บทคัดย่อ

240007

การแพร่กระจายดินเค็มและการปนเปื้อนของสารพิษในดินและน้ำบาดาล เกิดจากการเคลื่อนที่ของน้ำและมวลสารผ่านชั้นดินที่ไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ ดังนั้นในการควบคุมและป้องกันการกระจายดินเค็มและการปนเปื้อนของสารพิษในดินและน้ำบาดาล จำเป็นจะต้องมีการคาดการณ์ โดยการคำนวณการเคลื่อนที่ของน้ำและมวลสารผ่านชั้นดินที่ไม่อิ่มตัว ในวิธีการคำนวณจะประกอบไปด้วยการแก้สมการอนุพันธ์ย่อย 2 สมการได้แก่ สมการริชาร์ดส์ ซึ่งเป็นสมการการเคลื่อนที่ของน้ำในชั้นดินไม่อิ่มตัว และสมการการพา-การแพร่กระจายซึ่งเป็นสมการการเคลื่อนที่ของมวลสาร ในการแก้สมการทั้งสอง จะต้องรู้ (1) ความสัมพันธ์ของเฮดความดัน (h_p) กับความชื้นดิน (θ) ซึ่งมักจะเรียกว่า ความชื้นเป็นฟังก์ชั่นของเฮดความดัน $\theta(h_p)$ และ (2) ค่าพารามิเตอร์ ๆต่างในสมการริชาร์ดส์ และสมการการพา-การแพร่กระจาย วัตถุประสงค์ของการศึกษานี้จึงต้องการหาแนวทางการหาความสัมพันธ์ $\theta(h_p)$ กับการหาค่าพารามิเตอร์ที่จำเป็นในการคำนวณ การเคลื่อนที่ของน้ำและมวลสารในดินเค็มที่ไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ โดยเน้นการวัดทดสอบอย่างง่ายประหยัด แล้วใช้วิธีเชิงคณิตศาสตร์และคอมพิวเตอร์ช่วยในการคำนวณค่าต่าง ๆ

ความสัมพันธ์ $\theta(h_p)$ เมื่อแสดงในรูปของกราฟ เรียกโค้งลักษณะความชื้นดิน และเมื่อจะนำไปใช้งานจะต้องอยู่ในรูปของสมการพีชคณิต ที่นิยมใช้มี 3 สมการได้แก่ สมการการ์ดเนอร์, สมการบุรค์-คอเรย์ และสมการแวนเกนุคเตน แต่ละสมการก็จะมีพารามิเตอร์ที่จะต้องหา เนื่องจากค่าความสัมพันธ์ $\theta(h_p)$ ไม่เป็นเอกลักษณ์ คือมีได้หลายค่า ขึ้นอยู่กับประวัติศาสตร์ของการเคลื่อนที่ของน้ำในดิน เรียกว่าปรากฏการณ์ไม่ซ้ำรอย อย่างไรก็ตามทุก ๆค่าย่อมอยู่ในกรอบของโค้งปฐมภูมิแห้งลงและโค้งปฐมภูมิชื้นขึ้น ในอดีต จะสามารถหาได้เฉพาะโค้งปฐมภูมิแห้งลง แล้วก็ใช้ความสัมพันธ์นี้ในการคำนวณทั้งหมด แต่เนื่องจากการคำนวณการแพร่กระจายดินเค็มในภาคตะวันออกเฉียงเหนือจำเป็นต้องใช้ ความสัมพันธ์ของโค้งปฐมภูมิชื้นขึ้น ดังนั้นในการศึกษานี้ จึงได้ศึกษาวิธีการหาโค้งปฐมภูมิชื้นขึ้น จากโค้งปฐมภูมิแห้งลงร่วมกับโค้งลัดชื้นขึ้น จากการวิเคราะห์ลักษณะของโค้งลักษณะความชื้น พบว่าดินที่มีขนาดเม็ดดินใหญ่ จะทำให้ปรากฏการณ์ไม่ซ้ำรอยมีผลมากกว่าดินที่มีขนาดเม็ดดินที่ละเอียดกว่า ซึ่งสามารถโยงไปที่เฮดอากาศเข้าของดินนั้นได้ ค่าปรากฏการณ์ไม่ซ้ำรอยสามารถแสดงได้โดยดีกรีความไม่ซ้ำรอย หาจากค่าความชื้นแตกต่างสูงสุด ระหว่างโค้งปฐมภูมิชื้นขึ้นและโค้งปฐมภูมิแห้งลงเทียบกับค่าแตกต่างของความชื้นอิ่มตัวและความชื้นคงตัว ผลการศึกษาพบว่าดีกรีความไม่ซ้ำรอยแปรผกผันกับค่าสัมบูรณ์ของเฮดอากาศเข้า

