การศึกษาเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก

อพิชญา กันเกิด

วิทยานิพนธ์เสนอบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยนเรศวร

เพื่อเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา หลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาภูมิสารสนเทศศาสตร์

ปีการศึกษา 2568

ลิขสิทธิ์เป็นของมหาวิทยาลัยนเรศวร

มหาวิทยาลัยนเรศวร

การศึกษาเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก

อพิชญา กันเกิด

วิทยานิพนธ์เสนอบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยนเรศวร

เพื่อเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา หลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

สาขาวิชาภูมิสารสนเทศศาสตร์

ปีการศึกษา 2568

ลิขสิทธิ์เป็นของมหาวิทยาลัยนเรศวร

วิทยานิพนธ์ เรื่อง “การศึกษาเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก”

ของ อพิชญา กันเกิด

ได้รับการพิจารณาให้นับเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตร

หลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาภูมิสารสนเทศศาสตร์

คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

.....ประธานกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

(รองศาสตราจารย์ ดร.ภาติยะ พัฒนาศักดิ์)

.....ประธานที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์

(รองศาสตราจารย์ ดร.นัฐพล มหาวิค)

.....กรรมการผู้ทรงคุณวุฒิภายใน

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.รังสรรค์ เกตุอ๊อต)

อนุมัติ

.....

(รองศาสตราจารย์ ดร.วัฒนา พัดเกตุ)

รองอธิการบดีฝ่ายวิชาการ รักษาราชการแทน

คณบดีบัณฑิตวิทยาลัย

ชื่อเรื่อง การศึกษาเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาของสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก

ผู้วิจัย อพิชญา กันเกิด

ประธานที่ปรึกษา รองศาสตราจารย์ ดร.นัฐพล มหาวิค

ประเภทสารนิพนธ์ วิทยานิพนธ์ วท.ม. สาขาวิชาภูมิสารสนเทศศาสตร์, มหาวิทยาลัยนเรศวร, 2568

คำสำคัญ เรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดิน, ความสัมพันธ์ Z-R, การปรับแก้ความเอนเอียงเชิงพื้นที่, ระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์

บทคัดย่อภาษาไทย

ประเทศไทยตั้งอยู่ในเขตร้อนมรสุมและมักได้รับอิทธิพลจากพายุหมุนเขตร้อนในช่วงฤดูฝน ส่งผลให้การประมาณค่าปริมาณน้ำฝนอย่างแม่นยำมีความสำคัญต่อการวิเคราะห์อุทกวิทยาและการประเมินความเสี่ยงจากอุทกภัย การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อวิเคราะห์ความแตกต่างเชิงพื้นที่ระหว่างปริมาณน้ำฝนที่ประมาณจากเรดาร์ตรวจอากาศด้วยความสัมพันธ์ระหว่างค่าการสะท้อนเรดาร์และอัตราการตกของฝน (Z–R relationship) กับข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน และเพื่อเปรียบเทียบประสิทธิภาพของวิธีการปรับแก้ความเอนเอียงเชิงพื้นที่ของข้อมูลเรดาร์โดยใช้เทคนิคการประมาณค่าเชิงพื้นที่ภายใต้ระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ การวิเคราะห์ใช้ข้อมูลเรดาร์อุตุนิยมวิทยาแบบ C-band จากสถานีเรดาร์จังหวัดพิษณุโลก ร่วมกับข้อมูลปริมาณน้ำฝนจากสถานีวัดภาคพื้นดินจำนวน 89 สถานี ในช่วงเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญ ระหว่างวันที่ 15–23 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 โดยประเมินความสัมพันธ์ Z–R จำนวน 3 รูปแบบ ได้แก่ ZR-MP, ZR-RF ZR-SD จากนั้นทำการปรับแก้ความเอนเอียงของข้อมูลเรดาร์ด้วยวิธี MFB ร่วมกับเทคนิคการประมาณค่าเชิงพื้นที่ และประเมินผลด้วยวิธีตรวจสอบแบบไขว้ ผลการศึกษาพบว่า ปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์มีแนวโน้มแตกต่างจากข้อมูลสถานีวัดฝนภาคพื้นดินในเชิงพื้นที่ โดยความคลาดเคลื่อนเพิ่มขึ้นในบริเวณพื้นที่ภูเขาและพื้นที่ที่อยู่ห่างจากสถานีเรดาร์ เมื่อเปรียบเทียบความสัมพันธ์ Z–R พบว่าสมการ ZR-MP ให้ผลการประมาณค่าที่สอดคล้องกับข้อมูลภาคพื้นดินมากที่สุด โดยมีค่าความคลาดเคลื่อนทางสถิติต่ำที่สุด การปรับแก้ด้วย MFB ร่วมกับการประมาณค่าเชิงพื้นที่ช่วยลดค่าความคลาดเคลื่อนของข้อมูลเรดาร์ได้อย่างมีนัยสำคัญ โดยวิธี IDW ให้ค่าความคลาดเคลื่อนต่ำที่สุด ขณะที่วิธี OK_Gaussian สามารถสร้างรูปแบบการกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนที่ต่อเนื่องและสมจริงมากกว่า

โดยสรุป การเลือกใช้ความสัมพันธ์ Z–R ที่เหมาะสมร่วมกับการปรับแก้ความเอนเอียงเชิงพื้นที่สามารถเพิ่มความน่าเชื่อถือของการประมาณค่าปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ในระดับเหตุการณ์พายุได้อย่างมีนัยสำคัญ อย่างไรก็ตาม ความไม่แน่นอนยังคงปรากฏในพื้นที่ภูเขาและบริเวณที่อยู่ห่างจากเรดาร์ ซึ่งสะท้อนข้อจำกัดของการตรวจวัดด้วยเรดาร์ภาคพื้นดิน

Title COMPARATIVE STUDY OF SPATIAL ADJUSTMENT METHODS FOR RAINFALL ESTIMATES USING METEOROLOGICAL RADAR FROM THE PHITSANULOK WEATHER RADAR STATION

Author APICHAYA KANGERD

Advisor Associate Professor Nattapon Mahavik, D.Sc.

Academic Paper Thesis M.Sc. (Geographic Information Science), Naresuan University, 2025

Keywords Ground-based Weather Radar, Z–R relationship, Spatial bias correction, Geographic Information System

ABSTRACT

Thailand is located in the tropical monsoon region and is frequently affected by tropical cyclones during the rainy season. Accurate rainfall estimation is therefore essential for hydrological analysis and flood risk assessment. This study aims to analyze the spatial differences between radar-estimated rainfall derived from reflectivity–rainfall (Z–R) relationships and ground rain gauge observations, and compare the effectiveness of spatial bias correction methods for radar rainfall estimation using spatial interpolation techniques within a Geographic Information System (GIS) framework. The analysis utilized C-band weather radar data from the Phitsanulok radar station together with rainfall observations from 89 rain gauge stations during the Tropical Storm Son-Tinh event from 15–23 July 2018. Three Z–R relationships were evaluated, including ZR-MP, ZR-RF, and ZR-SD. Radar rainfall estimates were subsequently corrected using the MFB approach combined with spatial interpolation methods, and model performance was evaluated using Cross validation.

The results indicate that radar rainfall estimates exhibit spatial discrepancies compared with rain gauge observations, particularly in mountainous areas and regions located far from the radar station. Among the tested Z–R relationships, the ZR-MP equation produced the best agreement with rain gauge measurements, yielding the lowest statistical errors. The application of MFB combined with spatial interpolation significantly improved the accuracy of radar rainfall estimates. The IDW method produced the lowest numerical errors, while OK_Gaussian generated smoother and more physically consistent spatial rainfall patterns.

Overall, the findings demonstrate that selecting an appropriate Z–R relationship together with spatial bias correction can substantially improve the reliability of radar-based rainfall estimation at the storm-event scale. Nevertheless, uncertainties remain in mountainous areas and regions far from radar coverage due to inherent limitations of ground-based radar observations.

ประกาศคุณูปการ

วิทยานิพนธ์ฉบับนี้สำเร็จลุล่วงได้ด้วยความกรุณา ความอนุเคราะห์ และการสนับสนุนจากหลายฝ่ายข้าพเจ้าขอขอบพระคุณอย่างสูงต่อ รองศาสตราจารย์ ดร.นัฐพล มหาวิค อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ที่ได้กรุณาให้คำแนะนำ ตรวจสอบและปรับปรุงแก้ไขงานวิจัย รวมทั้งแนวทางในการเขียนเล่มวิทยานิพนธ์และการเขียนงานวิจัยตีพิมพ์ทางวิชาการในระดับปริญญาโท และให้ทุนการศึกษาในการเรียน นอกจากนี้ผู้วิจัยขอกราบขอบพระคุณอาจารย์ประจำหลักสูตรภูมิสารสนเทศศาสตร์ คณะเกษตรศาสตร์ ทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม ทุก ๆ ท่านที่ได้ประสิทธิ์ประสาทวิชาความรู้และคำปรึกษาให้แก่ข้าพเจ้า ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ ประธานกรรมการสอบวิทยานิพนธ์ รองศาสตราจารย์ ดร.ภาติยะ พัฒนาศักดิ์ และกรรมการผู้ทรงคุณวุฒิภายใน ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.รังสรรค์ เกตุอ๊อต ที่ได้กรุณาสละเวลาอันมีค่าให้ข้อเสนอแนะและตรวจแก้ไขข้อบกพร่องของวิทยานิพนธ์อย่างดีมาโดยตลอดจนกระทั่งวิทยานิพนธ์เล่มนี้สำเร็จลุล่วงไปได้ด้วยดี

ข้าพเจ้าขอขอบพระคุณ คุณฟาตา มรรษทวี (พี่ต้าร์) นักอุตุนิยมวิทยาชำนาญพิเศษ กองพัฒนาอุตุนิยมวิทยา ที่คอยสนับสนุนแนวคิดและสนับสนุนข้อมูลในการวิจัย และขอขอบคุณเจ้าที่กรมอุตุนิยมวิทยาทุกท่าน ที่ค่อยต้อนรับและให้ความรู้และข้อมูลเกี่ยวข้องกับเรดาร์ นอกจากนี้ขอขอบคุณ คุณสราวุธ อาทยะกุล (พี่วุธ) นักวิทยาศาสตร์ชำนาญการ กรมฝนหลวงและการบินเกษตร ที่ช่วยพัฒนาโค้ดไพทอนในการจัดการข้อมูลฝนรายชั่วโมง รวมถึงสถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน) ที่ให้การสนับสนุนข้อมูลปริมาณน้ำฝนจากสถานีตรวจวัดภาคพื้นดินและขอขอบคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ชนินทร์ อัมพรสถิร คณบดีคณะเกษตรศาสตร์ ทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม ภายใต้หลักสูตรวิทยาศาสตร์สิ่งแวดล้อม และคณะวิศวกรรมศาสตร์ ที่ได้กรุณาอนุเคราะห์สถานที่และห้องปฏิบัติการสำหรับการดำเนินงานวิจัยในครั้งนี้ จนทำให้การศึกษาสำเร็จลุล่วงไปได้ด้วยดี

วิทยานิพนธ์ฉบับนี้ได้รับการสนับสนุนด้านทุนวิจัยจาก มหาวิทยาลัยนเรศวรและกองทุนส่งเสริมวิทยาศาสตร์วิจัยและนวัตกรรม (NSRF) ภายใต้เลขที่ทุน N25A660467 รวมทั้งได้รับการสนับสนุนเพิ่มเติมจากกองทุน (FF) มหาวิทยาลัยนเรศวร เลขที่ทุน R2569B057 และจากหน่วยวิจัย Appropriate Technologies for Waste Reuse and Management Research Unit

สุดท้ายนี้ ผู้วิจัยขอขอบพระคุณครอบครัวที่ให้การสนับสนุน กำลังใจ ตลอดระยะเวลาของการศึกษา รวมถึงเพื่อนร่วมงานที่มิได้เอ่ยนาม ซึ่งได้มีส่วนช่วยเหลือและสนับสนุนให้การศึกษาครั้งนี้สำเร็จลุล่วงด้วยดี ผู้วิจัยมีความคาดหวังว่าวิทยานิพนธ์ฉบับนี้จะเป็นส่วนหนึ่งของการต่อยอดไอเดียและนำไปสู่การพัฒนาที่ดียิ่งขึ้นไป

อพิชญา กันเกิด

สารบัญ

หน้า

บทคัดย่อภาษาไทย ..... ค

บทคัดย่อภาษาอังกฤษ ..... จ

ประกาศคุณูปการ ..... ช

สารบัญ ..... ซ

สารบัญตาราง ..... ฎ

สารบัญภาพ ..... ฐ

บทที่ 1 1

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา 1

1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย 4

1.3 คำถามงานวิจัย 4

1.4 ขอบเขตการวิจัย 5

1.5 นิยามคำศัพท์เฉพาะ 6

บทที่ 2 7

2.1 ทฤษฎีเกี่ยวกับฝนและการเกิดฝน 7

2.1.1 ลักษณะฝนในประเทศไทยและพื้นที่ศึกษา 7

2.1.2 ฝนและการเกิดฝน 11

2.2 การตรวจวัดฝน 13

2.2.1 การตรวจวัดฝนด้วยเครื่องตรวจวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน 14

2.2.2 การตรวจวัดฝนด้วยเรดาร์ตรวจอากาศ 18

2.2.3 การตรวจวัดฝนด้วยดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา 18

2.3 แนวคิดการตรวจวัดด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยา 20

2.3.1 ความหมายของเรดาร์ตรวจอากาศ 20
2.3.2 ลักษณะและประเภทของเครื่องตรวจวัดข้อมูลฝนด้วยเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศ 20
2.3.3 ระบบการทำงานของเครื่องตรวจอากาศกรมอุตุนิยมวิทยา 22
2.3.4 หลักการพื้นฐานของการตรวจวัดด้วยเรดาร์ตรวจอากาศ 23
2.4 การแสดงผลการตรวจวัดจากเรดาร์ตรวจอากาศ 26
2.5 หลักการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนในการประมาณค่าฝนจากเรดาร์ 31
2.5.1 การปนเปื้อนและการลดทอนค่าสัญญาณเรดาร์ตรวจอากาศ 31
2.5.2 แนวคิดการประมาณค่าฝนจากเรดาร์ด้วยความสัมพันธ์ Z-R 39
2.5.3 หลักการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนจากประมาณค่าฝนจากเรดาร์ด้วยข้อมูลสถานีวัดฝน 42
2.6 แนวคิดการประมาณค่าเชิงพื้นที่ (Spatial interpolation) 43
2.6.1 วิธีการประมาณค่าแบบดีเทอร์มินิสติก (Deterministic methods) 44
2.6.2 วิธีการประมาณค่าแบบธรณีสถิติ (Geostatistical methods) 44
2.7 แนวคิดภูมิสารสนเทศรหัสเปิดและเรดาร์รหัสเปิด 46
2.7.1 ซอฟต์แวร์ไลบรารีเรดาร์รหัสเปิด (Open-source radar Libraries) 46
2.7.2 ซอฟต์แวร์ภูมิสารสนเทศรหัสเปิด (Open-source geoinformatics) 47
2.8 สถิติที่ใช้ในการวิจัย 48
2.8.1 อัตราส่วนความเอนเอียงเฉลี่ย (Mean Bias Ratio) 48
2.8.2 ค่าความเอนเอียงเฉลี่ย (Mean field bias: MFB) 49
2.8.3 ค่าเฉลี่ยความคลาดเคลื่อนกำลังสอง (Root Mean Squared Error: RMSE) 50
2.8.4 ค่าเฉลี่ยค่าสัมบูรณ์ของความคลาดเคลื่อน (Mean absolute error: MAE) 50
2.8.5 สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สัน (Correlation coefficient: r) 50
2.8.6 สัมประสิทธิ์การตัดสินใจ (Coefficient of Determination: R^2) 51
2.9 เอกสารงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง 51

บทที่ 3 55
3.1 พื้นที่ศึกษา 55
3.2 พายุโซนร้อนเซินติญ (SON-TINH) 57
3.3 เครื่องมือและซอฟต์แวร์ที่ใช้ในการวิจัย 60
3.4 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา 61
3.4.1 ข้อมูลเรดาร์ (Radar Data) 61
3.4.2 ข้อมูลสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน (Rainfall at Gauge Stations) 62
3.2.3 แบบจำลองความสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model) 62
3.5 วิธีการศึกษา 63
3.5.1 การเก็บรวบรวมข้อมูล 63
3.5.2 การประมวลผลในซอฟต์แวร์รหัสเปิดด้วยภาษาไพทอน 64
3.5.3 การพัฒนาแบบจำลองการวิเคราะห์ในระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ 65
3.5.4 การวิเคราะห์ข้อมูล 67
บทที่ 4 70
4.1 การปรับแก้และปรับปรุงคุณภาพข้อมูลเรดาร์ 70
4.2 การพัฒนากระบวนการวิเคราะห์ข้อมูลเรดาร์ในระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (GIS) 74
4.3 การปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงค่าเฉลี่ยเชิงพื้นที่ 80
4.4 การวิเคราะห์ฝนที่ราบและฝนภูเขาด้วยลักษณะภูมิประเทศ 86
4.5 การเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่ 92
บทที่ 5 99
5.1 อภิปรายผล 99
5.2 สรุปผลการวิจัย 101
5.3 ข้อเสนอแนะ 102

บรรณานุกรม 105

ภาคผนวก 116

ประวัติผู้วิจัย 129

สารบัญตาราง

หน้า

ตาราง 1 ระบบการทำงานของเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา..... 22
ตาราง 2 สัญลักษณ์ตัวอักษรที่ใช้แทนช่วงความถี่และความยาวช่วงคลื่นในเรดาร์อุตุนิยมวิทยา..... 24
ตาราง 3 ความสัมพันธ์ Z-R ในระบบเรดาร์ WSR-88D..... 42
ตาราง 4 การปรับแก้ค่าเอนเอียงเชิงค่าเฉลี่ยเชิงพื้นที่โดยใช้วิธีการ k-fold Cross validation..... 81
ตาราง 5 ค่าสถิติการประเมินก่อนและหลังการปรับแก้ความเอนเอียงของสถานีตรวจสอบความถูกต้อง โดยใช้ k-fold..... 84
ตาราง 6 ค่าทางสถิติก่อนและหลังการปรับแก้โดยใช้วิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบถ่วงน้ำหนักผกผันระยะทาง (IDW)..... 85
ตาราง 7 ผลการปรับแก้ค่าความต่างจากสถานีตรวจวัดฝนชุดตรวจสอบโดยใช้ k-fold (K=5)..... 93
ตาราง 8 ค่าทางสถิติก่อนและหลังการปรับแก้โดยใช้วิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่แต่ละวิธีการ..... 96

สารบัญภาพ

หน้า

ภาพ 1 ทิศทางลมมรสุมและทางเดินพายุหมุนเขตร้อนตำแหน่งร่องความกดอากาศต่ำ..... 8
ภาพ 2 เส้นทางมรสุมของ (a) ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (b) ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ..... 10
ภาพ 3 ฝนที่เกิดจากการพาความร้อน..... 12
ภาพ 4 ฝนภูเขา..... 12
ภาพ 5 ฝนที่เกิดจากแนวปะทะ..... 13
ภาพ 6 เครื่องวัดน้ำฝนแบบแก้วตวงมาตรฐานขนาด 8 นิ้ว (Standard 8-inch Rain Gauge)..... 14
ภาพ 7 (a) เครื่องวัดน้ำฝนแบบถ้วยกระดก (b) ส่วนประกอบอุปกรณ์เครื่องวัดแบบถ้วยกระดก..... 15
ภาพ 8 (a) เครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก (b) ส่วนประกอบอุปกรณ์เครื่องวัดแบบชั่งน้ำหนัก..... 16
ภาพ 9 (a) เครื่องวัดน้ำฝนแบบลูกลอย (b) อุปกรณ์เครื่องวัดน้ำฝนแบบลูกลอย..... 16
ภาพ 10 (a) โทรมาตรตรวจวัดสภาพอากาศอัตโนมัติ (b) โทรมาตรตรวจวัดระดับน้ำอัตโนมัติ (c) โทรมาตรตรวจวัดคุณภาพน้ำความเค็ม..... 17
ภาพ 11 หลักการทำงานของเรดาร์ตรวจอากาศ..... 18
ภาพ 12 วงโคจรดาวเทียมชนิดดาวเทียมค้างฟ้าและดาวเทียมวงโคจรผ่านใกล้ขั้วโลก..... 19
ภาพ 13 (a) สถานีเรดาร์ตรวจอากาศแบบดั้งเดิม (b) สถานีเรดาร์แบบดอปเปอร์โพล่าไลเซชั่น..... 21
ภาพ 14 แผนผังแสดงการทำงานของเรดาร์ตรวจอากาศ..... 23
ภาพ 15 รูปแบบการตรวจวัดเชิงปริมาตรของความสูงลำบีมเรดาร์ทั้ง 14 มุมยกตามระยะทาง..... 27
ภาพ 16 การตรวจวัดแบบ PPI มุมมอง 2 มิติของสถานีตรวจอากาศพิษณุโลกช่วงพายุโซนร้อนเซินติญ วันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 21.00น. (14.00 UTC) จากโปรแกรม IDV..... 28
ภาพ 17 การตรวจวัดเรดาร์แบบ PPI มุมมอง 3 มิติของสถานีตรวจอากาศพิษณุโลกช่วงพายุ โซนร้อนเซินติญวันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 21.00น. (14.00 UTC) จากโปรแกรม IDV..... 28
ภาพ 18 การตรวจวัดแบบ RHI (a) ข้อมูลเรดาร์แบบ RHI (b) ผลข้อมูลเพื่อวิเคราะห์โครงสร้างเมฆ จากโปรแกรม IDV..... 29
ภาพ 19 การตรวจวัดข้อมูลเรดาร์แบบ CAPPI ที่ระดับความสูง (a) การตรวจวัดแบบปริมาตร (b) ความสูง 2,000 เมตร (c) ความสูง 4,000 เมตร (d) ความสูง 6,000 เมตร จากโปรแกรม IDV... 30
ภาพ 20 สิ่งปนเปื้อนจากค่าการสะท้อนเรดาร์ตรวจอากาศ..... 32

ภาพ 21 ค่าตัวแปรอธิบายการแพร่กระจายคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในรูปแบบของลำบีมที่ออกจากตัวเรดาร์ตรวจของอากาศ 33
ภาพ 22 การหักเหของลำบีมที่โค้งเบนออกจากพื้นโลกและหักเหลงสู่พื้นโลกภายใต้เงื่อนไขของบรรยากาศที่แตกต่างกัน 34
ภาพ 23 การบดบังของลำบีมจากลักษณะภูมิประเทศ 34
ภาพ 24 ผลการบดบังของลำบีมในรูปแบบแผนที่ สถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก จังหวัดพิษณุโลก กำหนดให้สีชมพูเข้ม หมายถึง มีการบดบังของลำบีม 100 เปอร์เซ็นต์ สีขาว หมายถึง ไม่มีการบดบังของบีม 0 เปอร์เซ็นต์ 35
ภาพ 25 ผลการวิเคราะห์การเคลื่อนที่ของลำบีมกับความโค้งของผิวโลกสถานีเรดาร์พิษณุโลก 36
ภาพ 26 ข้อมูลค่าการสะท้อนเรดาร์ที่เกิดการปนเปื้อนค่าการสะท้อนจากพื้นดิน (ground clutter) สถานีเรดาร์พิษณุโลกวันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 08.15 น. (01.15 UTC) 37
ภาพ 27 ความสัมพันธ์ระหว่างความสูงและความกว้างของลำบีมเรดาร์กับระยะทางจากสถานีเรดาร์สำหรับมุมยกต่ำสุด 0.5 องศา 38
ภาพ 28 หลักการปรับแก้ด้วยข้อมูลสถานีวัดฝน 43
ภาพ 29 หลักการประมาณค่าเชิงพื้นที่ 44
ภาพ 30 พื้นที่ศึกษา (a) แผนที่ประเทศไทย (b) แผนที่พื้นที่สังเกตการณ์เรดาร์พิษณุโลกรัศมี 120 กิโลเมตร สัญลักษณ์สามเหลี่ยมสีแดง แสดงตำแหน่งที่ตั้งสถานีเรดาร์ วงกลมเส้นประสีน้ำเงินและสีแดง แสดงรัศมีสังเกตุการณ์ 120, 240 กิโลเมตรจากกรมอุตุนิยมวิทยา สัญลักษณ์จุดวงกลมสีดำและสีเหลี่ยมสีน้ำเงิน แสดงตำแหน่งสถานีโทรมาตรอัตโนมัติจากสถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน) สัญลักษณ์เส้นสีดำ แสดงของเขตลุ่มน้ำหลักจากสำนักงานทรัพยากรน้ำแห่งชาติ 56
ภาพ 31 (a) หอคอยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก (b) อุปกรณ์ระบบซอฟต์แวร์เรดาร์ตรวจอากาศสถานีอุตุนิยมวิทยาเชียงราย 57
ภาพ 32 บริเวณพายุโซนร้อนเซินติญเริ่มก่อตัวมหาสมุทรแปซิฟิกวันที่ 15 กรกฎาคม พ.ศ.2561 58
ภาพ 33 แผนที่อากาศช่วงพายุโซนร้อนเซินติญ วันที่ 18 กรกฎาคม พ.ศ.2561 59
ภาพ 34 เส้นทางพายุโซนร้อนเซินติญ (Son-Tinh) 59
ภาพ 35 ขั้นตอนการศึกษา 69
ภาพ 36 ผลค่าการปนเปื้อนสัญญาณในพายุโซนร้อนเซินติญ วันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 21.00 น. (14.00 น. UTC) (a) ภาพการสะท้อนตั้งต้น (b) ภาพค่าสัดส่วนระหว่างค่าสัญญาณกับค่า

สัญญาณรบกวน (c) ภาพหลังการใช้ตัวกรอง SNR (d) ผลก่อนปรับแก้ค่าการอ่อนสัญญาณ (e) ผลหลังปรับแก้ค่าการอ่อนสัญญาณ (f) ผลลัพธ์การแปลงค่าพิกัดจากระบบพิกัดเชิงขั้วไปเป็นระบบพิกัดคาร์ทีเซียน 73
ภาพ 37 โมเดลการคำนวณปริมาณฝนสะสมรายชั่วโมงจากข้อมูลเรดาร์โดยใช้ความสัมพันธ์ Z–R 75
ภาพ 38 แผนที่ฝนสะสมรายเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญ วันที่ 15-23 กรกฎาคม พ.ศ.2561 จากความสัมพันธ์ Z-R โดยที่ (a) ZR-MP (b) ZR-RF (c) ZR-SD 76
ภาพ 39 การประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบ IDW รายเหตุการณ์จากความสัมพันธ์ MP ที่ใช้สถานี วัดปริมาณฝนภาคพื้นจากชุดทดสอบ 70% ด้วยวิธีการ k-fold Cross validation โดยที่ (a) K-fold=1, (b) K-fold=2, (c) K-fold=3, (d) K-fold=4, (e) k-fold=5 79
ภาพ 40 แผนที่ปริมาณฝนจากเรดาร์หลังการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่จากวิธี IDW รายเหตุการณ์จากความสัมพันธ์ ZR-MP ด้วยวิธีการ k-fold Cross validation โดยที่ (a) K-fold=1, (b) K-fold=2, (c) K-fold=3, (d) K-fold=4, (e) k-fold=5 79
ภาพ 41 แผนที่แสดงค่าความเอนเอียงระหว่างฝนเรดาร์และฝนภาคพื้นก่อน (a-e) และหลังการปรับแก้ (f-j) ด้วยค่าความเอนเอียงจาก ZR-MP โดย (a, f) K-fold=1, (b, g) K-fold=2, (c, h) K-fold=3, (d, i) K-fold=4 (e, j) K-fold=5 83
ภาพ 42 แผนที่การจำแนกลักษณะภูมิประเทศพื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขา 87
ภาพ 43 ค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนที่ประมาณจากเรดาร์ก่อนการปรับแก้ความเอนเอียงเชิงพื้นที่ในพื้นที่ราบสำหรับสมการความสัมพันธ์ Z–R ทั้งสามรูปแบบ 87
ภาพ 44 ค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนที่ประมาณจากเรดาร์ หลังการปรับแก้ความเอนเอียงเชิงพื้นที่ในพื้นที่ภูเขาสำหรับสมการความสัมพันธ์ Z–R ทั้งสามรูปแบบ 88
ภาพ 45 แผนที่ฝนสะสมรายเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญจากความสัมพันธ์ ZR-MP วันที่ 15-23 กรกฎาคม พ.ศ.2561 90
ภาพ 46 การประมาณค่าเชิงพื้นที่ OK_Gaussian รายเหตุการณ์จากสถานีวัดฝนชุดทดสอบด้วยวิธี Cross validation โดยที่ (a) K-fold=1, (b) K-fold=2, (c) K-fold=3, (d) K-fold=4, (e) k-fold=5 91
ภาพ 47 แผนที่ปริมาณฝนจากเรดาร์หลังปรับแก้ด้วยค่าความเอนเอียงเชิงพื้นรายเหตุการณ์โดยใช้ OK_Gaussian ด้วยวิธีCross validation โดยที่ (a) K-fold=1, (b) K-fold=2, (c) K-fold=3, (d) K-fold=4, (e) k-fold=5 91

ภาพ 48 แผนที่แสดงค่าความเอนเอียงระหว่างฝนเรดาร์และฝนภาคพื้นจากการประมาณค่าแบบ OK_Gaussian ก่อน (a-e) และหลังการปรับแก้ (f-j) ด้วยค่าความเอนเอียงจาก ZR-MP โดย (a, f) K-fold=1, (b, g) K-fold=2, (c, h) K-fold=3, (d, i) K-fold=4 (e, j) K-fold=5 95
ภาพ 49 การกระจายของค่า Mean Bias ของวิธีการปรับแก้ปริมาณฝนเรดาร์เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลฝนภาคพื้นดินในแต่ละวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ 97
ภาพ 50 การกระจายของค่า RMSE ของวิธีการปรับแก้ปริมาณฝนเรดาร์เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลฝนภาคพื้นดินในแต่ละวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ 97
ภาพ 51 การกระจายของค่า MAE ของวิธีการปรับแก้ปริมาณฝนเรดาร์เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลฝนภาคพื้นดินในแต่ละวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ 98

บทที่ 1
บทนำ

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

ระบอบฝนของประเทศไทยถูกกำหนดโดยปฏิสัมพันธ์ระหว่างลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ รวมถึงอิทธิพลของพายุและหย่อมความกดอากาศต่ำเขตร้อนที่เคลื่อนตัวมาทางทิศตะวันตกจากบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเฉียงเหนือ ระบบการไหลเวียนบรรยากาศในระดับมหาภาคเหล่านี้ ก่อให้เกิดความแปรปรวนของปริมาณฝนทั้งในเชิงพื้นที่และเชิงเวลาอย่างเด่นชัด ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ซึ่งมีแหล่งกำเนิดจากมหาสมุทรอินเดียมักเริ่มพัดปกคลุมประเทศไทยในช่วงเดือนพฤษภาคม และนำพามวลอากาศอุ่นที่มีความชื้นสูงเข้าสู่ภูมิภาค ส่งผลให้เกิดฝนแบบพาความร้อน (Convectional Rain) ในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงตุลาคม (Singhrattna et al., 2005; Limsakul & Singhruck, 2016) นอกจากนี้ การรบกวนเขตร้อนที่เคลื่อนตัวตามแนวร่องมรสุมและแนวร่องความกดอากาศต่ำแถบศูนย์สูตร (Intertropical convergence zone: ITCZ) ยังมักเสริมความรุนแรงของฝนสุดขั้วเหนือพื้นที่แผ่นดินใหญ่ของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ อิทธิพลร่วมกันของการไหลเวียนแบบมรสุม และพายุที่มีแหล่งกำเนิดจากมหาสมุทรแปซิฟิกมักก่อให้เกิดผลกระทบทางอุทกอุตุนิยมวิทยาที่เป็นอันตราย อาทิ น้ำป่าไหลหลาก การไหลบ่าบนลาดเขาอย่างรวดเร็ว และน้ำท่วมลุ่มน้ำซึ่งสะท้อนถึงความสำคัญของข้อมูลฝนในระดับเหตุการณ์ที่มีความน่าเชื่อถือสำหรับการลดความเสี่ยงและการวางแผนรับมือเหตุฉุกเฉิน

ในเดือนกรกฎาคม พ.ศ.2561 พายุโซนร้อนเซินติญ (Son-Tinh) ก่อตัวขึ้นบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกทางทิศตะวันออกของประเทศฟิลิปปินส์ ก่อนเคลื่อนตัวผ่านทะเลจีนใต้และขึ้นฝั่งบริเวณคาบสมุทรอินโดจีน ภายหลังการเคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย พายุดังกล่าวก่อให้เกิดฝนตกหนักอย่างกว้างขวาง น้ำป่าไหลหลาก และน้ำล้นตลิ่งในหลายพื้นที่ โดยเฉพาะในภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ (Thai Meteorological Department, 2018; National Water Resources Agency, 2018) เช่นเดียวกับบริบทของพายุหมุนเขตร้อนอื่น ๆ ความแปรปรวนของฝนที่เกิดจากพายุมีบทบาทสำคัญต่อการกำหนดผลกระทบในพื้นที่ปลายน้ำ รวมถึงประสิทธิภาพของการประเมินอันตรายและมาตรการบรรเทาผลกระทบ (Mishra et al., 2022; Mishra et al., 2024) สำหรับประเทศไทยความท้าทายดังกล่าวยิ่งทวีความซับซ้อนจากลักษณะภูมิประเทศที่หลากหลาย

ตั้งแต่ที่ราบลุ่มน้ำไปจนถึงพื้นที่ภูเขา ซึ่งมีอิทธิพลต่อรูปแบบฝนของพายุผ่านกระบวนการเสริมสร้างฝนเชิงภูมิประเทศ (Orographic enhancement) และข้อจำกัดของการตรวจวัดฝนด้วยเรดาร์อันเนื่องมาจากภูมิประเทศ แม้ว่าการตรวจวัดฝนภาคพื้นดินจะมีความสำคัญ แต่ยังคงมีข้อจำกัดด้านการครอบคลุมเชิงพื้นที่ โดยเฉพาะในพื้นที่ภูเขาและพื้นที่ห่างไกลซึ่งมีความหนาแน่นของสถานีวัดฝนต่ำและการเข้าถึงทำได้ยาก ด้วยเหตุนี้ เทคโนโลยีเรดาร์ตรวจอากาศจึงกลายเป็นองค์ประกอบที่ขาดไม่ได้ของการประมาณปริมาณน้ำฝนเชิงปริมาณ (Quantitative Precipitation Estimation: QPE) เนื่องจากสามารถให้ข้อมูลฝนแบบต่อเนื่องเชิงพื้นที่และใกล้เวลาจริงในขอบเขตกว้าง อย่างไรก็ตาม การประมาณปริมาณฝนจากเรดาร์ยังได้รับผลกระทบจากแหล่งความไม่แน่นอนหลายประการ เช่น สัญญาณรบกวนจากพื้นดิน (Ground clutter) การบังลำแสงเรดาร์ (Beam blockage) การลดทอนสัญญาณ (Attenuation) และการเสื่อมคุณภาพของสัญญาณตามระยะทาง (Range dependent degradation) (Gourley & Calvert, 2003; Krajewski et al., 2010; Krajewski et al., 2011; Sharif et al., 2020; Mahavik et al., 2025a) แม้จะมีข้อจำกัดดังกล่าว ระบบเรดาร์ยังคงให้ข้อมูลฝนที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่และเชิงเวลาสูงกว่าการอาศัยเครือข่ายเครื่องวัดฝนเพียงอย่างเดียว (Li, Chen, & Han, 2023) และจึงเป็นแหล่งข้อมูลที่มีบทบาทสำคัญต่อการประยุกต์ด้านอุทกอุตุนิยมวิทยาและการจัดการภัยพิบัติ

สำหรับเรดาร์ย่านความถี่ C-band การดึงค่าปริมาณฝนจากเรดาร์มีความไวต่อผลของการลดทอนสัญญาณ ความแปรปรวนของการกระจายขนาดหยดฝน (Drop size distribution: DSD) และการกระเจิงแสงที่ไม่เป็นไปตามกฎของเรย์ลี (Non-Rayleigh scattering) ในสภาวะคอนเวกชันเขตร้อนที่รุนแรง ปัจจัยทางกายภาพเหล่านี้ก่อให้เกิดความไม่แน่นอนต่อ ความสัมพันธ์ระหว่างค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ (Z) กับอัตราการตกของฝน (R) หรือที่เรียกว่าความสัมพันธ์ Z–R เป็นองค์ประกอบพื้นฐานของการประมาณปริมาณน้ำฝนเชิงปริมาณจากเรดาร์เนื่องจากเป็นตัวเชื่อมโยงเชิงประจักษ์ระหว่างค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์กับอัตราการตกของฝนที่ผิวพื้น ความสัมพันธ์ Z–R มิได้เป็นค่าคงที่สากล แต่มีความแปรผันตามปัจจัยต่าง ๆ เช่น การกระจายขนาดหยดน้ำฝน (DSD) ประเภทของพายุ และสภาพภูมิประเทศ (Morin et al., 2003; Wu et al., 2018) ดังนั้น การประมาณฝนด้วยเรดาร์แบบ QPE ที่มีความแม่นยำจึงจำเป็นต้องเลือกใช้ความสัมพันธ์ Z–R ที่เหมาะสมและสอดคล้องกับลักษณะฝนของแต่ละพื้นที่ ความสัมพันธ์ที่ใช้กันอย่างแพร่หลาย ได้แก่ Marshall & Palmer (1948) เหมาะสมกับฝนแบบสตราติฟอร์มที่มีขนาดหยดน้ำฝนเล็ก

Rosenfeld et al. (1993) เหมาะกับฝนคอนเวกทีฟในเขตร้อนชื้น และ Battan (1973) เหมาะกับฝนคอนเวกทีฟเกี่ยวข้องกับพายุฝนฟ้าคะนองรุนแรงในฤดูร้อน และนอกจากนี้ยังมุ่งเน้นการประเมินประสิทธิภาพของการปรับแก้อคติด้วยข้อมูลจากเครื่องวัดฝนได้อย่างชัดเจน มากกว่าการนำเสนอแบบจำลองจุลฟิสิกส์ที่เหมาะสมที่สุดสำหรับการประมาณฝนเชิงปริมาณในเขตร้อน เพื่อแก้ไขความคลาดเคลื่อนเชิงระบบระหว่างปริมาณฝนที่ได้จากเรดาร์และจากเครื่องวัดฝน การปรับแก้อคติมักถูกนำมาใช้เป็นขั้นตอนหลังการประมวลผล (Mahavik, 2017) หากไม่มีการปรับแก้ดังกล่าว ข้อมูลฝนจากเรดาร์มักไม่สามารถสะท้อนขนาดและการกระจายเชิงพื้นที่ของเหตุการณ์ฝนได้อย่างถูกต้อง ส่งผลให้ประโยชน์ในการประยุกต์เชิงอุทกวิทยาลดลง (Krajewski & Smith, 2002; Thorndahl et al., 2014; Mapiam et al., 2022) ในบรรดาวิธีการปรับแก้ที่มีอยู่ วิธี Mean field bias (MFB) (Smith & Krajewski, 1991) ได้รับการพิสูจน์แล้วว่าสามารถลดความแตกต่างเชิงระบบระหว่างข้อมูลเรดาร์และข้อมูลจากเครื่องวัดฝนได้อย่างมีประสิทธิภาพ การบูรณาการการปรับแก้อคติด้วยข้อมูลจากเครื่องวัดฝนเข้ากับเครื่องมือระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (Geographic Information System: GIS) ยังช่วยสนับสนุนการวิเคราะห์เชิงพื้นที่และการประมาณค่าปริมาณฝนในพื้นที่ภูมิประเทศซับซ้อนได้ดียิ่งขึ้น (Mahavik et al., 2025a)

ด้วยเหตุนี้การศึกษานี้จึงดำเนินการประเมินในระดับเหตุการณ์พายุของการปรับแก้ข้อมูลฝนจากเรดาร์ด้วยข้อมูลเครื่องวัดฝนภายใต้กรอบการทำงานเชิง GIS สำหรับกรณีพายุโซนร้อนเซินติญระหว่างวันที่ 15–23 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 ข้อมูลเรดาร์สถานีพิษณุโลกของกรมอุตุนิยมวิทยา (Thai Meteorological Department: TMD) ถูกนำมารวมกับข้อมูลฝนจากเครื่องวัดจำนวน 89 สถานีซึ่งดูแลโดยสถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (Hydro–Informatics Institute: HII) วิธี MFB ถูกนำมาใช้ และมีการเปรียบเทียบเทคนิคการแทรกค่าเชิงพื้นที่หลายรูปแบบภายใต้กรอบ GIS เพื่อประเมินประสิทธิภาพในการปรับปรุงความสอดคล้องระหว่างข้อมูลเรดาร์และข้อมูลเครื่องวัดฝนในพื้นที่ภาคกลางของประเทศไทย การวิเคราะห์นี้มุ่งเน้นการประเมินประสิทธิภาพของขั้นตอนหลังการประมวลผลอย่างชัดเจน โดยไม่ได้ปรับเปลี่ยนฟิสิกส์พื้นฐานของการดึงค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ ทั้งนี้เพื่อให้ได้ข้อค้นพบเชิงปฏิบัติที่สะท้อนถึงจุดแข็งและข้อจำกัดของแนวทางการปรับแก้อคติด้วยข้อมูลเครื่องวัดฝนที่นิยมใช้สำหรับการวิเคราะห์อุทกอุตุนิยมวิทยาในระดับเหตุการณ์พายุภายใต้บริบทของภูมิอากาศมรสุมและภูมิประเทศเขตร้อนที่ซับซ้อน

วิทยานิพนธ์ฉบับนี้แบ่งออกเป็นลำดับดังต่อไปนี้ บทที่ 1 ที่มาและความสำคัญของปัญหา วัตถุประสงค์ของการวิจัย คำถามงานงานวิจัย ขอบเขตงานวิจัย นิยามคำศัพท์เฉพาะ บทที่ 2 แนวคิด ทฤษฎี เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง บทที่ 3 พื้นที่ศึกษา ชุดข้อมูลเรดาร์และเครื่องวัดฝน รวมถึงกรอบวิธีการศึกษา นำเสนอขั้นตอนการเตรียมข้อมูลเรดาร์ การประมาณปริมาณฝนด้วย GIS และวิธีการปรับแก้อคติบทที่ 4 ผลการวิเคราะห์ผลของการเตรียมข้อมูลเรดาร์ การประมาณค่าฝนเชิงพื้นที่และประสิทธิภาพของการปรับแก้อคติ รวมถึงการวิเคราะห์แบบการตรวจสอบไขว้ (Cross validation) และบทที่ 5 สรุปผลการศึกษา อภิปรายข้อจำกัดเชิงวิธีวิทยาและประเด็นทางกายภาพที่เกี่ยวข้อง พร้อมทั้งนำเสนอข้อเสนอในการนำประยุกต์ใช้งานด้านอุทกอุตุนิยมวิทยาเชิงปฏิบัติในพื้นที่ภูมิประเทศเขตร้อนที่มีความซับซ้อนและงานวิจัยในอนาคต

1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย

1. เพื่อศึกษาค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศด้วยความสัมพันธ์ Z-R ฝนภาคพื้นดินในช่วงฤดูฝน
2. เพื่อเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศในแต่ละความสัมพันธ์ Z-R ด้วยฝนภาคพื้นดิน

1.3 คำถามงานวิจัย

1. ค่าความต่างฝนเรดาร์กับฝนภาคพื้นดินในแต่ละห้วงเวลามีความแตกต่างกันในเชิงพื้นที่อย่างไรในแต่ละความสัมพันธ์ Z-R
2. การประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบใดที่สามารถลดค่าความต่างเชิงพื้นที่ของฝนเรดาร์ในแต่ละความสัมพันธ์ Z-R ได้มากที่สุด โดยให้ความแตกต่างของผลการปรับแก้ในแต่ละห้วงเวลาที่แตกต่างกัน
3. ลักษณะภูมิประเทศมีอิทธิพลต่อผลของการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่ในแต่ละวิธีอย่างไร

1.4 ขอบเขตการวิจัย

1. ขอบเขตด้านพื้นที่

พื้นที่ศึกษาตั้งอยู่ในบริเวณภาคกลางของประเทศไทย ภายใต้ขอบเขตการตรวจวัดที่มีประสิทธิภาพของเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินสถานีพิษณุโลก ซึ่งดำเนินการโดยกรมอุตุนิยมวิทยา (TMD) โดยสถานีเรดาร์ตั้งอยู่ที่พิกัด 16.78° เหนือ และ 100.22° ตะวันออก ที่ระดับความสูงประมาณ 47 เมตรจากระดับน้ำทะเลปานกลาง (Mean Sea Level: MSL) ขอบเขตการสังเกตของเรดาร์ครอบคลุมพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคเหนือตอนล่างและภาคกลางของประเทศไทย รวมถึงลุ่มน้ำย่อยที่สำคัญในระบบลุ่มน้ำเจ้าพระยา ได้แก่ ลุ่มน้ำปิง วัง ยม น่าน และป่าสัก พื้นที่ดังกล่าวมีลักษณะภูมิประเทศและภูมิอากาศที่มีความหลากหลายและแตกต่างกันอย่างชัดเจน โดยพื้นที่ราบลุ่มน้ำท่วมถึงครอบคลุมบริเวณตอนกลางและตอนใต้ของพื้นที่ศึกษา และมีการใช้ประโยชน์ที่ดินแบบเข้มข้นเพื่อการเพาะปลูกข้าว ขณะที่พื้นที่ภูเขาล้อมรอบขอบเขตพื้นที่ศึกษาในทิศเหนือ ทิศตะวันตก และทิศตะวันออก ความแปรปรวนของปริมาณน้ำฝนในบริเวณนี้ได้รับอิทธิพลอย่างมากจากปฏิสัมพันธ์ระหว่างภูมิประเทศที่ซับซ้อนมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ และพายุหมุนเขตร้อนที่ก่อตัวจากมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก ปัจจัยเหล่านี้ก่อให้เกิดความแตกต่างเชิงพื้นที่ของปริมาณน้ำฝนในระดับสูง และเป็นความท้าทายที่เป็นที่ยอมรับกันโดยทั่วไปต่อการประเมินปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ (QPE) ด้วยการที่ภูมิประเทศที่ซับซ้อนการได้รับอิทธิพลจากพายุโซนร้อนอย่างสม่ำเสมอและการมีเครือข่ายสถานีวัดน้ำฝนที่มีความหนาแน่น พื้นที่ดังกล่าวจึงมีความเหมาะสมอย่างยิ่งสำหรับการประเมินความถูกต้องของปริมาณน้ำฝนที่ได้จากเรดาร์ รวมถึงการทดสอบแนวทางการปรับแก้ความเอนเอียงของข้อมูล (Bias correction) โดยอาศัยข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝน ภายใต้สภาพแวดล้อมที่ได้รับอิทธิพลจากมรสุม

2. ขอบเขตด้านเวลา

ในการศึกษานี้ ได้ทำการศึกษาในช่วงเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญ (Son-Tinh) ที่ก่อตัวขึ้นบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก ทางด้านตะวันออกของประเทศฟิลิปปินส์ เริ่มตั้งแต่ 15 กรกฎาคม 2561 และเคลื่อนผ่านเกาะไหหลำเข้าสู่อ่าวตังเกี๋ยเมื่อวันที่ 18 กรกฎาคม จากนั้นขึ้นฝั่งบริเวณประเทศเวียดนามในวันที่ 19 กรกฎาคม ก่อนที่จะอ่อนกำลังลงเป็นดีเปรสชันและเคลื่อนปกคลุมพื้นที่ตอนบนของประเทศลาวในวันที่ 20 กรกฎาคม ต่อมาได้วกกลับเข้าสู่เวียดนามและทวีกำลังขึ้นอีกครั้งเมื่อวันที่ 22 กรกฎาคม โดยเคลื่อนผ่านเกาะไหหลำในช่วงเย็นวันเดียวกัน และมุ่งหน้าขึ้นฝั่ง

ทางตอนใต้ของจีนในวันที่ 24 กรกฎาคม ซึ่งหลังจากนั้นพายุได้สลายตัวกลายเป็นหย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรงครอบคลุมพื้นที่จีนตอนใต้และเวียดนามตอนบน (Thai Meteorological Department, 2018)

1.5 นิยามคำศัพท์เฉพาะ

1. เรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดิน (Ground-Based Weather Radar) หมายถึง เครื่องมือที่ใช้ในการตรวจวัดอากาศระยะไกล เป็นเครื่องมือสังเกตการณ์ทางอุตุนิยมวิทยาที่ติดตั้งบนพื้นดินสำหรับตรวจจับปริมาณพลังงานสะท้อนกลับ (Reflectivity) จากอนุภาคในบรรยากาศ เช่น หยดฝน หิมะ หรือกลุ่มเมฆ ใช้ในการประเมินโครงสร้างของพายุ และปริมาณฝน

2. ความสัมพันธ์ Z–R (Z–R Relationship) หมายถึง สมการแปลงค่าฝนที่ใช้แปลงค่าระหว่างค่าการสะท้อนเรดาร์ (Z) กับอัตราการตกของฝน (R) โดยสมการมีรูปแบบทั่วไปคือ $Z = aR^b$

3. การประมาณค่าเชิงพื้นที่ (Spatial Interpolation) หมายถึง การสอดแทรกหรือเพิ่มค่าในตำแหน่งที่ไม่มีข้อมูลโดยอาศัยตำแหน่งที่มีข้อมูล

4. การลดค่าความต่างเชิงพื้นที่ (Spatial Difference Correction) หมายถึง กระบวนการลดหรือปรับแก้ความคลาดเคลื่อนของข้อมูลเชิงพื้นที่ระหว่างสองชุดข้อมูล

5. พายุโซนร้อน (Tropical Storm) หมายถึง พายุที่มีความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางอยู่ในช่วง 62-117 กิโลเมตรต่อชั่วโมง มีต้นกำเนิดบริเวณมหาสมุทรในเขตโซนร้อนใกล้เส้นศูนย์สูตร มักก่อให้เกิดฝนตกหนัก ลมกระโชกแรง

6. แบบจำลองความสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model: DEM) หมายถึง ข้อมูลเชิงราสเตอร์ที่แสดงค่าความสูงของพื้นผิว ณ ตำแหน่งและพิกัดเชิงภูมิศาสตร์ในรูปแบบข้อมูลดิจิทัล

7. ระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (Geographic Information System) หมายถึง กระบวนการทำงานเกี่ยวกับข้อมูลเชิงพื้นที่ วิเคราะห์ และแสดงผลข้อมูลที่มีพิกัดเชิงพื้นที่

8. ไลบรารีรหัสเปิด หมายถึง ไลบรารีในภาษาไพทอน ชุดโค้ดหรือเครื่องมือซอฟต์แวร์ที่เผยแพร่พร้อมซอร์สโค้ดให้ผู้ใช้สามารถเข้าถึง ปรับแก้ และนำไปใช้งานได้อย่างเสรีและไม่เสียค่าลิขสิทธิ์ในการใช้ซอฟต์แวร์

บทที่ 2

เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

การศึกษาวิจัยเรื่อง การศึกษาเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาของสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมหลักการ แนวคิด ทฤษฎี เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง โดยมีรายละเอียดในแต่ละข้อดังต่อไปนี้

2.1 ทฤษฎีเกี่ยวกับฝนและการเกิดฝน

2.2 แนวคิดการตรวจวัดฝน

2.3 แนวคิดการตรวจวัดด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยา

2.4 การแสดงผลการตรวจวัดจากเรดาร์ตรวจอากาศ

2.5 หลักการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนในการประมาณค่าฝนจากเรดาร์

2.6 แนวคิดการประมาณค่าเชิงพื้นที่ (Spatial Interpolation)

2.7 แนวคิดภูมิสารสนเทศรหัสเปิดและเรดาร์รหัสเปิด (opensource radar)

2.8 สถิติที่ใช้ในการวิจัย

2.9 เอกสารงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

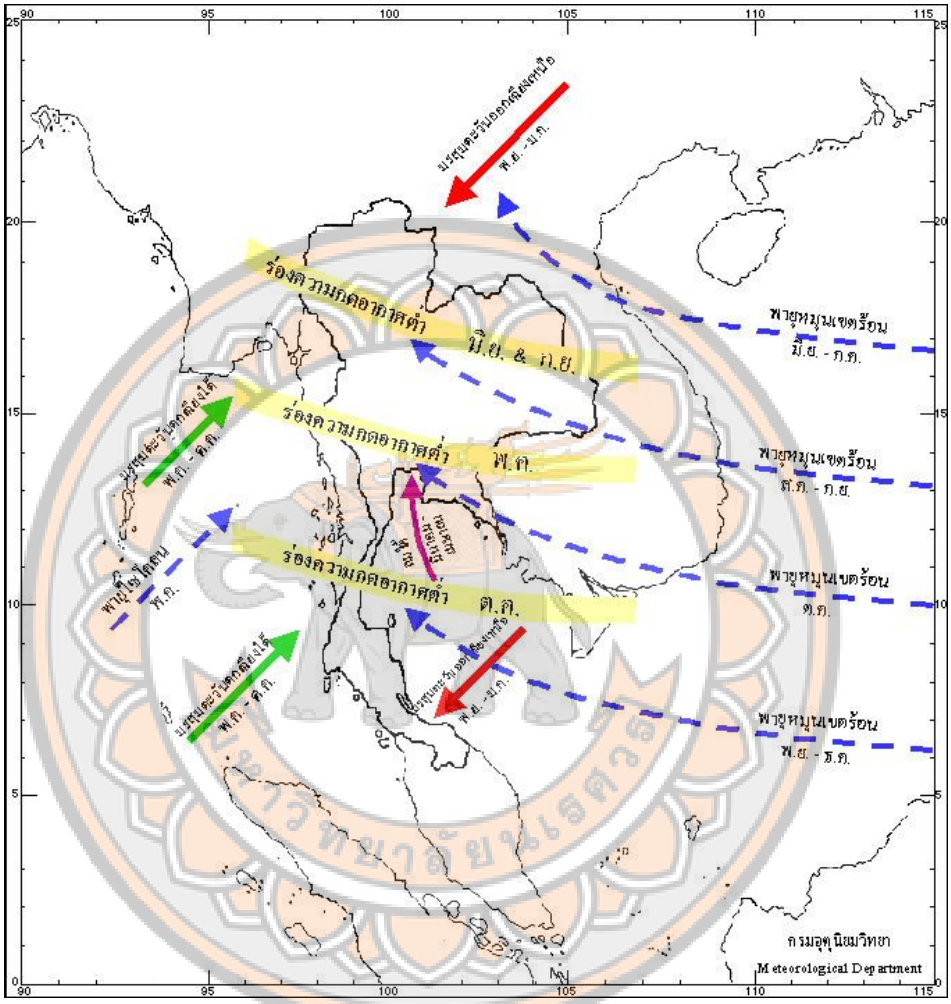
2.1 ทฤษฎีเกี่ยวกับฝนและการเกิดฝน

2.1.1 ลักษณะฝนในประเทศไทยและพื้นที่ศึกษา

ประเทศไทยเป็นประเทศที่มีความอุดมสมบูรณ์ในเรื่องของน้ำ เนื่องจากประเทศไทยตั้งอยู่ในเขตร้อนทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปเอเชีย ระหว่างละติจูด 5° 37’ เหนือ ถึง 20° 27’ เหนือ และระหว่างลองจิจูด 97° 22’ ตะวันออก ถึง 105° 37’ ตะวันออก สภาพภูมิอากาศของประเทศไทยโดยทั่วไปสามารถแบ่งออกได้เป็น 3 ฤดู อธิบายได้ดังภาพ 1

1. ฤดูร้อน เริ่มตั้งแต่กลางเดือนกุมภาพันธ์ไปจนถึงกลางเดือนพฤษภาคม ซึ่งเป็นช่วงที่มีการเปลี่ยนจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ไปเป็นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ สภาวะอากาศจึงร้อนอบอ้าว มีอากาศร้อนและแห้งแล้ง แต่บางครั้งอาจมีมวลอากาศเย็นจากประเทศจีนแผ่ลงมาปกคลุม

ถึงประเทศไทยตอนบน ทำให้เกิดการปะทะกันของมวลอากาศเย็นกับมวลอากาศร้อนที่ปกคลุมอยู่เหนือประเทศไทย ก่อให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองและลมกระโชกแรงหรืออาจมีลูกเห็บตกก่อให้เกิดความเสียหายได้ พายุฝนฟ้าคะนองที่เกิดขึ้นในฤดูนี้มักเรียกอีกอย่างหนึ่งว่า “พายุฤดูร้อน”



ภาพ 1 ทิศทางลมมรสุมและทางเดินพายุหมุนเขตร้อนตำแหน่งร่องความกดอากาศต่ำ

ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา (ม.ป.ป.)

2. ฤดูฝน เริ่มประมาณกลางเดือนพฤษภาคมถึงประมาณกลางเดือนตุลาคม ฤดูนี้จะเริ่มเมื่อมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ซึ่งเป็นลมชื้นพัดปกคลุมประเทศไทย ขณะที่ร่องความกดอากาศต่ำ (แนวร่องที่ก่อให้เกิดฝน) พาดผ่านประเทศไทยทำให้มีฝนชุกทั่วไป ร่องความกดอากาศต่ำนี้ปกติจะเริ่มพาดผ่านภาคใต้ในเดือนเมษายน แล้วจึงเลื่อนขึ้นไปพาดผ่านภาคกลางและภาคตะวันออก ภาคเหนือและตะวันออกเฉียงเหนือ ในเดือนพฤษภาคมและมิถุนายนตามลำดับ ประมาณปลายเดือนมิถุนายน

จะเลื่อนขึ้นไปพาดผ่านบริเวณประเทศจีนตอนใต้ ทำให้ฝนในประเทศไทยลดลงระยะหนึ่งและเรียกว่าเป็น "ช่วงฝนทิ้ง" ซึ่งอาจนานประมาณ 1 - 2 สัปดาห์ หรือบางปีอาจเกิดขึ้นรุนแรงและมีฝนน้อยนานนับเดือนได้ ประมาณเดือนสิงหาคมถึงพฤศจิกายนร่องความกดอากาศต่ำจะเลื่อนกลับลงมาทางใต้พาดผ่านบริเวณประเทศไทยอีกครั้งหนึ่งโดยจะพาดผ่านตามลำดับจากภาคเหนือลงไปภาคใต้ ส่งผลให้ช่วงเวลาดังกล่าวประเทศไทยจะมีฝนชุกต่อเนื่อง ในเดือนสิงหาคมถึงกันยายน จนกระทั่งประเทศไทยก็จะได้รับอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ประมาณกลางเดือน ตุลาคมประเทศไทยตอนบนจะเริ่มมีอากาศเย็นและฝนตกลดลง โดยเฉพาะภาคเหนือและภาค ตะวันออกเฉียงเหนือ เว้นแต่ภาคใต้ยังคงมีฝนชุกต่อไปจนถึงเดือนธันวาคมและมีฝนตกหนักถึงหนักมาก ส่งผลให้เกิดอุทกภัยในภาคใต้ โดยเฉพาะพื้นที่ภาคใต้ฝั่งตะวันออกซึ่งจะมีปริมาณฝนมากกว่าภาคใต้ฝั่งตะวันตก

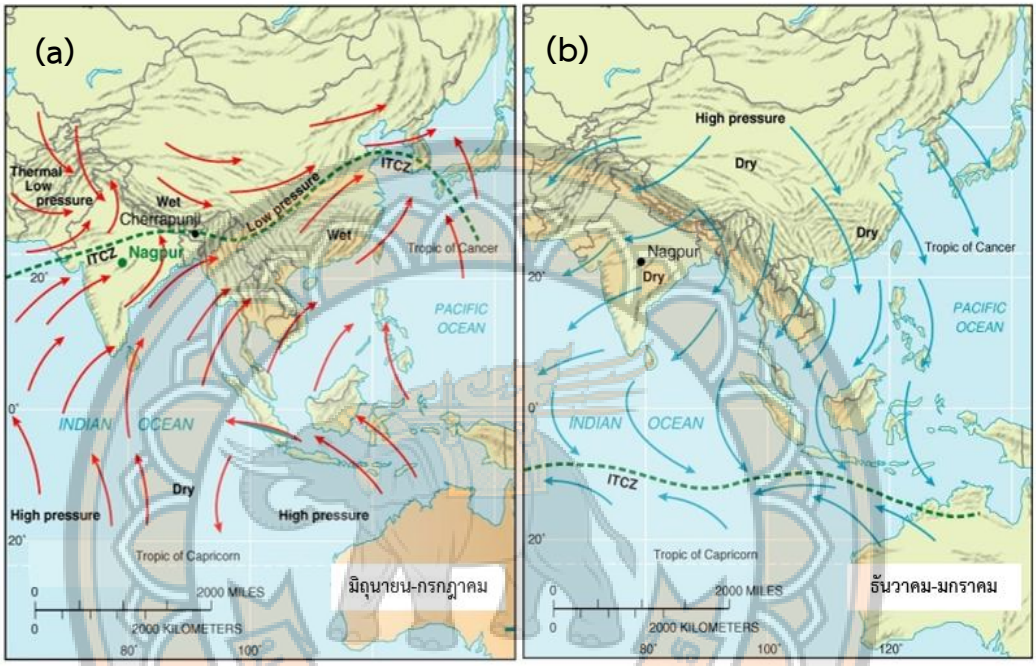
3. ฤดูหนาว เริ่มประมาณกลางเดือนตุลาคมถึงประมาณกลางเดือนกุมภาพันธ์เมื่อมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มพัดปกคลุมประเทศไทยประมาณกลางเดือนตุลาคม ซึ่งจะนำความหนาวเย็นมาสู่ประเทศไทย (กรมอุตุนิยมวิทยา, ม.ป.ป.)

