

นิพนธ์ต้นฉบับ

การแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่ข้อมูลปริมาณน้ำฝนแต่ละภูมิภาคของประเทศไทยด้วยวิธีการที่แตกต่างกัน

Spatial Interpolation of Regional Rainfall Data of Thailand Using Different Methods

อุษาวรรณ อุปโคตร¹Usawan Upakhot¹ชัชชัย ตันตสิรินทร์^{2*}Chatchai Tantasirin^{2*}¹บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ จตุจักร กรุงเทพฯ 10900

The Graduate School, Kasetsart University, Chatuchak, Bangkok 10900, Thailand

²คณะวนศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ จตุจักร กรุงเทพฯ 10900, Thailand

Faculty of Forestry, Kasetsart University, Chatuchak, Bangkok 10900, Thailand

*Corresponding Author, E-mail: fforcc@ku.ac.th

รับต้นฉบับ 9 พฤษภาคม 2566

รับแก้ไข 3 กรกฎาคม 2566

รับลงพิมพ์ 10 กรกฎาคม 2566

ABSTRACT

Distributed areal rainfall is important data for hydrological modeling. Spatial interpolation is used to predict the values of a continuous variable at unmeasured points. This study compared the distribution and prediction error in the spatial interpolation maps of rainfall derived from different methods. Inverse Distance Weighted (IDW) using a power (p) equal to 2 and 3, and number of neighbor point (n) equal to 15, 30, and 50 points point and Kriging Ordinary (KrigOrd) with Circular, Exponential, Gaussian, Linear, and Spherical model were used and their predictions compared. Cohen's kappa coefficient and mean absolute error were used to compare distribution and error in spatial interpolation, respectively. The results indicated that the distribution and parameters obtained from different spatial interpolation methods were in good agreement as indicated by k values (0.9202 to 0.9999) but results of IDW predicted a gradual change, while that from KrigOrd had localized features and abrupt change. The lowest spatial interpolation error from measurements in the north, northeast, central, east and south (east coast) parts was obtained for IDW with p of 2 with differing number of neighbors equal to 15, 15, 50, 50, and 15 points respectively, while that for the south (west coast) was obtained using the KrigOrd with a linear setup. Mean absolute error (MAE) for each method was 133.88 132.49 114.83 184.01 181.54, and 142.52 millimeters or 11.30, 10.25, 10.58, 11.76, 10.90, and 5.44 percent of the mean annual rainfall, respectively.

Keywords: Areal rainfall; Interpolation method; Mean annual rainfall; Spatial interpolation

บทคัดย่อ

ข้อมูลปริมาณน้ำฝนแบบกระจายทั้งพื้นที่ที่มีความสำคัญต่อการใช้ในแบบจำลองทางอุทกวิทยา ซึ่งต้องทำการแทรกค่าเชิงพื้นที่เพื่อประมาณค่าของตำแหน่งที่ไม่ได้ตรวจวัด การศึกษานี้เปรียบเทียบการกระจายและความคลาดเคลื่อนเชิงพื้นที่ที่เกิดจากวิธีการแทรกค่าที่ต่างกัน 2 วิธี คือ 1) Inverse Distance Weighted (IDW) ที่กำหนดค่ายกกำลัง (power, p) เท่ากับ 2 และ 3 จำนวนจุดข้างเคียง (number of neighbor point, n) เท่ากับ 15 30 และ 50 จุด 2) Kriging Ordinary (KrigOrd) ที่ใช้แบบจำลอง Circular, Exponential, Gaussian, Linear และ Spherical และเปรียบเทียบการกระจายเชิงพื้นที่ด้วยค่า Cohen's kappa coefficient (k) และความคลาดเคลื่อนด้วยค่าความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์เฉลี่ย (mean absolute error) ผลการศึกษาพบว่า การกระจายเชิงพื้นที่ของข้อมูลแต่ละภูมิภาคที่เกิดจากวิธีการและพารามิเตอร์ที่แตกต่างกันมีความตรงกันในระดับเกือบทั้งหมด (ค่า k ระหว่าง 0.9202 – 0.9999) แต่ผลที่ได้จากวิธี IDW มีความผันแปรเชิงพื้นที่แบบที่เล็กลง ส่วนวิธี KrigOrd เป็นแบบที่ขึ้นกับพื้นที่ วิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดของภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือ กลาง ตะวันออก และใต้ฝั่งตะวันออก คือวิธี IDW ที่กำหนดค่า p เท่ากับ 2 แต่ค่า n แตกต่างกัน คือ 15 15 50 50 และ 15 จุด ตามลำดับ ส่วนภาคใต้ฝั่งตะวันตกคือวิธี KrigOrd ที่ใช้แบบจำลอง Linear ค่า MAE จากแต่ละวิธีเท่ากับ 133.88 132.49 114.83 184.01 181.54 และ 142.52 มิลลิเมตร หรือคิดเป็นร้อยละ 11.30 10.25 10.58 11.76 10.90 และ 5.44 ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย ตามลำดับ

คำสำคัญ: ปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่ วิธีการแทรกค่า ปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย การแทรกค่าเชิงพื้นที่

คำนำ

ข้อมูลปริมาณน้ำฝนเป็นข้อมูลพื้นฐานที่สำคัญต่อการคาดการณ์ปริมาณน้ำท่าด้วยแบบจำลองคณิตศาสตร์เพื่อนำผลที่ได้ไปใช้ในการวางแผนการจัดการลุ่มน้ำและทรัพยากรน้ำให้ตอบสนองต่อความต้องการด้านอุปโภค บริโภคและเกษตรกรรมให้มีประสิทธิภาพมากยิ่งขึ้น การใช้แบบจำลองนิยมใช้ข้อมูลแบบกระจายทั้งพื้นที่ (spatial distributed) แต่ข้อมูลที่ได้จากการติดตั้งเครื่องมือที่สถานีตรวจวัดไม่สามารถดำเนินการได้ทุกตำแหน่งครอบคลุมทั้งพื้นที่ ดังนั้นจึงมีความจำเป็นต้องนำวิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ (spatial interpolation) มาใช้ประมาณค่าบริเวณที่ไม่ได้ตรวจวัดเพื่อทำให้เป็นข้อมูลที่มีการกระจายทั้งพื้นที่

วิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่นิยมนำมาใช้มีหลายวิธี โดยงานวิจัยที่ผ่านมาศึกษาเปรียบเทียบผลของวิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ต่อความคลาดเคลื่อนของปริมาณน้ำฝนเฉพาะในพื้นที่ที่มีลักษณะภูมิประเทศเดียวกันเท่านั้น โดย Eiamprasert (2011) ศึกษาบริเวณพื้นที่ที่เป็นที่ราบเขตเมือง Piazza *et al.* (2011) ศึกษาบริเวณที่ราบชายฝั่ง และ Kumari *et al.* (2016) ศึกษาบริเวณที่เป็นภูเขาสลับซับซ้อน โดยงานวิจัยทั้ง 3 ได้ผลสอดคล้องกันคือ Kriging เป็นวิธีที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดในขณะที่ Rattanaburee (2014) ซึ่งศึกษาบริเวณที่เป็นภูเขาสลับซับซ้อนของลุ่มน้ำปิงตอนบนพบว่า Thin Plate Spline

เป็นวิธีที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุด ส่วน Yang *et al.* (2015) ศึกษาบริเวณพื้นที่ราบเขตเมือง พบว่า Inverse Distance Weighted (IDW) เป็นวิธีที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุด จากตัวอย่างผลการศึกษาที่กล่าวมาพบว่า วิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดเป็นกรณีละวิธีกัน ดังนั้นจึงยังไม่สามารถสรุปได้ว่าวิธีใดเป็นวิธีที่เหมาะสม และการศึกษาที่ผ่านมาพิจารณาเพียงค่าความคลาดเคลื่อน ยังไม่มีการพิจารณาการกระจายเชิงพื้นที่และความผันแปรเชิงพื้นที่ร่วมกัน และยังไม่มีการศึกษาเปรียบเทียบกันในระดับภูมิภาคที่มีลักษณะภูมิประเทศที่แตกต่างกันโดยเฉพาะในประเทศไทย

งานวิจัยนี้จึงมีวัตถุประสงค์เพื่อเปรียบเทียบความผันแปรและการกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนที่เกิดจากวิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่แตกต่างกัน และเปรียบเทียบความคลาดเคลื่อนของผลที่ได้ เพื่อเสนอแนะวิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ในแต่ละภูมิภาคของประเทศไทย

