

## การตอบสนองเชิงอุทกวิทยาต่อการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินสำหรับลุ่มน้ำที่มีข้อมูลไม่สมบูรณ์ Hydrological Response to Land use Changes for Ungauged Watersheds

วชิรวิชัย พลินรัชต์ธนะเดช (Wachirawit Plinruttanadet)\* ดร.ศุภสิทธิ์ คนใหญ่ (Dr.Supasit Konyai)\*\*

ดร.วิชัย ศรีบุญลือ (Dr.Vichai Sriboonlue)\*\*\*

### บทคัดย่อ

การจัดการทรัพยากรน้ำที่มีประสิทธิภาพทั้งนี้ต้องอาศัยข้อมูลทางอุทกวิทยาที่ถูกต้องสำหรับการจำลองและการทำนายเพื่อนำมาวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลง แต่ในหลายลุ่มน้ำนั้นยังมีข้อมูลที่ไม่สมบูรณ์ การศึกษาครั้งนี้มุ่งเน้นไปที่การใช้ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาในการสังเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยาเพื่อศึกษาการตอบสนองเชิงอุทกวิทยาต่อการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดิน โดยใช้ลุ่มน้ำลำตะโค่งเป็นพื้นที่ศึกษา การศึกษาครั้งนี้ใช้ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาดังแต่ปี 2010 ถึง 2018 ประเมินปริมาณน้ำท่าจากข้อมูลฝนด้วยวิธี SCS-CN ประเมินค่าการคายระเหยจากข้อมูลอุตุนิยมวิทยาด้วยสมการของ Morton's CRAE การศึกษาพบว่าในช่วงการศึกษาปริมาณน้ำท่ามีลดลงมากที่สุดคือ 166.68 มม. ซึ่งเป็นผลมาจากพื้นที่นาข้าวที่มีมากถูกเปลี่ยนไปเป็นการใช้ที่ดินแบบอื่น ๆ โดยวิธีการสมดุลของน้ำเป็นวิธีการสังเคราะห์ข้อมูลทางอุทกวิทยาที่ถูกต้องและสามารถนำข้อมูลไปวิเคราะห์ได้

### ABSTRACT

Effective management of water resources requires accurate hydrological data for simulations and predictions to analyze changes. But Many watersheds in Thailand are ungauged and many have unreliable or incomplete data. This study focuses on the use of meteorological data in hydrological data synthesis to study hydrological responses to land use changes. The Lam Takhong River as a study area, This study used meteorological data from 2010 to 2018, assessing runoff from precipitation data using SCS- CN,  $ET_A$  from meteorological data using the Morton's CRAE equation. The study found that during the time, the amount of runoff was decreased at the greatest of 166.68 mm, which resulted from paddy fields being converted to other land use by means of water balance as a synthetic method.

**คำสำคัญ:** ลำตะโค่ง การเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดิน ลุ่มน้ำที่มีข้อมูลไม่สมบูรณ์

**Keywords:** Lam Takhong, land use Changes, Ungauged watersheds

\*นักศึกษา หลักสูตรวิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมเกษตร คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น

\*\*รองศาสตราจารย์ สาขาวิชาวิศวกรรมเกษตร คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น

\*\*\*รองศาสตราจารย์ สาขาวิชาวิศวกรรมเกษตร คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น

## บทนำ

การใช้ที่ดินและสิ่งปกคลุมดินที่เปลี่ยนแปลงไปย่อมจะมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงส่วนประกอบต่าง ๆ ของอุทกวิทยาของพื้นที่นั้น ๆ (Tina et al., 2019; Woldesenbet et al., 2017) ดังนั้นข้อมูลอุทกวิทยาที่ถูกต้องในแต่ละพื้นที่รับน้ำหรือลุ่มน้ำ มีความสำคัญต่อการวางแผนการจัดการที่ดินและน้ำในพื้นที่รับน้ำนั้น ๆ ให้เกิดประโยชน์สูงสุด ทั้งในด้านการเกษตร สิ่งแวดล้อม นิเวศวิทยา สังคมและเศรษฐกิจ (Puno et al., 2019) โดยในหลายๆงานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการสังเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยาจะถือว่าข้อมูลการไหลจากสถานีวัดนั้นถูกต้องแล้วนำมาปรับค่าพารามิเตอร์เพื่อให้เข้ากับข้อมูลการไหล แต่หากในพื้นที่ที่มีข้อมูลการไหลไม่สมบูรณ์ ไม่มีการวัด หรือไม่น่าเชื่อถือ ดังนั้นการสังเคราะห์ข้อมูลการไหลจากข้อมูลอุตุนิยมวิทยาซึ่งมักจะมีความละเอียดและครบถ้วนมากกว่า สามารถทำให้ได้ข้อมูลอุทกวิทยาที่ละเอียดถูกต้องและครบถ้วนสำหรับทดแทนข้อมูลการไหลที่ไม่สมบูรณ์ได้

