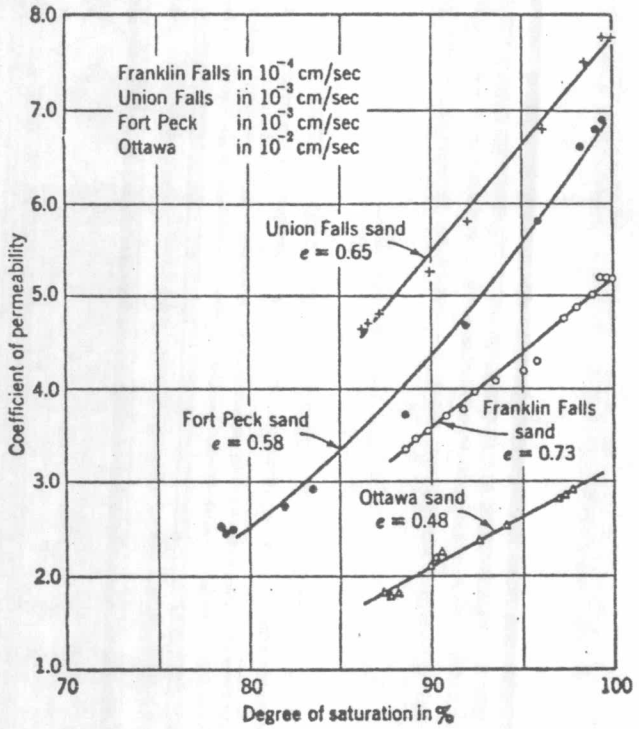
$H_1, H_2 \ldots\ldots\ldots H_n$ = ความหนาของชั้นดินชั้นที่ 1, 2 ..... n

H = ความหนารวมของชั้นดินทุกชั้น

k_h = ค่า k เฉลี่ยของชั้นดินทุกชั้นตามแนวนอน

k_v = ค่า k เฉลี่ยของชั้นดินทุกชั้นตามแนวยืน

จากกฎของดาร์ซี่ $v = ki$ (8)



รูปที่ 2.1 อิทธิพลของระดับชั้นความอิ่มตัวของดินต่อค่าความซึมของน้ำในดิน

ความเร็วเฉลี่ยของการไหลตามแนวนอน เนื่องจาก i เท่ากันทุกชั้น

$$k_h i = \frac{1}{H} \; k_1 i H_1 + k_2 i H_2 + \ldots\ldots\ldots k_n i H_n$$

$$k_h = \frac{1}{H} \; k_1 H_1 + k_2 H_2 + \ldots\ldots\ldots k_n H_n \qquad (9)$$

การไหลตามแนวยืน i ของแต่ละชั้นไม่เท่ากัน ให้เป็น i_1, i_2 ..... i_n และ i รวม $= \frac{h}{H}$ เมื่อ h เป็นศักย์ความสูงของน้ำที่ศูนย์เสียไปทั้งหมดระหว่างการไหลผ่านชั้นดินทุกชั้น

จากหลักของการไหลต่อเนื่อง (The principle of continuity of flow) ความเร็วของน้ำที่ไหลผ่านดินทุกชั้นมีค่าเท่ากันและเท่ากับความเร็วเฉลี่ย