ฝนที่เกิดขึ้นในประเทศไทย เกิดขึ้นได้หลายประการจำแนกประเภทของฝนยังสามารถพิจารณาตามกลไกลการลอยตัวของอากาศที่อยู่ภายใต้อิทธิพลของมรสุมที่เกิดขึ้นในประเทศไทยดังต่อไปนี้

1. ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ลมมรสุมชนิดนี้จะพัดปกคลุมประเทศไทยตั้งแต่กลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม โดยมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้บริเวณมหาสมุทรอินเดียซึ่งพัดออกจากศูนย์กลางเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ และเปลี่ยนเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้เมื่อพัดข้ามเส้นศูนย์สูตร มรสุมนี้จะนำมวลอากาศชื้นจากมหาสมุทรอินเดีย มาสู่ประเทศไทย ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเล และเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่นดังภาพ 2(a)

2. ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ หลังจากหมดอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้แล้วลมมรสุมชนิดนี้เริ่มตั้งแต่กลางเดือนตุลาคมจะมีลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศไทยจนถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ เป็นลมที่มีอิทธิพลมากในช่วงฤดูหนาว ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือแถบประเทศมองโกเลียและประเทศจีน

พัดนำมวลอากาศเย็นและแห้งจากแหล่งกำเนิดปกคลุมประเทศไทย ส่งผลให้มีอากาศหนาวเย็นแห้งแล้ง ท้องฟ้าโปร่ง โดยเฉพาะบริเวณภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนภาคใต้นั้นจะมีฝนตกชุกในฝั่งตะวันออกเนื่องมรสุมนี้นำความชื้นจากอ่าวไทยพัดเข้ามาปกคลุม ดังภาพ 2(b) (กรมอุตุนิยมวิทยา, ม.ป.ป.)



ภาพ 2 เส้นทางมรสุมของ (a) ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (b) ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

ที่มา: ดัดแปลงจาก Christopherson (2001)

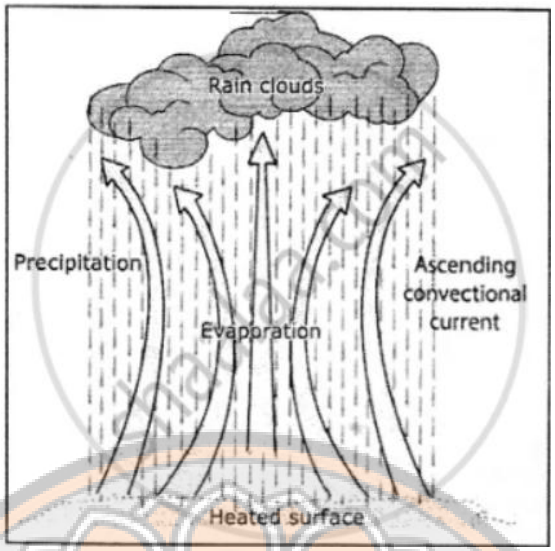
สภาพภูมิอากาศของประเทศไทยในบางครั้งยังได้รับอิทธิพลพายุหมุนเขตร้อนที่มีต้นกำเนิดในมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือด้านตะวันตกและทะเลจีนใต้ ส่วนด้านตะวันตกคืออ่าวเบงกอลและทะเลอันมันโดยพายุมีโอกาสที่จะโดยพายุมีโอกาส เคลื่อนจากมหาสมุทรแปซิฟิกและทะเลจีนใต้ เขาสู่ประเทศไทยทางด้านตะวันออกมากกว่าทางด้านตะวันตก มีลักษณะสภาพอากาศที่รุนแรง สามารถแบ่งเกณฑ์ความรุนแรงของพายุโดยใช้ความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางพายุกำหนดดังต่อไปนี้ (นิตยา หวังวงศ์วิโรจน์, 2551)

- พายุดีเปรสชั่น (Depression) มีความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางไม่ถึง 34 นอตหรือ 63 กิโลเมตรต่อชั่วโมง เป็นพายุที่มีกำลังอ่อนที่สุด (ขั้นก่อตัว) ไม่มีความรุนแรงมากแต่ปกคลุมอยู่เหนือบริเวณใดบริเวณหนึ่งได้นานเป็นหลายวัน
- พายุโซนร้อน (Tropical storm) มีความเร็วลมตั้งแต่ 34 นอต ไม่เกิน 63 นอต หรือ 62-117 กิโลเมตรต่อชั่วโมง เป็นพายุที่มีกำลังปานกลาง เรียกว่า “พายุโซนร้อน” เนื่องจากมีต้นกำเนิดบริเวณมหาสมุทรในเขตโซนร้อนใกล้เส้นศูนย์สูตร
- พายุไต้ฝุ่น (Typhoon) มีความเร็วลม 64 นอต หรือ 118กิโลเมตรต่อชั่วโมงขึ้นไป เป็นพายุที่มีความรุนแรงมาก

2.1.2 ฝนและการเกิดฝน

ฝนหรือน้ำจากอากาศ หมายถึง การที่ไอน้ำที่อยู่ในบรรยากาศซึ่งเย็นตัวลงและควบแน่นรวมกันทำให้มีขนาดโตขึ้นและมีน้ำหนักมากขึ้นจนไม่สามารถลอยอยู่ในบรรยากาศจึงตกลงสู่พื้นดิน มวลน้ำดังกล่าวรวมเรียกว่า Precipitation ตกลงมาสู่พื้นดินในลักษณะต่างๆ ทั้งของเหลว คือ น้ำฝน (Rain) หรือเป็นของแข็งเช่น ลูกเห็บ (Hail) และหิมะ (Snow) เป็นต้น การเกิดฝนสามารถจำแนกได้เป็น 4 ชนิดดังนี้ (นิตยา หวังวงศ์วิโรจน์, 2561) Raghunath (2006) กล่าวว่าการเกิดฝนสามารถจำแนกได้ตามกระบวนการยกตัวของอากาศ ซึ่งมีสาเหตุแตกต่างกันไปตามสภาพภูมิอากาศและภูมิประเทศ โดยทั่วไปแบ่งได้เป็น 4 ประเภท ได้แก่ การยกตัวด้วยการพาความร้อนในแนวดิ่ง การปะทะกันของมวลอากาศ การยกตัวจากภูเขา และการยกตัวจากพายุหมุน

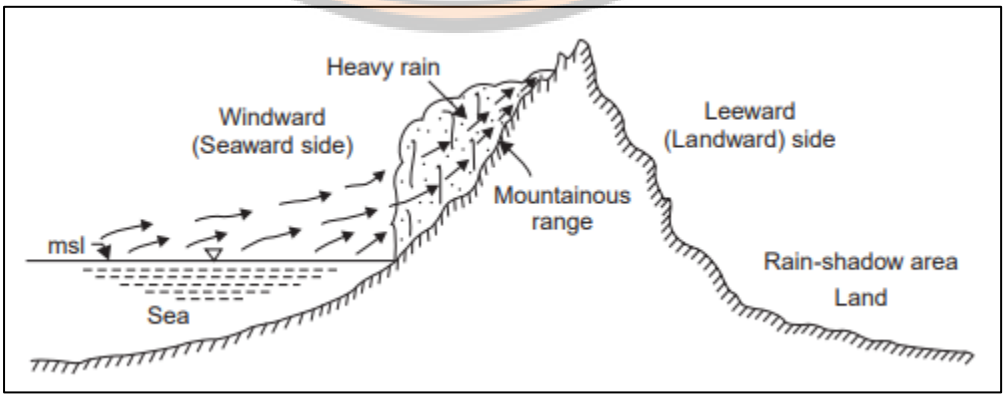
1. ฝนที่เกิดจากการพาความร้อน (Convectional precipitation) ฝนประเภทนี้เกิดขึ้นเนื่องจากมวลอากาศอุ่นลอยตัวสูงขึ้นทำให้อุณหภูมิของอากาศเย็นลงไอน้ำจะกลั่นตัวกลายเป็นเมฆและเกิดเป็นพายุฝนฟ้าคะนอง มักเกิดจากพื้นผิวโลกได้รับพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากันทำให้พื้นดินร้อนมากขึ้นมีการขยายตัวของอากาศ และอุณหภูมิสูงขึ้นอากาศจะลอยตัวขึ้นสู่ท้องฟ้าเบื้องบนดังภาพ 3 อุณหภูมิจะค่อยๆลดลงตามอัตราการลดลงของอุณหภูมิในแนวดิ่งจนถึงอุณหภูมิจุดน้ำค้าง มวลอากาศจะกลั่นตัวเป็นละอองน้ำเล็กๆและตกลงมาเป็นฝน ฝนพาความร้อนมีลักษณะเป็นฝนพายุฝนฟ้าคะนองสามารถแบ่งได้ 3 ระยะได้แก่ ระยะก่อตัว, ระยะเจริญเติบโตเต็มที่, ระยะสลายตัว



ภาพ 3 ฝนที่เกิดจากการพาความร้อน

ที่มา: Raghunath (2006)

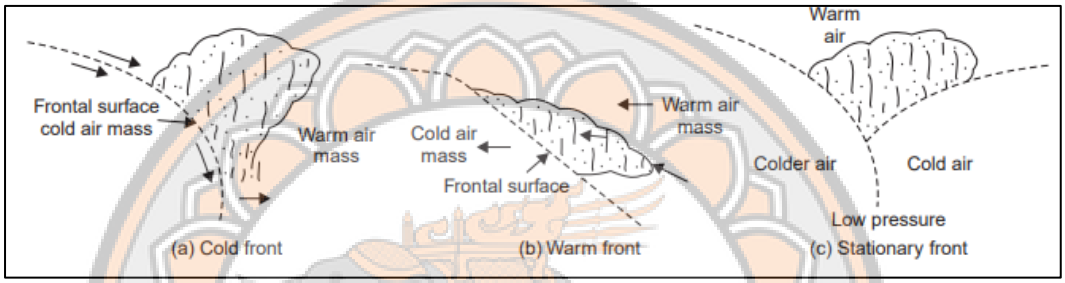
2. ฝนภูเขา (Orographic precipitation) ฝนชนิดนี้เกิดจาก เป็นฝนที่เกิดจากการที่มวลอากาศอนเคลื่อนที่ไปปะทะกับภูเขา ขณะที่มวลอากาศเคลื่อนที่ไปตามลาดเขาอากาศจะเย็นตัวลง ไอน้ำกลั่นนตัวกลายเป็น เมฆ ทำให้เกิดลักษณะของฝนปะทะหน้าเขาเมฆจะก่อตัวในแนวตั้งสูงมาก ทำให้ลักษณะอากาศแปรปรวนมาก ส่วนทางด้านใต้ลม (Leeward side) หรือหลังเขาจะเป็นการจมตัวของอากาศ อุณหภูมิสูงขึ้นและอยู่ในสภาวะที่เสถียรภาพ ลักษณะเช่นนี้ทำให้บริเวณหลังเขาจะแห้งแล้ง ฝนหยุดตกดังภาพ 4



ภาพ 4 ฝนภูเขา

ที่มา: Raghunath (2006)

3. ฝนที่เกิดจากแนวปะทะ (Frontal precipitation) ฝนที่เกิดขึ้นตามแนวพื้นที่รอยต่อระหว่างมวลอากาศ 2 ประเภท ที่มีลักษณะของอากาศต่างกัน เช่น ความกดอากาศ อุณหภูมิ ความชื้น ทิศทางลม เมฆ และน้ำในอากาศที่ต่างกัน ซึ่งมวลอากาศอุ่น (Warm air) มีความหนาแน่นน้อยและความชื้นมากกว่ามวลอากาศเย็น (Cold air) จึงทำให้เมื่อมวลอากาศทั้ง 2 ปะทะกันมวลอากาศอุ่นลอยตัวขึ้นเหนือมวลอากาศเย็นเสมอดังภาพ 5 สามารถแบ่งประเภทได้ 4 ประเภท 1. แนวปะทะมวลอากาศร้อน (Warm front) 2. แนวปะทะมวลอากาศเย็น (Cold front) 3.แนวปะทะมวลอากาศรวม (Occluded front) 4. แนวปะทะมวลอากาศคงที่ (Stationary front)



ภาพ 5 ฝนที่เกิดจากแนวปะทะ

ที่มา: Raghunath (2006)

4. ฝนจากพายุหมุนเขตร้อน (Cyclonic precipitation) เป็นฝนที่เกิดจากอิทธิพลของพายุหมุนเขตร้อนลักษณะของพายุหมุนเขตร้อนจะมีลมพัดเวียนเข้าหาศูนย์กลางคล้ายวงก้นหอยที่ศูนย์กลางพายุเป็นบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำสุด พายุหมุนเขตร้อนจะมีความกดอากาศต่ำมากที่ศูนย์กลางพายุ จึงมีเมฆชั้นต่ำก่อตัวในแนวดิ่งหนาแน่นโดยรอบ เมื่อพายุนี้เคลื่อนผ่านไปที่ใดจะทำให้ที่นั่นมีฝนตกหนักหรือหนักมากติดต่อกันหลายวัน และมีลมแรง ฝนที่ตกจะเป็นฝนที่ตกในบริเวณกว้างและมีปริมาณมาก

2.2 การตรวจวัดฝน

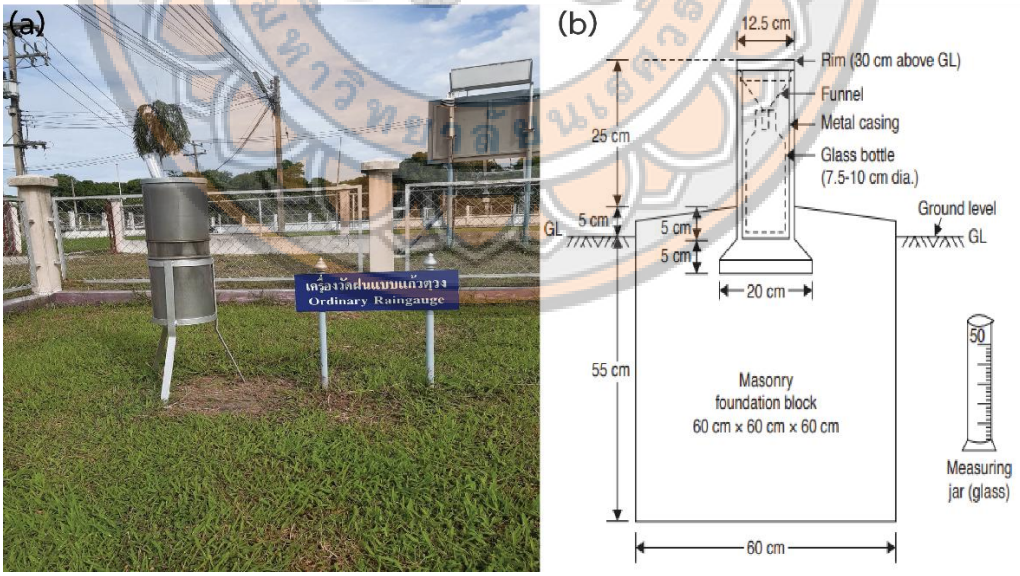
การตรวจวัดฝนสามารถแบ่งการตรวจวัดน้ำฝนได้ 3 ประเภท ได้แก่ 1.การตรวจวัดฝนด้วยเครื่องตรวจวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน (Rain gauge) 2.การตรวจวัดฝนด้วยเรดาร์ตรวจอากาศ (Ground based weather radar station) และ3.การตรวจวัดฝนด้วยดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา (Weather satellite) เป็นการตรวจวัดฝนเฉพาะจุดในส่วนการการตรวจวัดฝนด้วยเรดาร์ตรวจอากาศ และการ

ตรวจวัดฝนด้วยดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาเป็นการตรวจวัดที่สามารถบอกได้ถึงปริมาณฝนที่กระจายอยู่ตามพื้นที่และเวลาต่างๆ ซึ่งมีรายละเอียดของการตรวจวัดฝนลักษณะต่างๆดังนี้ (สุจริต คูณธนกุลวงศ์ และคณะ, 2550)

2.2.1 การตรวจวัดฝนด้วยเครื่องตรวจวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน

สามารถแบ่งเครื่องมือในการตรวจวัดฝนได้ 2 ชนิด ได้แก่ เครื่องวัดน้ำฝนแบบไม่บันทึกข้อมูลต่อเนื่อง (Non-recording rain gauge) และเครื่องวัดน้ำฝนแบบบันทึกข้อมูลต่อเนื่อง (recording rain gauge)

1. เครื่องวัดน้ำฝนแบบไม่บันทึกข้อมูลต่อเนื่อง (Non-recording rain gauge) ลักษณะเป็นกระบอกตวง ดังภาพ 6 ใช้วัดปริมาณฝนที่ตกลงมาในแต่ละครั้งเท่านั้น ไม่สามารถวัดข้อมูลปริมาณฝนอย่างต่อเนื่องได้ ข้อมูลฝนที่ได้จึงเป็นปริมาตรฝนที่ตกลงในภาชนะต่อช่วงเวลาที่มีการเก็บข้อมูล และมีขนาดมาตรฐานขนาด 8 นิ้วตามที่หน่วยงานทางภูมิอากาศของสหรัฐอเมริกา (U.S. National Weather Service) กำหนดเป็นที่นิยมกันแพร่หลาย

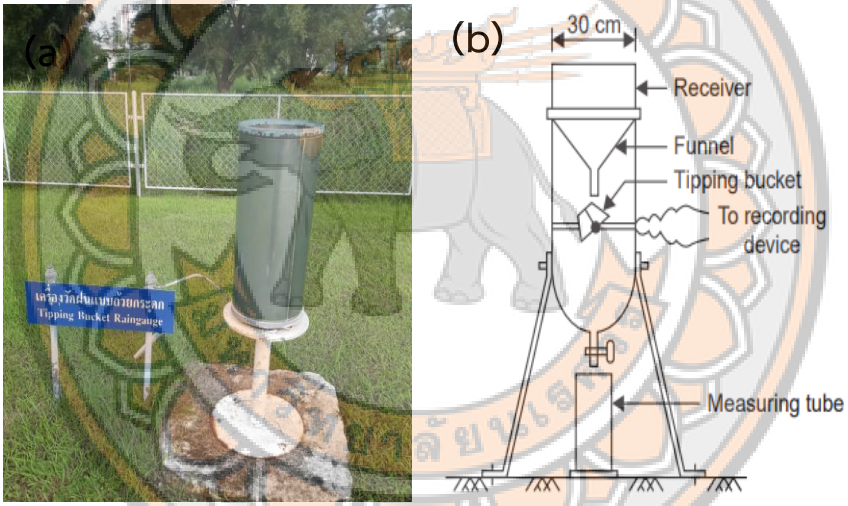


ภาพ 6 เครื่องวัดน้ำฝนแบบแก้วตวงมาตรฐานขนาด 8 นิ้ว (Standard 8-inch Rain Gauge)

ที่มา: (a) ภาพจากผู้วิจัย (2563) (b) Raghunath (2006)

2. เครื่องวัดน้ำฝนแบบบันทึกข้อมูลต่อเนื่อง (Recording rain gauge) ลักษณะเป็นเครื่องมือที่สามารถบันทึกปริมาณฝนตามเวลาได้อย่างต่อเนื่อง โดยจะบันทึกค่าปริมาณฝนที่ตกลงมาใน ภาชนะต่อหน่วยเวลาที่กำหนดซึ่งเครื่องแบบบันทึกข้อมูลต่อเนื่อง เครื่องวัดน้ำฝนแบบบันทึกต่อเนื่องที่นิยมใช้ในงานอุทกวิทยามี 3 ชนิด ได้แก่ เครื่องวัดน้ำฝนแบบถ้วยกระดก (Tipping bucket rain gauge) เครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก (Weighting bucket rain gauge) เครื่องวัดน้ำฝนแบบลูกลอย (Float type rain gauge)

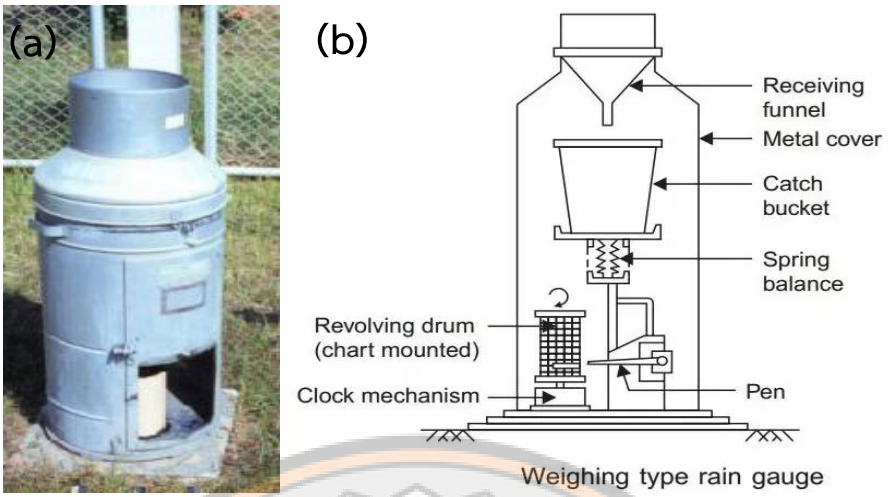
2.1 เครื่องวัดน้ำฝนแบบถ้วยกระดก (Tipping bucket rain gauge) หลักการของเครื่องวัดน้ำฝนแบบถ้วยกระดกจะปล่อยให้น้ำฝนที่ตกลงมาผ่านที่รับน้ำฝนจากนั้นไหลผ่านกรวยลงสู่ถ้วยกระดกที่มี 2 ข้างตวงเต็มน้ำฝนได้ 0.25 มิลลิเมตรดังภาพ 7



ภาพ 7 (a) เครื่องวัดน้ำฝนแบบถ้วยกระดก (b) ส่วนประกอบอุปกรณ์เครื่องวัดแบบถ้วยกระดก

ที่มา: (a) ภาพจากผู้วิจัย (2563) (b) Raghunath (2006)

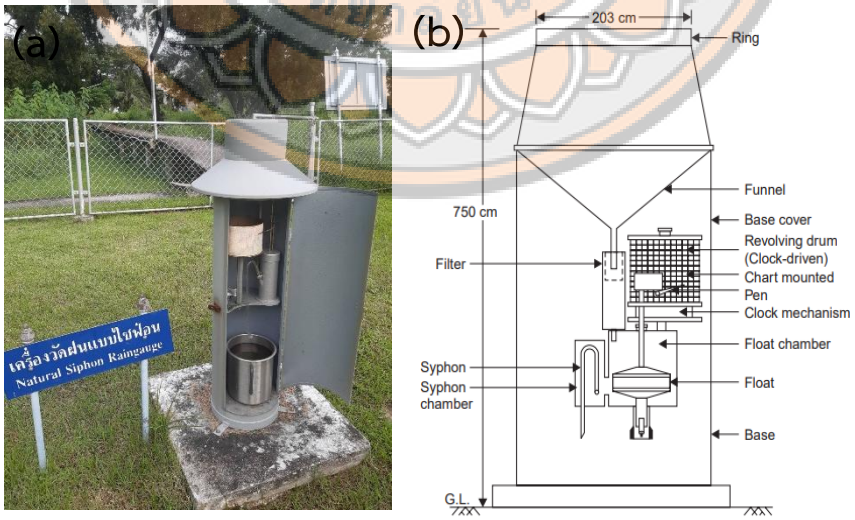
2.2 น้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก (Weighting bucket rain gauge) หลักการของเครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก เมื่อน้ำฝนตกลงมาผ่านที่รองรับน้ำฝนและกรวยรับน้ำฝนลงสู่ถังชั่งน้ำหนักน้ำฝน สะสมปริมาณเพิ่มขึ้นถังจะกดจานเครื่องชั่งไปบันทึกข้อมูลผ่านระบบกลไกลสปริงโดยปลายปากกาจะบันทึกข้อมูลลงบนกระดาษกราฟ ข้อเสียเครื่องวัดน้ำฝนชนิดนี้จะต้องค่อยตรวจสอบเช็คปริมาณน้ำในถังเสมอเพื่อเทน้ำออกเนื่องจากไม่มีระบบระบายน้ำออกดังภาพ 8



ภาพ 8 (a) เครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก (b) ส่วนประกอบอุปกรณ์เครื่องวัดแบบชั่งน้ำหนัก

ที่มา: (a) ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ (ม.ป.ป.) (b) Raghunath (2006)

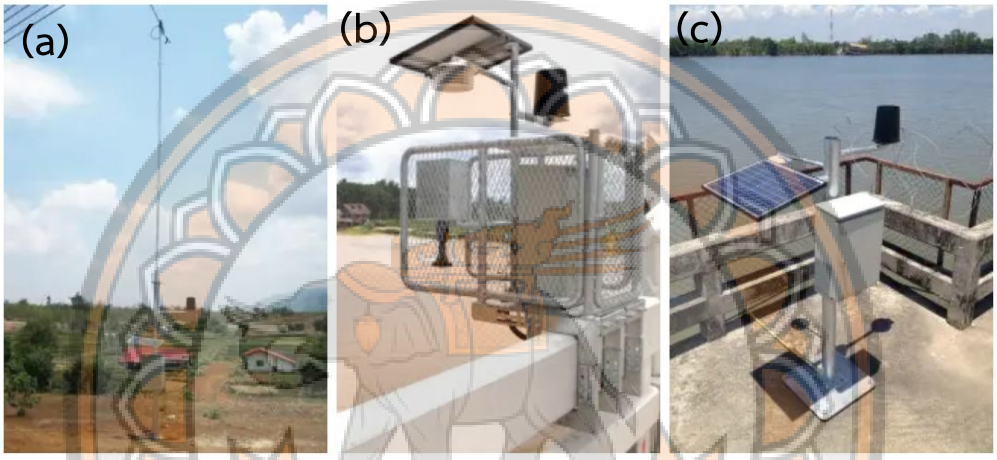
2.3 เครื่องวัดน้ำฝนแบบลูกลอยหรือแบบไซฟอน (Float type rain gauge) หลักการทำงานเครื่องวัดน้ำฝนแบบลูกลอย เมื่อน้ำฝนตกลงมาผ่านที่รองรับน้ำฝนและกรวยรับน้ำฝน น้ำในถังรับน้ำฝนจะสูงขึ้น ทำให้ลูกลอยที่มีก้านต่อกับปากกาที่บันทึกผลลงบนแผ่นกราฟ เมื่อระดับน้ำสูงถึงส่วนบนสุดของท่อกาลักน้ำไหลผ่านท่อกาลักน้ำ ระดับน้ำลูกลอยและปลายปากกาจะลดลงถึงระบบท่อกาลักน้ำจะหยุดทำงานทำการวัดเป็นวงจรไปเรื่อย ๆ ดังภาพ 9



ภาพ 9 (a) เครื่องวัดน้ำฝนแบบลูกลอย (b) อุปกรณ์เครื่องวัดน้ำฝนแบบลูกลอย

ที่มา: : (a) ภาพจากผู้วิจัย (2563) (b) Raghunath (2006)

2.4 เครื่องวัดแบบดิจิตอล (Tipping rain gauge) มีเซ็นเซอร์วัดน้ำฝนที่เก็บและวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝน สามารถเทน้ำทิ้งได้อัตโนมัติ และส่งข้อมูลแบบไร้สายได้ไกลมากกว่า 100 เมตร จากหน้าจอแสดงผล เชื่อมต่อกับคอมพิวเตอร์และแอปพลิเคชันเชื่อมต่อกับอินเตอร์เน็ต ฟังก์ชันการทำงานของเครื่องมือวัดปริมาณน้ำฝนอยู่ในรูปแบบของเครื่องวัดสภาพอากาศที่สามารถวัดความเร็วลม ทิศทาง ปริมาณน้ำฝนอุณหภูมิและความชื้นได้ในตัว เรียกเครื่องมือประเภทนี้ว่า Weather station หรือเครื่องมือวัดสภาพอากาศดังภาพ 10



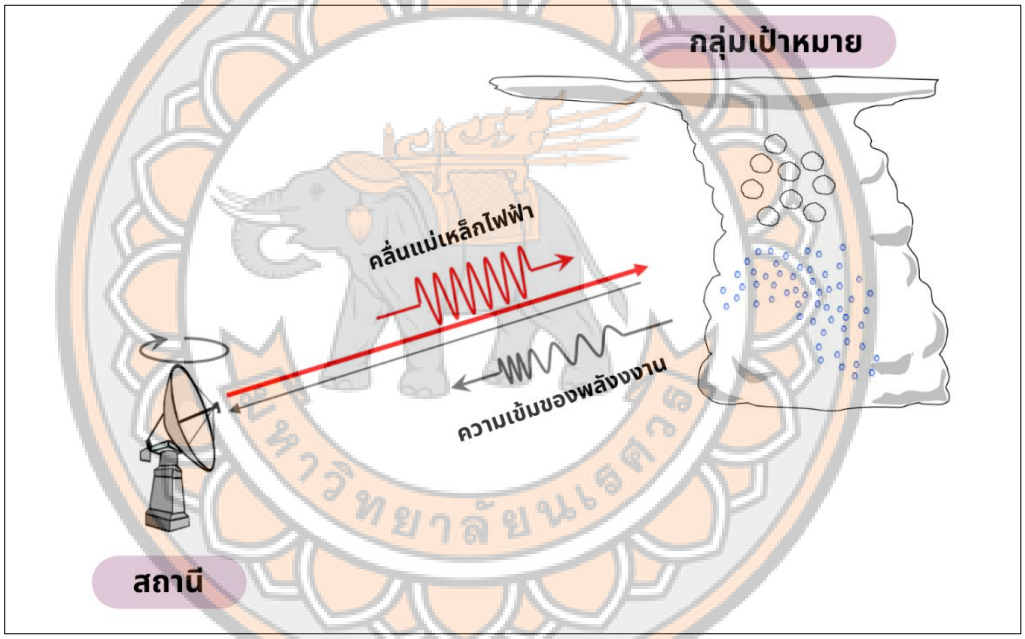
ภาพ 10 (a) โทรมาตรตรวจวัดสภาพอากาศอัตโนมัติ (b) โทรมาตรตรวจวัดระดับน้ำอัตโนมัติ (c) โทรมาตรตรวจวัดคุณภาพน้ำความเค็ม

ที่มา: สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน) (2019)

ข้อดีและข้อจำกัดของการใช้เครื่องมือวัดฝนภาคพื้นดิน ณัฐพล อารีรัชชกุลและคณะ (2563) กล่าวว่า ข้อดีข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่วัดได้จากฝนที่ตกลงสู่พื้นโดยตรง จะให้ค่าที่มีความถูกต้องค่อนข้างสูงเป็นวิธีการตรวจวัดปริมาณน้ำฝนที่สะดวกในการอ่านและเก็บข้อมูล ในส่วนของข้อจำกัด เป็นข้อมูลที่ได้เพียงตำแหน่งเดียว อุปกรณ์มีราคาสูง นอกจากนี้ยังสามารถเกิดความคลาดเคลื่อนจากการตรวจวัด เกิดได้จากอุปกรณ์การวัดและการอ่านค่าจากผู้เก็บข้อมูล ตำแหน่งในการติดตั้งที่ไม่เหมาะสม

2.2.2 การตรวจวัดฝนด้วยเรดาร์ตรวจอากาศ

เรดาร์ตรวจอากาศ (Weather radar) เป็นเครื่องมือที่ใช้ในการตรวจวัดอากาศระยะไกล เรดาร์ตรวจอากาศ จะคลื่นในรูปแบบของพลังงานแม่เหล็กไฟฟ้าดังภาพ 11 จากจานสายอากาศไปกระทบเป้าหมาย เช่น กลุ่มเมฆ กลุ่มฝน ต้นไม้ ภูเขา อาคาร เป็นต้น จึงเกิดการสะท้อนกลับ (Reflection) ในรูปแบบของพลังงานสะท้อนกลับที่เป็นสัญญาณจากเป้าหมาย (Target signal) ที่สะท้อนกลับ (Return power) ซึ่งจะปรากฏบนจอเรดาร์ (Radarscope) เป็นสัญญาณการสะท้อน (Echo) หรือความเข้มสะท้อน (Echo intensity) ตามขนาดที่ตรวจวัดได้ (สุจริต คูณธนกุลวงศ์และคณะ, 2550)



ภาพ 11 หลักการทำงานของเรดาร์ตรวจอากาศ

ที่มา: ภาพจากผู้วิจัย (2565)

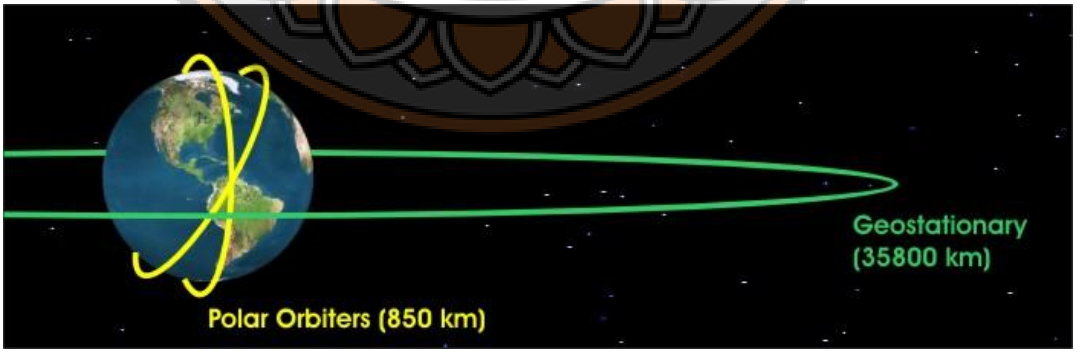
2.2.3 การตรวจวัดฝนด้วยดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา

ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา (Meteorological satellite) เป็นเครื่องมือตรวจอากาศได้ทุกเวลาและพื้นที่บริเวณกว้าง หลักการตรวจวัดฝนด้วยดาวเทียมจะคล้ายกับสถานีเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินแต่จะแตกต่าง ในเรื่องของตำแหน่งของเครื่องตรวจวัดสามารถตรวจวัดข้อมูลอากาศในที่เข้าถึงได้ยากและในมหาสมุทร ข้อมูลที่ได้ประกอบไปด้วยค่ารังสีดวงอาทิตย์ อุณหภูมิของชั้น

บรรยากาศ ณ ระดับความสูงต่าง ๆ จำนวนและความสูงของเมฆที่ลอยอยู่ในท้องฟ้า อุณหภูมิและค่าการสะท้อนแสงของวัตถุที่ผิวพื้น สำหรับภาพถ่ายดาวเทียมที่ถ่ายเมฆจากดาวเทียม สามารถใช้ทำนายและเตือนภัยสภาพอากาศและเฝ้าระวังป้องกันภัยสามารถแบ่งได้ 2 ประเภท ได้แก่ ดาวเทียมชนิดวงโคจรค้างฟ้า (Geostationary Meteorological Satellite) และดาวเทียมวงโคจรผ่านขั้วโลก (Polar-Orbit Satellite) โดยมีรายละเอียดดังนี้ (สุจริต คูณธนกุลวงศ์และคณะ, 2550)

1. ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาชนิดวงโคจรสูง (ค้างฟ้า) (Geostationary meteorological satellite) ดาวเทียมดังกล่าว มีความสูงจากพื้นดินประมาณ 35,800 - 36,000 กิโลเมตร โคจรไปในทิศทางเดียวกับการหมุนของโลกและใช้เวลา 24 ชั่วโมงในการโคจรรอบโลกซึ่งเท่ากับการหมุนรอบตัวเองของโลก ดังภาพ 12 ดังนั้นตำแหน่งของดาวเทียมจึงมีความสัมพันธ์กับตำแหน่งบนพื้นโลก ดังตัวอย่างดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบค้างฟ้า เช่น GOES-W, GOES-E, METEOSAT และINSAT

2. ดาวเทียมวงโคจรผ่านใกล้ขั้วโลก (Polar-orbit satellite) ดาวเทียมดังกล่าวเป็นดาวเทียมที่มีแนวการโคจรผ่านใกล้ขั้วโลกเหนือและขั้วโลกใต้ ความสูงจากพื้นประมาณ 850 - 880 กิโลเมตรซึ่งจะเคลื่อนที่ตามแนวเหนือใต้ ดังภาพ 12 โคจรรอบโลกประมาณ 14 รอบหรือประมาณ 102 นาทีต่อ 1 รอบ ข้อมูลที่ได้มีลักษณะเป็นแถบของข้อมูล (Track) ตามแนวการเคลื่อนที่ของดาวเทียวที่พาดผ่านตัวอย่างดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบวงโคจรผ่านขั้วโลก เช่น NOAA, LANDSAT, -SPOT, TRMM และGPM



ภาพ 12 วงโคจรดาวเทียมชนิดดาวเทียมค้างฟ้าและดาวเทียมวงโคจรผ่านใกล้ขั้วโลก

ที่มา: Penn State Meteorology Department (n.d.)

2.3 แนวคิดการตรวจวัดด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยา

2.3.1 ความหมายของเรดาร์ตรวจอากาศ

เรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินเป็นระบบเครื่องมือทางไฟฟ้าอิเล็กทรอนิกส์ที่ใช้สำหรับการตรวจวัดสภาพอากาศในระยะไกล สามารถตรวจวัดพายุฝนฟ้าคะนอง ความเข้มหรือวัดปริมาณฝน ความเร็วของการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝน (Radial velocity) และบอกถึงระดับความรุนแรงของกลุ่มฝนได้ โดยการส่งสัญญาณคลื่นวิทยุเรดาร์ตรวจอากาศ จะทำการส่งคลื่นวิทยุเป็นจังหวะในช่วงเวลาสั้นๆ ใน ลักษณะลำคลื่นมุมแคบ ๆ เมื่อลำคลื่นดังกล่าวกระทบกับกลุ่มฝนหรือสิ่งกีดขวางจะสะท้อนกลับมายังจานสายอากาศ เข้าสู่เครื่องรับเพื่อนำมาใช้ในการประมวลผลสัญญาณก่อนที่จะถูกส่งไปแสดงข้อมูลบนจอภาพเรดาร์ต่อไป เหตุผลที่ใช้เรดาร์ตรวจอากาศในการศึกษาเนื่องจากเรดาร์เป็นเทคโนโลยีเดียวที่สามารถสังเกตการณ์เพื่อตรวจวัดโครงสร้างภายในของตัวพายุได้ มีระยะเวลาของการตรวจวัดที่มีความถี่สูงทำให้ตรวจวัดได้สม่ำเสมอเป็นประโยชน์ต่อการเฝ้าระวังเพื่อติดตามสภาพลมฟ้าอากาศที่รุนแรงอย่างมีประสิทธิภาพได้และยังสามารถเตือนภัยต่อเหตุการณ์กระแสลมแรงขนาดเล็กที่เป็นกระแสอากาศไหลลงมาจากพายุเมฆฝนลงมากระทบพื้นโลกอย่างรุนแรงต่อกิจการการบิน นอกจากนี้นักอุตุนิยมวิทยาและผู้ที่เกี่ยวข้องได้มีการนำข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศมาใช้จำแนกชนิดของหยาดน้ำฟ้าเพื่อติดตามคาดการณ์ตั้งแต่การเกิดไปจนถึงการสลายตัวและชนิดของลักษณะอากาศ

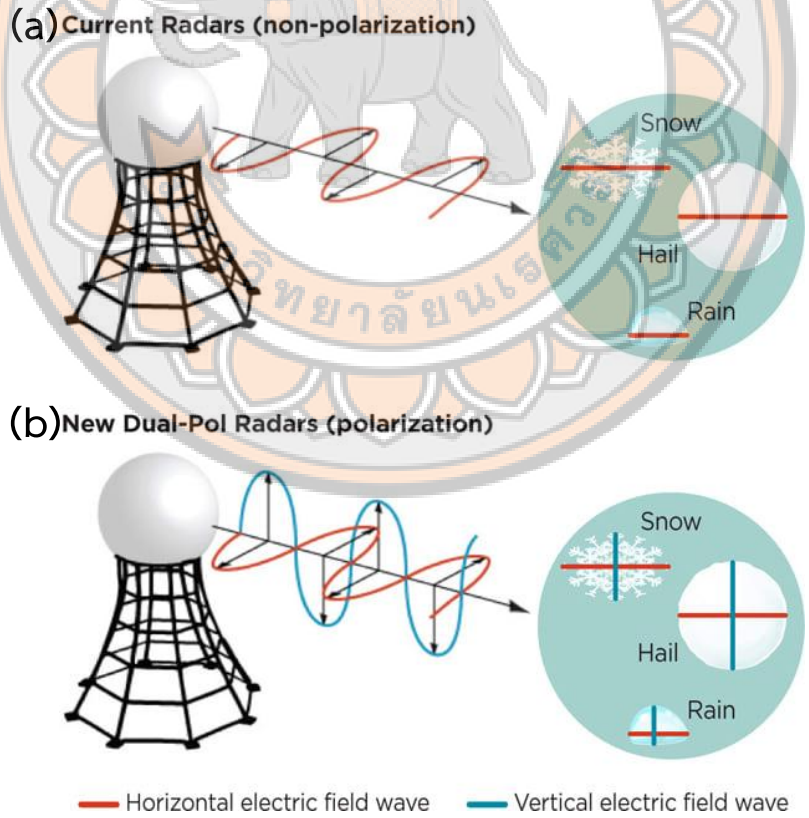
2.3.2 ลักษณะและประเภทของเครื่องตรวจวัดข้อมูลฝนด้วยเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศ

1. สถานีเรดาร์ตรวจอากาศแบบดั้งเดิม (Conventional weather radar) เป็นสถานีเรดาร์ตรวจอากาศสามารถคำนวณหาค่าตำแหน่งของฝนหรือสิ่งกีดขวางอื่นๆ (เช่นลูกเห็บ หิมะ) และความเข้มหรือความหนาแน่นของสิ่ง กีดขวางนั้นๆ โดยการหาตำแหน่งสามารถทำได้โดยจับเวลาการเดินทางไปกลับของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าซึ่งมีความเร็วเท่าความเร็วแสง เพื่อใช้คำนวณหาระยะของห่างของกลุ่มฝนจากสถานีเรดาร์ เมื่อนำไปวิเคราะห์กับมุมใน แนวระนาบ (Azimuth) และแนวดิ่ง (Elevation angle) ของจานรับส่งสัญญาณ จะสามารถหาตำแหน่งของกลุมฝนนั้นๆได้ ในขณะเดียวกันก็จะทราบความหนาแน่นของกลุ่มฝนจากความเข้มของสัญญาณที่รับได้อีกด้วยดังภาพ 13(a)

2. สถานีเรดาร์ตรวจอากาศแบบดอปเปอร์ (Doppler weather radar) เป็นสถานีเรดาร์ที่สามารถหาตำแหน่งและความเข้มของกลุ่มฝนได้แล้วยังสามารถตรวจวัดความเร็วการเคลื่อนที่ได้ว่า

กลุ่มฝนมีการเคลื่อนที่เข้าหรือออกจากสถานีเรดาร์การเคลื่อนที่ที่ได้นี้เรียกว่า ความเร็วในแนวรัศมี (Radial velocity) การหาความเร็วดังกล่าวนี้อาศัยหลักการของปรากฏการณ์ดอปเปอร์ (Doppler effect) ความถี่ของคลื่นจะเพิ่มขึ้นเมื่อวัตถุเคลื่อนที่เข้าหาผู้สังเกตและลดลงเมื่อวัตถุเคลื่อนที่ออกจากผู้สังเกต

3. สถานีเรดาร์แบบดอปเปอร์โพล่าไลเซชั่น (Polarization doppler weather radar) สถานีเรดาร์ตรวจอากาศแบบดอปเปอร์ เป็นเรดาร์ที่สามารถหาตำแหน่งความเข้มและความเร็วการเคลื่อนที่ของสิ่งกีดขวางได้ และได้เพิ่มประสิทธิภาพในการจำแนกชนิดของสิ่งกีดขวาง ให้มีความถูกต้องมากขึ้น ประกอบไปด้วยคลื่นไฟฟ้าสองแนวแกน ได้แก่ แกนแนวนอน (Horizontal polarization) และแกนแนวตั้ง (Vertical polarization) แต่ละแนวแกนสามารถสะท้อนหรือกระเจิงแสงจากสิ่งกีดขวางที่มีรูปร่างต่างกันได้ไม่เหมือนกัน ดังนั้นจึงสามารถใช้แยกชนิดของหยาดน้ำฝนแต่ละชนิดซึ่งมีลักษณะเป็นทรงกลมออกจากหยดน้ำซึ่งเป็นวงรีได้ดังภาพ 13(b)



ภาพ 13 (a) สถานีเรดาร์ตรวจอากาศแบบดั้งเดิม (b) สถานีเรดาร์แบบดอปเปอร์โพล่าไลเซชั่น

ที่มา: MN Chaser (2025)

2.3.3 ระบบการทำงานของเครื่องตรวจอากาศกรมอุตุนิยมวิทยา

ระบบการทำงานของเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศจะประกอบด้วยส่วนสำคัญ 4 ส่วนดังตาราง 1

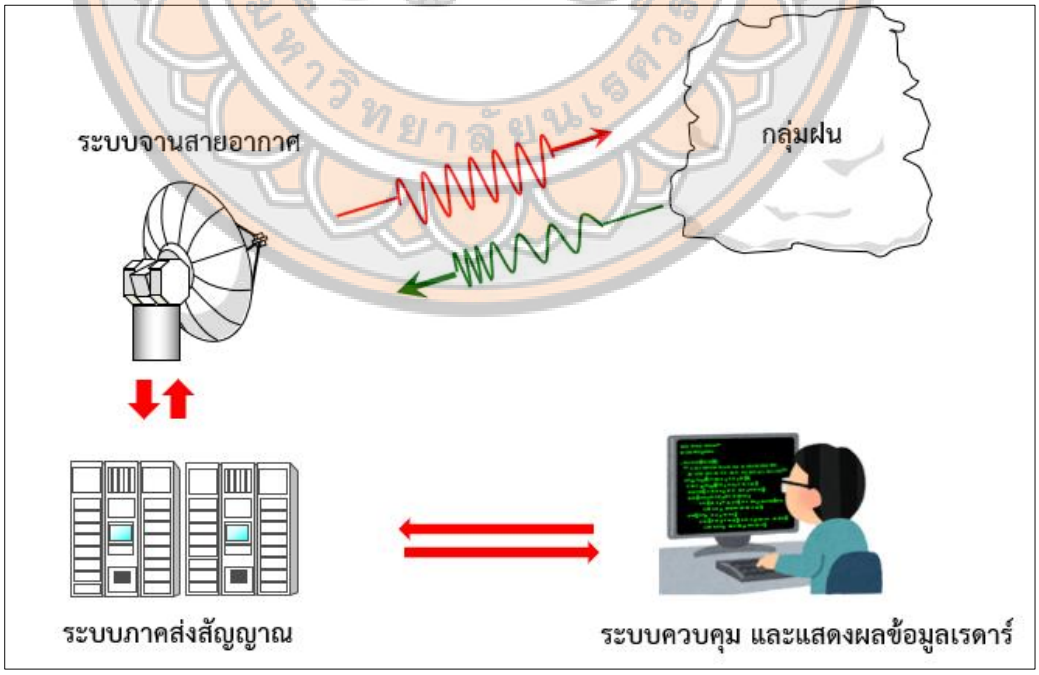
ตาราง 1 ระบบการทำงานของเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา

ระบบการทำงาน	อธิบายความหมาย
ระบบภาคส่งสัญญาณ (Transmitter)	เป็นส่วนที่ทำการสร้างสัญญาณคลื่นวิทยุ (สัญญาณเรดาร์) ในช่วงความถี่ที่ (C-Band, S-Band) ประกอบด้วยส่วนประกอบสำคัญได้แก่ หลอดผลิตความถี่วิทยุ (Magnetron) และระบบไฟฟ้าแรงสูง (High Voltage)
ระบบภาครับสัญญาณ (Receiver)	ทำหน้าที่รับและขยายสัญญาณสะท้อนกลับให้มีขนาดความแรงของสัญญาณที่เพียงพอเพื่อใช้ในการประมวลผลข้อมูลต่อไป
ระบบจานสายอากาศ (Antenna system)	เป็นระบบที่มีการเชื่อมต่อกับทั้งระบบภาคส่งและระบบภาครับสัญญาณ สัญญาณคลื่นวิทยุที่สร้างออกมาจากภาคส่งจะถูกส่งต่อไปยังระบบจานสายอากาศเพื่อส่งสัญญาณคลื่นวิทยุสู่บรรยากาศจากนั้นระบบจานสายอากาศจะรอรับสัญญาณสะท้อนกลับเพื่อส่งต่อไปยังระบบภาครับสัญญาณ
ระบบควบคุม และแสดงผลข้อมูลเรดาร์ (Controls and display)	ระบบควบคุมจะสั่งการทั้งระบบภาคส่ง/รับและระบบจานสายอากาศเพื่อให้ทำงานตามต้องการและระบบประมวลผลข้อมูลจะทำการเปรียบเทียบข้อมูลที่ได้จากระบบภาครับเทียบกับระบบภาคส่งสัญญาณเพื่อใช้ในการประมวลผลสัญญาณต่อไป

ที่มา: ดัดแปลงจากศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง (2560)

2.3.4 หลักการพื้นฐานของการตรวจวัดด้วยเรดาร์ตรวจอากาศ

ค่าการสะท้อนเรดาร์ (Radar reflectivity) ซึ่งไม่สอดคล้องในทางเทคนิคมากนักค่าแฟกเตอร์การสะท้อนเรดาร์ คือ ค่าเชิงปริมาณที่นำมาแสดงบนภาพเรดาร์ นอกจากนั้นดอปเปอร์เรดาร์เป็นค่าที่วัดเฟสของสัญญาณสะท้อนกลับที่ได้รับจากความเร็วแนวรัศมี (Radial velocity) ที่ใช้วัดการเคลื่อนที่ของวัตถุที่กำลังเคลื่อนที่เข้าหาหรือกำลังเคลื่อนที่ออกไปเรดาร์ที่มีความหลากหลายเรดาร์โพลาไรเซชันจะตรวจวัดสถานะของโพลาไรเซชันของสัญญาณที่สะท้อนกลับมาและจากการตรวจวัดคุณสมบัติของวัตถุที่ได้จากขนาดส่วนประกอบและรูปร่าง แม้ว่าเราจะมุ่งศึกษาวัตถุทางอุตุนิยมวิทยา เช่น หยดน้ำฝนหรือเกล็ดหิมะข้อควรคำนึงที่สำคัญ นั่นคือเรดาร์อุตุนิยมวิทยา ไม่ได้แยกวัตถุทางอุตุนิยมวิทยาออกจากวัตถุอื่น โดยพบว่าสัญญาณที่กระเจิงกลับจากลำบีมเรดาร์จะมีค่าการ ปะปนสัญญาณที่มาจากหลากหลายวัตถุ ได้แก่ เครื่องบิน อาคาร ภูเขา แมลง นก ค้างคาว เป็นต้น วัตถุดังกล่าวเรียกว่า เป้า (Target) เป็นศัพท์ที่ใช้ในยุคการทหาร ส่วนสัญญาณกระเจิงกลับที่ได้รับจากเป้าจะเรียกว่า เอคโค (Echoes) ในภาคปฏิบัติพบว่ามีการใช้เรียกแทนค่าการสะท้อนเรดาร์ด้วยคำนี้เมื่อได้รับสัญญาณกลับมาแล้วที่จานสายอากาศแล้วนั้น ข้อมูลจะถูกส่งเข้าสู่ระบบควบคุมภาคพื้นและแสดงผลข้อมูลดังแสดงภาพ 14 (นัฐพล มหาวิค, 2567)



ภาพ 14 แผนผังแสดงการทำงานของเรดาร์ตรวจอากาศ

ที่มา: ดัดแปลงจากศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง (2560)

เรดาร์ใช้ความถี่คลื่นไมโครเวฟที่สามารถทะลุทะลวงผ่านตัวพายุและเมฆได้ ทำให้เห็นถึงโครงสร้างภายในของระบบพายุ เรดาร์อุตุนิยมวิทยาใช้ความถี่ที่หลากหลายในช่วงคลื่นไมโครเวฟที่มีข้อดีและข้อเสียในการตรวจวัดสภาพอากาศโดยการสัญญาณเรดาร์อุตุนิยมวิทยาจะปล่อยพลังงานออกไปเป็นลำบีมแคบ ๆ โดยทั่วไปมักมีความกว้างเชิงมุมที่ระดับ 1 องศา การหมุนจานตามมุมแอซิมัทและระดับความสูงของจานอย่างต่อเนื่องช่วยให้เรดาร์สามารถตรวจวัดสภาพบรรยากาศโดยรอบได้เพื่อนำข้อมูลที่ตรวจวัดนั้นนำมาสร้างเป็นแผนที่ของวงกลมเรดาร์โดยรอบสถานีเรดาร์ส่งสัญญาณออกไปในขณะที่กำลังตรวจวัดโดยมีการคั่นด้วยคาบเวลาของสัญญาณที่ยาวกว่าจนกระทั่งได้รับค่าพลังงานที่กระเจิงกลับมาจากสิ่งแวดล้อมโดยรอบ ช่วงคลื่นและแถบความถี่ของเรดาร์แสดงดังตาราง 2 มีดังต่อไปนี้

ตาราง 2 สัญลักษณ์ตัวอักษรที่ใช้แทนช่วงความถี่และความยาวช่วงคลื่นในเรดาร์อุตุนิยมวิทยา

แบนด์ (Band)	**ความถี่ (Frequency)**	**ความยาวช่วงคลื่น (Wavelength Range) (cm)**	**ความถี่ที่ใช้ในอุตุนิยมวิทยา (Frequency Used in Meteorology) (GHz)**	**ความยาวช่วงคลื่นที่ใช้ในงานอุตุนิยมวิทยา (Wavelength Range Used in Meteorology) (cm)**
VHF	30-300 MHz	90-600	0.037	800
UHF	300-1000 MHz	30-90	0.915	35
S	2.0-4.0 GHz	7.5-15	2.8	10.7
C	4.0-8.0 GHz	3.75-7.5	5.5	5.5
X	8.0-12.0 GHz	2.5-3.75	9.4	3.2
Ku	12.0-18.0 GHz	1.67-2.5	15.5	1.94
K	18.0-27.0 GHz	1.11-1.67	24	1.25
Ka	27-40 GHz	0.75-1.11	35	0.86
W	75-110 GHz	0.40-0.72	94	0.32

ที่มา: นัฐพล มหาวิค (2565, น. 13)

เรดาร์ตรวจอากาศอุตุนิยมวิทยามักใช้ช่วงคลื่นแบนด์ C, X ในความยาวช่วงคลื่นและความถี่ที่ใช้ในงานเรดาร์อุตุนิยมวิทยา และมักพบว่าใช้ความถี่อยู่ระหว่าง 10^7-10^{11} เฮิรตซ์ (Hz) โดยจะใส่คำว่า Mega , Giga นำหน้าเรียกว่า MHz และ GHz โดยมีความยาวช่วงคลื่นตั้งแต่หน่วยมิลลิเมตรไปจนถึงเมตร

หลักการของเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินสามารถศึกษาได้จากตำราหลายแห่ง Battan, 1973; Doviak & Zrnić, 1993; Rinehart, 1997; Sauvaugot, 1992; นัฐพล มหาวิค, 2565) กล่าวถึง เรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินจะปล่อยพลังงานแม่เหล็กไฟฟ้าออกจากจานเรดาร์ในช่วงคลื่นของไมโครเวฟ โดยมีความยาวคลื่นอยู่ระหว่าง 1-10 ซม. ที่ความถี่ระหว่าง 3 ถึง 30 GHz จากนั้นจะรับค่าการสะท้อนของสัญญาณเมื่อเจอกลุ่มฝน โดยสัญญาณนี้เรียกว่าค่าสัญญาณ Radar Echo และจะเข้าสู่ตัวรับสัญญาณในรูปแบบความเข้มของพลังงาน ระดับความเข้มของพลังงานที่สะท้อนกลับจะขึ้นอยู่กับปริมาณและความแรงของกลุ่มฝน รวมถึงขนาดของเม็ดฝนที่พลังงานแม่เหล็กไฟฟ้าไปกระทบ ซึ่งจะถูกวัดในรูปแบบของปริมาตร โดยค่าการสะท้อนกลับของพลังงานนั้นสามารถคำนวณได้จากสมการ 1

$$Z = \frac{PB \times r^2}{C \times k^2} \qquad \text{สมการ (1)}$$

โดยที่ Z คือ [mm^6/m^3] ค่าการสะท้อนของวัตถุเป้าหมายในรูปแบบปริมาตร

PB คือ[W] พลังงานในการสะท้อนกลับของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า

r คือ[m] ระยะทางของวัตถุเป้าหมาย

C คือ [Wm^5/mm^6] [-] ค่าสัมประสิทธิ์เรดาร์

K คือค่าคงที่ของการสะท้อนกลับของเม็ดฝน

โดยค่า k เป็นค่าเชิงประจักษ์ที่อยู่ในช่วง k=0.964 สำหรับเม็ดฝน ไปจนถึง k=0.456 สำหรับหิมะ ค่า Z โดยปรกติแล้วจะใช้หน่วย dBZ แทน [mm^6/m^{-3}] (นัฐพล มหาวิค, 2565)

$$dBZ = 10 \log_{10} Z \qquad \text{สมการ (2)}$$

ข้อมูลที่ได้รับจากค่าการสะท้อนสามารถนำมาสร้างเป็นแผนที่ค่าการสะท้อน ซึ่งสามารถนำไปประมวลผลและวิเคราะห์ในระบบซอฟต์แวร์ที่มีความสามารถจัดการข้อมูลเชิงพื้นที่ได้ โดยระบบที่ใช้กันอย่างแพร่หลายคือระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (GIS) การตรวจวัดด้วยเรดาร์ตรวจอากาศพบว่ามี

ความคลาดเคลื่อนของผลการตรวจวัดเช่นกัน ซึ่งสืบเนื่องมาจากหลายปัจจัยสามารถแบ่งออกเป็น 3 ประเภทหลัก (Zawadzki, 1984; Joss & Lee, 1995; Dinku et al., 2002) ได้แก่