ลุ่มน้ำลำตะโค่งเป็นลุ่มน้ำย่อยของลุ่มน้ำมูล นอกเหนือจากเป็นแหล่งน้ำต้นทุนในการเกษตรกรรม รักษาระบบนิเวศวิทยาและเศรษฐกิจและสังคมของพื้นที่ โดยมีอ่างเก็บน้ำขนาดกลางสามแห่งและอ่างเก็บน้ำขนาดเล็กหลายแห่งตามลำน้ำ อีกทั้งยังเป็นแหล่งน้ำอุปโภค-บริโภคของตัวเมืองบุรีรัมย์ ที่เติบโตอย่างรวดเร็วทั้งในด้านเศรษฐกิจ และ สังคม ตั้งอยู่ทางตอนใต้ของภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย โดยมีลำตะโค่ง เป็นแม่น้ำสายเดียวในพื้นที่ที่รองรับการดำรงชีวิตของประชากร ซึ่งรับน้ำจากลุ่มน้ำลำตะโค่ง โดย โดยลำตะโค่งเกิดเหตุการณ์น้ำท่วมและภัยแล้งในเกือบทุกปี อีกทั้งยังมีความถี่และความรุนแรงเพิ่มขึ้นดังนั้นข้อมูลอุทกวิทยาที่ถูกต้องจึงมีความสำคัญอย่างยิ่งในการบริหารจัดการน้ำ

ดังนั้นแนวคิดการคำนวณการระเหยจริงด้วยข้อมูลสภาพอากาศโดยใช้สมการของ Morton (1983) มีความซับซ้อนยุ่งยากมากจึงไม่ค่อยเป็นที่นิยมมากนัก ต่อมา Guo (2016) ได้ใช้โปรแกรมคอมพิวเตอร์ในภาษา R เพื่อช่วยในการคำนวณค่าการระเหยของ Morton (1983) และองค์ประกอบทางอุทกวิทยาที่สำคัญก็คือปริมาณน้ำท่าโดยคำนวณได้จากวิธี NRCS-CN method (Hawkins et al., 2009) วิธีนี้ต้องการพารามิเตอร์เพียงตัวเดียวคือ ค่า curve number (CN) ซึ่งเป็นฟังก์ชันของสิ่งปกคลุมดิน ชนิดของดิน และความชื้นในดิน ดังนั้น เมื่อเราทราบการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินและสิ่งปกคลุมดินและข้อมูลฝน ก็จะทำให้เราสามารถคำนวณปริมาณการไหลผิวดินได้ และเมื่อรวมกับปริมาณการคายระเหย เราก็จะสามารถหาค่าตัวแปรอุทกวิทยาอื่น ๆ ได้ทั้งหมดด้วยวิธีสมมูลน้ำ ดังนั้น เมื่อเราทราบข้อมูลการใช้ที่ดินในพื้นที่นำมาพิจารณาร่วมกับข้อมูลเชิงอุตุนิยมวิทยาและสภาพอากาศ เพื่อใช้ในการประมาณค่าส่วนประกอบเชิงอุทกวิทยาต่าง ๆ โดยไม่ต้องพึ่งพาแบบจำลองสำเร็จรูปต่าง ๆ

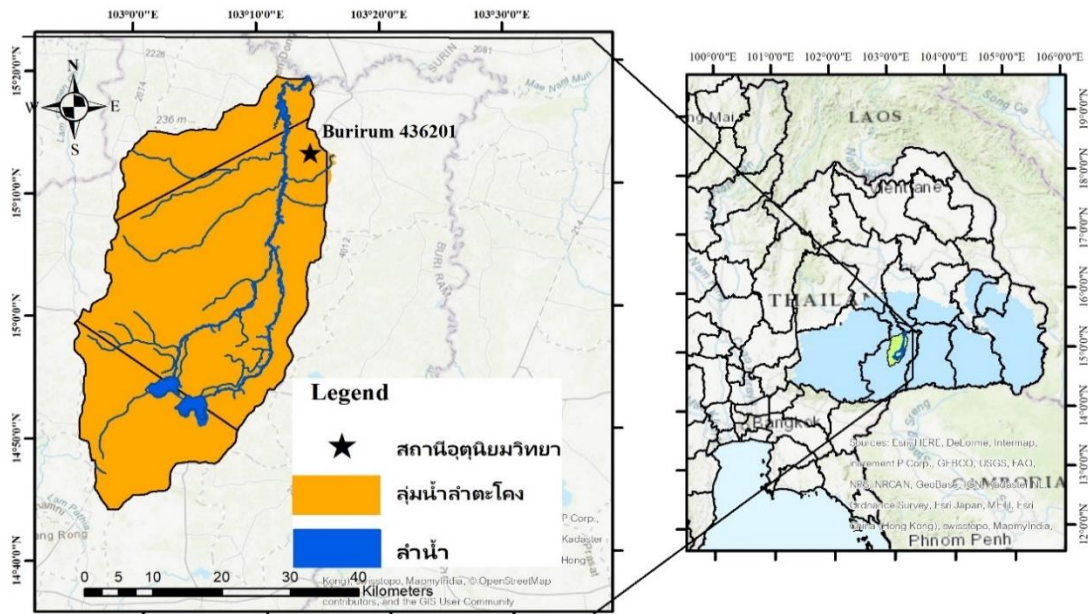
## วัตถุประสงค์การวิจัย

การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาการตอบสนองเชิงอุทกวิทยาต่อการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินสำหรับลุ่มน้ำที่มีข้อมูลไม่สมบูรณ์ด้วยวิธีสมมูลน้ำ

