



รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

การหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียมในบริเวณประเทศไทย

และภาคตะวันตกเฉียงใต้ของประเทศจีน

(Rainfall estimation from satellite data over Thailand and southwestern China)

โดย

รองศาสตราจารย์ ดร.เสริม จันทน์ฉาย และคณะ

ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์

มหาวิทยาลัยศิลปากร

เดือนกันยายน 2557

รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

การหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียมในบริเวณประเทศไทย
และภาคตะวันตกเฉียงใต้ของประเทศไทย

(Rainfall estimation from satellite data over Thailand and southwestern China)

คณะผู้วิจัย

สังกัด

- | | |
|---------------------------------------|-------------------------------|
| 1. รองศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย | ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ |
| 2. อาจารย์ ดร. อิศระ มะศิริ | ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ |
| 3. อาจารย์ ดร. สุมาลย์ บรรเทง | ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ |
| 4. อาจารย์ ดร. รุ่งรัตน์ วัฒนา | ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ |
- มหาวิทยาลัยศิลปากร

สนับสนุนโดยสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.)
(ความเห็นในรายงานนี้เป็นของผู้วิจัย สกว. ไม่จำเป็นต้องเห็นด้วยเสมอไป)

สรุปผู้บริหาร

ฝนเป็นแหล่งกำเนิดน้ำที่สำคัญที่สุดของประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศจีน ปริมาณฝนมีความสำคัญต่อการเกษตรและการผลิตไฟฟ้าพลังงานน้ำในพื้นที่ดังกล่าว ข้อมูลปริมาณฝนในประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีนจึงมีความสำคัญต่อการจัดการทรัพยากรน้ำของทั้งสองประเทศ ดังนั้นข้อมูลการกระจายตามพื้นที่ของปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวในรูปแบบของแผนที่ฝนเชิงภูมิอากาศ (climatological rainfall map) เป็นเครื่องมือสำคัญสำหรับการบริหารทรัพยากรน้ำในพื้นที่ดังกล่าว

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการพัฒนาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนสำหรับประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลจากดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R รวม 20 ปี (ค.ศ.1990-2009) สำหรับสร้างแบบจำลองของประเทศไทย และข้อมูลดาวเทียม FY-2D จำนวน 5 ปี (ค.ศ.2008-2012) สำหรับสร้างแบบจำลองในการหาปริมาณฝนสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน เพื่อใช้ในการคำนวณปริมาณฝนเชิงภูมิอากาศ ในขั้นแรกผู้วิจัยได้ทำการแปลงข้อมูลดาวเทียมดังกล่าวซึ่งอยู่ในรูป satellite projection ให้อยู่ในรูป cylindrical projection พร้อมทั้งทำการหาพิกัดของตำแหน่งบนภาพถ่ายดาวเทียม จากนั้นทำการแปลงค่า gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างให้เป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก และแปลงค่า gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดให้เป็นอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก โดยใช้ตารางสอบเทียบ

ในการพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝน ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลฝนภาคพื้นดินในบริเวณประเทศไทย จำนวน 54 สถานี โดยแบ่งข้อมูลออกเป็น 2 ชุด ได้แก่ ข้อมูลที่ใช้ในการสร้างแบบจำลองจำนวน 27 สถานี และข้อมูลที่ใช้สำหรับทดสอบแบบจำลองจำนวน 27 สถานี ในกรณีของบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลฝนจำนวน 68 สถานี โดยแบ่งเป็นข้อมูลที่ใช้ในการสร้างแบบจำลองจำนวน 36 สถานีและข้อมูลที่ใช้ทดสอบแบบจำลองจำนวน 32 สถานี จากนั้นผู้วิจัยได้ทำการคำนวณตัวแปรที่ได้จากภาพถ่ายดาวเทียม 5 ตัวแปร ได้แก่ ค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ($\bar{\rho}_{EA,max}$) ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือน ($\bar{\rho}_{EA}$) ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ($\bar{T}_{B,min}$) ค่าเฉลี่ยรายเดือนของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 ($\bar{T}_{B,P25}$) และจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกมีค่าต่ำกว่า 235 K ($N_{T_B < 235}$) หลังจากนั้นผู้วิจัยได้นำตัวแปรดังกล่าวมาหาความสัมพันธ์ทางสถิติกับปริมาณฝนรายเดือนในรูปแบบสมการเชิงเส้น

หลายตัวแปรและทำการหาค่าสัมประสิทธิ์ของสมการโดยใช้วิธีถดถอยเชิงเส้นหลายตัวแปรจากข้อมูลฝนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินและข้อมูลดาวเทียมของแต่ละประเทศ หลังจากได้แบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยแล้ว ในกรณีประเทศไทยผู้วิจัยได้ทำการหาค่าอัตราส่วนปริมาณฝนที่ได้จากการวัดต่อปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลองเพื่อใช้ปรับค่าปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลองให้มีความละเอียดถูกต้องยิ่งขึ้น จากนั้นผู้วิจัยได้ทำการทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองพบว่า ปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทยที่ได้จากแบบจำลองมีค่าความแตกต่างจากค่าที่ได้จากการวัดในรูป root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) เท่ากับ 19.3% และ 4.2% ตามลำดับ และกรณีบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยมีค่า RMSD และ MBD เท่ากับ 14.4% และ -6.0% ตามลำดับ จากนั้นผู้วิจัยนำแบบจำลองสำหรับประเทศไทยไปคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R รวมระยะเวลา 20 ปี (1990-2009) และนำแบบจำลองสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยไปคำนวณปริมาณฝนจากดาวเทียม FY-2D เป็นระยะเวลา 5 ปี (2008-2012) แล้วนำผลที่ได้มาแสดงผลในรูปแผนที่ปริมาณฝนรายเดือนและปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาว จากแผนที่ปริมาณฝนรายเดือนในบริเวณประเทศไทยพบว่า ฝนในประเทศไทยได้รับอิทธิพลสำคัญจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เมื่อพิจารณาปริมาณฝนเฉลี่ยรายปีพบว่าพื้นที่ที่มีปริมาณฝนสูงสุดอยู่ในบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคใต้โดยเฉพาะในบริเวณชายฝั่ง เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมดังกล่าวมากกว่าภาคอื่นๆ โดยจะมีปริมาณฝนมากกว่า 1,800 มิลลิเมตรต่อปี สำหรับภาคเหนือและภาคกลางมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 800-1,100 มิลลิเมตรต่อปี กรณีของภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 1,100-1,400 มิลลิเมตรต่อปี เมื่อพิจารณาแผนที่ปริมาณฝนสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยพบว่า ฝนในบริเวณดังกล่าวได้รับอิทธิพลจากมรสุมฤดูร้อน มรสุมฤดูหนาวและ ITCZ เป็นสำคัญ โดยปริมาณฝนรายปีมีค่ามากกว่า 1,800 มิลลิเมตรต่อปีในบริเวณชายฝั่งทะเล และมีค่าอยู่ในช่วง 800-1,200 มิลลิเมตรต่อปีในบริเวณตะวันตก

แผนที่ฝนที่ได้จากการวิจัยนี้จะเป็นข้อมูลพื้นฐานสำหรับการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำของประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย แต่อย่างไรก็ตามเนื่องจากสถานะภูมิอากาศโลกมีการเปลี่ยนแปลง ดังนั้นผู้วิจัยจึงเสนอแนะให้ดำเนินการจัดทำแผนที่ปริมาณฝนโดยใช้ข้อมูลใหม่เพิ่มเติมทุก 5 ปี เพื่อให้ได้แผนที่ที่ทันสมัยซึ่งสามารถนำไปใช้ได้อย่างมีประสิทธิภาพต่อไป

Executive summary

Rainfall is an important water source of Thailand and southwestern and southern China. Water from rainfall is very essential for agricultural activities and hydro-electricity generation in this region. Information on rainfall over Thailand and southwestern China is of importance for water resource management for both countries. Thus, information on rainfall distribution in this region, in the form of climatological rainfall map is an important tool for efficient water resource management.

In this study, models for calculating rainfall from satellite data for Thailand and southwestern and southern China were developed. Digital data from the visible and infrared channels of GMS-4 GMS-5 GOES-9 and MTSAT-1R satellites collected during a 20-year period (1990-2009) for Thailand and FY-2D satellite during a 5-year period (2008-2012) for southwestern and southern China were used to calculate climatological rainfall. The satellite projection images were transformed into cylindrical projection and navigated. Then, the gray levels of the visible images were converted into the earth-atmospheric albedo (ρ_{EA}) whereas the gray levels of the infrared images were converted into the brightness temperatures (T_B) by using calibration tables.

In the development of the models, the rainfall from rain gauge were collected from 54 stations in Thailand. This data was separated into two groups, 27 stations for the model formulation and 27 stations for the model validation. In case of southwestern and southern China, ground-based rainfall were acquired from 68 stations, 36 stations for the model formulation and 32 stations for the model validation. Then, five parameters were calculated from satellite data, the maximum earth-atmospheric albedo ($\bar{\rho}_{EA,max}$), the average earth-atmospheric albedo ($\bar{\rho}_{EA}$), the minimum brightness temperature ($\bar{T}_{B,min}$), the average brightness temperature in the 25-percentile ($\bar{T}_{B,p25}$) and the number of hours with the brightness temperature less than 235K ($N_{T_B < 235}$). For each country, the multiple linear regressions were used to find the coefficients of the model relating monthly rainfall and the five parameters from satellite data. For the case of Thailand, rain gauge/satellite ratios were estimated and used to reduce the error from the model. Results from model validation show that yearly rainfall obtained from the model reasonably agrees with those from the measurements, with root mean square difference (RMSD) and mean bias

difference (MBD) of 19.3% and 4.2%, respectively for Thailand. In case of southwestern and southern China, the rainfall calculated from the model also reasonably agrees with the rainfall from the measurements with RMSD and MBD of 14.4% and -6.0%, respectively. Furthermore, the rainfall model was used to calculate rainfall over Thailand from GMS-4 GMS-5 GOES-9 and MTSAT-1R satellite for a 20-year-period (1990-2009) and the model for southwestern and southern China was employed to compute rainfall from FY-2D satellite during a 5-year-period (2008-2012). The results are presented as monthly rainfall maps and a total long-term yearly rainfall map for each country. The monthly rainfall maps show that the variation of rainfall in Thailand was influenced by the southwest and the northeast monsoons. The yearly rainfall map for Thailand demonstrates that the areas which have maximum rainfall are in the East and the South of the country, especially the areas along the coast. These areas have more than 1,800 mm rainfall per year. The North and the Central regions have the rainfall in the range of 800-1,100 mm/year, while the Northeast region receives the rainfall about 1,100-1,400 mm/year. For yearly rainfall map over southwestern and southern China, the variation of rainfall in Southern China was affected by the summer monsoon, the winter monsoon and intertropical convergence zone (ITCZ). The amounts of rainfall in the areas along the coast are more than 1,800 mm rainfall per year. The areas over west part of southern China receive the rainfall in the range of 800-1,200 mm per year.

The rainfall maps from this study are the basic information for water resource management of both countries. Due to the effect climate change, the climatology rainfall map should be improved every 5 years to get the updated rainfall maps for efficient water resource management.

บทคัดย่อ

รหัสโครงการ : RDG5530003

ชื่อโครงการ : การหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียมในบริเวณประเทศไทยและภาคตะวันตกเฉียงใต้ของประเทศไทย

ชื่อหลักวิจัย : เสริม จันทรินาย อิศระ มะศิริ สุมาลย์ บรรเทิง รุ่งรัตน์ วัฒนา เพ็ญพร นิ่มนวล
ห้องปฏิบัติการวิจัยฟิสิกส์บรรยากาศเขตร้อน ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์
มหาวิทยาลัยศิลปากร อำเภอเมือง จังหวัดนครปฐม 73000
โทร. 034-270761 โทรสาร. 034-271189

Email address : serm.janjai@gmail.com

ระยะเวลาโครงการ : มีนาคม 2555 – มีนาคม 2557

ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนสำหรับประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยโดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด สำหรับประเทศไทยจะใช้ข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R จำนวน 20 ปี (ค.ศ.1990-2009) และสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยใช้ข้อมูลจากดาวเทียม FY-2D จำนวน 5 ปี (ค.ศ. 2008-2012) ในการพัฒนาแบบจำลอง ผู้วิจัยจะทำการหาค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($\bar{\rho}_{EA,max}$) และค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์ดังกล่าว ($\bar{\rho}_{EA}$) จากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่าง และคำนวณค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่าง (brightness temperature) ของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ($\bar{T}_{B,min}$) ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิความสว่างในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 ($\bar{T}_{B,P25}$) และจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างมีค่าน้อยกว่า 235 K ($N_{T_B<235}$) จากภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด จากนั้นผู้วิจัยจะทำการสร้างแบบจำลองสำหรับบริเวณประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยโดยใช้วิธีถดถอยเชิงเส้นหลายตัวแปร ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ของปริมาณฝนรายเดือน (R_f) กับ $\bar{\rho}_{EA,max}$, $\bar{\rho}_{EA}$, $\bar{T}_{B,min}$, $\bar{T}_{B,P25}$ และ $N_{T_B<235}$ โดยกรณีประเทศไทยผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลจากสถานีวัดปริมาณฝนภาคพื้นดินจำนวน 54 สถานี ซึ่งใช้ในการสร้างแบบจำลองจำนวน 27 สถานีและการทดสอบแบบจำลองจำนวน 27 สถานี ในกรณีของบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย จะใช้ข้อมูลจากสถานีวัดภาคพื้นดินทั้งหมด 68 สถานี แบ่งเป็นข้อมูลสำหรับการสร้างแบบจำลองจำนวน 36 สถานีและสำหรับทดสอบแบบจำลองจำนวน 32 สถานี ในกรณีของประเทศไทย ผู้วิจัยได้ใช้

อัตราส่วนระหว่างปริมาณฝนจากการวัดต่อปริมาณฝนจากแบบจำลองมาช่วยลดความคลาดเคลื่อนของปริมาณฝนจากแบบจำลอง จากการเปรียบเทียบปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาวที่คำนวณได้จากแบบจำลองกับค่าที่ได้จากการวัด พบว่าสอดคล้องกันค่อนข้างดี โดยกรณีประเทศไทยมีความแตกต่างในรูปของ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) เท่ากับ 19.3% และ 4.2% ตามลำดับ และสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยมีค่า RMSD และ MBD เท่ากับ 14.4% และ -6.0% ตามลำดับ หลังจากนั้น ผู้วิจัยได้นำแบบจำลองที่ทดสอบแล้วนี้ไปใช้คำนวณปริมาณฝนทั่วประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย และนำผลที่ได้มาจัดแสดงในรูปของแผนที่ปริมาณฝนรายเดือนและแผนที่ปริมาณฝนรวมรายปีเฉลี่ยระยะยาว จากแผนที่ที่ได้จะเห็นว่าปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทยได้รับอิทธิพลสำคัญมาจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ สำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย ปริมาณฝนได้รับอิทธิพลมาจากมรสุมฤดูร้อนและมรสุมฤดูหนาวและร่องความกดอากาศต่ำที่พาดผ่านบริเวณตอนใต้ของจีน เมื่อพิจารณาจากแผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยทั้งปีของทั้งสองบริเวณพบว่าปริมาณฝนมีค่ามากอยู่ในแนวชายฝั่งทางภาคใต้และภาคตะวันออกของไทย และบริเวณชายฝั่งทางตะวันออกของประเทศไทย โดยมีปริมาณฝนเฉลี่ยรายปีมากกว่า 1,800 มิลลิเมตร

คำหลัก : ปริมาณฝน แผนที่ฝน ภาพถ่ายดาวเทียม ประเทศไทย บริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย

Abstract

Project code : RDG5530003

Project Title : Rainfall estimation from satellite data over Thailand and southwestern China

Investigators : Janjai S., Masiri I., Buntoung S., Wattan R., Nimnuan P.

Laboratory of Tropical Atmospheric Physics, Department of Physics,
Faculty of Science, Silpakorn University, Nakhon Pathom 73000, Thailand
Tel +66-34-270761 Fax +66-34-271189

Email address : serm.janjai@gmail.com

Project Duration: March 2012 - March 2014

In this work, models for calculating rainfall from satellite data for Thailand and southwestern and southern China were developed. Digital data from the visible and infrared channels of GMS-4 GMS-5 GOES-9 and MTSAT-1R satellites collected during a 20-year-period (1990-2009) for Thailand and FY-2D satellite during a 5-year-period (2008-2012) for southwestern and southern China were used. The maximum earth-atmospheric albedo ($\bar{\rho}_{EA,max}$) and the average earth-atmospheric albedo ($\bar{\rho}_{EA}$) were derived from the visible images, whereas the minimum brightness temperature ($\bar{T}_{B,min}$), the average brightness temperature in the 25-percentile ($\bar{T}_{B,P25}$) and the number of hours with the brightness temperature less than 235 K ($N_{T_B < 235}$) were calculated from the infrared images. Rainfall data collected from 54 rain gauge stations in Thailand were used, 27 stations for the model formulation and 27 stations for the model validation. In the case of southwestern and southern China, rainfall data acquired from 68 rain gauge stations were used, 36 stations for formulating the model and 32 stations for testing the model. To establish models relating monthly rainfall (R_f) with $\bar{\rho}_{EA,max}$, $\bar{\rho}_{EA}$, $\bar{T}_{B,min}$, $\bar{T}_{B,P25}$ and $N_{T_B < 235}$, the multiple linear regression was used to find the coefficients of the model for each country. For the case of Thailand, rain gauge/satellite ratios were estimated and used to reduce the error from the model. For yearly rainfall, the results obtained from the model reasonably agree with those from the measurements, with root mean square difference (RMSD) and mean bias difference (MBD) of 19.3% and 4.2%, respectively for Thailand. For southwestern and southern China, the rainfalls calculated from the model also reasonably agree with the rainfall from the measurements with RMSD and MBD of 14.4% and -6.0%, respectively. Furthermore, the

models were used to calculate rainfall over Thailand and southwestern and southern China. The results are presented as monthly rainfall maps and a total long-term yearly rainfall map for each country. The monthly rainfall maps show that the variation of rainfall in Thailand was influenced by the southwest monsoon and the northeast monsoon whereas the variation of rainfall in Southern China was affected by the summer monsoon, the winter monsoon and inter-tropical convergence zone (ITCZ). The yearly rainfall map demonstrates that the areas which have maximum rainfall are in the East and the South of Thailand and eastern part of southwestern and southern China, especially the areas along the coast. The amount of rainfall for these areas is more than 1,800 mm per year.