อุปกรณ์และวิธีการ

พื้นที่ศึกษา

การศึกษานี้ทำการวิเคราะห์ข้อมูลแยกแต่ละภูมิภาคของประเทศไทยตามการแบ่งของกรมอุตุนิยมวิทยาที่สอดคล้องกับรูปแบบภูมิอากาศ แบ่งเป็น 6 ภูมิภาค ดัง Figure 1 ได้แก่ ภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือ กลาง ตะวันออก ใต้ฝั่ง

ตะวันออก และใต้ฝั่งตะวันตก (Thai Meteorological Department, n.d.) สรุปได้ดังนี้

1. ภาคเหนือ มีลักษณะเป็นเทือกเขาสูง ตั้งอยู่ในเขตละติจูดสูงกว่าภูมิภาคอื่น ๆ จึงมีลักษณะอากาศค่อนข้างเย็น โดยเฉพาะบริเวณแอ่งน่าน แอ่งพะเยาและแอ่งเชียงใหม่ ในช่วงฤดูมรสุมมีฝนตกชุกมากกว่าบริเวณอื่นของภูมิภาค เนื่องจากเป็นพื้นที่หน้าเขาได้รับลมจากแนวเทือกเขาหลวงพระบาง ในขณะที่ตอนกลางของภูมิภาคมีลักษณะภูมิประเทศเป็นแอ่งกระทะ ล้อมรอบด้วยเทือกเขาสูง ทำให้หลายบริเวณเป็นเขตพื้นที่อับฝน

2. ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ตั้งอยู่ทางทิศตะวันออกค่อนข้างไปตอนบนของประเทศมีลักษณะเป็นเทือกเขา จึงมีอากาศเย็นและอากาศหนาวในบางพื้นที่ตอนบน พื้นที่ตอนกลางมีอากาศหนาวจัดไปจนถึงแห้งแล้ง ตอนล่างมีฝนตกชุกในฤดูมรสุม ได้รับลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดมาจากมหาสมุทรแปซิฟิกผ่านเวียดนาม เทือกเขาอินทิม ประเทศลาวและเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือก่อนภูมิภาคอื่น ๆ

3. ภาคกลาง มีลักษณะภูมิประเทศส่วนใหญ่เป็นที่ราบลุ่มมีเทือกเขาปิดล้อมสามด้าน ทางตอนเหนือ ตะวันออกและตะวันตก ทำให้ตอนบนของภูมิภาคเกิดการปิดล้อมด้านภูมิอากาศ ฝนตกในปริมาณน้อย แต่ทางด้านทิศใต้ในบริเวณภาคกลางตอนล่างที่ตั้งอยู่ติดกับอ่าวไทยได้รับอิทธิพลมรสุม ทำให้มีฝนตกชุก

4. ภาคตะวันออก ตั้งอยู่ใกล้กับเส้นศูนย์สูตรจึงมีลักษณะภูมิอากาศร้อนชื้น มีลักษณะภูมิประเทศที่หลากหลาย ทั้งเทือกเขาสูงและแนวชายฝั่งทะเล มีอากาศเย็นและหมอกหนาบริเวณยอดเขา มีฝนตกชุกทั้งภูมิภาค เนื่องจากอิทธิพลของลมทะเลร่วมกับลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้ และยังมีพื้นที่ด้านหน้าเขาที่เป็นที่รับลมของเขามาก ทำให้มีฝนตกหนักในช่วงลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดผ่าน แต่เนื่องด้วยเทือกเขาสูงทางตอนบนของภูมิภาค ที่ราบลุ่มทางตอนกลาง และ ตะวันตก อีกทั้งที่ราบชายฝั่งทะเลมีผลให้ลักษณะของภาคตะวันออกมีความแตกต่างกัน ทำให้บริเวณที่ราบฉนวนไทยที่อยู่ระหว่างเทือกเขาสันกำแพงและเทือกเขาจันทบุรีซึ่งอยู่ตอนกลางในภูมิภาคกลายเป็นเขตเงาฝน

5. ภาคใต้ ตั้งอยู่ใกล้กับเส้นศูนย์สูตรมากที่สุดในประเทศไทยทำให้ภาคใต้มีฝนตกชุกแม้กระทั่งในฤดูหนาว ประกอบกับการได้รับอิทธิพลมรสุมทั้งตะวันออกเฉียงใต้และ

ตะวันออกเฉียงเหนือ ทางตอนบนของภาคมีทิวเขาตะนาวศรีซึ่งวางตัวในแนวเหนือ-ใต้ต่อเนื่องมาจากภาคเหนือและภาคกลางเป็นแนวกันพรมแดนกับประเทศพม่า ทางตอนล่างของภาคมีทิวเขาภูเก็ตและทิวเขานครศรีธรรมราชวางตัวในแนวเหนือ-ใต้แบ่งภาคนี้ออกเป็นสองส่วน เทือกเขาภูเก็ตซึ่งเป็นเทือกเขาที่ไม่สูงมากนักแต่มีอิทธิพลต่อลักษณะภูมิอากาศในส่วนของเขตเงาฝนส่งผลให้ภาคใต้มีลักษณะภูมิอากาศที่แตกต่างกัน โดย **1) ภาคใต้ฝั่งตะวันออก** ตั้งอยู่ชายฝั่งทะเลอ่าวไทย ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ อากาศชื้นตลอดทั้งปี และมีฝนตกหนักในฤดูหนาว และ **2) ภาคใต้ฝั่งตะวันตก** ตั้งอยู่ชายฝั่งทะเลอันดามัน ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ อากาศชื้นตลอดทั้งปีและมีฝนตกหนักในฤดูร้อน (Chomwinyan, 2017)

ปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยทั่วประเทศประมาณ 1,590 มิลลิเมตร โดยแต่ละภูมิภาคมีพื้นที่คิดเป็นร้อยละ 30.2, 32.5, 13.8, 7.1, 12.5 และ 3.9 ของทั้งประเทศ ตามลำดับ และมีปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยประมาณ 1,230, 1,400, 1,300, 1,900, 1,600 และ 2,700 มิลลิเมตร ตามลำดับ (Thai Meteorological Department, n.d.)

การศึกษานี้รวบรวมข้อมูลจากหน่วยงานต่าง ๆ ที่ตรวจวัดการตกของฝน เพื่อนำมาวิเคราะห์เป็นข้อมูลรายปีเฉลี่ยของแต่ละสถานีในแต่ละภูมิภาคของประเทศไทย แล้วทำการแทรกค่าเชิงพื้นที่ด้วยวิธีการที่แตกต่างกัน และเปรียบเทียบผลการศึกษาที่ได้มีรายละเอียดดังนี้

1. การแทรกค่าและเปรียบเทียบการกระจายเชิงพื้นที่

1.1 รวบรวมแฟ้มข้อมูลเชิงเลข (digital file) ของที่ตั้งสถานีตรวจวัดปริมาณน้ำฝนที่จัดเก็บอยู่ในรูปแบบ shapefile และข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายวันจากหน่วยงานต่าง ๆ ได้แก่ กรมอุตุนิยมวิทยา กรมชลประทาน และกรมอุทยานแห่งชาติสัตว์ป่า และพันธุ์พืช แล้วดำเนินการดังนี้

1) ทำการตรวจสอบและปรับแก้ความถูกต้องของตำแหน่งที่ตั้งสถานี โดยพิจารณาทั้งข้อมูลเชิงพื้นที่ที่เป็นจุด (point) แสดงตำแหน่งและข้อมูลคุณลักษณะ (attribute data) ที่บรรยายตำแหน่งที่ตั้งของสถานี (ได้แก่ ชื่อสถานที่ ตำบล อำเภอ และจังหวัด) ว่าตรงกับที่ในแผนที่ภูมิประเทศเชิงเลขมาตราส่วน 1:50,000 ของกรมแผนที่ทหารหรือไม่ หากไม่ตรงกัน จึงนำข้อมูลคุณลักษณะที่อธิบายชื่อเรียกสถานที่ของ