## วิธีการวิจัย

### พื้นที่ศึกษา

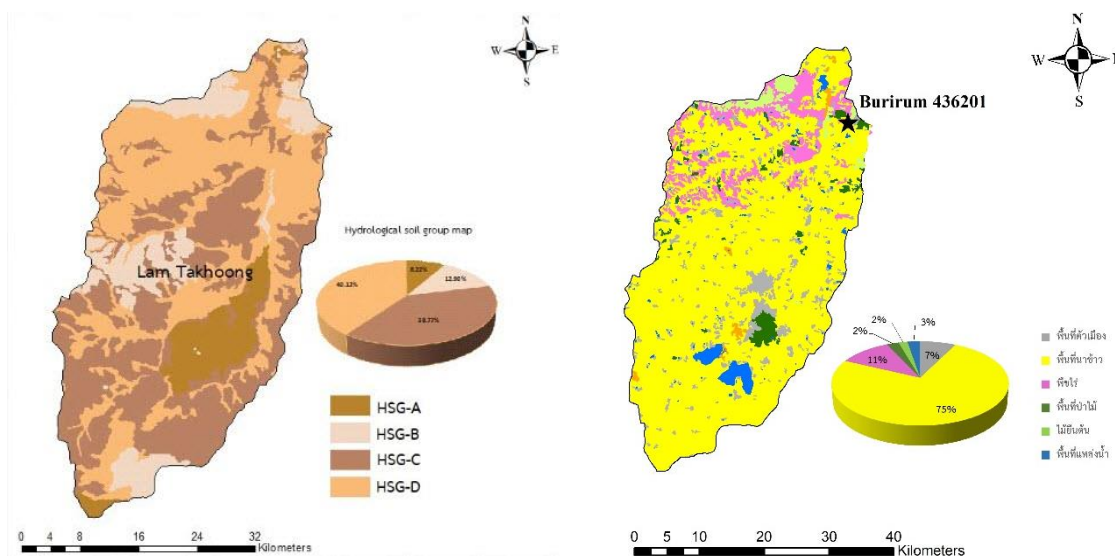
ลุ่มน้ำลำตะโค่งเป็นลุ่มน้ำสาขาย่อยของลุ่มน้ำมูลตั้งอยู่ระหว่างเส้นรุ้งที่ 14° 41' 54" ถึง 15° 17' 51" เหนือ และเส้นแวงที่ 102° 56' 15" ถึง 103° 17' 15" ตะวันออก ไหลจากทิศใต้ไปสูทิศเหนือ โดยมีความยาว 95 กิโลเมตร และมีความแตกต่างของระดับต้นน้ำและท้ายน้ำอยู่ที่ประมาณ 60 เมตร สภาพอากาศในลุ่มน้ำลำตะโค่งนั้นได้รับผลกระทบจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ก่อให้เกิดฝนในช่วงเดือนพฤษภาคม ถึง เดือนกรกฎาคม และพายุหมุนเขตร้อน ในช่วงเดือนสิงหาคม ถึง เดือนตุลาคม โดยมีการเก็บข้อมูลจากสถานีอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ ดังรูปที่ 1



รูปที่ 1 พื้นที่ศึกษา

### การใช้ที่ดินและกลุ่มชุดดิน

การศึกษารวบรวมข้อมูลคุณสมบัติดินเชิงอุทกวิทยาในกลุ่มน้ำลำตะโค่งและจำแนกออกเป็น 4 กลุ่มโดยแสดงดังรูปที่ 2 ก โดยสังเกตได้ว่าชุดดิน C และ D มีพื้นที่มากจึงเป็นสาเหตุให้พื้นที่ที่ท้ายน้ำเกิดน้ำท่วมบ่อยครั้ง ส่วนการรวบรวมข้อมูลการใช้ที่ดินได้จากแผนที่การใช้ที่ดิน 4 ปี (2010, 2014, 2016 และ 2018) ซึ่งได้จากการพัฒนาที่ดินโดยแบ่งการใช้ที่ดินออกเป็น 6 ประเภท ได้แก่ ตัวเมือง นาข้าว พืชไร่ ป่าไม้ ไม้ยืนต้น และแหล่งน้ำ โดยส่วนใหญ่เป็นพื้นที่นาและพืชไร่โดยแสดงดังรูปที่ 2 ข โดยนำข้อมูลมาคำนวณค่า CN ซึ่งเป็นฟังก์ชันระหว่างกลุ่มดินเชิงอุทกวิทยาและการใช้ที่ดินโดยปกติการประมาณค่า CN2 จากตารางแล้วจึงเปลี่ยนเป็น CN1 และ CN3 ตามลักษณะสภาพพื้นที่ที่แห้งหรือเปียกตามลำดับ



ก. กลุ่มชุดดินเชิงอุทกวิทยา

ข. การใช้ที่ดินในลุ่มน้ำลำตะโค่ง

รูปที่ 2 ข้อมูลเชิงพื้นที่ของพื้นที่ศึกษา

### ปริมาณน้ำท่า

ปริมาณน้ำท่า (R) เป็นส่วนหนึ่งของปริมาณฝนทั้งหมดจากการไหลบนผิวดินและการไหลพื้นฐาน โดยวิธีหนึ่งที่ได้รับ ความนิยมมากที่สุดในการประเมินปริมาณน้ำท่าคือวิธีหมายเลขเส้นโค้ง (The soil conservation service curve number SCS-CN) (Hawkins, 2009). โดยเกิดจากเป็นฟังก์ชันของปริมาณฝนทั้งหมด (P) และการกักเก็บที่เป็นไปได้ของ ดิน (S) ในขณะที่มีน้ำไหลบ่าเกิดขึ้นซึ่งสามารถเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

$$R = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a + S)} \quad \text{for } P > I_a \quad (1a)$$