Keywords: RAINFALL; RAINFALL MAP; SATELLITE DATA; THAILAND; SOUTHWESTERN AND SOUTHERN CHINA

กิตติกรรมประกาศ

โครงการวิจัยนี้ได้รับทุนวิจัยจากสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) ผู้วิจัยจึงใคร่ขอขอบคุณ สกว. ไว้ ณ ที่นี้เป็นอย่างสูง และขอขอบคุณภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ให้ความสนับสนุนด้านเครื่องมือวัสดุอุปกรณ์สำหรับดำเนินการวิจัย

ผู้วิจัยขอขอบคุณ กรมอุตุนิยมวิทยาที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลปริมาณฝนที่ใช้ในงานวิจัย และขอขอบคุณ Dr.Manuel Nunez, Department of Geography and Environment Studies, University of Tasmania ที่ช่วยแนะนำและให้คำปรึกษาด้านการพัฒนาแบบจำลองและการวิเคราะห์ข้อมูล

สุดท้ายผู้วิจัยขอขอบคุณคุณสุปราณี จงดีไพศาล อดีตผู้อำนวยการฝ่ายสวัสดิภาพสาธารณะของ สกว. ที่ให้ความอนุเคราะห์ด้านการบริหารจัดการโครงการ ขอขอบคุณผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.อำนาจ ชิดไธสง ที่ช่วยประสานงานกับ สกว. และแนะนำข้อปฏิบัติต่างๆ ในการดำเนินโครงการ และขอบคุณคุณณิศา แก้วแกมทอง ผู้ประสานงาน พร้อมทั้งเจ้าหน้าที่ของ สกว. ทุกท่าน ที่ช่วยสนับสนุนงานด้านบริหารและธุรการ จนโครงการสำเร็จลุล่วงไปได้ด้วยดี

สารบัญ

หน้า

สรุปผู้บริหาร	i
Executive summary	iii
บทคัดย่อ	v
Abstract	vii
กิตติกรรมประกาศ	ix
สารบัญ	x
บทที่ 1 บทนำ	1
1.1 ความสำคัญและความเป็นมาของปัญหา	1
1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ	2
บทที่ 2 หลักการทางวิชาการ	3
2.1 เมฆและการเกิดฝน	3
2.2 ชนิดของเมฆ	8
2.3 สมบัติทางฟิสิกส์ของเมฆ	8
2.4 ฝนและวัฏจักรของน้ำ	10
2.5 ลักษณะภูมิอากาศทั่วไปของประเทศไทย	12
2.6 ประเภทของฝนที่ตกในประเทศไทย	15
2.6.1 ฝนปะทะภูเขาหรือฝนภูเขา	15
2.6.2 ฝนที่เกิดจากร่องความกดอากาศต่ำ	17
2.6.3 ฝนแนวปะทะ	17
2.6.4 ฝนพายุหมุน	18
2.6.5 ฝนที่เกิดจากการพาความร้อน	18
2.7 การวัดปริมาณน้ำฝน	19
2.7.1 การวัดปริมาณน้ำฝนภาคพื้นดิน	20
2.7.2 การตรวจวัดน้ำฝนด้วยเรดาร์	23
2.8 งานวิจัยเกี่ยวกับการหาปริมาณฝนจากข้อมูลดาวเทียม	24

สารบัญ

หน้า

บทที่ 3 การหาปริมาณฝนในประเทศไทย	27
3.1 การกำหนดแนวทางในการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม GMS & GOES-9 และ MTSAT-1R	27
3.2 ดาวเทียมและข้อมูลดาวเทียม	28
3.2.1 การแปลงข้อมูลดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R จาก satellite projection ให้อยู่ในรูป cylindrical projection	39
3.2.2 การหาพิกัดของข้อมูลดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R	41
3.2.3 การแปลง gray level ของข้อมูลดาวเทียมให้อยู่ในรูปของปริมาณ ทางฟิสิกส์สำหรับใช้ในแบบจำลอง	43
3.3 การพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝน	48
3.4 การทดสอบแบบจำลอง	56
3.5 การพัฒนาโปรแกรมคอมพิวเตอร์สำหรับคำนวณปริมาณฝน จากภาพถ่ายดาวเทียม	62
3.6 การวิเคราะห์ปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทย	78
3.6.1 วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนรายปีและการกระจาย เชิงพื้นที่ของฝน	78
3.6.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนในประเทศไทยกับ Southern Oscillation Index	81
บทที่ 4 การหาปริมาณฝนบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย	84
4.1 การหาข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในการสร้างแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝน จากภาพถ่ายดาวเทียม	84
4.2 การจัดเตรียมข้อมูลปริมาณฝนภาคพื้นดิน	90
4.2.1 การจัดหาข้อมูลปริมาณฝนจากสถานีวัดต่างๆ	90
4.2.2 การควบคุมคุณภาพข้อมูลฝน	90
4.3 การจัดเตรียมข้อมูลดาวเทียมสำหรับสร้างแบบจำลอง	94
4.4 การสร้างแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝน	95
4.5 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง	96

สารบัญ

	หน้า
4.6 การคำนวณปริมาณฝนบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน	97
4.7 การวิเคราะห์ปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน	105
4.7.1 วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนรายปีและการกระจายเชิงพื้นที่ของฝน	105
4.7.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของจีนกับ Siberian High Central Intensity	107
บทที่ 5 สรุป	109
เอกสารอ้างอิง	111
ภาคผนวกที่ 1 การหาสมบัติของเมฆจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม	113
ภาคผนวกที่ 2 การจัดทำฐานข้อมูลปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทย	129
ภาคผนวกที่ 3 ผลงานตีพิมพ์	131

สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
2.1 แหล่งกำเนิด การสลายตัว และช่วงชีวิตของอนุภาคนิวเคลียสต่างๆ กัน	4
2.2 การแบ่งปริมาณฝนที่ตก	19
2.3 ความยาวคลื่นและความถี่ของคลื่นของเรดาร์ตรวจอากาศชนิดต่าง ๆ	24
3.1 ความยาวคลื่นของช่องสัญญาณต่างๆ ของดาวเทียม GOES-9	33
3.2 ระยะเวลาของข้อมูลดาวเทียมที่ใช้ในงานวิจัยนี้	39
3.3 สถานีวัดฝนภาคพื้นดินที่คัดเลือกสำหรับใช้ในงานวิจัยนี้	49
3.4 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของประเทศไทย สำหรับดาวเทียม GMS-4	54
3.5 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของประเทศไทย สำหรับดาวเทียม GMS-5	54
3.6 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของประเทศไทย สำหรับดาวเทียม GOES-9	54
3.7 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของประเทศไทย สำหรับดาวเทียม MTSAT-1R	55
4.1 ความยาวคลื่นของช่องสัญญาณต่างๆ ของดาวเทียม FY-2	85
4.2 สถานีวัดฝนภาคพื้นดินที่คัดเลือกแล้วในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของประเทศไทย	91
4.3 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของบริเวณตะวันตกเฉียงใต้ และตอนใต้ของประเทศไทย	96
A1.1 ค่าตัวแปรต่างๆ ที่กำหนดใน LUT-A และ LUT-B	114
A1.2 แสดงค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของบริเวณตะวันตกเฉียงใต้ และตอนใต้ของประเทศไทย	128

สารบัญภาพ

ภาพที่		หน้า
2.1	การแจกแจงขนาดของอนุภาคแขวนลอยในบริเวณต่างๆ เมื่อ $\frac{dS}{d(\log D)}$ คือ พื้นที่ผิวทั้งหมดของอนุภาคที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางในช่วง $D+dD$ ต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศ	3
2.2	ผลของอนุภาคแขวนลอยขนาดต่างๆ ที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ	5
2.3	การตกของหยดน้ำ (ก) ขนาดเล็กเท่ากันและ (ข) ขนาดแตกต่างกัน	6
2.4	การเพิ่มขนาดของหยดน้ำในก้อนเมฆ	6
2.5	การเพิ่มขนาดของผลึกน้ำแข็ง	7
2.6	กระบวนการเกิดหยาดน้ำฟ้าในเมฆคิวมูโลนิมบัส	8
2.7	การแจกแจงของความหนาแน่นและค่ารัศมีของละอองน้ำในเมฆ	9
2.8	แกนการควบแน่น ละอองน้ำในเมฆ และหยดน้ำฝน	11
2.9	วัฏจักรของน้ำ	12
2.10	ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้	13
2.11	ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ	14
2.12	ฝนภูเขา	16
2.13	ฝนที่เกิดจากร่องความกดอากาศต่ำ	17
2.14	ฝนแนวปะทะ	18
2.15	เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดาหรือแบบแก้วดวง	20
2.16	เครื่องวัดน้ำฝนแบบถังกระดก (tipping bucket gauge)	21
2.17	เครื่องวัดน้ำฝนแบบทุ่นลอย (float gauge)	22
2.18	เครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก (weighing gauge)	23
3.1	แผนภูมิการหาปริมาณฝนด้วยข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมสำหรับประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของเทศจีน	28
3.2	ลักษณะของดาวเทียม GMS-4	29
3.3	การบันทึกภาพของดาวเทียม GMS-4	30
3.4	ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม GMS-4 ในช่องสัญญาณแสงสว่าง	31
3.5	ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม GMS-4 ในช่องสัญญาณอินฟราเรด	31
3.6	ลักษณะดาวเทียม GMS-5	32
3.7	ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม GMS-5 ในช่องสัญญาณแสงสว่าง	32
3.8	ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม GMS-5 ในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด	33

ภาพที่	หน้า
3.9 ลักษณะดาวเทียม GOES-9	34
3.10 การบันทึกภาพของดาวเทียม GOES-9	34
3.11 ตัวอย่างภาพถ่ายจากดาวเทียม GOES-9 จากช่องสัญญาณแสงสว่าง	35
3.12 ตัวอย่างภาพถ่ายจากดาวเทียม GOES-9 จากช่องสัญญาณอินฟราเรด	35
3.13 ภาพของดาวเทียม MTSAT-1R	36
3.14 ลักษณะของดาวเทียม MTSAT-1R	36
3.15 การบันทึกภาพของดาวเทียม MTSAT-1R	37
3.16 ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม MTSAT-1R ในช่องสัญญาณแสงสว่าง	38
3.17 ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม MTSAT-1R ในช่องสัญญาณอินฟราเรด	38
3.18 ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียม GMS-5 จากช่องสัญญาณแสงสว่างใน satellite projection	40
3.19 ลักษณะภาพถ่ายดาวเทียม GMS-5 จากช่องสัญญาณแสงสว่างใน cylindrical projection	40
3.20 ลักษณะภาพถ่ายดาวเทียม GMS-5 จากช่องสัญญาณอินฟราเรดใน cylindrical projection	41
3.21 ลักษณะของภาพถ่ายดาวเทียม GMS-5 จากช่องสัญญาณแสงสว่างที่หาพิกัดแล้ว	42
3.22 ลักษณะของภาพถ่ายดาวเทียม GMS-5 จากช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดที่หาพิกัดแล้ว	42
3.23 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (ρ_{EA}) สำหรับดาวเทียม GMS-4	44
3.24 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (ρ_{EA}) สำหรับดาวเทียม GMS-5	45
3.25 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (ρ_{EA}) สำหรับดาวเทียม GOES-9	45
3.26 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (ρ_{EA}) สำหรับดาวเทียม MTSAT-1R	46
3.27 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก สำหรับดาวเทียม GMS-4	47
3.28 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (ρ_{EA}) สำหรับดาวเทียม GMS-5	47
3.29 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (ρ_{EA}) สำหรับดาวเทียม GOES-9	48
3.30 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (ρ_{EA}) สำหรับดาวเทียม MTSAT-1R	48

ภาพที่	หน้า
3.31 ตำแหน่งของสถานีวัดฝนภาคพื้นดินที่ใช้ในการสร้างแบบจำลอง (▲) และสถานีที่ใช้ทดสอบแบบจำลอง (●)	51
3.32 การตัดภาพถ่ายดาวเทียมที่จะนำมาใช้ในการสร้างและทดสอบแบบจำลอง (P1, P2,..., P9 คือพิกเซลของภาพถ่ายดาวเทียม)	52
3.33 ผลการทดสอบแบบจำลองที่ใช้ข้อมูลจากดาวเทียม ก) GMS-4 ข) GMS-5 ค) GOES-9 ง) MTSAT-1R	57
3.34 แผนภาพแสดงการหาอัตราส่วนปริมาณฝนจากการวัดภาคพื้นดินต่อปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลอง	58
3.35 ตัวอย่างอัตราส่วนปริมาณฝนจากการวัดภาคพื้นดินต่อปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลองที่พัฒนาขึ้น	58
3.36 ผลการทดสอบแบบจำลองปริมาณฝนที่ได้ปรับแก้ค่าสำหรับดาวเทียม ก) GMS-4 ข) GMS-5 ค) GOES-9 ง) MTSAT-1R	59
3.37 ผลการทดสอบแบบจำลองสำหรับปริมาณฝนรายปีโดยใช้ข้อมูลดาวเทียม ก) GMS-4 ข) GMS-5 ค) GOES-9 ง) MTSAT-1R	60
3.38 ผลการทดสอบแบบจำลองสำหรับปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาว 20 ปี (ค.ศ. 1990-2009)	60
3.39 ผลการเปรียบเทียบปริมาณฝนรายเดือนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินกับปริมาณฝนที่ได้จาก ก) ดาวเทียม TRMM ข) แบบจำลองที่พัฒนาขึ้น ในระหว่างปี 2003-2009	61
3.40 ผลการเปรียบเทียบปริมาณฝนรายปีที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินกับปริมาณฝนที่ได้จาก ก) ดาวเทียม TRMM ข) แบบจำลองที่พัฒนาขึ้น ในระหว่างปี 2003-2009	61
3.41 แผนภูมิแสดงการคำนวณปริมาณฝนทั่วประเทศ	62
3.42 Flowchart การทำงานของโปรแกรมที่พัฒนาขึ้น	63
3.43 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมกราคม	65
3.44 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกุมภาพันธ์	66
3.45 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมีนาคม	67
3.46 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนเมษายน	68
3.47 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนพฤษภาคม	69
3.48 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมิถุนายน	70
3.49 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกรกฎาคม	71
3.50 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนสิงหาคม	72
3.51 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกันยายน	73

ภาพที่	หน้า
3.52 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนตุลาคม	74
3.53 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนพฤศจิกายน	75
3.54 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนธันวาคม	76
3.55 ปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาว	77
3.56 เกาะตาดีในหมู่เกาะโซโซดีและเมืองคาร์วิน ทางตอนเหนือของออสเตรเลีย	82
3.57 ดัชนีความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้	82
3.58 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายปีกับค่า SOI (◆ มีความสัมพันธ์กันในช่วงความเชื่อมั่นมากกว่า 98%, ♣ มีความสัมพันธ์กันในช่วงความเชื่อมั่นมากกว่า 95% และ ◇ มีความสัมพันธ์กันในช่วงความเชื่อมั่นน้อยกว่า 95%)	83
4.1 ลักษณะของดาวเทียม FY-2D	85
4.2 การส่งและรับสัญญาณดาวเทียม FY-2D ที่สถานีต่างๆ	86
4.3 สถานีรับภาพดาวเทียม FY-2D ที่จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย	86
4.4 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม FY-2D ในช่องสัญญาณแสงสว่าง	87
4.5 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม FY-2D ในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด	87
4.6 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม FY-2D ในช่องสัญญาณ NIR	88
4.7 ภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างที่ทำการหาพิกัดแล้ว	89
4.8 ภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดที่ทำการหาพิกัดแล้ว	89
4.9 ความสัมพันธ์ระหว่าง gray level ในช่องสัญญาณแสงสว่างกับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก สำหรับดาวเทียม FY-2D	89
4.10 ความสัมพันธ์ระหว่าง gray level ในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดกับอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก สำหรับดาวเทียม FY-2D	90
4.11 ตำแหน่งและที่ตั้งสถานีวัดฝนที่ใช้ในการสร้างและทดสอบแบบจำลอง	93
4.12 แสดงการตัดภาพถ่ายดาวเทียมที่จะนำมาใช้ในการสร้างและทดสอบแบบจำลอง	95
4.13 การเปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายปีที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลวัดภาคพื้นดินสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย	97
4.14 แผนภาพแสดงการคำนวณปริมาณฝนทั่วบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย	98
4.15 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยเดือนมกราคม	99