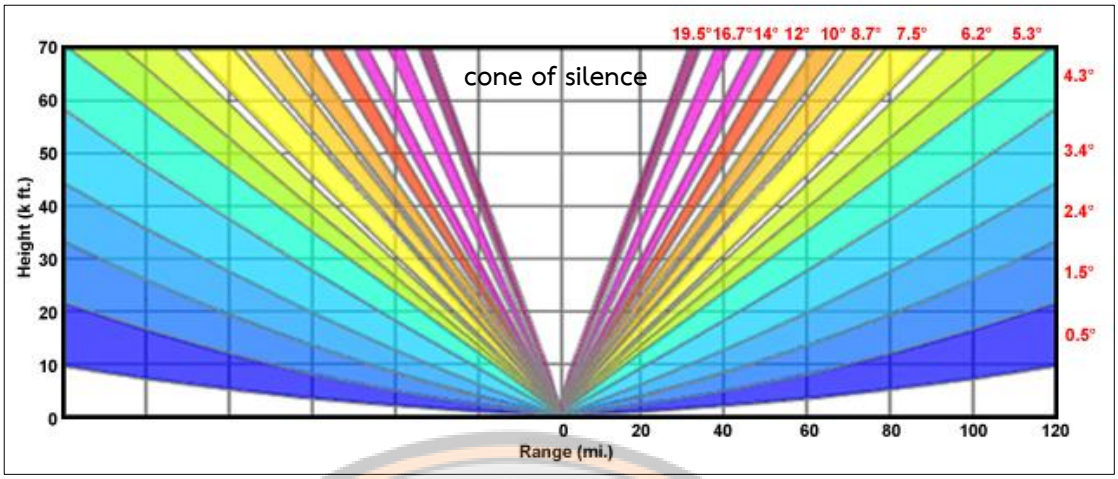
1. ความผิดพลาดที่เกิดจากระบบเรดาร์: เช่น ค่าความแตกต่างจากการปรับเทียบ (Calibration biases) และความผิดพลาดในการกำหนดตำแหน่งจานสัญญาณ

2. ความผิดพลาดที่เกี่ยวโยงกันระหว่างสัญญาณเรดาร์กับสิ่งแวดล้อม: เช่น การปนเปื้อนสัญญาณ (Clutter), การบดบังลำบีมบางส่วน (Partial beam blockage: PBB), และการอ่อนค่าของสัญญาณ (Attenuation)

3. ความคลุมเครือของความสัมพันธ์ระหว่างการตรวจวัดด้วยเรดาร์กับฝนสะสมภาคพื้นดิน: เช่น ชนิดของหยาดน้ำฟ้า, โปรไฟล์แนวดิ่งที่ไม่มีความสม่ำเสมอของค่าการสะท้อนเรดาร์ (Nonuniform vertical profile of reflectivity: VPR), และความผันแปรของการแจกแจงขนาดหยาดน้ำฟ้า (DSD) (นัฐพล มหาวิค และคณะ, 2567)

2.4 การแสดงผลการตรวจวัดจากเรดาร์ตรวจอากาศ

การแสดงผลข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศมีหลายวิธีการซึ่งข้อมูลของคลื่นการสะท้อน (Radar reflectivity) ที่สะท้อนเป้าหมายทางอุตุนิยมวิทยาโดยเรดาร์จะทำการปรับมุมยกเพื่อสแกนตรวจวัดกลุ่มเป้าหมายในชั้นบรรยากาศในระดับความสูงต่าง ๆ ทำให้สามารถมองเห็นโครงสร้างของพายุในรูปแบบของ 3 มิติ ในระบบสแกนแบบเต็มรูปแบบปริมาตร (Volume scan) จะส่งและรับคลื่นในมุมแนวราบ (Azimuth) การเคลื่อนตัวของแท่นหมุนจาน (Pedestal) รอบสถานีเป็นมุม 360° ที่มุมแนวดิ่ง (Elevation angle) จะเป็นไปตามอัตราการหมุนของจานสัญญาณและรูปแบบการตรวจวัดเชิงปริมาตร (Volume coverage pattern: VCP) ดังภาพ 15 โดยการตรวจวัดแบบ WSR-88D เรดาร์จะใช้เรดาร์ในรูปแบบเชิงปริมาตร 11 (VCP11) เพื่อตรวจสภาพอากาศที่รุนแรง มีมุมยกสูงสุดถึง 19.5° หากว่าพายุที่เกิดในแนวรัศมีภายในระยะทาง 10-15 กิโลเมตรส่งผลให้ตอนบนและตอนกล่างของพายุไม่ได้รับการกวาดตรวจวัดเรียกบริเวณนี้ว่า กรวยแห่งความเงียบ (Cone of silence)

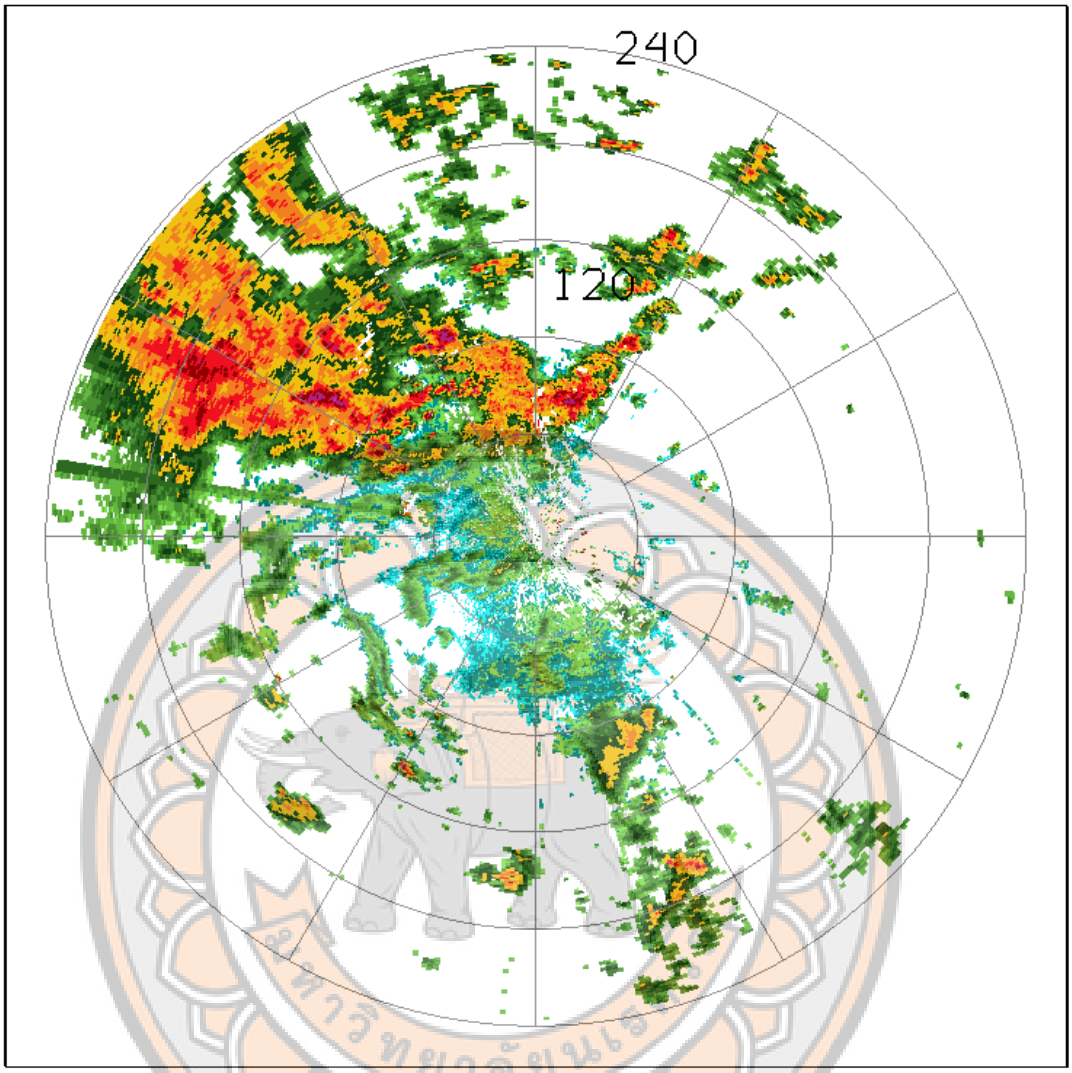


ภาพ 15 รูปแบบการตรวจวัดเชิงปริมาตรของความสูงลำบีมเรดาร์ทั้ง 14 มุมยกตามระยะทาง

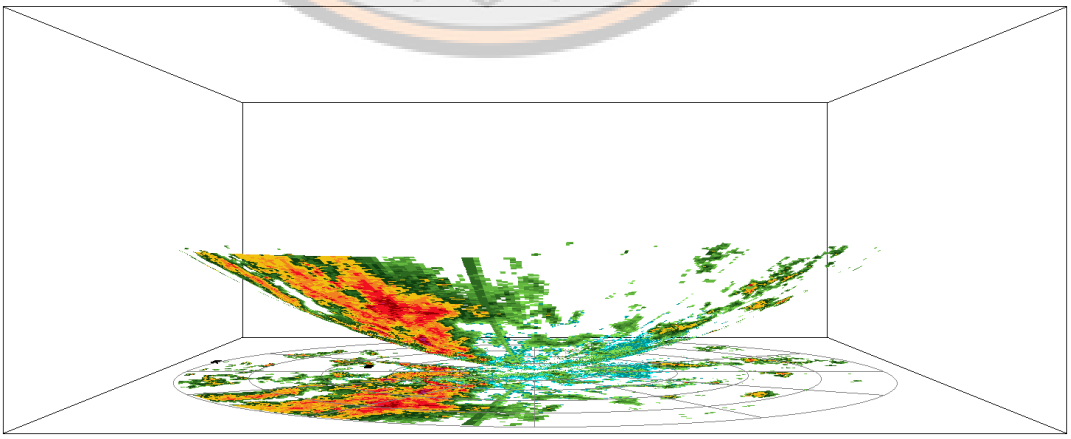
ที่มา: The COMET Program (n.d.)

การแสดงภาพข้อมูลเรดาร์ในระบบพิกัดเชิงขั้วที่เก็บข้อมูลในการตรวจวัดที่มุมแนวดิ่งต่าง ๆ กัน แสดงข้อมูลเรดาร์ในรูปแบบผังการมอง (Plan view) เรียกว่า Plan position indicator (PPI) เป็นการตรวจแบบกวาดแบบ 360° โดยใช้มุมยกเดียวการกวาดข้อมูลในลักษณะทรงกรวย (Cone) มักนิยมใช้แสดงข้อมูลการตรวจอากาศเพื่อเฝ้าระวังสภาพอากาศ ที่มุมแนวดิ่งที่น้อยที่สุดไม่ติดภูเขา เพื่อให้เห็นกลุ่มฝนที่ฐานเมฆ ข้อมูลประเภทนี้สามารถแสดงได้จากมุมในการตรวจวัดเพียงมุมเดียว และความสูงและความกว้างของลำบีมเรดาร์ขึ้นอยู่กับระยะทางที่ไกลออกไป ดังภาพ 16 และภาพ 17 จากโปรแกรม IDV แสดงภาพมุมยกแรก 0.5° ในลักษณะของ 2 มิติของสถานีตรวจอากาศพิษณุโลก ช่วงพายุโซนร้อนเซินติญวันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 21.00น. (14.00 UTC) ซึ่งภาพมุมยกแรกของแต่ละสถานีมีค่ามุมองศาที่แตกต่างกันตามสถานที่ที่ตั้งของสถานีเรดาร์ตรวจอากาศ

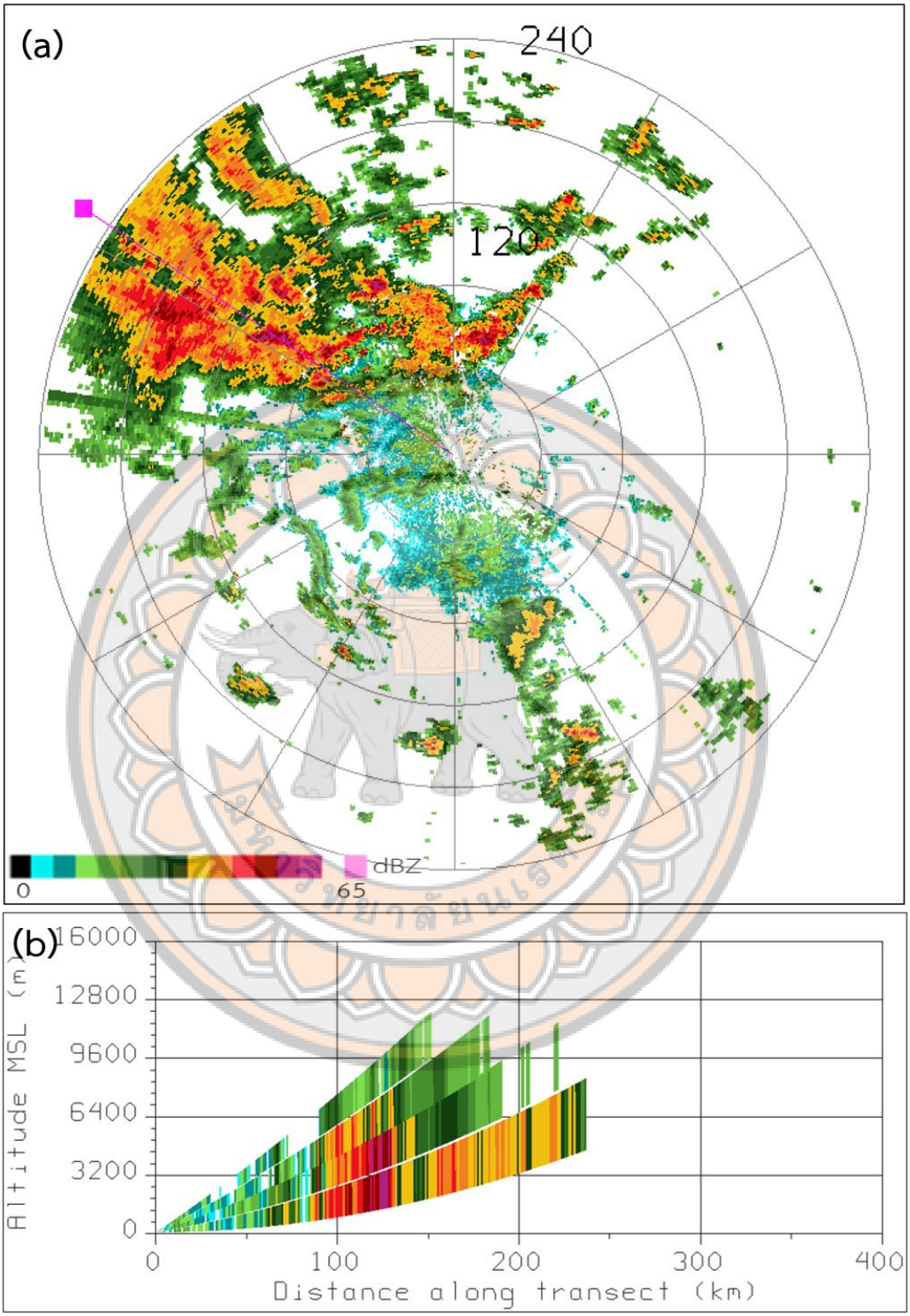
อีกหนึ่งการแสดงผลคือใช้ระบบพิกัดแบบทรงกลมเพื่อระบุความสูงและระยะเป้าหมายทางอุตุนิยมวิทยาเรียกว่า การกวาดแบบ Range-height indicator (RHI) ในทางอุตุนิยมวิทยาเรียกว่าลักษณะของการตรวจวัดข้อมูลเรดาร์ด้วยการยึดมุมแอซิมัทให้คงที่แล้วทำการปรับเปลี่ยนมุมยกให้สูงขึ้นจนครบทุกมุมตรวจวัด ดังภาพ 18 การแสดงผลแบบ RHI สถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก ในช่วงพายุเซินติญวันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 21.00น. (14.00 UTC) มุมยกแรก 0.5° เป็นประโยชน์ต่อการเฝ้าระวังเพื่อการเตือนภัยเนื่องจากสามารถแสดงกลุ่มฝน โครงสร้างทางกายภาพของกลุ่มฝนและความรุนแรงของพายุ



ภาพ 16 การตรวจวัดแบบ PPI มุมมอง 2 มิติของสถานีตรวจอากาศพิษณุโลกช่วงพายุโซนร้อนเซินติญ วันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 21.00น. (14.00 UTC) จากโปรแกรม IDV

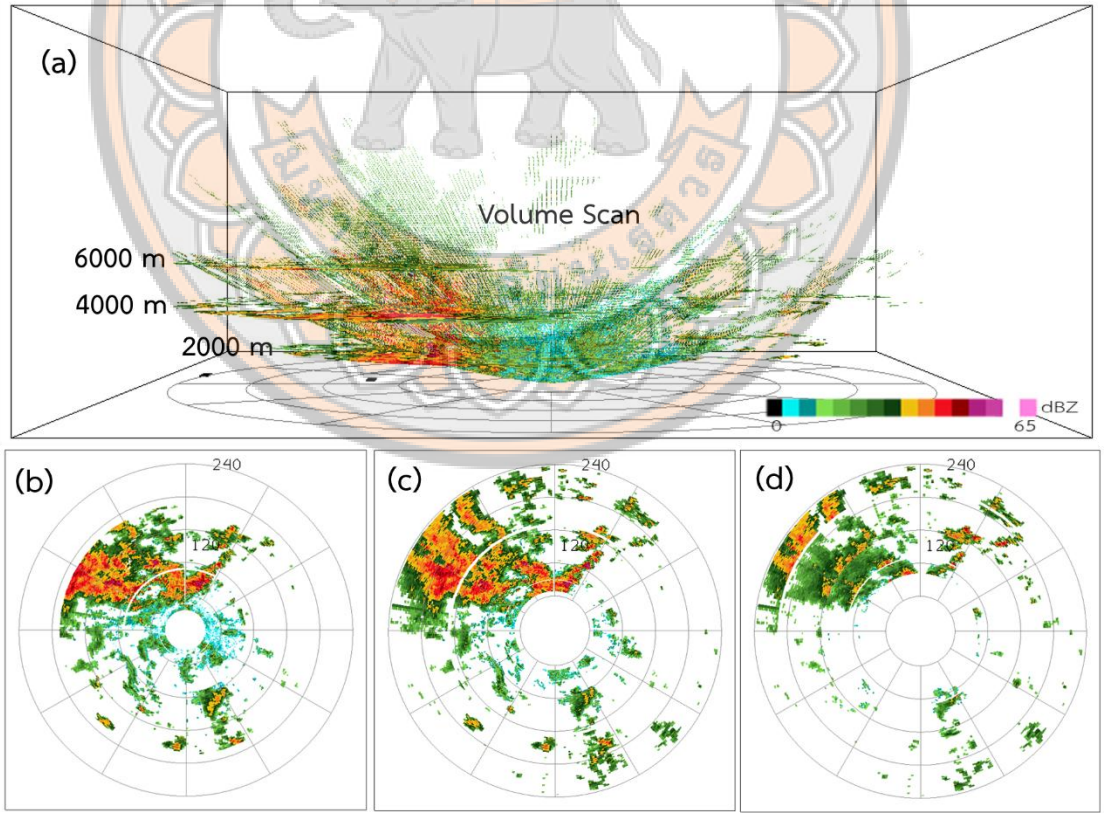


ภาพ 17 การตรวจวัดเรดาร์แบบ PPI มุมมอง 3 มิติของสถานีตรวจอากาศพิษณุโลกช่วงพายุโซนร้อนเซินติญวันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 21.00น. (14.00 UTC) จากโปรแกรม IDV



ภาพ 18 การตรวจวัดแบบ RHI (a) ข้อมูลเรดาร์แบบ RHI (b) ผลข้อมูลเพื่อวิเคราะห์โครงสร้างเมฆ จากโปรแกรม IDV

จากการแสดงผลข้อมูลทั้ง 2 วิธีการที่ผ่านมานั้นการเก็บข้อมูลในรูปแบบพิกัดเชิงขั้วมีความยุ่งยากต่อการนำไปใช้งานอย่างไรก็ตามการประยุกต์ใช้ข้อมูลเรดาร์ในเชิงปฏิบัติมักจะใช้แสดงในระบบพิกัดคาร์ทีเซียน (Cartesian coordinate system) หรือระบบพิกัดฉากที่ใช้วิธีการทางคณิตศาสตร์ผ่านกระบวนการทำให้เรียบ (Smoothing) เมื่อนำเข้าระบบพิกัดคาร์ทีเซียนแล้วสามารถสร้างภาพตัดขวางแนวราบที่มีความสูงเดียวกันหรือภาพตัดขวางแนวดิ่งตามระบบพิกัด X,Y ดังภาพ 19(a) เรียกว่า การแสดงข้อมูลแบบภาพตัดขวางแนวราบ (Contant altitude plan position indicator : CAPPI) จากการตรวจวัดแบบปริมาตร 4 มุมยกของเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลกในช่วงพายุเซินติญ วันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 21.00 น. (14.00 UTC) โดยได้เลือกแสดงระดับความสูง 3 ระดับจากโปรแกรม IDV คือ 2,000 เมตร ดังภาพ 19(b), 4,000 เมตร ดังภาพ 19(c) และ 6,000 เมตร ดังภาพ 19(d) จากภาพดังกล่าวจะเห็นว่าบริเวณตรงกลางของปริมาตรการตรวจวัดไม่มีข้อมูลเรดาร์ในบริเวณนี้ทำให้ข้อมูลขาดไปเรียกบริเวณนี้ว่า กรวยแห่งความเงียบ (Cone of silence) คล้ายคลึงกับภาพ 15 ดังที่ได้กล่าวไปในส่วนก่อนหน้า



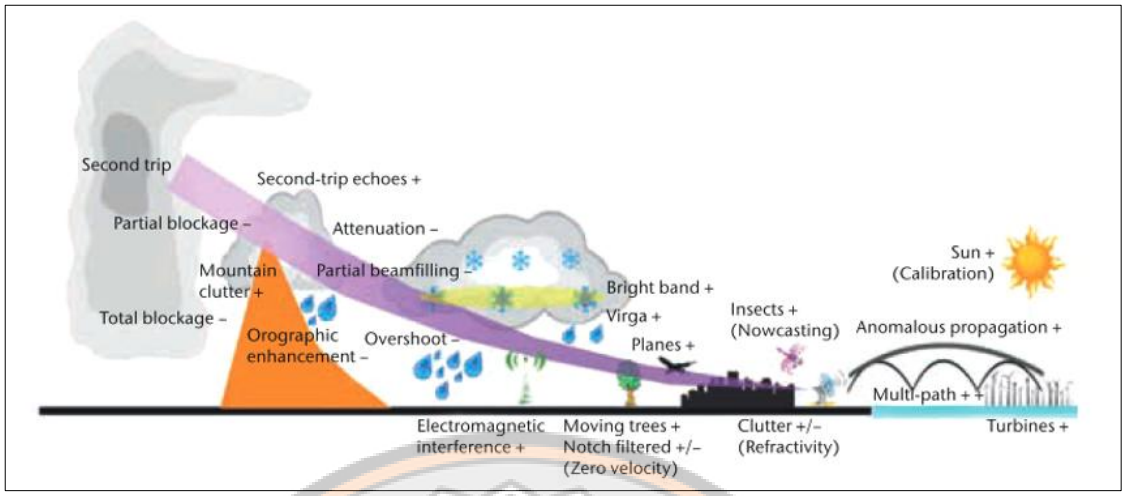
ภาพ 19 การตรวจวัดข้อมูลเรดาร์แบบ CAPPI ที่ระดับความสูง (a) การตรวจวัดแบบปริมาตร (b) ความสูง 2,000 เมตร (c) ความสูง 4,000 เมตร (d) ความสูง 6,000 เมตร จากโปรแกรม IDV

2.5 หลักการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนในการประมาณค่าฝนจากเรดาร์

การตรวจวัดปริมาณฝนโดยใช้เรดาร์ตรวจอากาศสามารถตรวจวัดได้อย่างต่อเนื่องและครอบคลุมพื้นที่บริเวณกว้างและมีความละเอียดสูงทั้งในเชิงพื้นที่และเชิงช่วงเวลา เมื่อนำการตรวจอากาศด้วยเรดาร์ตรวจอากาศมาประเมินร่วมกับการตรวจวัดปริมาณน้ำฝนจากสถานีโทรมาตรอัตโนมัติภาคพื้นดินจะช่วยเพิ่มความถูกต้องในการประเมินปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมายังพื้นดินได้มากยิ่งขึ้น อย่างไรก็ตามการตรวจวัดปริมาณน้ำฝนด้วยเรดาร์ตรวจอากาศยังคงมีปัจจัยที่ทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนในการประเมินปริมาณฝน ได้แก่ 1. คลาดเคลื่อนจากค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ที่กระทบกับวัตถุที่ไม่ใช่กลุ่มฝนจากสัญญาณรบกวนภาคพื้นดิน (Ground clutter) เช่น คลื่นสัญญาณอาคาร หอคอย กังหันลม และภูเขาที่อยู่บนพื้นดิน 2. คาความคลาดเคลื่อนเนื่องจากการใช้สมการความสัมพันธ์ Z-R ที่ไม่เหมาะสมในการประมาณค่าอัตราการตกของฝน (R) 3. ลักษณะการกระจายตัวและขนาดของเม็ดน้ำที่แตกต่างกัน 4. ความคลาดเคลื่อนเนื่องจากการปรับแก้ฝนจากเรดาร์ที่อยู่เหนือพื้นดินให้เทียบเท่ากับฝนที่ตกบนพื้นดิน (รัชเวช หาญชูวงศ์ และชนัญชิดา แหลมทอง, 2568) ดังนั้นการตรวจวัดปริมาณฝนโดยใช้เรดาร์ตรวจอากาศจึงต้องมีการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนดังที่กล่าวไปข้างต้นเพื่อเพิ่มความถูกต้องในการประเมินฝนด้วยเรดาร์ตรวจอากาศ

2.5.1 การปนเปื้อนและการลดทอนค่าสัญญาณเรดาร์ตรวจอากาศ

จากปัจจัยที่กล่าวมานั้น สอดคล้องกับภาพที่แสดงในภาพ 20 ข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาเมื่อเวลากวาดตรวจวัดสภาพอากาศตามระดับองศาที่ทำการกำหนด จะทำการส่งสัญญาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าออกไปลักษณะลำคลื่นมุมแคบ ๆ ในบรรยากาศจากอุปกรณ์เรดาร์เมื่อลำคลื่น ดังกล่าวกระทบ กับกลุ่มเป้าหมายทางอุตุนิยมวิทยา เช่น หยดน้ำฝน ก้อนลูกเห็บและหิมะเป็นต้น จะสะท้อนกลับมายังจานสายอากาศ เข้าสู่เครื่องรับเพื่อนำมาใช้ในการประมวลผลสัญญาณก่อนที่จะถูกส่งไปแสดงข้อมูลบนจอภาพเรดาร์ นัฐพล มหาวิค (2565) พบว่าข้อมูลจากค่าการสะท้อนของเรดาร์ตรวจอากาศ มีการปนเปื้อนนำสิ่งที่ไม่ใช่กลุ่มเป้าหมายมาด้วย เช่น ลักษณะภูมิประเทศบดบังลำบีม (Beam) จากภูเขาสัญญาณปนเปื้อนภาคพื้นดิน (Ground clutter) สัญญาณปนเปื้อนจากทะเล (Sea clutter) และนอกจากนี้ยังมีค่าการลดทอนค่าสัญญาณ (Attenuation) อีกด้วย ที่เกิดขึ้นระหว่างค่าสัญญาณเรดาร์กับกลุ่มเป้าหมายในอากาศสามารถอธิบายได้ดังต่อไปนี้

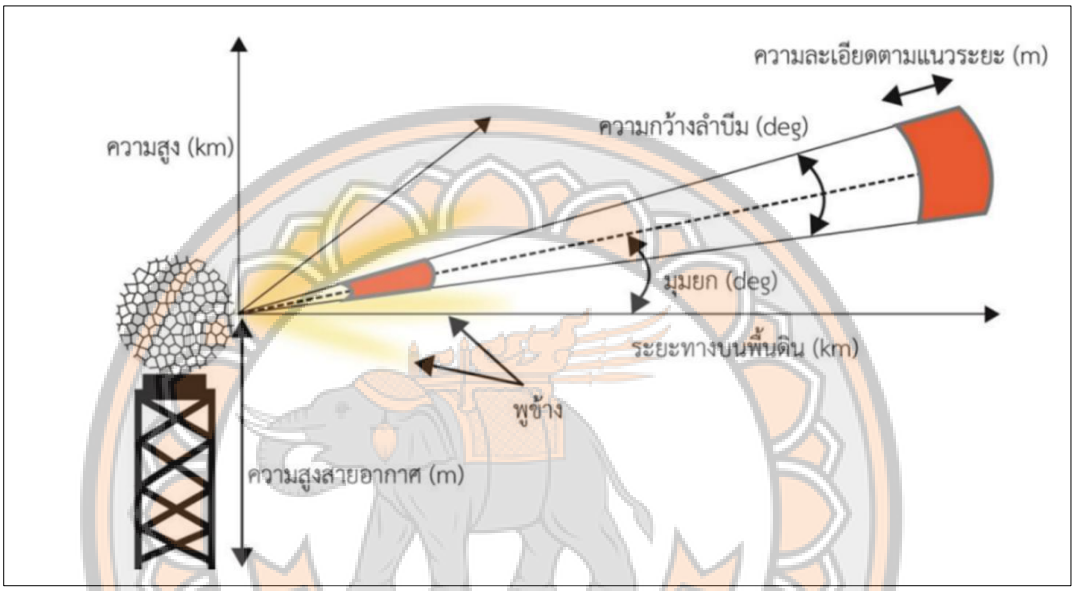


ภาพ 20 สิ่งปนเปื้อนจากค่าการสะท้อนเรดาร์ตรวจอากาศ

ที่มา: World Meteorological Organization (2024)

1. การวิเคราะห์การบดบังของลำบีม (Beam blockage analysis) การแปลสัญญาณเรดาร์หมายถึง การระบุตำแหน่งพิกัดภูมิศาสตร์ ความสูง และขนาดปริมาตรในบรรยากาศที่วัตถุนั้นและกระเจิงค่าสัญญาณกลับมาอธิบายถึงในเรื่องของแม่เหล็กไฟฟ้าที่ปล่อยออกไปในบรรยากาศจากอุปกรณ์เรดาร์โดยมีคำศัพท์ที่เกี่ยวข้องดังนี้ 1. รังสี (Ray) คือเส้นทางที่มีค่าความเข้มพลังงานแม่เหล็กไฟฟ้าสูงสุดที่ถูกปล่อยออกจากเรดาร์สู่ชั้นบรรยากาศ 2. ลำบีม (Beam) พื้นที่หรือปริมาตรฝนบรรยากาศที่ถูกปกคลุมด้วยพลังงานที่เรดาร์ปล่อยออกไปในบรรยากาศคล้ายคลึงกับลำแสงของไฟฉายดังภาพ 21 ซึ่งสามารถอธิบายในรายละเอียดของการกำหนดตำแหน่งและความสูงของของรังสีเรดาร์รวมถึงข้อผิดพลาดต่างๆที่เกิดขึ้น ข้อผิดพลาดประการข้อแรกคือปัจจัยที่ส่งผลต่อเส้นของรังสีเรดาร์ (Radar ray path) ที่มีพลังงานที่มีพลังงานพัลส์ ที่เคลื่อนที่ออกห่างออกไปจากตัวเรดาร์ ในแนวรังสีเรดาร์ที่เคลื่อนที่ไปในบรรยากาศในเชิงอุดมคติ และการเบี่ยงเบนแนวรังสีในชั้นบรรยากาศที่ได้รับอิทธิพลจากรูปร่างของโลก ลักษณะของบรรยากาศ อุณหภูมิและความชื้น ส่งผลผลให้เกิดการสูญเสียค่าสัญญาณไปในการตรวจวัด ในขณะที่ระยะทางเพิ่มขึ้นจากตัวสถานี เรียกว่า การลดทอนสัญญาณ (attenuation) ความกว้างของลำบีมถูกกำหนดโดยความกว้างเชิงมุมในตำแหน่งที่พลังงานตรงกลางลำบีมมีค่าที่ลดลง ที่เรียกว่าตำแหน่งครึ่งพลังงาน (Half-power point) เมื่อระยะทางเพิ่มขึ้นไกลออกไปลำบีมจะมีการขยายตัวของลำบีม (Beam broadening) และยังพบว่าความสูงของลำคลื่นเรดาร์จากศูนย์กลางเรดาร์มีค่าสูงเพิ่มขึ้นจากพื้นผิวโลกตามระยะทางที่เป็นปัจจัยควบคุมตำแหน่ง รูปร่างและ

ความละเอียดตามแนวระยะ (Radar bin) ลักษณะการแพร่กระจายของลำบีม (Radar beam propagation) ดังภาพ 22 ขึ้นอยู่กับเงื่อนไขทางบรรยากาศทำหน้าที่ควบคุมค่าดัชนีหักเหบรรยากาศตามระดับชั้นความสูงในบรรยากาศ และการคาดการณ์การแพร่กระจายของลำบีมได้อย่างถูกต้องนั้นเป็นเรื่องที่ยากและมีความไม่แน่นอนมีความแปรปรวนสูง จากที่กล่าวมาจึงเป็นข้อจำกัดสำคัญของการตรวจวัดเรดาร์ (นัฐพล มหาวิค, 2565)

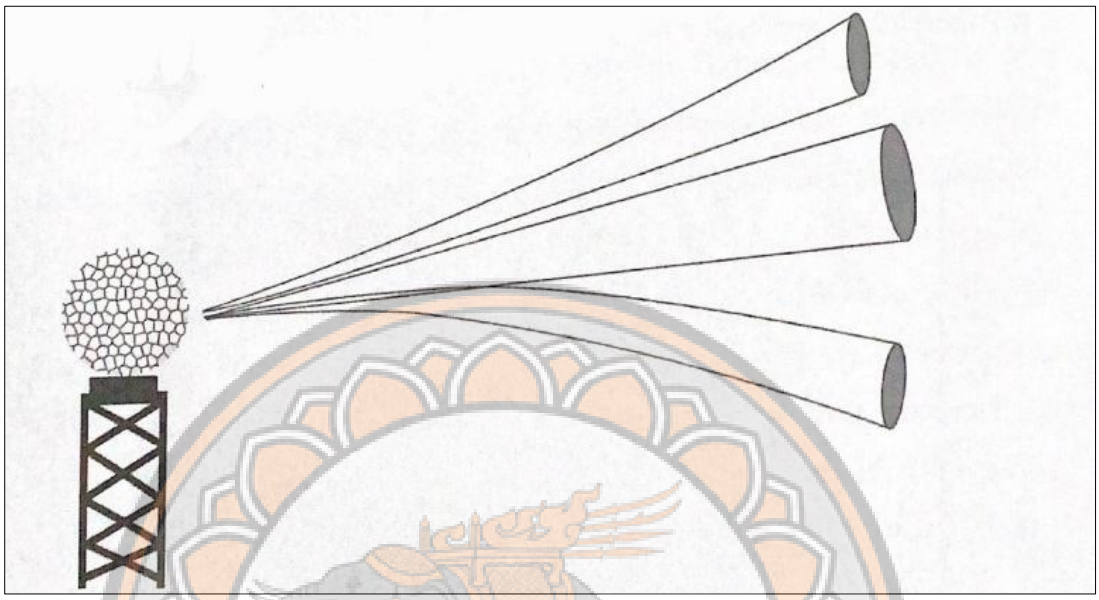


ภาพ 21 ค่าตัวแปรอธิบายการแพร่กระจายคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในรูปแบบของลำบีมที่ออกจากตัวเรดาร์ตรวจของอากาศ

ที่มา: นัฐพล มหาวิค (2565)

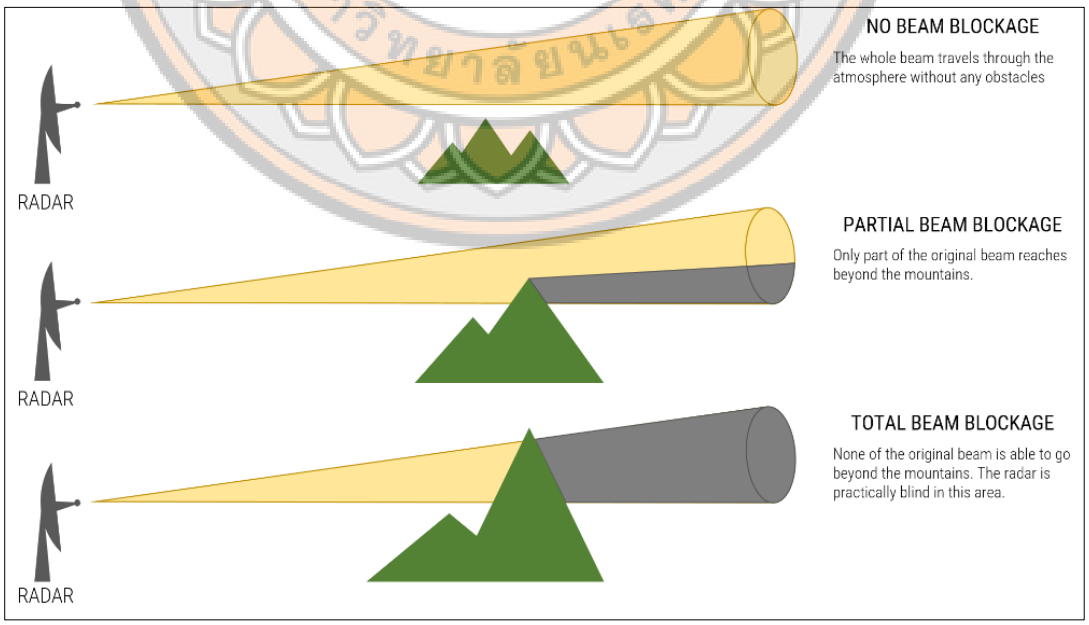
เมื่อส่งสัญญาณคลื่นออกไปจะมีในส่วนของลำบีมบางส่วนถูกบดบังจากสิ่งกีดขวางจากลักษณะภูมิประเทศ เช่น ภูเขา จากมุมองศาที่ตรวจวัดและความสูงของภูเขาบดบังบางส่วนหรือทั้งหมดของลำบีมทำให้ความเข้มของสัญญาณได้รับผลกระทบ ดังภาพ 23 เมื่อลำบีมเรดาร์ปะทะกับภูเขาที่ไม่สูงพอและกีดขวางเฉพาะส่วนหนึ่งของสัญญาณจะเรียกว่าเกิดการกีดขวางลำบีมบางส่วนทำให้ความแรงของสัญญาณเรดาร์ที่ถึงและสะท้อนกลับจากหลังสิ่งกีดขวางลดลง ส่งผลต่อความแม่นยำของข้อมูล หากถ้าภูเขามีความสูงพอที่จะกีดขวางทางลำบีมทั้งหมดจะเกิดการกีดขวางลำบีมทั้งหมดขึ้นไม่มีส่วนของลำบีมผ่านทะลุได้ การกีดขวางทั้งหมดทำให้เกิดพื้นที่ที่ไม่มีข้อมูลส่งผลให้เกิดจุดบอดในพื้นที่ที่เรดาร์ไม่สามารถครอบคลุมได้ การใช้แบบจำลองความสูงเชิงเลข (DEM)

เพื่อจำลองภูมิประเทศสามารถช่วยทำนายพื้นที่ที่อาจเกิดการกีดขวางและวางแผนการติดตั้งเรดาร์หรือการปรับมุมการตรวจวัดให้เหมาะสมมากยิ่งขึ้น



ภาพ 22 การหักเหของลำบีมที่โค้งเบนออกจากพื้นโลกและหักเหลงสู่พื้นโลกภายใต้เงื่อนไขของบรรยากาศที่แตกต่างกัน

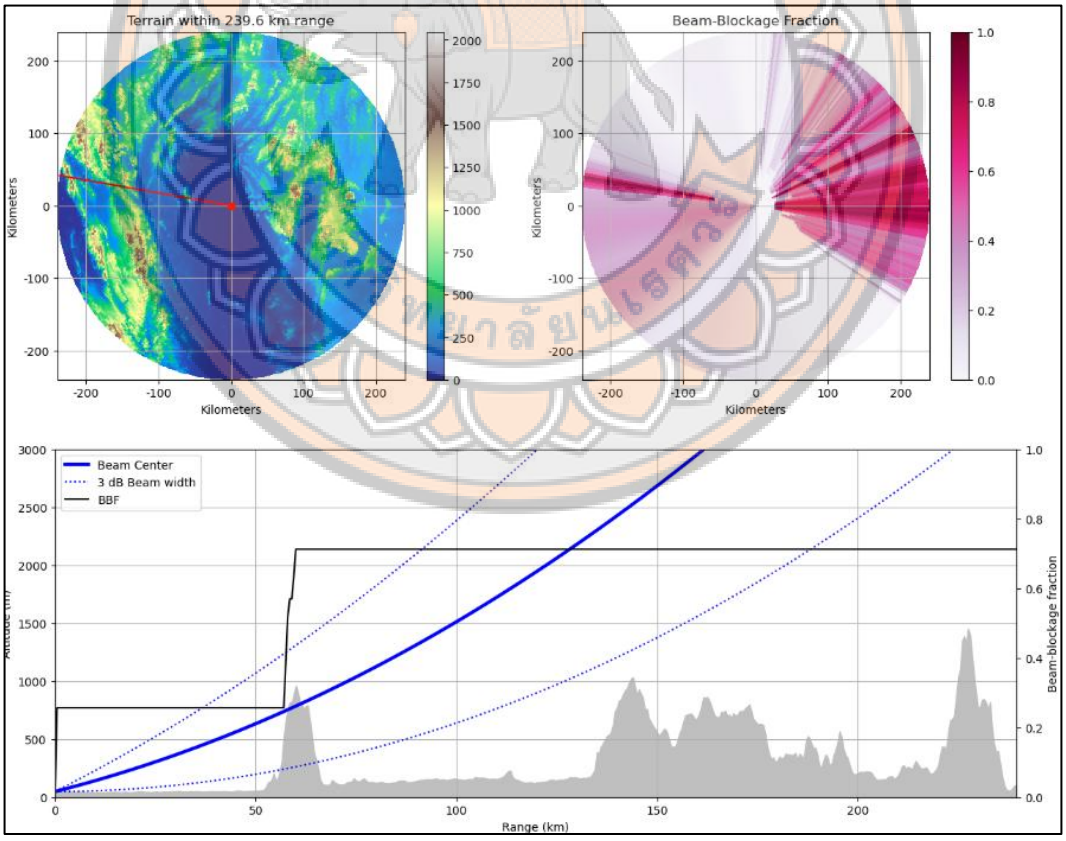
ที่มา: นัฐพล มหาวิค (2565)



ภาพ 23 การบดบังของลำบีมจากลักษณะภูมิประเทศ

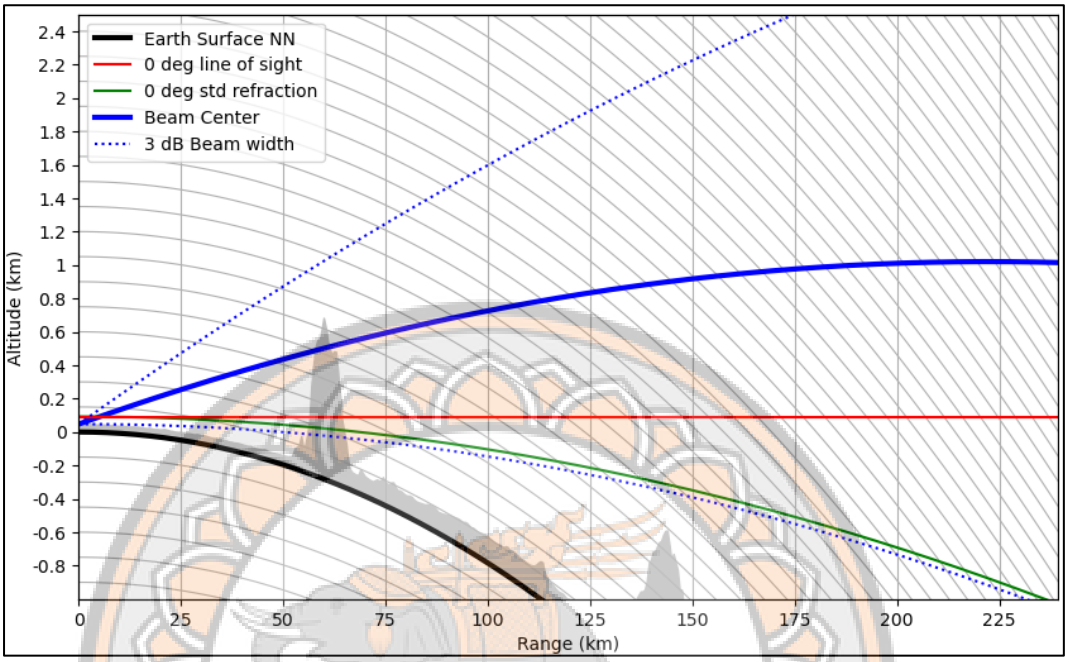
ที่มา: Philippine Radar Network (2016)

ในการศึกษาครั้งนี้ผู้วิจัยได้ทำการวิเคราะห์การบดบังของลำบีมด้วยแบบจำลองความสูงเชิงเลข (DEM) ด้วยซอฟต์แวร์รหัสเปิดชื่อ ไลบรารี Wradlib เพื่อจำลองการบดบังของลำบีมจากสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลกกรมอุตุนิยมวิทยา มุมยกแรกที่ 0.5° รัศมีการตรวจวัด 240 กิโลเมตร ดังภาพ 24 จะเห็นว่าบริเวณที่มีการบดบังของลำบีมเนื่องจากลักษณะภูมิประเทศมีภูเขาบดบังแบบทั้งหมด บางส่วนและไม่บดบังทางด้านทิศเหนือของสถานีมีการบดบังบางส่วน แต่ในพื้นที่ที่มีการบดบังของลำบีมมากที่สุดจะอยู่บริเวณทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือที่มีภูเขาบดบังแบบ 100 เปอร์เซ็นต์ เช่น ตั้งแต่บริเวณอุทยานแห่งชาติทุ่งแสลงหลวง อุทยานแห่งชาติชาติตระการ อุทยานแห่งชาติภูหินร่องกล้า ภายใต้รัศมี 120 กิโลเมตรไปถึงอุทยานแห่งชาติน้ำหนาว ภายใต้รัศมี 240 กิโลเมตร เป็นต้น และบริเวณทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ เช่น อุทยานแห่งชาติรามคำแหง (สุโขทัย) อุทยานแห่งชาติแม่ปิง เป็นต้น และบริเวณที่ไม่มีการบดบังของลำบีมคือบริเวณทิศใต้เนื่องจากบริเวณนี้มีลักษณะราบเรียบเป็นพื้นที่ลุ่มน้ำนอกจากการจำลองการบดบังของลำบีมแล้ว



ภาพ 24 ผลการบดบังของลำบีมในรูปแบบแผนที่ สถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก จังหวัดพิษณุโลก กำหนดให้สีชมพูเข้ม หมายถึง มีการบดบังของลำบีม 100 เปอร์เซ็นต์ สีขาว หมายถึง ไม่มีการบดบังของบีม 0 เปอร์เซ็นต์

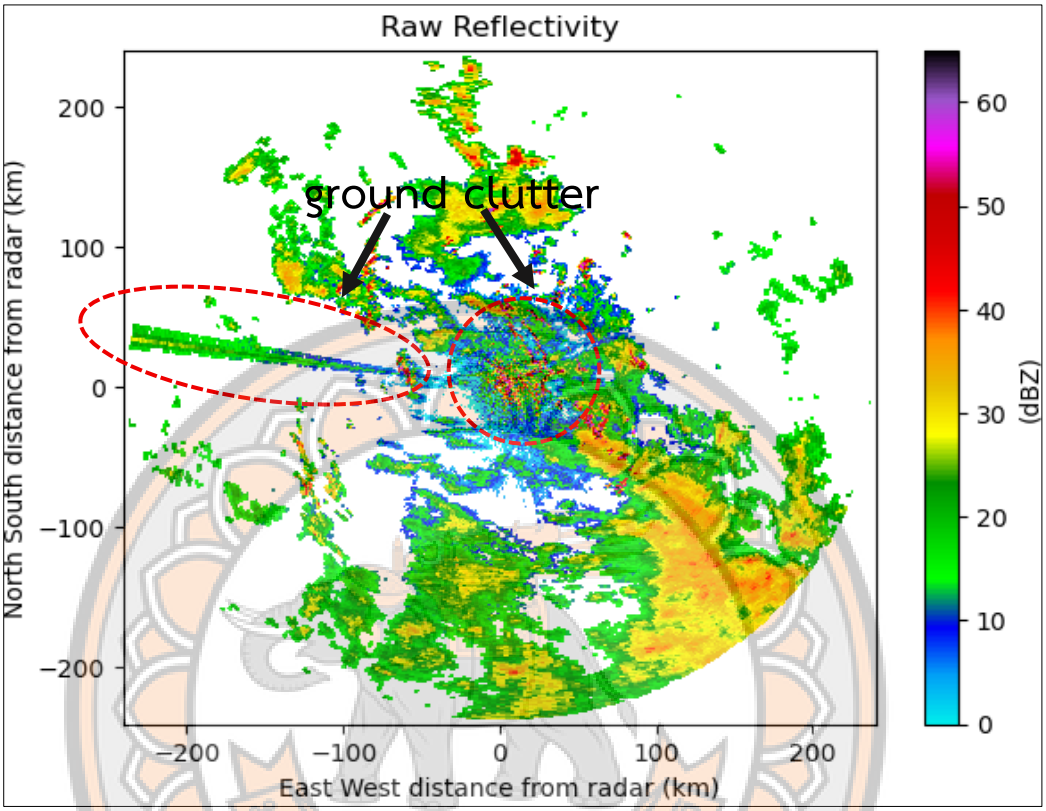
ยังสามารถวิเคราะห์การเคลื่อนที่ของลำบีมกับความโค้งของผิวโลกดังภาพ 25 พบว่าลำบีมจะสูงขึ้นเรื่อย ๆ ในขณะที่ระยะทางของการเคลื่อนที่ของลำบีมเพิ่มขึ้นอีกด้วย



ภาพ 25 ผลการวิเคราะห์การเคลื่อนที่ของลำบีมกับความโค้งของผิวโลกสถานีเรดาร์พิษณุโลก

2. การขจัดค่าปนเปื้อนสัญญาณรบกวน (SNR to remove clutter/noise for reflectivity) ค่าปนเปื้อนสัญญาณเกิดจากการแพร่กระจายของคลื่นแบบปกติ (Anomalous propagation: AP) เป็นเหตุการณ์เบี่ยงเบนของแนวเส้นทางของรังสี มีการเบี่ยงเบนเชิงตำแหน่งของรังสี หากมีการเบี่ยงเบนมากกว่าปกติจะส่งผลให้รังสีของมุมยกในระดับต่ำมีการโค้งงอลงไปยังพื้นโลกทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนเชิงตำแหน่งของการตรวจปริมาตรวัตถุเป้าหมายในอากาศได้ หรือการโค้งงอจนชนกับพื้นดินจนเกิดการปนเปื้อนค่าการสะท้อนจากพื้นดิน (Ground clutter) ดังภาพ 26 และอีกหนึ่งสภาวะบรรยากาศที่ทำให้แนวรังสีถูกกักเก็บไว้ในระดับล่างของบรรยากาศ ค่าดัชนีการหักเหในชั้นบรรยากาศเหนือพื้นดินมีค่าลดลงอย่างรวดเร็วในขณะที่มีการเพิ่มขึ้นของความสูง เรียกว่าเงื่อนไขของภาวะอุณหภูมิผกผันในชั้นบรรยากาศโดยที่ชั้นบรรยากาศยังมีความชื้นอยู่ด้านล่างและอากาศแห้งกดทับไว้ด้านบนหากเหตุการณ์เกิดนอกชายฝั่ง เรียกว่า การปนเปื้อนค่าสะท้อนจากพื้นท้องทะเล (Sea clutter) ดังภาพ 20 ในขณะเดียวกันหากบริเวณนั้นมีการอิ่มตัวของไอน้ำเหนือพื้นดิน หรือช่วงที่มีพายุกำลังเคลื่อนเข้ามาในบริเวณพื้นที่นั้น ความชื้นที่ไหลออกจากพายุปะทะกับมวลอากาศแห้งออก

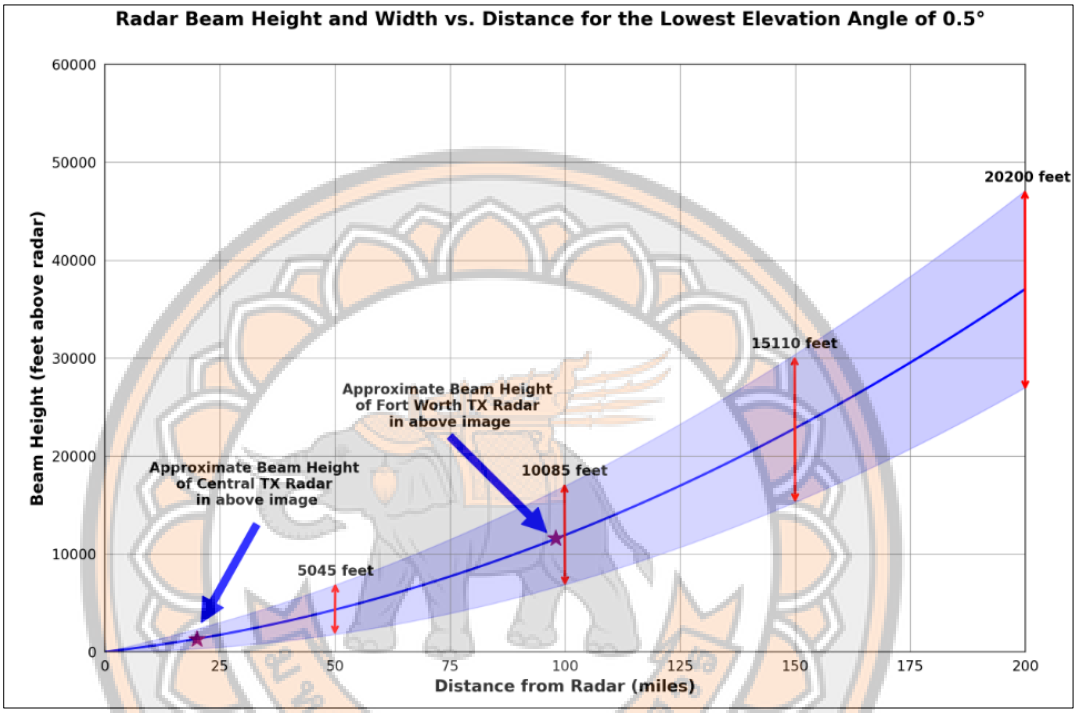
จากบริเวณโดยรอบพายุ หากมีสถานีที่อยู่ในสภาวะอากาศดังที่กล่าวมาก็ทำให้เกิดการเบี่ยงเบนของแนวรังสีเรดาร์เช่นกัน (นัฐพล มหาวิค, 2565)



ภาพ 26 ข้อมูลค่าการสะท้อนเรดาร์ที่เกิดการปนเปื้อนค่าการสะท้อนจากพื้นดิน (ground clutter) สถานีเรดาร์พิษณุโลกวันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 08.15 น. (01.15 UTC)

3. การลดทอนสัญญาณ (Attenuation) เรดาร์ตรวจอากาศที่มีความยาวช่วงคลื่นที่มีความยาวสั้นจะมีความอ่อนไหวต่อการดูดกลืน พลังงานของก๊าซในชั้นบรรยากาศและหยาดน้ำฟ้าส่งผลให้สูญเสียค่าสัญญาณในกลางตรวจวัดในขณะที่ระยะทางเพิ่มขึ้นจากตัวสถานีเรียกว่า การลดทอนสัญญาณเรดาร์ (Radar attenuation) ดังภาพ 21 แฟกเตอร์ค่าการสะท้อนเรดาร์ที่ตรวจวัดได้ (Doviak & Zrnić, 2006 อ้างใน นัฐพล มหาวิค, 2565) สมมติฐานถึงการถูกรบกวนสัญญาณที่เกิดขึ้นระหว่างค่าสัญญาณเรดาร์กับกลุ่มเป้าหมายภายในชั้นบรรยากาศ ซึ่งการรบกวนสัญญาณนี้ขึ้นอยู่กับความยาวช่วงคลื่นและลักษณะของสื่อกลางที่กำลังใช้ตรวจวัดในสภาพบรรยากาศในขณะนั้น เช่น ก๊าซหลายชนิด หยดน้ำในก้อนเมฆ หยดน้ำฝน หิมะและก้อนลูกเห็บ ทำให้เกิดความสัมพันธ์กับบรรยากาศที่เต็มไปด้วยก๊าซและหยาดน้ำฟ้าหลายชนิดทำให้เกิดกระบวนการดูกลืนพลังงานและ

กระเจิงพลังงาน ส่งผลให้สูญเสียพลังงานไปจากลำบีมเรดาร์ ในช่วงคลื่นที่มีความยาวสั้นที่เท่ากับ 3 เซนติเมตรดังภาพ 27 จะมีการสูญเสียมากถึง 100 เท่าตัวเมื่อเทียบกับเรดาร์ที่มีความยาวที่มากกว่า 10 เซนติเมตร และยังมีการรบกวนสัญญาณที่เกิดจากสื่อกลาง คือการแพร่กระจายของคลื่นเรดาร์มีอัตราเร็วที่ลดลงในขณะที่เคลื่อนที่ไปในสื่อกลางนั้น ๆ



ภาพ 27 ความสัมพันธ์ระหว่างความสูงและความกว้างของลำบีมเรดาร์กับระยะทางจากสถานีเรดาร์สำหรับมุมยกต่ำสุด 0.5 องศา

ที่มา: National Oceanic and Atmospheric Administration (2023)

2.5.2 แนวคิดการประมาณค่าฝนจากเรดาร์ด้วยความสัมพันธ์ Z-R

ข้อมูลปริมาณน้ำฝนมีความสำคัญต่อมนุษย์ จึงเป็นสาเหตุให้นักเรดาร์อุตุนิยมวิทยาพยายามที่จะหาความสัมพันธ์ระหว่างแฟกเตอร์ค่าการสะท้อนเรดาร์กับความเข้มของฝน โดยใช้เงื่อนไขการตรวจวัดฝนด้วยเรดาร์ภายใต้เงื่อนไขการกระเจิงแสงแบบเรย์ลีดังสมการ 3

$$Z = \frac{\sum_j D_j^6}{V_c} \qquad \text{สมการ (3)}$$

ในขณะที่ค่าฝนรวมของหยดน้ำฝนทรงกลม เป็นผลมาจากการสะสมของปริมาณฝนที่ได้จากแต่ละหยดน้ำนำมาหารด้วยปริมาตรของอากาศดังสมการ 4

$$Z = \frac{\sum_j D_j^6}{V_c} = \frac{\pi \sum_j D_j^3 W_j}{6V_c} \qquad \text{สมการ (4)}$$

โดยที่ W_j คืออัตราเร็วในการตกลงสู่พื้นรวมของหยดน้ำที่ j ในปริมาตร V_c โดยที่อัตราเร็วในการตกลงสู่พื้นรวมคือ$W_j = W + W_{t,j}$ โดยที่ W คือความเร็วในการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวดิ่ง และ $w_{j,t}$ คือความเร็วปลาย ของหยดน้ำที่ j ถ้าหยดน้ำมีขนาดเล็ก (0<D<2มิลลิเมตร) ความเร็วปลายจะประมาณค่าได้จากสมการ 5

$$W_t = \mathrm{aD} \qquad \text{สมการ (5)}$$

$$R\alpha \sum D^4 \qquad \text{สมการ (6)}$$

ในขณะที่

$$R\alpha \sum D^6 \qquad \text{สมการ (7)}$$

แม้ว่าสมการต่อไปนี้จะเป็นจริง แต่ก็ยังคงมีปัญหาอยู่

$$D_j^6 = \left(D_j^4\right)^{1.5} \qquad \text{สมการ (8)}$$

โดยพบความเป็นจริงที่

$$\sum_j D_j^6 \neq \left(D_j^4\right)^{1.5} \qquad \text{สมการ (9)}$$

จากสมการที่ได้กล่าวมาข้างต้น สรุปได้ว่า ไม่มีความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์ระหว่างแฟกเตอร์ค่าการสะท้อนเรดาร์กับความเข้มของฝนจึงทำให้หยดน้ำฝนลอยในอากาศหากมีกระแสลมในแนวดิ่ง เช่น การมีกระแสลมที่พัดขึ้นลงในเมฆฝนแบบก่อตัวในแนวดิ่ง โดยหยดน้ำที่ลอยค้างอยู่ในอากาศเหล่านั้นจะทำให้มีค่าแฟกเตอร์ค่าการสะท้อนเรดาร์ที่สูง ส่วนความเข้มของฝนที่วัดได้อาจมีค่าเป็นศูนย์ เนื่องจากไม่มีฝนที่ตกลงมาสู่พื้นดินเลยอย่างไรก็ดี ในทางปฏิบัติสามารถหาความสัมพันธ์ระหว่างแฟกเตอร์ค่าการสะท้อนเรดาร์กับความเข้มของฝนได้ดังสมการ 10

$$Z = R_Z \left(\frac{R}{R_0}\right)^b \qquad \text{สมการ (10)}$$

โดยที่ R_Z และ b คือค่าคงที่ใช้ในการคำนวณค่าความเข้มฝนรวม ค่า R^0 มีค่าเท่ากับ 1 มิลลิเมตรต่อชั่วโมง ยิ่งใช้ข้อมูลเหตุการณ์ฝนที่มีการตกเป็นระยะเวลาที่ยาวนานค่าความผิดพลาดจากการ ประมาณค่าจะยิ่งลดน้อยลง (นัฐพล มหาวิค, 2565)