โดยที่  $I_a$  คือการสูญเสียเริ่มต้น (มม.) หมายถึงปริมาตรของการสูญเสียการตกตะกอนก่อนที่จะเริ่มไหลบ่าและเป็นหน้าที่ ของการกักเก็บที่อาจเกิดขึ้น S เป็น

$$I_a = \lambda S \quad (2)$$

เมื่อ  $\lambda$  คืออัตราส่วนของการสูญเสียเริ่มต้นต่อการรักษาที่อาจเกิดขึ้นซึ่งกำหนดให้ 0.2 ในตอนเริ่มต้น (Rallison, R.E., 1980). โดยการศึกษาหลายแห่งพบค่าของ  $\lambda$  ในช่วง 0 ถึง 0.3 (Bosznay, 1989; Ponce, 1996) แต่ในการศึกษา ส่วนใหญ่ในภูมิภาคนี้จะมีค่า  $\lambda$  น้อยกว่า 0.2 โดยเฉลี่ย 0.05 (Shi, Z-H, 2009) อย่างไรก็ตามสำหรับพื้นที่อากาศชื้น ค่า  $\lambda$  สูงกว่า 0.2 หรือสูงถึง 0.3 (Satheeshkumar, 2017) ส่วนลุ่มน้ำลำตะโค่ง (บุรีรัมย์) ที่อยู่ในสภาพอากาศอยู่ระหว่าง สภาพอากาศชื้นและกึ่งแห้งจึงทำให้ค่า  $\lambda$  เป็น 0.1 สำหรับลุ่มน้ำลำตะโค่ง

ค่า S มีความสัมพันธ์กับพารามิเตอร์ที่ไม่มีมิติที่เรียกว่าหมายเลขเส้นโค้ง (CN) ซึ่งขึ้นอยู่กับการใช้ที่ดินประเภท ของดินและความชื้นในดินก่อนหน้านี้ (Hawkins, 2009). ค่า CN ถูกจำแนกตามความชื้นในดินก่อนหน้านี้ออกเป็นสามกลุ่ม ค่าของ CN1, CN2 และ CN3 ใช้สำหรับดินเปียกก่อนหน้านี้ดินปกติและดินแห้งตามลำดับ ค่า CN2 สามารถกำหนดได้จาก ตารางที่เตรียมไว้เช่น (Chow, 1988) ดังนั้น CN1 และ CN3 สามารถประเมินจาก CN2 เป็น:

$$CN1 = \frac{4.2CN2}{(10 - 0.058CN2)} \quad (3)$$

$$CN3 = \frac{23CN2}{(10 + 0.13CN2)} \quad (4)$$

ความชื้นในดินก่อนหน้านี้ในการศึกษานี้จัดประเภทโดยใช้ความลึกของปริมาณน้ำฝนของสองวันก่อนหน้านี้บวกครึ่งหนึ่ง ของวันนี้ ศักยภาพในการกักเก็บของลุ่มน้ำ S สามารถคำนวณได้จากค่า CN ดังสมการ

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (5)$$

### การคายระเหย

ในการศึกษานี้การประมาณค่า ETa โดยตรงจากข้อมูลภูมิอากาศโดยใช้แบบจำลองความสัมพันธ์เสริมของ Morton's complementary relationship areal evapotranspiration (CRAE) Morton (1983). อย่างไรก็ตาม (Xu and Singh, 2005) นำเสนอการเขียนโปรแกรมคอมพิวเตอร์ในภาษา R เพื่อแก้ปัญหา การคำนวณนี้ใช้ข้อมูลภูมิอากาศรายวันตั้งแต่ 2010 ถึง 2018 ผลลัพธ์ผลลัพธ์ที่ถูกต้องจากโมเดล Morton CRAE ต้องอยู่ในรูปแบบรายเดือน

### สมดุลน้ำ

ความสมดุลของน้ำสามารถกำหนดได้ว่าอัตราไหลเข้าลบด้วยอัตราการไหลออกเท่ากับอัตราเวลาของการเปลี่ยนแปลงของน้ำในดิน ในการศึกษาครั้งนี้เลือกเฉพาะโซนราก (effective root zone) โดยตั้งแต่โซนรากที่มีประสิทธิภาพจนถึงลำต้นพืช (Scott and Biederman, 2019) เมื่อพิจารณาแหล่งต้นน้ำทั้งหมดในลุ่มน้ำมีปริมาณน้ำฝนเพียงอย่างเดียวที่ถือว่าเป็นปริมาณไหลเข้า แม้ว่าจะมีการไหลเข้าอื่น ๆ บ้าง แต่ก็มีปริมาณน้อยมาก (Cook, P.G. et al., 1998) และเมื่อพิจารณาปริมาณน้ำไหลออกแล้วพบว่า มีน้ำท่า การระเหยและการเติมน้ำใต้ดิน สมการสมดุลของน้ำสำหรับโซนราก (root zone) ที่มีประสิทธิภาพสามารถเขียนเป็นสมการได้ดังนี้ (Scott and Biederman, 2019) ในรูปสมการ ดังสมการที่ 6

$$\frac{Zd\theta}{dt} = P - E - R - D \quad (6)$$

โดยที่ Z คือความหนาของโซนราก (root zone) ที่มีประสิทธิภาพ,  $\theta$  คือความชื้นของดิน, P คือปริมาณฝน, E คือการคายระเหย R คือการไหลบ่า, D คือการระบายน้ำลึกใต้โซนราก