ภาพที่	หน้า
4.16 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนกุมภาพันธ์	99
4.17 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนมีนาคม	100
4.18 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนเมษายน	100
4.19 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนพฤษภาคม	101
4.20 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนมิถุนายน	101
4.21 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนกรกฎาคม	102
4.22 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนสิงหาคม	102
4.23 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนกันยายน	103
4.24 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนตุลาคม	103
4.25 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนพฤศจิกายน	104
4.26 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนเดือนธันวาคม	104
4.27 แผนที่ปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีน	105
4.28 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ ของเทศจีนกับ Siberian High Central Intensity	107
A1.1 ตัวอย่างตาราง LUT ที่ได้ในกระบวนการหา cloud particle size ที่พัฒนาขึ้น	115
A1.2 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีที่ความสูงฐานเมฆต่อรังสีที่พื้นโลก (ratio of radiance) กับความสูงฐานเมฆ	116
A1.3 แผนภูมิกระบวนการหา cloud particle size (τ_c) และ cloud optical depth (τ_c)	117

ภาพที่	หน้า
A1.4 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีเชียงใหม่	119
A1.5 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีอุบลราชธานี	119
A1.6 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีกรุงเทพฯ	120
A1.7 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีหาดใหญ่	120
A1.8 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี SHANGHAI	121
A1.9 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี JIUJIANG	121
A1.10 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี PUCHENG	122
A1.11 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี QUXIAN	122
A1.12 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีเชียงใหม่	123
A1.13 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีอุบลราชธานี	124
A1.14 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีกรุงเทพฯ	124
A1.15 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีหาดใหญ่	125
A1.16 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี SHANGHAI	125
A1.17 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี JIUJIANG	126
A1.18 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี PUCHENG	126
A1.19 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี QUXIAN	127
A2.1 ตัวอย่างหน้าจอโปรแกรมฐานข้อมูลที่ได้	130

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความสำคัญและความเป็นมาของปัญหา

ฝนเป็นแหล่งกำเนิดน้ำที่สำคัญของประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน โดยการเกษตรส่วนใหญ่ในประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน ต้องอาศัยน้ำฝนเป็นหลัก นอกจากนี้ฝนยังเป็นแหล่งกำเนิดสำคัญของน้ำใต้ดินและน้ำที่เก็บกักในเขื่อนต่างๆ ซึ่งใช้ในการผลิตไฟฟ้าและระบบชลประทาน ด้วยเหตุนี้ฝนจึงเป็นตัวแปรสำคัญของระบบน้ำของประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน การบริหารทรัพยากรน้ำในพื้นที่ดังกล่าวอย่างมีประสิทธิภาพจึงจำเป็นต้องใช้ข้อมูลปริมาณฝนที่มีความละเอียดถูกต้อง

ข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่ใช้งานอยู่ในปัจจุบันในทั้งสองประเทศเป็นข้อมูลที่ได้มาจากมาตรวัดน้ำฝน (rain gauge) ซึ่งติดตั้งตามสถานีอุตุนิยมวิทยาและสถานีวัดน้ำฝนของหน่วยงานต่างๆ โดยสถานีส่วนใหญ่จะตั้งอยู่ในชุมชนซึ่งสะดวกต่อการดูแลและเก็บข้อมูล ส่วนในบริเวณป่าเขาและแหล่งต้นน้ำลำธารจะมีการวัดน้อยมาก ทั้งนี้เพราะมีอุปสรรคด้านการเก็บข้อมูลและดูแลรักษาอุปกรณ์

ข้อมูลฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนมักนิยมนำมาแสดงในแผนที่ จากนั้นจะลากเส้นคอนทัวร์ (contour line) ผ่านตำแหน่งที่มีค่าปริมาณน้ำฝนเท่ากัน เพื่อจัดทำเป็นแผนที่ปริมาณน้ำฝน แผนที่ดังกล่าวจะมีความคลาดเคลื่อนค่อนข้างมากโดยเฉพาะอย่างยิ่งในบริเวณที่มีจำนวนสถานีวัดน้อย เช่น บริเวณป่าเขาและแหล่งต้นน้ำลำธาร นอกจากนี้การลากเส้นคอนทัวร์จะต้องทำการคาดคะเนค่าปริมาณน้ำฝนในบริเวณที่ไม่มีการวัดจากค่าในบริเวณข้างเคียง (interpolation) วิธีการดังกล่าวจะมีความคลาดเคลื่อนมากถ้าลักษณะทางภูมิศาสตร์ของพื้นที่มีความซับซ้อน เช่น บริเวณภูเขา เป็นต้น ทั้งนี้เพราะปริมาณฝนมิได้แปรค่าแบบเชิงเส้นกับระยะทาง

ถึงแม้ในปัจจุบันจะมีเรดาร์ตรวจจับบริเวณที่มีฝนตก แต่การนำข้อมูลดังกล่าวมาแปลงเป็นปริมาณน้ำฝนที่กระจายตามพื้นที่ยังมีปัญหาด้านความละเอียดถูกต้อง และข้อมูลที่มีอยู่ในประเทศไทยและจีนยังเป็นข้อมูลระยะสั้นไม่สามารถนำมาใช้งานในเชิงภูมิอากาศ (climatology) ได้

ในกรณีของข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากการตรวจวัดของดาวเทียมโดยตรง ได้แก่ ดาวเทียม TRMM ก็ยังมีปัญหาด้านความละเอียดถูกต้องเช่นเดียวกัน กล่าวคือ ดาวเทียมดังกล่าวเป็นดาวเทียมประเภทชนิด circular orbit ซึ่งจะโคจรรอบโลกวันละ 16 รอบ โดยขณะที่ผ่านอาจเป็นเวลาที่ไม่ฝนตก โดยฝนอาจตกในช่วงเวลาก่อนหรือหลังที่ดาวเทียมโคจรผ่าน ถึงแม้จะมีการคำนวณแก้ค่าต่างๆ

แล้ว แต่ผลที่ได้ก็ยังคงมีความคลาดเคลื่อนค่อนข้างสูง ทั้งนี้เพราะฝนเป็นปริมาณที่ไม่ต่อเนื่องทั้งในเชิงเวลาและพื้นที่

เนื่องจากฝนมีแหล่งกำเนิดมาจากเมฆ และดาวเทียมอุตุนิยมวิทยามิได้บันทึกข้อมูลเมฆได้ทุกชั่วโมง ข้อมูลดังกล่าวสามารถนำมาแปลงให้เป็นค่าการสะท้อนแสงและอุณหภูมิเมฆซึ่งสามารถนำมาคำนวณปริมาณฝนได้ นอกจากนี้ยังสามารถหาข้อมูลย้อนหลังได้มากกว่า 20 ปี จึงมีความเป็นไปได้ที่จะนำข้อมูลดังกล่าวมาคำนวณปริมาณฝนในเชิงภูมิอากาศ (climatological rainfall) ได้

ดังนั้นในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยจึงเสนอที่จะพัฒนากระบวนการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาร่วมกับนักวิจัยจีน โดยนักวิจัยไทยจะใช้ข้อมูลจากดาวเทียม GMS4, GMS5, GOES9 และ MTSAT-1R และนักวิจัยฝ่ายจีนจะใช้ข้อมูลจากดาวเทียม FY-2D ของจีน จากนั้นจะทำการหาปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมดังกล่าวครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน เพื่อนำผลไปใช้เป็นข้อมูลในการบริหารจัดการน้ำของทั้งสองประเทศอย่างยั่งยืนต่อไป

1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการ

โครงการวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทย และบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย โดยมีวัตถุประสงค์เฉพาะดังนี้

- 1) เพื่อพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม
- 2) เพื่อหาปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม
- 3) เพื่อจัดทำแผนที่และฐานข้อมูลปริมาณฝนสำหรับประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย

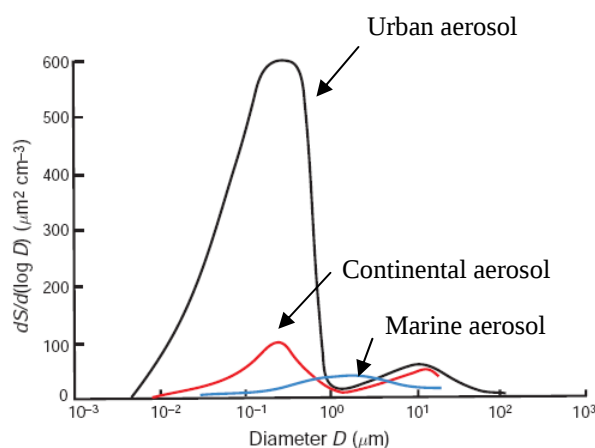
บทที่ 2

หลักการทางวิชาการ

ในบทนี้จะกล่าวถึงความรู้เบื้องต้นเกี่ยวกับการเกิดเมฆและฝน สมบัติทางฟิสิกส์ของเมฆ และงานวิจัยเกี่ยวกับการหาปริมาณฝนจากการใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม โดยมีรายละเอียดดังนี้

2.1 เมฆและการเกิดฝน

เมฆประกอบด้วยละอองน้ำเล็กๆ ประมาณ 10-20 μm อยู่รวมกันจำนวนประมาณ 100 หยด ต่อลูกบาศก์เซนติเมตร ละอองน้ำเหล่านี้เกิดขึ้นจากการที่พื้นผิวโลกได้รับความร้อนทำให้น้ำที่พื้นผิวโลกระเหยกลายเป็นไอน้ำลอยขึ้นสู่บรรยากาศ กรณีที่บรรยากาศประกอบด้วยไอน้ำบริสุทธิ์ ไอน้ำนี้จะควบแน่นได้ก็ต่อเมื่อความชื้นสัมพัทธ์มีค่า 100% กระบวนการควบแน่นของไอน้ำบริสุทธิ์นี้เรียกว่า homogeneous nucleation condensation อย่างไรก็ตามบรรยากาศทั่วไปจะมีอนุภาคแขวนลอย (aerosol) เป็นองค์ประกอบ ซึ่งสามารถเป็นแกนกลางในการควบแน่นของไอน้ำ โดยทั่วไปอนุภาคแขวนลอยในบรรยากาศมีขนาดต่างๆ กันตั้งแต่ขนาดเล็ก (ประมาณ 10^{-4} μm) ขนาดกลาง และขนาดใหญ่ (มากกว่า 10 μm) อนุภาคเหล่านี้มีต้นกำเนิดมาจากทั้งที่มนุษย์สร้างขึ้น และเกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ โดยอนุภาคแขวนลอยจะมีลักษณะต่างๆ กันไปในแต่ละพื้นที่ เช่น อนุภาคแขวนลอยบริเวณชนบท (continental aerosol) อนุภาคแขวนลอยบริเวณผิวน้ำทะเล (marine aerosol) และอนุภาคแขวนลอยในเมืองชุมชน (urban aerosol) ดังจำแนกไว้ในรูปที่ 2.1



รูปที่ 2.1 การแจกแจงขนาดของอนุภาคแขวนลอยในบริเวณต่างๆ เมื่อ $\frac{dS}{d(\log D)}$ คือ พื้นที่ผิว

ทั้งหมดของอนุภาคที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางในช่วง $D+dD$ ต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศ (Wallace and Hobbs, 2006)

จากรูปที่ 2.1 จะเห็นว่าอนุภาคแขวนลอยในเมืองชุมชนส่วนใหญ่มีขนาดเล็ก คือประมาณ $0.1\text{ }\mu\text{m}$ ซึ่งใกล้เคียงกับอนุภาคแขวนลอยในชนบท ในขณะที่อนุภาคแขวนลอยเหนือน้ำทะเลหรือละอองเกลือส่วนใหญ่มีขนาดประมาณ $1\text{ }\mu\text{m}$

นอกจากการแบ่งอนุภาคแขวนลอยตามลักษณะพื้นที่แล้ว อนุภาคแขวนลอยเหล่านี้ยังสามารถจำแนกตามขนาดออกเป็น 3 ประเภท ดังตารางที่ 2.1 ดังนี้

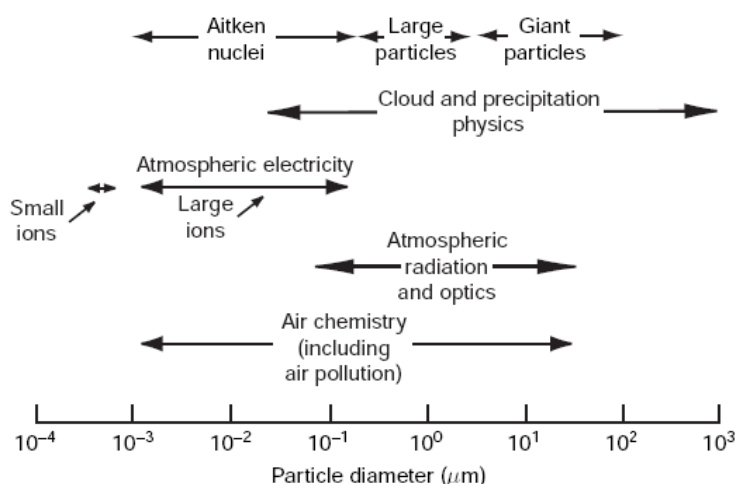
- อนุภาคแขวนลอยขนาดเล็ก (Aitken nuclei) โดยส่วนใหญ่เกิดจากการเผาไหม้และการเปลี่ยนสภาพจากก๊าซเป็นอนุภาค มีขนาดเล็กกว่า $0.2\text{ }\mu\text{m}$
- อนุภาคแขวนลอยขนาดใหญ่ (Large particle) มีขนาดระหว่าง $0.2\text{--}2\text{ }\mu\text{m}$ ส่วนใหญ่เกิดจากการรวมตัวของอนุภาคขนาดเล็ก
- อนุภาคแขวนลอยขนาดใหญ่มาก (Giant particle) คือมีขนาดใหญ่กว่า $2\text{ }\mu\text{m}$ ซึ่งมีแหล่งกำเนิดจากการพัดพาอนุภาคที่ผิวดินสู่บรรยากาศและอนุภาคที่เกิดจากโรงงานอุตสาหกรรม

จากตารางที่ 2.1 จะเห็นว่าอนุภาคที่มีขนาดใหญ่จะมีช่วงชีวิตสั้นกว่าอนุภาคขนาดเล็ก ทั้งนี้เนื่องจากผลของแรงโน้มถ่วงของโลกทำให้อนุภาคขนาดใหญ่ตกลงสู่พื้นผิวโลกได้เร็วกว่าอนุภาคขนาดเล็กนั่นเอง

ตารางที่ 2.1 แหล่งกำเนิด การสลายตัว และช่วงชีวิตของอนุภาคขนาดต่างๆ กัน

Designation	Aitken nuclei	Large particles	Giant particles
Sources	Combustion Gas-to-particle conversions Coagulation of Aitken nuclei Cloud droplet evaporation	Fly ash, sea-salt, pollens Coagulation of Aitken nuclei	Windblown dusts Giant particles from industries
Sinks	Coagulation Capture by cloud particles		Precipitation scavenging Dry fallout
Residence time	Less than an hour in polluted air or in clouds	Days to weeks	Hours to days Minutes to hours

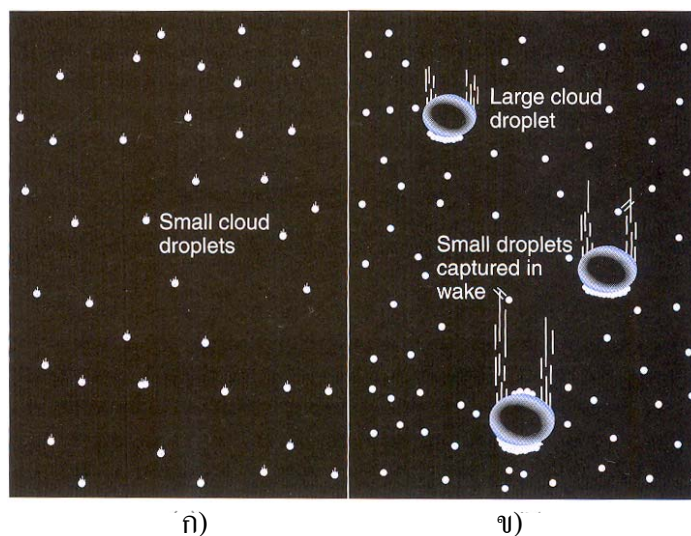
ถึงแม้ว่าในบรรยากาศจะมีอนุภาคแขวนลอยต่างๆ มากมาย แต่อนุภาคที่มีส่วนสำคัญในกระบวนการเกิดเมฆและฝน จะเป็นอนุภาคที่มีขนาดใหญ่กว่า $0.01\text{ }\mu\text{m}$ จนถึงประมาณ $1,000\text{ }\mu\text{m}$ ในขณะที่อนุภาคแขวนลอยขนาดเล็กมากๆ จะเกี่ยวข้องกับปรากฏการณ์ทางไฟฟ้าในบรรยากาศ ดังแสดงในรูปที่ 2.2



รูปที่ 2.2 ผลของอนุภาคแขวนลอยขนาดต่างๆ ที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ (Wallace and Hobbs, 2006)