$$k_v i = k_1 i_1 = k_2 i_2 = \ldots\ldots\ldots k_n i_n$$

$$k_v \frac{h}{H} = k_1 i_1 = k_2 i_2 = \ldots\ldots\ldots k_n i_n$$

$$h = H_1 i_1 + H_2 i_2 + \ldots\ldots\ldots H_n i_n$$

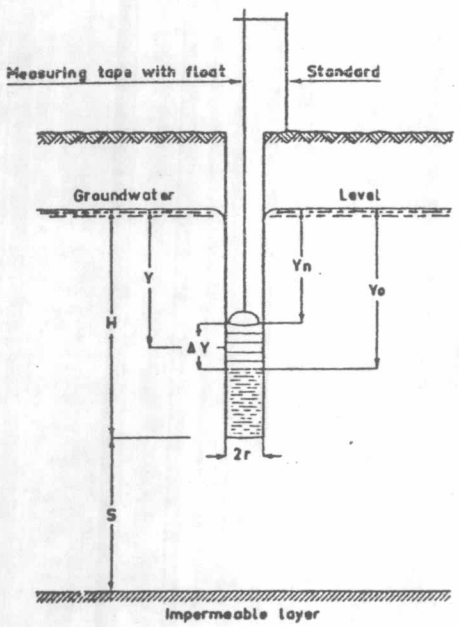
$$k_v = \frac{H}{\frac{H_1}{k_1} + \frac{H_2}{k_2} \ldots\ldots\ldots \frac{H_n}{k_n}} \qquad (10)$$

จากสมการที่ (9) และ (10) ถ้า $k_h \neq k_v$ แล้ว k_h จะต้องมีค่ามากกว่า k_v

2.5 วิธีหาค่าความซึมของน้ำในดินในสนาม

2.5.1 Auger Hole Method

เป็นวิธีที่ง่าย รวดเร็ว เชื่อถือได้ ใช้หาค่าความซึมของน้ำในดินที่อยู่ใต้ระดับน้ำที่ไม่ลึกมากนัก (รูปที่ 2.2) เช่นใช้ในการตรวจสอบการซึมของน้ำในคลอง การออกแบบก่อสร้างระบบระบายน้ำในที่ลุ่ม เป็นต้น Diserens (1934) เป็นผู้คิดวิธีนี้ เขาใช้หลักการง่าย ๆ คือ ใช้สว่านมือ (Hand auger) เจาะดินให้ลึกกว่าระดับน้ำในดินจนถึงความ



รูปที่ 2.2 Auger Hole Method

ลึกที่ต้องการ ปล่อยให้น้ำในหลุมเอ่อขึ้นจนเสมอระดับน้ำในดินรอบหลุม เรียกระดับนี้ว่า "ระดับน้ำสมดุลย์" จากนั้นวิดน้ำออกจากหลุม รีบวัดอัตราการเอ่อขึ้นของน้ำในหลุมที่เวลาต่าง ๆ แล้วจึงนำไปคำนวณหาค่าความซึมของน้ำในดิน

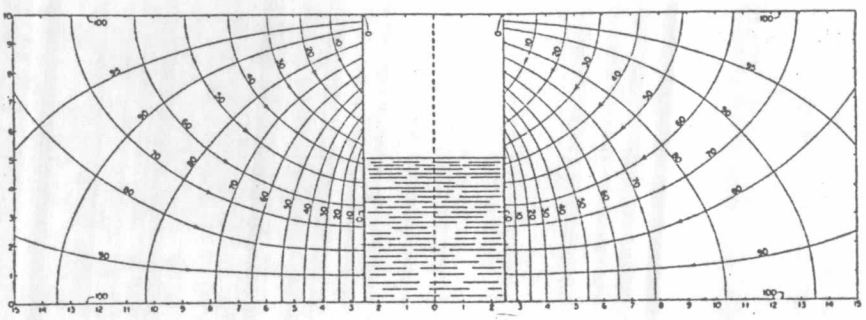
Hooghoudt (1936) ได้ปรับปรุงสูตรของ Diserens ให้ดีขึ้น โดยตั้งสมมุติฐานว่า น้ำซึมเข้ารอบหลุมตามแนวนอนและซึมเข้าก้นหลุมตามแนวยืนและเนื่องจากพื้นที่รอบหลุมมีขนาดใหญ่กว่าพื้นที่ก้นหลุมมาก จึงถือว่า น้ำที่ซึมเข้าหลุมส่วนมากซึมจากรอบหลุม ดังนั้น ค่าความซึมของน้ำในดิน โดยวิธีนี้จึงเป็นค่าความซึมของน้ำในดินตามแนวนอน

Kirkham และ Van Bavel (1949) ได้พัฒนาวิธีการทดสอบในสนามให้ดีขึ้นและปรับปรุงสูตรเดิมที่มีอยู่ให้ดีขึ้นโดยใช้สมการของ Laplace's ช่วยในการวิเคราะห์