การหาความสัมพันธ์ Z-R จากในระยะเวลาหลายทศวรรษที่ผ่านมา นักวิทยาศาสตร์จำนวนมากให้ความสนใจในการหาค่า Z_R และค่า b ในพื้นที่ของแต่ละภูมิภาคและในแต่ละฤดูกาล รวมถึงการศึกษาความแตกต่างของชนิดเมฆฝนในแต่ละช่วงเวลา (Battan, 1973; Austin, 1987; Rosenfeld et al., 1993; Rao et al., 2001; Orellana Alvear et al., 2017) เพื่อใช้ในการประมาณค่าฝนจากแฟกเตอร์ค่าการสะท้อนเรดาร์ การศึกษาแบ่งออกได้เป็น 2 วิธีการ ได้แก่ วิธีการตรวจวัดทางตรงและวิธีการตรวจวัดทางอ้อม

1. การตรวจวัดทางตรง ทำได้โดยนำแฟกเตอร์ค่าการสะท้อนเรดาร์มาเทียบกับค่าการตรวจวัดที่ได้มาจากวิธีการต่าง ๆ เช่น ค่าฝนจากเครื่องวัดน้ำฝน หรือจากดิสโดรมิเตอร์ที่ติดตั้งภาคพื้นดินซึ่งมีตำแหน่งสัมพันธ์กับปริมาตรการตรวจวัดเรดาร์ที่อยู่เหนือขึ้นไปในชั้นบรรยากาศ หรือการเทียบกับค่าฝนที่ได้จากอุปกรณ์เรนดรอปสเปกตรา (Raindrop spectra) ที่ติดตั้งบนอากาศยาน

2. วิธีการตรวจวัดทางอ้อม จะได้ข้อมูลจากการใช้เครื่องมือดิสโดรมิเตอร์ หรือจากแอร์บอร์นสเปกโตรมิเตอร์ (Airborne spectrometer) เพื่อหาค่าการแจกแจงของหยดน้ำฝน ซึ่งจะทำให้ได้ข้อมูลเรนดรอปสเปกตรา เพื่อนำมาใช้ในการคำนวณทั้งค่าอัตราฝนและค่าแฟกเตอร์ค่าการสะท้อน

เรดาร์ การตรวจวัดทางอ้อมนี้จะไม่มีการนำค่าแฟกเตอร์ค่าการสะท้อนที่ได้จากการวัดจริงจากเรดาร์มาคำนวณปริมาณฝน

การตรวจวัดทั้งสองแบบต้องเก็บรวบรวมข้อมูลให้ครอบคลุมทุกช่วงค่าของอัตราฝนในพื้นที่ที่ต้องการศึกษาเมื่อได้ข้อมูลครบแล้วจึงนำมาคำนวณหาค่า Z_R และค่า b ที่มีความเหมาะสมกับข้อมูลชุด ดังกล่าวมากที่สุด ด้วยการใช้สมการถดถอยเพื่อหาเส้นที่เหมาะสมที่ใช้เป็นตัวแทนของข้อมูล (นัฐพล มหาวิค, 2565)

ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดด้วยสถานีเรดาร์นี้เป็นขอมูลของคลื่นสะท้อน (Radar reflectivity) ที่สะท้อนจากเป้าหมาย โดยจะทำการเก็บข้อมูลในแต่ละรอบของการตรวจวัดที่มุมในแนวดิ่งต่าง ๆ กัน ซึ่งเรียกว่าข้อมูล แบบ PPI ที่แสดงถึงกลุ่มฝนหรือกลุ่มเมฆข้อมูลประเภทนี้สามารถแสดงได้จากมุมในการตรวจวัดเพียงมุมเดียว และข้อมูลแบบ CAPPI แสดงตัวแปรที่ต้องการการที่ค่าความสูงคงที่ โดยคัดเลือกค่าตรวจวัดที่ความสูงเดียวกันจากข้อมูลของมุมในแนวดิ่งหลาย ๆ มุมนิยมนำมาใช้เพื่อปรับค่า และคาดคะเนปริมาณน้ำฝนข้อมูลอัตราฝนในรูปแบบของคลื่นสะท้อนจากเม็ดฝนในอากาศนี้ซึ่งเรียกว่าความสัมพันธ์แบบ Z-R ไม่สามารถบอกปริมาณฝนที่ตกลงสู่พื้นดินได้โดยตรงเช่นเดียวกับการใช้สถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดินการที่จะแปลงค่าการสะท้อน (Z) มาเป็นอัตราการตกของฝน (R) ซึ่งมักมีหน่วยเป็น mm^6/m^{-3} หรือ เดซิเบล (dBZ = 10 logZ) (Collier, 1996; Kangerd et al., 2024; Mahavik, 2017; Mahavik et al., 2024; Mahavik et al., 2025a; Mapiam & Sriwongsitanon, 2008) โดยทั่วไปการแปลงดังกล่าวจะแสดงในรูปของสมการกำลัง (Power-law equation) ดังสมการ (11)

$$Z = aR^b \qquad \text{สมการ (11)}$$

โดยที่ **Z** คือ ค่าสัญญาณการสะท้อนกลับจากคลื่นเรดาร์ มีหน่วยเป็น (mm^6/m^{-3}) **R** คือ อัตราการตกของฝน มีหน่วยเป็น (mm/hr) โดยที่ค่าคงที่ **a** และ **b** ดังตาราง 3 คือ ค่าสัมประสิทธิ์คงที่ที่ขึ้นอยู่กับการกระจายของขนาดเม็ดฝน และสามารถเปลี่ยนแปลงตามลักษณะของฝน ประเภทของฝน ช่วงเวลาฤดูกาล โดยค่าสัมประสิทธิ์ที่นิยมใช้ในประเทศไทยกำหนดไว้ดังที่ได้ใช้ในงานวิจัยของ (Mahavik et al., 2021; Mahavik et al., 2025a)

ตาราง 3 ความสัมพันธ์ Z-R ในระบบเรดาร์ WSR-88D

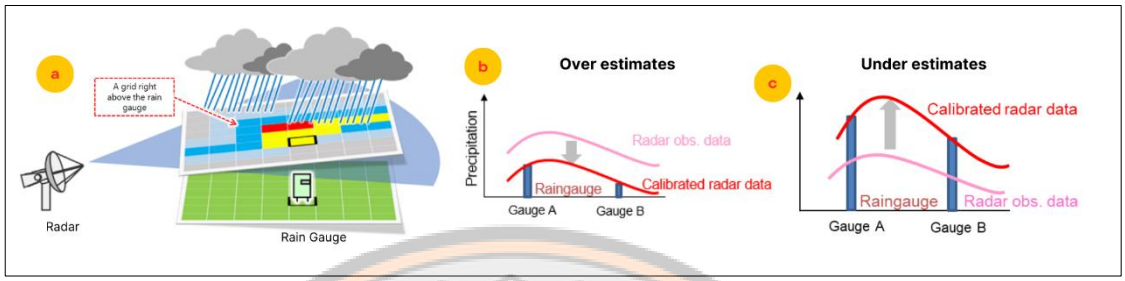
ความสัมพันธ์ZR	สมการ	คำอธิบาย
Marshall/Palmer (MP)	$Z= 200R^{1.6}$	เหตุการณ์ฝนสำหรับเมฆแบบแผ่นหรือขนาดเม็ดฝนที่เล็กในบริเวณละติจูดกลาง (Marshall & Palmer, 1948)
Rosenfeld Tropical (RF)	$Z= 250R^{1.2}$	เหตุการณ์ฝนในเขตร้อน (Rosenfeld et al., 1993)
Summer Deep Convection (SD)	$Z= 300R^{1.4}$	เหตุการณ์ฝนสำหรับเมฆที่ก่อตัวในแนวตั้งหรือฝนที่เกิดจากการพาความร้อนอย่างรุนแรงในฤดูร้อน (Battan, 1973)

ที่มา: นัฐพล มหาวิค (2565)

2.5.3 หลักการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนจากประมาณค่าฝนจากเรดาร์ด้วยข้อมูลสถานีวัดฝน

สถานีตรวจวัดฝนที่ให้ค่าข้อมูลความเข้มฝน (Rainfall intensity) ที่เป็นค่าจริงในตำแหน่งที่ตรวจวัดเป็นข้อมูลที่สำคัญต่อการประเมินและปรับปรุงอัลกอริทึมเพื่อการประมาณค่าฝนจากค่าการสะท้อนของเรดาร์ (QPE) ซึ่งเครื่องมือที่ใช้ตรวจวัดปริมาณน้ำฝนมีค่าความคลาดเคลื่อนที่แตกต่างกัน ต้องมีการดูแลรักษาอุปกรณ์และปรับเทียบให้มีความถูกต้องอยู่เสมอแต่ก็ยังคงมีข้อจำกัดในเรื่องของความผันแปรเชิงพื้นที่และเชิงช่วงเวลาของฝน ยกเว้นแต่ในกรณีที่มีความหนาแน่นของโครงค่ายสถานีที่มีความหนาแน่นมาก อย่างไรก็ตามในกรณีที่มีเหตุการณ์ฝนที่รุนแรง มักพบความไม่แน่นอนของค่าปริมาณฝนที่ตรวจวัดได้ เนื่องจากตามลักษณะพื้นที่สูง ภูเขา หรือพื้นที่เข้าถึงได้ยากทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนนี้เกิดขึ้น (นัฐพล มหาวิค, 2565) จากข้อจำกัดนี้จึงได้นำเรดาร์ตรวจอากาศมาใช้ในการประมาณค่าฝนเชิงพื้นที่และเชิงช่วงเวลา แต่ข้อมูลเรดาร์ก็มีข้อจำกัดเช่นเดียวกันจึงต้องมีการปรับแก้ฝนประมาณค่าด้วยข้อมูลฝนภาคพื้นดิน ใช้ข้อมูลจากสถานีวัดฝนที่อยู่บนพื้นดินเพื่อเปรียบเทียบและปรับแก้ข้อมูลเรดาร์ให้สอดคล้องกับปริมาณฝนที่วัดได้จริงซึ่งสำคัญในการปรับแก้ค่าฝนประมาณค่าจากการสะท้อนเรดาร์มีอยู่ 2 วิธีหลักๆ ได้แก่ วิธีการปรับแก้ค่าความเอนเอียงสนามเฉลี่ย (MFB) ทำได้ด้วยวิธีการจับคู่กับฝนภาคพื้นดินตามแนวระยะที่ตรงกัน ดังภาพ 28 เพื่อคำนวณ

ค่าสัดส่วนของผลรวมฝนเรดาร์และผลรวมฝนภาคพื้นมาเป็นค่าแฟกเตอร์ตัวคูณของค่าแล้วนำไปคูณปรับแก้กับฝนประมาณค่าตั้งต้น วิธีการนี้จะยังคงมีค่าความคลาดเคลื่อนอยู่จึงต้องมีการปรับแก้ค่าความเอนเอียงตัวแปรเชิงพื้นที่ (Spatially variable bias correction) (Hong & Gourley, 2018)



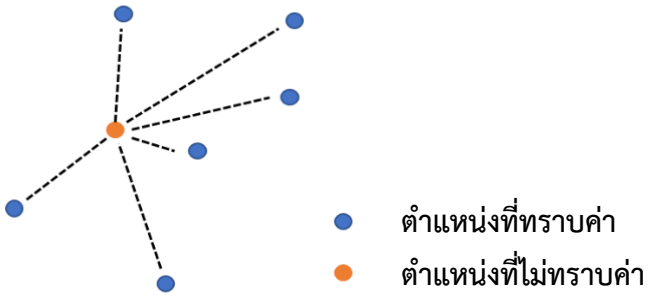
ภาพ 28 หลักการปรับแก้ด้วยข้อมูลสถานีวัดฝน

ที่มา: ภาพจากผู้วิจัย (2025)

2.6 แนวคิดการประมาณค่าเชิงพื้นที่ (Spatial interpolation)

การประมาณค่าเชิงพื้นที่ (Spatial interpolation) คือกระบวนการใช้จุดข้อมูลที่มีค่าอยู่แล้วเพื่อประมาณค่าให้กับจุดข้อมูลอื่นๆที่ไม่มีค่าโดยการสร้างข้อมูลเชิงพื้นผิวจากจุดขึ้นมา (Chang, 2018) แสดงดังภาพ 29 ในงานด้านอุตุนิยมวิทยาและอุทกวิทยา วิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่มีบทบาทสำคัญอย่างยิ่ง โดยเฉพาะในการปรับแก้ค่าความเอนเอียงของการประมาณค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ เมื่อเปรียบเทียบกับค่าที่ตรวจวัดจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดิน เนื่องจากปริมาณฝนที่ประเมินจากเรดาร์มักมีความคลาดเคลื่อนเชิงพื้นที่อันเนื่องมาจากปัจจัยต่าง ๆ เช่น ระยะทางจากสถานีเรดาร์ ลักษณะของลำคลื่นเรดาร์ และสภาพภูมิประเทศ ดังนั้น ข้อมูลจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดินจึงถูกนำมาใช้ในการคำนวณค่าความเอนเอียงระหว่างปริมาณฝนจากเรดาร์และค่าที่ตรวจวัดจริง จากนั้นค่าความเอนเอียงดังกล่าวจะถูกนำไปสร้างพื้นผิวเชิงพื้นที่ด้วยวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ เพื่อใช้เป็นตัวแปรในการปรับแก้ค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ ซึ่งเรียกว่า การปรับแก้ค่าความเอนเอียงแบบตัวแปรเชิงพื้นที่

โดยทั่วไป วิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่สามารถแบ่งออกเป็น 2 วิธีการหลัก ได้แก่ 1. วิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่เชิงดีเทอร์มินิสติก (Deterministic methods) และ 2. วิธีการประมาณค่าแบบธรณีสถิติ (Geostatistical methods) (Sokol et al., 2021) สามารถอธิบายได้ดังต่อไปนี้



ภาพ 29 หลักการประมาณค่าเชิงพื้นที่

ที่มา: ดัดแปลงจาก SIGLES (n.d.)

2.6.1 วิธีการประมาณค่าแบบดีเทอร์มินิสติก (Deterministic methods)

Inverse Distance Weighting (IDW) คือวิธีการประมาณค่าสำหรับจุดที่ไม่ทราบค่าจากค่าของจุดตัวอย่างรอบ ๆ โดยใช้น้ำหนักถ่วงกลับตามระยะทาง กล่าวคือ จุดที่อยู่ใกล้จะมีอิทธิพลต่อค่าประมาณมากกว่าจุดที่อยู่ไกล (Chang, 2018) ดังสมการ (12)

$$z_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} z_i \frac{1}{d_i^k}}{\sum_{i=1}^{n} \frac{1}{d_i^k}} \qquad \text{สมการ (12)}$$

โดยที่ z_0 คือค่าที่ประมาณได้ ณ จุดที่ต้องการ (จุด0) z_i คือค่าที่ทราบจริง ณ จุดที่ i d_i คือระยะทางระหว่างจุด i และจุด 0 s คือจำนวนจุดที่ใช้ในการประมาณค่า kคือค่ากำลัง (Power) ที่กำหนดอิทธิพลของระยะทางโดยทั่วไปกำหนดค่าเริ่มต้นเท่ากับ 2 ตามที่ (Kangerd et al., 2024; Lin & Yu, 2008; Ly et al., 2011)) หมายถึงการเปลี่ยนแปลงของค่าจะสูงใกล้บริเวณจุดที่ทราบค่าและจะค่อย ๆ ลดลงเมื่ออยู่ไกลออกไป

2.6.2 วิธีการประมาณค่าแบบธรณีสถิติ (Geostatistical methods)

Kriging เป็นวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ (Spatial interpolation) ในเชิงภูมิสารสนเทศ (Geostatistical) ที่สามารถใช้การประมาณค่าของตัวแปรที่จุดที่ไม่มีข้อมูล โดยอิงจากค่าที่ทราบจากจุดใกล้เคียง จุดเด่นของ Kriging คือสามารถประเมินคุณภาพของการพยากรณ์ ผ่านค่าความ

คลาดเคลื่อนของการพยากรณ์ ได้ทำให้แตกต่างจากวิธีประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบอื่น ๆ ที่ไม่สามารถวัดความเชื่อมั่นของผลลัพธ์ได้ เครื่องมือสำคัญที่ Kriging ใช้ในการวัดและกำหนดองค์ประกอบที่มีความสัมพันธ์เชิงพื้นที่คือ Semivariogram (Chang, 2018)

Semivariogram เป็นเครื่องมือที่แสดงให้เห็นความสัมพันธ์อัตโนมัติเชิงพื้นที่โดยการพล็อตความแปรปรวนของคู่ข้อมูล (Semivariance) เทียบกับระยะทาง ($\boldsymbol{h}$) โดยทั่วไป ค่าที่อยู่ใกล้กันจะมีความแปรปรวนน้อยเมื่อถึงระยะทางหนึ่งที่เรียกว่า Range ความสัมพันธ์อัตโนมัติเชิงพื้นที่จะหมดไปและความแปรปรวนจะคงที่ที่ระดับ Sill โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (เช่น Circular, Spherical, Exponential, Gaussian, Linear) (GISGeography, 2018) ดังสมการ (13)

$$\gamma(\mathrm{h}) = \frac{1}{2n}\sum_{i=1}^{n}\left[z(x_i) - z(x_i + h)\right]^2 \qquad \text{สมการ (13)}$$

โดยที่ $\boldsymbol{\gamma(h)}$ คือค่า กึ่งความแปรปรวนเฉลี่ย, $\boldsymbol{h}$ คือระยะทางระหว่างจุด, $\boldsymbol{n}$ คือจำนวนคู่ของจุดตัวอย่างที่ถูกจัดกลุ่มตามทิศทางในช่วงระยะ และ คือค่าของจุดตัวแปรที่ตำแหน่ง $\boldsymbol{x}$

Ordinary Kriging (OK) เป็นวิธีที่ใช้กันอย่างแพร่หลาย และวิธีการนี้ให้จุดที่ไม่ทราบค่าถูกประมาณค่าด้วยจุดที่ทราบค่าแล้วในแนวเดียวกันและในลักษณะของความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ ระดับความสัมพันธ์นี้ขึ้นอยู่กับจุดที่ทราบค่าระดับครึ่งหนึ่งของความแปรปรวนเฉลี่ยโดยที่ Ordinary Kriging ใช้การปรับจาก Semivariogram ในการประมาณค่าของ $\boldsymbol{z}$ (Chang, 2018) ดังสมการ (14)

$$Z_0 = \sum_{i=1}^{s} z_x W_x \qquad \text{สมการ (14)}$$

โดยที่ $\boldsymbol{z_0}$ คือค่าที่ต้องการประมาณ, $\boldsymbol{z_x}$ คือค่าของจุดตำแหน่งนั้น, W_x คือค่าน้ำหนักที่มีความสัมพันธ์ระหว่างจุดที่ต้องการประมาณค่าและจุดที่ทราบค่าแล้วและ S จำนวนจุดที่ทราบค่าแล้วใช้ในการประมาณค่า

Universal Kriging (UK) เป็นวิธีการให้ความผันแปรเชิงพื้นที่ในค่า $\boldsymbol{z}$ รวมกันและมีความสัมพันธ์เชิงพื้นที่กับจุดที่ทราบค่า นอกจากนี้ยังเป็นวิธีการที่มีการปรับแก้ความโค้งของพื้นที่โดยวิธีการนี้เป็นวิธีการที่รวมเข้าไว้ของพื้นผิวในแนวระนาบเทียบกับพื้นผิวควอดราติก (Quadratic) ซึ่งใช้สมการแบบโพลิโนเมียล (Chang, 2018) ดังสมการ (15) และสมการ (16)

$$M = b_1 x_i + b_2 y_i \quad \text{สมการ (15)}$$

$$M = b_1 x_i + b_2 y_i + b_3 x_i^2 + b_4 x_i y_i + b_5 y_i^2 \quad \text{สมการ (16)}$$

โดยที่ $\boldsymbol{M}$ คือค่าน้ำหนักของความสัมพันธ์ระหว่างจุดที่ต้องการประมาณค่าและจุดที่ทราบค่าแล้ว $\boldsymbol{x_i, y_i}$ คือจำนวนจุดที่ทราบค่าแล้วใช้ในการประมาณค่าและ $\boldsymbol{b_1, b_2}$ คือ ค่าสัมประสิทธิ์ใช้ในการประมาณค่า

2.7 แนวคิดภูมิสารสนเทศรหัสเปิดและเรดาร์รหัสเปิด

นัฐพล มหาวิค และคณะ (2567) ได้รวบรวมแนวคิดการจัดการข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศที่จำเป็นต้องอาศัยซอฟต์แวร์ที่มีศักยภาพในการประมวลผลข้อมูลเชิงพื้นที่และเชิงเวลาอย่างมีประสิทธิภาพ ปัจจุบันมีการพัฒนาเทคโนโลยีซอฟต์แวร์รหัสเปิดอย่างต่อเนื่อง โดยได้รับการสนับสนุนจากชุมชนนักพัฒนาจำนวนมาก ส่งผลให้ซอฟต์แวร์ด้านเรดาร์ตรวจอากาศมีความก้าวหน้าและสามารถนำไปต่อยอดองค์ความรู้ รวมถึงการพัฒนานวัตกรรมใหม่ ๆ ได้อย่างกว้างขวาง ซอฟต์แวร์รหัสเปิดมีข้อได้เปรียบสำคัญเมื่อเทียบกับซอฟต์แวร์เชิงพาณิชย์ เนื่องจากไม่ต้องเสียค่าใช้จ่ายด้านลิขสิทธิ์และสามารถเข้าถึงโค้ดต้นทางเพื่อปรับแก้หรือพัฒนาให้สอดคล้องกับลักษณะงานเฉพาะด้านได้ ความยืดหยุ่นดังกล่าวเอื้อต่อการประยุกต์ใช้งานในบริบทของประเทศไทยเป็นอย่างยิ่ง อีกทั้งยังช่วยให้ผู้ใช้งานสามารถทำความเข้าใจหลักการและอัลกอริทึมที่ใช้ในการประมวลผลข้อมูลเรดาร์ได้อย่างชัดเจน อธิบายเกี่ยวกับซอฟต์แวร์ทั้งสองประเภทได้ดังนี้

2.7.1 ซอฟต์แวร์ไลบรารีเรดาร์รหัสเปิด (Open-source radar Libraries)

การประมวลผลข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศมีการใช้ซอฟต์แวร์ทั้งในรูปแบบเชิงพาณิชย์และซอฟต์แวร์รหัสเปิด อย่างไรก็ตาม ในช่วงทศวรรษที่ผ่านมา ภาษาไพทอนได้รับความนิยมเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องในแวดวงงานเรดาร์ตรวจอากาศ เนื่องจากเป็นภาษาที่มีโครงสร้างเข้าใจง่าย ไม่มีค่าใช้จ่ายด้านลิขสิทธิ์ และสามารถรองรับการพัฒนาเครื่องมือวิเคราะห์ข้อมูลเชิงซับซ้อนได้ ส่งผลให้มีการพัฒนาไลบรารีและโค้ดต้นทางสำหรับการประมวลผลข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศในรูปแบบรหัสเปิดเพิ่มมากขึ้น (Heistermann et al., 2015) ซอฟต์แวร์เรดาร์รหัสเปิดที่ได้รับการยอมรับอย่างแพร่หลาย ได้แก่ Wradlib, Py-ART และ BALTRAD เป็นต้น โดย Heistermann et al. (2013) ได้พัฒนาไลบรารี

สำหรับการประมวลผลข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศด้วยภาษาไพทอนซึ่งสามารถรองรับการอ่านข้อมูลเรดาร์ได้หลากหลายรูปแบบ รวมถึงการแสดงผลเชิงแผนที่ การประมาณค่าปริมาณน้ำฝนในระดับลุ่มน้ำ และการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนของข้อมูลเรดาร์ เช่น ผลกระทบจาก PBB และการอ่อนค่าของสัญญาณเรดาร์ สำหรับบริบทของประเทศไทย Mahavik & Tantanee (2019) ได้นำซอฟต์แวร์ Wradlib มาประยุกต์ใช้ในการวิเคราะห์คุณสมบัติทางกายภาพของเมฆพาความร้อนจากข้อมูลเรดาร์สถานีเพชรบูรณ์ในช่วงฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ โดยมีการสร้างข้อมูลสะท้อนเรดาร์ในรูปแบบ CAPPI ที่ระดับความสูง 3 กิโลเมตร และพัฒนากระบวนการติดตามกลุ่มเมฆพาความร้อนเพื่อเก็บค่าสถิติทางกายภาพของระบบเมฆดังกล่าว

ในขณะเดียวกัน Helmus & Collis (2016) ได้ร่วมกันพัฒนาไลบรารีเรดาร์ตรวจอากาศแบบรหัสเปิดในภาษาไพทอนที่เรียกว่า Py-ART (The Python ARM Radar Toolkit) ซึ่งประกอบด้วยชุดคำสั่งสำหรับการอ่านข้อมูล การแสดงผล การปรับแก้คุณภาพข้อมูล และการวิเคราะห์ข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศอย่างครบถ้วน โดยกลุ่มผู้พัฒนา Py-ART มีแนวทางมุ่งเน้นการประมวลผลข้อมูลเรดาร์เพื่อการศึกษาทางด้านบรรยากาศศาสตร์เป็นหลัก ซึ่งแตกต่างจากกลุ่มผู้พัฒนา Wradlib ที่มุ่งเน้นการประยุกต์ใช้งานข้อมูลเรดาร์ในด้านอุทกวิทยาเป็นสำคัญ (นัฐพล มหาวิค และคณะ, 2567) นอกจากไลบรารีเรดาร์รหัสเปิดแล้วนั้นยังมีไลบรารีรหัสเปิดอีกหลายไลบรารีที่เกี่ยวข้องหลัก ซึ่งนิยมใช้ในภาษาไพทอนและได้ใช้ในการวิจัย มีดังต่อไปนี้

- NumPy และ Pandas สำหรับการจัดการข้อมูลเชิงตารางและข้อมูลเชิงตัวเลข
- Matplotlib สำหรับการแสดงผลเชิงกราฟและแผนที่
- Geopandas ใช้สำหรับการจัดการประมวลผลข้อมูลเชิงพื้นที่ในรูปแบบเวกเตอร์
- Xarray และ Rasterio ใช้สำหรับการจัดการ ข้อมูลเชิงพื้นที่ประเภทราสเตอร์และข้อมูลเชิงหลายมิติ

2.7.2 ซอฟต์แวร์ภูมิสารสนเทศรหัสเปิด (Open-source geoinformatics)

ระบบภูมิสารสนเทศสมัยใหม่ มีบทบาทสำคัญในการจัดเก็บ การรวบรวม การวิเคราะห์และการนำเสนอข้อมูลด้านอุตุนิยมวิทยาและภูมิศาสตร์กายภาพอย่างมีประสิทธิภาพ (Goodchild et al., 1992) ด้วยพัฒนาการทางแนวคิดและเทคโนโลยีที่สั่งสมมายาวนานกว่า 50 ปี ทำให้ระบบภูมิสารสนเทศในปัจจุบันสามารถรองรับข้อมูลเชิงพื้นที่และเชิงเวลาได้อย่างหลากหลาย

และซับซ้อนยิ่งขึ้นจากพัฒนาการดังกล่าว ส่งผลให้เกิดการนำแนวคิดของซอฟต์แวร์เสรีและซอฟต์แวร์รหัสเปิดหรือ Free and Open Source Software (FOSS) มาประยุกต์ใช้อย่างแพร่หลายในหลายสาขาวิชา (Ciolli et al., 2017; Chen et al., 2010) เมื่อแนวคิด FOSS ถูกนำมาใช้กับงานด้านภูมิสารสนเทศ จึงเกิดกลุ่มซอฟต์แวร์ที่เรียกว่า Free and Open Source Software for Geospatial (FOSS4G) ซึ่งหมายถึงซอฟต์แวร์ภูมิสารสนเทศที่เปิดโอกาสให้ผู้ใช้งานสามารถเข้าถึง ศึกษา และทำความเข้าใจโค้ดต้นทางที่ใช้ในการพัฒนาอัลกอริทึมต่าง ๆ และยังได้รับการสนับสนุนจากชุมชนนักพัฒนาที่มีการทำงานร่วมกันอย่างต่อเนื่อง เปิดโอกาสให้ผู้ใช้งานสามารถมีส่วนร่วมในการพัฒนาปรับปรุง และเผยแพร่โค้ดที่ได้ดัดแปลงหรือพัฒนาขึ้นใหม่ได้อย่างเสรี (นัฐพล มหาวิค, 2567)

2.8 สถิติที่ใช้ในการวิจัย

การศึกษาครั้งนี้ได้ใช้ตัวชี้วัดสมรรถนะทางสถิติ 3 กลุ่มเพื่อประเมินความถูกต้องของการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน ดังนี้ 1. กลุ่มเมตริกวัดความคลาดเคลื่อน (Error metrics) ได้แก่ ค่าความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ยราก (Root Mean Squared Error: RMSE), ค่าความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์เฉลี่ย (Mean Absolute Error: MAE) 2. กลุ่มเมตริกวัดความเอนเอียง (Bias metrics) ได้แก่ ค่าความคลาดเคลื่อนเฉลี่ย (Bias), ค่าความเอนเอียงเชิงสนามเฉลี่ย (Mean Field Bias: MFB) (Hanchoowong, Weesakul & Chumchean, 2012; Kangerd et al., 2024; Mahavik et al., 2024, 2025a, 2025b, 2025c) และ 3. กลุ่มเมตริกด้านความสัมพันธ์ (Correlation-based metrics) ได้แก่ สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สัน (Correlation coefficient: r), สัมประสิทธิ์การตัดสินใจ (Coefficient of determination: R^2) ดัชนีทางสถิติเหล่านี้เป็นตัวชี้วัดมาตรฐานที่ถูกนำมาใช้อย่างแพร่หลายในงานด้านอุตุนิยมวิทยา เพื่อประเมินคุณภาพและความน่าเชื่อถือของแบบจำลองการประมาณปริมาณน้ำฝน

2.8.1 อัตราส่วนความเอนเอียงเฉลี่ย (Mean Bias Ratio)

ความเอนเอียงระหว่างปริมาณฝนที่ประเมินจากเรดาร์และค่าที่ตรวจวัดจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน ถูกประเมินเบื้องต้นโดยใช้อัตราส่วนความเอนเอียงเฉลี่ย (Mean Bias Ratio) ซึ่งนิยามเป็นค่าเฉลี่ยของอัตราส่วนระหว่างปริมาณฝนจากสถานีวัดน้ำฝน (GR) และปริมาณฝนจากเรดาร์ (RR) ใน

แต่ละตำแหน่งที่ตรงกัน ตัวชี้วัดนี้ใช้เพื่อการประเมินประสิทธิภาพเท่านั้น และไม่ได้ใช้เป็นตัวคูณในการปรับแก้ข้อมูล ค่าอัตราส่วนความเอนเอียงเฉลี่ยเท่ากับ 1 หมายถึงความสอดคล้องกันอย่างสมบูรณ์ระหว่างข้อมูลเรดาร์และสถานีวัดน้ำฝนค่ามากกว่า 1 หมายถึงเรดาร์ประเมินปริมาณฝนต่ำกว่าความเป็นจริง ขณะที่ค่าน้อยกว่า 1 หมายถึงเรดาร์ประเมินปริมาณฝนสูงกว่าความเป็นจริง ตัวชี้วัดนี้เป็นปริมาณไร้มิติ (–) และใช้สรุประดับความสอดคล้องระหว่างข้อมูลเรดาร์และสถานีวัดน้ำฝนของสถานีที่ใช้ในการตรวจสอบความถูกต้อง (Shin et al., 2021) สมการ (16) เป็นค่าเฉลี่ยของอัตราส่วนความเอนเอียงในระดับรายสถานี ซึ่งแตกต่างจากค่า Mean Field Bias (MFB) ที่คำนวณจากอัตราส่วนของปริมาณฝนรวมทั้งหมด ดังนั้นตัวชี้วัดทั้งสองจึงมีวัตถุประสงค์การใช้งานที่แตกต่างกัน โดย Mean Bias Ratio ใช้ประเมินความสอดคล้องในระดับเชิงพื้นที่เฉพาะจุด ขณะที่ MFB ใช้สำหรับการปรับแก้เชิงคูณในระดับภาพรวม

$$\text{Mean Bias Ratio} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{GR_i}{RR_i}\right) \qquad \text{สมการ (16)}$$

2.8.2 ค่าความเอนเอียงเฉลี่ย (Mean field bias: MFB)

การปรับแก้ค่าความลำเอียงเฉลี่ยภาคสนาม (MFB) เป็นเทคนิคพื้นฐานที่ใช้สำหรับการปรับความคลาดเคลื่อนของข้อมูลปริมาณฝนจากเรดาร์ เพื่อปรับแก้ความคลาดเคลื่อนเชิงคูณที่เกิดขึ้นระหว่างค่าที่เรดาร์คาดการณ์ไว้กับค่าที่วัดได้จริงจากภาคพื้นดิน โดยดัชนีนี้มีบทบาทสำคัญในการยกระดับความแม่นยำของการประเมินปริมาณฝนจากค่าการสะท้อนของเรดาร์ (Hanchoowong et al., 2012) ซึ่งงานวิจัยของ Krajewski & Smith (2002) การคำนวณ MFB นำค่าปริมาณฝนสะสมที่ได้จากเรดาร์ในช่วงเวลาที่กำหนด มาหารด้วยค่าฝนสะสมจากเครื่องวัดฝนในช่วงเวลาเดียวกัน เพื่อหาค่าความต่างของสองข้อมูล หากค่า MFB มีค่ามากกว่า 1 หมายถึง ข้อมูลเรดาร์มีแนวโน้มที่จะประเมินค่าฝนต่ำกว่าความเป็นจริง ในทางตรงกันข้าม หากค่า MFB น้อยกว่า 1 แสดงว่าเกิดการประเมินค่าฝนสูงเกินไปเมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลจริงจากภาคพื้นดินดังสมการ (17)

$$\text{MFB} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \text{GR}_i}{\sum_{i=1}^{n} \text{RR}_i} \qquad \text{สมการ (17)}$$

2.8.3 ค่าเฉลี่ยความคลาดเคลื่อนกำลังสอง (Root Mean Squared Error: RMSE)

ค่ารากที่สองของความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ย (Root Mean Squared Error: RMSE) เป็นสถิติที่ใช้วัดระดับความคลาดเคลื่อนของข้อมูลที่ประมาณค่า เมื่อเปรียบเทียบค่าปริมาณฝนจากเรดาร์กับข้อมูลฝนที่สังเกตได้จากสถานีภาคพื้นดิน โดยคำนวณจากผลต่างระหว่างค่าทั้งสองชุดข้อมูลที่ถูกยกกำลังสอง นำมาหาค่าเฉลี่ย และถอดรากที่สองในขั้นสุดท้าย RMSE จึงสะท้อนให้เห็นถึงขนาดของความแตกต่างเฉลี่ยในเชิงปริมาณ ซึ่งข้อผิดพลาดที่มีค่ามากจะส่งผลกระทบต่อผลลัพธ์มากกว่าข้อผิดพลาดที่มีค่าน้อย เนื่องจากการยกกำลังสองทำให้ความคลาดเคลื่อนขนาดใหญ่ถูกขยายผลเด่นชัดขึ้น ดังสมการ (18)

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{GR_i} - \mathrm{RR_i})^2} \qquad \text{สมการ (18)}$$

2.8.4 ค่าเฉลี่ยค่าสัมบูรณ์ของความคลาดเคลื่อน (Mean absolute error: MAE)

ค่าความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์เฉลี่ย (Mean Absolute Error: MAE) เป็นตัวชี้วัดทางสถิติที่ใช้ในการประเมินความแม่นยำของข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากเรดาร์เมื่อเปรียบเทียบกับค่าที่สังเกตจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดิน โดย MAE จะคำนวณจากค่าเฉลี่ยของผลต่างเชิงสัมบูรณ์ระหว่างค่าฝนเรดาร์ที่ประมาณได้กับค่าฝนจริงที่วัดได้จากสถานี ซึ่งสะท้อนถึงขนาดของความคลาดเคลื่อนโดยไม่พิจารณาทิศทางว่าเป็นการประเมินค่าสูงเกินไปหรือต่ำเกินไป การใช้ MAE ในการประเมินจึงช่วยให้เข้าใจระดับของความแตกต่างเชิงปริมาณระหว่างข้อมูลฝนจากเรดาร์และฝนจากสถานีอย่างเป็นกลาง โดยไม่ให้น้ำหนักที่มากเกินไปแก่ข้อผิดพลาดที่มีค่าสูงดังสมการ (19)

$$\mathrm{MAE} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}|\mathrm{GR_i} - \mathrm{RR_i}| \qquad \text{สมการ (19)}$$

2.8.5 สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สัน (Correlation coefficient: r)

สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สัน (Pearson’s correlation coefficient: *r*) Pearson (1895) ใช้สำหรับประเมินความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงระหว่างปริมาณฝนที่ประมาณจากเรดาร์และปริมาณฝนที่ตรวจวัดจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดังสมการ (20) โดยที่ค่า r มีค่าอยู่ระหว่าง −1 ถึง +1 หากค่าเข้าใกล้ 1 แสดงถึงความสัมพันธ์เชิงบวกหรือเปลี่ยนแปลงไปในทิศทางเดียวกัน ค่า r เข้าใกล้ -1

แสดงถึงความสัมพันธ์เชิงลบหรือเปลี่ยนแปลงไปในทิศทางตรงข้ามกัน และค่า r=0 ไม่มีความสัมพันธ์กันในแนวเส้นตรง (สาวิตรี รตโนภาส สุวรรณลี, 2564)

$$r = \frac{\sum RG_i RR_i - \frac{(\sum RG_i)(\sum RR_i)}{n}}{\sqrt{\left(\sum RG_i^2 - \frac{(\sum RG_i)^2}{n}\right)\left(\sum RR_i^2 - \frac{(\sum RR_i)^2}{n}\right)}}$$ สมการ (20)

2.8.6 สัมประสิทธิ์การตัดสินใจ (Coefficient of Determination: R^2)

สัมประสิทธิ์การตัดสินใจ (Coefficient of Determination: R^2) Pearson (1895)ใช้สำหรับประเมินสัดส่วนของความแปรปรวนของปริมาณฝนที่ตรวจวัดจากสถานีวัดฝนภาคพื้น ซึ่งสามารถอธิบายได้ด้วยปริมาณฝนที่ประมาณจากเรดาร์ โดยอาศัยความสัมพันธ์เชิงเส้นระหว่างข้อมูลทั้งสองชุด ในกรณีนี้ค่า R^2 คำนวณได้จากการยกกำลังสองของสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สัน ดังสมการ (21)

$$R^2 = r^2$$ สมการ (21)

โดยที่ GR_i หมายถึง ปริมาณฝนสะสมจากเครื่องวัดฝนภาคพื้นดิน ณ จุดข้อมูลลำดับที่ i RR_i หมายถึง ปริมาณฝนสะสมจากการประมาณค่าของเรดาร์ที่ครอบคลุมจุดปริมาณน้ำวัดฝนที่ i n หมายถึง จำนวนคู่ข้อมูลระหว่างสถานีวัดน้ำฝนและเรดาร์ r หมายถึงสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ของเพียร์สัน

2.9 เอกสารงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

การประเมินปริมาณฝนเป็นข้อมูลพื้นฐานที่มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อการพยากรณ์อากาศ การวิเคราะห์อุทกวิทยา และการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำ โดยเฉพาะในพื้นที่เขตร้อนซึ่งมักเผชิญกับฝนตกหนักและอุทกภัยเป็นประจำ เรดาร์ตรวจอากาศจึงถูกนำมาใช้เป็นเครื่องมือหลักในการตรวจวัดและติดตามการตกของฝนในระดับภูมิภาค เนื่องจากสามารถให้ข้อมูลฝนที่มีความต่อเนื่องเชิงเวลาและมีความละเอียดเชิงพื้นที่สูงกว่าข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝนแบบจุด อย่างไรก็ตาม การแปลงค่าการสะท้อนของคลื่นเรดาร์ (Reflectivity: Z) ไปเป็นอัตราการตกของฝน (Rain rate: R) จำเป็นต้องอาศัยความสัมพันธ์เชิงประจักษ์ที่เรียกว่า ความสัมพันธ์ Z–R ซึ่งถือเป็นหัวใจสำคัญของกระบวนการ

ประมาณค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ ทั้งนี้ งานวิจัยจำนวนมากได้ชี้ให้เห็นว่า ความสัมพันธ์ Z–R มาตรฐาน เช่น สมการของ Marshall & Palmer (1948), Rosenfeld et al. (1993), Battan (1973) บางเหตุการณ์ไม่สามารถสะท้อนลักษณะฝนที่แตกต่างกันตามชนิดของระบบพายุ สภาพภูมิอากาศ และลักษณะภูมิประเทศได้อย่างเหมาะสม ส่งผลให้การประมาณค่าปริมาณฝนจากเรดาร์เกิดความคลาดเคลื่อนเมื่อเปรียบเทียบกับค่าฝนจริงที่วัดได้จากสถานีภาคพื้นดิน

จากข้อจำกัดดังกล่าว งานวิจัยในระยะแรกของประเทศไทยจึงมุ่งเน้นการพัฒนาความสัมพันธ์ Z–R ให้เหมาะสมกับสภาพภูมิอากาศและลักษณะฝนเฉพาะพื้นที่ โดย Mapiam & Sriwongsitanon (2008) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ Z–R สำหรับการประเมินปริมาณฝนจากเรดาร์ในลุ่มน้ำปิงตอนบน โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ S-band จากสถานีอมก๋อยร่วมกับข้อมูลฝนจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน ผลการศึกษาพบว่าสมการ $Z = 74R^{1.6}$ ให้ผลการประมาณปริมาณฝนที่มีความสอดคล้องกับข้อมูลภาคพื้นดินดีกว่าสมการมาตรฐานของ Marshall–Palmer อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ทั้งนี้ ผู้วิจัยยังเสนอให้มีการปรับแก้ค่าความลำเอียงเชิงระบบของข้อมูลเรดาร์ด้วยวิธี MFB เพื่อเพิ่มความแม่นยำของข้อมูลก่อนนำไปประยุกต์ใช้ในงานด้านอุทกวิทยาและการพยากรณ์น้ำท่วม ในทำนองเดียวกัน Mahavik et al. (2011) ได้ขยายขอบเขตการศึกษาความสัมพันธ์ Z–R ไปยังพื้นที่ราบสูงภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ C-band จากสถานีสกลนครร่วมกับข้อมูลฝนจากสถานีโทรมาตรจำนวนมาก พร้อมทั้งพิจารณาผลกระทบของการบดบังลำบีมเรดาร์ที่เกิดจากลักษณะภูมิประเทศต่อความถูกต้องของข้อมูลเรดาร์ ผลการศึกษาพบว่าสมการ $Z = 70.506R^{1.625}$ สามารถอธิบายลักษณะฝนในพื้นที่ศึกษาได้ดีกว่าสมการมาตรฐาน และการกำจัดข้อมูลในบริเวณที่ได้รับผลกระทบจากการบดบังของลำบีม ช่วยเพิ่มค่าสหสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลเรดาร์และข้อมูลฝนภาคพื้นดินอย่างชัดเจน

อย่างไรก็ตาม แม้จะมีการพัฒนาความสัมพันธ์ Z–R เฉพาะพื้นที่แล้วความคลาดเคลื่อนเชิงระบบของข้อมูลเรดาร์ยังคงเป็นประเด็นสำคัญที่ไม่สามารถหลีกเลี่ยงได้ เนื่องจากอิทธิพลของปัจจัยด้านเทคนิคของเรดาร์และความแปรปรวนของโครงสร้างฝน Hanchoowong et al. (2012) จึงได้เสนอวิธีการปรับแก้ความลำเอียงเชิงตำแหน่งรายชั่วโมง (Hourly Local Bias: HLB) โดยประยุกต์ใช้เทคนิคทางภูมิสถิติ เพื่อจัดการกับความไม่แน่นอนของความสัมพันธ์ Z–R ที่เกิดจากความแตกต่างของการกระจายตัวของขนาดหยดน้ำฝนในเชิงพื้นที่ ผลการศึกษาภายใต้ข้อมูลเรดาร์พิมายแสดงให้เห็นว่าวิธี HLB ให้ประสิทธิภาพสูงกว่าวิธี MFB และวิธีการปรับแก้แบบดั้งเดิมอย่างมีนัยสำคัญ ต่อมา Mahavik (2017) ได้ประเมินประสิทธิภาพของวิธีการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนรูปแบบต่าง ๆ

กับข้อมูลเรดาร์เพชรบูรณ์ในช่วงมรสุมฤดูร้อน โดยเปรียบเทียบวิธี MFB, Range Dependent Adjustment และ Spatial Bias Adjustment ผลการศึกษาชี้ให้เห็นว่าวิธี MFB สามารถลดค่า MAE ได้สูงสุด และมีความเสถียรต่อการเปลี่ยนแปลงของระบบฝน ขณะที่การปรับแก้เชิงพื้นที่ด้วย OK ให้ผลดีกว่าวิธี IDW อย่างชัดเจน ในระดับภูมิภาคงานของ ภักดี จันทร์เกษ และคณะ (2557) รวมถึง ชูวิท มากมี และพรรณพิมพ์ พุทธรักษา มะเปี่ยม (2563) ได้แสดงถึงความสำคัญของการปรับแก้ความลำเอียงเชิงพื้นที่ โดยเฉพาะในพื้นที่ภาคตะวันออกของประเทศไทยซึ่งมีความแปรปรวนของฝนสูง ผลการศึกษาทั้งสองสอดคล้องกันว่า การใช้เทคนิคภูมิสถิติแบบ Kriging ซึ่งสามารถคำนึงถึงโครงสร้างเชิงพื้นที่ของข้อมูล ให้ความแม่นยำสูงกว่าวิธี MFB ที่ใช้ค่าคงที่เพียงค่าเดียวทั้งพื้นที่ศึกษา ในช่วงหลัง งานวิจัยได้พัฒนาไปสู่การประยุกต์ใช้เทคนิคขั้นสูงมากขึ้น เช่น การใช้การเรียนรู้ของเครื่องและการผสานข้อมูลเรดาร์หลายสถานี Mahavik et al. (2025b) แสดงให้เห็นว่าแบบจำลอง Random Forest สามารถจัดการความสัมพันธ์แบบไม่เชิงเส้นระหว่าง Z และ R ได้อย่างมีประสิทธิภาพ ขณะที่ ภูรี อรุณศรี และพรรณพิมพ์ พุทธรักษา มะเปี่ยม (2565) พบว่าการใช้เรดาร์คอมโพสิตช่วยลดข้อจำกัดของเรดาร์สถานีเดียวและเพิ่มความถูกต้องของการประเมินปริมาณฝน โดยเฉพาะในกรณีฝนปานกลางถึงฝนหนัก ในภาพรวม งานทบทวนวรรณกรรมระดับสากลของ Sokol et al. (2021) ได้สรุปว่าแม้เรดาร์ตรวจอากาศจะเป็นแหล่งข้อมูลฝนที่ให้รายละเอียดเชิงพื้นที่และเชิงเวลาได้ดีที่สุดในปัจจุบัน แต่การเลือกใช้ความสัมพันธ์ Z–R ที่เหมาะสม การปรับแก้ความลำเอียงของข้อมูลเรดาร์ และการผสานข้อมูลกับสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน ยังคงเป็นขั้นตอนที่จำเป็นอย่างยิ่งเพื่อให้ได้ข้อมูลปริมาณฝนเชิงปริมาณที่มีความน่าเชื่อถือสำหรับการพยากรณ์อากาศ การเตือนภัยน้ำท่วม และการจัดการทรัพยากรน้ำอย่างยั่งยืน

จากการทบทวนงานวิจัยที่เกี่ยวข้องพบว่า งานส่วนใหญ่ในประเทศไทยมุ่งเน้นการพัฒนาความสัมพันธ์ Z–R เฉพาะพื้นที่หรือการปรับแก้ความลำเอียงของข้อมูลเรดาร์ด้วยวิธี MFB และเทคนิคภูมิสถิติแบบดั้งเดิม โดยมักประเมินประสิทธิภาพจากค่าความคลาดเคลื่อนเชิงสถิติในระดับรายสถานีหรือระดับพื้นที่โดยรวม อย่างไรก็ตาม งานวิจัยจำนวนมากยังให้ความสำคัญกับการปรับแก้ค่าความลำเอียงเชิงค่าเฉลี่ยมากกว่าการพิจารณาความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของฝนอย่างละเอียด อีกทั้งยังมีข้อจำกัดในการวิเคราะห์ผลของความแตกต่างของชนิดระบบฝนและช่วงการพัฒนาของพายุที่อาจส่งผลต่อประสิทธิภาพของความสัมพันธ์ Z–R และวิธีการปรับแก้ข้อมูลเรดาร์ นอกจากนี้ งานที่ประยุกต์ใช้การปรับแก้เชิงพื้นที่อย่างเป็นระบบในระดับลุ่มน้ำ โดยเฉพาะในบริบทของพื้นที่เขตร้อนที่มีลักษณะภูมิประเทศซับซ้อนและมีฝนจากพายุหมุนเขตร้อน ยังมีจำนวนจำกัด ดังนั้น งานวิจัยนี้

จึงมุ่งเน้นการประเมินและพัฒนาการปรับแก้ข้อมูลฝนจากเรดาร์ในเชิงพื้นที่อย่างเป็นระบบ โดยผสานความสัมพันธ์ Z–R ที่เหมาะสมกับพื้นที่ศึกษาเข้ากับวิธีการปรับแก้ความลำเอียงเชิงพื้นที่ เพื่อเพิ่มความแม่นยำของการประมาณค่าปริมาณฝนจากเรดาร์และลดความไม่แน่นอนในการประยุกต์ใช้งานด้านอุทกวิทยาและการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำ

บทที่ 3

วิธีดำเนินงานวิจัย

วิธีดำเนินงานวิจัยเรื่อง “การศึกษาเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาของสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก” สามารถสรุปผลโดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

3.1 พื้นที่ศึกษา

3.2 พายุโซนร้อนเซินติญ

3.3 เครื่องมือและซอฟต์แวร์ที่ใช้ในการวิจัย

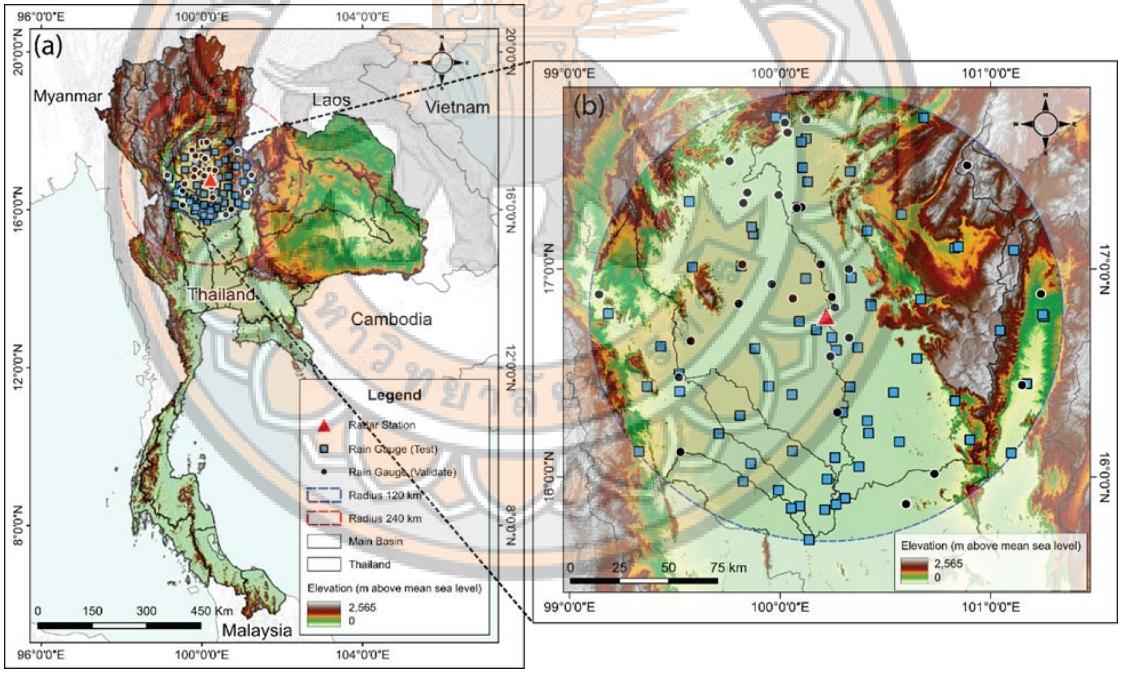
3.4 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา

3.5 วิธีการศึกษา

3.1 พื้นที่ศึกษา

เรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลกที่อยู่ภายใต้การปฏิบัติงานของกรมอุตุนิยมวิทยา ตั้งอยู่ที่ระดับความสูง 47 เมตรจากระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) ณ พิกัดทางภูมิศาสตร์ละติจูด 16.78 ° เหนือ, ลองจิจูด 100.22 ° ตะวันออก ดังภาพ 30 เรดาร์นี้ปฏิบัติการในย่านความถี่ระบบ C-band รัศมีสังเกตการณ์ครอบคลุมพื้นที่ 240 กิโลเมตรตามแนวรัศมีออกไปจากสถานีเรดาร์ตรวจอากาศ ทำการสแกนจำนวน 4 ครั้งต่อชั่วโมง ทุกๆ 15 นาทีประกอบด้วย 4 มุมยก ที่มุมยก 0.5°, 1.5°, 2.4° และ 3.4° (Kangerd et al., 2024; Mahavik et al., 2025a) สถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลกมีรัศมีครอบคลุมพื้นที่ที่ประกอบด้วยลักษณะภูมิประเทศที่หลากหลาย ตั้งแต่พื้นที่ราบลุ่มซึ่งมีแนวโน้มเกิดน้ำท่วมในบริเวณตอนกลางและตอนใต้ ไปจนถึงภูมิประเทศแบบภูเขาที่กระจายตัวอยู่โดยรอบทางด้านตะวันตก เหนือ และตะวันออกของขอบเขตการตรวจจับครอบคลุม 28 จังหวัด ได้แก่ ภาคเหนือ ได้แก่ เชียงใหม่ พิษณุโลก สุโขทัย อุตรดิตถ์ แพร่ น่าน, ลำพูน ลำปาง พะเยา ตาก กำแพงเพชร พิจิตร เพชรบรูณ์ ภาคกลางได้แก่ นครสวรรค์ อุทัยธานี ชัยนาท สิงห์บุรี ลพบุรี อ่างทอง สระบุรี สุพรรณบุรี กาญจนบุรี ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ได้แก่ เลย หนองบัวลำภู อุดรธานี ชัยภูมิ ขอนแก่น นครราชสีมา นอกจากนี้ลักษณะทางอุทกวิทยาภายใต้

พื้นที่ครอบคลุมการสังเกตการของเรดาร์ มีการรวมรวมตัวกันของแม่น้ำสายสำคัญหลายสายที่ไหลเข้าสู่ลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยา ได้แก่ แม่น้ำปิง แม่น้ำวัง แม่น้ำน่าน แม่น้ำยม อย่างไรก็ตามที่ศึกษาดังกล่าวเมื่อเข้าสู่ช่วงฤดูมรสุมในประเทศไทยสามารถตรวจวัดปริมาณฝนที่เคลื่อนตัวเข้ามาบริเวณตอนกลางของประเทศไทยส่งผลให้พยากรณ์ฝนพร้อมทั้งแจ้งเตือนประชาชนในพื้นที่ดังกล่าวให้เตรียมพร้อมสำหรับช่วงพายุฝนที่รุนแรงได้ทัน ซึ่งในปี พ.ศ.2561 ช่วงกลางเดือนกรกฎาคมได้มีเหตุการณ์ฝนตกหนักและน้ำท่วมจากพายุโซนร้อนเซินติญที่เคลื่อนตัวผ่านบริเวณประเทศเวียดนามเข้าสู่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบนของไทย ประกอบกับมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่มีกำลังแรง ส่งผลให้เกิดฝนตกหนักต่อเนื่องในหลายพื้นที่ โดยเฉพาะภาคเหนือตอนบนและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ด้วยเหตุนี้เหตุการณ์ดังกล่าวจึงถูกเลือกเป็นกรณีศึกษา โดยพิจารณาภายในพื้นที่รัศมีการสังเกตการณ์ของเรดาร์ 120 กิโลเมตร ดังภาพ 30



ภาพ 30 พื้นที่ศึกษา (a) แผนที่ประเทศไทย (b) แผนที่พื้นที่สังเกตการณ์เรดาร์พิษณุโลกรัศมี 120 กิโลเมตร สัญลักษณ์สามเหลี่ยมสีแดง แสดงตำแหน่งที่ตั้งสถานีเรดาร์ วงกลมเส้นประสีน้ำเงินและสีแดง แสดงรัศมีสังเกตุการณ์ 120, 240 กิโลเมตรจากกรมอุตุนิยมวิทยา สัญลักษณ์จุดวงกลมสีดำและสีเหลี่ยมสีน้ำเงิน แสดงตำแหน่งสถานีโทรมาตรอัตโนมัติจากสถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน) สัญลักษณ์เส้นสีดำ แสดงของเขตลุ่มน้ำหลักจากสำนักงานทรัพยากรน้ำแห่งชาติ

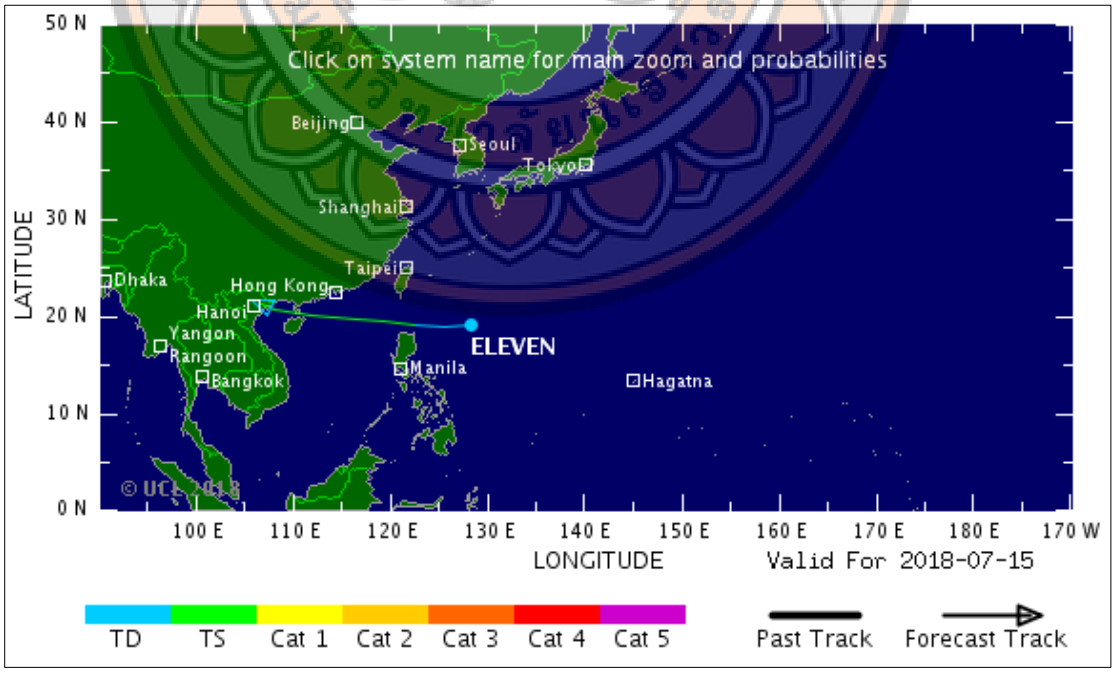
ภาพ 31 (a) หอคอยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก (b) อุปกรณ์ระบบซอฟต์แวร์เรดาร์ตรวจอากาศสถานีอุตุนิยมวิทยาเชียงราย