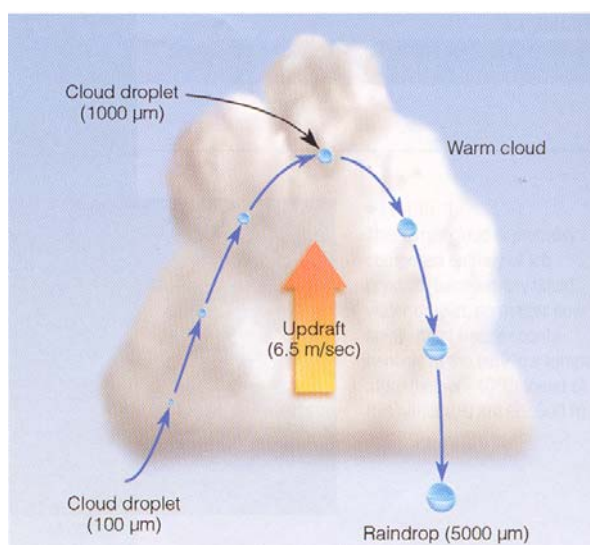
ในสภาพบรรยากาศที่มีอนุภาคแขวนลอยเหล่านี้ ไอน้ำสามารถควบแน่นบนพื้นผิวของอนุภาคแขวนลอยได้โดยอาศัยสภาวะบรรยากาศที่ equilibrium saturation เราเรียกอนุภาคแขวนลอยที่ทำให้เกิดการควบแน่นเหล่านี้ว่า “แกนการควบแน่นของเมฆ” (cloud condensation nuclei, CCN) และกระบวนการควบแน่นที่มีอนุภาคแขวนลอยเป็นแกนกลางการควบแน่นนี้เรียกว่า heterogeneous nucleation condensation โดยทั่วไปปริมาณของแกนการควบแน่นของเมฆบริเวณเหนือพื้นทวีปจะมีค่ามากกว่าเหนือพื้นน้ำทะเล และพบว่าอนุภาคแขวนลอยที่เกิดจากการเผาไหม้ป่าและโรงงานอุตสาหกรรมเป็นแกนการควบแน่นของเมฆที่ดี เมื่อไอน้ำเกิดการควบแน่นบนแกนการควบแน่นของเมฆแล้วก็จะเกิดการก่อตัวของเมฆให้มีขนาดใหญ่ขึ้นเรื่อยๆ โดยขนาดของแกนการควบแน่นของเมฆจะมีผลต่อขนาดของละอองน้ำในเมฆด้วยเช่นกัน ดังนั้นละอองน้ำในเมฆเหนือพื้นน้ำทะเลส่วนมากจะมีขนาดค่อนข้างใหญ่กว่าละอองน้ำในเมฆเหนือพื้นทวีป

สำหรับกระบวนการก่อตัวของเมฆ กรณีเมฆบางและมีละอองน้ำเล็กๆ ขนาดใกล้เคียงกัน ละอองน้ำเหล่านี้จะเคลื่อนที่อย่างช้าๆ ทำให้มีโอกาสที่จะชนหรือรวมตัวกันให้มีขนาดใหญ่เกิดขึ้นได้น้อยมาก แต่ในกรณีของเมฆซึ่งก่อตัวในแนวตั้ง เช่น เมฆคิวมูโลนิมบัสจะมีละอองน้ำขนาดต่างๆ กัน ละอองน้ำขนาดใหญ่จะตกลงมาด้วยความเร็วที่มากกว่าละอองน้ำขนาดเล็ก ดังนั้นละอองน้ำขนาดใหญ่จึงมีโอกาสชนและรวมตัวกับละอองน้ำขนาดเล็กที่อยู่เบื้องล่าง ทำให้เกิดการรวมตัวจนมีขนาดใหญ่ขึ้นกลายเป็นหยดน้ำฝน (rain drops) ซึ่งมีขนาดตั้งแต่ 100 μm ขึ้นไป ดังรูปที่ 2.3 เราเรียกกระบวนการนี้ว่า “กระบวนการชนและรวมตัวกัน” (Collision – coalescence process)



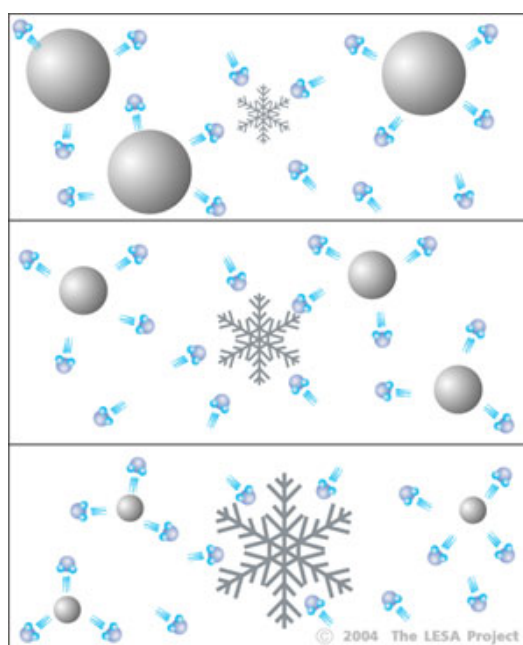
รูปที่ 2.3 การตกของหยดน้ำ (ก) ขนาดเล็กเท่ากันและ (ข) ขนาดแตกต่างกัน

นอกจากนี้กระแสอากาศไหลขึ้น (updraft) ภายในเมฆยังช่วยในการเร่งอัตราการชนและรวมตัวให้เกิดขึ้นอย่างรวดเร็ว เมื่อละอองน้ำมีขนาดใหญ่ประมาณ $1,000 \mu\text{m}$ จะมีน้ำหนักมากพอที่จะชนะแรงพยุงของอากาศ และตกลงมาด้วยแรงโน้มถ่วงของโลก ละอองน้ำที่ตกลงมาจากยอดเมฆจะชนและรวมตัวกับละอองน้ำอื่นๆ ในขณะที่ตกลงมา ทำให้มีขนาดใหญ่ขึ้นและมีความเร็วมากขึ้นจนกลายเป็น “หยดน้ำฝน” (rain droplets) ตกลงจากฐานเมฆ โดยมีขนาดประมาณ $2,000\text{--}5,000 \mu\text{m}$ ดังรูปที่ 2.4



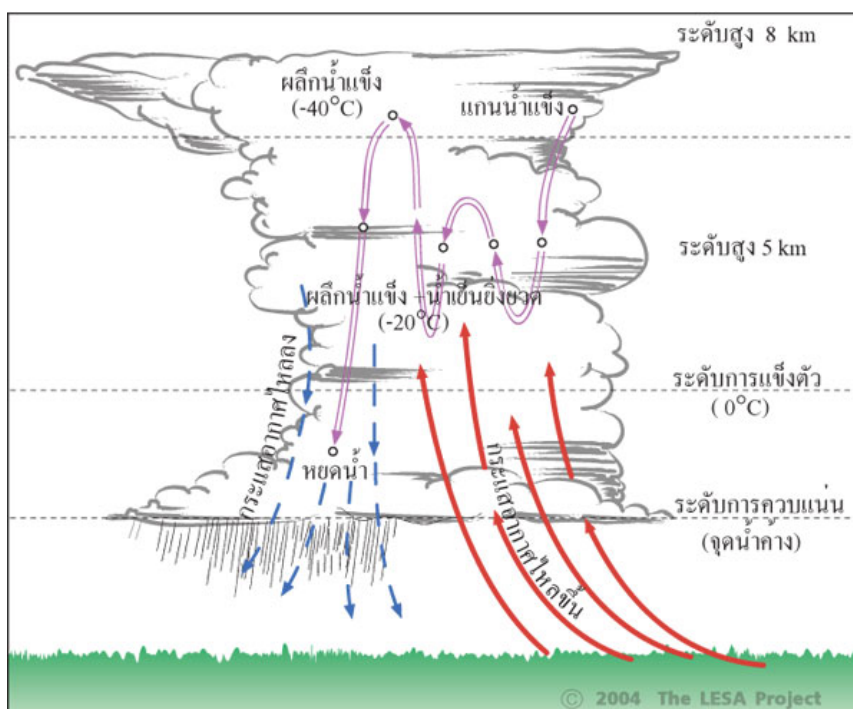
รูปที่ 2.4 การเพิ่มขนาดของหยดน้ำในก้อนเมฆ

ในเขตที่มีอากาศหนาวเย็น เช่น ในเขตละติจูดสูงหรือบนเทือกเขาสูง รูปแบบของการเกิดหยาดน้ำฟ้าจะแตกต่างไปจากเขตร้อน หยดน้ำบริสุทธิ์ในก้อนเมฆไม่ได้แข็งตัวที่อุณหภูมิ 0°C หากแต่จะแข็งตัวที่อุณหภูมipริมาณ -40°C ซึ่งเรียกว่า “น้ำเย็นยิ่งยวด” (supercooled water) น้ำเย็นยิ่งยวดดังกล่าวจะเปลี่ยนสถานะเป็นของแข็งได้ก็ต่อเมื่อกระทบกับวัตถุของแข็งอย่างทันทีทันใด ตัวอย่างเช่น เมื่อเครื่องบินเข้าไปในเมฆชั้นสูงก็จะเกิดน้ำแข็งเกาะที่ชายปีกด้านหน้า การเกิดน้ำแข็งเช่นนี้ จำเป็นจะต้องอาศัยแกนซึ่งเรียกว่า “แกนน้ำแข็ง” (ice nuclei) เพื่อให้ไอน้ำจับตัวเป็นผลึกน้ำแข็ง โดยทั่วไปในก้อนเมฆมีน้ำทั้งสามสถานะและมีแรงดันไอน้ำที่แตกต่างกัน ไอน้ำจะระเหยจากละอองน้ำโดยรอบ แล้วรวมตัวเข้ากับผลึกน้ำแข็งอีกครั้งหนึ่ง ทำให้ผลึกน้ำแข็งมีขนาดใหญ่ขึ้น ดังรูปที่ 2.5 เราเรียกกระบวนการนี้ว่า “กระบวนการเบอร์เกอร์อน” (Bergeron process)



รูปที่ 2.5 การเพิ่มขนาดของผลึกน้ำแข็ง

เมื่อผลึกน้ำแข็งมีขนาดใหญ่และมีน้ำหนักมากพอที่จะชนะแรงพยุงของอากาศและจะตกลงมาด้วยแรงโน้มถ่วงของโลกโดยปะทะกับหยดน้ำเย็นยิ่งยวดซึ่งอยู่ด้านล่าง ทำให้เกิดการเยือกแข็งและรวมตัวให้ผลึกมีขนาดใหญ่ยิ่งขึ้นอีก นอกจากนั้นผลึกอาจจะชนกันเอง จนทำให้เกิดผลึกขนาดใหญ่ที่เรียกว่า “เกล็ดหิมะ” (snow flake) ในเขตอากาศเย็นหิมะจะตกลงมาถึงพื้น แต่ในวันที่มีอากาศร้อนหิมะจะเปลี่ยนสถานะกลายเป็น “ฝน” ก่อนแล้วจึงตกลงถึงพื้น ดังนั้นถ้าเราถูกฝนที่มีเม็ดใหญ่ตกใส่ เราจะรู้สึกเย็น ทั้งนี้เพราะว่าเม็ดฝนเหล่านี้เมื่ออยู่ภายในเมฆเคยเป็นผลึกน้ำแข็งมาก่อน



รูปที่ 2.6 กระบวนการเกิดหยาดน้ำฟ้าในเมฆคิวมูโลนิมบัส

2.2 ชนิดของเมฆ

เราสามารถแบ่งเมฆออกตามระดับความสูงของก้อนเมฆได้ดังนี้

- 1) เมฆชั้นสูง จะอยู่ที่ระดับความสูงกว่า 6.5 km โดยแบ่งเป็นเมฆชนิดต่างๆ ได้แก่ เมฆเซอร์รัส เมฆเซอร์โรสเตรตัส และเมฆเซอร์โรคิวมูลัส
- 2) เมฆชั้นกลาง อยู่ที่ระดับความสูงประมาณ 2.5-6.5 km ได้แก่ เมฆอัลโตคิวมูลัส และเมฆอัลโตรสเตรตัส
- 3) เมฆชั้นต่ำ อยู่ที่ระดับความสูง 0.5-2.5 km ได้แก่ เมฆสเตรตัส เมฆสเตรโตคิวมูลัส และเมฆนิมโบสเตรตัส

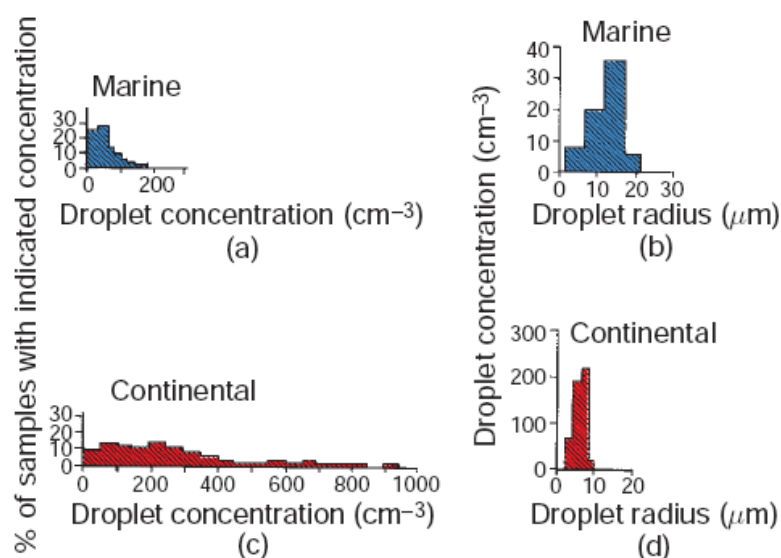
นอกจากนี้ ยังมีเมฆที่ก่อตัวในแนวตั้งซึ่งมีระดับความสูง 0.5-20 km ได้แก่ เมฆคิวมูลัสและเมฆคิวมูโลนิมบัส สำหรับเมฆที่ทำให้เกิดฝนส่วนใหญ่จะเกิดจากเมฆคิวมูโลนิมบัสและเมฆนิมโบสเตรตัส

2.3 สมบัติทางฟิสิกส์ของเมฆ

เนื่องจากเมฆประกอบด้วยละอองน้ำและ/หรือผลึกน้ำแข็งขนาดต่างๆ และมีแกนกลางการควบแน่นชนิดต่างๆ กัน อีกทั้งเมฆแต่ละก้อนก็มีรูปร่างและขนาดที่ต่างกันออกไป ทำให้ก้อนเมฆ

แต่ละก่อนมีสมบัติทางฟิสิกส์ที่ต่างกัน โดยสมบัติทางฟิสิกส์ของเมฆเหล่านี้มีผลต่อการสะท้อนและการดูดกลืนรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์และรังสีคลื่นยาวจากโลก นอกจากนี้ยังมีผลต่อกระบวนการเกิดฝนอีกด้วย สมบัติทางฟิสิกส์ของเมฆที่สำคัญมีดังนี้

1) ความหนาแน่นของละอองน้ำในเมฆ (droplet concentration, N) คือ จำนวนละอองน้ำต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรอากาศ โดยทั่วไปเมฆคิวมูลัสเหนือพื้นผิวทวีปมีค่าความหนาแน่นของละอองน้ำในก้อนเมฆประมาณ 200 cm^{-3} และกรณีเหนือพื้นผิวน้ำทะเลมีค่าความหนาแน่นของละอองน้ำในก้อนเมฆน้อยกว่า กล่าวคือประมาณ 10 cm^{-3} ดังรูปที่ 2.7 (a) และ (c)



รูปที่ 2.7 การแจกแจงของความหนาแน่นและค่ารัศมีของละอองน้ำในเมฆ (Wallace and Hobbs, 2006)

2) Cloud liquid water content (LWC) คือ ปริมาณของน้ำในเมฆต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศ โดยทั่วไปค่า LWC จะขึ้นอยู่กับความหนาแน่นของละอองน้ำในเมฆ (Rogers, 1979) โดยพบว่า เมฆคิวมูลัสจะมีค่า LWC ประมาณ 0.5 g/m^3 ส่วนเมฆคิวมูโลนิมบัสมีค่า LWC มากกว่า 5 g/m^3 จนถึงประมาณ 20 g/m^3

3) Cloud liquid water path (LWP) คือปริมาณละอองน้ำระหว่าง 2 ตำแหน่งใดๆ ในเมฆ ตัวอย่างเช่น ค่า LWP ของเมฆสเตรโตคิวมูลัสมีค่าประมาณ $20\text{-}80 \text{ g/m}^2$

4) รัศมีของละอองน้ำในเมฆ (droplet radius, r) เป็นตัวแปรที่บอกถึงขนาดของละอองน้ำ โดยทั่วไปขนาดของละอองน้ำในเมฆเหนือพื้นน้ำทะเลมีขนาดใหญ่กว่าขนาดของละอองน้ำเหนือพื้นทวีป (รูปที่ 2.7) กรณีของเมฆคิวมูลัสเหนือพื้นดินจะมีรัศมีของละอองน้ำประมาณ $5 \mu\text{m}$ สำหรับ

รัศมีของละอองน้ำในเมฆคิวมูลัสเหนือน้ำทะเลมีขนาดใหญ่กว่า กล่าวคือมีค่าประมาณ $15\text{ }\mu\text{m}$ ส่วนเมฆคิวมูโลนิมบัสจะมีขนาดของละอองน้ำประมาณ $50\text{ }\mu\text{m}$