ค่าสภาพนำชลศาสตร์ของดินไม่อิ่มตัวเป็นฟังก์ชันของความชื้น ซึ่งเมื่อจะนำไปใช้ในการคำนวณต้องอยู่ในรูปของสมการพีชคณิต ซึ่งที่นิยมใช้มี 3 สมการเช่นเดียวกับความสัมพันธ์ $\theta(h_p)$ ได้แก่ สมการการ์ดเนอร์ สมการบุรค์-คอเรย์ และสมการแวนเกนุคเตน ในสมการทั้ง 3 นี้จะมีพารามิเตอร์ เช่นเดียวกันกับความสัมพันธ์ $\theta(h_p)$ การหาพารามิเตอร์ในสมการ $K_u(\theta)$ สามารถหาได้จากการจำลองการเคลื่อนที่ของน้ำเค็มขึ้นในแท่ง

ตัวอย่างดินที่เราต้องการศึกษา เมื่อวัดอัตราการเคลื่อนที่ขึ้นของน้ำเค็ม ก็จะสามารถใช้สมการริชาร์ดส์ เพื่อคำนวณค่าพารามิเตอร์ของ $K_u(\theta)$ ได้

นอกจากพารามิเตอร์ของ $K_u(\theta)$ แล้ว ค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย (D) และค่าสัมประสิทธิ์ความหน่วง (R) ในสมการการพา-การแพร่กระจาย ก็สามารถหาได้โดยการแก้สมการการพา-การแพร่กระจายให้อยู่ในรูปของสมการพีชคณิต จากการจำลองการเคลื่อนที่ขึ้นของน้ำเค็มในแท่งดิน จะทำให้ได้ข้อมูลอัตราการเคลื่อนที่ของมวลสารขึ้นสู่แท่งดิน ซึ่งเมื่อใช้ร่วมกับสมการพีชคณิต และแก้สมการแบบลองผิดลองถูก จะได้ค่า D และ R ของตัวอย่างดิน

เพื่อทดสอบความเป็นไปได้ของแนวคิดข้างต้น ได้รวบรวมตัวอย่างดินเค็ม 6 ตัวอย่างจาก 4 พื้นที่ดินเค็ม พื้นที่แรกที่บ้านเมืองเพีย เก็บตัวอย่างดินเค็มจากที่ระดับสูง (St1) ระดับกลาง (St2) และระดับต่ำ (St3) และอีก 3 พื้นที่ได้แก่ บ้านดอนหัน (KK1), บ้านโนนตุ่น (KK2) จังหวัดขอนแก่น และ บ้านเขื่อนขจร (KK3) จังหวัดมหาสารคาม ได้เก็บตัวอย่างทั้งแบบไม่ทำลายโครงสร้างและแบบทำลายโครงสร้าง ได้ตรวจสอบคุณสมบัติเชิงกายภาพ เชิงชลศาสตร์ของตัวอย่างดิน รวมถึงสภาพนำไฟฟ้าของสารละลายของตัวอย่างดิน พบว่าตัวอย่างดินที่ศึกษามีเนื้อดินร่วนปนทราย 3 ตัวอย่าง ได้แก่ St1, St2 และ KK1 ดินร่วนเหนียวปนทราย (St3) ดินร่วน (KK2) และดินทรายร่วน (KK3) ชนิดละหนึ่งตัวอย่าง

จากการทดลองหาความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นกับเฮดความดัน $\theta(h_p)$ โดยใช้เครื่องมือดึงน้ำสำหรับเฮดความดันในช่วง -100 ถึง 0 cm และเครื่องมือดันน้ำสำหรับเฮดความดันในช่วง -10,000 ถึง -100 cm เครื่องมือดึงน้ำสามารถหาได้ทั้งโค้งแห้งลงและโค้งชื้นขึ้น ส่วนเครื่องมือดันน้ำหาได้เฉพาะโค้งแห้งลงอย่างเดียว จากข้อมูลเหล่านี้ทำให้สามารถหาโค้งปฐมภูมิชื้นขึ้นได้ จากผลการศึกษาโค้งปฐมภูมิแห้งลงและชื้นขึ้นพบว่าตัวอย่างทุกตัวอย่างแสดงปรากฏการณ์ความไม่ซ้ำรอย ซึ่งดีกรีความไม่ซ้ำรอยแปรผันผกผันกับค่าสัมบูรณ์ของเฮดอากาศเข้าแบบไม่เป็นเชิงเส้นตรง

ในการจำลองการเคลื่อนที่ขึ้นของน้ำเค็มในดินเค็ม ได้ใช้ท่อพีวีซีผ่าตามยาวเป็น 2 ซีก นำมาประกบกันปิดแนวรอยต่อให้สนิท ปิดปลายล่างด้วยฝาที่มีรูพรุนและรองพื้นด้วยผ้าขาวบาง บรรจุตัวอย่างดินเค็มที่รู้ค่าความชื้นลงในท่อ นำท่อดินตั้งบนอ่างน้ำเค็มขนาด 150 mS cm^{-1} เมื่อถึงเวลาที่กำหนด นำตัวอย่างดินไปหาความชื้นและสภาพนำไฟฟ้า จากค่าความชื้นและสภาพนำไฟฟ้าที่เปลี่ยนไปตามเวลาทำให้สามารถคำนวณอัตราการเคลื่อนที่ของน้ำและของมวลเกลือของแต่ละตัวอย่างดินเค็ม

จากการแก้สมการริชาร์ดส์ด้วยวิธีไฟไนท์ดีฟเฟอเรนท์ โดยใช้ข้อมูลอัตราการเคลื่อนที่ของน้ำ จะทำให้ได้ค่าพารามิเตอร์สำหรับคำนวณค่าสภาพน้ำชลศาสตร์ไม่อิ่มตัว $K_u(\theta)$ และจากการแก้สมการการพา-การแพร่กระจายด้วยวิธีเชิงวิเคราะห์ ได้เป็นสมการพีชคณิต เมื่อใช้ร่วมกับข้อมูลอัตราการเคลื่อนที่ของมวลเกลือแล้วแก้สมการด้วยวิธีลองผิดลองถูก จะได้ค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย, (D) และค่าสัมประสิทธิ์ความหน่วง, (R)

สำหรับการตรวจสอบความถูกต้องของค่าพารามิเตอร์ที่หาได้จากการทดลองด้วยวิธีเหนี่ยวนำการเคลื่อนที่ของน้ำเค็มขึ้นในแท่งดินเค็มที่ไม่อิ่มตัวนี้ ได้ตรวจสอบด้วยแบบจำลองกายภาพโดยใช้ฟลูมแบบ 2 มิติ ขนาดยาว×สูง×หนา เท่ากับ 1.20 m ×0.50 m ×0.10 m บรรจุดินตัวอย่างแล้วเหนี่ยวนำให้เกิดการเคลื่อนที่ของน้ำในฟลูมนี้ ทำการวัดความดันน้ำในดิน 6 จุดด้วยเทนซิโอมิเตอร์ปรอท ค่าเฮดความดันที่ได้จากการทดลองเปรียบเทียบกับการคำนวณโดยใช้แบบจำลอง HYDRUS-2D พบว่าข้อมูลจากการทดลองและค่าจากการคำนวณเข้ากันได้ดี แต่เนื่องจากธรรมชาติของการวัดความดันด้วยเทนซิโอมิเตอร์ จะมีการเหลื่อมของเวลาคือค่าที่อ่านได้จะช้ากว่าความดันที่เกิดขึ้นจริง การศึกษานี้ได้พบว่าค่าสัมประสิทธิ์การเหลื่อมจะมีค่าต่ำ เมื่อหัววัดอยู่ใกล้กับชั้นที่อิ่มตัว และมีค่าเข้าใกล้ 1.0 เมื่อหัววัดอยู่สูงมากจากชั้นอิ่มตัว

Soil salinization and groundwater contamination are the results of water flow and mass transport through unsaturated soil. In mitigation and prevention of soil salinization and groundwater contamination, soil water flow and mass transport through unsaturated soil need to be understood. Two partial differential equations involve; the Richards equation is for soil water flow and the advection-dispersion equation for mass transport. To solve these equations effectively, their parameters must be correctly and accurately obtained. The estimation of the parameters of flow and mass transport through unsaturated soil can be tedious and expensive. However, computer technology and numerical methods allow the parameters to be estimated from the data of simple performance and measurement. The main objective of this study is, therefore, to search for simple measurement and effective calculation methods in estimation of the parameters for modeling of soil water flow and mass transport through unsaturated soil.