ที่มา: (a) นนท์ธวัช เนื่องจำนงค์ (2020) , (b) ภาพจากผู้วิจัย (2025)

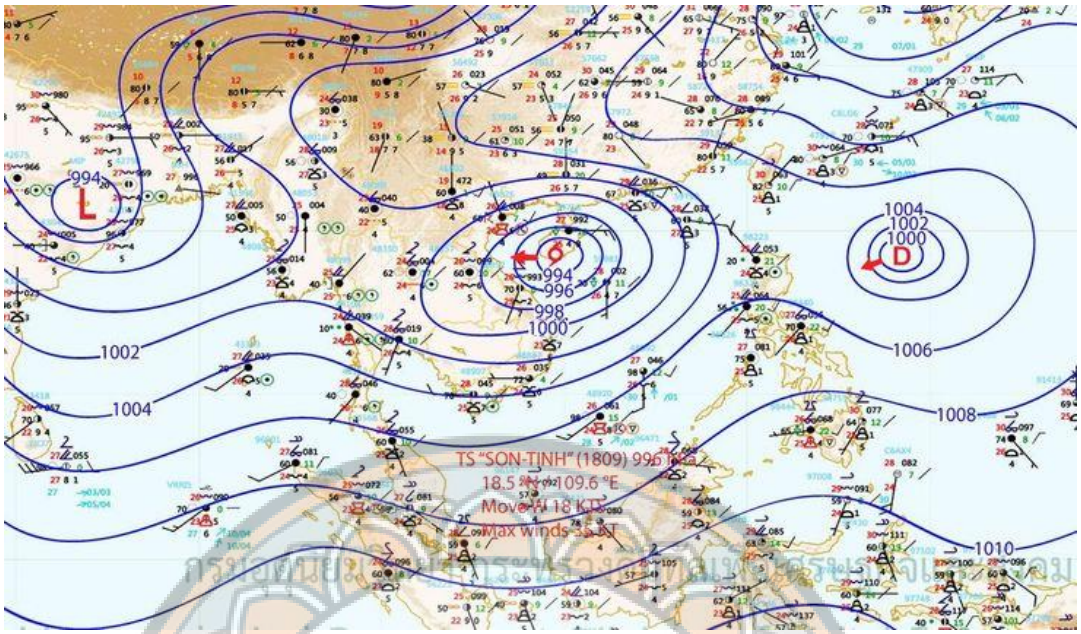
3.2 พายุโซนร้อนเซินติญ (SON-TINH)

พายุโซนร้อนเซินติญ (Son-Tinh) เส้นทางพายุเริ่มก่อตัวขึ้นจากหย่อมความกดอากาศต่ำบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกทางด้านตะวันออกของประเทศฟิลิปปินส์ เมื่อวันที่ 15 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 ดังภาพ 32 จากนั้นพายุได้เคลื่อนตัวไปในทิศทางตะวันตก ผ่านบริเวณเหนือเกาะลูซอนก่อนเคลื่อนเข้าสู่ทะเลจีนใต้ และมีการพัฒนาและทวีกำลังแรงขึ้นจนกลายเป็นพายุโซนร้อนในวันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 ภายหลังพายุได้เคลื่อนตัวต่อเนื่องไปทางทิศตะวันตก โดยเคลื่อนผ่านเกาะไหหลำในวันที่ 18 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 ดังภาพ 33 ขณะยังคงมีสถานะเป็นพายุโซนร้อน และได้เคลื่อนลงสู่อ่าวตังเกี๋ยในช่วงเวลาเดียวกัน ต่อมาในวันที่ 19 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 พายุเซินติญได้เคลื่อนขึ้นฝั่งบริเวณเมืองวิญ ประเทศเวียดนาม ส่งผลให้กำลังของพายุอ่อนตัวลงเป็นพายุดีเปรสชันและเคลื่อนตัวต่อเข้าสู่พื้นที่ตอนบนของประเทศลาว ก่อนจะอ่อนกำลังลงเป็นหย่อมความกดอากาศต่ำในวันเดียวกัน หลังจากนั้นหย่อมความกดอากาศต่ำได้เปลี่ยนทิศทางการเคลื่อนที่กลับไปทางทิศ

ตะวันออก ผ่านบริเวณตอนบนของประเทศเวียดนาม และเคลื่อนลงสู่อ่าวตังเกี๋ยอีกครั้ง โดยมีการพัฒนาและทวีกำลังแรงขึ้นเป็นพายุดีเปรสชันในวันที่ 22 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 ก่อนจะพัฒนาเป็นพายุโซนร้อนภายในวันเดียวกันต่อมา พายุได้เคลื่อนเข้าสู่บริเวณตอนใต้ของเกาะไหหลำ และเคลื่อนตัวผ่านทางตอนเหนือของเกาะจนถึงวันที่ 24 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 ก่อนที่กำลังของพายุจะอ่อนลงตามลำดับเป็นพายุดีเปรสชันและหย่อมความกดอากาศต่ำ และเคลื่อนตัวเข้าสู่พื้นที่ตอนใต้ของประเทศจีนในที่สุด (Thai Meteorological Department, 2018) สามารถสรุปเส้นทางพายุได้ดังภาพ 34 เมื่อพายุเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทยส่งผลให้เกิดฝนตกหนักจากอิทธิพลของพายุโซนร้อนเซินติญและในขณะนั้นประเทศไทยได้มีลมตะวันตกเฉียงใต้ที่พัดปกคลุมและทะเลอันดามันมีกำลังแรง ทำให้เกิดฝนตกหนัก น้ำท่วม น้ำป่าไหลหลาก น้ำล้นตะลิ่ง และดินถล่มในหลายพื้นที่โดยเฉพาะทางด้านภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ รวมถึงรวมถึงบางพื้นที่ของภาคกลาง ภาคตะวันออก และภาคใต้ ซึ่งมวลน้ำจากปริมาณน้ำฝนบางส่วนเหล่านี้ในพื้นที่ภาคเหนือได้ไหลลงสู่แม่น้ำเจ้าพระยา ประกอบกับมีฝนตกกระจายตัวในหลายพื้นที่ของประเทศส่งผลให้เกิดน้ำท่วมบริเวณพื้นที่ราบต่ำ บ้านเรือนประชาชนและพื้นที่ทางการเกษตรบริเวณริมแม่น้ำสายหลักและสายรอง (สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน), 2561)

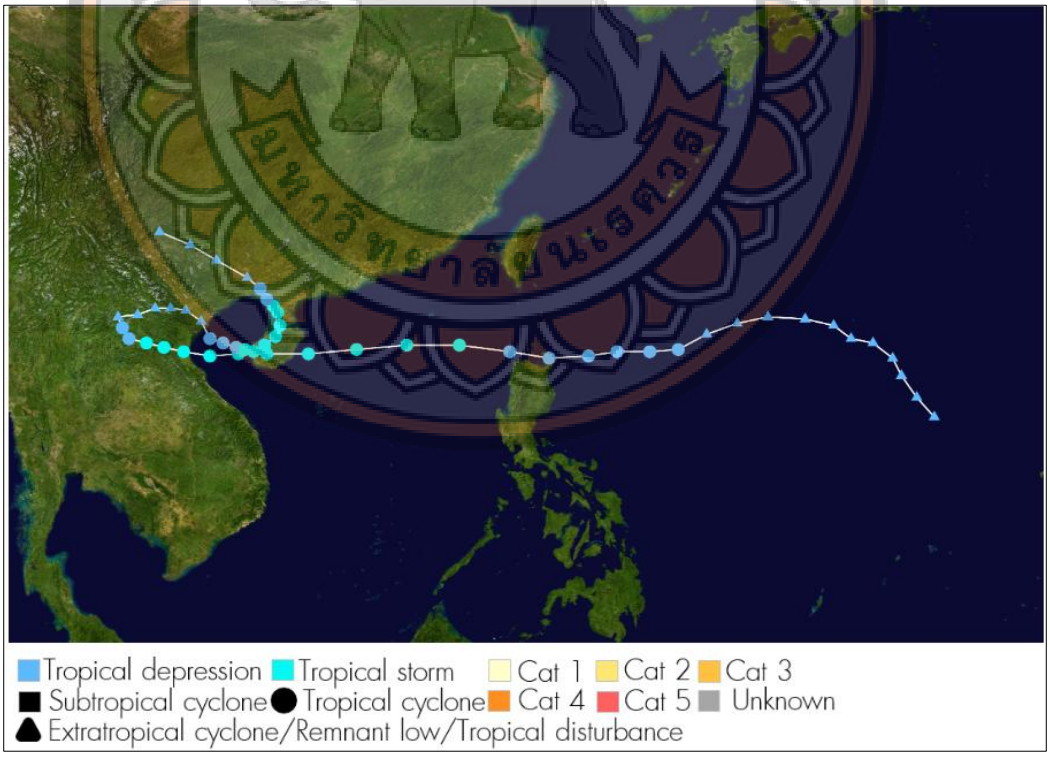


ภาพ 32 บริเวณพายุโซนร้อนเซินติญเริ่มก่อตัวมหาสมุทรแปซิฟิกวันที่ 15 กรกฎาคม พ.ศ.2561
ที่มา: สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน). (ม.ป.ป.)



ภาพ 33 แผนที่อากาศช่วงพายุโซนร้อนเซินติญ วันที่ 18 กรกฎาคม พ.ศ.2561

ที่มา: สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน) (2561)



ภาพ 34 เส้นทางพายุโซนร้อนเซินติญ (Son-Tinh)

ที่มา: สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน) (2561)

3.3 เครื่องมือและซอฟต์แวร์ที่ใช้ในการวิจัย

การวิเคราะห์ข้อมูลดำเนินการโดยใช้ภาษาโปรแกรมภาษาไพทอนร่วมกับไลบรารีโอเพนซอร์สสำหรับการประมวลผลข้อมูลเรดาร์และข้อมูลเชิงภูมิสารสนเทศ การเตรียมข้อมูลเรดาร์ในขั้นต้นดำเนินการโดยใช้ Python ARM Radar Toolkit (Py-ART) ซึ่งเป็นกรอบการทำงานแบบโอเพนซอร์สที่ได้รับการยอมรับและใช้อย่างแพร่หลายสำหรับการวิเคราะห์เรดาร์ตรวจอากาศ (Helmus & Collis, 2016) โดย Py-ART ถูกนำมาใช้เพื่อดำเนินการตามขั้นตอนการควบคุมคุณภาพมาตรฐาน ได้แก่ การกรองข้อมูลโดยอาศัยอัตราส่วนสัญญาณต่อสัญญาณรบกวน (Signal-to-Noise Ratio: SNR) และการปรับแก้การลดทอนสัญญาณจากค่าการสะท้อนเรดาร์ (Reflectivity-based attenuation correction) เพื่อลดการปนเปื้อนจากสัญญาณที่ไม่ใช่ทางอุตุนิยมวิทยา และการลดทอนของค่าสัญญาณตามระยะทางขั้นตอนดังกล่าวถูกนำมาใช้เพื่อปรับปรุงความสม่ำเสมอและความสามารถในการนำไปใช้งานของสนามค่าการสะท้อนเรดาร์ก่อนการประมาณปริมาณน้ำฝน มากกว่าการมุ่งเพิ่มความถูกต้องเชิงฟิสิกส์ของกระบวนการคำนวณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์โดยตรง ไลบรารีหลักของภาษาไพทอน ได้แก่ NumPy, Matplotlib, CartoPy และ Xarray ถูกใช้สำหรับการประมวลผลเชิงตัวเลข การแสดงผล และการจัดการชุดข้อมูลเรดาร์ในรูปแบบกริด การวิเคราะห์ด้วยระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (Geographic Information System: GIS) ดำเนินการโดยใช้ซอฟต์แวร์ QGIS (QGIS Development Team, 2024) สำหรับการเตรียมข้อมูลเชิงพื้นที่ การจัดทำแผนที่และการแสดงผลสนามค่าฝนสะสม ขณะที่การอินเตอร์โพเลตเชิงพื้นที่และการปรับแก้ความเอนเอียงของข้อมูลโดยอาศัยสถานีวัดน้ำฝน (Gauge-based bias correction) ได้ดำเนินการด้วย ArcGIS Pro (Esri Inc., 2024)การประยุกต์ใช้และเปรียบเทียบเทคนิคการอินเตอร์โพเลตหลายรูปแบบ การผสานการประมวลผลเรดาร์ด้วยภาษาไพทอน เข้ากับการวิเคราะห์เชิงพื้นที่ด้วยระบบ GIS ช่วยสนับสนุนการประเมินประสิทธิภาพของกระบวนการปรับแก้ข้อมูลหลังการประมวลผลโดยอาศัยข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝนอย่างเป็นระบบในพื้นที่ที่มีภูมิประเทศซับซ้อน โดยมิได้สื่อความหมายถึงการปรับเปลี่ยนกลไกเชิงฟิสิกส์พื้นฐานของการคำนวณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์และอีกทั้งเครื่องมือดังต่อไปนี้

1. คอมพิวเตอร์ส่วนบุคคล Acer Nitro Ryzen 7-3750H CPU @2.30 GHz
2. โปรแกรมทางสารสนเทศภูมิศาสตร์ QGIS เวอร์ชัน 3.32 Lima
3. โปรแกรมทางสารสนเทศภูมิศาสตร์ ArcGIS Pro เวอร์ชัน 3.60

4. โปรแกรม Integrated Data Viewer (IDV)
5. โปรแกรม Microsoft Excel
6. โปรแกรม Miniconda 3
7. แพลตฟอร์ม Google Colab
8. ภาษาไพทอน ได้แก่ ไลบรารี่เรดาร์รหัสเปิด Py-Art, Numpy, Geopandas, Scipy, Wradlib, Seaborn, Rasterio, Cartopy และMatplotlib

3.4 ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษา

การศึกษาวิจัยเรื่อง การศึกษาเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาของสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลกมีข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาและสามารถอธิบายข้อมูลได้ดังนี้

3.4.1 ข้อมูลเรดาร์ (Radar Data)

ข้อมูลเรดาร์ที่ใช้ในการศึกษานี้ได้มาจากสถานีเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินพิษณุโลก ซึ่งดำเนินการโดยกรมอุตุนิยมวิทยา โดยสถานีตั้งอยู่ในจังหวัดพิษณุโลก ที่ระดับความสูง 47 เมตรจากระดับน้ำทะเลปานกลาง (MSL) และทำงานในย่านความถี่ C-band ด้วยระบบดูอัลโพลาไรเซชัน เรดาร์ดังกล่าวมีรัศมีการตรวจวัดที่มีประสิทธิภาพ 240 กิโลเมตร และทำการสแกนเชิงปริมาตร (Volume scan) จำนวน 4 ครั้งต่อชั่วโมง ในช่วงเวลาห่างกันทุก 15 นาที ที่มุมเงย 0.5°, 1.5°, 2.4° และ 3.4° ครอบคลุมพื้นที่ภาคเหนือตอนล่างและภาคกลางของประเทศไทย (Mahavik et al., 2025a) ในการศึกษานี้ได้ใช้ข้อมูลค่าการสะท้อนเรดาร์ในรูปแบบ CAPPI ที่ระดับความสูง 2 กิโลเมตร (Kangerd et al., 2024) ในช่วงวันที่ 15–23 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 ซึ่งสอดคล้องกับช่วงเวลาที่พายุโซนร้อนเซินติญเคลื่อนผ่านเหตุการณ์ตลอดระยะเวลา 9 วันนี้มีลักษณะเด่นคือฝนตกหนักและกระจายเป็นบริเวณกว้างในภาคเหนือ ภาคกลาง และภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย ทำให้เหมาะสมอย่างยิ่งสำหรับการประเมินความคลาดเคลื่อนระหว่างปริมาณน้ำฝนที่ประมาณจากเรดาร์กับปริมาณน้ำฝนที่ตรวจวัดจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน เพื่อให้มั่นใจในความน่าเชื่อถือของข้อมูล ได้กำหนดเกณฑ์การควบคุมคุณภาพ โดยจะนำข้อมูลฝนสะสมรายวันจากเรดาร์มาใช้เฉพาะวันที่มีไฟล์ข้อมูลเรดาร์พร้อมใช้งานไม่น้อยกว่าร้อยละ 80 ของจำนวนที่ควรมีทั้งหมด

ซึ่งเทียบเท่ากับการมีข้อมูลอย่างน้อย 19 ชั่วโมงต่อวัน รวมทั้งสิ้นมีการประมวลผลไฟล์ข้อมูลเรดาร์จำนวน 825 ไฟล์ ในรูปแบบ Universal Format (UF) โดยข้อมูลทุกไฟล์ถูกบันทึกเวลาในรูปแบบเวลาสากลเชิงพิกัด (Coordinated Universal Time: UTC)

3.4.2 ข้อมูลสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน (Rainfall at Gauge Stations)

ข้อมูลปริมาณน้ำฝนภาคพื้นดินและข้อมูลตำแหน่งสถานีได้มาจากสถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (Hydro–Informatics Institute: HII) ซึ่งเป็นองค์การมหาชนที่รับผิดชอบการบริหารจัดการเครือข่ายสถานีวัดน้ำฝนอัตโนมัติแบบโทรมาตรทั่วประเทศของประเทศไทย ข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายชั่วโมงถูกดึงผ่านระบบ HII Open Data API ในรูปแบบไฟล์ CSV (เวลาท้องถิ่นของประเทศไทย) จากฐานข้อมูลสาธารณะ https://tiservice.hii.or.th/opendata/data_catalog/hourly_rain/ โดยมีการเข้าถึงและจัดระเบียบข้อมูลด้วยสคริปต์ภาษาไพทอน เพื่อสร้างฐานข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายชั่วโมงในรูปแบบที่มีโครงสร้างได้ทำการคัดเลือกสถานีวัดน้ำฝนที่ตั้งอยู่ภายในรัศมี 120 กิโลเมตรจากสถานีเรดาร์พิษณุโลก (Kangerd et al., 2024) เนื่องจากความแม่นยำของการตรวจวัดจากเรดาร์มักลดลงตามระยะทาง อันเป็นผลจากการกระจายตัวของลำบีมเรดาร์ (beam broadening) และการลดทอนสัญญาณ (attenuation) ซึ่งอาจก่อให้เกิดความคลาดเคลื่อนเมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน (Mahavik et al., 2024; Ochoa-Rodriguez et al., 2019) ในขั้นต้นพบสถานีวัดน้ำฝนจำนวน 96 สถานีภายในช่วงระยะดังกล่าวหลังจากผ่านกระบวนการตรวจสอบคุณภาพข้อมูลซึ่งรวมถึงการตรวจจับค่าผิดปกติและการคัดกรองข้อมูลสูญหาย สถานีที่มีข้อมูลไม่ครบถ้วนหรือไม่สอดคล้องกันถูกตัดออก ชุดข้อมูลที่ผ่านการตรวจสอบและยืนยันความถูกต้องในขั้นสุดท้ายประกอบด้วยสถานีวัดน้ำฝนจำนวน 89 สถานี ซึ่งถูกใช้เป็นข้อมูลอ้างอิงภาคพื้นดิน สำหรับการตรวจสอบความถูกต้องและการปรับแก้ความเอนเอียงของการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ (Kangerd et al., 2024; Mahavik et al., 2024) ทั้งนี้การกระจายตัวเชิงพื้นที่ของสถานีวัดน้ำฝนดังกล่าวแสดงไว้ดังภาพ 30(b)

3.2.3 แบบจำลองความสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model)

ใช้แบบจำลองระดับความสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model: DEM) ความละเอียดเชิงพื้นที่ 30 เมตร จากหน่วยงานสำรวจทางธรณีวิทยาสหรัฐอเมริกา (United States Geological

Survey: USGS) ในการศึกษานี้ ผู้วิจัยได้พัฒนาโค้ดเพื่อจำแนกพื้นที่ตามค่าความลาดชันที่คำนวณได้จาก DEM โดยเกณฑ์การจำแนกความลาดชันได้ดัดแปลงจากงานของ Mokarram & Hojati (2016) ซึ่งกำหนดให้พื้นที่ที่มีความลาดชันน้อยกว่าเท่ากับ 5 องศา จัดเป็นพื้นที่ราบ (Class 1) และพื้นที่ที่มีความลาดชันมากกว่า 5 องศา จัดเป็นพื้นที่เนินเขาหรือภูเขา (Class 2) ขณะที่พื้นที่ที่ไม่มีข้อมูล (no-data) กำหนดให้เป็น (Class 0) ผลลัพธ์การจำแนกในรูปแบบข้อมูลแรสเตอร์ (พื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขา) ได้ถูกแปลงให้อยู่ในรูปแบบเวกเตอร์ เพื่อนำไปใช้ในการวิเคราะห์เชิงพื้นที่ด้วยระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (GIS) ต่อไป

3.5 วิธีการศึกษา

กระบวนการวิเคราะห์ข้อมูลในงานวิจัยนี้ถูกออกแบบบนกรอบแนวคิดเชิงภูมิสารสนเทศโดยประกอบด้วย 4 ขั้นตอนหลัก ได้แก่ 1. การเก็บรวบรวมข้อมูล (Data Collection) 2. การประมวลผลข้อมูลด้วยซอฟต์แวร์รหัสเปิดและภาษาภาษาไพทอน (Data Processing in Python) 3. การพัฒนาแบบจำลองการวิเคราะห์ในระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (Development of Analytical Methods in GIS) และ 4. การวิเคราะห์ข้อมูลเชิงพื้นที่และเชิงสถิติ (Data Analysis) งานวิจัยนี้แบ่งการวิเคราะห์ออกเป็น 2 การศึกษาย่อยที่มีความต่อเนื่องกันเชิงระเบียบวิธี โดยการศึกษาที่ 1 มุ่งเน้นการประเมินความเหมาะสมของสมการความสัมพันธ์ระหว่างค่าการสะท้อนเรดาร์และอัตราการตกของฝน (Z–R relationship) ภายใต้เงื่อนไขการปรับแก้เชิงพื้นที่ด้วยวิธีการประมาณค่าเพียงวิธีเดียว เพื่อคัดเลือกสมการ Z–R ที่ให้ผลการประมาณปริมาณฝนจากเรดาร์สอดคล้องกับข้อมูลการตรวจวัดภาคพื้นดินมากที่สุด

การศึกษาที่ 1 สมการ Z–R ที่มีประสิทธิภาพสูงสุดถูกนำมาใช้เป็นเงื่อนไขคงที่ในการศึกษาที่ 2 ซึ่งมุ่งเน้นการประเมินและเปรียบเทียบประสิทธิภาพของวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่หลายรูปแบบในการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนของปริมาณฝนจากเรดาร์มีรายละเอียดดังต่อไปนี้

การศึกษาที่ 1 การประเมินความเหมาะสมของสมการความสัมพันธ์ Z-R

3.5.1 การเก็บรวบรวมข้อมูล

ขั้นตอนการเก็บรวบรวมข้อมูลมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

1. ข้อมูลเรดาร์ รวบรวมจากสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก ประเทศไทย ซึ่งอยู่ภายใต้การกำกับของกรมอุตุนิยมวิทยา ทำการสแกนเชิงปริมาตร จำนวน 4 ครั้งต่อชั่วโมง ในช่วงเวลาห่างกันทุก 15 นาที โดยใช้มุมเงยที่ 0.5°, 1.5°, 2.4° และ 3.4° ในช่วงวันที่ 15–23 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 จำนวน 9 วันรวมไฟล์ข้อมูลเรดาร์เชิงปริมาตรทั้งหมดจำนวน 825 ไฟล์ ในรูปแบบ Universal Format (UF) ทั้งนี้เวลาที่บันทึกข้อมูลเรดาร์เดิมอยู่ในรูปแบบเวลาสากลเชิงพิกัด (Coordinated Universal Time: UTC) และได้ถูกแปลงเป็นเวลาท้องถิ่นของประเทศไทย (UTC + 7) ในขั้นตอนการประมวลผลเพื่อให้สอดคล้องเชิงเวลากับข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝน ก่อนนำไปคำนวณปริมาณน้ำฝนและทำการเปรียบเทียบระหว่างข้อมูลเรดาร์กับข้อมูลสถานีวัดน้ำฝน

2. ข้อมูลการตรวจวัดปริมาณน้ำฝนภาคพื้นดินได้มาจากเครือข่ายสถานีวัดน้ำฝนอัตโนมัติแบบโทรมาตร ซึ่งดำเนินการโดยสถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (Hydro–Informatics Institute: HII) ที่อยู่ในรัศมี 120 กิโลเมตรจากสถานีเรดาร์พิษณุโลกจำนวน 96 สถานี ข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายชั่วโมงและข้อมูลตำแหน่งสถานีถูกดึงมาในรูปแบบไฟล์ CSV (เวลาท้องถิ่นของประเทศไทย) ผ่านระบบ HII Open Data API และถูกจัดการด้วยสคริปต์ภาษาไพทอน เพื่อสร้างฐานข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายชั่วโมงในรูปแบบที่มีโครงสร้าง หลังจากผ่านกระบวนการตรวจสอบคุณภาพข้อมูลและคัดกรองสถานีที่มีความผิดปกติ เหลือสถานีที่ผ่านเกณฑ์จำนวน 89 สถานี

3. ข้อมูลภูมิประเทศ จากแบบจำลองความสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model: DEM) ที่จัดทำโดย United States Geological Survey (USGS) ความละเอียดเชิงพื้นที่ 30 เมตร ถูกนำมาใช้ในการจำแนกลักษณะภูมิประเทศ โดยกำหนดค่าความลาดชันน้อยกว่าเท่ากับ 5 องศาเป็นพื้นที่ราบ (class 1) และมากกว่า 5 องศาเป็นพื้นที่ภูเขา (class 2) ส่วนพื้นที่ที่ไม่มีข้อมูลจัดอยู่ใน class 0 ในรูปแบบเวกเตอร์

3.5.2 การประมวลผลในซอฟต์แวร์รหัสเปิดด้วยภาษาไพทอน

ขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลเรดาร์ดำเนินการด้วยภาษาไพทอน ร่วมกับไลบรารีโอเพนซอร์ส Py-ART ซึ่งใช้ในการปรับปรุงคุณภาพข้อมูลเรดาร์มีรายละเอียดดังนี้

1. การกรองสัญญาณรบกวนจากพื้นดิน (Ground clutter filtering) ดำเนินการโดยใช้ไลบรารีโอเพนซอร์ส Py-ART สำหรับการประมวลผลข้อมูลเรดาร์ (Helmus & Collis, 2016) โดยใช้ตัวกรอง

เกตตามค่าอัตราส่วนสัญญาณต่อสัญญาณรบกวน (Signal-to-Noise Ratio: SNR) ซึ่งตัดสัญญาณสะท้อนที่มีค่า SNR ต่ำกว่า 1 dB ซึ่งมักสัมพันธ์กับสัญญาณรบกวนภาคพื้น และค่าที่สูงกว่า 70 dB ซึ่งอาจบ่งชี้ถึงการสะท้อนผิดปกติจากกกลุ่มเป้าหมายที่ไม่ก่อให้เกิดฝน เกณฑ์ดังกล่าวสอดคล้องกับแนวปฏิบัติมาตรฐานในการควบคุมคุณภาพข้อมูลเรดาร์ (Mahavik et al., 2025a) นอกจากนี้ได้ใช้การกรองค่าเชิงแนวดิ่งโดยกำหนดเกณฑ์ความสูงชั้นบรรยากาศด้านบน (Top of-atmosphere: TOA) ความสูง 15,000 เมตรเพื่อจำกัดการรวมสัญญาณสะท้อนจากบริเวณระดับความสูงมากซึ่งไม่เกี่ยวข้องกับหยาดน้ำฟ้า เกณฑ์ความสูงดังกล่าวสูงกว่าระดับยอดเมฆพายุฝนฟ้าคะนองที่พบโดยทั่วไปในช่วงเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญ และถูกนำมาใช้ในฐานะข้อจำกัดในการกรองข้อมูล

2. การปรับแก้ค่าอ่อนค่าสัญญาณเรดาร์จากระยะทาง (Attenuation correction) ถูกนำมาใช้เพื่อชดเชยการอ่อนกำลังของสัญญาณตามแนวลำบีมเรดาร์ เมื่อลำบีมห่างออกไปจากตัวสถานีซึ่งเป็นข้อจำกัดที่ทราบกันดีของเรดาร์ย่านความถี่ระบบ C-band ในสภาวะฝนตกหนัก (Gu et al., 2011) โดยใช้วิธีการปรับแก้การลดทอนสัญญาณจากค่าการสะท้อนเรดาร์ตามค่าเริ่มต้น (defaults) ของ Py-ART ทั้งนี้ไม่ได้ใช้ตัวแปรเชิงโพลาไรซ์ ดังนั้นผลกระทบจากการลดทอนสัญญาณในสภาวะการพาความรุนแรงสูงจึงยังได้รับการแก้ไขเพียงบางส่วน

3. การแปลงระบบพิกัดเชิงขั้ว (Polar coordinate system) ไปยังระบบพิกัดคาร์ทีเซียน (Cartesian coordinate system) หลังจากได้ทำการปรับแก้ค่าสัญญาณรบกวนและค่าการอ่อนสัญญาณแล้วนั้นข้อมูลเรดาร์ที่อยู่ในระบบพิกัดเชิงขั้วนำไปใช้ในเชิงปฏิบัติได้ยาก จึงทำการแปลงค่าพิกัดให้อยู่ในระบบคาร์ทีเซียนและสร้างภาพภาคตัดขวางที่มีความสูงคงที่ CAPPI ที่ระดับความสูง 2 กิโลเมตร จากการตรวจวัดแบบปริมาตร 4 มุมยก (0.5°, 1.5°, 2.4° และ 3.4°) ราย 15 นาที ได้จำนวน 4 ไฟล์ (00, 15, 30, 45 นาที) ในช่วงเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญวันที่ 15-23 กรกฎาคม พ.ศ.2561 ข้อมูลที่ถูกแปลงค่าพิกัดจะถูกส่งออกเป็นราสเตอร์ฟอร์แมท GeoTIFF เพื่อนำไปวิเคราะห์ต่อในซอฟต์แวร์ QGIS

3.5.3 การพัฒนาแบบจำลองการวิเคราะห์ในระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์

ขั้นตอนในการพัฒนาแบบจำลองการวิเคราะห์ข้อมูลใน GIS มีรายละเอียดดังต่อไปนี้

1. ออกแบบและพัฒนาโมเดลการคำนวณปริมาณฝนสะสมโดยอัลกอริทึมในโปรแกรมสารสนเทศภูมิศาสตร์ หรือ GIS software โดยใช้เครื่องมือ The graphical modeler เพื่อใช้โมเดล

ในการประมวลผลข้อมูลเรดาร์ได้อย่างเป็นระบบโมเดลดังกล่าวช่วยให้การประมวลผลรวดเร็วและลดขั้นตอนการประมวลผลซ้ำซ้อนของขั้นตอนการทำงาน

2. การแปลงค่าการสะท้อนเรดาร์ (Z) เป็นอัตราฝน (R) โดยใช้สมการ Z-R ที่ได้จากการศึกษาของ Marshall et al. (1955) [a=200, b=1.6], Rosenfeld et al. (1993) [a=250, b=1.2] และ Battan (1973) [a=300, b=1.4] ตามที่แสดงในตาราง 3 เพื่อใช้คำนวณฝนสะสมวันและรายเหตุการณ์ การรวมค่าฝนใช้โมเดลที่พัฒนาขึ้นเครื่องมือใน QGIS รวมข้อมูลฝนเรดาร์ราย 15 นาที (00, 15, 30, 45) ให้เป็นฝนรายชั่วโมง รายวัน และรวมเป็นปริมาณฝนสะสมรายเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญ โดยการคำนวณฝนสะสมได้มีทำการกำหนดเกณฑ์การคำนวณ ดังนี้ การทำฝนสะสมรายวันข้อมูลเรดาร์อย่างน้อยร้อยละ 80 ของจำนวนสแกนที่ควรมีทั้งหมด ซึ่งเทียบเท่ากับการมีข้อมูลไม่น้อยกว่า 19 ชั่วโมงต่อวัน เกณฑ์ดังกล่าวช่วยลดอิทธิพลของช่องว่างข้อมูลที่เกิดจากการบำรุงรักษาการขัดข้องของระบบสื่อสารหรือการหยุดทำงานของเรดาร์ชั่วคราว

3. การสุ่มชุดข้อมูลตำแหน่งสถานีตรวจวัดภาคพื้นดินโดยใช้เครื่องมือ Random selection within subsets ใน QGIS เพื่อแบ่งสถานีออกเป็นสองกลุ่ม คือ ตำแหน่งชุดทดสอบ (70 %) และตำแหน่งชุดตรวจสอบ (30%) ในการสุ่มสถานีแต่ละครั้งได้นำหลักการ Cross validation (K=5) สุ่มตำแหน่งสถานีชุดทดสอบและชุดตรวจสอบทั้งหมด 5 ครั้ง เพื่อนำไปใช้ในการวิเคราะห์ข้อมูลค่าเฉลี่ยที่ดีที่สุด

4. นำข้อมูลฝนสะสมรายเหตุการณ์ที่ได้คำนวณไว้แล้วก่อนหน้านี้ใช้ตำแหน่งสถานีสกัดค่าฝน ณ ตำแหน่งสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินโดยใช้ตำแหน่งชุดตรวจสอบ (30%) โดยใช้คำสั่ง Raster analysis > Sample raster values

5. ก่อนการปรับแก้ค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ ได้ทำการนำตำแหน่งสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินชุดทดสอบ (70%) มาสกัดค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ ณ ตำแหน่งเดียวกัน จากนั้นทำการจับคู่ข้อมูลปริมาณฝนจากเรดาร์และสถานีวัดฝนภาคพื้นดิน โดยพิจารณาเฉพาะคู่ข้อมูลที่มีค่ามากกว่า 0 มม. เพื่อหลีกเลี่ยงผลกระทบจากค่าศูนย์ที่อาจส่งผลต่อการคำนวณค่าความเอนเอียง จากนั้นคำนวณค่าความคลาดเคลื่อนระหว่างข้อมูลทั้งสองชุดเพื่อใช้เป็นตัวแปรในการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่ ผู้วิจัยได้ทำการทดสอบค่าพารามิเตอร์เลขยกกำลัง (power parameter) ของวิธี IDW เพื่อหาค่าที่เหมาะสมที่สุด โดยทำการทดสอบในช่วง P=1 ถึง P=6 ซึ่งผลการศึกษาของ Kangerd et al. (2024) พบว่าค่าพารามิเตอร์ที่เหมาะสมที่สุดคือ P=2 เนื่องจากให้ค่า MAE และค่ารากที่สองของความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ย (RMSE) ต่ำที่สุดในการทดสอบ ดังนั้นในการศึกษานี้จึงเลือกใช้ค่า P=2

ในการประมาณค่าด้วยวิธี IDW เพื่อสร้างพื้นผิวค่าความเอนเอียงสำหรับการปรับแก้ปริมาณฝนจากเรดาร์ในขั้นตอนต่อไป

6. การปรับแก้ปริมาณฝนเรดาร์รายเหตุการณ์ดำเนินการโดยใช้ ตัวประกอบการปรับแก้ (bias factor) ที่ได้จากการประมาณค่าเชิงพื้นที่ด้วยวิธี IDW โดยค่าปัจจัยการปรับแก้ดังกล่าวถูกนำไปคูณกับค่าปริมาณฝนเรดาร์ตั้งต้น เพื่อปรับแก้ค่าความคลาดเคลื่อนเชิงพื้นที่ของปริมาณฝนที่ประเมินจากเรดาร์

7. จากนั้นทำการสกัดค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ที่ผ่านการปรับแก้แล้ว ณ ตำแหน่งสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินชุดตรวจสอบ (30%) เพื่อนำไปเปรียบเทียบกับค่าปริมาณฝนที่ตรวจวัดจริง และใช้ในการคำนวณค่าสถิติประเมินความแม่นยำหลังการปรับแก้ เช่น ค่า RMSE และ MAE

3.5.4 การวิเคราะห์ข้อมูล

ขั้นตอนวิเคราะห์เชิงพื้นที่ในซอฟต์แวร์ QGIS ข้อมูลดังนี้

1. การวิเคราะห์เชิงพื้นที่ตามลักษณะภูมิประเทศ (Zonal analysis) แบบจำลองความสูงเชิงเลขที่ได้จำแนกพื้นที่ราบ (น้อยกว่าเท่ากับ 5 องศา)และพื้นที่ภูเขา (มากกว่า 5 องศา) พิจารณาตามเกณฑ์ตามลักษณะภูมิประเทศก่อนและหลังปรับแก้

2. การประเมินความแม่นยำของข้อมูลฝนเรดาร์โดยเปรียบเทียบกับข้อมูลจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดิน โดยใช้ค่าสถิติ RMSE, MAE, r, R^2 และ MFB

การศึกษาที่ 2 เปรียบเทียบวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่จากความสัมพันธ์ ZR ที่ดีที่สุด

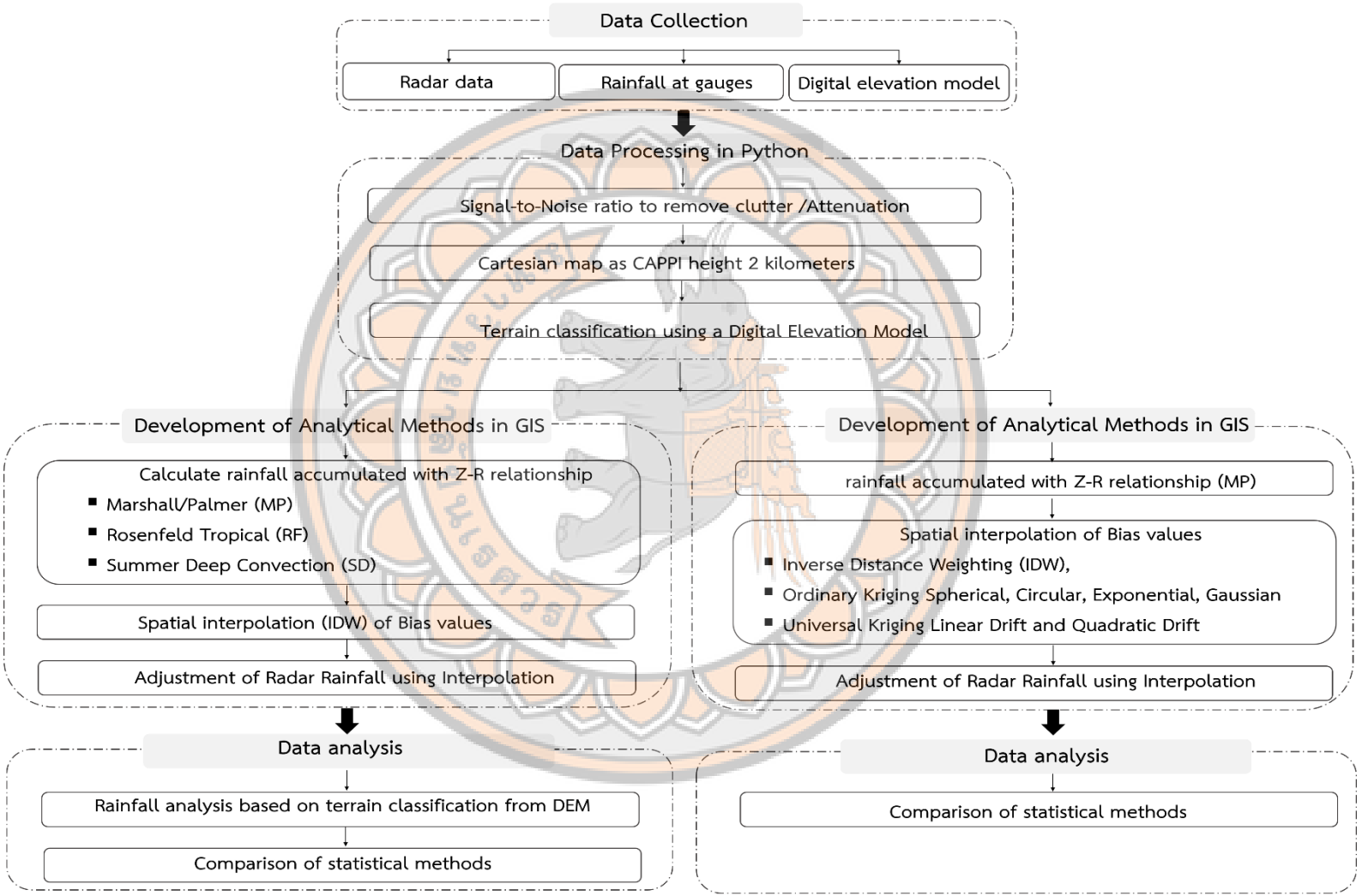
การศึกษามุ่งเน้นการประเมินประสิทธิภาพของวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่สำหรับการปรับแก้ความคลาดเคลื่อนของปริมาณฝนจากเรดาร์ ดังนั้นเพื่อลดอิทธิพลจากความแตกต่างของสมการความสัมพันธ์ระหว่างค่าการสะท้อนเรดาร์และอัตราการตกของฝน (Z–R relationship) งานวิจัยนี้จึงเลือกใช้สมการ Z-R ของ Marshall & Palmer (1948) เป็นสมการอ้างอิงเพียงสมการเดียวตลอดกระบวนการวิเคราะห์ ในการศึกษานี้ได้ใช้การประมาณค่าเชิงพื้นที่ในโปรแกรม ArcGIS Pro สามารถอธิบายรายละเอียดได้ดังนี้

1. นำข้อมูลปริมาณฝนสะสมรายเหตุการณ์ที่คำนวณจากความสัมพันธ์ของ Marshall & Palmer (1948) มาสร้างแผนที่ฝนเรดาร์ จากนั้นใช้ตำแหน่งสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินชุดตรวจสอบ (30%) ทำการสกัดค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ ณ ตำแหน่งสถานี ด้วยคำสั่ง Sample raster values เพื่อใช้เป็นข้อมูลเปรียบเทียบก่อนการปรับแก้

2. นำตำแหน่งสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินชุดทดสอบ (70%) มาสกัดค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ ณ ตำแหน่งสถานี และทำการจับคู่ข้อมูลปริมาณฝนจากเรดาร์กับข้อมูลฝนจากสถานีภาคพื้นดิน โดยพิจารณาเฉพาะคู่ข้อมูลที่มีค่ามากกว่า 0 มม. จากนั้นคำนวณค่าความเอนเอียงระหว่างข้อมูลทั้งสองชุด ดังสมการความเอนเอียงเฉลี่ยที่ได้จากสถานีทดสอบถูกนำไปสร้างพื้นผิวการกระจายเชิงพื้นที่ด้วยวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่จำนวน 8 วิธีการ ได้แก่ IDW, Ordinary Kriging (OK) ได้แก่ Spherical, Circular, Exponential, Gaussian และ Linear, Universal Kriging (UK) ได้แก่ Linear drift และ Quadratic drift ในการประมาณค่าเชิงพื้นที่ ผู้วิจัยกำหนดค่าพารามิเตอร์ P=2 สำหรับวิธี IDW และกำหนด จำนวนจุดข้อมูลใกล้เคียง (Number of points) = 12 สำหรับการคำนวณหลังจากได้พื้นผิวค่าปริมาณฝนที่ผ่านการประมาณค่าแล้ว ทำการสกัดค่าปริมาณฝน ณ ตำแหน่งสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินชุดตรวจสอบ (30%) อีกครั้ง เพื่อนำไปใช้ในการประเมินความแม่นยำของแบบจำลอง

3. การปรับแก้ฝนประมาณค่ารายเหตุการณ์ด้วยแฟกเตอร์ค่าตัวคูณกับฝนเรดาร์ตั้งต้นโดยนำจากนั้นทำการประมาณค่าเชิงพื้นที่ด้วยวิธีการ 8 วิธีการ ได้แก่ IDW, Ordinary Kriging :OK (Spherical, Circular, Exponential, Gaussian, Linear), Universal Kriging: UK (Linear drift, Quadratic drift) คูณกับฝนเรดาร์ตั้งต้นที่คำนวณไว้เพื่อขจัดค่าความคลาดเคลื่อนเชิงพื้นที่ของฝนประมาณค่าหลังจากได้ฝนประมาณค่า ใช้ตำแหน่งสถานีสกัดค่าฝน ณ ตำแหน่งสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินโดยใช้ตำแหน่งชุดตรวจสอบ (30%) เพื่อหาค่าสถิติหลังการปรับแก้

4. การประเมินความแม่นยำของข้อมูลฝนเรดาร์โดยเปรียบเทียบกับข้อมูลจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดินโดยใช้ค่าสถิติ RMSE, MAE ,r, R^2 และ MFB ขั้นตอนในการศึกษาแสดงดังภาพ 35



ภาพ 35 ขั้นตอนการศึกษา

บทที่ 4

ผลการวิจัยผลการศึกษาเรื่อง “การศึกษาเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาของสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก ” แสดงผลการศึกษาตามรายละเอียดดังต่อไปนี้

4.1 การปรับแก้และปรับปรุงคุณภาพข้อมูลเรดาร์

4.2 การพัฒนากระบวนการวิเคราะห์ข้อมูลเรดาร์ในระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (GIS)

4.3 การปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่

4.4 การวิเคราะห์ฝนที่ราบและฝนภูเขาด้วยลักษณะภูมิประเทศ

4.5 การเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่

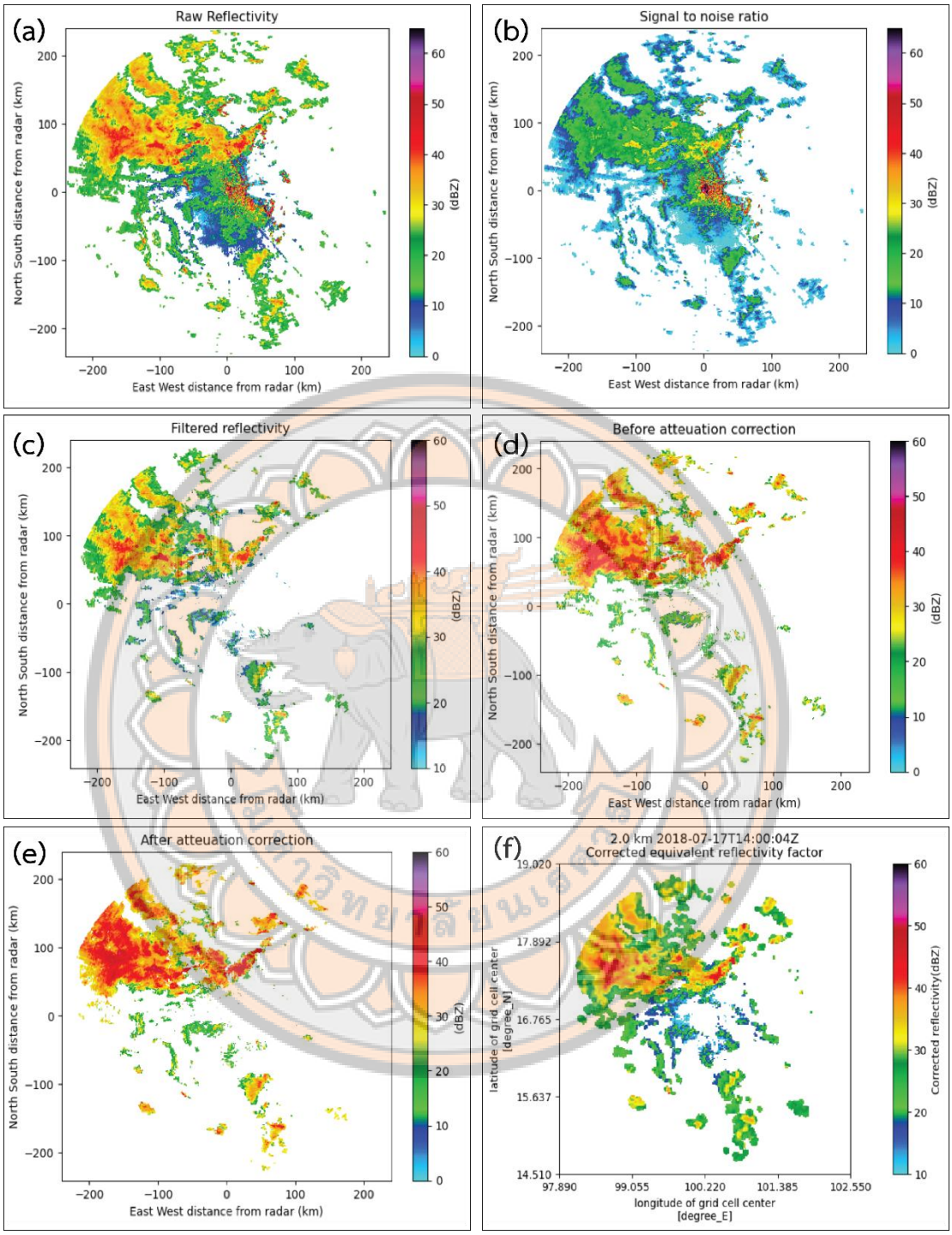
การหาความสัมพันธ์Z-R ที่เหมาะสมและการปรับแก้ความเอนเอียงเชิงพื้นที่จากการประมาณค่าฝนเรดาร์โดยพิจารณาจากลักษณะภูมิประเทศ

4.1 การปรับแก้และปรับปรุงคุณภาพข้อมูลเรดาร์

การปรับปรุงคุณภาพข้อมูลเรดาร์ดำเนินการด้วยภาษาไพทอน โดยใช้ไลบรารีโอเพนซอร์ส Py-ART เพื่อกำจัดสัญญาณรบกวนที่ไม่เกี่ยวข้องกับปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา แก้ไขผลกระทบจากการลดทอนสัญญาณ และเตรียมข้อมูลให้อยู่ในระบบพิกัดคาร์ทีเซียนสำหรับการวิเคราะห์เชิงพื้นที่ ผลการประมวลผลในแต่ละขั้นตอนแสดงดังภาพ 36(a) แสดงค่าการสะท้อนเรดาร์ตั้งต้น (Reflectivity) ที่ได้จากการตรวจวัดก่อนการปรับปรุงคุณภาพข้อมูล ซึ่งยังคงปรากฏสัญญาณรบกวนที่ไม่เกี่ยวข้องกับหยาดน้ำฟ้า เช่น สัญญาณรบกวนจากพื้นดิน และการบัดบังของลำบีมจากลักษณะภูมิประเทศ โดยเฉพาะบริเวณใกล้สถานีเรดาร์และบริเวณพื้นที่ภูเขาสูง จากภาพยังสามารถสังเกตได้ว่ากลุ่มพายุหลักมีการกระจายตัวหนาแน่นทางด้านทิศตะวันตกเฉียงเหนือของสถานีเรดาร์ โดยมีค่าการสะท้อนสูงกว่า 40 dBZ ซึ่งบ่งชี้ถึงบริเวณที่มีความเข้มของฝนในระดับปานกลางถึงรุนแรง อย่างไรก็ตาม การปรากฏของสัญญาณที่มีลักษณะกระจัดกระจายใกล้สถานีเรดาร์แสดงถึงการปนเปื้อนของสัญญาณที่ไม่ใช่ทางอุตุนิยมวิทยาดังกล่าว ส่งผลให้ค่าการสะท้อนเรดาร์มีความแปรปรวนสูงและอาจทำให้การประมาณค่าปริมาณฝนจากเรดาร์เกิดความคลาดเคลื่อน จึงได้นำวิธีการกรองค่าสัญญาณรบกวนเหล่านี้มาคำนวณหาอัตราส่วนสัญญาณต่อสัญญาณรบกวน (Signal-to-Noise Ratio: SNR) ดังภาพ 36(b)

แสดงค่า SNR ที่คำนวณสำหรับแต่ละจุดวัดของเรดาร์ (Radar gate) โดยใช้ Gate filter ตามเกณฑ์ในการกรองสัญญาณโดย SNR น้อยกว่า 1 dB ซึ่งมักเกี่ยวกับสัญญาณรบกวนภาคพื้นดิน และ SNR มากกว่า 70 dB มักเกี่ยวกับการสะท้อนที่ผิดปกติจากกลุ่มเป้าหมายที่ไม่ใช่ฝน การกระจายตัวของค่า SNR ในภาพแสดงให้เห็นว่าสัญญาณสะท้อนที่มีค่า SNR ต่ำมักกระจายอยู่บริเวณขอบเขตของระยะตรวจวัดเรดาร์และบริเวณใกล้พื้นผิว ซึ่งมีแนวโน้มเป็นสัญญาณรบกวนพื้นหลัง ขณะที่บริเวณที่เป็นกลุ่มพายุจะมีค่า SNR สูงและมีความต่อเนื่องเชิงพื้นที่มากกว่า ผลหลังการใช้ตัวกรองภาพ 36(c) แสดงค่าการสะท้อนเรดาร์หลังการใช้ Gate filter ตามเกณฑ์ค่า SNR ที่กำหนด ซึ่งสามารถลดสัญญาณรบกวนที่ไม่ใช่ทางอุตุนิยมวิทยาได้อย่างชัดเจน ผลการกรองข้อมูลแสดงให้เห็นว่าพื้นที่ที่มีสัญญาณรบกวนจำนวนมากดังภาพ 36(a) โดยเฉพาะบริเวณใกล้สถานีเรดาร์และพื้นที่ภูเขาสูง ถูกกำจัดออกไป ทำให้รูปแบบโครงสร้างของกลุ่มพายุมีความชัดเจนมากขึ้น เมื่อเปรียบเทียบกับภาพก่อนการกรอง จะเห็นได้ว่าการกระจายตัวของค่าการสะท้อนเรดาร์มีความต่อเนื่องมากขึ้น และค่าที่เกิดจากการสะท้อนของสิ่งกีดขวางภูมิประเทศลดลง แม้ว่าการกรองด้วยค่า SNR จะช่วยลดการปนเปื้อนของสัญญาณที่ไม่ใช่ทางอุตุนิยมวิทยาได้อย่างมีประสิทธิภาพ ดังแสดงในภาพ 36(c) แต่ค่าการสะท้อนเรดาร์ยังคงได้รับผลกระทบจากการลดทอนพลังงานของลำบีมเรดาร์ในระบบเรดาร์ย่านความถี่ C-band โดยเฉพาะในสภาวะฝนตกหนัก ดังนั้นจึงได้พิจารณาปรับแก้การลดทอนสัญญาณ ดังแสดงในภาพ 36(d) จากภาพจะเห็นได้ว่าค่าการสะท้อนของกลุ่มพายุที่อยู่ห่างจากสถานีเรดาร์ โดยเฉพาะบริเวณทิศตะวันออกเฉียงใต้ มีค่าลดลงเมื่อเทียบกับบริเวณใกล้เรดาร์ แม้ว่าจะอยู่ในเหตุการณ์พายุเดียวกันก็ตาม ลักษณะดังกล่าวสะท้อนผลกระทบของการลดทอนพลังงานของลำบีมเรดาร์เมื่อเคลื่อนที่ผ่านกลุ่มเป้าหมายในระยะทางที่ไกลออกไปจากหัวสถานีและขนาดความกว้างของลำบีมส่งผลให้ค่าการสะท้อนเรดาร์ในบริเวณปลายระยะตรวจวัดมีแนวโน้มต่ำกว่าความเป็นจริง หลังการปรับแก้การลดทอนสัญญาณ ดังภาพ 36(e) แสดงให้เห็นว่าค่าการสะท้อนเรดาร์ในบริเวณที่อยู่ห่างจากสถานีเรดาร์เพิ่มสูงขึ้นเมื่อเทียบกับก่อนการปรับแก้ ซึ่งชดเชยการสูญเสียพลังงานของสัญญาณตามระยะทางได้ในระดับหนึ่งทำให้ค่าการสะท้อนเรดาร์มีความสอดคล้องกับลักษณะของระบบพายุจริงมากขึ้น เมื่อทำการปรับปรุงคุณภาพแล้วนั้นในขั้นตอนสุดท้าย ค่าการสะท้อนเรดาร์ที่ผ่านการปรับแก้แล้วถูกแปลงจาก ระบบพิกัดเชิงขั้วไปเป็นระบบพิกัดคาร์ทีเซียนเพื่อสร้างข้อมูลเชิง กริดสำหรับการวิเคราะห์เชิงพื้นที่ ดังแสดงในภาพ 36(f) สร้างภาพ CAPPI ที่ระดับความสูง 2 กิโลเมตร จากการตรวจวัดแบบปริมาตรที่มุมยก 4 ระดับ ได้แก่ 0.5°, 1.5°, 2.4° และ 3.4° โดยมีช่วงเวลา

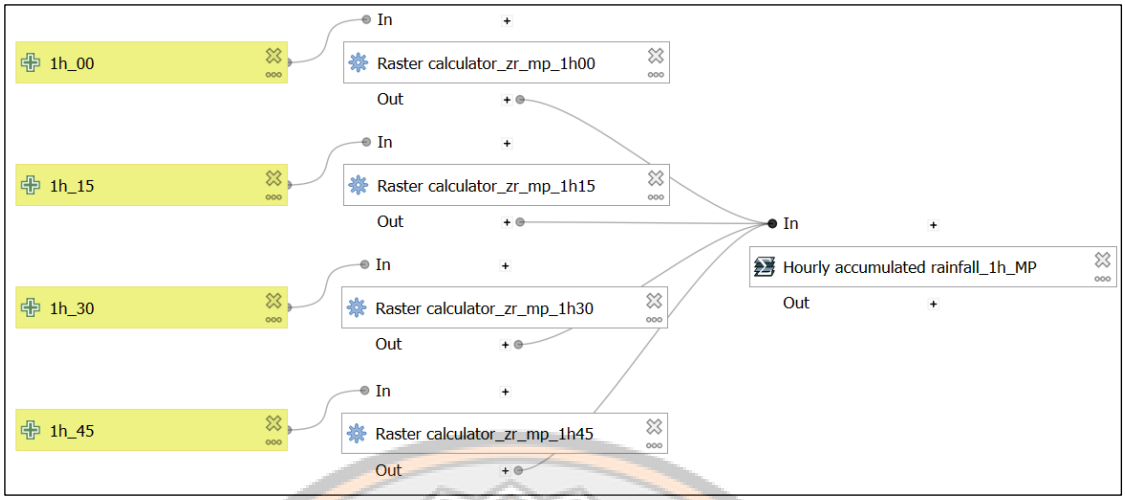
การตรวจวัดทุก 15 นาที แม้ว่าขั้นตอนการเตรียมข้อมูลดังกล่าวจะช่วยลดการปนเปื้อนของสัญญาณที่ไม่ใช่ทางอุตุนิยมวิทยาและลดผลกระทบจากการลดทอนของสัญญาณเรดาร์ตามระยะทางได้ แต่ก็ยังไม่สามารถแก้ไขความไม่แน่นอนที่เกิดจากความสัมพันธ์ระหว่างค่าการสะท้อนเรดาร์และปริมาณน้ำฝน (Z–R relationship) หรือกระบวนการจุลฟิสิกส์ของหยาดน้ำฟ้าได้โดยสมบูรณ์ ดังนั้นในขั้นตอนถัดไปจึงจำเป็นต้องมีการปรับแก้ความเอนเอียงของปริมาณฝนจากเรดาร์โดยอาศัยข้อมูลจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดิน ซึ่งจะอธิบายในหัวข้อถัดไป



ภาพ 36 ผลค่าการปนเปื้อนสัญญาณในพายุโซนร้อนเซินติญ วันที่ 17 กรกฎาคม พ.ศ.2561 เวลา 21.00 น. (14.00 น. UTC) (a) ภาพการสะท้อนตั้งต้น (b) ภาพค่าสัดส่วนระหว่างค่าสัญญาณกับค่าสัญญาณรบกวน (c) ภาพหลังการใช้ตัวกรอง SNR (d) ผลก่อนปรับแก้ค่าการอ่อนสัญญาณ (e) ผลหลังปรับแก้ค่าการอ่อนสัญญาณ (f) ผลลัพธ์การแปลงค่าพิกัดจากระบบพิกัดเชิงขั้วไปเป็นระบบพิกัดคาร์ทีเซียน