4) ความลึกเชิงแสงของเมฆ (cloud optical thickness, τ_c) คือตัวแปรทางฟิสิกส์ที่บอกถึงความสามารถในการลดทอนแสงของเมฆ ค่าความลึกเชิงแสงของเมฆมีค่าตั้งแต่ 0 จนถึงมากกว่า 200 ทั้งนี้ขึ้นกับรัศมีของละอองน้ำและ cloud liquid water path ดังสมการ

$$\tau_c = \frac{3}{2} \frac{\text{LWP}}{r_e} \quad (2.1)$$

เมื่อ τ_c คือ ความลึกเชิงแสงของเมฆ

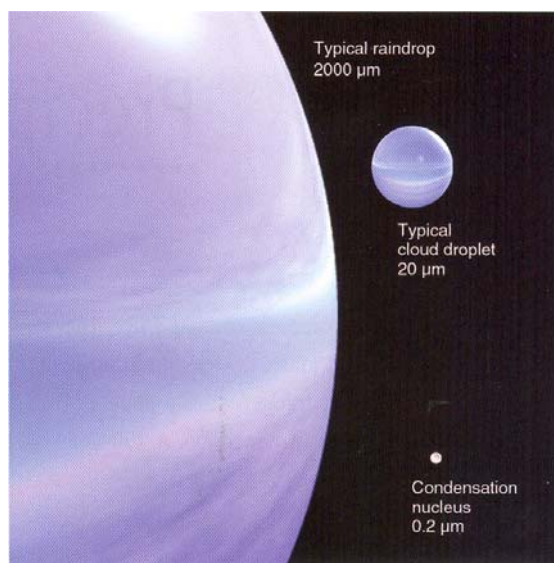
LWP คือ cloud liquid water path

r_e คือ รัศมีของละอองน้ำ

5) cloud phase คือตัวแปรที่บอกสถานะของน้ำในเมฆว่าเป็นของเหลว ผลึกของแข็ง หรือสถานะผสม ซึ่งสถานะนี้จะมีผลต่อการดูดกลืนรังสีต่างกัน ถ้าพิจารณากรณีที่เมฆมีค่า cloud liquid water content เท่ากัน จะพบว่าเมฆที่มีสถานะเป็นของแข็งจะดูดกลืนแสงที่ความยาวคลื่นระหว่าง $10\text{-}12\text{ }\mu\text{m}$ ได้ดีกว่าเมฆซึ่งมีสถานะของเหลว

2.4 ฝนและวัฏจักรของน้ำ

ละอองน้ำในก้อนเมฆ (cloud droplets) ที่เกิดขึ้นครั้งแรกจะมีขนาดเล็กประมาณ $10\text{-}20\text{ }\mu\text{m}$ และจะตกลงอย่างช้าๆ ภายในเมฆในแนวตั้งตามแรงโน้มถ่วงของโลกโดยมีแรงต้านจากความเสียดทานของอากาศ ละอองน้ำเหล่านี้สามารถรวมตัวกันภายในก้อนเมฆจนมีขนาดใหญ่ขึ้นตามกระบวนการเกิดฝน ถ้าละอองน้ำกลายเป็นหยดน้ำ (rain drops) จนแรงโน้มถ่วงมากกว่าแรงพยุงของอากาศก็จะตกลงมาสู่พื้นดินกลายเป็นฝน ขนาดของละอองน้ำมีค่าประมาณ $10\text{-}20\text{ }\mu\text{m}$ ถ้ามีขนาดใหญ่ขึ้นจนมากกว่า $100\text{ }\mu\text{m}$ จะเรียกว่า หยดน้ำ



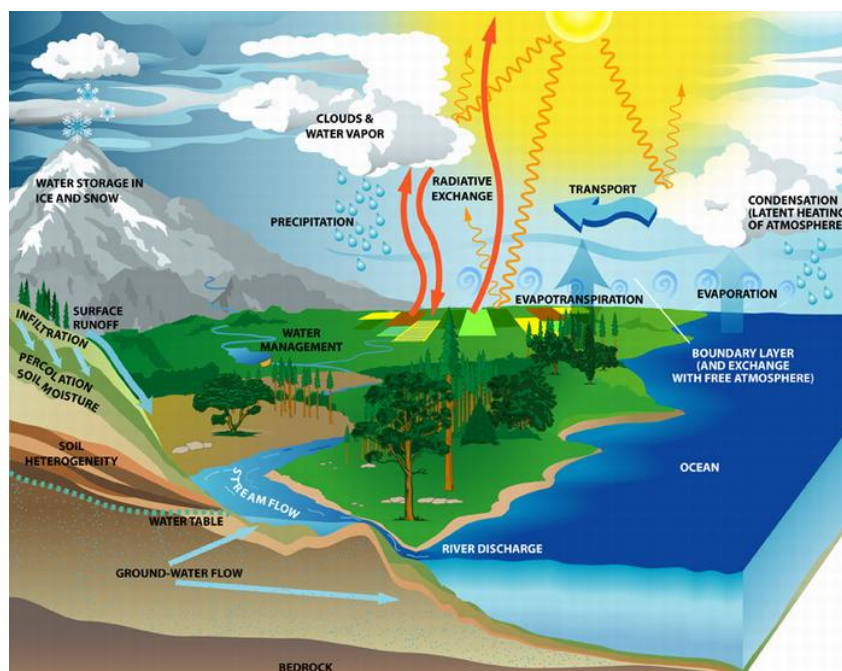
รูปที่ 2.8 แกนการควบแน่น ละอองน้ำในเมฆ และหยดน้ำฝน (Ahrens, 2007)

ฝนที่ตกลงมานั้นเป็นส่วนที่สำคัญของวัฏจักรของน้ำ โดยน้ำจากแหล่งน้ำต่างๆ ระเหยกลายเป็นไอและควบแน่นเป็นละอองน้ำในอากาศ ซึ่งรวมตัวกันเป็นเมฆและในที่สุดตกลงมาเป็นฝน ไหลลงสู่แม่น้ำ ลำคลอง ไปสู่ทะเล มหาสมุทร และวนเวียนเช่นนี้เป็นวัฏจักรไม่สิ้นสุด

น้ำที่ตกลงมาสู่ผิวโลกมีหลายรูปแบบซึ่งเรียกโดยทั่วไปว่า หยาดน้ำฟ้า (precipitation) ถ้าเป็นของเหลวก็คือ ฝน (rain) กรณีที่เป็นรูปผลึกก็คือหิมะ (snow) ถ้าเป็นรูปของก้อนของแข็งก็คือ ลูกเห็บ (hail, sleet) และน้ำแข็ง (ice) นอกจากนั้นก็ยังมีรูปอื่น คือ น้ำค้าง (dew) และน้ำค้างแข็ง (frost) ฝนบางส่วนอาจตกไม่ถึงผิวโลก แต่จะระเหยกลับสู่บรรยากาศ ซึ่งเราสามารถมองเห็นด้วยตาเปล่าได้ มักจะเป็นฝนที่มีขนาดของเม็ดฝนเล็กซึ่งเกิดจากเมฆแผ่น (stratus clouds) เรียกฝนชนิดนี้ว่า “virga”

เมื่อฝนตกกระทบพื้นดิน ถ้าดินมีความชื้นน้อย อัตราการซึมลงดินจะสูง แต่เมื่อดินเริ่มอิ่มตัวการซึมจะลดลง น้ำส่วนที่ซึมลงไปในดินจะถูกแรงโน้มถ่วงของโลกดึงดูดให้ซึมลึกลงไปเป็นน้ำใต้ดิน (ground water) และจะค่อยๆ ไหลตามความลาดเทของชั้นดินไปสู่ที่ต่ำ ซึ่งอาจยังอยู่ในบริเวณหนึ่งซึ่งอยู่ใต้ดินหรืออาจไหลออกสู่แม่น้ำลำธารที่อยู่ระดับต่ำกว่า หรือไหลออกสู่ทะเลโดยตรงก็ได้ น้ำที่ซึมลงดินตามชั้นตอนต่างๆ นั้นอาจถูกรากพืชดูดเอาไปปรุงอาหารและคายออกทางใบ น้ำฝนส่วนที่เหลือจากการซึมลงดินเมื่ออัตราการตกของฝนมีค่าสูงกว่าอัตราการซึมลงดินก็จะเกิดขังนองอยู่ตามพื้นดินแล้วรวมตัวกันไหลลงสู่ที่ต่ำ บางส่วนอาจไปรวมตัวอยู่ในที่ลุ่มบริเวณเล็กๆ ถ้ารวมกันจนมีปริมาณมากขึ้นจะมีแรงกดเซาะดินทำให้เป็นร่องน้ำและเกิดเป็นลำธารและ

แม่น้ำ น้ำที่ไหลอยู่ในแม่น้ำลำธารจะเรียกว่า น้ำท่า (surface runoff) น้ำท่านี้จะไหลออกสู่ทะเลหรือมหาสมุทรไปในที่สุด ตลอดเวลาที่น้ำอยู่ในขั้นตอนต่างๆ เหล่านี้จะเกิดการระเหยขึ้นไปสู่บรรยากาศและเมื่ออุณหภูมิต่ำลงก็จะกลั่นตัวเป็นละอองน้ำ จากนั้นจะกลายเป็นฝนตกลงมาอีกโดยเป็นวัฏจักรไม่สิ้นสุด ปริมาณของน้ำในขั้นตอนต่างๆ นั้นอาจผันแปรมากน้อยได้เสมอ ซึ่งขึ้นอยู่กับปัจจัยต่างๆ ที่ควบคุมในขั้นตอนเหล่านั้น



รูปที่ 2.9 วัฏจักรของน้ำ

2.5 ลักษณะภูมิอากาศทั่วไปของประเทศไทย

ประเทศไทยตั้งอยู่ในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ในเขตร้อนทางซีกโลกเหนือ อุณหภูมิและความกดอากาศเหนือแผ่นดินและมหาสมุทรแตกต่างกันมาก มีลักษณะภูมิอากาศโดยทั่วไปเป็นแบบร้อนชื้น

ภูมิอากาศของประเทศไทยขึ้นอยู่กับลมมรสุม 2 ชนิด (วิรัช มณีสาร, 2538) คือ ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

1) ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ พัดปกคลุมประเทศไทยระหว่างกลางเดือนพฤษภาคมถึง กลางเดือนตุลาคม โดยมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้ บริเวณมหาสมุทรอินเดีย ซึ่งพัดออกจากศูนย์กลางเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ และเปลี่ยนเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้เมื่อพัดข้ามเส้นศูนย์สูตร มรสุมนี้จะนำมวลอากาศร้อนและชื้นจากมหาสมุทรอินเดียมาสู่

ประเทศไทย (รูปที่ 2.10) ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเลและเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่น

2) ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ หลังจากหมดอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้แล้ว ประมาณกลางเดือนตุลาคมจะมีมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศไทยจนถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ มรสุมนี้มีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือบริเวณประเทศมองโกเลียและจีน ซึ่งจะพัดพาเอามวลอากาศเย็นและแห้งจากแหล่งกำเนิดเข้ามาปกคลุมประเทศไทย (รูปที่ 2.11) ทำให้ท้องฟ้าโปร่ง อากาศแห้งและหนาวเย็น โดยเฉพาะภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ แต่เมื่อลมนี้เคลื่อนที่ผ่านน่านน้ำในอ่าวไทยและทะเลจีนใต้จะนำความชุ่มชื้นเข้าสู่ฝั่งโดยเฉพาะภาคใต้ฝั่งตะวันออก ทำให้มีฝนตกชุกในบริเวณดังกล่าว

ลมมรสุมทั้งสองนี้จะพัดปกคลุมประเทศไทยเป็นเวลานาน ทำให้อากาศโดยทั่วไปตลอดทั้งปีมีความแตกต่างกัน โดยเฉพาะเกี่ยวกับความแห้งแล้งและความชุ่มชื้นที่แตกต่างกันอย่างเห็นได้ชัด ภูมิอากาศแบบนี้เรียกว่า ภูมิอากาศเขตร้อนที่มีฤดูฝนและฤดูแล้งแตกต่างกัน (tropical wet-dry climate)



รูปที่ 2.10 ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้



รูปที่ 2.11 ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

โดยทั่วไปประเทศไทย แบ่งฤดูกาลออกเป็น 3 ฤดู ได้แก่ ฤดูร้อน ฤดูฝน และฤดูหนาว ดังนี้ (น้าพวลย์ กิจรักษ์กุล, 2549)

1) ฤดูร้อน เริ่มตั้งแต่กลางเดือนกุมภาพันธ์ไปจนถึงกลางเดือนพฤษภาคม ซึ่งเป็นช่วงเปลี่ยนจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เป็นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ และเป็นระยะที่ทั่วโลกเห็นห่นเข้าหาดวงอาทิตย์ โดยเฉพาะเดือนเมษายนบริเวณประเทศไทยมีดวงอาทิตย์อยู่เกือบตรงศีรษะในเวลาเที่ยงวัน ทำให้ได้รับรังสีดวงอาทิตย์เต็มที่ สภาพอากาศทั่วไปจึงร้อนอบอ้าว ในฤดูนี้แม้ว่าโดยทั่วไปจะมีอากาศร้อนและแห้งแล้ง แต่บางครั้งอาจมีมวลอากาศเย็นจากประเทศจีนแผ่ลงมาปกคลุมถึงประเทศไทยตอนบน ทำให้เกิดการปะทะกันของมวลอากาศเย็นกับมวลอากาศร้อนที่ปกคลุมอยู่เหนือประเทศไทย ซึ่งก่อให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองและลมกระโชกแรงหรืออาจมีลูกเห็บตกได้ พายุฝนฟ้าคะนองที่เกิดขึ้นในฤดูนี้มักเรียกอีกอย่างหนึ่งว่าพายุฤดูร้อน

2) ฤดูฝน เริ่มตั้งแต่กลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม เมื่อมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดปกคลุมประเทศไทยและร่องความกดอากาศต่ำพาดผ่านประเทศไทยทำให้มีฝนชุกทั่วไป ร่องความกดอากาศต่ำนี้ปกติจะพาดผ่านภาคใต้ในเดือนพฤษภาคมแล้วจึงเลื่อนขึ้นไปทางเหนือตามลำดับจนถึงช่วงประมาณปลายเดือนมิถุนายน จะพาดผ่านอยู่บริเวณประเทศจีนตอนใต้ ทำให้

ฝนในประเทศไทยลดลงระยะหนึ่ง และเรียกว่าเป็นช่วงฝนทิ้งช่วง ซึ่งอาจนานประมาณ 1 – 2 สัปดาห์หรือบางปีอาจเกิดขึ้นรุนแรงและมีฝนน้อยนานนับเดือน ในเดือนกรกฎาคมร่องความกดอากาศต่ำเลื่อนกลับลงมาทางใต้พาดผ่านบริเวณประเทศไทยอีกครั้ง ทำให้มีฝนชุกต่อเนื่องจนกระทั่งมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ พัดเข้ามาปกคลุมประเทศไทยแทนลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ประมาณกลางเดือนตุลาคม ประเทศไทยตอนบนจะเริ่มมีอากาศเย็นและฝนลดลง โดยเฉพาะภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ เว้นแต่ภาคใต้ยังคงมีฝนชุกต่อไปจนถึงเดือนธันวาคมและบางครั้งมีฝนหนักถึงหนักมากจนก่อให้เกิดอุทกภัย โดยเฉพาะภาคใต้ฝั่งตะวันออกซึ่งจะมีปริมาณฝนมากกว่าภาคใต้ฝั่งตะวันตก อย่างไรก็ตามการเริ่มต้นฤดูฝนอาจจะช้าหรือเร็วกว่ากำหนดได้ประมาณ 1 – 2 สัปดาห์

3) ฤดูหนาว เริ่มตั้งแต่กลางเดือนตุลาคมถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ เมื่อลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุมประเทศไทย ในช่วงกลางเดือนตุลาคม เป็นช่วงเปลี่ยนฤดูจากฤดูฝนเป็นฤดูหนาว ลักษณะอากาศจะแปรปรวน ไม่แน่นอน เริ่มมีอากาศเย็นหรืออาจยังมีฝนฟ้าคะนอง โดยเฉพาะบริเวณภาคกลางตอนล่างและภาคตะวันออกเฉียงเหนือไปซึ่งจะหมดฝน และเริ่มมีอากาศเย็นช้ากว่าภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ

2.6 ประเภทของฝนที่ตกในประเทศไทย (นพวัลย์ กิจรัชย์กุล, 2549)

ฝนที่ตกในประเทศไทยมีหลายประเภทด้วยกัน ซึ่งจะมีส่วนทำให้ภูมิภาคต่าง ๆ ได้รับปริมาณน้ำฝนมากน้อยแตกต่างกัน โดยฝนที่ตกในประเทศไทยมีดังนี้

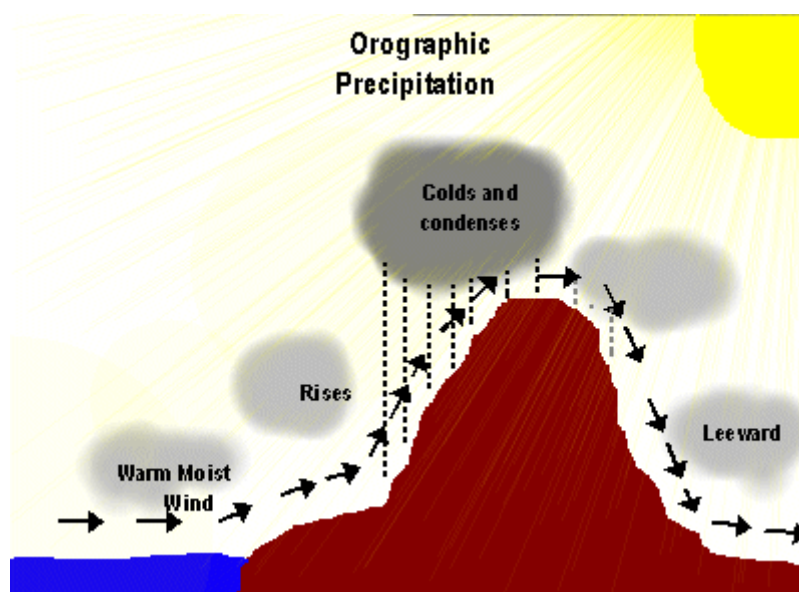
2.6.1 ฝนปะทะภูเขา หรือฝนภูเขา (orographic rain or relief rain) เกิดจากมวลอากาศที่พัดจากบริเวณพื้นน้ำที่มีความชุ่มชื้นเข้าสู่แผ่นดิน และเมื่อมวลอากาศนี้เคลื่อนที่มาปะทะแนวภูเขา มวลอากาศนั้นจะถูกแรงดันให้เคลื่อนที่ขึ้นไปตามลาดเขา ปริมาตรของมวลอากาศจะขยายออก อุณหภูมิของมวลอากาศจะลดลงตามระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น เรียกอัตราการลดของอุณหภูมิของมวลอากาศนี้ว่า อัตราการลดอุณหภูมิแบบอะเดียเบติกแห้ง (dry adiabatic lapse rate) โดยอุณหภูมิลดลง 1°C ต่อ 100 เมตร จนกระทั่งไอน้ำในอากาศเกิดการกลั่นตัวเป็นเมฆและเป็นฝนตกลงมาบริเวณทางด้านหน้าภูเขา ซึ่งเรียกว่า ด้านรับลม (windward side) เมื่อมวลอากาศที่กลั่นตัวเป็นฝนตกแล้ว แต่ยังมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศโดยรอบ มวลอากาศนี้ก็จะลอยตัวขึ้นในระดับความสูงต่อไปอีก และเมื่อมวลอากาศนี้ลอยตัวขึ้นไปแล้วผ่านบริเวณยอดภูเขาก็กึ่งจะไหลลงตามลาดเขาบริเวณด้านหลังภูเขา ซึ่งเรียกว่า ด้านอับลม (leeward side) มวลอากาศที่ไหลลงจากที่สูงนี้ อุณหภูมิของมวลอากาศจะเพิ่มขึ้นในอัตราของอะเดียเบติกแห้ง โดยอุณหภูมิเพิ่มขึ้น 1°C ต่อ 100 เมตร มวลอากาศที่ไหลลงมานี้จะเป็นมวลอากาศร้อนและแห้งแล้ง ทำให้ภูมิอากาศบริเวณด้านหลังภูเขา