สถานีวัดน้ำฝน เช่น ชื่อโรงเรียน ชื่อที่ทำการอำเภอ ไปค้นหาในโปรแกรม Google Earth และโปรแกรม Google Map เมื่อพบสถานที่แล้วจึงอ่านค่าพิกัดจากโปรแกรมดังกล่าวแล้วนำไปปรับแก้พิกัดของตำแหน่งที่ได้รับมาและตรวจสอบในแผนที่ภูมิประเทศอีกครั้งเพื่อยืนยันความถูกต้อง

2) ทำการจัดเรียงข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายวันและข้อมูลคุณลักษณะของสถานีวัดน้ำฝน (เนื่องจากแต่ละหน่วยงานจัดเรียงข้อมูลที่มีโครงสร้างไม่ตรงกัน) ให้มีโครงสร้างเป็นฐานข้อมูล (database structure) เดียวกัน คือมีเขตข้อมูล (field) ต่าง ๆ ดังนี้ รหัสสถานี ชื่อสถานี ที่ตั้ง (ตำบล อำเภอ จังหวัด) ปี เดือน วัน และปริมาณน้ำฝนรายวัน โดยใช้โปรแกรมที่พัฒนาขึ้นเองด้วยภาษา Visual Basic for Application (VBA) จากนั้นสรุปเป็นข้อมูลรายปี ได้แก่ จำนวนวันที่ฝนตก

และปริมาณน้ำฝนรายปีของแต่ละสถานี ด้วยคำสั่ง Pivot Table ของโปรแกรมสำเร็จรูป Microsoft Excel แล้วตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลทุกสถานี โดยพิจารณาจำนวนวันในแต่ละปี (365 หรือ 366 วัน) หากพบว่าปีใดมีจำนวนวันที่มีข้อมูลไม่ครบถ้วนจึงทำการตัดข้อมูลปีนั้นออก แล้วตรวจสอบปริมาณน้ำฝนรายปีว่ามีค่าน้อยหรือมากกว่าค่าเฉลี่ยเกินกว่าปกติหรือไม่ เมื่อพบจึงทำการตรวจสอบข้อมูลรายวันว่ามีความคลาดเคลื่อนจากการบันทึกข้อมูลหรือไม่ เช่น บ่อนข้อมูลรายวันซ้ำกัน พิมพ์ตัวเลขผิด หรือมีตัวเลขศูนย์เกิน ฯลฯ และเปรียบเทียบข้อมูลกับสถานีโดยรอบที่อยู่ใกล้ที่สุดว่าแตกต่างกันมากเกินไปหรือไม่ เมื่อตรวจสอบแล้วจึงเลือกเฉพาะสถานีวัดน้ำฝนที่มีการบันทึกข้อมูลตั้งแต่ 5 ปี ขึ้นไปมาสรุปเป็นข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย (mean annual rainfall)

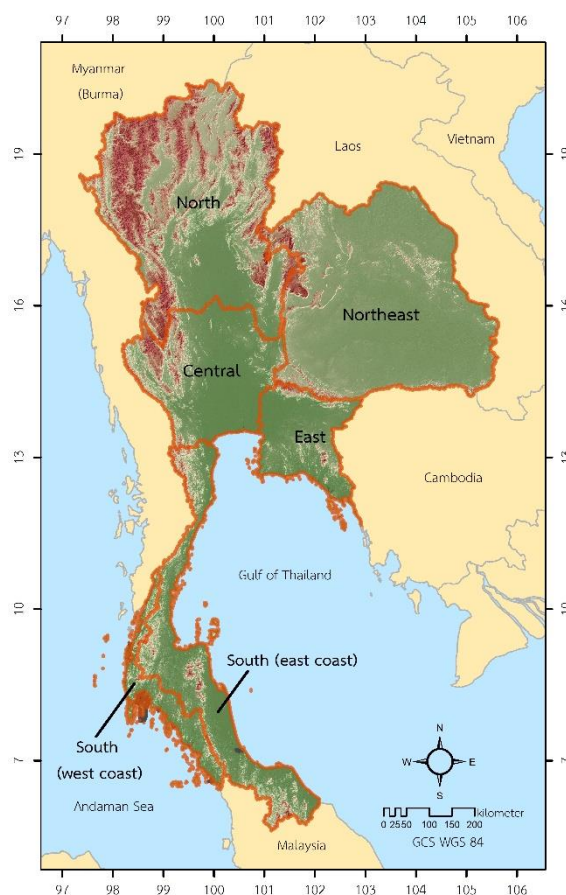


Figure 1 Climatic regions of Thailand based on Thai Meteorological Department.

1.2. เลือกข้อมูลตำแหน่งที่ตั้ง สถานีตรวจวัดปริมาณน้ำฝนออกจากข้อมูลทั้งหมดที่มีจำนวน 1,882 สถานีทั่วประเทศ โดยกำหนดระยะห่างแต่ละสถานีที่สุ่มออกแบบกำหนดเงื่อนไขให้ห่างกันประมาณ 50 กิโลเมตร เพื่อให้จุดที่

เลือกมีการกระจายครอบคลุมทั้งพื้นที่ศึกษา จำนวน 3 ชุดข้อมูล (3 ซ้ำ, replication) (ชุดข้อมูล ที่ 1, 2 และ 3 เท่ากับ 193 194 และ 193 สถานี ตามลำดับ หรือคิดเป็นชุดข้อมูลละประมาณร้อยละ 10 ของจำนวนสถานีทั้งหมด) เพื่อนำจุดที่สุ่ม

ออกไปใช้ในการตรวจสอบความคลาดเคลื่อนของข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยที่ได้จากวิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่แตกต่างกัน

1.3. แทรกค่าเชิงพื้นที่ โดยใช้ข้อมูลตำแหน่งที่ตั้งสถานที่เหลือหลังจากสุ่มเลือกจากข้อ 1.2 แล้ว 2 วิธี (เลือกใช้วิธีที่เป็นคำสั่งที่มีอยู่ในโปรแกรมระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ทั่วไป เช่น ArcGIS หรือ QGIS) คือ

1) Inverse Distance Weighted (IDW) (Donald, 1968) เป็นวิธีการแทรกค่าให้กับจุดที่ไม่ทราบค่าโดยใช้ผลรวมเชิงเส้นของค่าที่ทราบจากจุดโดยรอบ นำมาถ่วงน้ำหนักเป็นส่วนกลับกับระยะทาง โดยจุดที่อยู่ใกล้จะมีอิทธิพลของค่าถ่วงน้ำหนักมากกว่าจุดที่อยู่ไกลออกไป ดังสมการ (1) (Burrough and McDonnell, 1998)

$$\hat{z}(x_0) = \frac{\sum_{i=1}^n z(x_i) \cdot d_{ij}^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-r}} \quad (1)$$

โดย $\hat{z}(x_0)$ คือ ค่าที่แทรก

$z(x_i)$ คือ ค่าที่ทราบที่จุด i

d_{ij} คือ ระยะทางระหว่างจุด

p คือ ค่ายกกำลัง (power)

n คือ จำนวนจุดข้างเคียง (number of neighbor point) การศึกษานี้กำหนดพารามิเตอร์ ค่า p เท่ากับ 2 และ 3 ค่า n เท่ากับ 15, 30 และ 50 จุด ตามลำดับ รวม 6 วิธี

2) Kriging Ordinary (KrigOrd) (Matheron, 1963) เป็นวิธีการแทรกค่าที่คำนวณค่าถ่วงน้ำหนักจากความสัมพันธ์

ของข้อมูลที่อยู่โดยรอบด้วยวิธีเซมิวาริโอแกรม (semi variogram) ดังสมการ (2) (Burrough and McDonnell, 1998)

$$\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot z(x_i) \quad (2)$$

โดย $\hat{z}(x_0)$ คือ ค่าที่แทรก

$z(x_i)$ คือ ค่าที่ทราบที่จุด i

λ_i ค่าถ่วงน้ำหนักที่คำนวณจากวิธีเซมิวาริโอแกรมที่ใช้แบบจำลองต่าง ๆ

การศึกษานี้เลือกใช้แบบจำลอง 5 รูปแบบ คือ Circular, Exponential, Gaussian, Linear และ Spherical รวม 5 วิธี รวมเป็นวิธีการที่ใช้ในการเปรียบเทียบผลของการแทรกค่าเชิงพื้นที่ในการศึกษานี้ทั้งหมดจำนวน 11 วิธี

1.4. เปรียบเทียบความตรงกันของการกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย (mean annual rainfall) ที่ได้จากการแทรกค่าเชิงพื้นที่ด้วยวิธีการและพารามิเตอร์ที่แตกต่างกัน โดยใช้สัมประสิทธิ์โคเฮนของแคปปา (Cohen's kappa coefficient, k) และใช้เกณฑ์ของ McHugh (2012) ในการจำแนกระดับของความตรงกันดัง Table 1 (ตัวอย่างงานวิจัยที่ประยุกต์ใช้เกณฑ์นี้ เช่น Bailey *et al.* (2022) และ Agdas and Yenen (2023) เพื่อศึกษาผลของพารามิเตอร์ ได้แก่ จำนวนจุดข้างเคียง และค่ายกกำลัง จากวิธี IDW และแบบจำลองที่ต่างกันของวิธี KrigOrd ที่มีต่อการกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย

Table 1 Interpretation of Cohen's kappa coefficient.