Ernst (1950) ได้ศึกษาปัญหาของ Auger Hole เขาใช้ Relaxation Method โดยอาศัยNumerical Analysis เข้าช่วยจึงได้สูตรเอ็มไพริคอล ซึ่งเขาอ้างว่าสูตรนี้ดีกว่าสูตรที่คนอื่น ๆ ได้พัฒนามา

Visser (1954) ปรับปรุงเครื่องมือที่ใช้ทดสอบให้เป็นแบบง่าย ๆ Maasland และ Haskew (1957) ได้ทำการทดสอบดินในประเทศออสเตรเลียนับหลายพันครั้ง พวกเขาสรุปว่า วิธี Auger Hole นี้ให้ค่าที่ถูกต้องแม่นยำ แต่การที่ผลของการทดสอบแต่ละหลุมต่างกัน เนื่องมาจากดินในแต่ละหลุมไม่เป็นเอกพันธ์ มิใช่สาเหตุจากความคลาดเคลื่อนของสูตรที่ใช้คำนวณ

ค่าความซึมของน้ำในดินที่หาโดยวิธีนี้ เป็นค่าเฉลี่ยของดินตั้งแต่ใต้ระดับน้ำในดินถึงความลึกของดินที่อยู่เลยก้นหลุมเล็กน้อย แต่ถ้าหากก้นหลุมอยู่ในชั้นดินทึบน้ำ (Impervious layer) ก็เป็นค่าเฉลี่ยถึงชั้นดินที่น้ำซึมได้เท่านั้น นอกจากนี้ขอบเขตของดินรอบหลุมที่ใช้หาค่าความซึมของน้ำในดินมีรัศมีประมาณ 30-50 ซม. รูปที่ 2.3 แสดงการกระจายศักย์ของน้ำรอบ ๆ หลุมขณะมีน้ำอยู่เพียงครึ่งหลุม



ระยะจากชั้นดินที่มีน้ำ

ระยะจากศูนย์กลางหลุม

รูปที่ 2.3 Auger Hole Method แสดงการกระจายศักย์ของน้ำที่มีน้ำอยู่เพียงครึ่งหลุม (Kirkham และ van Bavel, 1949)

การคำนวณ สำหรับดินเอกพันธ์ทำได้ 2 วิธี คือ

ก. ใช้สูตร Ernst (1950) ได้ให้สูตรคำนวณไว้ดังนี้ (รูปที่ 2.2)

กรณีที่ $S > \frac{1}{2} H$, $k_h = \frac{1000r^2}{216(H+20r)(2-\frac{y}{H})y} \cdot \frac{\Delta y}{\Delta t}$ ซม./วินาที (11)

เมื่อ $S = 0$, $k_h = \frac{100r^2}{24(H+10r)(2-\frac{y}{H})y} \cdot \frac{\Delta y}{\Delta t}$ ซม./วินาที (12)

H = ความลึกของหลุมใต้ระดับน้ำสมดุลย์ ซม.

y = ระยะจากระดับน้ำสมดุลย์ถึงค่าเฉลี่ยของระดับน้ำที่เอ่อขึ้นในช่วงเวลา Δt ซม.

r = รัศมีของหลุม ซม.

S = ระยะจากก้นหลุมถึงชั้นดินทึบน้ำ (impervious layer) ซม.