เป็นเขตเงาฝน (rain shadow) (รูปที่ 2.12) ฝนปะทะภูเขาจะมีปริมาณมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับองค์ประกอบหลายประการดังนี้

ก) ความสูงของภูเขา มวลอากาศที่พัดมาปะทะภูเขาสูงๆ จะทำให้อุณหภูมิในมวลอากาศมีโอกาสดันตัวเป็นเมฆและฝนได้มาก

ข) ทิศทางของลมที่พัดมาปะทะภูเขา ถ้ามวลอากาศพัดผ่านบริเวณทะเลหรือมหาสมุทรในเขตร้อนเป็นระยะทางไกล จะสามารถพัดเอาไอน้ำมาได้มาก เมื่อมาปะทะภูเขาโอกาสที่ไอน้ำจะกลั่นตัวเป็นเมฆและฝนก็มีมากขึ้นด้วย

ค) ความเร็วลม ถ้าลมที่พัดมาด้วยความเร็วสูงจะสามารถพัดพาเอาความชื้นขึ้นไปเบื้องบนได้มาก โอกาสที่ความชื้นจะกลั่นตัวเป็นฝนก็มีมากขึ้น



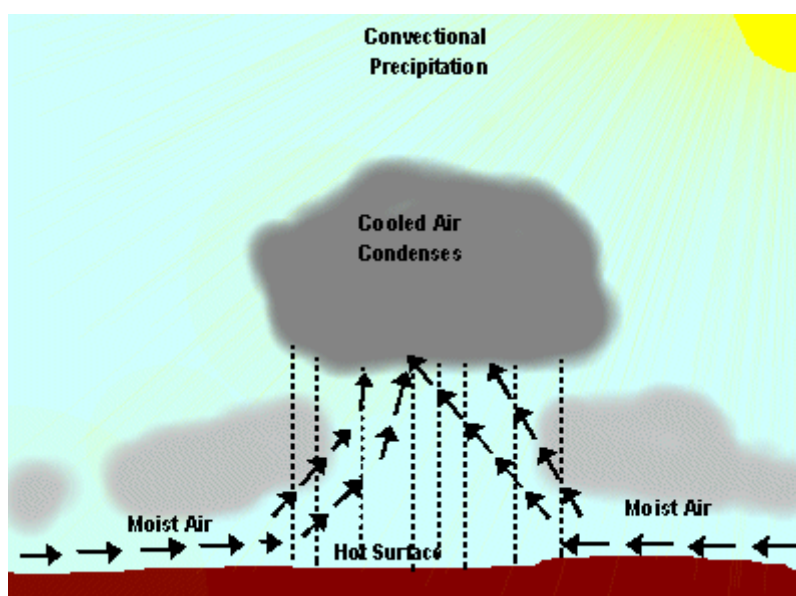
รูปที่ 2.12 ฝนภูเขา

สำหรับประเทศไทย บริเวณที่มีปริมาณน้ำฝนสูง คือบริเวณชายฝั่งทะเลที่อยู่ด้านหน้าภูเขา ได้แก่ บริเวณตะวันตกของภาคใต้ที่อยู่ด้านหน้าของแนวเทือกเขาภูเก็ต ซึ่งตั้งรับลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ส่วนอีกบริเวณหนึ่งคือ ชายฝั่งภาคตะวันออกที่อยู่ด้านหน้าของเทือกเขาจันทบุรี และเทือกเขาบรรทัด ซึ่งตั้งรับลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่พัดมาจากอ่าวไทย ทำให้น้ำฝนในจังหวัดจันทบุรีและตราดมีปริมาณมาก

ในทางกลับกันบริเวณที่มีปริมาณน้ำฝนน้อยและเป็นเขตแห้งแล้งของประเทศ คือบริเวณที่ราบภาคกลางและบางส่วนของด้านตะวันตกของภาคกลาง ซึ่งอยู่ด้านหลังของเทือกเขา

ตะนาวศรีที่เป็นเขตอับลมหรือเขตเงาฝนของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ส่วนอีกบริเวณหนึ่งคือ บริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง ซึ่งอยู่ด้านอับลมของเทือกเขาฉะเชิงเทราและเทือกเขาชัน กำแพงที่กั้นลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

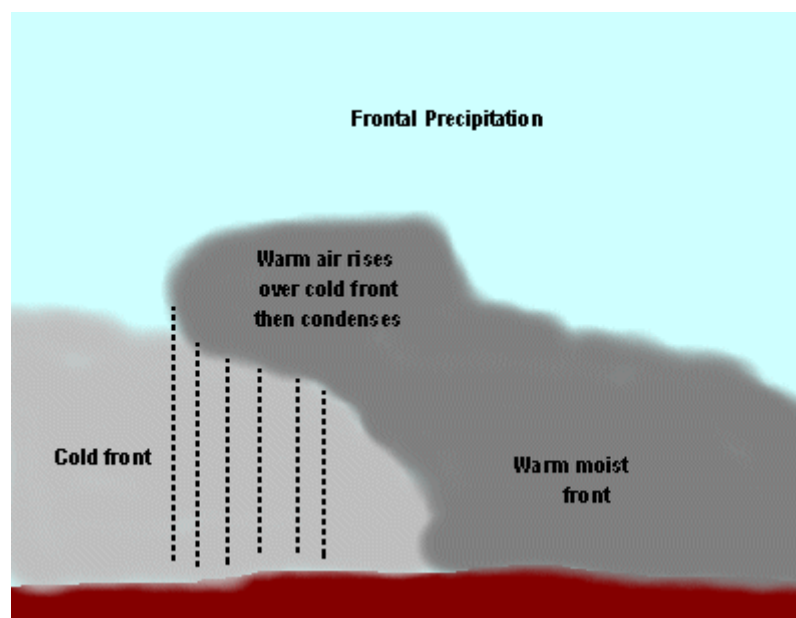
2.6.2 ฝนที่เกิดจากร่องความกดอากาศต่ำ คือฝนที่เกิดจากมวลอากาศที่มีความกดอากาศสูงเคลื่อนที่เข้ามาพบกัน ในบริเวณร่องความกดอากาศต่ำและยกตัวสูงขึ้นทำให้อุณหภูมิลดลง เกิดการกลั่นตัวเป็นเมฆและฝน (รูปที่ 2.13) ฝนที่เกิดลักษณะนี้จะเป็นฝนที่ตกในบริเวณแคบๆ ปกคลุมพื้นที่ไม่กว้างมากและตกในช่วงเวลาสั้นๆ ฝนอาจตกหนักและหยุดตกเร็ว อาจมีพายุฝนฟ้าคะนอง และลูกเห็บตก ในกรณีที่มีความรุนแรงมาก เรียกว่าพายุฤดูร้อน



รูปที่ 2.13 ฝนที่เกิดจากร่องความกดอากาศต่ำ

2.6.3 ฝนแนวปะทะ (frontal rain) เป็นฝนที่เกิดจากแนวปะทะอากาศ เมื่อแนวปะทะอากาศเคลื่อนที่ผ่านบริเวณใดจะทำให้อากาศบริเวณนั้นเกิดความแปรปรวน โดยในขณะที่มวลอากาศร้อนและมวลอากาศเย็นเคลื่อนที่มาปะทะกันนั้น มวลอากาศเย็นซึ่งมีความหนาแน่นและมีน้ำหนักมากกว่าจะดันมวลอากาศร้อนให้ลอยสู่เบื้องบน และเมื่อมวลอากาศร้อนลอยตัวขึ้น ปริมาตรของมวลอากาศนั้นจะขยายตัวออกส่งผลให้อุณหภูมิของมวลอากาศลดลงแบบอะเดียแบติกแบบแห้ง เมื่ออุณหภูมิของมวลอากาศลดลงเท่ากับอุณหภูมิของจุดน้ำค้าง ไอน้ำในอากาศจะเกิดการควบแน่นและกลั่นตัวเป็นเมฆและเป็นฝน ลักษณะของฝนดังกล่าวจะตกอย่างสม่ำเสมอ หรือ

บางครั้งอาจมีการก่อตัวของกระแสอากาศในแนวตั้งซึ่งจะทำให้เกิดเป็นเมฆก้อน ลักษณะของฝนประเภทนี้จะตกหนักและมีพายุฟ้าคะนอง



รูปที่ 2.14 ฝนแนวปะทะ

2.6.4 ฝนพายุหมุน (cyclonic rain) เกิดจากการยกตัวของมวลอากาศที่สอบเข้าหากัน สู่ห่อมความกดอากาศต่ำ ทำให้เกิดเป็นฝน และเป็นฝนที่ตกหนักเป็นบริเวณกว้างซึ่งอาจตกติดต่อกันเป็นระยะเวลานาน 2-3 วัน ตามเส้นทางที่พายุเคลื่อนผ่านเข้าสู่ประเทศไทย พายุดังกล่าวมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณทะเลจีนใต้ และมหาสมุทรแปซิฟิกตอนบน โดยพัดเข้าสู่ฝั่งทางด้านเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และปะทะกับแนวภูเขาในประเทศเวียดนาม ลาว ก่อนที่จะเข้าสู่ประเทศไทย ดังนั้นความรุนแรงของพายุเมื่อมาถึงประเทศไทยจึงเป็นเพียงพายุดีเปรสชันที่นำฝนมาตกเป็นบริเวณกว้างในประเทศไทย พายุดีเปรสชันนี้จึงเป็นสาเหตุหนึ่งที่ทำให้เกิดน้ำท่วม ช่วงเวลาที่มีพายุดีเปรสชันเคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยคือช่วงประมาณเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ส่วนภาคใต้ฝั่งตะวันออกจะได้รับอิทธิพลจากพายุดีเปรสชันจนถึงเดือนธันวาคม

2.6.5 ฝนที่เกิดจากการพาความร้อน (convective rain) ในเวลากลางวันเมื่อพื้นดินได้รับความร้อนจากรังสีดวงอาทิตย์ อากาศก็จะร้อนขึ้นด้วย ความร้อนจากดวงอาทิตย์ส่งผลให้น้ำจากแหล่งน้ำต่างๆ ระเหยและลอยอยู่ในอากาศ ไอน้ำที่ระเหยจะลอยตัวสูงขึ้น แล้วเกิดการเย็นตัวลงตามลำดับ จนถึงจุดที่อากาศมีความชื้นอิ่มตัวจึงเกิดการกลั่นและรวมตัวกลายเป็นเมฆคิวมูลัส หรือเมฆคิวโมโลนิมบัสซึ่งเป็นเมฆที่ทำให้เกิดฝน ฝนชนิดนี้จะเกิดในบริเวณแคบๆ และเป็นช่วงสั้นๆ มี

โอกาสเกิดได้ทุกวัน ตั้งแต่เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมซึ่งเป็นช่วงเวลาที่อากาศในประเทศไทยมีความชื้นมาก เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

2.7 การวัดปริมาณน้ำฝน

ปริมาณน้ำฝนเป็นตัวแปรที่สำคัญต่องานด้านอุตุนิยมวิทยาและด้านการเกษตรของประเทศ โดยทั่วไปการวัดปริมาณน้ำฝนจะทำได้โดยการบันทึกในรูปความสูงของปริมาณฝนที่ตกลงมาจากท้องฟ้าโดยการใช้อนุภาคน้ำซึ่งส่วนมากเป็นรูปทรงกระบอก มีเส้นผ่านศูนย์กลางของปากกระบอก 8 นิ้ว หรือประมาณ 20 เซนติเมตร ฝนจะตกผ่านปากกระบอกลงไปตามท่อกรวยสู่ภาชนะรองรับน้ำฝน เมื่อต้องการทราบปริมาณน้ำฝน จะใช้ไม้บรรทัดหยั่งความลึกของฝนหรืออาจใช้แก้วตวงที่มีมาตราส่วนแบ่งไว้สำหรับอ่านปริมาณน้ำฝน เป็นนิ้วหรือเป็นมิลลิเมตร สำหรับประเทศไทย วันใดที่มีฝนตก ณ แห่งใด หมายความว่ามีความสูงของฝนตก ณ ที่นั้นอย่างน้อย 0.1 มิลลิเมตรขึ้นไป เมื่อทราบความสูงของน้ำฝน ณ ที่ใดแล้ว ก็อาจจะประมาณจำนวนลูกบาศก์เมตรของน้ำฝนได้ถ้าทราบพื้นที่ของบริเวณที่มีฝนตก ในการรายงานปริมาณน้ำฝนนั้น จะรายงานว่าฝนตกเล็กน้อย ฝนตกปานกลาง ฝนตกหนัก หรือฝนตกหนักมาก โดยอาศัยเกณฑ์ดังตารางที่ 2.2 (กิริติ ลิ่วจันทกุล, 2539) ซึ่งเป็นเกณฑ์ที่องค์การอุตุนิยมวิทยาโลกได้กำหนดให้ประเทศสมาชิกทั่วโลกใช้กันมานานแล้ว

ตารางที่ 2.2 การแบ่งปริมาณฝนที่ตก

คำอธิบาย	ความหมาย
ฝนวัดจำนวนไม่ได้	ฝนตกมีปริมาณน้อยกว่า 0.1 มิลลิเมตร
ฝนเล็กน้อย	ฝนตก 0.1 มิลลิเมตร ขึ้นไป แต่ไม่เกิน 10 มิลลิเมตร
ฝนปานกลาง	ฝนตกปริมาณ 10.1 มิลลิเมตร ถึง 35.0 มิลลิเมตร
ฝนตกหนัก	ฝนตกปริมาณ 35.1 มิลลิเมตร ถึง 90 มิลลิเมตร
ฝนตกหนักมาก	ฝนตกตั้งแต่ 90.1 มิลลิเมตรขึ้นไป

ในการวัดปริมาณฝน โดยปกติจะตั้งเครื่องวัดปริมาณฝนไว้ในพื้นที่โล่ง บนระนาบในแนวระดับที่มั่นคงและไม่มีสิ่งรบกวนโดยรอบ เมื่อเวลาผ่านไปครบ 24 ชั่วโมง ก็จะนำน้ำฝนที่รองรับได้เทใส่กระบอกตวงมาตรฐาน แล้ววางกระบอกตวงในที่รองรับเพื่อให้กระบอกตวงตั้งอยู่ในแนวตั้ง จากนั้นจะทำการอ่านระดับน้ำฝนโดยสังเกตที่ตัวเลขขีดสเกลข้างกระบอกตวงในหน่วยมิลลิเมตร ซึ่งค่าที่ได้จะมีหน่วยเป็นมิลลิเมตรต่อวัน

วิธีการตรวจวัดน้ำฝน แบ่งออกได้เป็น 3 วิธีใหญ่ๆ คือ การตรวจวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน การตรวจวัดน้ำฝนด้วยเรดาร์ (radar) และการตรวจวัดน้ำฝนด้วยดาวเทียม โดยมีรายละเอียดดังนี้

2.7.1 การตรวจวัดน้ำฝนภาคพื้นดิน

เป็นการตรวจวัดด้วยเครื่องวัดน้ำฝนที่ติดตั้งอยู่บนพื้นโลก และวัดความแรงหรือความหนาแน่นจากปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมายังพื้นดินโดยตรง สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ประเภท คือ

1) เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดาหรือแบบไม่บันทึก (non-recording rain gauge) เรียกอีกอย่างว่า แบบแก้วดวง เป็นเครื่องมือวัดน้ำฝนที่ไม่สามารถบันทึกปริมาณน้ำฝนได้ตลอดเวลา แต่จะวัดปริมาณน้ำฝนรวมในการอ่านแต่ละครั้งเท่านั้น ตัวเครื่องทำด้วยโลหะไม่เป็นสนิม มีลักษณะเป็นรูปทรงกระบอก อ่านค่าโดยการตวงวัดน้ำฝนลงในหลอดแก้วดวง เครื่องวัดน้ำฝนดังกล่าววัดได้เฉพาะปริมาณน้ำฝนรวมทั้งหมดในแต่ละวัน การติดตั้งต้องติดตั้งอยู่ในพื้นที่โล่งแจ้งบนพื้นราบ