$$Z(\theta_t - \theta_{t-1}) = P_t - E_t - R_t - D_t \quad (7)$$

โดยที่ ตัวห้อย t และ t-1 คือเวลาปัจจุบันและเวลาที่ผ่านมามีสำหรับช่วงเวลาหนึ่งตามลำดับ ในกรณีของอนุกรมเวลารายวันคือ t และ t-1 คือวันนี้และเมื่อวาน คำจำกัดความของโซนรากที่มีประสิทธิภาพคือ Z หมายถึงความลึกของดินที่มีความชื้นค่อนข้างคงที่ โดยรากพืชสามารถเจาะลึกกว่านั้นได้มาก (Scott and Biederman, 2019) การศึกษาความแปรปรวนของปริมาณความชื้นในดินในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยหลายครั้งพบว่าโดยปกติดินในภาคตะวันออกเฉียงเหนือจะรักษาความชื้นให้คงที่ที่ระดับความลึกประมาณ 1 เมตร (Hamada and Sukchan, 2008; Moroizumi et al., 2009) ดังนั้นเราจึงถือว่าค่า Z ที่ความลึก 1 ม  $Z\theta_t$  และ  $Z\theta_{t-1}$  คือระดับความลึกของน้ำในดินของวันนี้และเมื่อวานตามลำดับ สมการทำนายความลึกของน้ำในดินสำหรับวันนี้สามารถเขียนได้ดังสมการที่ 8:

$$Z(\theta_t - \theta_{t-1}) = P_t - E_t - R_t - D_t \quad (8)$$

ปริมาณน้ำในดินที่ซึมลึกเข้าไปในชั้นดินจนหยุดซึมคือความจุความชื้นสนาม (field capacity) และระดับความชื้นที่ลดลงเรื่อย ๆ จนพืชไม่สามารถดึงน้ำไปใช้ได้เรียกว่า สภาพจุดเหี่ยวเฉาถาวร (wilting point) ตามลำดับ โดยอนุมานจากการศึกษาตัวอย่างเช่น (Hamada and Sukchan, 2008) จึงเป็นเงื่อนไขการประเมินเชิง field capacity เท่ากับ 150 มิลลิเมตร และ wilting point เท่ากับ 10 มิลลิเมตร

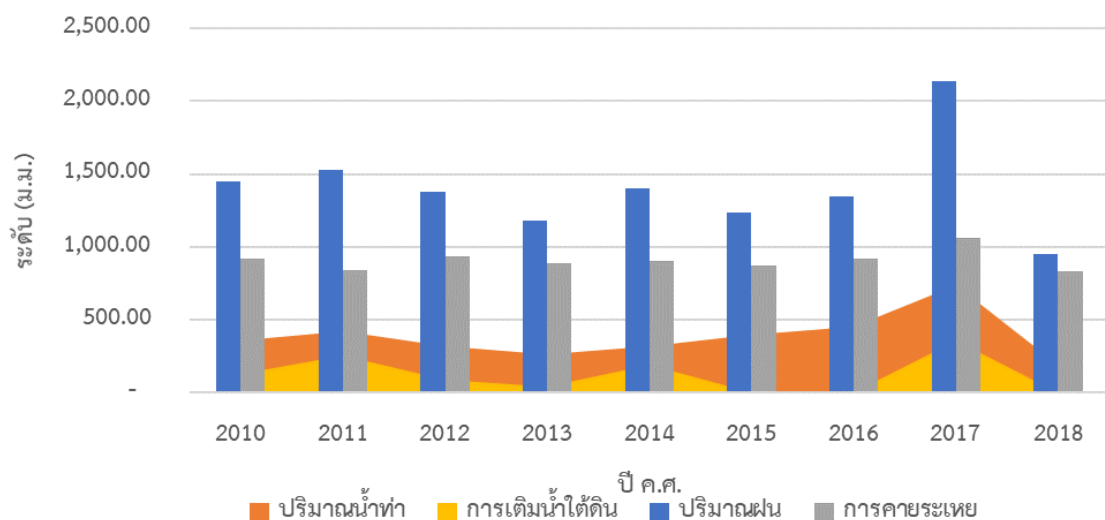


### การเติมน้ำของน้ำใต้ดินด้วยวิธี สมดุลน้ำ

น้ำบาดาลเป็นส่วนประกอบทางอุทกวิทยาที่สำคัญอย่างหนึ่ง โดยอยู่ใต้ชั้นหินอุ้มน้ำซึ่งอยู่ด้านล่างสุดของโซนรากที่มีประสิทธิภาพ ด้านบนของชั้นน้ำแข็งส่วนใหญ่เป็นระดับน้ำใต้ดิน น้ำที่ระบายออกจากโซนรากจะป้อนระบบน้ำใต้ดินผ่านโซนที่ไม่อุ้มตัวลงไปสู่ระดับน้ำใต้ดิน เรียกว่าการเติมน้ำใต้ดิน การระบายน้ำจากโซนรากเริ่มต้นเมื่อโซนรากถึงความจุของสนามซึ่งมีน้ำในดินประมาณ 150 มม. ของโซนราก (Lacombe et al., 2017) น้ำใต้ดินสามารถสูญเสียไปจากชั้นน้ำแข็งได้โดยการปล่อยลงสู่แม่น้ำสองวิธีเป็นการไหลของฐานและไหลขึ้นสู่เขตรากโดยผ่านรากฝอย