$\frac{\Delta y}{\Delta t}$ = อัตราการเอ่อขึ้นของระดับน้ำในหลุม ซม./วินาที

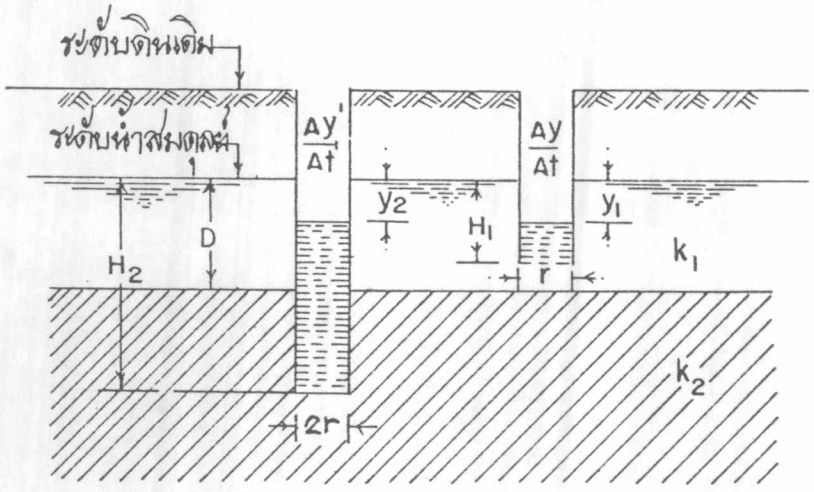
ข. ใช้กราฟ เพื่อความสะดวก Ernst ได้ทำกราฟสำหรับหลุมที่มีรัศมี 4 ซม. และ 5 ซม. (รูป ก, ข, ค, ง ในภาคผนวก) เพื่อใช้หาค่า C ในสมการที่ (13) ดังนี้

$$k_h = (86400) C \frac{\Delta y}{\Delta t} \quad \text{ซม./วินาที} \quad (13)$$

เมื่อ C = ค่าที่อ่านจากกราฟ ซึ่งขึ้นกับ y, H, r และ S

86400 = ตัวเลขที่ใช้เปลี่ยนหน่วยจาก ซม./วัน เป็น ซม./วินาที

สำหรับดินที่ตกตะกอนทับถมเป็นชั้น ๆ (layered soil) สามารถหาค่าความซึมของน้ำในดินของแต่ละชั้นได้ โดยเจาะดินในบริเวณเดียวกันชั้นละหลุม ในการเจาะให้เจาะหลุมที่ลึกที่สุดก่อนเพื่อจะได้ทราบความหนาของชั้นดิน แล้วจึงเจาะหลุมของชั้นที่ตื้นถัดขึ้นมาตามลำดับโดยให้ก้นหลุมของชั้นที่ตื้นกว่านี้อยู่สูงกว่าชั้นที่ถัดลงไป 10-15 ซม. (รูปที่ 2.4) และคำนวณได้ 2 วิธี เช่นกัน คือ



รูปที่ 2.4 Auger Hold Method แสดงการหาค่าความซึมของน้ำในดินที่มีชั้นดินต่างกัน (Layered Soil)

007178

หอสมุดกลาง สถาบันวิทยบริการ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ก. ใช้สูตร Ernst ให้สูตรดังนี้

$$k_2 = \frac{C_o \frac{\Delta y'}{\Delta t'} - k_1}{\frac{C_o}{C_2} - 1} \qquad \text{ซม./วินาที} \qquad (14)$$

เมื่อ k_1 = ค่าความซึมของน้ำในดินชั้นที่ 1 คำนวณจากสมการที่ (11)

k_2 = ค่าความซึมของน้ำในดินชั้นที่ 2

$$C_o = \frac{100r^2}{24(H+10r)(2-\frac{y}{H})y}$$

$$C_2 = \frac{1000r^2}{216(H+20r)(2-\frac{y}{H})y} \quad \text{เมื่อ} \quad S > \frac{1}{2}H \quad \text{หรือ}$$

$$= \frac{100r^2}{24(H+10r)(2-\frac{y}{H})y} \quad \text{เมื่อ} \quad S = 0$$

$\frac{\Delta y'}{\Delta t'}$ = อัตราการเอ่อขึ้นของน้ำในหลุมที่ลึกกว่า ซม./วินาที

ข. ใช้กราฟ ดูกราฟของ Ernst ในภาคผนวกรูป ก, ข, ค, ง และสมการที่ (15)

$$k_2 = 86400 \frac{C_o \frac{\Delta y'}{\Delta t'} - k_1}{\frac{C_o}{C_2} - 1} \qquad (15)$$