Value of Kappa	Level of Agreement
0 – 0.20	none
0.21 – 0.39	minimal
0.40 – 0.59	weak
0.60 – 0.79	moderate
0.80 – 0.90	strong
Above 0.90	almost perfect

Source: McHugh (2012)

2. การเปรียบเทียบความคลาดเคลื่อนของการแทรกค่าเชิงพื้นที่

2.1 คำนวณค่าความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์เฉลี่ย (mean absolute error, MAE) เพื่อใช้เปรียบเทียบผลจากการใช้วิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่แตกต่างกัน ดังสมการ (1)

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |Obs.-Est.|}{n} \quad (1)$$

โดย Obs. คือ ค่าที่ตรวจวัดจริง

Est. คือ ค่าที่ประมาณได้

n คือ จำนวนสถานีวัดที่เลือกจากข้อ 1.2 รวม 3 ชุดข้อมูล เท่ากับ 580 สถานี

2.2 ตรวจสอบการกระจายของค่าความคลาดเคลื่อนและแยกค่าผิดปกติ ด้วยวิธี Outliers (Grubbs, 1969; Maddala, 1992) โดยแยกค่าที่เกิน 2 เท่าของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation) ของค่าความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์เฉลี่ย แล้วสรุปเป็นค่าความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการแทรกค่าเชิงพื้นที่ของแต่ละวิธี

ผลและวิจารณ์

การแทรกค่าเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยแต่ละภูมิภาคของประเทศไทยและการเปรียบเทียบความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการใช้วิธีการที่แตกต่างกัน ได้ผลดังนี้

1. ปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่

การกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยจากวิธีการแทรกค่าที่ต่างกัน แสดงใน Figure 2 และ 3 ได้ผลดังนี้

1.1 วิธี IDW

การแทรกค่าเชิงพื้นที่ด้วยวิธี IDW ที่ใช้พารามิเตอร์ค่ายกกำลัง (p) และจำนวนจุดข้างเคียง (n) ที่ต่างกัน ได้ผลดัง

Figure 2 พบว่า การกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยมีความใกล้เคียงกัน โดยปริมาณน้ำฝนที่น้อยกว่า 1,000 มิลลิเมตร กระจายอยู่บริเวณภาคกลางของประเทศ 1,000–2,000 มิลลิเมตร กระจายเป็นหย่อมทั่วทุกภูมิภาคของประเทศ 2,000–3,000 มิลลิเมตร กระจายอยู่บริเวณขอบของทุกภูมิภาค และมากกว่า 3,000 มิลลิเมตร กระจายครอบคลุมบางส่วนของภาคตะวันออกและภาคใต้ฝั่งตะวันตก โดยมีค่าเฉลี่ยของแต่ละภูมิภาค ได้แก่ ภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือ กลาง ตะวันออก ใต้ฝั่งตะวันออก และใต้ฝั่งตะวันตก ประมาณ 1,189, 1,265, 1,098, 1,544, 1,798 และ 2,221 มิลลิเมตร ตามลำดับ

เมื่อใช้ค่าสัมประสิทธิ์แคปปาของโคเฮน (k) พิจารณาความตรงกันของการกระจายเชิงพื้นที่ที่เกิดจากการใช้พารามิเตอร์ p และ n ที่ต่างกัน พบว่า การเพิ่มค่า n จาก 15 เป็น 30 และ 50 จุด เมื่อใช้ p เท่ากับ 2 มีค่า k ระหว่าง 0.9202–0.9421 และเมื่อใช้ p เท่ากับ 3 มีค่า k ระหว่าง 0.9649–0.9800 ดัง Table 2 ซึ่งตรงกันในระดับเกือบทั้งหมด (almost perfect) ส่วนการเพิ่มค่า p จาก 2 เป็น 3 มีค่า k ระหว่าง 0.8150–0.8676 ซึ่งมีความตรงกันในระดับต่ำกว่าการเพิ่มค่า n จากผลดังกล่าวเห็นได้ว่า การเพิ่มค่า p มีผลต่อความผันแปรเชิงพื้นที่ของการกระจายของค่าปริมาณน้ำฝนมากกว่าการเพิ่มจำนวน n เพราะผลที่ได้มีความแตกต่างกันของค่า k มากกว่าการเพิ่มค่า n

เมื่อพิจารณาการเปลี่ยนแปลงของการกระจายของข้อมูลจากการใช้เส้นชั้นน้ำฝนเท่า (isohyet) พบว่า เมื่อใช้ค่า p เท่ากับ 2 [Figure 4 a1) ถึง a3)] หรือใช้ ค่า p เท่ากับ 3 [Figure 4 a4) ถึง a6)] พบว่า การใช้ค่า n ที่มีจำนวนมากขึ้นส่งผลให้ความผันแปรเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนมีการเปลี่ยนแปลงค่าแบบทีละน้อย (gradual change) มากกว่าการใช้ค่า n ที่น้อยกว่า (เส้นน้ำฝนเท่ามีความโค้งมนมากกว่า) ส่วนการใช้ค่า p ที่มากขึ้นยังไม่มีผลที่ชัดเจน

Table 2 Comparison of the spatial distribution of mean annual rainfall of Thailand based on different Inverse Distance Weighted (IDW) parameters (power, p, and number of neighbor point, n) using Cohen's kappa coefficient.

p = 2				p = 3				p = 3			
n = 15 n = 30 n = 50				n = 15 n = 30 n = 50				n = 15 n = 30 n = 50			
p = 2	n = 15	1		n = 15	1			n = 15	0.8676		
	n = 30	0.9202	1	p = 3	n = 30	0.9649	1	p = 2	n = 30	0.8416	
	n = 50	0.9421	0.9421	1	n = 50	0.9480	0.9800	1	n = 50		0.8150

1.2 วิธี Kriging Ordinary

การแทรกค่าเชิงพื้นที่ด้วยวิธี Kriging Ordinary ที่ใช้แบบจำลอง 5 รูปแบบ คือ Circular, Exponential, Gaussian, Linear และ Spherical ได้ผลดัง Figure 3 พบว่าการกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนแต่ละช่วงชั้นที่มีความใกล้เคียงกับ วิธี IDW (เปรียบเทียบ Figure 2 และ 3) ยกเว้นการใช้แบบจำลอง Gaussian ที่เห็นได้อย่างชัดเจนว่ามีความแตกต่างกัน ค่าเฉลี่ยของแต่ละภูมิภาค ได้แก่ ภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือ กลาง ตะวันออก ใต้ฝั่งตะวันออก และใต้ฝั่งตะวันตก มีค่าประมาณ 1,216, 1,278, 1,126, 1,557, 1,809 และ 2,227 มิลลิเมตร ตามลำดับ ซึ่งสูงกว่าการใช้วิธี IDW เล็กน้อยในทุกภูมิภาค

เมื่อใช้ค่าสัมประสิทธิ์แคปของโคเฮน (k) พิจารณาความตรงกันของการกระจายเชิงพื้นที่ที่เกิดจากการใช้แบบจำลอง Circular, Exponential, Linear และ Spherical มีค่า k ระหว่าง 0.9994 – 1.0000 ดัง Table 3 ซึ่งตรงกันในระดับเกือบทั้งหมด (almost perfect) มีเพียง Gaussian ที่มี

ค่า k ต่างจากสมการอื่น ๆ โดยมีค่าระหว่าง 0.5339 – 0.5341 ซึ่งตรงกันในระดับน้อย (weak) จึงสรุปได้ว่า สมการย่อยของ Kriging Ordinary ทั้ง 5 สมการ มีเพียง สมการ Gaussian ที่ต่างออกไป