4.2 การพัฒนากระบวนการวิเคราะห์ข้อมูลเรดาร์ในระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (GIS)

การพัฒนากระบวนการวิเคราะห์ข้อมูลเรดาร์ในระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ (GIS) โดยดำเนินการคำนวณปริมาณฝนสะสมรายชั่วโมงจากข้อมูลเรดาร์โดยใช้ซอฟต์แวร์โอเพนซอร์สได้แก่ QGIS ซึ่งเป็นเครื่องมือทางภูมิสารสนเทศที่สามารถประมวลผลข้อมูลเชิงพื้นที่ได้อย่างมีประสิทธิภาพ เนื่องจากข้อมูลเรดาร์เป็นข้อมูลที่ซับซ้อนและยุ่งยากและมีข้อจำกัดของการใช้ประโยชน์ ดังนั้นหากมีการเปลี่ยนข้อมูลเรดาร์ให้เป็นข้อมูลในรูปแบบเชิงพื้นที่ที่สามารถนำไปเข้าในแบบจำลองโดยตรงได้และรูปแบบข้อมูลแผนที่ในแบบ GIS เนื่องจากข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศนั้นไม่เพียงแต่มีความละเอียดในเชิงพื้นที่แต่ยังคงมีความละเอียดในเชิงห้วงเวลา ดังนั้นจึงเลือกใช้ซอฟต์แวร์รหัสเปิดและไม่เสียค่าใช้จ่ายนำมาวิเคราะห์ผล จึงได้ออกแบบและพัฒนาโมเดลการประมวลผลแบบอัตโนมัติ แสดงดังภาพ 37 แสดงโมเดลการคำนวณปริมาณฝนสะสมรายชั่วโมงจากข้อมูลเรดาร์ที่พัฒนาขึ้นในโปรแกรม QGIS โดยใช้เครื่องมือ Processing modeler เพื่อจัดลำดับขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลเรดาร์ในรูปแบบอัตโนมัติ ภายในโมเดลได้กำหนดข้อมูลค่าการสะท้อนเรดาร์ (Z) ซึ่งมีความละเอียดเชิงเวลา 15 นาที เป็นข้อมูลนำเข้า ได้แก่ เวลา 00, 15, 30 และ 45 นาทีของแต่ละชั่วโมง จากนั้นทำการแปลงค่าการสะท้อนเรดาร์เป็นอัตราฝน (R) โดยใช้ความสัมพันธ์ระหว่าง Z-R ทั้ง 3 สมการ ผ่านเครื่องมือ Raster Calculator เพื่อคำนวณปริมาณฝนของแต่ละช่วงเวลา เมื่อได้ค่าปริมาณฝนราย 15 นาทีแล้ว โมเดลจะทำการรวมค่าปริมาณฝนทั้งสี่ช่วงเวลาเข้าด้วยกันเพื่อคำนวณเป็นปริมาณฝนสะสมรายชั่วโมง (Hourly accumulated rainfall) โดยใช้คำสั่ง Cell statistics จากนั้นจึงนำผลลัพธ์ฝนสะสมรายชั่วโมงมารวมเป็นปริมาณฝนสะสมรายวัน และรวมเป็นปริมาณฝนสะสมรายเหตุการณ์ในช่วงระยะเวลา 9 วัน ในรูปแบบข้อมูลราสเตอร์เชิงพื้นที่ ผลลัพธ์ที่ได้สามารถแสดงการกระจายตัวของปริมาณฝนในเชิงพื้นที่ได้อย่างต่อเนื่อง ดังภาพ 38 การพัฒนาโมเดลดังกล่าวช่วยเพิ่มประสิทธิภาพในการจัดการข้อมูลเรดาร์ที่มีปริมาณมากและมีความละเอียดเชิงเวลาสูง ลดขั้นตอนการประมวลผลซ้ำซ้อน และทำให้การคำนวณปริมาณฝนสามารถดำเนินการได้อย่างเป็นระบบและมีความถูกต้องมากยิ่งขึ้น

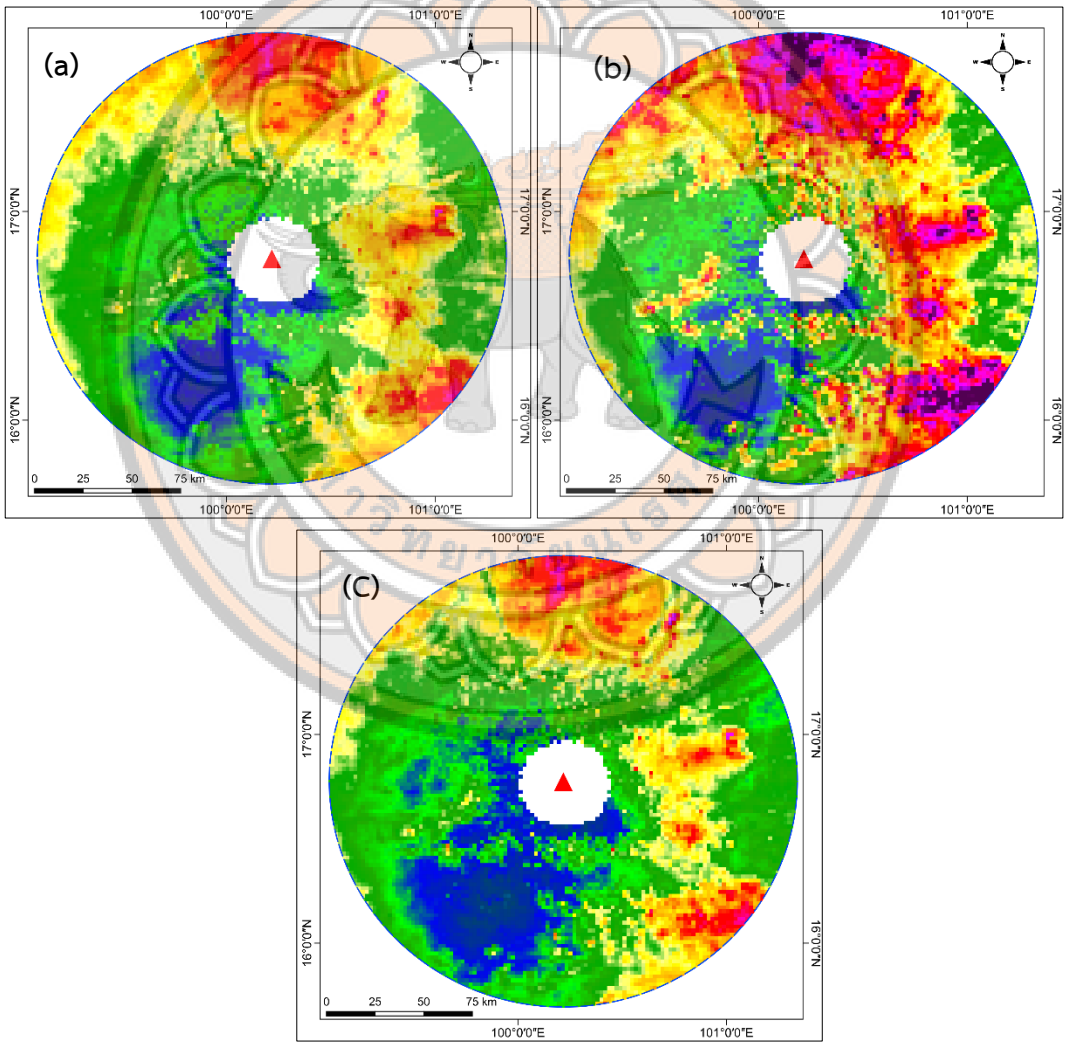


ภาพ 37 โมเดลการคำนวณปริมาณฝนสะสมรายชั่วโมงจากข้อมูลเรดาร์โดยใช้ความสัมพันธ์ Z–R

ผลการวิเคราะห์จากแผนที่ฝนสะสมรายเหตุการณ์ภาพ 38 แสดงแผนที่ปริมาณฝนสะสมรายเหตุการณ์จากพายุโซนร้อนเซินติญที่เกิดขึ้นระหว่างวันที่ 15–23 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 ซึ่งคำนวณจากข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศโดยใช้ความสัมพันธ์ระหว่างค่าการสะท้อนเรดาร์และอัตราฝน (Z–R relationship) จำนวน 3 รูปแบบ ได้แก่ ความสัมพันธ์ของ ZR-MP, ความสัมพันธ์ของ ZR-RF และความสัมพันธ์ของ ZR-SD เพื่อเปรียบเทียบลักษณะการกระจายตัวของปริมาณฝนที่คำนวณได้จากแต่ละสมการจากภาพรวมของทั้งสามแผนที่พบว่า ปริมาณฝนจากเรดาร์สามารถตรวจจับการกระจายตัวของฝนได้ครอบคลุมพื้นที่ภายในรัศมีประมาณ 120 กิโลเมตรจากสถานีเรดาร์ โดยบริเวณตรงกลางของภาพปรากฏพื้นที่ว่างซึ่งเป็นบริเวณเหนือสถานีเรดาร์โดยตรง ซึ่งไม่สามารถตรวจจับสัญญาณได้เนื่องจากข้อจำกัดของมุมการยกตัวของลำแสงเรดาร์ (Tilt angle) ปรากฏการณ์ดังกล่าวเรียกว่า Cone of silence ซึ่งเป็นข้อจำกัดทางกายภาพของเรดาร์ตรวจอากาศ

เมื่อพิจารณารูปแบบการกระจายของฝนจากแต่ละสมการพบว่า แผนที่จากสมการ ZR-MP (ภาพ 38a) แสดงรูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝนที่ค่อนข้างสม่ำเสมอทั่วพื้นที่ โดยค่าปริมาณฝนส่วนใหญ่กระจายตัวในระดับปานกลางและไม่มีบริเวณที่มีค่าฝนสูงมากอย่างเด่นชัด แสดงให้เห็นว่าสมการนี้ให้ค่าฝนที่ค่อนข้างสมดุลและไม่แสดงความรุนแรงของกลุ่มฝนมากนักเมื่อเทียบกับสมการอื่น ในขณะที่แผนที่จากสมการ ZR-RF (ภาพ 38b) แสดงให้เห็นค่าปริมาณฝนที่มีความเข้มสูงมากในบางพื้นที่ โดยเฉพาะบริเวณด้านตะวันออกและตะวันออกเฉียงเหนือของพื้นที่ศึกษา ซึ่งปรากฏเป็นพื้นที่สีแดงและสีม่วงที่มีค่าฝนสะสมสูงกว่าสมการอื่นอย่างชัดเจน แสดงให้เห็นว่าสมการนี้มีแนวโน้มประเมินค่าปริมาณฝนสูงกว่าเมื่อเกิดกลุ่มฝนเข้มข้น จึงสามารถแสดงโครงสร้างของกลุ่มพายุฝนหนักได้ชัดเจนกว่า ส่วนแผนที่จากสมการ ZR-SD (ภาพ 38c) แสดงรูปแบบการกระจายของปริมาณฝนที่มีลักษณะ

อยู่ระหว่างสองสมการแรก กล่าวคือ มีการแสดงค่าฝนที่เข้มในบางบริเวณเช่นเดียวกับสมการ ZR-RF แต่ระดับความเข้มของฝนยังต่ำกว่าสมการ ZR-RF และยังคงมีการกระจายตัวของฝนที่ค่อนข้างต่อเนื่องคล้ายกับสมการ ZR-MP เมื่อเปรียบเทียบทั้งสามสมการพบว่า พื้นที่ที่มีปริมาณฝนสะสมสูงส่วนใหญ่ปรากฏอยู่ในบริเวณทิศตะวันออกและตะวันออกเฉียงเหนือของพื้นที่เรดาร์ ซึ่งสอดคล้องกับทิศทางการเคลื่อนตัวของกลุ่มเมฆฝนจากพายุโซนร้อนเซินติญในช่วงเวลาดังกล่าว โดยสมการ ZR-RF ให้ค่าปริมาณฝนสูงที่สุด รองลงมาคือ ZR-SD และ ZR-MP ตามลำดับผลการวิเคราะห์ดังกล่าวจึงแสดงให้เห็นว่า การเลือกใช้สมการ Z–R ที่แตกต่างกันสามารถส่งผลต่อการประมาณค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ทั้งในด้านระดับความเข้มของฝนและรูปแบบการกระจายตัวของฝนในเชิงพื้นที่



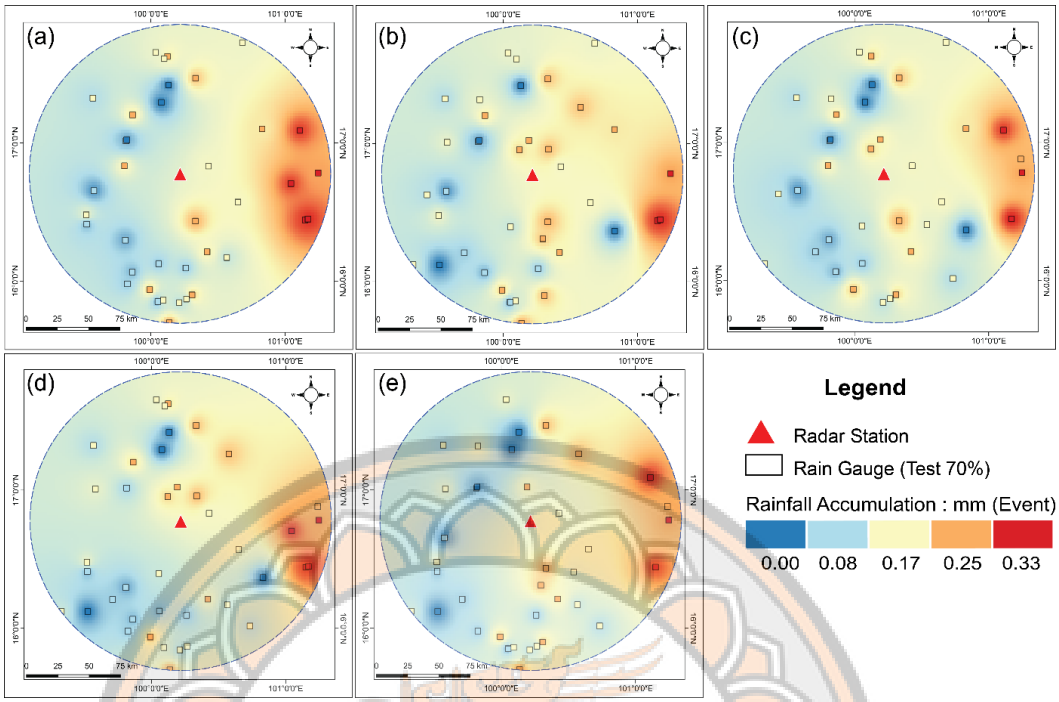
ภาพ 38 แผนที่ฝนสะสมรายเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญ วันที่ 15-23 กรกฎาคม พ.ศ.2561 จากความสัมพันธ์ Z-R โดยที่ (a) ZR-MP (b) ZR-RF (c) ZR-SD

เพื่อประเมินความถูกต้องของค่าปริมาณฝนที่คำนวณได้จากเรดาร์ ผู้วิจัยจึงนำผลลัพธ์จากภาพ 38 มาทำการเปรียบเทียบกับข้อมูลจากสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน โดยดำเนินการสุ่มแบ่งสถานีวัดฝนออกเป็นชุดทดสอบ (70%) และชุดตรวจสอบ (30%) ด้วยเครื่องมือ Random selection within subsets ในโปรแกรม QGIS พร้อมทั้งใช้วิธี Cross validation (K = 5) เพื่อสุ่มตำแหน่งสถานีและคำนวณค่าความคลาดเคลื่อนเฉลี่ย จากนั้นจึงทำการสกัดค่าปริมาณฝนจากข้อมูลเรดาร์ ณ ตำแหน่งสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน โดยใช้คำสั่ง Sample raster values และทำการจับคู่ข้อมูลฝนจากเรดาร์กับข้อมูลฝนภาคพื้นดิน โดยพิจารณาเฉพาะคู่ข้อมูลที่มีค่าปริมาณฝนมากกว่า 0 มิลลิเมตร ผลจากการเปรียบเทียบข้อมูลทั้งสองแหล่งถูกนำมาใช้ในการคำนวณค่าความคลาดเคลื่อนระหว่างฝนเรดาร์และฝนภาคพื้นดิน เพื่อสร้างพื้นผิวค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่ โดยใช้วิธี IDW กำหนดค่าพารามิเตอร์กำลัง(P=2) ผลการประมาณค่าเชิงพื้นที่ของค่าความเอนเอียง (Bias) ระหว่างปริมาณฝนจากเรดาร์และข้อมูลฝนจากสถานีตรวจวัดภาคพื้นดินแสดงดังภาพ 39 ซึ่งได้จากการประมาณค่าด้วยวิธี IDW โดยใช้ข้อมูลจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดินชุดทดสอบร้อยละ 70 ภายใต้กระบวนการ Cross validation (K=5) เพื่อประเมินความสม่ำเสมอของรูปแบบการกระจายตัวของค่า Bias ในแต่ละรอบของการสุ่มข้อมูล

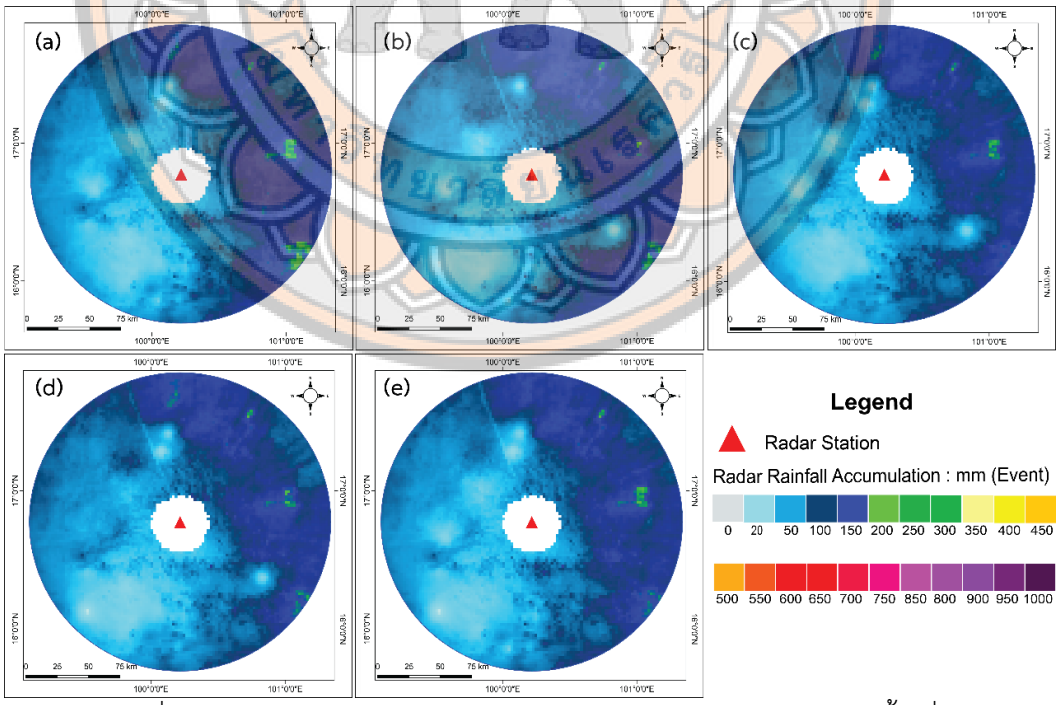
เมื่อพิจารณาผลลัพธ์ในภาพ 39(a)–39(e) พบว่ารูปแบบการกระจายตัวของค่า Bias มีลักษณะคล้ายคลึงกันในทุกกรณีของการแบ่งชุดข้อมูล โดยภาพที่ 39(a) ซึ่งเป็นผลจากการสุ่มชุดข้อมูลในรอบ K-fold = 1 แสดงให้เห็นว่าพื้นที่ด้านตะวันออกของพื้นที่ศึกษาแสดงค่าบวกของ Bias อย่างเด่นชัด (พื้นที่สีแดง) สะท้อนว่าเรดาร์มีแนวโน้มประเมินค่าปริมาณฝนสูงกว่าค่าที่วัดได้จากสถานีภาคพื้นดิน ในขณะที่พื้นที่ด้านตะวันตกและตะวันตกเฉียงใต้มีค่า Bias ต่ำ (พื้นที่สีน้ำเงิน) เรดาร์มีแนวโน้มประเมินค่าปริมาณฝนต่ำกว่าค่าที่วัดได้จากสถานีวัดฝน ในภาพ 39(b) และ 39(c) ซึ่งเป็นผลจากการสุ่มข้อมูลในรอบ K-fold = 2 และ 3 พบว่ารูปแบบการกระจายตัวของค่า Bias ยังคงแสดงแนวโน้มเช่นเดียวกัน โดยเฉพาะบริเวณพื้นที่ภูเขา มีแนวโน้มประเมินค่าปริมาณฝนต่ำกว่าค่าที่วัดได้จากสถานีภาคพื้นดิน ลักษณะดังกล่าวอาจเกิดจากอิทธิพลของภูมิประเทศที่ทำให้ลำแสงเรดาร์ถูกบดบังบางส่วน ส่งผลให้การตรวจกลุ่มฝนในพื้นที่ภูเขามีประสิทธิภาพลดลง

สำหรับผลลัพธ์ในภาพ 39(d) และ 39(e) ซึ่งเป็นผลจากการสุ่มข้อมูลในรอบ K-fold = 4 และ 5 พบว่ารูปแบบการกระจายตัวของค่า Bias ยังคงแสดงแนวโน้มคล้ายกับภาพก่อนหน้า แม้ว่าตำแหน่งของสถานีที่ใช้ในการคำนวณจะเปลี่ยนแปลงไปในแต่ละรอบของการสุ่มก็ตาม โดยภาพรวมของภาพที่ 39 แสดงให้เห็นว่าเรดาร์มีแนวโน้ม ประเมินค่าปริมาณฝนสูงเกินจริงในพื้นที่ด้านตะวันออกของพื้นที่ศึกษา ในขณะที่ พื้นที่ภูเขาทางด้านตะวันตกมีแนวโน้มประเมินค่าปริมาณฝนต่ำกว่าความเป็นจริง ซึ่งอาจเกิดจากอิทธิพลของภูมิประเทศที่บดบังลำแสงเรดาร์ และจำนวนสถานีวัดฝนภาคพื้นรวมถึงความแตกต่างของโครงสร้างกลุ่มเมฆฝนในแต่ละพื้นที่

การประมาณค่าความเอนเอียงที่ได้จากการประมาณค่าด้วยวิธี IDW ดังกล่าวจึงถูกนำมาใช้เป็น ตัวปัจจัยในการปรับแก้ (bias factor) สำหรับการปรับแก้ค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ โดยทำการคูณค่าปริมาณฝนเรดาร์ตั้งต้นกับตัวประกอบการปรับแก้เชิงพื้นที่ เพื่อปรับแก้ค่าความคลาดเคลื่อนของการประมาณค่าฝนจากเรดาร์ผลลัพธ์ของการปรับแก้ค่าปริมาณฝนจากเรดาร์แสดงดังภาพ 40 ซึ่งเป็นแผนที่ปริมาณฝนจากเรดาร์หลังการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่โดยใช้วิธี IDW ภายใต้กระบวนการ Cross validation เช่นเดียวกัน โดยเมื่อเปรียบเทียบผลลัพธ์ในภาพ 40(a)–40(e) พบว่ารูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝนมีความต่อเนื่องและสอดคล้องกันในทุกกรณีของการแบ่งชุดข้อมูล แสดงให้เห็นว่าการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่ช่วยลดความคลาดเคลื่อนของการประมาณค่าฝนจากเรดาร์ได้ และทำให้รูปแบบการกระจายตัวของปริมาณฝนจากเรดาร์มีความสอดคล้องกับข้อมูลจากสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินมากยิ่งขึ้น เมื่อพิจารณาในภาพรวม พบว่าการประยุกต์ใช้การปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่ด้วยวิธี IDW ร่วมกับข้อมูลจากสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดินสามารถช่วยปรับปรุงความแม่นยำของการประมาณค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ได้อย่างมีประสิทธิภาพ และช่วยลดความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากปัจจัยทางภูมิประเทศและข้อจำกัดของการตรวจวัดด้วยเรดาร์อีกด้วย



ภาพ 39 การประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบ IDW รายเหตุการณ์จากความสัมพันธ์ MP ที่ใช้สถานีวัดปริมาณฝนภาคพื้นจากชุดทดสอบ 70% ด้วยวิธีการ k-fold Cross validation โดยที่ (a) K-fold=1, (b) K-fold=2, (c) K-fold=3, (d) K-fold=4, (e) k-fold=5



ภาพ 40 แผนที่ปริมาณฝนจากเรดาร์หลังการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่จากวิธี IDW รายเหตุการณ์จากความสัมพันธ์ ZR-MP ด้วยวิธีการ k-fold Cross validation โดยที่ (a) K-fold=1, (b) K-fold=2, (c) K-fold=3, (d) K-fold=4, (e) k-fold=5

เมื่อเปรียบเทียบแผนที่ปริมาณฝนก่อนและหลังการปรับแก้ พบว่าพื้นที่ที่ก่อนหน้านี้มีแนวโน้มการประมาณค่าฝนสูงเกินจริงมีค่าปริมาณฝนลดลงหลังจากการปรับแก้ ในขณะที่พื้นที่ที่เรดาร์เคยประเมินค่าฝนน้อยกว่าความเป็นจริงมีค่าปริมาณฝนเพิ่มขึ้นและมีแนวโน้มใกล้เคียงกับค่าที่ตรวจวัดได้จากสถานีภาคพื้นดินมากขึ้น การเปรียบเทียบค่าปริมาณฝนจากเรดาร์ก่อนและหลังการปรับแก้กับข้อมูลจากสถานีตรวจสอบยังแสดงให้เห็นว่า ค่า Mean Bias โดยรวมมีแนวโน้มลดลงอย่างชัดเจน ซึ่งสะท้อนให้เห็นว่ากระบวนการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่สามารถช่วยลดความคลาดเคลื่อนของข้อมูลฝนจากเรดาร์ นอกจากนี้ยังพบว่ารูปแบบของ Spatial bias มีลักษณะค่อนข้างสม่ำเสมอในแต่ละช่วงของการแบ่งข้อมูลแบบ K-fold ซึ่งสะท้อนถึงลักษณะความคลาดเคลื่อนเชิงระบบ (Systematic error) ที่เกิดขึ้นซ้ำในพื้นที่เดิม อันเนื่องมาจากปัจจัยด้านตำแหน่งของสถานีเรดาร์และลักษณะภูมิประเทศในพื้นที่ศึกษา ดังนั้นการนำค่า bias เชิงพื้นที่เฉลี่ยมาใช้เป็นตัวประกอบในการปรับแก้จึงสามารถช่วยลดค่า Mean Bias ของข้อมูลฝนจากเรดาร์ได้ อย่างไรก็ตาม ความแม่นยำของการปรับแก้ยังขึ้นอยู่กับความหนาแน่นและการกระจายตัวของสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน หากในบางพื้นที่มีสถานีวัดฝนอยู่ห่างกันมาก การประมาณค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่อาจมีความคลาดเคลื่อนและทำให้ประสิทธิภาพของการปรับแก้ลดลงได้

4.3 การปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงค่าเฉลี่ยเชิงพื้นที่

การปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงค่าเฉลี่ยของข้อมูลฝนจากเรดาร์ดำเนินการโดยใช้วิธี MFB จากข้อมูลสถานีตรวจวัดปริมาณฝนภาคพื้นดินชุดตรวจสอบจำนวน 5 รอบ ผลการวิเคราะห์จากตาราง 4 แสดงค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนจากสถานีตรวจวัดภาคพื้นดิน (Mean Rain Gauge) ค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนจากเรดาร์ (Mean Rain Radar) ค่าความเอนเอียง (Bias) และค่า Mean Field Bias (MFB) ซึ่งเป็นค่าที่ผ่านการลดอิทธิพลของความผันแปรของข้อมูลทั้งในเชิงพื้นที่และเชิงเวลา จากผลการวิเคราะห์พบว่า ความสัมพันธ์ ZR-RF ให้ค่า Bias ต่ำที่สุด (0.115 มม.) อย่างไรก็ตาม ปริมาณฝนจากเรดาร์ที่คำนวณได้มีค่าสูงกว่าค่าที่วัดได้จากสถานีภาคพื้นดินอย่างมาก โดยมีค่าเฉลี่ยฝนเรดาร์เท่ากับ 321.334 มม. ในขณะที่ค่าเฉลี่ยจากสถานีภาคพื้นดินเท่ากับ 37.047 มม. ซึ่งสะท้อนให้เห็นว่าสมการดังกล่าวมีแนวโน้มประมาณค่าปริมาณฝนสูงเกินจริง แม้ว่าค่า Bias จะอยู่ในระดับต่ำก็ตาม

ในขณะที่ความสัมพันธ์ ZR-SD ให้ค่าปริมาณฝนเรดาร์ต่ำกว่า ZR-RF แต่กลับมีค่า Bias สูงที่สุด (0.168 มม.) แสดงให้เห็นว่าการประมาณค่าปริมาณฝนจากสมการนี้ยังมีความคลาดเคลื่อนค่อนข้างสูง

ในทางตรงกันข้าม ความสัมพันธ์ ZR-MP ให้ค่าปริมาณฝนเรดาร์เฉลี่ยอยู่ที่ 247.100 มม. ซึ่งมีแนวโน้มใกล้เคียงกับฝนภาคพื้นดินเมื่อเปรียบเทียบกับสมการอื่น และมีค่า Bias อยู่ในระดับปานกลาง (0.150 มม.) แสดงให้เห็นว่าสมการนี้ให้ผลลัพธ์ที่ดีมากกว่าการประมาณค่าปริมาณฝน ดังนั้น เมื่อพิจารณาผลการวิเคราะห์โดยรวมพบว่า ความสัมพันธ์ ZR-MP มีความเหมาะสมในการใช้ประมาณค่าปริมาณฝนจากข้อมูลเรดาร์ในพื้นที่ศึกษาและเหตุการณ์พายุเซินติญมากที่สุด เนื่องจากสามารถให้ค่าปริมาณฝนของการประมาณค่าและการลดการประเมินค่าฝนสูงเกินจริงเมื่อเปรียบเทียบกับสมการ Z–R แบบอื่น

ตาราง 4 การปรับแก้ค่าเอนเอียงเชิงค่าเฉลี่ยเชิงพื้นที่โดยใช้วิธีการ k-fold Cross validation

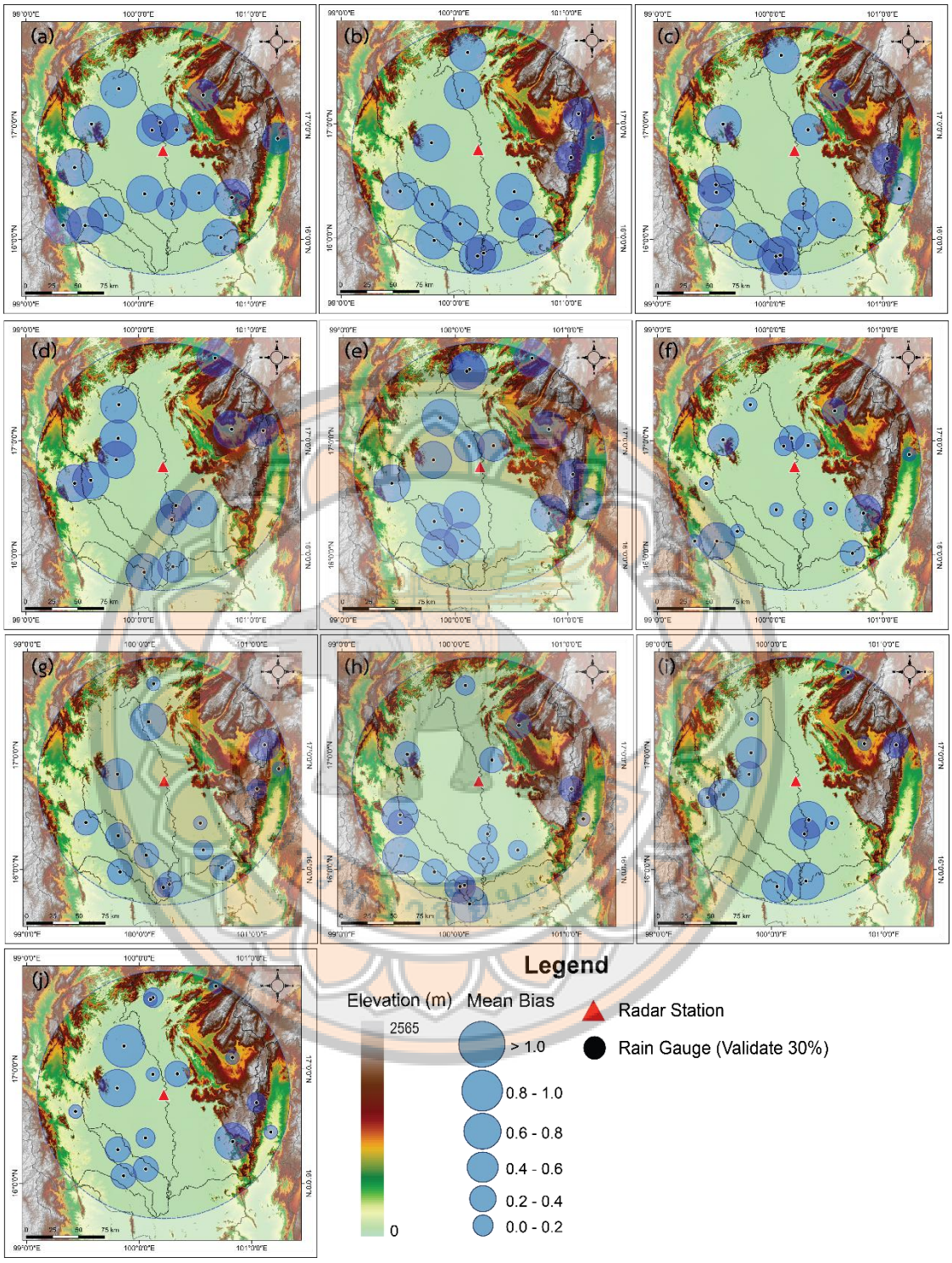
สมการ Z-R	Mean Rain gauge (มม.)	Mean Rain radar (มม.)	Bias (มม.)	MFB
Marshall/Palmer	37.047	247.100	0.150	37.047
Rosenfeld Tropical	37.047	321.334	0.115	37.047
Summer Deep Convection	37.047	220.003	0.168	37.047

ภาพ 41 แสดงการกระจายตัวของค่าความเอนเอียง (Bias) ระหว่างปริมาณฝนจากเรดาร์และปริมาณฝนจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดินแต่ละสถานี โดยใช้ชุดข้อมูลสถานีตรวจสอบร้อยละ 30 ของสถานีทั้งหมด ภาพ 41(a–e) แสดงค่าความเอนเอียงก่อนการปรับแก้จากสมการความสัมพันธ์ Z–R แบบ ZR-MP ในแต่ละรอบของการทดสอบแบบ Cross validation พบว่ามีวงกลมขนาดใหญ่กระจายอยู่หลายบริเวณของพื้นที่ศึกษา โดยเฉพาะบริเวณตอนเหนือและตะวันออกของพื้นที่ตรวจวัด ซึ่งเป็นบริเวณที่มีลักษณะภูมิประเทศเป็นภูเขาสูง ขนาดของวงกลมที่ใหญ่สะท้อนถึงค่าความเอนเอียงที่สูง แสดงให้เห็นว่าการประมาณค่าปริมาณฝนจากเรดาร์มีความคลาดเคลื่อนจากค่าที่ตรวจวัดได้จากสถานีภาคพื้นดินค่อนข้างมากในพื้นที่ภูเขา ซึ่งอาจเกิดจากผลกระทบของภูมิประเทศที่มีต่อสัญญาณเรดาร์ เช่น การบังลำแสงเรดาร์หรือการสะท้อนสัญญาณที่ผิดปกติในบริเวณภูเขา

ในทางตรงกันข้าม พื้นที่ราบบริเวณตอนกลางของพื้นที่ศึกษาแสดงค่าความเอนเอียงที่ค่อนข้างต่ำ โดยปรากฏเป็นวงกลมขนาดเล็กกว่าเมื่อเทียบกับบริเวณภูเขา สะท้อนให้เห็นว่าการประมาณค่าฝนจากเรดาร์ในพื้นที่ที่มีภูมิประเทศไม่ซับซ้อนมีความสอดคล้องกับข้อมูลจากสถานีภาคพื้นดินมากกว่า

หลังจากทำการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่แล้ว ผลลัพธ์ดังแสดงในภาพ 41(f–j) พบว่าค่าความเอนเอียงโดยรวมลดลงอย่างชัดเจนในทุกการแบ่งข้อมูลแบบ K-fold โดยขนาดของวงกลมในแต่ละตำแหน่งมีแนวโน้มเล็กลงเมื่อเทียบกับก่อนการปรับแก้ แสดงให้เห็นว่าความคลาดเคลื่อนระหว่างข้อมูลเรดาร์และข้อมูลจากสถานีภาคพื้นดินลดลงอย่างมีนัยสำคัญ โดยเฉพาะในบริเวณภูเขาทางด้านเหนือและตะวันออก ซึ่งก่อนการปรับแก้มีวงกลมขนาดใหญ่หลายจุด หลังการปรับแก้พบว่าขนาดของวงกลมลดลงอย่างเด่นชัด สะท้อนให้เห็นว่าการปรับแก้ค่าความเอนเอียงสามารถลดอิทธิพลของภูมิประเทศที่ส่งผลต่อการตรวจวัดของเรดาร์ได้อย่างมีประสิทธิภาพ

สำหรับบริเวณพื้นที่ราบตอนกลางซึ่งเดิมมีค่าความเอนเอียงค่อนข้างต่ำอยู่แล้ว พบว่าการเปลี่ยนแปลงของขนาดวงกลมหลังการปรับแก้มีไม่มากนัก แสดงถึงเสถียรภาพของการประมาณค่าฝนจากเรดาร์ในพื้นที่ที่ไม่มีลักษณะภูมิประเทศซับซ้อน เมื่อพิจารณาเปรียบเทียบกับสมการความสัมพันธ์ Z–R อื่น ได้แก่ ZR-RF และ ZR-SD พบว่าสมการทั้งสองให้ค่าความเอนเอียงโดยรวมมากกว่าสมการ ZR-MP แม้ว่าการปรับแก้จะช่วยลดค่าความเอนเอียงลงได้ แต่ขนาดของวงกลมหลังการปรับแก้ยังคงมีค่ามากกว่าสมการ ZR-MP ในหลายตำแหน่ง แสดงให้เห็นว่าสมการ ZR-MP สามารถลดค่าความเอนเอียงของปริมาณฝนจากเรดาร์ได้มีประสิทธิภาพมากกว่า ทั้งในพื้นที่ภูเขาและพื้นที่ราบ ซึ่งสอดคล้องกับผลการวิเคราะห์เชิงสถิติที่แสดงในตาราง 5 ซึ่งได้รวบรวมค่าความเอนเอียงเฉลี่ยของทุกสถานีในแต่ละ K-fold และคำนวณค่าเฉลี่ยของแต่ละความสัมพันธ์ Z–R เพื่อใช้ในการประเมินประสิทธิภาพของสมการแต่ละรูปแบบ



ภาพ 41 แผนที่แสดงค่าความเอนเอียงระหว่างฝนเรดาร์และฝนภาคพื้นก่อน (a-e) และหลังการปรับแก้ (f-j) ด้วยค่าความเอนเอียงจาก ZR-MP โดย (a, f) K-fold=1, (b, g) K-fold=2, (c, h) K-fold=3, (d, i) K-fold=4 (e, j) K-fold=5

จากตาราง 5 แสดงผลการเปรียบเทียบประสิทธิภาพของสมการความสัมพันธ์ Z–R ทั้งสามรูปแบบ ได้แก่ ZR-MP, ZR-RF และZR-SD ก่อนและหลังการปรับแก้ค่าความเอนเอียง โดยใช้เทคนิคการประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบ IDW ร่วมกับกระบวนการ Cross validation (K=5) โดยใช้ข้อมูลจากสถานีวัดฝนสำหรับการตรวจสอบ ผลการวิเคราะห์พบว่า หลังการปรับแก้ความเอนเอียงแล้ว ค่า Correlation และ R^2 ของทุกสมการ Z–R มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างชัดเจน แสดงให้เห็นว่าการปรับแก้ด้วยวิธี IDW สามารถช่วยเพิ่มความสอดคล้องระหว่างค่าปริมาณฝนจากเรดาร์กับข้อมูลจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดินได้

โดยเฉพาะสมการ ZR-MP แสดงประสิทธิภาพสูงที่สุดหลังการปรับแก้ โดยมีค่า Correlation เพิ่มขึ้นจาก 0.678 เป็น 0.761 และค่า R^2 เพิ่มขึ้นจาก 0.808 เป็น 0.850 อีกทั้งยังมีค่า Mean Bias เท่ากับ 0.999 ซึ่งมีค่าใกล้เคียง 1 มากที่สุดในบรรดาสมการทั้งหมด สะท้อนให้เห็นว่าปริมาณฝนที่ประมาณจากเรดาร์มีความสอดคล้องกับค่าที่ตรวจวัดได้จากสถานีภาคพื้นดินในระดับสูง สำหรับสมการ ZR-SD แม้ว่าก่อนการปรับแก้จะมีค่า Mean Bias สูงที่สุดเท่ากับ 0.176 แต่ภายหลังการปรับแก้พบว่าค่า Correlation และ R^2 เพิ่มขึ้นเป็น 0.757 และ 0.848 ตามลำดับ ซึ่งมีค่าใกล้เคียงกับสมการ ZR-MP อีกทั้งยังมีค่า Mean Bias เท่ากับ 0.990 แสดงให้เห็นว่าสมการนี้สามารถปรับปรุงค่าความคลาดเคลื่อนให้ดีขึ้น ในทางตรงกันข้าม สมการ ZR-RF แม้ว่าจะมีค่า Mean Bias ต่ำที่สุดก่อนการปรับแก้ (0.120) แต่หลังการปรับแก้กลับแสดงค่า Correlation และ R^2 ต่ำกว่าสมการอื่น โดยมีค่า Correlation เท่ากับ 0.729 และค่า R^2 เท่ากับ 0.829 รวมทั้งมีค่า Mean Bias หลังการปรับแก้เท่ากับ 0.948 ซึ่งต่ำที่สุดในสามสมการ ทำให้เห็นว่าสมการ ZR-RF มีประสิทธิภาพในการปรับปรุงความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลเรดาร์และข้อมูลภาคพื้นดินน้อยกว่าสมการอื่น

ตาราง 5 ค่าสถิติการประเมินก่อนและหลังการปรับแก้ความเอนเอียงของสถานีตรวจสอบความถูกต้องโดยใช้ k-fold

สมการ Z-R	Correlation		R^2		Mean Bias	
	ก่อน	หลัง	ก่อน	หลัง	ก่อน	หลัง
Marshall/Palmer	0.678	0.761	0.808	0.850	0.154	0.999
Rosenfeld Tropical	0.618	0.729	0.775	0.829	0.120	0.948
Summer Deep Convection	0.670	0.757	0.805	0.848	0.176	0.990

นอกจากการประเมินความสัมพันธ์ทางสถิติแล้ว ยังได้ทำการประเมินประสิทธิภาพของการปรับแก้ค่าความเอนเอียงโดยพิจารณาจากค่าความคลาดเคลื่อนเชิงปริมาณ ได้แก่ RMSE และMAE ซึ่งแสดงไว้ในตาราง 6 โดยเปรียบเทียบค่าปริมาณฝนจากเรดาร์กับข้อมูลจากสถานีตรวจวัดก่อนและหลังการปรับแก้เชิงพื้นที่ด้วยวิธี IDW ผลการวิเคราะห์พบว่า ค่าความคลาดเคลื่อนทั้ง RMSE และ MAE ลดลงอย่างชัดเจนในทุกสมการ Z–R หลังการปรับแก้ แสดงให้เห็นว่าวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบ IDW สามารถช่วยลดความคลาดเคลื่อนของข้อมูลฝนจากเรดาร์ได้อย่างมีประสิทธิภาพ

สำหรับสมการ ZR-MP พบว่ามีการปรับปรุงค่าความคลาดเคลื่อนอย่างเด่นชัดที่สุด โดยค่า RMSE ลดลงจาก 218.186 มม. เหลือเพียง 17.517 มม. และค่า MAE ลดลงจาก 199.004 มม. เหลือ 13.405 มม. ซึ่งถือว่ามีอัตราการลดลงมากที่สุดเมื่อเทียบกับสมการอื่น ส่วนสมการ ZR-SD แม้ว่าจะมีค่าความคลาดเคลื่อนก่อนการปรับแก้ต่ำที่สุด (RMSE = 191.622 มม., MAE = 170.765 มม.) แต่ค่าหลังการปรับแก้ยังคงสูงกว่าสมการ ZR-MP เล็กน้อย แสดงให้เห็นว่าแม้สมการนี้จะมีแนวโน้มเริ่มต้นที่ดี แต่ประสิทธิภาพในการปรับแก้ยังไม่สูงเท่ากับสมการ ZR-MP ขณะที่สมการ ZR-RF มีค่าความคลาดเคลื่อนก่อนการปรับแก้สูงที่สุดในทุกตัวชี้วัด (RMSE = 309.163 มม., MAE = 265.412 มม.) และแม้ว่าค่าความคลาดเคลื่อนจะลดลงหลังการปรับแก้ (RMSE = 19.263 มม., MAE = 14.483 มม.) แต่ก็ยังคงสูงกว่าสมการอื่นเล็กน้อย

โดยผลการวิเคราะห์จากทั้งตาราง 5 และตาราง 6 แสดงให้เห็นว่า การปรับแก้ค่าความเอนเอียงของข้อมูลฝนเรดาร์ด้วยวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบ IDW สามารถช่วยเพิ่มความสอดคล้องระหว่างข้อมูลเรดาร์และข้อมูลสถานีภาคพื้นดินได้ดี ทั้งในด้านความสัมพันธ์ทางสถิติและการลดค่าความคลาดเคลื่อน โดยสมการ ZR-MP แสดงประสิทธิภาพโดยรวมดีที่สุดในการประมาณค่าปริมาณฝนสำหรับพื้นที่ศึกษา

ตาราง 6 ค่าทางสถิติก่อนและหลังการปรับแก้โดยใช้วิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบถ่วงน้ำหนักผกผันระยะทาง (IDW)

สมการ Z-R	ก่อนปรับแก้		หลังปรับแก้	
	RMSE (มม.)	MAE (มม.)	RMSE (มม.)	MAE (มม.)
Marshall/Palmer	218.186	199.004	17.517	13.405
Rosenfeld Tropical	309.163	265.412	19.263	14.483
Summer Deep Convection	191.622	170.765	17.719	13.571

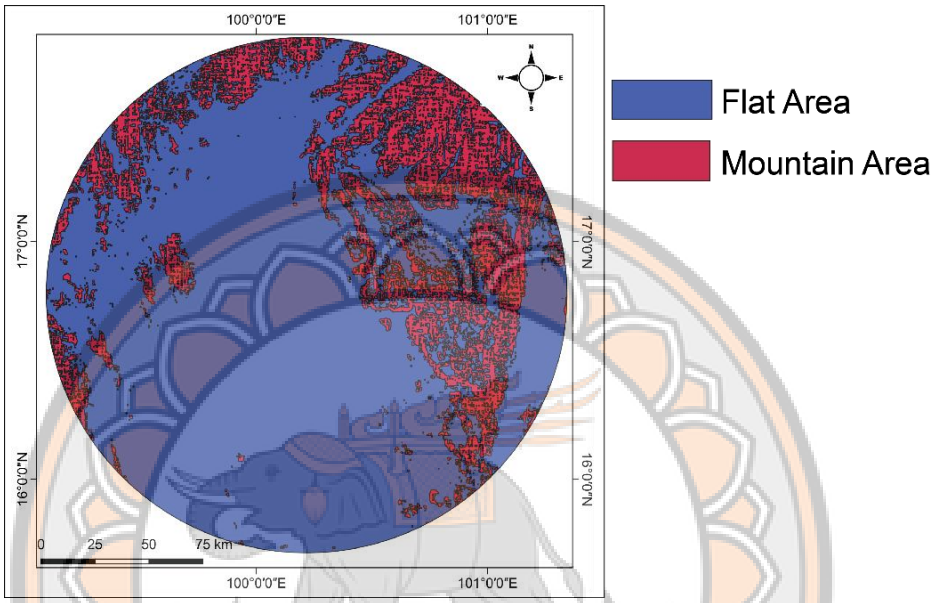
4.4 การวิเคราะห์ฝนที่ราบและฝนภูเขาด้วยลักษณะภูมิประเทศ

การวิเคราะห์ผลกระทบของลักษณะภูมิประเทศต่อความคลาดเคลื่อนของปริมาณฝนจากเรดาร์ ได้ทำการจำแนกพื้นที่ศึกษาออกเป็นพื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขาโดยอาศัยข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงเชิงเลขจากโค้ดที่พัฒนาขึ้น โดยพื้นที่ที่มีค่าความลาดชันน้อยกว่าเท่ากับ 5 องศา ถูกจัดเป็นพื้นที่ราบ ขณะที่พื้นที่ที่มีค่าความลาดชันมากกว่า 5 องศา ถูกจัดเป็นพื้นที่ภูเขา จากนั้นจึงประเมินผลการปรับแก้ค่าความเอนเอียงของปริมาณฝนจากเรดาร์แยกตามประเภทภูมิประเทศ เพื่อพิจารณาความแตกต่างของประสิทธิผลของการปรับแก้ในสภาพภูมิประเทศที่แตกต่างกัน

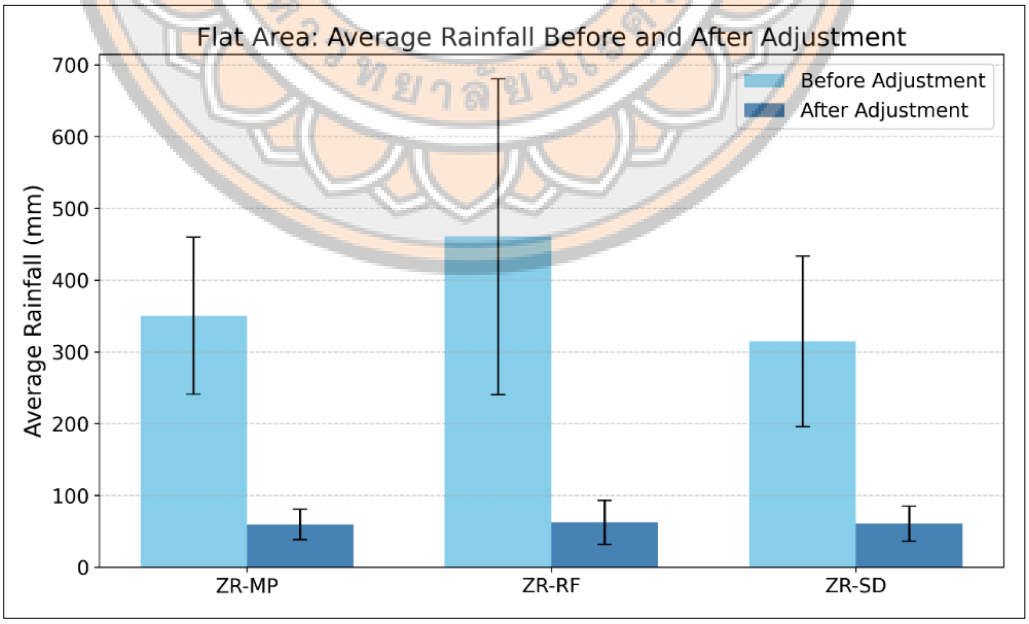
ผลการเปรียบเทียบค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนที่ประมาณจากเรดาร์ในพื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขาแสดงดังภาพ 43 และภาพ 44 ตามลำดับ โดยภาพ 43 แสดงค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนก่อนและหลังการปรับแก้ในพื้นที่ราบ ส่วนภาพ 44 แสดงผลในพื้นที่ภูเขา สำหรับทั้งสองประเภทภูมิประเทศ พบว่าก่อนการปรับแก้ ความสัมพันธ์แบบ ZR-RF ให้ค่าประมาณปริมาณน้ำฝนสูงที่สุด รองลงมาคือ ZR-MP และ ZR-SD ตามลำดับ แสดงให้เห็นว่าความสัมพันธ์ Z–R ทั้งสามรูปแบบมีแนวโน้มประเมินปริมาณฝนจากเรดาร์สูงเกินจริงเมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดิน นอกจากนี้ ค่าประมาณจากเรดาร์ก่อนการปรับแก้ยังแสดงความแปรปรวนค่อนข้างสูง ซึ่งสังเกตได้จากแถบความคลาดเคลื่อน (error bars) ที่มีช่วงกว้าง โดยเฉพาะในสมการ ZR-RF ที่มีความแปรปรวนสูงที่สุดในทั้งพื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขา แสดงถึงความไม่แน่นอนของการประมาณค่าฝนจากเรดาร์ในสภาพภูมิประเทศที่แตกต่างกัน หลังจากทำการปรับแก้ค่าความเอนเอียงด้วยวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ IDW พบว่าค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนจากเรดาร์ลดลงในทุกความสัมพันธ์ Z–R ทั้งในพื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขา โดยค่าประมาณปริมาณฝนหลังการปรับแก้มีแนวโน้มเข้าใกล้ค่าที่วัดได้จากสถานีภาคพื้นดินมากขึ้น นอกจากนี้ยังพบว่าแถบความคลาดเคลื่อนมีแนวโน้มแคบลงเมื่อเทียบกับก่อนการปรับแก้ แสดงว่าความแปรปรวนของข้อมูลฝนจากเรดาร์ลดลงหลังการปรับแก้

เมื่อพิจารณาเปรียบเทียบระหว่างประเภทภูมิประเทศ พบว่าพื้นที่ภูเขามีค่าความแปรปรวนของปริมาณฝนก่อนการปรับแก้สูงกว่าพื้นที่ราบ ซึ่งอาจเกิดจากผลกระทบของภูมิประเทศต่อการตรวจวัดของเรดาร์ เช่น การบังลำแสงเรดาร์หรือการสะท้อนสัญญาณที่ผิดปกติจากภูเขา อย่างไรก็ตาม หลังการปรับแก้ด้วยวิธี IDW พบว่าค่าประมาณปริมาณฝนในพื้นที่ภูเขามีแนวโน้มลดลงและมีความแปรปรวนลดลงเช่นเดียวกับพื้นที่ราบ แสดงให้เห็นว่าการปรับแก้สามารถลดความคลาดเคลื่อนที่เกิดจากอิทธิพลของภูมิประเทศได้ในระดับหนึ่ง โดยภาพรวม สมการ ZR-MP ให้ผลลัพธ์ดีที่สุดเมื่อเปรียบเทียบกับสมการอื่น เนื่องจากให้ค่าประมาณปริมาณฝนที่ใกล้เคียงกับข้อมูลจากสถานีวัดฝน

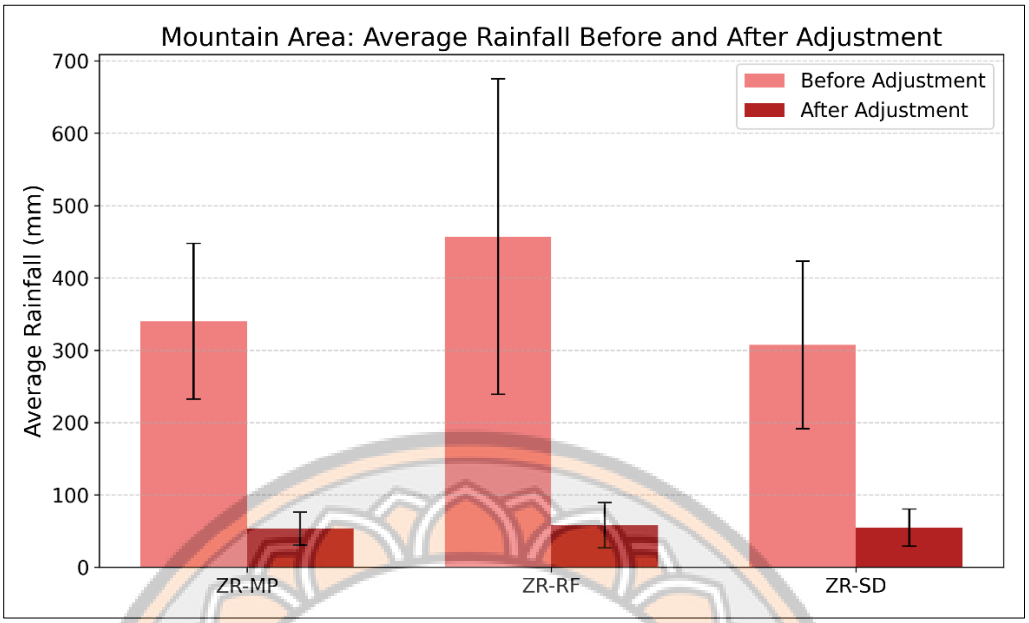
ภาคพื้นดินมากที่สุด และมีความแปรปรวนหลังการปรับแก้ต่ำที่สุดทั้งในพื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขา ขณะที่สมการ ZR-RF แม้ว่าจะให้ค่าปริมาณฝนสูงที่สุดก่อนการปรับแก้ แต่ยังคงมีความแปรปรวนสูงกว่าสมการอื่น แม้หลังการปรับแก้แล้วก็ตาม ส่วนสมการ ZR-SD ให้ค่าปริมาณฝนเฉลี่ยต่ำที่สุดในสามสมการ แต่มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงก่อนและหลังการปรับแก้ในลักษณะใกล้เคียงกับสมการ ZR-MP



ภาพ 42 แผนที่การจำแนกลักษณะภูมิประเทศพื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขา



ภาพ 43 ค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนที่ประมาณจากเรดาร์ก่อนการปรับแก้ความเอนเอียงเชิงพื้นที่ในพื้นที่ราบสำหรับสมการความสัมพันธ์ Z–R ทั้งสามรูปแบบ



ภาพ 44 ค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำฝนที่ประมาณจากเรดาร์ หลังการปรับแก้ความเอนเอียงเชิงพื้นที่ในพื้นที่ภูเขาสำหรับสมการความสัมพันธ์ Z–R ทั้งสามรูปแบบ

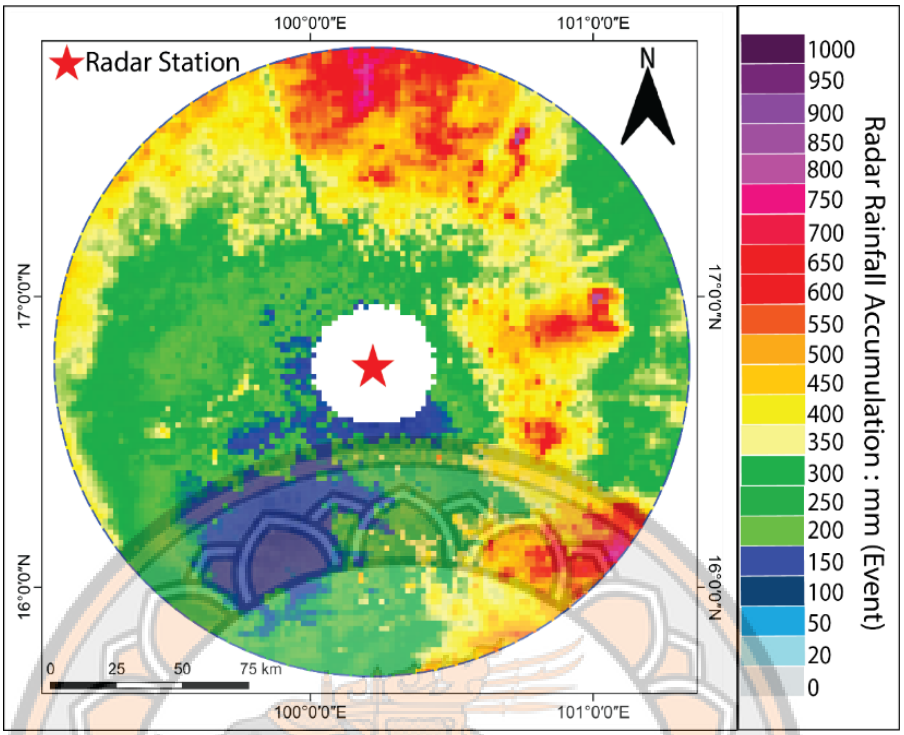
จากผลการศึกษาเรื่อง “การศึกษาเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาของสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก” ผลการวิเคราะห์ในบทที่ 4 มุ่งเน้นการประเมินความเหมาะสมของสมการความสัมพันธ์ระหว่างค่าการสะท้อนเรดาร์ (Z) และปริมาณน้ำฝน (R) ภายใต้สภาพภูมิประเทศที่แตกต่างกัน ผลการวิเคราะห์พบว่าสมการความสัมพันธ์ ZR_MPให้ผลการประมาณปริมาณน้ำฝนจากเรดาร์ที่สอดคล้องกับข้อมูลจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดินมากที่สุด โดยเฉพาะในกรณีศึกษาพายุโซนร้อนเซินติญ เมื่อใช้ร่วมกับวิธีการประมาณค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่แบบ IDW ดังนั้น เพื่อขยายผลการศึกษาและเพิ่มความครอบคลุมในการประเมินประสิทธิภาพของการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่ของปริมาณฝนจากเรดาร์ ในบทนี้จึงเลือกใช้สมการ ZR-MP ซึ่งได้รับการพิสูจน์จากผลการวิเคราะห์ในบทที่ 4 ว่าเป็นสมการที่เหมาะสมที่สุด มาใช้เป็นสมการพื้นฐานเพียงสมการเดียว สำหรับการเปรียบเทียบประสิทธิภาพของวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ในรูปแบบต่าง ๆ