Solving the two partial differential equations needs; (1) the relationship between pressure head (h_p) of soil water and moisture content (θ), in other words moisture content is a function of pressure head $\theta(h_p)$, (2) the parameters in the two partial differential equations. The relationship $\theta(h_p)$ is, unfortunately, not unique but has many values depending on history of the soil water flow process. However, all of the values are bounded by the primary wetting relationship and the primary drying relationship. In most practice, the primary drying relationship is to be applied for all cases due to the difficulty of the primary wetting relationship estimation. In this study, we discovered a method for obtaining the primary wetting relationship by deducing this relationship from the available primary drying and the scanning wetting relationships. We also studied the degree of hysteresis of the six saline soil samples and found that the degree of hysteresis is inversely, and nonlinearly, proportional to the absolute value of the air entry value. The relationship of $\theta(h_p)$ can be expressed in form of a graph called a soil water characteristic curve and an algebraic equation, which is to be used in modeling. Three equation forms are popular namely Gardner's, Brooks and Corey's and van Genuchten's equations. Each of equations contains its own parameter such as a and n for van Genuchten's. This thesis provides a method to obtain the parameters by best fitting the chosen equation to the measurement data.

The parameters in the two partial differential equations are the hydraulic conductivity function $K_u(\theta)$ for the Richards' equation, and the diffusion-dispersion coefficient D and the retardation coefficient R for the advection-dispersion equation. By inducing saline water rising onto the soil sample

column by capillary effect; the measured rate of water rising can be used to evaluate $K_u(\theta)$, and the rate of salt mass rising to evaluate D and R.

The experiments to test the proposed methods were conducted using six saline soil samples from 4 different sites. The first site was at Ban Muang Phea, Khon Kaen, where three soil samples were collected from the upslope (St1), the midslope (St2) and the downslope (St3). The other sites were at Ban Don Hun, Khon Kaen (KK1), Ban Non Tun, Khon Kaen, (KK2) and Ban Khuean Khachorn, Maha Sarakham, (KK3). Both, disturbed and undisturbed soil samples, were collected from the sites. Physical and hydraulic properties of the soils and the electrical conductivity (EC) of the soil solutions were measured. The primary drying relationships of $\theta(h_p)$ of all samples were measured using the hanging column apparatus for higher pressure head (-100 to 0 cm) and using the pressure plate apparatus for lower head (-10,000 to -100 cm). The scanning wetting relationships were measured using the hanging column method. Then from the primary drying and the scanning wetting curves, the primary wetting relationships were derived.

Capillary rising of saline water onto a soil column was performed for all soil samples. Each soil sample was packed into a PVC tube of 50 mm diameter presplit lengthwise, with a preferated bottom allowing the passing of the under but keeping the soil in place. Each soil column was set vertically on a saline water reservoir that allowed the bottom end to be immersed at a control water level. The rates of water rise and the salt mass transport were measured. The rates of water rise were used to calculate the hydraulic conductivity function $K(\theta)$. This was done by solving the Richards' equation by the finite difference method. The parameters D and R were calculated by solving the advection-dispersion equation from the rate of salt mass transport.

Accuracy of the relationships $\theta(h_p)$ and the function $K_u(\theta)$ was tested using a sand tank model. The sand tank of 1.20 m ×0.50 m ×0.10 m was packed with the soil sample (St2). Six mercury tensiometers were tapped to measure pressure heads in the tank. The simulations of the sand tank soil water flow were performed using HYDRUS-2D model. The simulation results were compared to the sand tank model with fairly good agreement. The experimental results from the tensiometers showed time lag from the simulation results. The time lag by the tensiometers measurement is natural, The lagging coefficients were applied to adjust the results. The lagging coefficient is low for the tensiometers prob close to the watertable and it is close to 1.0 for the probe was far away from the watertable.