เมื่อพิจารณา Figure 4 b1) ถึง b5) พบว่า เส้นชั้นน้ำฝนเท่า (isohyet) ที่ได้จากทั้ง 5 แบบจำลอง ไม่มีความโค้งมน แสดงให้เห็นว่าการกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนมีการเปลี่ยนแปลงค่าแบบทันทีทันใด (abrupt change) ที่มีลักษณะเป็นขั้นบันได (stepped appearance) โดยเฉพาะ Figure 4 b3) ซึ่งเป็นผลที่ได้จากสมการ Kriging Ordinary Gaussian

เมื่อเปรียบเทียบผลการศึกษาข้อ 1.1 และ 1.2 พบว่าความผันแปรเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยที่ได้จากวิธี IDW มีความแตกต่างกับวิธี Kriging Ordinary โดยผลที่ได้จากวิธี IDW มีความผันแปรเชิงพื้นที่แบบเปลี่ยนแปลงค่าทีละน้อย ในขณะที่ผลที่ได้จากวิธี Kriging Ordinary มีการเปลี่ยนแปลงค่าแบบทันทีทันใด

Table 3 Comparison of spatial distribution of mean annual rainfall of Thailand based on different Kriging Ordinary models (KrigOrd).

KrigOrd	Cir	Exp	Gau	Lin	Sph
Cir	1.0000				
Exp	0.9994	1.0000			
Gau	0.5339	0.5341	1.0000		
Lin	0.9999	0.9994	0.5339	1.0000	
Sph	1.0000	0.9994	0.5339	0.9999	1.0000

Remark: Cir is Circular, Exp is Exponential, Gau is Gaussian, Lin is Linear, and Sph is Spherical.

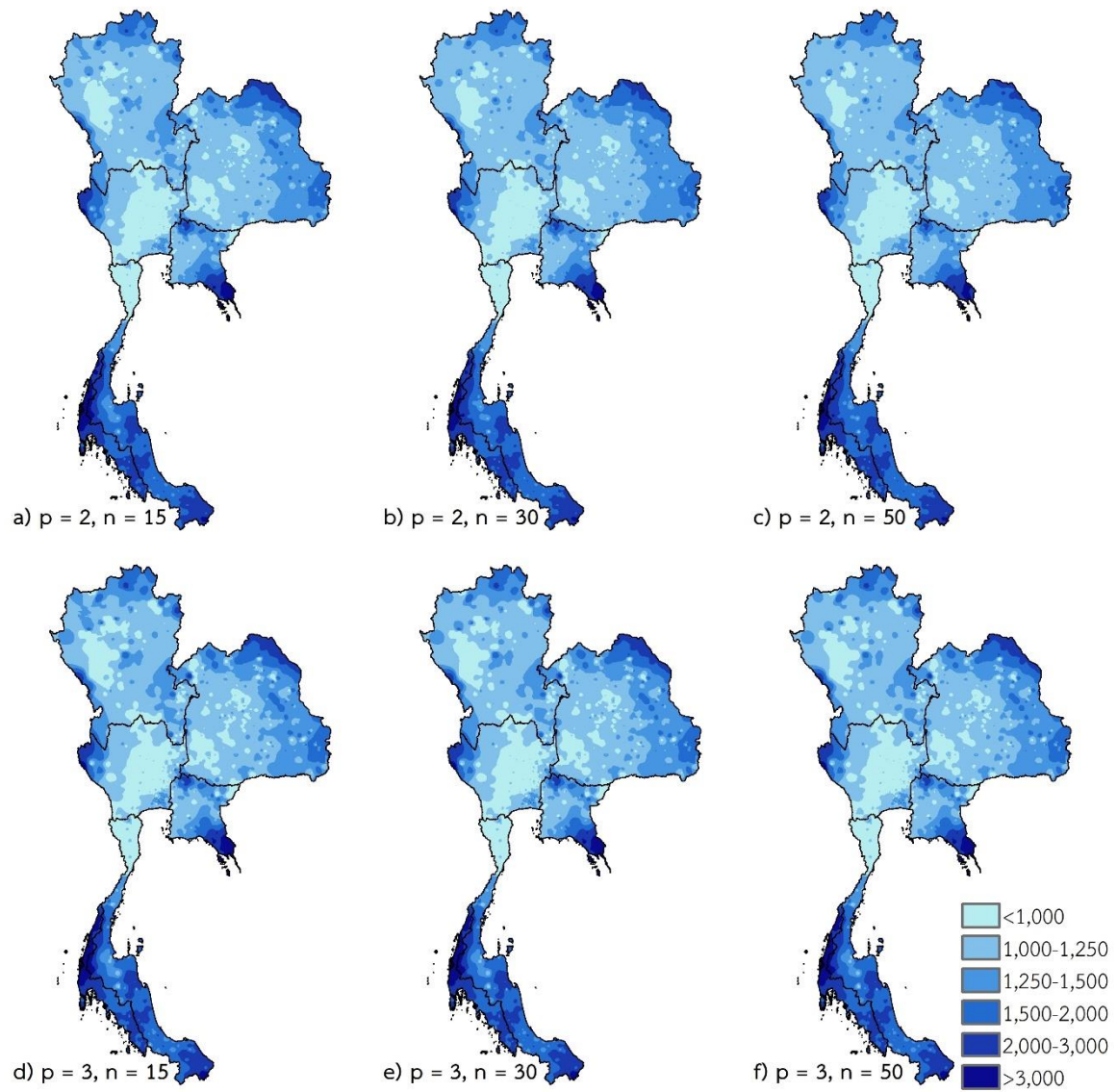


Figure 2 Distribution of mean annual rainfall of Thailand as predicted by the Inverse Distance Weighted (IDW) method using different powers (p) and number of neighboring points (n).