ภาพ 45 แสดงการกระจายตัวของปริมาณน้ำฝนสะสมรายเหตุการณ์จากพายุโซนร้อนเซินติญ ซึ่งคำนวณจากข้อมูลเรดาร์โดยใช้สมการความสัมพันธ์ ZR-MP ก่อนการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิง

พื้นที่ โดยข้อมูลดังกล่าวถูกนำมาใช้เป็นข้อมูลตั้งต้นสำหรับการประเมินและเปรียบเทียบประสิทธิภาพของวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ของค่าความเอนเอียงทั้ง 8 รูปแบบ จากภาพพบว่าภายในรัศมีประมาณ 120 กิโลเมตรจากสถานีเรดาร์มีการกระจายตัวของปริมาณฝนเกือบทั่วทั้งพื้นที่ ยกเว้นบริเวณเหนือสถานีเรดาร์ซึ่งไม่สามารถตรวจวัดได้ เนื่องจากข้อจำกัดทางกายภาพของมุมกวาดลำแสงเรดาร์ ส่งผลให้เกิดบริเวณที่เรียกว่ากรวยแห่งความเงียบ ซึ่งเป็นพื้นที่ที่ไม่สามารถรับสัญญาณสะท้อนกลับจากหยาดน้ำฝนได้

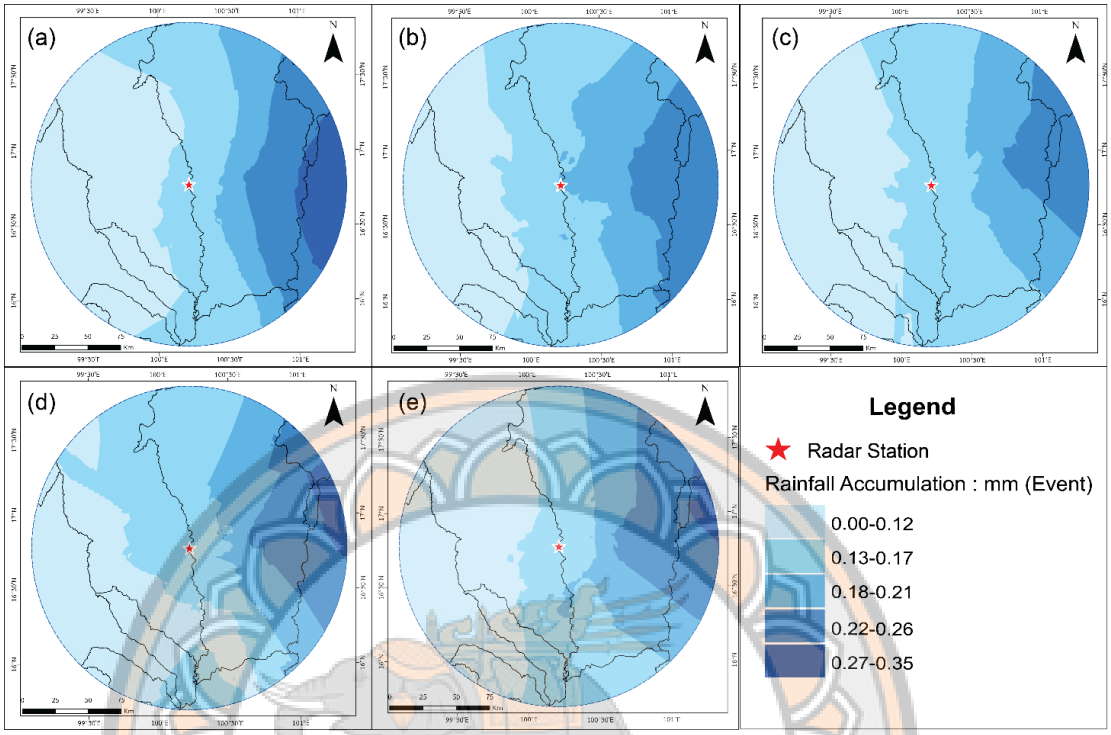
นอกจากนี้ยังสามารถสังเกตการกระจุกตัวของกลุ่มฝนบริเวณด้านตะวันออกและตะวันออกเฉียงเหนือของพื้นที่ครอบคลุม ซึ่งสอดคล้องกับทิศทางการเคลื่อนที่ของพายุโซนร้อนเซินติญที่ส่งผลให้เกิดฝนตกหนักในบริเวณดังกล่าว ลักษณะการกระจายตัวของฝนจากสมการ ZR-MP ยังแสดงให้เห็นรูปแบบเชิงพื้นที่ที่ค่อนข้างต่อเนื่องและครอบคลุมพื้นที่ได้กว้างเมื่อเปรียบเทียบกับสมการความสัมพันธ์อื่น ๆ ทั้งนี้อาจเนื่องมาจากสมการ ZR-MP ถูกพัฒนาขึ้นสำหรับฝนที่มีการกระจายตัวทั่วไป และเหมาะสมสำหรับการประมาณค่าปริมาณฝนในพื้นที่ขนาดใหญ่ จึงสามารถแสดงลักษณะเชิงพื้นที่ของฝนตกหนักและการกระจายตัวของฝนได้ชัดเจนมากขึ้น

จากผลการวิเคราะห์ในภาพ 46 และภาพ 47 สามารถอธิบายกระบวนการและผลของการปรับแก้ปริมาณฝนจากเรดาร์ได้อย่างเป็นลำดับขั้น โดยเริ่มจากภาพ 46 ซึ่งแสดงค่าความเอนเอียง (bias) ระหว่างปริมาณฝนที่ประมาณจากเรดาร์และค่าที่ตรวจวัดได้จากสถานีวัดฝนภาคพื้นดิน จากนั้นจึงนำค่าความเอนเอียงดังกล่าวไปประมาณค่าเชิงพื้นที่เพื่อสร้างพื้นผิวของค่าความเอนเอียงในพื้นที่ศึกษา ผลการประมาณค่าเชิงพื้นที่ของค่าความเอนเอียงดังแสดงในภาพ 47 โดยใช้วิธี OK_ Gaussian ซึ่งผ่านการประเมินความเสถียรของแบบจำลองด้วยเทคนิค Cross validation (K = 5) ผลการประมาณค่าพบว่าค่าความเอนเอียงมีแนวโน้มสูงในบริเวณพื้นที่ภูเขาทางตอนเหนือและด้านตะวันออกของรัศมีเรดาร์ ซึ่งเป็นบริเวณที่สัญญาณเรดาร์มักได้รับผลกระทบจากลักษณะภูมิประเทศ เช่น การบดบังของภูเขา รวมถึงผลของการขยายตัวของลำแสงเรดาร์เมื่อระยะห่างจากสถานีเพิ่มมากขึ้น ปัจจัยดังกล่าวอาจส่งผลให้การประมาณค่าปริมาณฝนจากเรดาร์เกิดความคลาดเคลื่อน ทั้งในรูปแบบของการประเมินค่าปริมาณฝนสูงเกินจริงหรือประเมินต่ำกว่าความเป็นจริงในบางพื้นที่

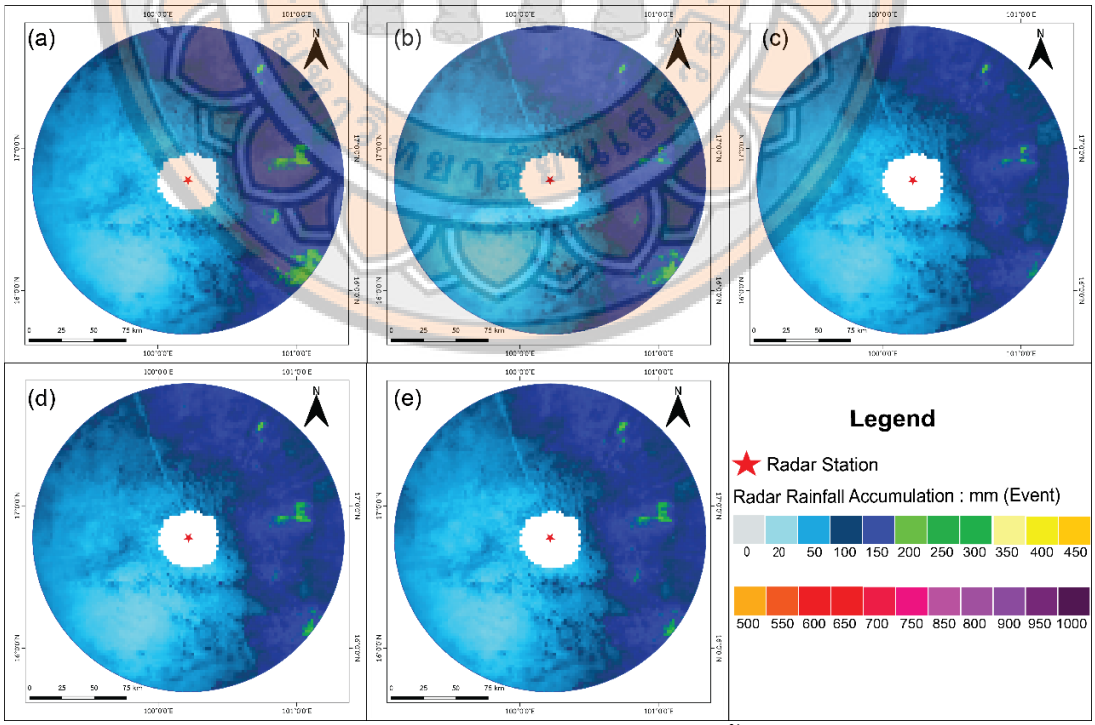


ภาพ 45 แผนที่ฝนสะสมรายเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญจากความสัมพันธ์ ZR-MP วันที่ 15-23 กรกฎาคม พ.ศ.2561

ในขั้นตอนถัดมา ได้ทำการประมาณค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่ของข้อมูลฝนเรดาร์โดยใช้วิธี OK_ Gaussian ดังแสดงในภาพ46 ซึ่งเป็นผลลัพธ์จากการประมาณค่าพื้นผิว Bias โดยใช้ข้อมูลจากสถานีวัดฝนชุดทดสอบ (70%) ภายใต้กระบวนการ Cross validation (K = 5) โดยผลการประมาณค่าพบว่าค่าความเอนเอียงมีแนวโน้มสูงในบริเวณพื้นที่ภูเขาทางด้านทิศเหนือและทิศตะวันออกของพื้นที่ศึกษา เมื่อพิจารณาเปรียบเทียบผลการประมาณค่าในแต่ละ K-fold (ภาพ 46a–e) พบว่ารูปแบบการกระจายเชิงพื้นที่ของค่าความเอนเอียงมีลักษณะใกล้เคียงกันในทุกกรณี ซึ่งสะท้อนถึงความสม่ำเสมอของแบบจำลองการประมาณค่าเชิงพื้นที่และความเสถียรของพารามิเตอร์ที่ใช้ในการวิเคราะห์ค่าความเอนเอียงที่ได้จากการประมาณค่าเชิงพื้นที่ดังกล่าวถูกนำไปใช้เป็นตัวประกอบการปรับแก้กับค่าปริมาณฝนเรดาร์ตั้งต้น เพื่อสร้างแผนที่ปริมาณฝนหลังการปรับแก้ดังแสดงในภาพ 47 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าการกระจายเชิงพื้นที่ของปริมาณฝนหลังการปรับแก้มีความสอดคล้องกับข้อมูลจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดินมากขึ้น โดยเฉพาะบริเวณพื้นที่ภูเขาทางด้านทิศเหนือและทิศตะวันออก ซึ่งก่อนการปรับแก้มีแนวโน้มแสดงค่าฝนสูงเกินจริง เมื่อเปรียบเทียบผลลัพธ์ในแต่ละ K-fold (ภาพ 47a–e) พบว่ารูปแบบการกระจายของปริมาณฝนหลังการปรับแก้มีลักษณะคล้ายคลึงกันในทุกกรณี แสดงให้เห็นว่ากระบวนการปรับแก้ด้วยวิธี OK_Gaussian สามารถให้ผลลัพธ์ที่มีความสม่ำเสมอและคงที่ในเชิงพื้นที่



ภาพ 46 การประมาณค่าเชิงพื้นที่ OK_Gaussian รายเหตุการณ์จากสถานีวัดฝนชุดทดสอบด้วยวิธี Cross validation โดยที่ (a) K-fold=1, (b) K-fold=2, (c) K-fold=3, (d) K-fold=4, (e) k-fold=5



ภาพ 47 แผนที่ปริมาณฝนจากเรดาร์หลังปรับแก้ด้วยค่าความเอนเอียงเชิงพื้นรายเหตุการณ์โดยใช้ OK_Gaussian ด้วยวิธีCross validation โดยที่ (a) K-fold=1, (b) K-fold=2, (c) K-fold=3, (d) K-fold=4, (e) k-fold=5

4.5 การเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่

การปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่ของปริมาณฝนจากเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลกโดยใช้เทคนิค MFB ร่วมกับวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ 8 รูปแบบ จากตำแหน่งสถานีตรวจวัดฝนด้วยเทคนิค K-fold Cross validation (K = 5) ที่ใช้การสุ่มตำแหน่งสถานีตรวจวัดระหว่างชุดทดสอบและชุดตรวจสอบทดสอบทั้งหมด 5 รอบ โดยใช้ความสัมพันธ์ ZR-MP แสดงให้เห็นถึงประสิทธิภาพของการปรับแก้อคติที่มีนัยสำคัญต่อความแม่นยำของการประเมินปริมาณฝนในช่วงพายุโซนร้อนเซินติญ พ.ศ. 2561 ในพื้นที่ศึกษาครอบคลุมลุ่มน้ำตอนกลางของประเทศไทย ซึ่งมีลักษณะภูมิประเทศหลากหลายและอิทธิพลของมรสุมค่อนข้างชัดเจนการใช้เทคนิค MFB ทำให้ค่าฝนจากเรดาร์หลังการปรับแก้มีค่าเฉลี่ยใกล้เคียงกับข้อมูลจากสถานีภาคพื้นมากขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ โดยจากค่าเฉลี่ยปริมาณฝนที่แตกต่างกันอย่างมากก่อนการปรับแก้ (247.100) ลดลงใกล้เคียงกับค่าจริงจากสถานีวัด (37.047) ดังตาราง 4 ซึ่งสะท้อนให้เห็นว่าการปรับแก้ MFB ซึ่งชี้ให้เห็นว่าการปรับแก้สามารถลดอคติของเรดาร์ลงได้อย่างมีประสิทธิภาพ โดยไม่ขึ้นกับเทคนิคการประมาณค่าเชิงพื้นที่ที่ใช้ ทั้งนี้การทดสอบวิธีการประมาณค่าฝนเชิงพื้นที่ 8 รูปแบบ ได้แก่ IDWและ OK ในรูปแบบ Spherical, Circular, Exponential, Gaussian, Linear รวมถึง UK ที่ใช้ Linear drift และ Quadratic drift เมื่อเปรียบเทียบกับค่าก่อนการปรับแก้ดังตาราง 7 โดยพิจารณาที่ค่า Correlation, R^2 และ Mean Bias พบว่า ก่อนการปรับแก้ ค่า (Correlation = 0.678, R^2 = 0.459, Mean Bias=0.154) จะเห็นได้ว่าการใช้สมการ ZR–MP ร่วมกับการปรับแก้ MFB พบว่าโดยเรียงลำดับประสิทธิภาพจากสูงไปต่ำ พบว่า วิธี IDW ให้ค่าความสัมพันธ์สูงที่สุด (0.734, 0.538) รองลงมาคือOK_ Exponential (0.711, 0.506) และ OK_Spherical (0.709, 0.503) ซึ่งมีแนวโน้มการทำงานใกล้เคียงกันและให้ผลลัพธ์ที่มีเสถียรภาพ ส่วน OK_Circular และ OK_Linear มีค่าความสัมพันธ์ที่ลดลงเพียงเล็กน้อย แต่ยังคงสะท้อนการลดอคติได้ดีกว่าข้อมูลก่อนปรับแก้ ในขณะที่ OK_Gaussian แม้จะมีค่า Correlation ต่ำกว่ารูปแบบอื่น (0.688) แต่ยังคงแสดงให้เห็นแนวโน้มการปรับแก้ที่ดีขึ้น สำหรับ Universal Kriging ซึ่งเป็นแบบจำลองที่รวม Drift ของแนวโน้มเชิงพื้นที่ พบว่า Linear Drift (0.662, 0.438) มีประสิทธิภาพในระดับปานกลางแต่ Quadratic Drift (0.358, 0.128) มีประสิทธิภาพต่ำที่สุด ซึ่งอาจเกิดจากการปรับแนวโน้มเชิงพื้นที่เกินจริง (overfitting) ในพื้นที่ที่มีลักษณะภูมิประเทศและการกระจายของสถานีวัดไม่สม่ำเสมอการเลือกใช้ Drift ที่มีลำดับสูงเกินไปจึงอาจเพิ่มความแปรปรวนและลดความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลเรดาร์กับข้อมูลภาคพื้น

แต่เมื่อพิจารณาที่ค่า Mean Bias หลังปรับแก้พบว่า วิธี OK_Gaussian ให้ค่า Mean Bias สูงที่สุดที่ 1.001 ค่านี้สะท้อนถึงความสามารถของแบบจำลอง Gaussian ในการปรับน้ำหนักระหว่างจุดข้อมูลที่อยู่ใกล้และไกลอย่างต่อเนื่อง ทำให้ผลลัพธ์มีความเรียบและไม่เกิดการตัดทอนค่าฝนในพื้นที่ที่มีปริมาณสูงเกินจริง ขณะที่วิธี OK_Linear และ IDW ให้ค่า Mean Bias ใกล้เคียงกันคือ 0.988 และ 0.986 ตามลำดับ ซึ่งเป็นค่าที่ต่ำกว่า OK_Gaussian เล็กน้อย การที่ค่าความเอนเอียงเฉลี่ยลดลงบ่งชี้ว่าทั้งสองวิธีมีแนวโน้มประมาณค่าฝนที่ต่ำกว่าค่าจริงเล็กน้อย โดยเฉพาะในบริเวณที่มีความแปรผันของฝนสูงหรือ มีจุดข้อมูลสถานีห่างกันมาก ซึ่งเป็นข้อจำกัดของการใช้ระยะทางเป็นตัวกำหนดน้ำหนักโดยตรง เช่นในกรณีของ IDW ส่วนวิธี OK_Spherical และOK_Circular มีค่าความเอนเอียงเฉลี่ยเท่ากันคือ 0.985 วิธีการ OK_Exponentialr ให้ค่าความเอนเอียงเฉลี่ยเท่ากับ 0.982 ซึ่งเป็นค่าที่ต่ำกว่ากลุ่ม OK แบบอื่นเล็กน้อย บ่งชี้ว่าผลการประมาณค่าเริ่มมีแนวโน้มต่ำกว่าค่าจริงมากขึ้นโดยเฉพาะในพื้นที่ที่ค่าฝนเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วระหว่างสถานีใกล้เคียง เนื่องจากรูปแบบ Exponential มักให้ความสำคัญกับการเปลี่ยนแปลงในระยะสั้นมากเกินไป

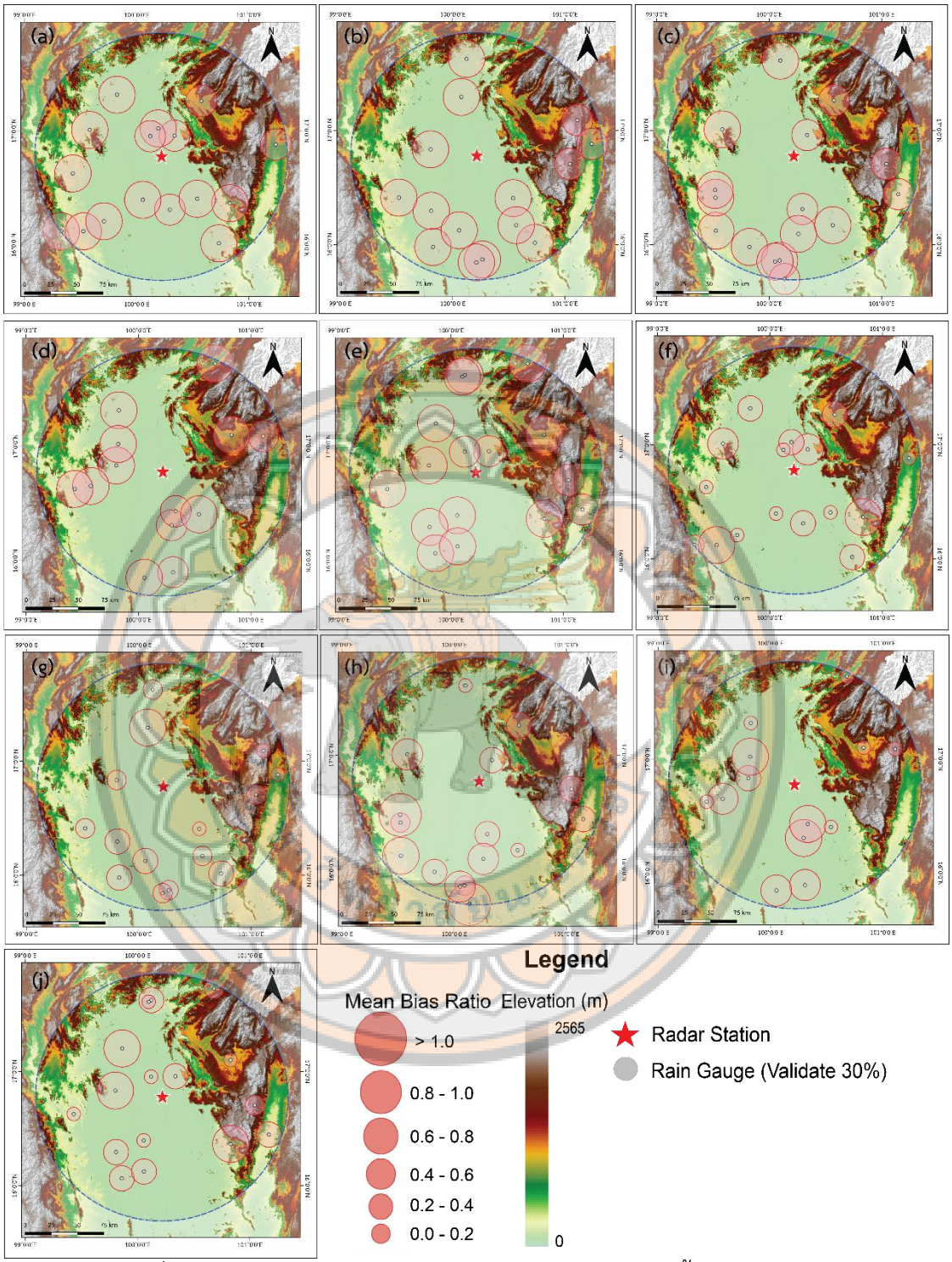
ตาราง 7 ผลการปรับแก้ค่าความต่างจากสถานีตรวจวัดฝนชุดตรวจสอบโดยใช้ k-fold (K=5)

วิธีการประมาณค่า	Correlation		R^2		Mean Bias	
	ก่อนปรับแก้	หลังปรับแก้	ก่อนปรับแก้	หลังปรับแก้	ก่อนปรับแก้	หลังปรับแก้
IDW	0.678	0.734	0.459	0.538	0.154	0.986
OK_ Spherical	0.678	0.709	0.459	0.503	0.154	0.985
OK_Circular	0.678	0.708	0.459	0.502	0.154	0.985
OK_Exponentialr	0.678	0.711	0.459	0.506	0.154	0.982
OK_ Gaussian	0.678	0.688	0.459	0.473	0.154	1.001
OK_ Linear	0.678	0.706	0.459	0.499	0.154	0.988
UK_ Linear drift	0.678	0.662	0.459	0.438	0.154	0.960
UK_ Quadratic drift	0.678	0.358	0.459	0.128	0.154	0.790

ในขณะที่วิธี Universal Kriging (UK) ทั้งสองแบบให้ค่าความเอนเอียงเฉลี่ยต่ำกว่ากลุ่ม Ordinary Kriging ทั้งหมด โดย UK_Linear drift มีค่า 0.960 และ UK_Quadratic drift มีค่าต่ำที่สุดคือ 0.790 เมื่อพิจารณาโดยรวมแล้ว ผลการเปรียบเทียบค่าความเอนเอียงเฉลี่ยทั้งหมดชี้ชัดว่าวิธี OK_Gaussian เป็นวิธีที่เหมาะสมที่สุดในการประมาณค่าปริมาณฝนภาคพื้นหลังการปรับแก้ความเอนเอียง เนื่องจาก

ให้ค่าความเอนเอียงเฉลี่ยสูงสุดในระดับที่ใกล้เคียงกับความจริงที่สุด (1.001) โดยไม่เกิดการบิดเบือนเชิงระบบ ทั้งยังสะท้อนถึงความต่อเนื่องของข้อมูลฝนในพื้นที่ได้อย่างเหมาะสมกับสภาพภูมิประเทศที่มีความซับซ้อนและมีความแปรปรวนของฝนสูง

หลังจากการที่ได้นำการประมาณค่า 8 วิธีการที่เปรียบเทียบไปนั้นทุกวิธีการให้ค่า bias ที่ลดลดหลังการปรับแก้แล้วนั้นให้เห็นอย่างชัดเจนเมื่อปรับแก้ฝนเรดาร์และพิจารณาจากค่า Mean Bias ดังภาพ 48 แสดงแผนที่เชิงพื้นที่ของค่าความเอนเอียง (bias) ระหว่างฝนเรดาร์และฝนภาคพื้นซึ่งได้จากการประมาณค่าด้วยวิธี Ordinary Kriging Gaussian ที่เป็นค่าที่ดีที่สุดของการประมาณค่าฝนเมื่อพิจารณาจากค่า Mean Bias ทั้งก่อนการปรับแก้ ดังภาพ 48(a–e) และหลังการปรับแก้ ดังภาพ 48(f–j) โดยแบ่งการทดสอบออกเป็น 5 ชุดข้อมูลย่อยตามวิธีการ K-fold Cross validation (K=5) เพื่อประเมินเสถียรภาพและความน่าเชื่อถือของการปรับแก้ ในส่วนของภาพก่อนการปรับแก้ ดังภาพ 48(a–e) จะเห็นได้ว่าค่าความเอนเอียงมีการกระจายไม่สม่ำเสมอ โดยในหลายพื้นที่เขตภูเขาที่มีลักษณะภูมิประเทศซับซ้อนและอยู่ในเงาบังสัญญาณเรดาร์ (beam blockage) ค่าความเอนเอียงมีแนวโน้มสูงกว่าพื้นที่อื่น ขนาดของวงกลม bias ที่แสดงบนแผนที่มีความแตกต่างชัดเจนระหว่างสถานี ซึ่งสะท้อนถึงความไม่แน่นอนในการวัดฝนเรดาร์ที่เกิดจากทั้งปัจจัยด้านสภาพภูมิประเทศและโครงสร้างเมฆฝน หลังจากปรับแก้ดังภาพ 48(f–j) พบว่าการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจนทั้งในแง่ของการลด bias และความสม่ำเสมอของการกระจายตัวเชิงพื้นที่วงกลมแสดง bias มีขนาดเล็กลงและความแตกต่างระหว่างสถานีลดลง ซึ่งสะท้อนให้เห็นว่าการใช้ OK_Gaussian สามารถปรับค่าฝนให้ใกล้เคียงกับความจริงได้อย่างมีประสิทธิภาพ การใช้วิธี K-fold Cross validation แสดงผลลัพธ์ไปในทิศทางเดียวกันคือ ไม่ว่าจะแบ่งชุดข้อมูลอย่างไร bias โดยรวมก็ลดลงอย่างต่อเนื่องแสดงถึง ความเสถียรของวิธีการปรับแก้ แม้ว่าจะยังพบความเอนเอียงสูงเล็กน้อยในบางพื้นที่เชิงเขา เนื่องจากลักษณะภูมิประเทศที่ทำให้เรดาร์ไม่สามารถตรวจวัดฝนได้เต็มที่ แต่เมื่อพิจารณาเชิงพื้นที่โดยรวม การปรับแก้ช่วยให้การกระจายของ bias ลดค่าผิดปกติที่สูงมาก เมื่อเปรียบเทียบกับผลสถิติในตาราง 7 และภาพ 47 สะท้อนให้เห็นถึงประสิทธิภาพเชิงพื้นที่ของวิธีนี้อย่างชัดเจน ถึงแม้ OK_Gaussian อาจไม่ได้ให้ค่า Correlation และ R^2 สูงที่สุดเหมือนวิธี IDW แต่สามารถปรับ Mean Bias ให้ใกล้ค่าจริงมากที่สุด (1.001) และลดความแตกต่างระหว่างสถานีได้ดี ซึ่งเป็นข้อเด่นที่เห็นได้เฉพาะการวิเคราะห์เชิงพื้นที่



ภาพ 48 แผนที่แสดงค่าความเอนเอียงระหว่างฝนเรดาร์และฝนภาคพื้นจากการประมาณค่าแบบ OK_Gaussian ก่อน (a-e) และหลังการปรับแก้ (f-j) ด้วยค่าความเอนเอียงจาก ZR-MP โดย (a, f) K-fold=1, (b, g) K-fold=2, (c, h) K-fold=3, (d, i) K-fold=4 (e, j) K-fold=5

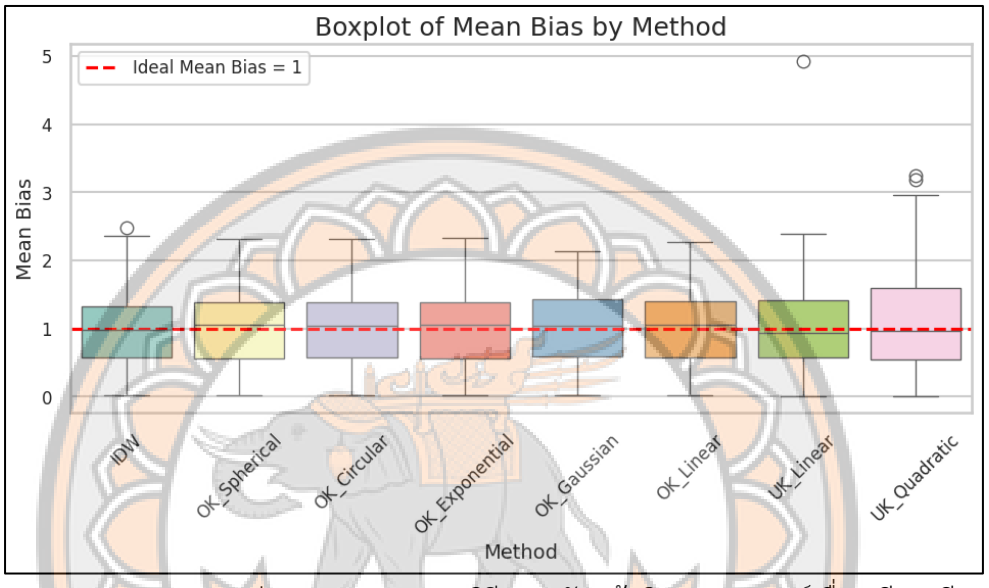
การประเมินประสิทธิภาพของการปรับค่าความเอนเอียงโดยใช้ดัชนีตัวชี้วัดตรวจสอบในตาราง 8 แสดงค่าสถิติของการประมาณค่าฝนก่อนและหลังการปรับแก้ด้วยวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่หลายวิธีโดยพิจารณาค่าตัวชี้วัด RMSE และMAE ก่อนการปรับแก้ ค่าความผิดพลาดของทุกวิธีมีค่าเท่ากัน (218.186 มม. , 199.004 มม.) เนื่องจากยังไม่ได้ใช้การประมาณค่าเชิงพื้นที่ หลังการปรับแก้ พบว่าค่าความผิดพลาดลดลงอย่างชัดเจนทั้ง RMSE และ MAE ลดลงทุกวิธีการแสดงให้เห็นว่าการใช้การประมาณค่าเชิงพื้นที่สามารถปรับปรุงความใกล้เคียงระหว่างค่าฝนเรดาร์และฝนจากสถานีวัดได้อย่างมีนัยสำคัญ

ตาราง 8 ค่าทางสถิติก่อนและหลังการปรับแก้โดยใช้วิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่แต่ละวิธีการ

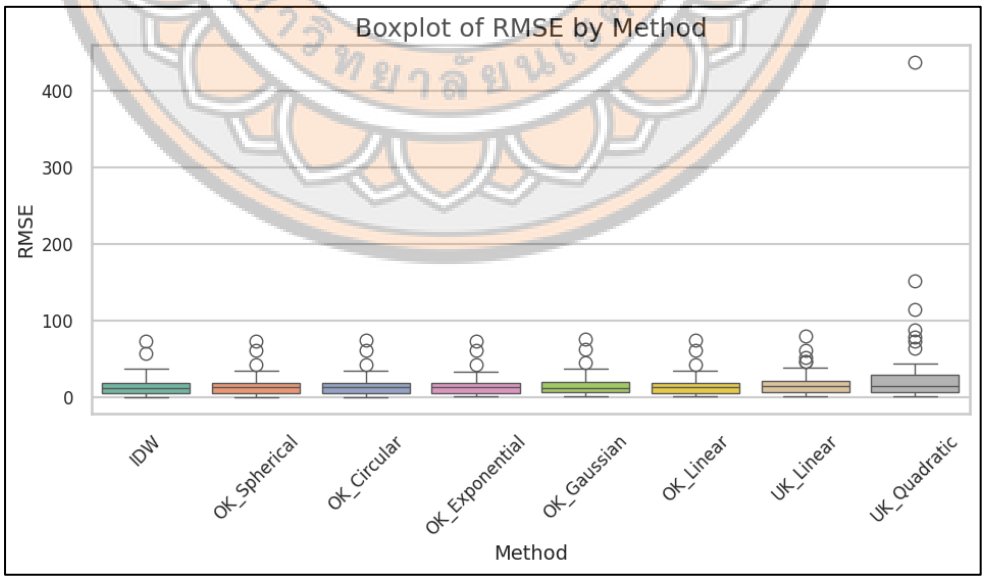
วิธีการประมาณค่า	ก่อนปรับแก้		หลังปรับแก้	
	RMSE (มม.)	MAE (มม.)	RMSE (มม.)	MAE (มม.)
IDW	218.186	199.004	18.588	14.026
OK_ Spherical	218.186	199.004	19.384	14.737
OK_Circular	218.186	199.004	19.385	14.714
OK_Exponentialr	218.186	199.004	19.337	14.688
OK_ Gaussian	218.186	199.004	19.858	14.958
OK_ Linear	218.186	199.004	19.405	14.724
UK_ Linear drift	218.186	199.004	21.364	16.072
UK_ Quadratic drift	218.186	199.004	60.247	27.284

เมื่อพิจารณาเชิงเปรียบเทียบ IDW ให้ค่าความผิดพลาดหลังปรับแก้ต่ำที่สุด (18.588 มม., 14.026 มม.) สะท้อนถึงความสามารถในการลดความคลาดเคลื่อน ดังแสดงในภาพ 49, ภาพ 50 และภาพ 51 กราฟของ IDW แสดงให้เห็นการกระจายตัวของข้อมูลที่แคบและมีค่าผิดปกติ (outliers) น้อยกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับวิธีการอื่นตามด้วยวิธี OK ต่าง ๆ อย่างไรก็ตาม ซึ่งทั้งหมดให้ผลลัพธ์ใกล้เคียงกันและจัดอยู่ในกลุ่มที่มีความแม่นยำสูงโดย Boxplot แสดงให้เห็นการกระจายตัวที่ค่อนข้างสม่ำเสมอและไม่แตกต่างอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติจาก IDW ส่วน OK_Gaussian แม้ว่าจะมี (19.858 มม., 14.958 มม.) ซึ่งค่าความคลาดเคลื่อนสูงกว่าวิธี OK รูปแบบอื่นเล็กน้อย แต่ก็ยังคงอยู่ในช่วงที่สามารถยอมรับได้และมีเสถียรภาพเชิงสถิติ สูงกว่า IDW แต่สามารถปรับค่าฝนที่ลดความแตกต่างของ bias ระหว่างสถานีได้ดียิ่งขึ้น ซึ่งสอดคล้องกับผลลัพธ์เชิงพื้นที่ที่ปรากฏในภาพ 48 แสดงให้เห็นว่า OK_Gaussian สามารถสร้างสมดุลระหว่างความแม่นยำเชิงสถิติและความสม่ำเสมอเชิงพื้นที่ ซึ่งมีความสำคัญต่อการวิเคราะห์ฝนในระดับภูมิศาสตร์ สำหรับกลุ่ม Universal Kriging (UK) พบว่ามีประสิทธิภาพด้อยกว่า

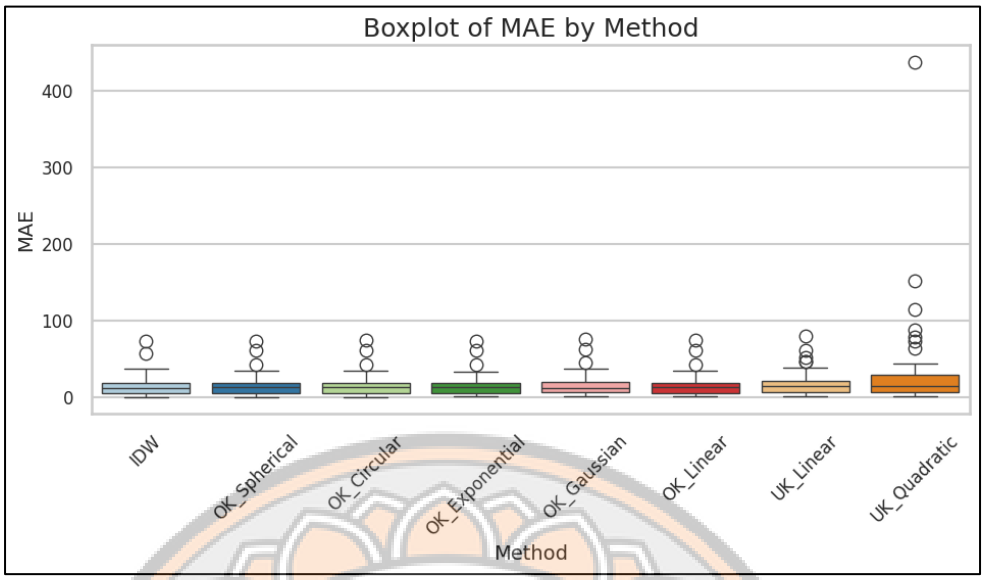
กลุ่ม IDW และ OK อย่างชัดเจน โดย UK_Linear (MAE = 16.07 มม., RMSE = 21.36 มม.) ให้ค่าความคลาดเคลื่อนสูงขึ้นและแสดงความแตกต่างจากวิธี IDW อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ส่วน UK_Quadratic (MAE=27.28 มม., RMSE=60.25 มม.) เป็นวิธีที่ให้ค่าความคลาดเคลื่อนสูงที่สุดและมีการกระจายตัวของข้อมูลกว้างที่สุด โดยในกราฟดังแสดงในภาพ 50 และภาพ 51ปรากฏค่าผิดปกติจำนวนมากซึ่งสะท้อนถึงความไม่เสถียรและความไม่เหมาะสมของวิธีการนี้ต่อข้อมูลที่ใช้ศึกษา



ภาพ 49 การกระจายของค่า Mean Bias ของวิธีการปรับแก้ปริมาณฝนเรดาร์เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลฝนภาคพื้นดินในแต่ละวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่



ภาพ 50 การกระจายของค่า RMSE ของวิธีการปรับแก้ปริมาณฝนเรดาร์เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลฝนภาคพื้นดินในแต่ละวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่



ภาพ 51 การกระจายของค่า MAE ของวิธีการปรับแก้ปริมาณฝนเรดาร์เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลฝนภาคพื้นดินในแต่ละวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่

บทที่ 5
บทสรุป

5.1 อภิปรายผล

5.1.1 ความแตกต่างเชิงพื้นที่ของฝนเรดาร์และอิทธิพลของภูมิประเทศ การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อวิเคราะห์ ความแตกต่างเชิงพื้นที่ระหว่างปริมาณฝนที่ประมาณจากเรดาร์ตรวจอากาศด้วยความสัมพันธ์ Z–R และปริมาณฝนจากสถานีวัดฝนภาคพื้นดินในช่วงเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญ ระหว่างวันที่ 15–23 กรกฎาคม พ.ศ.2561 ในบริเวณภาคกลางของประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ C-band จากสถานีเรดาร์จังหวัดพิษณุโลก ร่วมกับข้อมูลปริมาณฝนจากสถานีวัดฝนจำนวน 89 สถานี ผลการวิเคราะห์ช่วยตอบคำถามวิจัยข้อที่ 1 ซึ่งมุ่งพิจารณาว่า ความแตกต่างระหว่างฝนเรดาร์และฝนภาคพื้นดินมีลักษณะเชิงพื้นที่อย่างไรภายใต้ความสัมพันธ์ Z–R ที่แตกต่างกัน ผลการศึกษาพบว่า การเลือกใช้ความสัมพันธ์ Z–R มีผลอย่างมีนัยสำคัญต่อรูปแบบและขนาดของความแตกต่างระหว่างข้อมูลเรดาร์และสถานีวัดฝน โดยสมการ ZR-MP ให้ผลลัพธ์ที่มีความสอดคล้องกับข้อมูลสถานีวัดฝนมากที่สุดเมื่อเปรียบเทียบกับสมการอื่นที่ทดสอบ ซึ่งสอดคล้องกับงานวิจัยก่อนหน้า (Mahavik et al., 2021; 2025a) ผลลัพธ์หลังการปรับแก้อคติแสดงค่าสหสัมพันธ์ที่ค่อนข้างสูง ($r = 0.761$; $R^2 = 0.850$) และค่าความเอนเอียงเฉลี่ยใกล้ศูนย์ (MBE ≈ 0.999 มม.) ขณะที่ค่าความคลาดเคลื่อน RMSE และ MAE ลดลงอย่างมีนัยสำคัญ เหลือ 17.517 มม. และ 13.405 มม. ตามลำดับ

ในทางตรงกันข้าม ความสัมพันธ์ ZR-RF และ ZR-SD แม้ว่าจะให้ค่าความเอนเอียงเชิงตัวเลขที่ดูเหมือนต่ำกว่าในบางช่วงเวลา แต่กลับมีแนวโน้ม ประมาณค่าปริมาณฝนสูงเกินจริง (overestimation) ในหลายพื้นที่ ปรากฏการณ์ดังกล่าวสะท้อนให้เห็นถึงความแปรปรวนของประสิทธิภาพความสัมพันธ์ Z–R ซึ่งขึ้นอยู่กับ โครงสร้างจุลฟิสิกส์ของเมฆฝนและลักษณะของระบบพายุ ที่อาจแตกต่างจากสภาวะที่ใช้ในการพัฒนาสมการเหล่านี้ (Mapiam & Sriwongsitanon, 2008; Mahavik et al., 2011) นอกจากนี้ ผลการศึกษายังช่วยตอบคำถามวิจัยข้อที่ 3 ซึ่งเกี่ยวข้องกับอิทธิพลของลักษณะภูมิประเทศต่อรูปแบบของความแตกต่างเชิงพื้นที่ระหว่างข้อมูลเรดาร์และสถานีวัดฝน โดยพบว่าความแตกต่างดังกล่าวมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในบริเวณพื้นที่ภูเขาและพื้นที่ที่อยู่ห่างจากสถานีเรดาร์ โดยเฉพาะบริเวณที่มีระยะทางมากกว่า 100 กิโลเมตรจากเรดาร์ ปรากฏการณ์นี้สอดคล้องกับข้อจำกัดของระบบเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินที่ได้รับการรายงานในงานวิจัยก่อนหน้า เช่น การบังลำคลื่นของภูเขา (Beam blockage) การลดทอนสัญญาณ (Attenuation) ข้อจำกัดของการสุ่ม

ตัวอย่างในแนวดิ่ง (Vertical sampling limitation) การเสื่อมคุณภาพของสัญญาณตามระยะทางจากเรดาร์ (Krajewski & Smith, 2002; Thorndahl et al., 2014; Berne & Krajewski, 2013; Delrieu et al., 2014) ในสภาพภูมิอากาศเขตร้อน ประสิทธิภาพของเรดาร์ C-band ยังได้รับอิทธิพลจากการลดทอนสัญญาณและความแปรปรวนของการกระจายขนาดหยดน้ำฝน โดยเฉพาะในเหตุการณ์ฝนฟ้าคะนองที่มีความเข้มสูง ซึ่งเป็นลักษณะเด่นของระบบฝนภายใต้อิทธิพลของพายุหมุนเขตร้อน รูปแบบความแตกต่างเชิงพื้นที่ที่สัมพันธ์กับภูมิประเทศและระยะทางจากเรดาร์ในงานวิจัยนี้จึงสอดคล้องกับผลการศึกษาระดับภูมิภาคก่อนหน้า (Goudenhoofdt & Delobbe, 2016; Mahavik, 2017)

5.1.2 ประสิทธิภาพของวิธีการปรับแก้อคติเชิงพื้นที่ วัตถุประสงค์ข้อที่สองของการศึกษานี้มุ่งเปรียบเทียบ ประสิทธิภาพของวิธีการปรับแก้อคติเชิงพื้นที่ของข้อมูลฝนจากเรดาร์ภายใต้ความสัมพันธ์ Z–R ที่แตกต่างกัน เพื่อระบุว่าวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบใดสามารถลดความแตกต่างระหว่างข้อมูลเรดาร์และสถานีวัดฝนได้มากที่สุด ซึ่งสอดคล้องกับคำถามวิจัยข้อที่ 2

ผลการวิเคราะห์แสดงให้เห็นว่าการประยุกต์ใช้ MFB ร่วมกับวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่สามารถเพิ่มความสอดคล้องระหว่างข้อมูลเรดาร์และสถานีวัดฝนได้อย่างมีนัยสำคัญ โดยก่อนการปรับแก้ ค่า MBR มีค่าประมาณ 0.15 ซึ่งสะท้อนว่าข้อมูลเรดาร์มีแนวโน้มประเมินค่าปริมาณฝนต่ำกว่าความเป็นจริงอย่างมาก อย่างไรก็ตาม หลังจากการปรับแก้ด้วย MFB และการประมาณค่าเชิงพื้นที่ ค่า bias ratio ของข้อมูลที่ปรับแก้มีค่าเข้าใกล้ 1 มากขึ้น ขณะที่ค่า RMSE ลดลงจาก 218.19 มม. เหลือเพียง 18.59–19.86 มม. เมื่อเปรียบเทียบวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ พบว่า IDW ให้ค่าความคลาดเคลื่อนต่ำที่สุด (RMSE = 18.59 มม., MAE = 14.03 มม.) ซึ่งสะท้อนถึงความสามารถในการลดความคลาดเคลื่อนเฉพาะจุดของข้อมูลเรดาร์ได้อย่างมีประสิทธิภาพ ในขณะที่ OK_Gaussian ให้สนามข้อมูลที่มีความต่อเนื่องเชิงพื้นที่สูงกว่า และมีค่า bias ratio ใกล้เคียง 1 มากที่สุด ส่วน UK_quadratic drift มีความเสถียรลดลง ซึ่งอาจเกิดจากปัญหา overfitting ภายใต้เงื่อนไขที่สถานีวัดฝนมีการกระจายตัวไม่สม่ำเสมอและพื้นที่ศึกษามีภูมิประเทศซับซ้อน ผลลัพธ์ดังกล่าวชี้ให้เห็นว่า เมื่ออคติเชิงขนาดของข้อมูลเรดาร์ได้รับการแก้ไขแล้ว วิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่จะมีบทบาทสำคัญในการกำหนดสมดุลระหว่างการลดค่าความคลาดเคลื่อนเฉพาะจุดและความต่อเนื่องของสนามข้อมูลเชิงพื้นที่ พฤติกรรมในลักษณะนี้สอดคล้องกับงานวิจัยด้านการปรับแก้ข้อมูลเรดาร์สถานีวัดฝนก่อนหน้า (Delrieu et al., 2014; Berne & Krajewski, 2013)

นอกจากนี้ การตรวจสอบแบบ Cross validation แสดงให้เห็นว่าวิธี IDW และ OK มีค่าประสิทธิภาพที่ค่อนข้างสม่ำเสมอในแต่ละ K-fold ซึ่งสะท้อนถึงความเสถียรของวิธีภายใต้การแบ่งข้อมูลสถานีวัดฝนซ้ำหลายครั้ง อย่างไรก็ตาม การแบ่งข้อมูลในงานวิจัยนี้ใช้การสุ่มเชิงพื้นที่ จึงยังมีความเป็นไปได้ที่สถานีวัดฝนที่อยู่ใกล้กันจะถูกใช้ทั้งในชุดฝึกและชุดทดสอบ ซึ่งอาจทำให้ค่าประสิทธิภาพที่ได้มีแนวโน้มสูงกว่าความเป็นจริง ดังที่ Ciach & Krajewski (2006)ได้อธิบายถึงผลของความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ต่อการประเมินประสิทธิภาพของแบบจำลอง โดยรวมแล้ว ผลการศึกษานี้ยืนยันว่า การผสานการปรับแก้อคติระดับสนามด้วย MFB ร่วมกับการประมาณค่าเชิงพื้นที่เป็นแนวทางที่มีประสิทธิภาพในการลดความแตกต่างระหว่างข้อมูลฝนจากเรดาร์และสถานีวัดฝนภาคพื้นดินในระดับเหตุการณ์ อย่างไรก็ตาม อคติบางส่วนยังคงปรากฏในพื้นที่ภูเขาและบริเวณเงาภูเขาที่อยู่ห่างจากเรดาร์มากกว่า 100 กิโลเมตร ซึ่งสะท้อนถึงข้อจำกัดเชิงโครงสร้างของการสังเกตด้วยเรดาร์ที่ไม่สามารถแก้ไขได้ด้วยวิธีประมาณค่าเชิงพื้นที่เพียงอย่างเดียว

5.2 สรุปผลการวิจัย

5.2.1 ผลการศึกษาตามวัตถุประสงค์ข้อที่ 1 เพื่อศึกษาค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศด้วยความสัมพันธ์ Z–R กับฝนภาคพื้นดินในช่วงฤดูฝน ผลการศึกษาพบว่าปริมาณน้ำฝนที่ประมาณค่าจากเรดาร์ตรวจอากาศมีความแตกต่างจากข้อมูลฝนที่ตรวจวัดจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดินในเชิงพื้นที่อย่างชัดเจน โดยความคลาดเคลื่อนดังกล่าวมีลักษณะการกระจายที่สัมพันธ์กับลักษณะภูมิประเทศและระยะห่างจากสถานีเรดาร์พื้นที่ที่อยู่ใกล้สถานีเรดาร์มีแนวโน้มให้ค่าปริมาณฝนที่สอดคล้องกับข้อมูลภาคพื้นดินมากกว่า ขณะที่พื้นที่ที่อยู่ห่างจากสถานีเรดาร์ โดยเฉพาะบริเวณภูเขาทางด้านทิศเหนือและทิศตะวันออกของพื้นที่ศึกษา มีแนวโน้มเกิดค่าความคลาดเคลื่อนของปริมาณฝนสูงกว่า ซึ่งอาจเกิดจากผลกระทบของการบดบังลำแสงเรดาร์ และการขยายตัวของลำบีมเมื่อระยะห่างจากสถานีเรดาร์เพิ่มขึ้น เมื่อเปรียบเทียบสมการความสัมพันธ์ Z–R ทั้งสมการ ZR-MP, ZR-RF และZR-SD ที่ใช้ในการประมาณค่าปริมาณฝน พบว่าสมการ ZR-MP ให้ผลการประมาณค่าปริมาณฝนที่มีความสอดคล้องกับข้อมูลฝนภาคพื้นดินมากที่สุด เมื่อพิจารณาจากค่าความคลาดเคลื่อนทางสถิติ เช่น RMSE และ MAE ที่มีค่าต่ำกว่าสมการ ZR-RF และZR-SD ผลการวิเคราะห์ดังกล่าวแสดงให้เห็น รูปแบบการกระจายของความแตกต่างระหว่างฝนเรดาร์และฝนภาคพื้นดินในแต่ละความสัมพันธ์ Z–R ซึ่งสามารถตอบ คำถามวิจัยข้อที่ 1 ต้องการอธิบายลักษณะความแตกต่างเชิง

พื้นที่ของข้อมูลฝนทั้งสองแหล่ง นอกจากนี้ยังสะท้อนให้เห็นว่า ลักษณะภูมิประเทศมีอิทธิพลต่อความแม่นยำของข้อมูลเรดาร์ ซึ่งสอดคล้องกับคำถามวิจัยข้อที่ 3

5.2.2 ผลการศึกษาตามวัตถุประสงค์ข้อที่ 2 เพื่อเปรียบเทียบวิธีการปรับแก้ค่าความต่างเชิงพื้นที่จากฝนประมาณค่าด้วยเรดาร์ตรวจอากาศในแต่ละความสัมพันธ์ Z–R ด้วยฝนภาคพื้นดินผล การศึกษาพบว่า การปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่ของข้อมูลฝนเรดาร์โดยใช้ข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝนภาคพื้นดินร่วมกับวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ด้วยความสัมพันธ์ ZR-MP ที่ดีที่สุดในการหาความสัมพันธ์ที่เหมาะสมจากวัตถุประสงค์ที่ 1 สามารถช่วยลดค่าความคลาดเคลื่อนของปริมาณฝนเรดาร์ได้อย่างมีนัยสำคัญ โดยค่าดัชนีทางสถิติ RMSE และ MAE ลดลงอย่างมีนัยสำคัญ และค่า Mean Bias มีแนวโน้มเข้าใกล้ค่าอุดมคติ เมื่อเปรียบเทียบวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่ที่ใช้ในการปรับแก้ค่าความเอนเอียง พบว่าวิธี IDW ให้ค่าความคลาดเคลื่อนทางสถิติ RMSE และ MAE ต่ำที่สุด ขณะที่วิธี OK_Gaussian สามารถสร้างรูปแบบการกระจายเชิงพื้นที่ของข้อมูลฝนที่มีความเรียบและต่อเนื่องมากกว่า รวมทั้งให้ค่า Mean Bias ที่ใกล้เคียงค่าอุดมคติ (Mean Bias = 1) มากที่สุด ผลการศึกษาดังกล่าวแสดงให้เห็นว่าวิธีการประมาณค่าเชิงพื้นที่แต่ละวิธีมีจุดเด่นที่แตกต่างกัน โดย IDW เหมาะสมสำหรับการลดค่าความคลาดเคลื่อนเชิงตัวเลข ขณะที่ Kriging สามารถสะท้อนรูปแบบการกระจายเชิงพื้นที่ของข้อมูลได้ดีกว่า ผลการศึกษานี้สามารถตอบ คำถามวิจัยข้อที่ 2 ที่ต้องการทราบว่า การประมาณค่าเชิงพื้นที่แบบใดสามารถลดค่าความต่างเชิงพื้นที่ของฝนเรดาร์ได้มากที่สุด โดยพบว่าวิธี IDW และ Ordinary Kriging เป็นวิธีที่สามารถลดค่าความคลาดเคลื่อนของข้อมูลฝนเรดาร์ได้ดีที่สุดเมื่อเปรียบเทียบกับวิธีอื่น

5.3 ข้อเสนอแนะ

จากผลการศึกษาเกี่ยวกับการปรับแก้ค่าความแตกต่างเชิงพื้นที่ของปริมาณฝนจากเรดาร์ตรวจอากาศ สามารถเสนอแนะแนวทางสำหรับการศึกษาวิจัยในอนาคตและการพัฒนาการประยุกต์ใช้ข้อมูลเรดาร์ ดังนี้

1. ควรใช้การตรวจสอบแบบ Spatially Blocked Cross validation ในการศึกษาครั้งต่อไป งานวิจัยในอนาคตควรใช้วิธีตรวจสอบแบบแบ่งพื้นที่ เพื่อควบคุมผลกระทบของความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ระหว่างสถานีวัดฝน วิธีดังกล่าวจะช่วยให้การประเมินประสิทธิภาพของแบบจำลองมีความสมจริงและ

รัดกุมมากขึ้น โดยเฉพาะในพื้นที่ที่มีภูมิประเทศซับซ้อนและมีการกระจายตัวของสถานีวัดฝนไม่สม่ำเสมอ

2. การพัฒนาความสัมพันธ์ Z–R ที่เหมาะสมกับลักษณะฝนในพื้นที่ศึกษาควรมีการศึกษาพัฒนาความสัมพันธ์ระหว่างค่าการสะท้อนเรดาร์และอัตราฝน (Z–R relationship) ที่สอดคล้องกับลักษณะจุลฟิสิกส์ของฝนในพื้นที่ศึกษา โดยคำนึงถึงชนิดของหยาดน้ำฟ้าและลักษณะของระบบพายุ เพื่อช่วยลดความคลาดเคลื่อนในการประมาณปริมาณฝนจากเรดาร์

3. การใช้ตัวแปรเรดาร์โพลารีเมตริกในการศึกษาครั้งต่อไป ควรพิจารณานำตัวแปรจากเรดาร์เชิงโพลารีเมตริก เช่น Differential Reflectivity (ZDR) และ Specific Differential Phase (KDP) มาประยุกต์ใช้ร่วมกับการประมาณปริมาณฝนจากเรดาร์ เนื่องจากตัวแปรดังกล่าวสามารถสะท้อนคุณสมบัติของหยาดน้ำฟ้าได้ดีกว่า และช่วยลดความไม่แน่นอนของการประมาณปริมาณฝน

4. ควรศึกษาแนวทางการปรับแก้อคติด้วยเทคนิค Machine Learning งานวิจัยในอนาคตควรพิจารณาการใช้แบบจำลอง Machine Learning ที่ผสานข้อมูลจากเรดาร์ สถานีวัดฝน และตัวแปรด้านสภาพแวดล้อม วิธีการเชิงข้อมูลดังกล่าวมีศักยภาพในการอธิบายความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ที่ไม่เป็นเชิงเส้น และสามารถช่วยเพิ่มประสิทธิภาพของการประมาณค่าปริมาณฝนเชิงปริมาณได้

5. ควรขยายการวิเคราะห์ไปยังหลายเหตุการณ์ฝน และขยายพื้นที่เพื่อศึกษาพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดใหญ่ที่ครอบคลุมหลายสถานีเรดาร์ การศึกษานี้มุ่งเน้นเหตุการณ์พายุหนึ่งเหตุการณ์ ดังนั้นการขยายการวิเคราะห์ไปยังหลายเหตุการณ์ฝนหรือหลายฤดูกาลจะช่วยให้สามารถประเมินลักษณะอคติของเรดาร์และประสิทธิภาพของวิธีการปรับแก้อคติได้อย่างครอบคลุมมากขึ้นภายใต้สภาพอุตุนิยมวิทยาที่แตกต่างกัน

6. การกำหนดเกณฑ์การจำแนกพื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขาในการศึกษาครั้งต่อไป ควรกำหนดเกณฑ์การจำแนกประเภทภูมิประเทศ เช่น พื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขา โดยอาศัยข้อมูลภูมิประเทศจริงในพื้นที่ศึกษา เช่น ข้อมูลความสูงจากแบบจำลองระดับความสูงภูมิประเทศ หรือข้อมูลภูมิประเทศจากหน่วยงานที่เกี่ยวข้อง ทั้งนี้เพื่อให้สามารถวิเคราะห์อิทธิพลของลักษณะภูมิประเทศต่อความคลาดเคลื่อนของข้อมูลฝนเรดาร์และผลของการปรับแก้ค่าความเอนเอียงเชิงพื้นที่ได้อย่างเป็นระบบและเหมาะสมกับบริบทของพื้นที่ศึกษา

บรรณานุกรม

บรรณานุกรม

กรมอุตุนิยมวิทยา. (ม.ป.ป.). ฤดูกาลของโลก ฤดูกาลของประเทศไทย. สืบค้น 7 มีนาคม 2569.จาก https://www.tmd.go. th/info/%E0%B8%A4%E0%B8%94%E0%B8%81%E0%B8%B2%E0%B8%A5%E0%B8%A4%E0%B8%94%E0%B8%81%E0%B8%B2%E0%B8%A5%E0%B8%82%E0%B8%AD%E0%B8%87%E0%B9%82%E0%B8%A5%E0%B8%81-%E0%B8%A4%E0%B8%94%E0%B8%81%E0%B8%B2%E0%B8%A5%E0%B8%82%E0%B8%AD%E0%B8%87%E0%B8%9B%E0%B8%A3%E0%B8%B0%E0%B9%80%E0%B8%97%E0%B8%A8%E0%B9%84%E0%B8%97%E0%B8%A2

ชูวิท มากมี, และ พรรณพิมพ์ พุทธรักษา มะเปี่ยม. (2563). ผลกระทบของการวิเคราะห์ค่าความลำเอียงแบบเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่ต่อความถูกต้องของน้ำฝนเรดาร์. การประชุมวิชาการวิศวกรรมโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 25 (15–17 กรกฎาคม 2563).