### ผลการวิจัย

ผลการศึกษาปริมาณน้ำฝนปริมาณน้ำท่าและการคายระเหยของพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะโค่งตั้งแต่ปี 2010 ถึง 2018 ในรูปแบบของอนุกรมเวลา แสดงในรูปที่ 2 แสดงการกระจายของปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่า และการคายระเหย ในแต่ละปีโดยพบว่า ปริมาณน้ำท่าไหลบ่า และการคายระเหย มีลักษณะเปลี่ยนแปลงไปตามรูปแบบของปริมาณน้ำฝนเสมอเนื่องจากปริมาณฝนมีตกในพื้นที่ส่งผลให้เกิดปริมาณน้ำท่า ซึ่งมีผลโดยตรงแก่สภาพอากาศที่ถูกนำมาใช้คำนวณการคายระเหยในพื้นที่ ดังนั้นการกระจายปริมาณน้ำฝนเป็นตัวกำหนดปริมาณน้ำท่าและการคายระเหย



รูปที่ 3 อนุกรมเวลาของการตอบสนองเชิงอุทกวิทยาในพื้นที่ศึกษา

ผลการศึกษาข้อมูลเชิงอุทกวิทยาด้วยวิธีสมดุลน้ำในช่วงปี 2010 ถึง 2018 พบว่าปริมาณน้ำฝนสูงสุดประจำปีอยู่ในปี 2011 และ 2017 โดยมีปริมาณฝนอยู่ที่ 1,527 มม. และ 2,140.10 มม. ตามลำดับ โดยมีปริมาณน้ำท่ามากที่สุดในปี 2011, 2016 และ 2017 อยู่ที่ 425.30, 451.39 และ 737.94 มม. ตามลำดับ ในขณะที่การคายระเหยมากที่สุดในปี 2012 และ ปี 2017 โดยอยู่ที่ 934.55 และ 1,065.49 มม. และการไหลในลำน้ำมากที่สุดในปี 497.79, 539.65 และ 866.50 มม. ปริมาณฝนในปี 2014 มีปริมาณฝนมาก แต่เกิดการไหลของแม่น้ำน้อยเนื่องจากมีปริมาณน้ำท่าลดลงและมีการคายระเหยที่สูงขึ้น นั่นแสดงให้เห็นว่าปริมาณน้ำฝนที่สูงขึ้นไม่ได้หมายความว่าทำให้เกิดการไหลของแม่น้ำที่สูงขึ้น

ปริมาณน้ำฝนรายปีต่ำสุดในปี 2013, 2015 และ 2018 ที่ 1,183.48, 1,237.90 และ 949.40 มม. ตามลำดับซึ่งทำให้เกิดการไหลบ่าผิวที่ 265.18, 396.34 และ 195.46 มม., การคายระเหย ที่ 885.48, 872.85 และ 832.41 มม. และการ

เติมน้ำใต้ดินที่ 44.69 ในปี 2013 เพียงปีเดียว ปริมาณน้ำฝนของปี 2013 แม้ว่าจะน้อยกว่าปี 2015 และถึงแม้จะมีปริมาณน้ำทำน้อยกว่าปี 2015 แต่ก็มีการระเหยมากกว่า จึงทำให้ในปี 2015 และ ปี 2018 ไม่มีการเติมน้ำใต้ดิน

ผลการประเมินค่าสัมประสิทธิ์การไหลบ่าของพื้นที่ศึกษาคือ 0.27 ซึ่งสูงกว่าสัมประสิทธิ์น้ำท่าทั่วไปที่อยู่ที่ 0.3 โดยถือว่าค่อนข้างสูงสำหรับค่าเฉลี่ยของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ที่มีสัมประสิทธิ์น้ำท่าเท่ากับ 0.1-0.15 (Shi, Z-H, 2009) โดยความคลาดเคลื่อนนี้บ่งชี้ว่าปริมาณน้ำที่ไหลบ่าจากแหล่งต้นน้ำที่ทำการศึกษามีปริมาณมากเป็นพิเศษเนื่องจากดินและประเภทการใช้ที่ดิน ดินของกลุ่มน้ำส่วนใหญ่เป็นดินเหนียวและดินทรายอัดแน่นของชุดร้อยเอ็ดซึ่งเป็นดินนา ดังรูปที่ 2ก การใช้ประโยชน์ที่ดินหลักของพื้นที่ศึกษาคือพื้นที่นาซึ่งมีตัวเก็บกักตลอดเวลาในช่วงฤดูปลูกข้าว ดังรูปที่ 2ข ดินที่อิ่มตัวและหนักจะสร้างปริมาณน้ำที่ไหลบ่าสูง (Satheeshkumar, 2017)

**ตารางที่ 1** ผลการคำนวณสมดุลน้ำ

|        | ปริมาณฝน | ปริมาณน้ำท่า | การคายระเหย | การเติมน้ำใต้ดิน | การไหลในลำน้ำ | สัมประสิทธิ์น้ำท่า |
|--------|----------|--------------|-------------|------------------|---------------|--------------------|
|        | (มม.)    | (มม.)        | (มม.)       | (มม.)            | (มม.)         |                    |
| 2010   | 1,445.71 | 362.14       | 920.77      | 125.66           | 425.13        | 0.26               |
| 2011   | 1,527.00 | 425.30       | 838.90      | 255.59           | 497.79        | 0.28               |
| 2012   | 1,378.98 | 318.42       | 934.55      | 93.69            | 373.33        | 0.23               |
| 2013   | 1,183.48 | 265.18       | 885.48      | 44.69            | 310.61        | 0.23               |
| 2014   | 1,404.69 | 316.67       | 901.27      | 190.57           | 370.96        | 0.23               |
| 2015   | 1,237.90 | 396.34       | 872.85      | -                | 482.14        | 0.33               |
| 2016   | 1,343.90 | 451.39       | 917.58      | 2.90             | 539.65        | 0.34               |
| 2017   | 2,140.10 | 737.94       | 1,065.49    | 356.78           | 866.50        | 0.35               |
| 2018   | 949.40   | 195.46       | 832.41      | -                | 251.18        | 0.23               |
| เฉลี่ย | 1,401.24 | 385.43       | 907.70      | 118.88           | 457.48        | 0.27               |