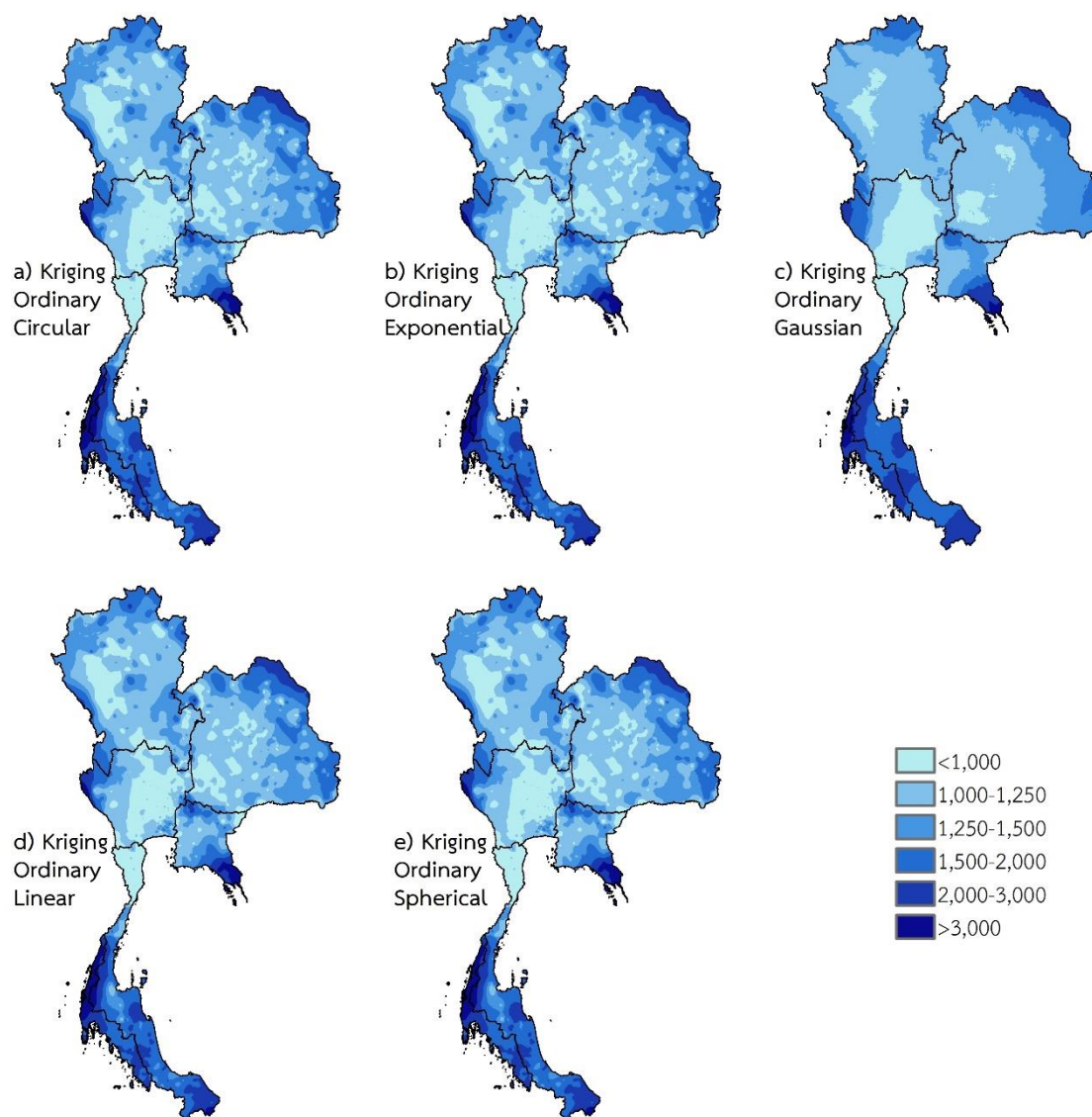


Figure 3 Distribution of mean annual rainfall of Thailand as predicted by on the Kriging Ordinary method using different models: i.e., Circular, Exponential, Gaussian, Linear, and Spherical.

2. ความคลาดเคลื่อนของการแทรกค่าเชิงพื้นที่

การเปรียบเทียบผลของการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่ปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยแต่ละภูมิภาคของประเทศไทยโดยใช้วิธีที่แตกต่างกันเมื่อพิจารณาจากค่าความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์เฉลี่ย (mean absolute error, MAE) ดัง Table 4 (ไม่นำวิธี Kriging Ordinary Gaussian มาเปรียบเทียบเนื่องจากผลที่ได้ไม่สอดคล้องกับวิธีการอื่น ๆ ดังกล่าวแล้วในข้อ 1.2) พบว่า 1) การใช้วิธี IDW มีค่าความคลาดเคลื่อนน้อยกว่าการใช้วิธี

Kriging Ordinary ยกเว้นภาคใต้ฝั่งตะวันออกและตะวันตก 2) การใช้วิธี IDW ที่กำหนดค่า p เท่ากับ 2 เป็นวิธีที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยกว่าการกำหนดค่าเท่ากับ 3 3) วิธีแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดของภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือ กลาง และตะวันออกคือวิธี IDW ที่กำหนดค่า p เท่ากับ 2 แต่ค่า n แตกต่างกันคือ 30 15 50 และ 30 จุด ตามลำดับ ส่วนภาคใต้ฝั่งตะวันออกและฝั่งตะวันตกคือวิธี Kriging Ordinary ที่ใช้แบบจำลอง Exponential และ Linear ตามลำดับ

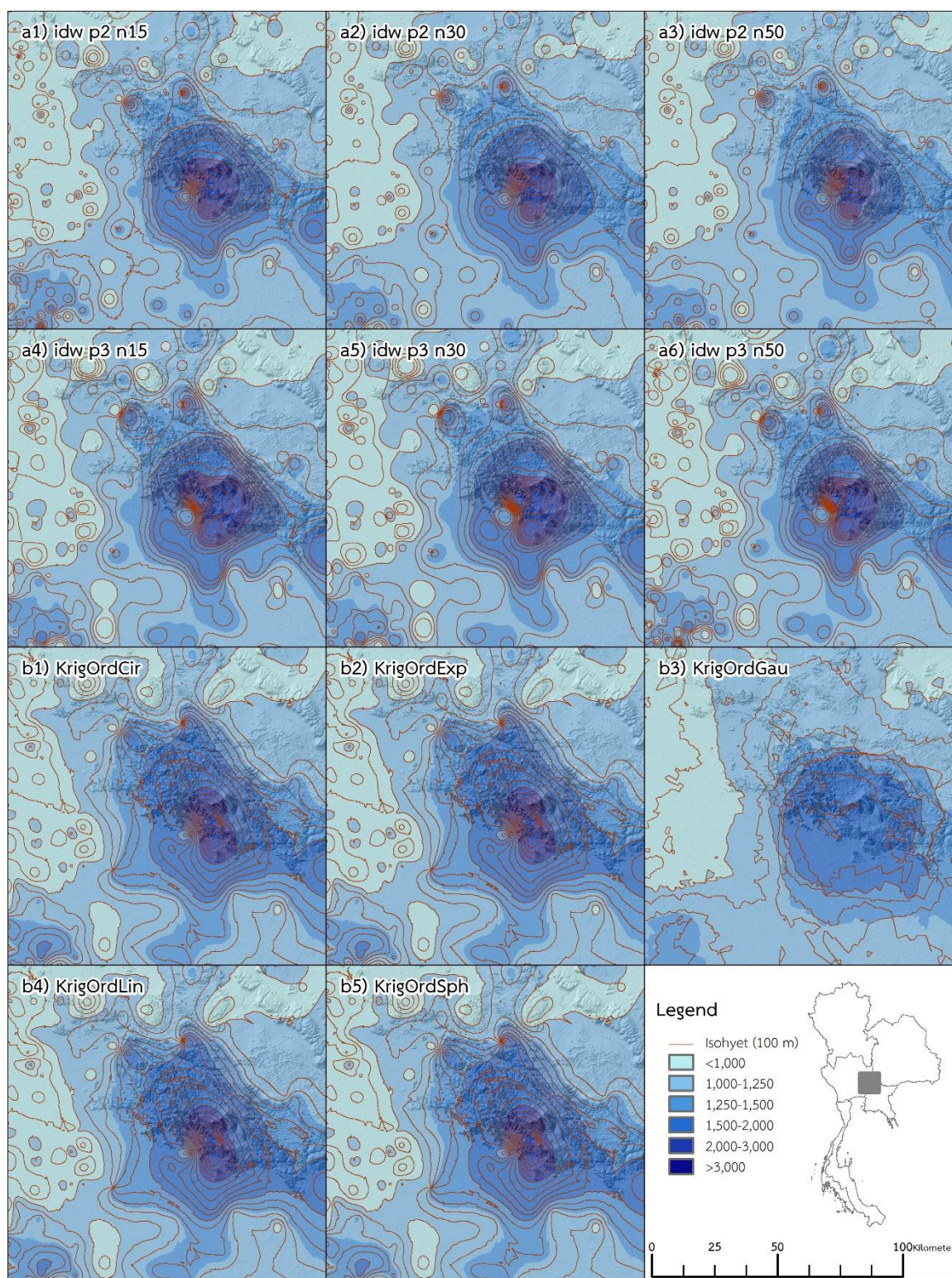


Figure 4 Mean annual rainfall Isohyets obtained from Inverse Distance Weighted (IDW) and Kriging Ordinary (KrigOrd) method of the selected areas in Thailand.

Remarks: - p is power of IDW and n is number of neighboring points,

- Cir is Circular, Exp is Exponential, Gau is Gaussian, Lin is Linear, and Sph is Spherical.