ณัฐพร อารีรัชชกุล, เศรษฐกาล โปร่งนุช, วิสุทธิ์ ศิริพรนพคุณ, และ พีรณัฐ หลงสมบุญ. (2563). การศึกษาการประมาณค่าปริมาณฝนเชิงพื้นที่ด้วยเรดาร์อุตุนิยมวิทยาบริเวณลุ่มน้ำชี (รายงานการวิจัย). กรุงเทพฯ: มหาวิทยาลัยราชภัฏสวนสุนันทา.

นนท์ธวัช เนื่องจำนงค์. (2020). ภาพสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลก [ภาพ]. สืบค้น 10 มีนาคม 2569, จาก https://maps.app.goo.gl/t4UcD4WJwbxU7c8X6

นัฐพล มหาวิค, รังสรรค์ เกตุอ๊อด, ฟาตา มรรษทวี, ภัทร สุขทวี, และ ณัฐพงศ์ แป้นทอง. (2567). การวิจัยและพัฒนาผลิตภัณฑ์โมเสคฝนประมาณค่าจากเรดาร์ตรวจอากาศในพื้นที่ระดับลุ่มน้ำของประเทศไทยด้วยเทคโนโลยีภูมิสารสนเทศรหัสเปิด (รายงานผลการวิจัย). กรุงเทพมหานคร: สำนักงานการวิจัยแห่งชาติ (วช.).

นัฐพล มหาวิค. (2565). เรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยา. กรุงเทพมหานคร: สำนักพิมพ์จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.

นัฐพล มหาวิค. (2567). โครงการการวิจัยและพัฒนาวิธีการตรวจวัดพายุลูกเห็บด้วยข้อมูลเรดาร์อุตุนิยมวิทยาบนพื้นฐานระบบภูมิสารสนเทศรหัสเปิดในช่วงฤดูร้อนพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย (รายงานผลการวิจัย). พิษณุโลก: มหาวิทยาลัยนเรศวร.

นิตยา หวังวงศ์วิโรจน์. (2551). อุทกวิทยา. กรุงเทพมหานคร: มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี.

ภักดี จันทร์เกษ, ฉันติ เดชโยธิน, สุกิจ ป่านแก้ว, และสัญชัย เอี่ยมประเสริฐ. (2557). ประเมินปริมาณน้ำฝนด้วยเรดาร์ภาคตะวันออก (รายงานฉบับสมบูรณ์). กรุงเทพฯ: กรมฝนหลวงและการบินเกษตร กระทรวงเกษตรและสหกรณ์. 68

ภูรี อรุณศรี, และพรรณพิมพ์ พุทธรักษา มะเปี่ยม. (2565). การประเมินฝนเรดาร์ด้วยเทคนิคเรดาร์คอมโพสิตระหว่างสถานีเรดาร์สัตหีบและเรดาร์ระยอง. ใน *การประชุมวิชาการวิศวกรรมโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 27* (24–26 สิงหาคม 2565, เชียงราย). 69

รัชเวช หาญชูวงศ์, และชนัญชิดา แหลมทอง. (2568). การวิเคราะห์หาค่าปรับแก้รายชั่วโมงโดยใช้เทคนิค Kalman Filter เพื่อช่วยลดค่าความคลาดเคลื่อนในการประเมินฝนเรดาร์สัตหีบ. ใน การประชุมวิชาการวิศวกรรมโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 30 (28–30 พฤษภาคม 2568). ประจวบคีรีขันธ์. สืบค้นจาก https://share.google/oGgUlzufAhqtmj787

ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง จังหวัดอุบลราชธานี. (2560). องค์ความรู้เรื่องเรดาร์ตรวจอากาศเพื่อประชาชน. จาก https://ubonmet.tmd.go.th/files/KM-base/KM-2560-3.pdf

ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ. (ม.ป.ป.). เครื่องมืออุตุนิยมวิทยา. สืบค้น 10 มีนาคม 2569, จาก https://cmmet.tmd.go.th/instrument/instruments.php

สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน). (2019). สถานีโทรมาตรอัตโนมัติรูปแบบต่าง ๆ ของ สสนก. [ภาพ]. สืบค้น 10มีนาคม 2569, จาก https://www.hii.or.th/%E0%B8%87%E0%B8%B2%E0%B8%99%E0%B8%82%E0%B8%AD%E0%B8%87%E0%B9%80%E0%B8%A3%E0%B8%B2/%E0%B8%87%E0%B8%B2%E0%B8%99%E0%B8%A7%E0%B8%B4%E0%B8%88%E0%B8%B1%E0%B8%A2%E0%B9%81%E0%B8%A5%E0%B8%B0%E0%B8%9E%E0%B8%B1%E0%B8%92%E0%B8%99%E0%B8%B2/2019/11/13/%E0%B8%A3%E0%B8%B0%E0%B8%9A%E0%B8%9A%E0%B9%82%E0%B8%97%E0%B8%A3%E0%B8%A1%E0%B8%B2%E0%B8%95%E0%B8%A3%E0%B8%AD%E0%B8%B1%E0%B8%95%E0%B9%82%E0%B8%99%E0%B8%A1%E0%B8%B1%E0%B8%95%E0%B8%B4/

สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน). (2561). บันทึกเหตุการณ์น้ำท่วมจากอิทธิพลของพายุ “เซินติญ” (SON-TINH) และลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ช่วงกลางเดือนกรกฎาคม ถึงต้นเดือนสิงหาคม 2561. คลังข้อมูลน้ำและภูมิอากาศแห่งชาติ. จาก https://tiwrm.hii.or.th/current/2018/SON-TINH/Son-Tinh.html

สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน). (n.d.). ติดตามสภาพอากาศ: พายุ แผนที่วิเคราะห์เส้นทางและความแรงของพายุ. คลังข้อมูลน้ำและภูมิอากาศแห่งชาติ. จาก http://thaiwater.net/weather/storm

สาวิตรี รตโนภาส สุวรรณลี. (2564). สถิติเชิงพื้นที่สำหรับภูมิศาสตร์. มหาสารคาม: สำนักพิมพ์สวนหนังสือ.

สุจริต คูณธนกุลวงศ์, วิรัช ฉัตรดรงค์, และ อรอนงค์ วรรณราช. (2550). การประเมินและพยากรณ์น้ำฝนจากข้อมูลระยะไกล (รายงานการวิจัย). กรุงเทพฯ: จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.

Austin, P. M. (1987). Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. Monthly Weather Review, 115(5), 1053-1070.

Battan, L. J. (1973). Radar observation of the atmosphere. Chicago, IL: University of Chicago Press.

Berne, A., & Krajewski, W. F. (2013). Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential? Advances in Water Resources, 51, 357–366. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.005

Chang, K. T. (2018). Introduction to geographic information systems (9th ed.). New York, NY: McGraw-Hill Education.

Chen, D., Shams, S., Carmona-Moreno, C., & Leone, A. (2010). Assessment of open-source GIS software for water resources management in developing countries. Journal of Hydro-environment Research, 4, 253–264.

Christopherson, R. W. (2001). *Elemental geosystems*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

Ciach, G. J., & Krajewski, W. F. (2006). On the estimation of radar rainfall error variance. Advances in Water Resources, 29(5), 585–597. https://doi.org/10.1016/S0309-1708(98)00043-8

Ciolli, M., Federici, B., Ferrando, I., Marzocchi, R., Sguerso, D., Tattoni, C., Vitti, A., & Zatelli, P. (2017). FOSS tools and applications for education in geospatial sciences. ISPRS International Journal of Geo-Information, 6, 225. https://doi.org/10.3390/ijgi6070225

Collier, C. G. (1996). Applications of weather radar systems: A guide to uses of radar in meteorology and hydrology. John Wiley & Sons.

Delrieu, G., Boudevillain, B., Nicol, J., Chapon, B., Kirstetter, P.-E., & Andrieu, H. (2014). The impact of reflectivity correction and accounting for raindrop size distribution variability on quantitative precipitation estimation using weather radar. Journal of Hydrology, 519(Part A), 1264–1275.

Dinku, T., Anagnostou, E. N., & Borga, M. (2002). Improving radar-based estimation of rainfall over complex terrain. Journal of Applied Meteorology, 41, 1163–1178.

Doviak, R. J., & Zrnić, D. S. (1993). *Doppler radar and weather observations* (2nd ed.). San Diego, CA: Academic Press.

Doviak, R. J., & Zrnić, D. S. (2006). *Doppler radar and weather observations* (2nd ed.). Mineola, NY: Dover Publications.

Esri Inc. (2024). ArcGIS Pro (Version 3.6) [Computer software]. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.

GISGeography. (2018). Semi-variogram: Nugget, range and sill. Retrieved from https://gisgeography.com/semi-variogram-nugget-range-sill/

Goodchild, M. F., Haining, R. P., Wise, S., & others. (1992). Integrating GIS and spatial data analysis: Problems and possibilities. International Journal of Geographical Information Systems, 6(5), 407–423.

Goudenhoofdt, E., & Delobbe, L. (2016). Generation and verification of rainfall estimates from 10-yr volumetric weather radar measurements. Journal of Hydrometeorology, 17(5), 1223–1242. https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0166.1

Gourley, J. J., & Calvert, C. M. (2003). Automated Detection of the Bright Band Using WSR-88D Data. Weather and Forecasting, 18(4), 585-599. https://doi.org/10.1175/1520-0434(2003)018<0585:ADOTBB>2.0.CO;2

Gu, J., Ryzhkov, A., Zhang, P., Neilley, P., Knight, M., Wolf, B., & Lee, D. (2011). Polarimetric Attenuation Correction in Heavy Rain at C Band. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 50(1), 39-58. https://doi.org/10.1175/2010JAMC2258.1

Hanchoowong, R., Weesakul, U., & Chumchean, S. (2012). Bias correction of radar rainfall estimates based on a geostatistical technique. ScienceAsia, 38(4), 373–385. https://doi.org/10.2306/scienceasia1513-1874.2012.38.373

Heistermann, M., Collis, S., Dixon, M. J., Giangrande, S., Helmus, J. J., Kelley, B., Koistinen, J., Michelson, D. B., Peura, M., Pfaff, T., & Wolff, D. B. (2015). The emergence of open source software for the weather radar community. Bulletin of the American Meteorological Society, 96, 117–128.

Heistermann, M., Jacobi, S., & Pfaff, T. (2013). Technical note: An open-source library for processing weather radar data (wradlib). Hydrology and Earth System Sciences, 17, 863–871. https://doi.org/10.5194/hess-17-863-2013

Helmus, J. J., & Collis, S. M. (2016). The Python ARM Radar Toolkit (Py-ART), a library for working with weather radar data in the Python programming language. Journal of Open Research Software, 4(1), Article e25. https://doi.org/10.5334/jors.119

Hong, Y., & Gourley, J. J. (2018). Radar hydrology: Principles, models, and applications. Boca Raton, FL: CRC Press.

Joss, J., & Lee, R. (1995). The application of radar–gauge comparisons to operational precipitation profile corrections. Journal of Applied Meteorology, 34, 2612–2630.

Kangerd, A., Mahavik, N., Masthawee, F., Arthayakun, S., Ket-Ord, R., Samaksaman, U., Umponstira, C., Kunwilai, J., Promta, W., Kongmuang, C., & Tantanee, S. (2024, November 17–21). Analysis of spatial bias of precipitation estimated from weather radar data during storm dissipation with geographic information system in Central Thailand. Paper presented at the 45th Asian Conference on Remote Sensing (ACRS 2024), Colombo, Sri Lanka.

Krajewski, W. F., & Smith, J. A. (2002). Radar hydrology: Rainfall estimation. Advances in Water Resources, 25(8–12), 1387–1394. https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00062-3

Krajewski, W. F., Vignal, B., Seo, B.-C., & Villarini, G. (2011). Statistical model of the range-dependent error in radar–rainfall estimates due to the vertical profile of reflectivity. Journal of Hydrology, 402(3–4), 306–316. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.024

Krajewski, W. F., Villarini, G., & Smith, J. A. (2010). Radar–rainfall uncertainties: Where are we after thirty years of effort?. Bulletin of the American Meteorological Society, 91(1), 87–94.

Li, W., Chen, H., & Han, L. (2023). Polarimetric radar quantitative precipitation estimation using deep convolutional neural networks. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 61, 4102911. https://doi.org/10.1109/TGRS.2023.3280799

Limsakul, A., & Singhruck, P. (2016). Long-term trends and variability of total and extreme precipitation in Thailand. Atmospheric Research, 169(Part A), 301–317. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.10.015

Lin, X. S., & Yu, Q. (2008). Study on the spatial interpolation of agroclimatic resources in Chongqing. Journal of Anhui Agriculture, 36(30), 13431–13463.

Ly, S., Charles, C., & Degré, A. (2011). Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: The use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium. Hydrology and Earth System Sciences, 15, 2259–2274. https://doi.org/10.5194/hess-15-2259-2011

Mahavik, N. (2017). Bias adjustments of radar rainfall during seasonal march of the summer monsoon in the middle of Thailand. International Journal of Applied Environmental Sciences, 12(4), 577-594.

Mahavik, N., & Tantanee, S. (2019a). Spatio-temporal analysis of convective cloud properties deriving from weather radar reflectivity during the decaying stage of tropical storm over the lower northern Thailand. International Journal of Geoinformatics.

Mahavik, N., Kangerd, A., Masthawee, F., Arthayakun, S., & Tantanee, S. (2024). Investigate ensemble machine learning models to reduce the daily mean field bias of radar rainfall estimates derived from ZR relationships in the sub-river basins in the middle of Thailand. Environment, Development and Sustainability. https://doi.org/10.1007/s10668-024-05778-w

Mahavik, N., Kangerd, A., Masthawee, F., Arthayakun, S., & Tantanee, S. (2025a). Optimizing rainfall prediction in central Thailand with weather radar and machine learning during the monsoon. Environmental Earth Sciences, 84(137). https://doi.org/10.1007/s12665-025-12149-9

Mahavik, N., Masthawee, F., & Arthayakun, S. (2025b). Quality index-driven radar mosaicking and machine learning for enhanced rainfall estimation in the Chao Phraya River Basin and its tributaries in Thailand. Remote Sensing in Earth Systems Science, 8(4), 636–655. https://doi.org/10.1007/s41976-025-00207-6

Mahavik, N., Masthawee, F., Promta, W., & others. (2025c). An open-source framework for mosaic radar-based rainfall estimation across Thailand's watersheds. Spatial Information Research, 33(6), 1–13. https://doi.org/10.1007/s41324-025-00606-3

Mahavik, N., Satomura, T., & Baimuang, S. (2011). Investigation Z–R relationships of precipitation characteristic by weather radar in Thailand. In Proceedings of the IMPAC-T Joint with SEA Water 9th Conference (pp. 212–217). Bangkok, Thailand.

Mahavik, N., Tantanee, S. & Masthawee, F. (2021). Investigation of Z-R relationships during tropical storm in GIS using implemented mosaicking algorithms of radar rainfall estimates from ground-based weather radar in the Yom River basin, Thailand. Appl Geomat 13, 645–657. https://doi.org/10.1007/s12518-021-00383-2

Mapiam, P. P., & Sriwongsitanon, N. (2008). Climatological Z–R relationship for radar rainfall estimation. ScienceAsia, 34, 215–222. https://doi.org/10.2306/SCIENCEASIA1513-1874.2008.34.215

Mapiam, P. P., Methaprayun, M., Bogaard, T., Schoups, G., & Ten Veldhuis, M.-C. (2022). Citizen rain gauges improve hourly radar rainfall bias correction using a two-step Kalman filter. Hydrology and Earth System Sciences, 26(3), 775–794.

Marshall, J. S., & Palmer, W. M. (1948). The distribution of raindrops with size. Journal of Atmospheric Sciences, 5(4), 165–166.

Marshall, J. S., Langille, R. C., & Gunn, K. L. (1955). Advances in radar weather. Advances in Geophysics, 2, 1–56.

Mishra, M., Guria, R., Paul, S., Baraj, B., Santos, C. A. G., Santos, C. A. C., & da Silva, R. M. (2024). Geo-ecological, shoreline dynamic, and flooding impacts of Cyclonic Storm Mocha: A geospatial analysis. Science of the Total Environment, 917, 170230. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.170230

Mishra, M., Kar, D., Debnath, M., Sahu, N., & Goswami, S. (2022). Rapid eco-physical impact assessment of tropical cyclones using geospatial technology: A case from severe cyclonic storm Amphan. Natural Hazards, 110, 2381–2395. https://doi.org/10.1007/s11069-021-05008-w

MN Chaser. (2025). Image 10. Comparison of single polarization vs. dual polarization radar [Image]. Retrieved from https://www.mnchaser.com/learn/radar-advanced

Mokarram, M., & Hojati, M. (2016). Comparison of landform classifications of elevation, slope, relief and curvature with topographic position index in south of Bojnoord. Ecopersia, 4(2), 1343–1357. https://doi.org/10.18869/modares.Ecopersia.4.2.1343

Morin, E., Krajewski, W. F., Goodrich, D. C., Gao, X., & Sorooshian, S. (2003). Estimating rainfall intensities from weather radar data: The scale-dependency problem. Journal of Hydrometeorology, 4(5), 782–797. https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<0782:ERIFWR>2.0.CO;2

National Oceanic and Atmospheric Administration. (2023). Radar beams. In NOAA JetStream: An online school for weather. [Image]. Retrieved from https://www.noaa.gov/jetstream/radar-beams

National Water Resources Office. (2018). 20-year master plan for water resource management (2018-2037).

Ochoa-Rodriguez, S., Wang, L. P., Willems, P., & Onof, C. (2019). A review of radar-rain gauge data merging methods and their potential for urban hydrological applications. Water Resources Research, 55, 6356–6391. https://doi.org/10.1029/2018WR023332

Orellana-Alvear, J., Célleri, R., Rollenbeck, R., & Bendix, J. (2017). Analysis of rain types and their Z–R relationships at different locations in the high Andes of southern Ecuador. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 56(11), 3065–3080.

Pearson, K. (1895). Notes on regression and inheritance in the case of two parents. Proceedings of the Royal Society of London, 58, 240–242.

Penn State Meteorology Department. (n.d.). Observing weather from space. [Image]. Retrieved from https://learningweather.psu.edu/node/46

Philippine Radar Network. (2016). What causes blind spots in radar images. [Image]. Retrieved from https://philippineradarnetwork.wordpress.com/2016/05/18/radar-beam-blockage/

QGIS Development Team. (2024). QGIS Geographic Information System (Version 3.34). QGIS Association. https://qgis.org

Raghunath, H. M. (2006). Hydrology: Principles, analysis and design (2nd rev. ed.). New Delhi: New Age International (P) Limited Publishers.

Rao, T. N., Rao, D. N., Mohan, K., & Raghavan, S. (2001). Classification of tropical precipitating systems and associated Z–R relationships. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 106(D16), 17699–17711.

Rinehart, R. E. (1997). Radar for meteorologists. Rinehart Publishing.

Rosenfeld, D., Wolff, D. B., & Atlas, D. (1993). General probability-matched relations between radar reflectivity and rain rate. Journal of Applied Meteorology, 32(1), 50–72.

Sauvageot, H. (1992). Radar meteorology. Artech House.

Sharif, R. B., Habib, E. H., & ElSaadani, M. (2020). Evaluation of radar-rainfall products over coastal Louisiana. Remote Sensing, 12(9), 1477. https://doi.org/10.3390/rs12091477

Shin, K., Song, J., Bang, W., & Lee, G. (2021). Quantitative precipitation estimates using machine learning approaches with operational dual-polarization radar data. Remote Sensing, 13(4), 694. https://doi.org/10.3390/rs13040694

SIGLES – Geographic Information Systems and Links between the Environment and Health. (n.d.). General principle of spatial interpolation. [Image]. Retrieved from https://www.sigles-sante-environnement.fr/en/study-methodology/data-processing-analysis-and-mapping/

Singhrattna, N., Rajagopalan, B., Kumar, K. K., & Clark, M. (2005). Interannual and interdecadal variability of Thailand summer monsoon season. Journal of Climate, 18(9), 1697–1708. https://doi.org/10.1175/JCLI3364.1

Smith, J. A., & Krajewski, W. F. (1991). Estimation of the mean field bias of radar rainfall estimates. Journal of Applied Meteorology, 30(4), 397–412. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030%3C0397:EOTMFB%3E2.0.CO;2

Sokol, Z., Szturc, J., Orellana-Alvear, J., Popová, J., Jurczyk, A., & Célleri, R. (2021). The role of weather radar in rainfall estimation and its application in meteorological and hydrological modelling A review. Atmosphere, 13(3), 351.

Thai Meteorological Department. (2018). Member report: Thailand. ESCAP/WMO Typhoon Committee, 13th Integrated Workshop, Chiang Mai, Thailand. https://www.typhooncommittee.org/13IWS/docs/Members%20REport/Thailand/Thailand_13IWS%20NEW%20MEMBERS%20REPORT.pdf

The COMET Program. (n.d.). Weather radar fundamentals. [Image]. Retrieved https://research.atmos.ucla.edu/weather/C110/Documents/tmp/basic_wxradar/print.php.htm

Thorndahl, S., Nielsen, J. E., & Rasmussen, M. R. (2014). Bias adjustment and advection interpolation of long-term high resolution radar rainfall series. Journal of Hydrology, 508, 214–226. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.10.056

World Meteorological Organization. (2024). Weather radar siting, configuration and scan strategies [Image]. Retrieved from https://community.wmo.int/guide-operational-weather-radar-best-practices-poster

Wu, W., Zou, H., Shan, J., & Wu, S. (2018). A dynamical Z–R relationship for precipitation estimation based on radar echo-top height classification. Advances in Meteorology, 2018, Article 8202031. https://doi.org/ 10.1155/2018/8202031

Zawadzki, I. (1984). Factors affecting the precision of radar measurements of rain. In Preprints of the 22nd International Conference on Radar Meteorology (pp. 251–256). American Meteorological Society.

ภาคผนวก

โค้ดที่เผยแพร่บน GitHub: https://github.com/apichayaice7835-png/Research-Data-Information.git อธิบายรายละเอียดของโค้ดที่ใช้ได้ดังนี้

1. ข้อมูลเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้น

เหตุการณ์ดังกล่าว Kangerd et al. (2024) จึงได้เลือกใช้ข้อมูลในระยะที่ข้อมูลฝนใกล้พื้นดินมากที่สุด เพื่อนำมาหาค่าความเอนเอียงของข้อมูลฝนภาคพื้นและฝนเรดาร์ โดยใช้ข้อมูลเรดาร์ CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) ที่ระดับความสูง 2 กิโลเมตร รวบรวมเหตุการณ์ฝนตกต่อเนื่องรุนแรง จำนวน 9 วัน ระหว่างช่วงวันที่ 15–23 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 จากเรดาร์ตรวจอากาศทางอุตุนิยมวิทยาจากสถานีเรดาร์ตรวจอากาศพิษณุโลกประเทศไทยที่พิกัด ลองจิจูด 100.217901°E, ละติจูด 16.775531°N ความสูงจากระดับน้ำทะเล 47 เมตร ของกรมอุตุนิยมวิทยา (TMD) ใช้เรดาร์ระบบย่านความถี่ C–band ตรวจวัดด้วยระบบ Dual-Polarization ที่ทำการตรวจวัดสภาพอากาศภายใต้ระยะรัศมี 240 กิโลเมตร ครอบคลุมบริเวณพื้นที่ภาคเหนือตอนล่างและภาคกลางของประเทศไทย เรดาร์ตรวจอากาศสถานีพิษณุโลกนี้นั้น ทำการสะแกนตรวจวัดในทุก ๆ 15 นาที (4 ครั้งต่อชั่วโมง) โดยใช้มุมเงย 4 มุม ได้แก่ 0.5°, 1.5°, 2.4° และ 3.4° (Mahavik et al., 2025) อย่างไรก็ตามการคัดเลือกข้อมูลเรดาร์นั้นได้มีการกำหนดเกณฑ์การคัดเลือกข้อมูลโดยพิจารณาฝนสะสมรายวันที่มีจำนวนไฟล์เรดาร์คิดเป็นสัดส่วนไม่น้อยกว่า 80% หรือไม่น้อยกว่า 19 ชั่วโมงต่อวันได้จำนวนทั้งสิ้นจำนวน 825 ไฟล์ที่ใช้ในการวิเคราะห์ ข้อมูลตัวแปรที่วัดได้จากเรดาร์สถานีพิษณุโลกหรือฟิลด์มีจำนวนทั้งหมด 7 ฟิลด์ ได้แก่ reflectivity, velocity, spectrum_width, corrected_reflectivity, corrected_differential_reflectivity, differential_phase, cross_correlation_ratio ในเวลา UTCที่เป็นฟอร์แมท Universal Format (UF) โดยมีวิธีการในการตรวจสอบและเพิ่มคุณภาพของข้อมูลเรดาร์โดยปรับใช้โค้ดจากการวิจัยและพัฒนาผลิตภัณฑ์โมเสคฝนประมาณค่าจากเรดาร์ตรวจอากาศในพื้นที่ระดับลุ่มน้ำของประเทศไทยด้วยเทคโนโลยีภูมิสารสนเทศรหัสเปิด (นัฐพล มหาวิคและคณะ, 2567) ที่ใช้ไพทอนไลบรารีเรดาร์รหัสเปิด Py-Art เพื่อกรองข้อมูลเรดาร์จากค่าปนเปื้อนและสัญญาณรบกวนจากสิ่งที่ไม่เกี่ยวข้องกับทางอุตุนิยมวิทยาที่เป็นวัตถุจากพื้นดิน (ground Clutter) เนื่องจากสัญญาณเรดาร์มักปะปนด้วยสัญญาณรบกวน ดังนั้นจึงจำเป็นต้องมีตัวชี้วัดที่สามารถใช้ประเมิน ตัวชี้วัดที่นิยมใช้คือ อัตราส่วนสัญญาณต่อสัญญาณรบกวน (Signal-to-Noise Ratio; SNR) ซึ่งเป็นค่าอัตราส่วนระหว่างพลังงานของสัญญาณเรดาร์ต่อพลังงานของสัญญาณ

รบกวนดังภาพ 1 การคำนวณ SNR มักทำโดยอาศัยความสัมพันธ์กับค่าการสะท้อนเรดาร์ (Reflectivity; Z หรือ dB) ภายใต้ Radar Equation เพื่อประเมินค่า SNR จากฟิลด์ reflectivity โดยทดลองปรับตัวแปร Top of Atmosphere (TOA) พบว่าค่าตัวแปรที่เหมาะสมในการขจัดค่าปนเปื้อนและค่าสัญญาณรบกวนอยู่ที่ระดับ 15,000 เมตรดังภาพ 1

```
# คำนวณค่า Signal to Noise Ratio (SNR) จากค่าการสะท้อน (Reflectivity)
# โดยกำหนด Top of Atmosphere (toa) = 15000 m (เลือกเพื่อการทดสอบ)
snr = pyart.retrieve.calculate_snr_from_reflectivity(
    radar, refl_field='reflectivity', toa=15000.0
)

# เพิ่มฟิลด์ snr เข้าไปใน radar object
radar.add_field('signal_to_noise_ratio', snr, replace_existing=True)
```

ภาพ 1 โค้ดการคำนวณ SNR จากค่า Reflectivity

จากนั้นได้ใช้โค้ดจากภาพ 2 การขจัดค่าปนเปื้อนและสัญญาณรบกวน (Signal-to-Noise Ratio: SNR to remove clutter) การขจัดค่าการปนเปื้อนและค่าสัญญาณรบกวน (noise) จากสิ่งที่ไม่เกี่ยวข้องกับทางอุตุนิยมวิทยาที่เป็นวัตถุจากพื้นดิน (ground Clutter) จากข้อมูลค่าการสะท้อนตั้งต้น (raw reflectivity) โดยใช้ไลบราลี่เรดาร์รหัสเปิด Py-Art (Helmus and Collis, 2016) ประเมินค่า SNR ของแต่ละตำแหน่ง (radar gate) จากค่าการสะท้อนกลับที่ได้จากเรดาร์ จากนั้นใช้ gate filter เพื่อคัดกรองข้อมูลที่มีค่า SNR โดยตัดข้อมูลที่มี ค่า SNR ต่ำกว่า 1 dB ออกไป เนื่องจากถือว่าเป็นสัญญาณรบกวนที่ไม่สามารถแยกแยะจาก noise ได้ และตัดข้อมูลที่มี ค่า SNR สูงกว่า 70 dB ออกไป เนื่องจากเป็นค่าที่ผิดปกติ อาจเกิดจากการสะท้อนของวัตถุที่ไม่ใช่ฝน (เช่น ภูเขา สิ่งก่อสร้าง หรือ ground clutter)หรือความแปรปรวนของชั้นบรรยากาศ และเพิ่มฟิลด์ที่ชื่อว่า filtered_reflectivity เพื่อนำไปปรับแก้ค่าการอ่อนสัญญาณเรดาร์ดังภาพ 3

```python
# สร้าง Gate Filter จากค่าความแตกต่างเฟส (differential phase)
gtfilter = pyart.filters.moment_and_texture_based_gate_filter(
    radar, phi_field='differential_phase'
)

# กำหนดเงื่อนไขการกรองสัญญาณรบกวนด้วยค่า SNR
gtfilter.exclude_below('signal_to_noise_ratio', 1)   # กรองค่า SNR ต่ำกว่า 1
gtfilter.exclude_above('signal_to_noise_ratio', 70) # กรองค่า SNR สูงเกิน 70

# ทำสำเนาฟิลด์ reflectivity
radar.add_field_like('reflectivity', 'reflectivity_copy',
                     radar.fields['reflectivity']['data'].copy())

# นำ Gate Filter มากรองข้อมูล
nf = radar.fields['reflectivity_copy']
nf['data'] = np.ma.masked_where(gtfilter.gate_excluded , nf['data'])

# เพิ่มฟิลด์ใหม่ "filtered_reflectivity"
radar.add_field('filtered_reflectivity', nf, replace_existing=True)
```

ภาพ 2 โค้ดการสร้าง Gate Filter เพื่อตัดสัญญาณรบกวน

นอกจากนี้ยังทำการปรับค่าการอ่อนสัญญาณเรดาร์ (attenuation) เนื่องจากเรดาร์ความถี่ย่าน C-band มักจะมีปัญหาในเรื่องการอ่อนสัญญาณตามระยะทางและปริมาณฝนเมื่อไกลออกไปจากสถานีตรวจวัดค่าสัญญาณที่อ่อนแรงลงไป (Gu et al., 2011) หากไม่ทำการปรับแก้ก่อนนำไปประมาณค่าฝนด้วยความสัมพันธ์ Z-R จะทำให้ได้ฝนที่อ่อนกว่าฝนที่เป็นจริง ผลลัพธ์ที่ได้มีประสิทธิภาพสูงสุดภายในระยะ 120 กิโลเมตร ซึ่งเป็นช่วงที่เรดาร์สามารถจับความสัมพันธ์กับปริมาณฝนภาคพื้นดินได้ดีที่สุด (Mahavik et al., 2025) เพื่อให้ได้ข้อมูลนำเข้าที่แม่นยำสำหรับการประมาณค่าปริมาณฝนจึงต้องมีการการขจัดค่าสัญญาณรบกวนและการลดทอนสัญญาณรบกวน จากภาพ 3 ได้อธิบายถึงการคำนวณการแก้ไขค่าอ่อนสัญญาณของเรดาร์โดยที่ ขั้นตอนนี้เป็นการแก้ไขผลกระทบจากการลดทอนสัญญาณ (attenuation) ที่เกิดขึ้นเมื่อคลื่นเรดาร์เดินทางผ่านกลุ่มฝน โดยใช้ฟังก์ชัน calculate_attenuation ของ Py-ART ซึ่งอาศัยตัวแปรโพลาริเมตริก (Polarimetric variables) ได้แก่ Normalized Coherent Power , Cross-Correlation Ratio และ Differential Phase ในการปรับแก้ ทำให้ค่าการสะท้อนเรดาร์ (Reflectivity) ที่ได้มีความถูกต้องมากขึ้นผลลัพธ์ในฟิลด์ corrected_filtered _reflectivity จะถูกนำไปแปลงระบบค่าพิกัดดังภาพ 4

```python
# คำนวณการแก้ไข Attenuation ของค่าการสะท้อน
spec_at, cor_z = pyart.correct.calculate_attenuation(
    radar,
    0,
    fzl=4500.0,    # ระดับ Freezing level (m)
    refl_field="filtered_reflectivity",
    ncp_field="normalized_coherent_power",
    rhv_field="cross_correlation_ratio",
    phidp_field="proc_dp_phase_shift",
)

# เพิ่มฟิลด์ใหม่: specific attenuation และ corrected reflectivity
radar.add_field("specific_attenuation", spec_at)
radar.add_field("corrected_filtered_reflectivity", cor_z)
```

ภาพ 3 โค้ดปรับแก้ Attenuation Correction

สุดท้ายข้อมูล reflectivity จากฟิลด์ corrected_filtered _reflectivity จะถูกแปลงค่าระบบพิกัดเชิงขั้ว (Polar coordinate system) ไปเป็นระบบพิกัดกริดคาร์ทีเซียน (Cartesian grid) โดยใช้ grid_from_radars ดังภาพ 4 เพื่อสร้าง CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) ที่ระดับความสูง 2 กิโลเมตร แล้วส่งออกเป็น GeoTIFF ดังภาพ 5 เพื่อใช้แสดงผลเชิงพื้นที่และการวิเคราะห์ผลในโปรแกรมระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ต่อไป

```python
# กำหนดพิกัดศูนย์กลางเรดาร์
lat_0 = radar.latitude['data'][0]
lon_0 = radar.longitude['data'][0]

# กำหนดโครงสร้างกริด (z, y, x)
shape = (11, 241, 241)

# สร้างกริดข้อมูล CAPPI ที่ระดับ 2 km
grid = pyart.map.grid_from_radars(
    radar,
    gatefilter=gtfilter,
    grid_shape=shape,
    grid_limits=((0, 10000), (-240000, 240000), (-240000, 240000)),
    grid_origin=(lat_0, lon_0),
    fields=['corrected_filtered_reflectivity'],
)
```

ภาพ 4 โค้ดแปลงข้อมูลเรดาร์ (PPI) เป็น Cartesian Grid

```
# ส่งออก CAPPI ที่ระดับ 2 km เป็นไฟล์ GeoTIFF
pyart.io.write_grid_geotiff(
    grid,
    '../cappi2km_results/filtered_atten_dbz_CAPPI2km_phs200215.tif',
    'corrected_filtered_reflectivity',
    rgb=False,
    level=2,
    warp=True,
    sld=False,
    use_doublequotes=True
)
```

ภาพ 5 โค้ดส่งออกผลลัพธ์ CAPPI เป็น GeoTIFF

2. ข้อมูลสถานีตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน

ข้อมูลปริมาณน้ำฝนและตำแหน่งจากสถานีโทรมาตรอัตโนมัติ สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำ (องค์การมหาชน)หรือ สสน. ภายใต้รัศมีสังเกตการณ์ 120 กิโลเมตร เนื่องจากข้อมูลจากสถานีที่อยู่ภายใต้รัศมีสังเกตการณ์ 120 กิโลเมตรเหล่านี้มีบทบาทสำคัญในการแก้ไขข้อจำกัดของเรดาร์ เช่น การกระจายของลำบีม (beam broadening) และการลดทอนของสัญญาณที่เกิดจากความสูงของเรดาร์ ซึ่งอาจทำให้ค่าการสะท้อนของเรดาร์คลาดเคลื่อนจากปริมาณฝนจริงที่วัดได้บนพื้นดิน (Mahavik et al., 2024) ระบบ API จากสสน .ตามลิงก์ดังกล่าว: https://tiservice.hii.or.th/opendata/data_catalog/hourly_rain/ 0all_stn_metadata.csv ที่เป็นรูปแบบ CSV ในช่วงเหตุการณ์พายุโซนร้อนเซินติญที่เวลาท้องถิ่นประเทศไทย รวมทั้งสิ้น 96 สถานีและได้ทำการคัดเลือกแล้วตรวจสอบที่ผิดปกติออกเหลือจำนวนสถานีทั้งสิ้น 89 สถานี ที่เลือกใช้สถานีในระยะรัศมี 120 กิโลเมตรของเรดาร์นั้น สถานีเหล่านี้มีบทบาทสำคัญในการแก้ไขข้อจำกัดของเรดาร์ อาทิเช่น ขนาดความกว้างของลำบีม (beam broadening) และการอ่อนสัญญาณเมื่อห่างออกไปจากสถานีเรดาร์ ซึ่งอาจทำให้ค่าการสะท้อนของเรดาร์คลาดเคลื่อนจากปริมาณฝนจริงที่วัดได้บนพื้นดินโดยเกณฑ์คัดเลือกข้อมูลและตรวจสอบคุณภาพโดยกรองข้อมูลที่ผิดปกติและข้อมูลที่ขาดหายไปและเก็บไว้เฉพาะข้อมูลปริมาณฝนรายชั่วโมงที่ผ่านเกณฑ์ซึ่งข้อมูลที่ได้นี้ใช้เป็นข้อมูลจริงบนพื้นดินสำหรับเปรียบเทียบกับค่าฝนจากเรดาร์ เพื่อใช้ในกระบวนการปรับค่าความเอนเอียง (bias correction)

จากภาพ 6 การดึงข้อมูลฝนรายชั่วโมงจากสสน. ฟังก์ชัน get_rainfall_hii (df_filter, start, end) ทำหน้าที่ดึงข้อมูลฝนรายชั่วโมงโดยกำหนด URL แหล่งข้อมูลจากสสน. และ path เก็บไฟล์และ

สร้างการวนลูปดึงข้อมูลตามเดือน ด้วย datetime.strptime และ rrule.rrule เพื่อสร้างลำดับเดือนระหว่างวันเริ่มต้น-สิ้นสุด ฟังก์ชัน total_process เก็บจำนวนเดือนทั้งหมดเพื่อแสดงสถานะการประมวลผล

```python
# ========================== ส่วนที่ 2: ฟังก์ชันดึงข้อมูลฝน ==========================
def get_rainfall_hii(df_filter, start, end):
    """
    ฟังก์ชันดึงข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายชั่วโมงจาก สสน. (HAII)
    โดยเลือกเฉพาะสถานีที่อยู่ในพื้นที่เรดาร์ที่สนใจ
    """
    url_source = 'https://tiservice.hii.or.th/opendata/data_catalog/hourly_rain/'
    path_output = '../2results/0rain_haii_hour_test/rain17_hourly/'  # ต้องสร้างโฟลเดอร์ก

    # กำหนดช่วงเวลาเริ่มต้น - สิ้นสุด
    date_start = datetime.strptime(start, '%Y-%m-%d')
    date_end = datetime.strptime(end, '%Y-%m-%d')

    # วนรอบแบบรายเดือน
    condition = rrule.rrule(rrule.MONTHLY, dtstart=date_start, until=date_end)
    total_process = condition.count()
    i = 1
```

ภาพ 6 โค้ดการดึงข้อมูลปริมาณน้ำฝนจากสสน.

จากนั้น ภาพ 7 แสดงโค้ดถึงการวนลูปดึงข้อมูลสำหรับแต่ละสถานี โดยใช้ฟังก์ชัน df_filter['station_code'] กรองโดยใช้รหัสสถานีวัดฝน สร้างโฟลเดอร์จัดเก็บข้อมูล แยกตามปีและเดือน เพื่อให้การจัดเก็บข้อมูลเป็นระบบ และดาวน์โหลดไฟล์ CSV ของแต่ละสถานีแต่ละไฟล์จะถูกเรียงตาม station_code ตรวจสอบสถานการณ์ดาวน์โหลด หากดาวน์โหลดสำเร็จให้สร้างไฟล์ CSV ในโฟลเดอร์ที่กำหนด หากไม่สำเร็จให้พิมพ์ข้อความว่าพิมพ์ข้อความแจ้งว่า ดาวน์โหลดไม่สำเร็จ (Failed)

```
for date in condition:
    print('========== Start process (' + str(i) + '/' + str(total_process) + '): '
          + date.strftime('%Y-%m') + ' ==========')

    year = date.strftime('%Y')
    month = date.strftime('%m')

    path = path_output + year + '/' + month
    Path(path).mkdir(parents=True, exist_ok=True)

    for code in df_filter['station_code']:
        url = url_source + year + '/' + year + month + '/' + code.strip() + '.csv'

        # ดาวน์โหลดและบันทึกไฟล์
        result = requests.get(url)
        if result.status_code == 200:
            file_path = Path(path + '/' + code.strip() + '.csv')
            file_path.write_bytes(result.content)
        else:
            print('Failed: ' + year + '/' + month + '/' + code.strip())
    i += 1
```

ภาพ 7 ฟังก์ชันดึงข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายชั่วโมงจาก สสน. (ต่อ)

ขั้นตอนต่อไปใช้โค้ดจาก ภาพ 8 อ่านไฟล์ข้อมูลตำแหน่งสถานีที่อยู่ภายใต้รัศมีเรดาร์ระยะ 120 กิโลเมตรที่ได้จัดเตรียมไว้ทั้งหมด 89 สถานีในรูปแบบ CSV แล้วดึงข้อมูลจาก URL :https://tiservice.hii.or.th/opendata/data_catalog/hourly_rain/0station_metadata.csv ที่เป็นตำแหน่งสถานีทั้งหมด ข้อมูลในประกอบด้วย: รหัสสถานี, ชื่อสถานี, จังหวัด, ละติจูด/ลองจิจูด, ประเภทสถานี เป็นต้น ใช้เงื่อนไข .isin(station_pl.str.strip()) เพื่อ เลือกเฉพาะสถานีที่อยู่ในรัศมีเรดาร์พิษณุโลก กำหนดช่วงเวลาเริ่มต้นและสิ้นสุดดังภาพ 9 และรวมข้อมูลปริมาณฝนทุกสถานีไว้ใน list ดังภาพ 10 จากนั้นรวมโค้ดรวมไฟล์ทั้งหมดให้เป็น DataFrame ภาพ 11 พร้อมดึงข้อมูลเฉพาะช่วงเหตุการณ์พายุเซินติญดังภาพ 12 และตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลและข้อมูลที่ขาดหายไปดังภาพ 13 เก็บข้อมูลในรูปแบบ CSV ของสถานีเรดาร์ 120 กิโลเมตร ดังภาพ 14

```python
# ========================= ส่วนที่ 3: เตรียมข้อมูลสถานีเรดาร์พิษณุโลก =========================
# อ่านสถานีวัดฝนที่ตกอยู่ในรัศมีเรดาร์พิษณุโลก
df_pl = pd.read_csv('../2results/GaugeInBuffer_radar_phitsanulok.csv', encoding="TIS-620")
station_pl = df_pl['station_code']

# ดึง metadata ของสถานีทั้งหมดจาก สสน.
df_hii = pd.read_csv('https://tiservice.hii.or.th/opendata/data_catalog/hourly_rain/0station

# กรองเอาเฉพาะสถานีที่อยู่ในเรดาร์พิษณุโลก
df_hii['code'] = df_hii['station_code'].str.strip()
df_filter = df_hii[df_hii['station_code'].isin(station_pl.str.strip())]
```

ภาพ 8 โค้ดเตรียมข้อมูลสถานีเรดาร์พิษณุโลกจากไฟล์ CSV

```python
# ========================= ส่วนที่ 4: กำหนดช่วงเวลาที่สนใจ =========================
start = '2018-07-15'
end = '2018-07-23'

# ดึงข้อมูลฝนจาก สสน.
get_rainfall_hii(df_filter, start, end)
```

ภาพ 9 โค้ดกำหนดช่วงเวลาพายุเซินติญตั้งแต่วันที่ 17 ก.ค. 2561- 23 ก.ค. 2561

```python
# ========================= ส่วนที่ 5: รวมข้อมูลฝนจากทุกสถานี =========================
path_output = '../2results/0rain_haii_hour_test/rain17_hourly/'
date_start = datetime.strptime(start, '%Y-%m-%d')
date_end = datetime.strptime(end, '%Y-%m-%d')
condition = rrule.rrule(rrule.MONTHLY, dtstart=date_start, until=date_end)

prec = []  # รวมไฟล์ฝนทั้งหมดไว้ใน list

for date in condition:
    year = date.strftime('%Y')
    month = date.strftime('%m')
    target = path_output + year + '/' + month + '/'

    for filename in os.listdir(target):
        station = filename.split('.')[0]
        df = pd.read_csv(target + filename)
        df['station'] = station
        prec.append(df)
```

ภาพ 10 โค้ดรวมข้อมูลฝนจากทุกสถานีไว้ใน list

```
# ========================= ส่วนที่ 6: รวมไฟล์เป็น DataFrame เดียว =========================
prec_pd = pd.concat(prec).reset_index(drop=False)

# เลือกเฉพาะคอลัมน์ที่สนใจ
rain_subset = prec_pd[['date','time', 'rain', 'station']]
rain_subset['full_date'] = rain_subset['date'].map(str)+'-'+rain_subset['time'].map(str)
# คำอธิบาย: ได้ฝนรายชั่วโมงจากทุกสถานีรวมกันใน DataFrame เดียว
```

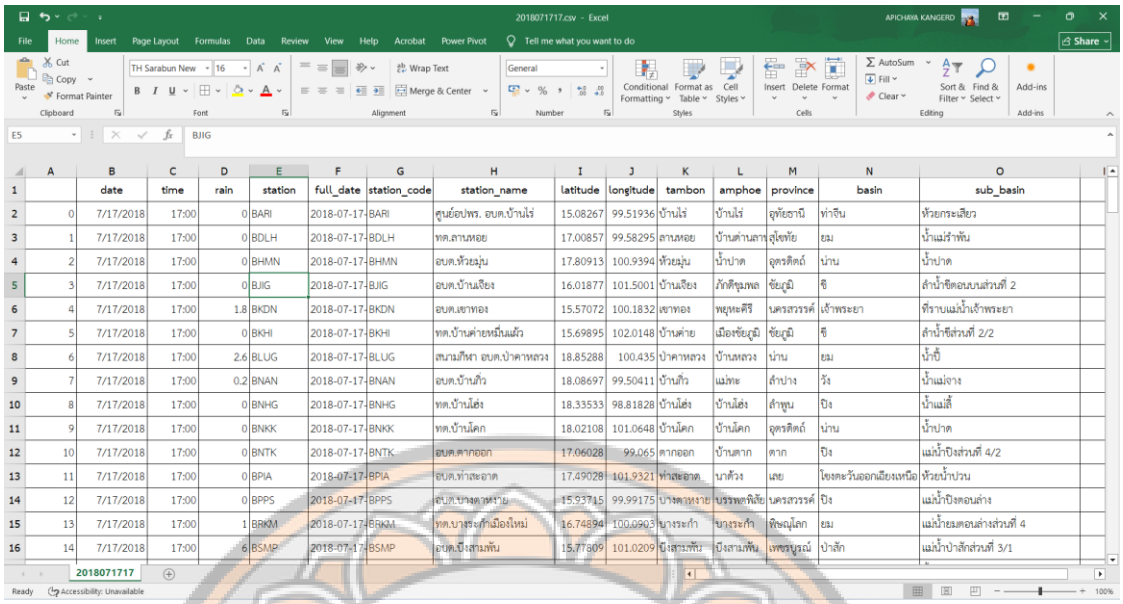
ภาพ 11 โค้ดรวมไฟล์ทั้งหมดให้เป็น DataFrame

```
# ========================= ส่วนที่ 7: ดึงข้อมูลเฉพาะวัน-ชั่วโมงที่สนใจ ==================
# วันที่สนใจ (ช่วงพายุโซนร้อน SON-TINH)
dt_txt = ['2018-07-15-','2018-07-16-','2018-07-17-','2018-07-18-',
          '2018-07-19-','2018-07-20-','2018-07-21-','2018-07-22-','2018-07-23-']

hr_txt = rain_subset['time'].unique()

# โฟลเดอร์เก็บผลลัพธ์สุดท้าย
out_rain_hr_path = '../2results/0rain_haii_hour_test/gauge_21_23Jul2018/'

for d in dt_txt:
    for h in hr_txt:
        dh = d+h
        dt = datetime.strptime(dh, '%Y-%m-%d-%H:%M')
        print(dh+'>>>')

        # กรองข้อมูลฝนรายชั่วโมง
        rain_ = rain_subset[rain_subset['full_date'] == str(dh)]
```

ภาพ 12 โค้ดดึงข้อมูลเฉพาะวันและชั่วโมงในช่วงเหตุการณ์พายุเซินติญ

```
# Quality Control (ลบค่า nan, '-', -999.0)
df_rain_pl = rain_.merge(df_filter, left_on='station', right_on='code')
df_ = df_rain_pl.drop(df_rain_pl[df_rain_pl['rain'] == '-'].index)
df_ = df_.drop(df_[df_['rain'] == -999.0].index)
df_ = df_.dropna().reset_index(drop=True)

# ส่งออกเป็น CSV (ไฟล์ละ 1 ชั่วโมง)
file_hr = dt.strftime('%Y')+dt.strftime('%m')+dt.strftime('%d')+dt.strftime('%H')+'.csv'
df_.to_csv(out_rain_hr_path + file_hr, encoding="TIS-620")
```

ภาพ 13 โค้ดตรวจสอบข้อมูลและลบข้อมูลที่ไม่มีค่า



	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
1		date	time	rain	station	full_date	station_code	station_name	latitude	longitude	tambon	amphoe	province	basin	sub_basin
2	0	7/17/2018	17:00	0	BARI	2018-07-17	BARI	ศูนย์อปพร. อบต.บ้านไร่	15.08267	99.51936	บ้านไร่	บ้านไร่	อุทัยธานี	ท่าจีน	ห้วยกระเสียว
3	1	7/17/2018	17:00	0	BDLH	2018-07-17	BDLH	ทต.ลานหอย	17.00857	99.58295	ลานหอย	บ้านด่านลาน	สุโขทัย	ยม	น้ำแม่รำพัน
4	2	7/17/2018	17:00	0	BHMN	2018-07-17	BHMN	อบต.ห้วยมุ่น	17.80913	100.9394	ห้วยมุ่น	น้ำปาด	อุตรดิตถ์	น่าน	น้ำปาด
5	3	7/17/2018	17:00	0	BJIG	2018-07-17	BJIG	อบต.บ้านเอียง	16.01877	101.5001	บ้านเอียง	ภักดีชุมพล	ชัยภูมิ	ชี	ลำน้ำชีตอนบนส่วนที่ 2
6	4	7/17/2018	17:00	1.8	BKDN	2018-07-17	BKDN	อบต.เขาทอง	15.57072	100.1832	เขาทอง	พยุหะคีรี	นครสวรรค์	เจ้าพระยา	ทีราบแม่น้ำเจ้าพระยา
7	5	7/17/2018	17:00	0	BKHI	2018-07-17	BKHI	ทต.บ้านค่ายหมื่นแผ้ว	15.69895	102.0148	บ้านค่าย	เมืองชัยภูมิ	ชัยภูมิ	ชี	ลำน้ำชีส่วนที่ 2/2
8	6	7/17/2018	17:00	2.6	BLUG	2018-07-17	BLUG	สนามกีฬา อบต.บ้าคาหลวง	18.85288	100.435	บ้าคาหลวง	บ้านหลวง	น่าน	ยม	น้ำยิ้
9	7	7/17/2018	17:00	0.2	BNAN	2018-07-17	BNAN	อบต.บ้านถิ่ว	18.08697	99.50411	บ้านถิ่ว	แม่ทะ	ลำปาง	วัง	น้ำแม่งาง
10	8	7/17/2018	17:00	0	BNHG	2018-07-17	BNHG	ทต.บ้านโฮ่ง	18.33533	98.81828	บ้านโฮ่ง	บ้านโฮ่ง	ลำพูน	ปิง	น้ำแม่สี้
11	9	7/17/2018	17:00	0	BNKK	2018-07-17	BNKK	ทต.บ้านโคก	18.02108	101.0648	บ้านโคก	บ้านโคก	อุตรดิตถ์	น่าน	น้ำปาด
12	10	7/17/2018	17:00	0	BNTK	2018-07-17	BNTK	อบต.ตากออก	17.06028	99.065	ตากออก	บ้านตาก	ตาก	ปิง	แม่น้ำปิงส่วนที่ 4/2
13	11	7/17/2018	17:00	0	BPIA	2018-07-17	BPIA	อบต.ท่าสะอาด	17.49028	101.9321	ท่าสะอาด	นาด้วง	เลย	โขงตะวันออกเฉียงเหนือ	ห้วยน้ำปวน
14	12	7/17/2018	17:00	0	BPPS	2018-07-17	BPPS	อบต.บางสายน้อย	15.93715	99.99175	บางสายน้อย	บรรพตพิสัย	นครสวรรค์	ปิง	แม่น้ำปิงตอนล่าง
15	13	7/17/2018	17:00	1	BRKM	2018-07-17	BRKM	ทต.บางระกำเมืองใหม่	16.74894	100.0903	บางระกำ	บางระกำ	พิษณุโลก	ยม	แม่น้ำยมตอนล่างส่วนที่ 4
16	14	7/17/2018	17:00	6	BSMP	2018-07-17	BSMP	อบต.บึงสามพัน	15.77809	101.0209	บึงสามพัน	บึงสามพัน	เพชรบูรณ์	ป่าสัก	แม่น้ำป่าสักส่วนที่ 3/1

ภาพ 14 ผลลัพธ์ข้อมูลปริมาณน้ำฝนจากสสนจากระบบ API ในรูปแบบไฟล์ CSV

3. แบบจำลองความสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model)

ข้อมูลแบบจำลองความสูงเชิงเลขจาก United States Geological Survey (USGS) ที่ความละเอียดเชิงพื้นที่เท่ากับ 30 เมตร ผู้วิจัยได้ใช้โค้ดที่พัฒนาขึ้นนำมาจำแนกพื้นที่ตามค่าความลาดชันจาก DEM จากภาพ 15 อธิบายโค้ด การหาความชัน (slope) ทำโดยใช้ Sobel filter เพื่อหาความแตกต่างของระดับความสูงในแนวแกน X และ Y จาก DEM ด้วยการใช้ไลบรารี rasterio ในการอ่านเขียน และแปลงค่าพิกัดข้อมูล DEM ไลบรารี SciPy สำหรับ image processing ในการคำนวณค่าความลาดชันเชิงตัวเลข นอกจากไลบรารีที่กล่าวมายังต้องใช้ numpy, geopandas, matplotlib ร่วมในการวิเคราะห์ความลาดชันใน แพลต์ฟอร์ม Google Colab จากการคำนวณเป็นมุมลาดเอียง (radian) และแปลงเป็นองศา (degree) เชิงภูมิศาสตร์ และขจัดค่าที่ไม่มีข้อมูลออกไป ขั้นตอนนี้ช่วยแยกพื้นที่ที่เป็นที่ราบและพื้นที่ภูเขาได้อย่างชัดเจน โดยเกณฑ์การจำแนกความลาดชันถูกกำหนดให้พื้นที่ที่มีค่าความลาดชันน้อยกว่าหรือเท่ากับ 5 องศา (slope ≤ 5°) จัดเป็นพื้นที่ราบ (class 1) ส่วนที่เหลือจัดเป็นพื้นที่ภูเขา (class 2) ที่ความลาดชันมากกว่า 5 องศา(slope > 5°) แยกประเภทเพื่อหาฝนภูเขาและฝนในที่ราบ ดังภาพ 16 หลังจากที่ได้ผลลัพธ์การจำแนกประเภทพื้นที่จากข้อมูลราสเตอร์ ซึ่งในที่นี้คือข้อมูลพื้นที่ราบและภูเขาที่มีการจัดเก็บอยู่ในรูปแบบตารางพิกัดแบบราสเตอร์

(Raster Grid) ได้มีแปลงข้อมูลเหล่านี้ให้อยู่ในรูปแบบเวกเตอร์ (Vector Data) และส่งออกรูปแบบ Shapefile (shp) ดังภาพ 18 เพื่อนำไปวิเคราะห์ในโปรแกรมทางสารสนเทศภูมิศาสตร์

python Copy code

```python
# คำนวณความชันจาก DEM
dzdx = ndimage.sobel(dem, axis=1, mode='constant') / (8 * xres)
dzdy = ndimage.sobel(dem, axis=0, mode='constant') / (8 * yres)
slope_rad = np.arctan(np.sqrt(dzdx**2 + dzdy**2))
slope_deg = np.degrees(slope_rad)

# กำจัดค่า NaN
slope_deg = np.where(np.isnan(dem), np.nan, slope_deg)
```

ภาพ 15 โค้ดการคำนวณค่าความชันจากแบบจำลองความสูงเชิงเลข

python คัดลอกโค้ด

```python
# กำหนดคลาส
# 1 = Flat (ลาดชัน ≤ 5°), 2 = Non-flat, 0 = NoData
classified = np.full_like(slope_deg, 2, dtype=np.uint8)
classified = np.where((slope_deg <= 5), 1, classified)
classified = np.where(np.isnan(slope_deg), 0, classified)
```

ภาพ 16 โค้ดเกณฑ์การจำแนกพื้นที่ราบและพื้นที่ภูเขา

```python
with rasterio.open("cleaned_class_5deg.tif") as src:
    raster = src.read(1)
    transform = src.transform

    mask = raster > 0  # ตัด NoData ออก
    results = (
        {"properties": {"class": int(v)}, "geometry": s}
        for s, v in shapes(raster, mask=mask, transform=transform)
    )

geoms = list(results)
gdf = gpd.GeoDataFrame.from_features(geoms, crs=crs)

# จัดเรียงข้อมูลให้อ่านง่าย
gdf = gdf.sort_values("class").reset_index(drop=True)

# บันทึกเป็น Shapefile
gdf.to_file("32647terrain_classes_slope5deg.shp")
```

ภาพ 17 โค้ดแปลงข้อมูลราสเตอร์เป็นข้อมูลเวกเตอร์

```python
from google.colab import files

# ดาวน์โหลดไฟล์ Shapefile ทั้งหมด
for ext in ['shp', 'shx', 'dbf', 'prj']:
    files.download(f"32647terrain_classes_slope5deg.{ext}")
```

ภาพ 18 โค้ดส่งออกข้อมูลในรูปแบบ Shapefile (shp)