เมื่อ C_o = อ่านจากกราฟ $S = 0$

C_2 = อ่านจากกราฟ $S = 0$ หรือ $S > \frac{1}{2}H$ แล้วแต่กรณี

วิธี Auger Hole นี้มีขอบเขตจำกัด 4 ประการ คือ

1. ไม่สามารถหาค่า k_h ของดินที่อยู่สูงกว่าระดับน้ำสมดุลย์
2. ไม่สามารถทำการทดสอบได้ เมื่อน้ำท่วมเลยผิวดิน
3. ดินต้องคงสภาพของหลุมไว้ได้ตลอดการทดสอบ มิฉะนั้น ต้องใช้ท่อที่มีรูพรุนอยู่รอบท่อเข้าช่วยเพื่อกันหลุมพังทลาย เช่นในกรณีของชั้นทราย

4. ทดสอบได้แค่ความลึกที่สว่านมือเจาะถึง

2.5.2 Modified Auger Hole Method

เพื่อขจัดขอบเขตจำกัดของวิธี Auger Hole The Bureau of Reclamation, (1960) ได้คิดวิธีนี้ (Designation E-19) และในปีถัดมา The U.S. Navy, Bureau of Yards and Docks, (1961) ได้กำหนดวิธีการทดสอบให้เป็นมาตรฐาน ดังนี้ คือ เจาะดินโดยมีกระบอกกันดินรอบหลุมให้กระบอกโผล่เหนือระดับดินเดิมพอประมาณ (เพื่อความสะดวกในการทดสอบหรือเพื่อการทดสอบดินที่อยู่เหนือระดับน้ำในดิน) ปลายล่างของกระบอกเจาะเป็นหลุมเปลือย (Un-cased bore hole) ลึกถึงระดับที่ต้องการ ซึ่งจะทำให้น้ำสามารถซึมเข้าหรือออกจากหลุมได้ (ความยาวของหลุมเปลือยนี้จะต้องมากกว่า 8 เท่าของเส้นรัศมีของหลุม) จากนั้นวัดระดับน้ำสมดุลย์เพื่อใช้เป็นระดับอ้างอิงแล้ววิดน้ำออกจากหลุมหรือกรอกน้ำลงไปจนเกิดความต่างศักย์ระหว่างระดับน้ำในหลุมกับระดับน้ำสมดุลย์ วัดอัตราการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำในหลุม แล้วนำค่าที่วัดได้มาคำนวณโดยสูตรซึ่ง The U.S. Navy, Bureau of Yards and Docks ได้ให้ไว้ดังนี้ (รูปที่ 2.5)

$$k_h = \frac{R^2}{2L(t_2-t_1)} \ln\left(\frac{L}{R}\right) \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \qquad (17)$$

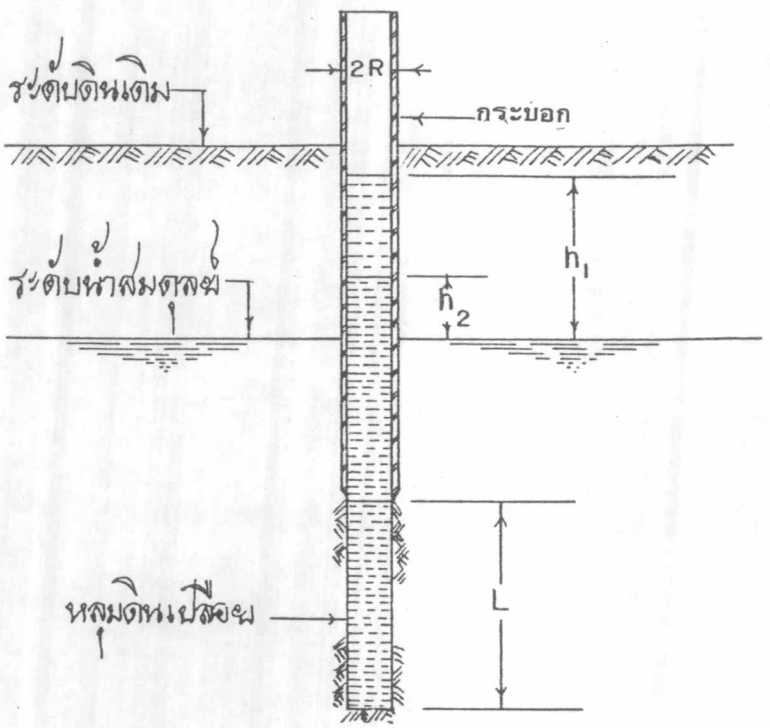
เมื่อ k_h = ค่าความซึมของน้ำในดินตามแนวนอน ซม./วินาที