ค่า MAE ที่น้อยที่สุดของภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือ กลาง ตะวันออก ได้ฝั่งตะวันออก และใต้ฝั่งตะวันตก มีค่า เท่ากับ 157.76, 180.43, 121.31, 253.63 277.11 และ 403.14 มิลลิเมตร หรือคิดเป็นร้อยละ 13.32, 13.96, 11.18, 16.22, 16.64 และ 15.39 ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย ตามลำดับ อย่างไรก็ตาม เมื่อพิจารณาการกระจายของค่า MAE พบว่ามีค่าสูงผิดปกติในบางสถานีตรวจวัดน้ำฝนที่เลือก สุ่มมาใช้ในการทวนสอบ (validation) ทั้งนี้เนื่องจากสถานี ตรวจวัดน้ำฝนดังกล่าวตั้งอยู่ที่ระดับความสูงจากน้ำทะเล มากกว่าและมีปริมาณน้ำฝนแตกต่างกับสถานีที่อยู่โดยรอบ อย่างมาก ซึ่งแสดงให้เห็นว่าวิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่เลือกมา ใช้ทดสอบในการศึกษานี้ยังไม่สามารถประมาณค่าของข้อมูลที่มีความผันแปรเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยที่มีค่าสูงได้

เมื่อแยกค่าผิดปกติที่เกินกว่า 2 เท่าของส่วนเบี่ยงเบน มาตรฐานของค่าความคลาดเคลื่อนออกแล้ว (เหตุที่กำหนดค่า outlier เป็น 2 เท่าของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน เนื่องจาก จำนวนสถานีที่จะถูกคัดเลือกออกมีจำนวนอยู่ระหว่าง 64 – 77 สถานี หรือคิดเป็นร้อยละ 10 ของสถานีทั้งหมด แต่หากลดค่า outlier เป็น 1.5 เท่าของส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน จำนวนสถานี ที่จะถูกคัดเลือกออกจะเพิ่มเป็น 112 – 126 สถานี หรือคิดเป็น ร้อยละ 20 ของสถานีทั้งหมด ซึ่งเป็นสัดส่วนที่มากเกินไป) พบว่า ค่า MAE ที่เกิดจากการแทรกค่าเชิงพื้นที่แต่ละวิธีของแต่ละภูมิภาคมีค่าลดลง โดยวิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่มีความ คลาดเคลื่อนน้อยที่สุดของภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือ กลาง ตะวันออก และใต้ฝั่งตะวันออก คือวิธี IDW ที่กำหนดค่า p เท่ากับ 2 ค่า n เท่ากับ 15, 15, 50, 50 และ 15 จุด ตามลำดับ ส่วนภาคใต้ฝั่งตะวันตกคือวิธี Kriging Ordinary ที่ ใช้แบบจำลอง Linear โดยมีค่า MAE เท่ากับ 133.88, 132.49, 114.83, 184.01, 181.54 และ 142.52 มิลลิเมตร หรือคิดเป็น ร้อยละ 11.30, 10.25, 10.58, 11.76, 10.90 และ 5.44 ของ ปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย ตามลำดับ

เมื่อเปรียบเทียบค่าร้อยละความคลาดเคลื่อนที่เกิดจาก การใช้วิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่แตกต่างกันในแต่ละภูมิภาค (Table 4) พบว่ามีค่าต่างกันน้อยกว่าร้อยละ 1 ของปริมาณ น้ำฝนรายปีเฉลี่ย ดังนั้น หากต้องการความผันแปรเชิงพื้นที่ของ ข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยของแต่ละภูมิภาคของประเทศ ไทยที่มีการเปลี่ยนแปลงค่าแบบที่ละน้อยควรเลือกใช้วิธี IDW ในการแทรกค่าเชิงพื้นที่

จากผลการศึกษาดังกล่าวข้างต้น เมื่อเปรียบเทียบกับ งานวิจัยที่ผ่านมาในอดีต พบว่า มีความสอดคล้องกับการศึกษา Yang *et al.* (2015) ที่พบว่าวิธี Kriging Ordinary และ IDW มีความคลาดเคลื่อนต่างกันน้อย และแนะนำให้ใช้วิธี IDW เนื่องจากใช้เวลาประมวลผลน้อยกว่าวิธี Kriging Ordinary

อย่างไรก็ตามผลการศึกษาที่แตกต่างกันจาก Yodkongdee (2017), Meechamnan (2017) และ Rattanaburee (2014) ที่ สรุปว่า วิธี Thin Plate Spline มีค่าความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุด ในขณะที่ Eiamprasert (2011) สรุปว่าเป็นวิธี Kriging Ordinary และ Piazza *et al.* (2011) สรุปว่าวิธี Kriging Ordinary ที่มีการ นำค่าความสูงมาร่วมพิจารณา

เหตุผลที่ทำให้ผลการศึกษานี้มีข้อสรุปของวิธีการแทรก ค่าเชิงพื้นที่ที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดแตกต่างจากการวิจัย อื่น ๆ เนื่องมาจากงานวิจัยที่ผ่านมาส่วนใหญ่แทรกค่าเชิงพื้นที่ของ ข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายวัน ซึ่งมีความผันแปรของปริมาณน้ำฝน ระหว่างสถานีแตกต่างจากข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย (ข้อมูลรายวันบางสถานีไม่มีฝนตก ในขณะที่ปริมาณน้ำฝนราย ปีเฉลี่ยทุกสถานีมีค่าปริมาณน้ำฝนมากกว่าศูนย์) นอกจากนั้น แต่ละงานวิจัยดำเนินการครอบคลุมพื้นที่ที่มีขนาด ลักษณะภูมิ ประเทศ ลักษณะภูมิอากาศ และลักษณะเฉพาะการตกของฝน ที่แตกต่างกัน ทำให้ผลของการใช้วิธีการแทรกค่าที่ได้มีความ แตกต่างกัน

Table 4 Mean absolute error (MAE) of the spatial interpolation of areal mean annual rainfall of Thailand using different methods.

MAE		IDW												Kriging							
		p = 2						p = 3						Ordinary							
		n = 15		n = 30		n = 50		n = 15		n = 30		n = 50		Circular		Exponential		Linear		Spherical	
North	(mm.)	160	(134) [*]	158	(138)	158	(140)	163	(139)	161	(137)	161	(136)	178	(147)	178	(147)	178	(147)	178	(147)
	(%)	13.52	(11.30) [*]	13.32	(11.61)	13.35	(11.80)	13.78	(11.71)	13.62	(11.55)	13.60	(11.52)	15.07	(12.42)	15.06	(12.41)	15.07	(12.42)	15.07	(12.42)
Northeast	(mm.)	180	(132) [*]	181	(136)	181	(139)	188	(134)	188	(135)	189	(135)	188	(139)	188	(139)	188	(139)	188	(139)
	(%)	13.96	(10.25) [*]	14.02	(10.49)	14.04	(10.78)	14.51	(10.34)	14.57	(10.42)	14.59	(10.46)	14.54	(10.77)	14.54	(10.77)	14.54	(10.77)	14.54	(10.77)
Central	(mm.)	125	(119)	122	(115)	121	(115) [*]	134	(128)	132	(126)	132	(125)	141	(131)	141	(131)	141	(131)	141	(131)
	(%)	11.54	(10.95)	11.23	(10.63)	11.17	(10.58) [*]	12.34	(11.76)	12.20	(11.61)	12.14	(11.55)	12.99	(12.04)	12.98	(12.04)	12.99	(12.04)	12.99	(12.04)
East	(mm.)	256	(196)	254	(188)	254	(184) [*]	271	(205)	268	(201)	268	(194)	273	(188)	273	(188)	273	(188)	273	(188)
	(%)	16.36	(12.52)	16.21	(12.01)	16.23	(11.76) [*]	17.33	(13.09)	17.15	(12.85)	17.11	(12.37)	17.45	(11.98)	17.45	(11.98)	17.45	(11.98)	17.45	(11.98)
Southeast	(mm.)	277	(181)	282	(191)	287	(192)	291	(190)	292	(196)	294	(198)	277	(183)	277	(183) [*]	277	(183)	277	(183)
	(%)	16.65	(10.90)	16.94	(11.46)	17.23	(11.56)	17.46	(11.42)	17.57	(11.77)	17.66	(11.88)	16.64	(10.99)	16.64	(10.99) [*]	16.64	(10.99)	16.64	(10.99)
Southwest	(mm.)	410	(152)	422	(170)	429	(149)	433	(173)	429	(165)	429	(165)	403	(143)	403	(143)	403	(143) [*]	403	(143)
	(%)	15.65	(5.79)	16.12	(6.48)	16.37	(5.71)	16.52	(6.61)	16.38	(6.29)	16.39	(6.32)	15.39	(5.44)	15.39	(5.45)	15.39	(5.44) [*]	15.39	(5.44)

Remark: - values in parenthesis indicate MAE after outlier removal.

- * is the lowest MAE compared with that derived from other spatial interpolation methods (considered till 4th decimal place).

- IDW is Inverse Distance Weighted, p is power, and n is number of neighboring points.