ผลการศึกษาการตอบสนองเชิงอุทกวิทยาต่อการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินโดยพิจารณาการเปลี่ยนแปลงของปีที่มีข้อมูลการใช้ที่ดินของกรมพัฒนาที่ดินได้แก่ปี 2010, 2014, 2016 และ 2018 โดยพบว่า การเปลี่ยนแปลงสุทธิของข้อมูลเชิงอุทกวิทยาได้แก่ ปริมาณน้ำท่า การคายระเหย และการเติมน้ำใต้ดินในช่วงเวลาดังกล่าวมีแนวโน้มลดลงทั้งหมด โดยปริมาณน้ำท่ามีแนวโน้มลดลงมากที่สุดถึง 166.68 มม. ส่วนการคายระเหยลดลงเล็กน้อยคือ 88.36 มม. ในส่วนของการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินพบว่าการใช้ที่ดินมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นทุกประเภทยกเว้นลักษณะการใช้ที่ดินที่เป็นพื้นที่นาข้าวซึ่งมีแนวโน้มลดลงถึง 115.39 ตร.กม. อันเนื่องมาจากการพัฒนาพื้นที่ใช้ประโยชน์ในด้านอื่น ๆ อีกทั้งการเพิ่มขึ้นของพื้นที่ป่าไม้และไม่ไยต้นส่งผลให้ปริมาณน้ำท่าในพื้นที่ลดลงตรงตามทฤษฎีของหมายเลขเส้นโค้งน้ำท่า (The soil conservation service curve number SCS-CN) (Hawkins.,2009).

**ตารางที่ 2** การตอบสนองเชิงอุทกวิทยาและการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดิน

| การตอบสนองเชิง<br>อุทกวิทยา | การเปลี่ยนแปลง |               |               |                     |
|-----------------------------|----------------|---------------|---------------|---------------------|
|                             | 2010 ถึง 2014  | 2014 ถึง 2016 | 2016 ถึง 2018 | การเปลี่ยนแปลงสุทธิ |
| ปริมาณน้ำท่า (มม.)          | -45.47         | 134.73        | -255.93       | -166.68             |
| การคายระเหย (มม.)           | -19.51         | 16.31         | -85.17        | -88.36              |
| การเติมน้ำใต้ดิน (มม.)      | 64.91          | -187.67       | -2.90         | -125.66             |
| พื้นที่ตัวเมือง (ตร.กม.)    | 1.21           | 2.10          | 23.45         | 26.76               |
| พื้นที่นาข้าว (ตร.กม.)      | -39.10         | 28.45         | -104.74       | -115.39             |
| พืชไร่ (ตร.กม.)             | 18.12          | -16.30        | 19.38         | 21.19               |
| พื้นที่ป่าไม้ (ตร.กม.)      | -4.85          | 0.34          | 22.78         | 18.28               |
| ไม้ยืนต้น (ตร.กม.)          | 24.72          | -19.98        | 40.01         | 44.76               |
| พื้นที่แหล่งน้ำ (ตร.กม.)    | -0.11          | 5.38          | -0.87         | 4.40                |
| ค่า CN                      | -0.06          | 0.45          | -0.16         | 0.23                |
| สัมประสิทธิ์น้ำท่า          | -0.03          | 0.12          | -0.12         | -0.03               |

### อภิปรายและสรุปผลการวิจัย

การเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินนั้นมีผลกระทบโดยตรงต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศซึ่งส่งผลกระทบต่อการตอบสนองเชิงอุทกวิทยาโดยการศึกษาครั้งนี้พบว่าการเปลี่ยนแปลงสุทธิของ ปริมาณน้ำท่า การเติมน้ำใต้ดิน และ พื้นที่นาข้าว มีแนวโน้มลดลงมากที่สุดคือ 166.68 125.66 และ 115.39 ซึ่งความเปลี่ยนแปลงในลักษณะดังกล่าวส่งผลกระทบซึ่งกันและกันอย่างชัดเจนเนื่องจากพื้นที่ส่วนมากของกลุ่มน้ำเป็นพื้นที่นาข้าวจึงทำให้มีผลกระทบอย่างมากต่อปริมาณน้ำท่า และ ค่า CN ทั้งนี้ในงานวิจัยได้นำเสนอวิธีการศึกษาการตอบสนองเชิงอุทกวิทยาต่อการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินสำหรับกลุ่มน้ำที่มีข้อมูลไม่สมบูรณ์ ด้วยวิธีการสร้างข้อมูลตามวิธีของสมดุลน้ำโดยการนำข้อมูลอุตุนิยมวิทยาที่ละเอียดและถูกต้องในพื้นที่มาสังเคราะห์ข้อมูลอุทกวิทยาสำหรับกลุ่มน้ำที่มีข้อมูลอุทกวิทยามาสมบูรณ์ โดยข้อมูลฝน การใช้ที่ดิน และข้อมูลอุตุนิยมวิทยาเป็นข้อมูลสำคัญสำหรับวิธีดังกล่าว ดังนั้นการใช้วิธีการใช้หมายเลขไค้งน้ำท่า (NRCS-CN) เพื่อเปลี่ยนข้อมูลปริมาณน้ำฝนให้เป็นค่าพื้นที่ผิวที่ไหลบ่าโดยใช้ข้อมูลการใช้ที่ดินและดิน การคายระเหย (ETa) ประเมินได้จากข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาโดยใช้วิธี CRAE ของ Morton เมื่อทราบองค์ประกอบทางอุทกวิทยา 3 ประการ ได้แก่ ปริมาณน้ำฝนน้ำท่า และการคายระเหยทำให้เกิดความสมดุลของน้ำในเขตรากจึงสามารถประเมินการเติมน้ำใต้ดินด้วยหลักการของสมดุลน้ำ และสามารถนำมาวิเคราะห์กับข้อมูลการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินได้ ทั้งนี้การสร้างข้อมูลอุทกวิทยาสำหรับกลุ่มน้ำมีประโยชน์มากสำหรับการจัดการกลุ่มน้ำและอ่างเก็บน้ำ เป็นเรื่องที่น่าสนใจที่จะเปรียบเทียบวิธีนี้กับข้อมูลที่วัดได้อย่างแม่นยำในอนาคต