R = รัศมีภายในของกระบอก ซม.

L = ความยาวของหลุมเปลือย ซม.

h_1, h_2 = ความสูงของน้ำในกระบอกวัดจากระดับน้ำสมดุลย์ขณะทำการทดสอบเมื่อเวลา t_1 และ t_2 วินาที ซม.

วิธีนี้ให้ผลที่เชื่อถือได้ การทดสอบทำได้ง่ายโดยอาศัยเครื่องเจาะดินธรรมดาและเครื่องวัดระดับน้ำ สามารถทราบลักษณะของชั้นดินและได้ตัวอย่างดินที่จะนำไปใช้หาสมบัติอื่น ๆ ประกอบอีกด้วย



รูปที่ 2.5 Modified Auger Hole Method.

2.5.3 Pumping Test

เป็นวิธีหาค่าความซึมของน้ำโดยเฉลี่ยในชั้นดินที่อยู่ใต้ระดับน้ำสมดุลย์ โดยการเจาะบ่อให้ลึกถึงระดับที่ต้องการ 1 บ่อแล้วเจาะหลุมสังเกตการณ์หลาย ๆ หลุมที่ระยะรัศมีห่างจากบ่อต่าง ๆ กัน สูบน้ำขึ้นจากบ่อแล้วคอยจนกระทั่งการไหลของน้ำคงที่ จึงบันทึกอัตราการไหลของน้ำต่อหน่วยเวลาและวัดระดับน้ำที่ลดลง (Drawdown) จากหลุมสังเกตการณ์ นำผลไปคำนวณจากสูตรที่เหมาะสม (Groundwater hydrology, Todd, 1959) วิธีนี้ให้ค่าที่ถูกต้องกว่าวิธีอื่น เพราะน้ำไหลซึมผ่านชั้นดินเป็นบริเวณกว้าง ผู้ทดสอบต้องมีความชำนาญมากและสิ้นเปลืองค่าใช้จ่ายสูง จึงมักกระทำในงานที่สำคัญเท่านั้น

2.5.4 Piezometer method

เป็นวิธีที่ดีวิธีหนึ่ง เครื่องมือนี้ประกอบด้วยส่วนปลาย มีลักษณะเป็นรูพรุน เพื่อให้น้ำซึมเข้าหรือออกไปสู่ดิน มีรูปร่างต่าง ๆ กัน เช่น กลม ทรงกระบอก เป็นต้น ต่อจากส่วนปลายเป็นท่อขนาดเล็กใช้เป็นทางไหลของน้ำไปยังเครื่องมือวัดน้ำ สามารถทดสอบได้ทั้งแบบ Falling head และแบบ Constant head ในทุกความลึก

ผู้คิดวิธีนี้คือ Kirkham (1946) ซึ่งได้รับการพัฒนาต่อมาโดย Hvorslev (1951) Gibson (1963) Wilkinson (1968) Al-Dhahir and Morgenstern (1969) Gibson (1970) Bjerrum et al (1972).