สรุป

การแทรกค่าเชิงพื้นที่ของข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยแต่ละของแต่ละภูมิภาคของประเทศไทยจากสถานีตรวจวัดน้ำฝนทั่วประเทศจำนวน 1,882 สถานี ในการศึกษานี้ใช้วิธีการที่ต่างกัน 2 วิธี คือ 1) Inverse Distance Weighted (IDW) ที่กำหนดค่ายกกำลัง (power, p) เท่ากับ 2 และ 3 ค่าจำนวนจุดข้างเคียง (number of neighbor point, n) เท่ากับ 15, 30 และ 50 จุด ตามลำดับ และ 2) Kriging Ordinary (KrigOrd) ที่ใช้แบบจำลอง 5 รูปแบบ คือ Circular, Exponential, Gaussian, Linear และ Spherical แล้วนำผลที่ได้มาเปรียบเทียบความตรงกันของการกระจายเชิงพื้นที่ด้วยค่าสัมประสิทธิ์แคปปาของโคเฮน (Cohen's kappa coefficient, k) และเปรียบเทียบความคลาดเคลื่อนด้วยค่าความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์เฉลี่ย (mean absolute error, MAE) ได้ผลสรุปดังนี้

1. การกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยที่ได้จากการแทรกค่าด้วยวิธี IDW ที่ใช้พารามิเตอร์ที่ต่างกันมีความตรงกันในระดับเกือบทั้งหมด (k มีค่าระหว่าง 0.9202–0.9800) และการเพิ่มค่า p มีผลต่อความผันแปรเชิงพื้นที่ของการกระจายเชิงพื้นที่ของค่าปริมาณน้ำฝนมากกว่าการเพิ่มค่า n ส่วนการใช้ค่า n ที่มีจำนวนมากขึ้น ส่งผลให้ความผันแปรเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนเป็นแบบทีละน้อย (gradual change) มากกว่าการใช้ค่า n ที่น้อยกว่า

2. การแทรกค่าเชิงพื้นที่ด้วยวิธี Kriging Ordinary ที่ใช้แบบจำลองที่ต่างกันพบว่ามีการกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยมีความตรงกันในระดับเกือบทั้งหมด (k มีค่าระหว่าง 0.9994–1.0000) ยกเว้นการใช้แบบจำลอง Gaussian ส่วนลักษณะความผันแปรเชิงพื้นที่ของการกระจายของปริมาณน้ำฝนมีการเปลี่ยนแปลงค่าแบบทันทีทันใด (abrupt change) ที่มีลักษณะเป็นขั้นบันได (stepped appearance)

3. วิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่มีความคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดของภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือ กลาง ตะวันออก และใต้ฝั่งตะวันตกคือวิธี IDW ที่กำหนดค่า p เท่ากับ 2 แต่ค่า n แตกต่างกันคือ 15, 15, 50, 50 และ 15 จุด ตามลำดับ ส่วนภาคใต้ฝั่งตะวันตกคือวิธี Kriging Ordinary ที่ใช้แบบจำลอง Linear โดยมีค่า MAE เท่ากับ 133.88, 132.49, 114.83,

184.01, 181.54 และ 142.52 มิลลิเมตร หรือคิดเป็นร้อยละ 11.30 10.25 10.58 11.76 10.90 และ 5.44 ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย ตามลำดับ

4. ค่าร้อยละความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากการใช้วิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่แตกต่างกันในแต่ละภูมิภาคมีค่าต่างกันน้อยกว่าร้อยละ 1 ของปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ย

ข้อเสนอแนะ

1. เนื่องจากผลการศึกษานี้พบว่า ค่าความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์เฉลี่ย (mean absolute error, MAE) มีค่าสูงผิดปกติบริเวณสถานีตรวจวัดน้ำฝนที่เลือกสุ่มมาใช้ในการทวนสอบ (validation) เป็นสถานที่ตั้งอยู่ที่ระดับความสูงจากน้ำทะเลมากกว่าสถานีที่อยู่โดยรอบ ส่งผลให้วิธีการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่เลือกใช้ในการศึกษานี้ ไม่สามารถคำนวณค่าได้ใกล้เคียงกับค่าที่ตรวจวัด การศึกษาต่อไปควรนำวิธีการแทรกค่าที่ใช้ตัวแปรความสูงจากระดับน้ำทะเลในการแทรกค่าเชิงพื้นที่ เช่น วิธี Co-Kriging เพื่อเปรียบเทียบผลที่ได้กับการศึกษานี้

2. ความคลาดเคลื่อนของการแทรกค่าเชิงพื้นที่ที่พิจารณาจากค่าคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์เฉลี่ย ที่ได้จากการศึกษานี้มีความแตกต่างกันไม่มาก เพื่อให้เกิดความชัดเจนมากยิ่งขึ้น ควรเปรียบเทียบโดยใช้ค่ารากที่สองของความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ย (root mean square error, RMSE) เพิ่มเติม

REFERENCES

- Agdas, M.G., Yenen, Z. 2023. Determining land use/land cover (LULC) changes using remote sensing method in Lüleburgaz and LULC change's impacts on SDGs. *European Journal of Sustainable Development*, 12(1): 1-24. doi: 10.14207/ejsd.2023.v12n1p1.
- Bailey, G., Li, Y., McKinney, N., Yoder, D., Wright, W. Herrero, H. 2022. Comparison of ground point filtering algorithms for high-density point clouds collected by terrestrial LiDAR. *Remote Sensing*, 14(4776): 1-20. doi.org/10.3390/rs14194776.
- Burrough, P.A., McDonnell, R.A. 1998. *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University Press, New York, USA.

- Chomwinyan, W. 2017. **Geography of Thailand**. Udon Thani Rajabhat University. Udon Thani, Thailand. (in Thai)
- Donald, S. 1968. A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. In : **Proceedings of the 1968 23rd ACM National Conference**. New York, USA, pp. 517–524.
- Eiamprasert, S. 2011. **Comparison of Spatial Daily Rainfall Amount Interpolation Methods by Using Geographic Information System at Chao-Phra-Ya Flood Plain**. M.S. Thesis, National Institute of Development Administration, Bangkok, Thailand. (in Thai)
- Grubbs, F.E. 1969. Procedures for Detecting Outlying Observations in Samples. **Technometrics**, 11(1): 1-21. doi: :10.1080/00401706.1969.10490657.
- Kumari, M., Singh, C.K., Bakimchandra, O., Basistha, A. 2016. DEM-based delineation for improving geostatistical interpolation of rainfall in mountainous region of Central Himalayas, India. **Theoretical and Applied Climatology**, 130(1-2): 51-58. doi:10.1007/s00704-016-1866-y.
- Maddala, G.S. 1992. **Introduction to Econometrics**, 2nd ed. Macmillan. New York, USA.
- Matheron, G. 1963. Principles of geostatistics. **Economic Geology**, 58(8): 1246–1266. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.58.8.1246>.
- McHugh, L.M. 2012. Interrater reliability: the Kappa statistic. **Biochem Med (Zagreb)**. <https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC3900052/>, 22 March 2022.
- Meechamnan, T. 2017. **An Areal Rainfall Interpolation derived from Ground Measurement Rainfall and GSMap Satellite with Topography Data in Southern Thailand**. M.Eng. Thesis, Kasetsart University (Kamphaeng Saen Campus), Nakhon Pathom, Thailand. (in Thai)
- Piazza, A.D., Conti, F.L., Noto, L.V., Viola, F. Loggia, G.L. 2011. Comparative analysis of different techniques for spatial interpolation of rainfall data to create a serially complete monthly time series of precipitation for Sicily, Italy. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, 13(3): 396-408. doi:10.1016/j.jag.2011.01.005.
- Rattanaburee, P. 2014. **Comparison of the Spatial Rainfall in Upper Ping Basin and Tha Chin Basin by Spatial Interpolation Techniques**. M.Eng. Thesis, Kasetsart University (Kamphaeng Saen Campus), Nakhon Pathom, Thailand. (in Thai)
- Thai Meteorological Department. (n.d.). **Climate of Thailand**. <https://www.tmd.go.th/info/tmd-knowledges>, 19 March 2023. (in Thai)
- Yang, X., Xie, X., Liu, D.L., Ji, F., Wang, L. 2015. Spatial interpolation of daily rainfall data for local climate impact assessment over greater Sydney region. **Advances in Meteorology**, 2015: 563629. doi:10.1155/2015/563629.
- Yodkongdee, E. 2017. **A Comparative Study on Areal Rainfall Estimation by Spatial Interpolation Techniques in Bang Pakong Basin and Mae Klong Basin**. M.Eng. Thesis, Kasetsart University (Kamphaeng Saen Campus), Nakhon Pathom, Thailand. (in Thai)