## กิตติกรรมประกาศ

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ บัณฑิตวิทยาลัยและวิศวกรรมประยุกต์กลุ่มวิจัยพืชสำคัญภาคตะวันออกเฉียงเหนือ มหาวิทยาลัยขอนแก่นที่สนับสนุนเงินทุน ขอขอบคุณ Water Engineering Group, Faculty of Engineering, Khon Kaen University ที่คอยสนับสนุนสถานที่และข้อมูล

## เอกสารอ้างอิง

- Bloschl G. Sivapalan M. Wagener T. Viglione A. and Savenije H. Runoff Prediction in Ungauged Basins,<sup>1<sup>st</sup></sup> ed. Cambridge University Press; 2013. Vol.1; p.189-225.
- Bosznay M. Generalization of SCS Curve Number Method. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 1989; 115(1): p. 139-144.
- Chow VT. Maidment DR. and Mays LW. Applied Hydrology. 1988; McGraw-Hill
- components in Chongwe River catchment. Sustainability 2019. 11.
- Cook PG. Hutton TJ. Pidsley D. Herezeg AL. Held A. O'Grady AO. and Eamus D. Water Balance of a Tropical Woodland Ecosystem, North Australia: A Combination of Micro-Meteorological, Soil Physical and Groundwater Chemical Approaches, Journal of Hydrology 1998; 210(1-4): p.161-177.
- Guo D. Westra S. and Maier HR. An R package for modelling actual, potential and reference; 2016.
- Hamada H. and Sukchan S. Relationship Between Soil Water Content of a Surface Sandy Soil and Groundwater Level in a Study Site in Northeast Thailand. Journal of Japanese Society of Soil Physics 2008; 110: p. 79-87.
- Hawkins RH. Ward TJ. Woodward DE, and Van Mullem JA. Curve Number Hydrology: State of the Practice. American Society of Civil Engineers 2009; p. 6-20. hydrology of the Upper Grande River basin, Brazil. CERNE 24(4). International Association for Science of Hydrology, Berkeley, CA.
- Lacombe G. Douangsavanh S. Vongphachanh S. and Pavelic P. Regional Assessment of Groundwater Recharge in the Lower Mekong Basin. Hydrology 2017; 4(4): p. 1-18.
- Moroizumi, T., Hamada, H., Sukchan, S. and Masahiro, I., Soil Water Content and Water Balance in Rainfed Fields in Northeast Thailand, Agricultural Water Management 2009; 96(1): p. 160-166.
- Morton FI. Operational Estimates of Areal Evapotranspiration and Their Significance to the Science and Practice of Hydrology, Journal of Hydrology 1983; 66(1-4): p. 1-76.
- Ponce, V. M. and Hawkins, R. H., Runoff Curve Number: Has it Reached Maturity?. Journal of Hydrologic Engineering 1996; 1(1): p. 11-19.
- Puno RCC. Puno GR and Talisay BRM. Hydrologic responses of watershed assessment to land cover and climate change using soil and water assessment tool model. Global Journal of Environmental Science and Management 2019; 5: 71-82.
- Rallison RE. Origin and Evolution of the SCS Runoff Equation. Proceeding of the Symposium on Watershed Management 80, 1980, ASCE
- Satterlund RD. Wildland Watershed Management. New York: The Ronald Press Company; 1972.

- Scott, R.L. and Biederman, J.A., Critical Zone Water Balance Over 13 Years in a Semiarid Savanna. *Water Resources Research* 2019; 55(1): p.574-588.
- Shi Z-H. Chen L-D. Fang N-F. Qin D-F. and Cai C-F. Research on the SCS-CN Initial Abstraction Ratio using Rainfall-runoff Event Analysis in the Three Gorges Area China. *Catena* 2009; 77(1): p. 1-7.
- Tina TM. Mwaanga P. and Nguvulu A. Impact of land use/land cover change on hydrological; 2019. Woldesenbet, TA; Elagib, NA; Ribbe, L and Heinrich J. Hydrological response to land use/cover changes in the source region of the Upper Blue Nile basin, Ethiopia. *Science of Total Environment* 2017; 575: 724-741.
- Xu C.-Y. and Singh VP. Evaluation of Three Complementary Relationship Evapotranspiration Models by Water Balance Approach to Estimate Actual Regional Evapotranspiration in Different Climatic Regions. *Journal of Hydrology* 2005; 308(1-4): p. 105-121.