Hvorslev (1951) ให้สูตรไว้ดังนี้

$$k = \frac{Q}{F\,h}$$

k = สัมประสิทธิ์ความซึมของน้ำ

Q = อัตราการไหลของน้ำต่อหน่วยเวลา

F = ตัวประกอบรูปร่างของปลาย Piezometer

h = ศักย์ความสูงของน้ำที่ทำให้เกิดการไหล (Active head)

2.5.5 วิธีอื่น

วิธีอื่น ๆ มีอีกหลายวิธี เช่น Bore hole tests (U.S.B.R. Method E-18) Packer test (Design of small dam, U.S.B.R. 1965) Seepage velocity test, $k = \frac{v_s n e}{i}$ ("Seepage, Drainage and Flownets". Cedergren, 1966) เป็นต้น

2.6 วิธีหาค่าความซึมของน้ำในดินในห้องปฏิบัติการ

2.6.1 Consolidation Test เป็นวิธีทางอ้อมใช้กับดินเนื้อละเอียด มีสูตรดังนี้

$$k = \frac{C_v a_v \gamma_w}{1+e_o} \qquad (17)$$

k = ค่าความซึมของน้ำในดิน ซม./วินาที

C_v = สัมประสิทธิ์ของการอัดตัว ซม.^{2}/วินาที

a_v = สัมประสิทธิ์ของการอัด ซม.^{2}/กก.

γ_w = หน่วยน้ำหนักของน้ำ กก./ซม.^{3}

e_o = อัตราส่วนช่องว่างของดินก่อนการเพิ่มน้ำหนักแต่ละครั้ง (Initial void ratio of each load increment)

Terzaghi (1943) ผู้คิดทฤษฎีนี้ตั้งสมมุติฐานว่า

1. ดินเอกพันธ์
2. ดินอิ่มตัว
3. เม็ดดินและน้ำในมวลดินไม่ยุบตัวเมื่อถูกอัด
4. ดินที่ทดสอบมีสมบัติไม่แตกต่างจากดินในสนาม
5. ดินถูกอัดมิติเดียว
6. น้ำซึมออกจากดินมิติเดียว

7. กฎของดาร์ซี่เป็นจริง

8. สมบัติของดินเมื่อถูกอัดมีค่าคงที่

9. กราฟความดันกับอัตราส่วนช่องว่างของดินเป็นเส้นตรง

Casagrande (1936) ได้คิดวิธี Square root time fitting curve Taylor (1942) คิดวิธี Log time fitting curve Helenelund (1951), Girault (1960), Abbott (1960) พบว่า ค่าความซึมของน้ำในดินและค่าการอัดของดินไม่คงที่ระหว่างที่ดินถูกอัดเพิ่มขึ้น Reltov (1947), Rosa (1950) พบว่า Initial hydraulic gradient ของดินเหนียวที่ถูกกดอัดมีค่าสูง 20 ถึง 30

ปัจจุบันแม้ปรากฏว่า สมมุติฐานบางข้อไม่เป็นจริง แต่ในทางปฏิบัติเป็นวิธีที่ง่ายและให้ค่าประมาณที่ใช้ได้ จึงยังคงเป็นที่นิยมใช้ทดสอบกัน

2.6.2 Constant Head Test

เป็นวิธีหาค่า k โดยตรง เหมาะกับดินเนื้อละเอียด ในการทดสอบให้น้ำซึมผ่านตัวอย่างดินที่มีหน้าตัด (A) ยาว (L) และรักษาศักย์ความสูงของน้ำ (Head of flow, h) ให้คงที่ตลอดการทดสอบแล้ววัดอัตราการไหลของน้ำ (Q) ในเวลา (t) ใช้สูตร

$$k = \frac{Q_L}{Aht} \qquad (18)$$

2.6.3 Variable Head Test

เป็นวิธีโดยตรงเช่นกัน เหมาะกับดินร่วน เช่น ทราย ทำการทดลองโดยให้น้ำไหลในหลอดแก้วที่มีหน้าตัดคงที่ (a) ซึมผ่านตัวอย่างดินที่มีหน้าตัด (A) ยาว (L) วัดศักย์ความสูงของน้ำ h_o เมื่อเวลา t_o และ h_1 เมื่อเวลา t_1 แล้วคำนวณหาค่า k โดยสูตร

$$k = \frac{aL}{A(t_1 - t_o)} \ln \frac{h_o}{h_1} \qquad (19)$$