รูปที่ 2.15 เครื่องวัดน้ำฝนแบบธรรมดาหรือแบบแก้วดวง

2) เครื่องวัดน้ำฝนแบบอัตโนมัติหรือแบบบันทึกค่าได้ (recording rain gauge) เป็นเครื่องมือวัดน้ำฝนที่สามารถบันทึกปริมาณของน้ำฝนและความยาวนานของช่วงเวลารตกของฝน (duration) ได้ มีอยู่ด้วยกันหลายแบบ แต่ที่นิยมใช้มีอยู่ 3 ชนิดดังนี้

ก. แบบถังกระดก (tipping bucket gauge)

นิยมใช้กันมากในประเทศสหรัฐอเมริกา หลักการของเครื่องวัดน้ำฝนแบบถ้วยกระดกคือ จะปล่อยให้น้ำฝนที่ตกลงมาผ่านที่รับน้ำฝน (receiver) แล้วไหลลงผ่านกรวย (funnel) ลงสู่ถ้วยกระดกที่มี 2 ข้าง ซึ่งเมื่อน้ำฝนไหลลงถ้วยกระดกข้างหนึ่งจนเต็มก็จะตวงน้ำฝนได้ประมาณ 0.1 นิ้ว หรือ 0.25 มิลลิเมตร ในขณะนั้นจะทำให้เกิดสภาพไม่สมดุลเป็นผลให้ถ้วยกระดกข้างนี้เทน้ำลงสู่กระบอกตวง ขณะเดียวกันถ้วยกระดกอีกข้างก็จะขึ้นมารับน้ำฝนแทนเป็นเช่นนี้เรื่อยไป ซึ่งการที่ถ้วยเกิดการกระดกแต่ละครั้งนี้ ฟันเฟืองจะส่งผ่านระบบกลไกไปที่ปลายปากกาบันทึกข้อมูลลงกระดาษกราฟที่พันอยู่รอบทรงกระบอกที่หมุนตามเข็มนาฬิกา (รูปที่ 2.16)



รูปที่ 2.16 เครื่องวัดน้ำฝนแบบถังกระดก (tipping bucket gauge)

ข. แบบทุ่นลอย (float gauge)

นิยมใช้กันในประเทศอังกฤษ มีลักษณะเป็นรูปทรงกระบอกความสูงประมาณ 1.20 เมตร มีหลอดแก้วคอห่านหรือท่อไซฟอน (siphon) โดยจุดน้ำให้ไหลออกจากถังลอยเมื่อฝนตกลงมาจนเต็มถัง จะทำให้อากาศดันน้ำออกมาทางท่อด้านล่าง และเมื่อน้ำไหลลงออกจากถังลอยหมด อากาศก็จะไหลเข้ามาแทนที่ ทำให้การเกิดไซฟอนหยุดลง (รูปที่ 2.17)



รูปที่ 2.17 เครื่องวัดน้ำฝนแบบทุ่นลอย (float gauge)

ค. แบบชั่งน้ำหนัก (weighing gauge)

หลักการของเครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนักนี้จะอาศัยถังรองรับน้ำฝนที่ตกลงมาซึ่งจะสะสมปริมาณน้ำฝนเรื่อย ๆ ทำให้น้ำหนักเพิ่มขึ้น ก็จะกดจานตราซึ่งที่เชื่อมโยงกับระบบกลไกของสปริง ซึ่งต่อกับเครื่องบันทึกข้อมูลปริมาณน้ำฝน โดยที่ปลายปากกาจะบันทึกผลลงกระดาษกราฟที่พันอยู่รอบทรงกระบอก (drum) ที่หมุนด้วยนาฬิกา ดังนั้นก็จะได้ปริมาณน้ำฝนสะสมที่เวลาต่าง ๆ เครื่องวัดน้ำฝนแบบนี้จะต้องตรวจดูปริมาณน้ำในถังเสมอเพื่อเทออก เมื่อมีน้ำใกล้จะเต็มเพราะไม่มีระบบระบายน้ำฝนออกจากถัง เครื่องวัดน้ำฝนนี้สามารถวัดปริมาณน้ำฝนติดต่อกันเป็นเวลา 6, 12, 24 ชั่วโมง หรือเป็นสัปดาห์



รูปที่ 2.18 เครื่องวัดน้ำฝนแบบชั่งน้ำหนัก (weighing gauge)

2.7.2 การตรวจวัดน้ำฝนด้วยเรดาร์ (radar)

RADAR เป็นคำย่อมาจาก “RADIO DETECTION AND RANGING” หมายถึง “การตรวจระยะไกลด้วยคลื่นวิทยุ” ซึ่งใช้หลักการทำงานของเรดาร์คือ เรดาร์บนภาคพื้นดินจะส่งคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจากจานสายอากาศ (antenna) เป็นจังหวะช่วงสั้นๆ ในลักษณะของลำคลื่นมุมแคบไปกระทบสิ่งกีดขวางต่างๆ เช่น กลุ่มเมฆ กลุ่มฝน ต้นไม้ และภูเขา เป็นต้น ทำให้เกิดการสะท้อนกลับมายังจานสายอากาศซึ่งจะปรากฏบนจอเรดาร์เป็นสัญญาณสะท้อน (echo) หรือความเข้มสะท้อน (echo intensity) ตามขนาดของกำลังสะท้อนกลับที่ตรวจวัดได้ ซึ่งสภาพการสะท้อนกลับนี้จะขึ้นอยู่กับการกระจายของกลุ่มเมฆ กลุ่มพายุฝน ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ และสถานะแวดล้อมของลม โดยการวัดเวลาที่สะท้อนกลับมานี้ทำให้สามารถพยากรณ์เมฆและน้ำฟ้าได้ ซึ่งผลการตรวจของเรดาร์ตรวจอากาศนี้มีประโยชน์ต่อการติดตามการก่อตัวของกลุ่มเมฆ ตลอดจนทิศทางการเคลื่อนตัวตามเวลา ทำให้สามารถเตือนภัยธรรมชาติทางอากาศต่าง ๆ ได้ทันเหตุการณ์ เรดาร์ตรวจอากาศแบ่งออกเป็น 3 ชนิด ดังนี้

- 1) เรดาร์ตรวจอากาศ X-band เป็นเรดาร์ขนาดเล็ก เหมาะสำหรับการใช้ตรวจวัดฝนกำลังอ่อนถึงกำลังปานกลาง รัศมีทำการ 100 กิโลเมตร และรัศมีหวังผล 60 กิโลเมตร เนื่องจาก

เป็นเรดาร์ขนาดเล็ก มีความยาวคลื่นสั้น เมื่อกระทบเป้าจะมีการสูญเสียพลังงานเนื่องจากเป้ามักทำให้เป้าของฝนที่ตรวจได้จากจอเรดาร์มีขนาดและรูปร่างผิดจากความเป็นจริงไปมาก

2) เรดาร์ตรวจอากาศ C-band เป็นเรดาร์ขนาดปานกลาง เหมาะสำหรับใช้ตรวจวัดฝนกำลังปานกลางถึงกำลังแรง รัศมีทำการ 450 กิโลเมตร และรัศมีหวังผล 230 กิโลเมตร เนื่องจากเป็นเรดาร์ขนาดปานกลางเมื่อกระทบเป้าจะมีการสูญเสียพลังงานเนื่องจากเป้าบ้างพอสมควร ทำให้เป้าของฝนที่ตรวจได้จากจอเรดาร์มีขนาดและรูปร่างผิดจากความเป็นจริงไปบ้าง มีราคาแพงกว่าและค่าบำรุงรักษามากกว่าเรดาร์ X-band

3) เรดาร์ตรวจอากาศ S-band เป็นเรดาร์ขนาดใหญ่ เหมาะสำหรับใช้ตรวจวัดฝนกำลังแรงถึงกำลังแรงมาก รัศมีทำการ 550 กิโลเมตร และรัศมีหวังผลเกินกว่า 300 กิโลเมตร เนื่องจากเป็นเรดาร์ขนาดใหญ่เมื่อกระทบเป้าจะมีการสูญเสียพลังงานเนื่องจากเป้าน้อยมาก ทำให้เป้าของฝนที่ตรวจได้จากจอเรดาร์มีขนาดและรูปร่างผิดจากความเป็นจริงน้อยมากหรือไม่ผิดเลย เป็นเรดาร์ที่มีประสิทธิภาพมากที่สุด มีราคาแพงกว่าและค่าบำรุงรักษามากกว่าเรดาร์ C-band และ X-band

ตารางที่ 2.3 ความยาวคลื่นและความถี่ของคลื่นของเรดาร์ตรวจอากาศชนิดต่าง ๆ

ชนิดของเรดาร์	ความยาวคลื่น (ซม.)	ความถี่ (เมกะเฮิรต์)
X-band	3	10,000
C-band	5	6,000
S-band	10	3,000

2.8 งานวิจัยเกี่ยวกับการหาปริมาณฝนจากข้อมูลดาวเทียม

เนื่องจากฝนมีแหล่งกำเนิดมาจากเมฆและดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาทำการบันทึกภาพเมฆไว้ทุกชั่วโมง ดังนั้นจึงมีนักวิจัยในประเทศต่างๆ เสนอวิธีการคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลดาวเทียม ซึ่งส่วนใหญ่จะใช้ข้อมูลดาวเทียมจากช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดร่วมกัน ดังตัวอย่างงานวิจัยต่อไปนี้

Cheng และคณะ (1993) ได้พัฒนาการหาปริมาณฝนโดยใช้ข้อมูลจากช่องสัญญาณแสงสว่างร่วมกับข้อมูลในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดจากดาวเทียม METEOSAT โดยข้อมูลในช่องสัญญาณแสงสว่างจะช่วยบอกชนิดของเมฆและข้อมูลในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดจะบอกอุณหภูมิของเมฆ

Augustine et al. (1994) หาปริมาณน้ำฝนเหนือทะเลสาบในรัฐ Michigan ประเทศสหรัฐอเมริกา โดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม GOES ในช่วงฤดูร้อนของปี ค.ศ. 1988-1990 ผลที่ได้พบว่าปริมาณน้ำฝนที่ได้จากเทคนิคภาพถ่ายดาวเทียมแตกต่างจากค่าที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องวัดปริมาณน้ำฝนเพียง 2% เท่านั้น

Nunez และคณะ (1996) ได้เสนอวิธีคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม NOAA/AVHRR โดยใช้ข้อมูลในช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรดและทำการแปลงข้อมูลดังกล่าวให้เป็นค่าอุณหภูมิของเมฆ จากนั้นทำการสร้างแบบจำลองซึ่งแสดงความสัมพันธ์ทางสถิติระหว่างปริมาณฝนที่วัดได้จากสถานีวัดน้ำฝนต่างๆ กับค่าอุณหภูมิของเมฆ หลังจากนั้นได้นำแบบจำลองดังกล่าวไปคำนวณปริมาณฝนในบริเวณด้านตะวันตกเฉียงใต้ของรัฐแทสมาเนีย ประเทศออสเตรเลีย

Ba และ Gruber (2001) ได้พัฒนากระบวนการหาปริมาณฝนโดยใช้ข้อมูลดาวเทียม GOES จาก 5 ช่องสัญญาณ ได้แก่ ช่องสัญญาณแสงสว่าง ($0.65\ \mu\text{m}$) และช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด 4 ช่องสัญญาณที่มีความยาวคลื่น $3.9\ \mu\text{m}$, $6.7\ \mu\text{m}$, $11\ \mu\text{m}$ และ $12\ \mu\text{m}$ โดยช่องสัญญาณแสงสว่างจะบอกลักษณะของเมฆ ส่วนช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดจะบอกอุณหภูมิ ปริมาณไอน้ำและขนาดของอนุภาคน้ำในเมฆ

Mishra et al. (2011) ใช้ข้อมูลจาก GOES Precipitation Index (GPI) และอาศัยเทคนิคภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดในการหาปริมาณฝนบริเวณประเทศอินเดีย พบว่าปริมาณฝนที่ได้จากเทคนิคดังกล่าวให้ผลที่สอดคล้องกับค่าที่ได้จากการวัด

Lensky และ Rosenfeld (2003) ได้พัฒนาวิธีการหาปริมาณฝนโดยใช้ข้อมูลในช่องสัญญาณ VISR ของดาวเทียม TRMM โดยสร้างความสัมพันธ์ระหว่างความแตกต่างของช่องสัญญาณ VISR ที่ความยาวคลื่น $3.7\ \mu\text{m}$ และความยาวคลื่น $11\ \mu\text{m}$ กับปริมาณฝน

Li et al. (2004) ได้ทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณรังสีคลื่นยาวที่ได้จาก NOAA และปริมาณน้ำฝนจากการวัด 160 สถานีในบริเวณประเทศจีน

Melani et al. (2010) ใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม SEVIRI/Meteosat และ SSM/I ในการศึกษาการแปรค่าของปริมาณน้ำฝนในช่วงลมมรสุมของพื้นที่ประเทศแอฟริกา ช่วงปี ค.ศ. 2004-2008

นอกจากการใช้เทคนิคภาพถ่ายดาวเทียมในการหาปริมาณฝนแล้ว ยังมีดาวเทียมที่ใช้หาปริมาณน้ำฝนโดยตรงด้วย โดย Semire et al. (2012) ทำการเปรียบเทียบปริมาณฝนที่ได้จาก TRMM และจากการวัดภาคพื้นดินในประเทศมาเลเซีย และพบค่าความแตกต่างระหว่างข้อมูลทั้งสองชุดมีค่าประมาณ 15% ในขณะที่ Kizza et al. (2012) ใช้ข้อมูลปริมาณฝนจาก TRMM 3B43 และ

PERSIANN เปรียบเทียบกับข้อมูลที่ได้จากการวัดด้วยเครื่องวัดน้ำฝนเหนือทะเลสาบวิกตอเรียในระหว่างปี ค.ศ. 1960-2004 โดยพบว่าปริมาณฝนที่ได้จาก TRMM มีค่าสูงกว่า PERSIANN และมีค่าใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนประมาณ 33%

Haile et al. (2013) ได้ทำการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณน้ำฝนจากดาวเทียม 3 ดวง ได้แก่ TRMM, TRMM-3B42 และ NOAA-CPCเหนือพื้นที่ภาคตะวันออกของแอฟริกา โดยพบว่าปริมาณน้ำฝนที่ได้จาก NOAA-CPC ให้ผลดีที่สุด อย่างไรก็ตามผลที่ได้จากดาวเทียมอีกสองดวงไม่ต่างกันมากนัก

จากงานวิจัยที่ผ่านมา จะเห็นว่านักวิจัยในประเทศต่างๆ ให้ความสนใจที่จะใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมเพื่อหาปริมาณฝน ทั้งนี้เพราะวิธีการดังกล่าวจะช่วยให้หาปริมาณฝนได้ครอบคลุมทุกพื้นที่ สำหรับกรณีประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน ข้อมูลปริมาณฝนที่มีอยู่ยังไม่ละเอียดเพียงพอ โดยเฉพาะปริมาณฝนในเขตน่านน้ำลำธารซึ่งมีความสำคัญต่อการบริหารจัดการน้ำ ดังนั้น ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยจึงเสนอที่จะทำการหาปริมาณฝนในบริเวณดังกล่าวโดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ตามรายละเอียดที่จะกล่าวในบทต่อไป

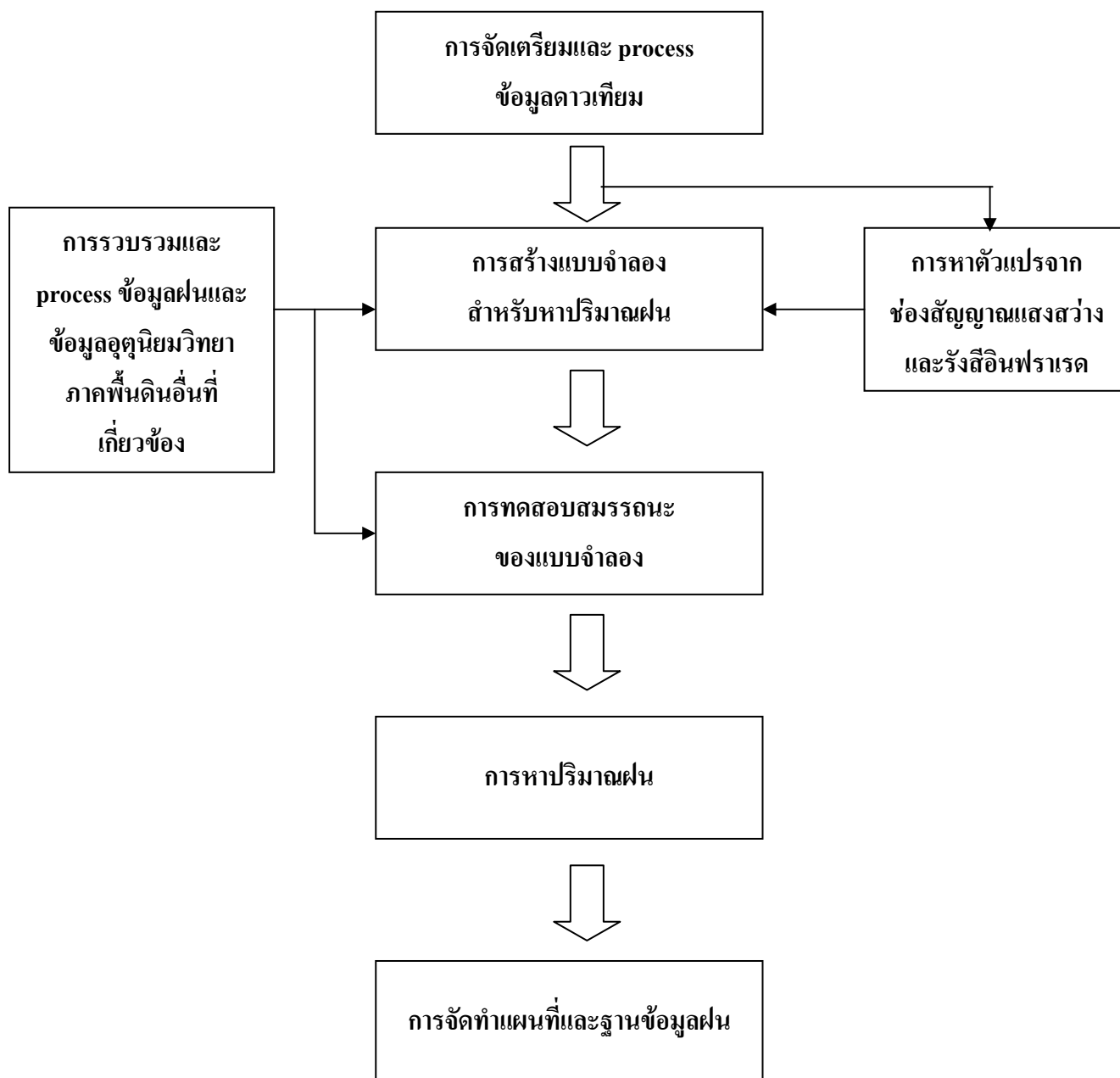
บทที่ 3

การหาปริมาณฝนในประเทศไทย

ในโครงการวิจัยนี้ ผู้วิจัยจะทำการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียมในบริเวณประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย โดยในบทนี้จะกล่าวถึงรายละเอียดของการหาปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทย และในบทที่ 4 จะอธิบายการหาปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย

3.1 การกำหนดแนวทางในการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม GMS&GOES-9 และ MTSAT-1R

ในการหาปริมาณฝนเชิงภูมิอากาศ (rain climatology) จากภาพถ่ายดาวเทียมสำหรับประเทศไทย ผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลจากดาวเทียม GMS-4, GMS-5, GOES-9 และ MTSAT-1R ซึ่งสามารถหาข้อมูลดาวเทียมย้อนหลังครอบคลุมประเทศไทยได้ยาวนาน 20 ปี โดยผู้วิจัยใช้ข้อมูลในช่องสัญญาณแสงสว่างร่วมกับช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด เพื่อสร้างแบบจำลอง โดยแบบจำลองที่พัฒนาจะเป็นแบบจำลองเชิงสถิติ ทั้งนี้เพราะมีความเหมาะสมกับการใช้หาปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวที่มีขั้นตอนในการคำนวณไม่ซับซ้อนมากและสามารถประยุกต์ใช้กับดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบ geostationary วิธีดังกล่าวจะใช้ข้อมูลดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง เพื่อหาสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ของเมฆ ซึ่งมีความสำคัญต่อการบ่งชี้ลักษณะของเมฆที่มีศักยภาพในการให้กำเนิดฝน สำหรับการใช้อยู่ในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรดจะช่วยให้ทราบอุณหภูมิของเมฆ ซึ่งเป็นตัวแปรสำคัญในกระบวนการควบแน่นของน้ำในเมฆ โดยกระบวนการหาปริมาณฝนจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมดังกล่าวแสดงได้ตามแผนภูมิในรูปที่ 3.1



รูปที่ 3.1 แผนภูมิการหาปริมาณฝนด้วยข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมสำหรับประเทศไทยและ บริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย

3.2 ดาวเทียมและข้อมูลดาวเทียม

เนื่องจากกระบวนการหาปริมาณฝนเชิงภูมิอากาศจำเป็นต้องใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ระยะยาว (มากกว่า 10 ปี) ผู้วิจัยจึงได้จัดหาข้อมูลดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-

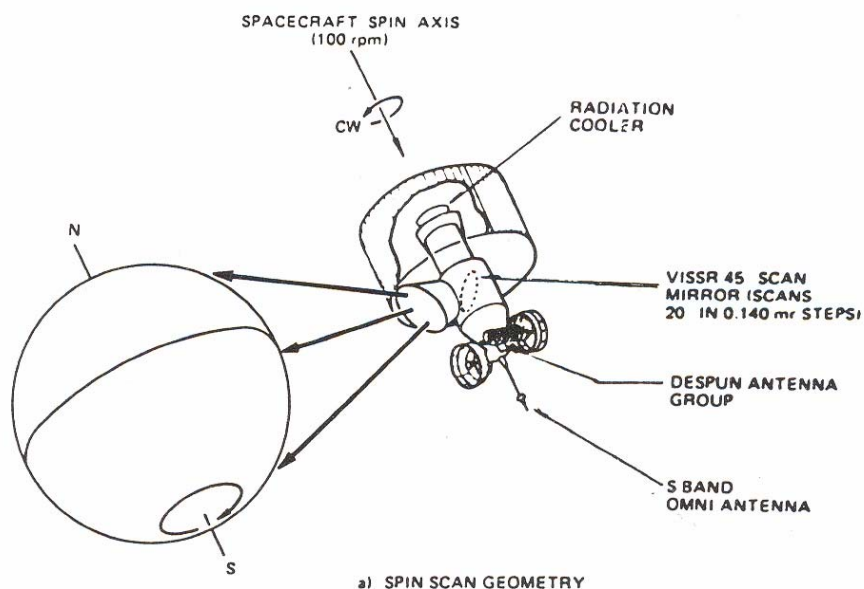
1R จำนวน 20 ปี (ค.ศ.1990-2009) ดาวเทียมดังกล่าวเป็นดาวเทียมอยู่นิ่งเทียบกับพื้นโลกและบันทึกภาพครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทยทุกชั่วโมง โดยมีรายละเอียดของดาวเทียมและข้อมูลดาวเทียมดังนี้

1) ข้อมูลจากดาวเทียม GMS-4

ดาวเทียม GMS-4 (รูปที่ 3.2) เป็นดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบอยู่กับที่เมื่อเทียบกับพื้นโลก (geostationary satellite) ซึ่งมีระยะเวลาปฏิบัติการนับตั้งแต่เดือนมกราคม 1990 จนถึงเดือนพฤษภาคม 1995 ดาวเทียมดังกล่าวมีพิกัดอยู่ที่เส้นศูนย์สูตร ณ ตำแหน่งเส้นลองจิจูดที่ 140°E ที่ระดับความสูงประมาณ 36,000 กิโลเมตรเหนือประเทศปาปัวนิวกินี โดยภายในดาวเทียมจะมีอุปกรณ์ที่ใช้บันทึกภาพสภาวะของบรรยากาศและพื้นผิวโลก เรียกว่า Visible Infrared Spin Scan Radiometer หรือ VISSR ซึ่งทำหน้าที่บันทึกภาพของโลกและเมฆที่ปกคลุมในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างและช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด อุปกรณ์ดังกล่าวประกอบด้วยกล้องโทรทรรศน์และระบบบันทึกข้อมูล โดยดาวเทียมจะหมุนรอบตัวเอง 100 รอบต่อนาที และอุปกรณ์ดังกล่าวจะกวาดเก็บภาพจากขั้วเหนือไปยังขั้วใต้ของโลก โดยจะใช้เวลา 30 นาทีต่อภาพ ดังรูปที่ 3.3 จากนั้นดาวเทียมจะส่งสัญญาณภาพที่ได้ไปผ่านกระบวนการจัดการภาพที่สถานีควบคุมในประเทศญี่ปุ่น หลังจากนั้นจะส่งภาพที่ผ่านกระบวนการจัดการเรียบร้อยแล้วกลับขึ้นไปยังดาวเทียมอีกครั้งเพื่อให้ดาวเทียมส่งสัญญาณไปยังสถานีรับในประเทศต่างๆ สำหรับการใช้งานด้านอุตุนิยมวิทยา ดาวเทียม GMS-4 มีช่องรับสัญญาณ 2 ช่อง ได้แก่ ช่องรับสัญญาณในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง ($0.50\text{--}0.70\ \mu\text{m}$) และช่องสัญญาณในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด ($10.5\text{--}12.5\ \mu\text{m}$)



รูปที่ 3.2 ลักษณะของดาวเทียม GMS-4

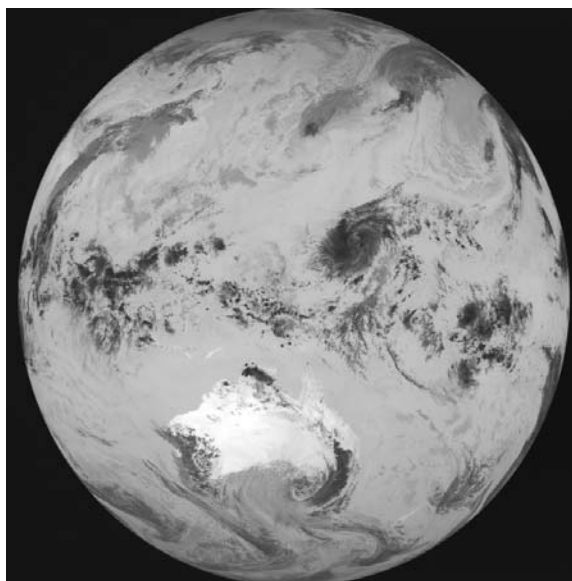


รูปที่ 3.3 การบันทึกภาพของดาวเทียม GMS-4

ดาวเทียม GMS-4 จะส่งสัญญาณภาพเป็น 2 แบบ ได้แก่ สัญญาณแบบ digital stretched VISSR หรือ S-VISSR และสัญญาณแบบ weather facsimile format หรือ WEFAX โดยสัญญาณแบบ S-VISSR ต้องใช้จานรับสัญญาณและระบบคอมพิวเตอร์ขนาดใหญ่ ข้อมูลที่ได้มีความละเอียดสูง ส่วนสัญญาณแบบ WEFAX สามารถรับสัญญาณภาพด้วยอุปกรณ์ขนาดเล็กซึ่งสามารถต่อเข้ากับระบบโทรศัพท์สนทนาได้ สัญญาณภาพดังกล่าวจะรับและแสดงผลได้อย่างรวดเร็วแต่มีความละเอียดน้อย



รูปที่ 3.4 ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม GMS-4 ในช่องสัญญาณแสงสว่าง

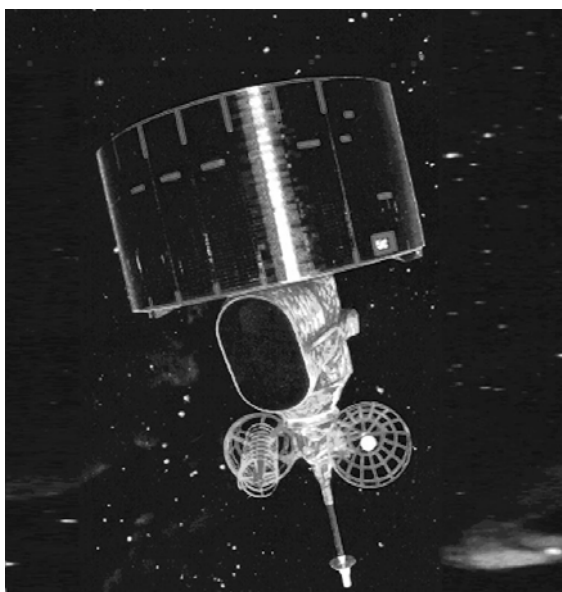


รูปที่ 3.5 ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม GMS-4 ในช่องสัญญาณอินฟราเรด

2) ดาวเทียม GMS-5

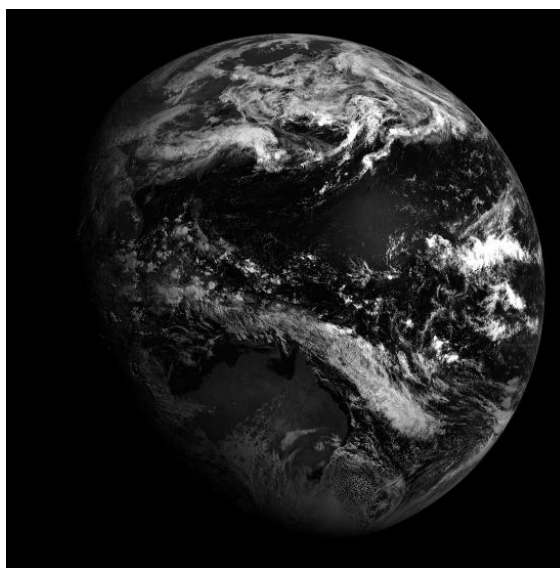
ดาวเทียม GMS-5 (รูปที่ 3.6) มีองค์ประกอบและกลไกการทำงานส่วนใหญ่คล้ายกับดาวเทียม GMS-4 สิ่งที่เพิ่มเติมในดาวเทียม GMS-5 คือ สัญญาณในช่องแสงสว่างจะมีช่วงความยาวคลื่นกว้างขึ้น ($0.55\text{--}0.90\ \mu\text{m}$) และเพิ่มช่องสัญญาณอินฟราเรดเป็น 2 ช่อง ($10.5\text{--}11.5\ \mu\text{m}$ และ $11.5\text{--}12.5\ \mu\text{m}$) พร้อมทั้งมีช่องสัญญาณไอน้ำ 1 ช่อง ($6.7\text{--}7.0\ \mu\text{m}$) ดาวเทียม GMS-5 เริ่มใช้งานต่อ

จากดาวเทียม GMS-4 ที่หมดอายุในกลางปี ค.ศ. 1995 ดาวเทียม GMS-5 มีกำหนดการใช้งานจนถึงปี ค.ศ. 2000 โดยในปี ค.ศ. 1999 องค์การอุตุนิยมวิทยาของญี่ปุ่น (Japan Meteorological Agency, JMA) ได้ส่งดาวเทียมดวงใหม่ ชื่อ MTSAT-1 เพื่อขึ้นไปแทนดาวเทียม GMS-5 แต่เกิดอุบัติเหตุ ดาวเทียม MTSAT-1 ถูกทำลาย ดังนั้นดาวเทียม GMS-5 จึงต้องใช้งานต่อจนถึงเดือนพฤษภาคม ปี ค.ศ. 2003 จึงหมดอายุลง

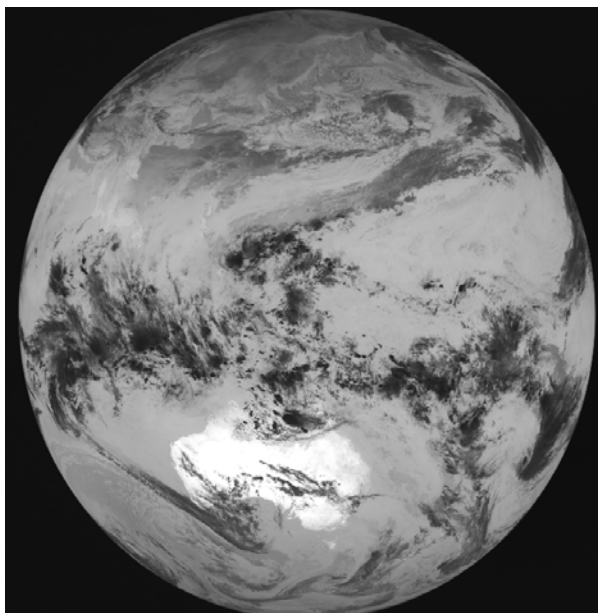


รูปที่ 3.6 ลักษณะดาวเทียม GMS-5

ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างและรังสีอินฟราเรดจากดาวเทียม GMS-5 แสดงดังรูปที่ 3.7-3.8



รูปที่ 3.7 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม GMS-5 ในช่องสัญญาณแสงสว่าง



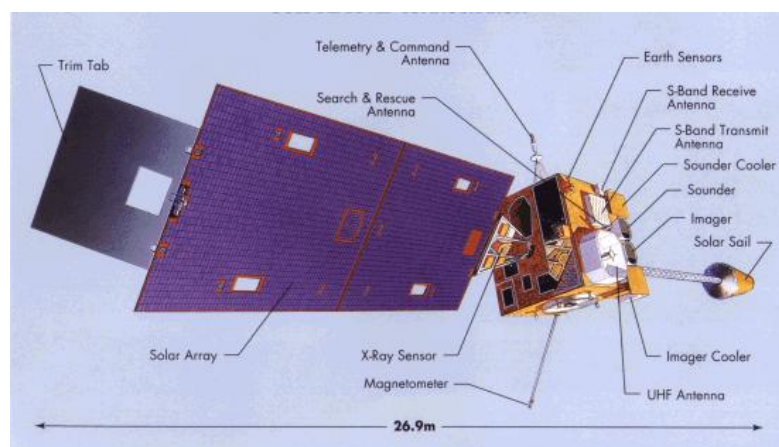
รูปที่ 3.8 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม GMS-5 ในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด

3) ดาวเทียม GOES-9

ดาวเทียม GOES-9 (Geostationary Operational Environmental Satellite 9) เป็นดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาของสหรัฐอเมริกา (รูปที่ 3.9) มีพิกัดอยู่ที่เส้นศูนย์สูตร ณ ตำแหน่งเส้นลองจิจูดที่ 135°W ที่ระดับความสูงประมาณ 36,000 กิโลเมตร เหนือมหาสมุทรแปซิฟิกใกล้ชายฝั่งตะวันตกของสหรัฐอเมริกา เนื่องจากดาวเทียม GMS-5 หมดอายุลง ดาวเทียม GOES-9 จึงถูกเคลื่อนมายังตำแหน่งเส้นลองจิจูดที่ 155°E เพื่อนำมาใช้งานแทนชั่วคราวในระหว่างเดือนมิถุนายน 2003 ถึง กรกฎาคม 2005 ภาพถ่ายที่ได้จากดาวเทียม GOES-9 เป็นภาพรายชั่วโมง โดยมีช่องสัญญาณแสงสว่างและสัญญาณรังสีอินฟราเรด สำหรับช่วงความยาวคลื่นของข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมแสดงดังตารางที่ 3.1

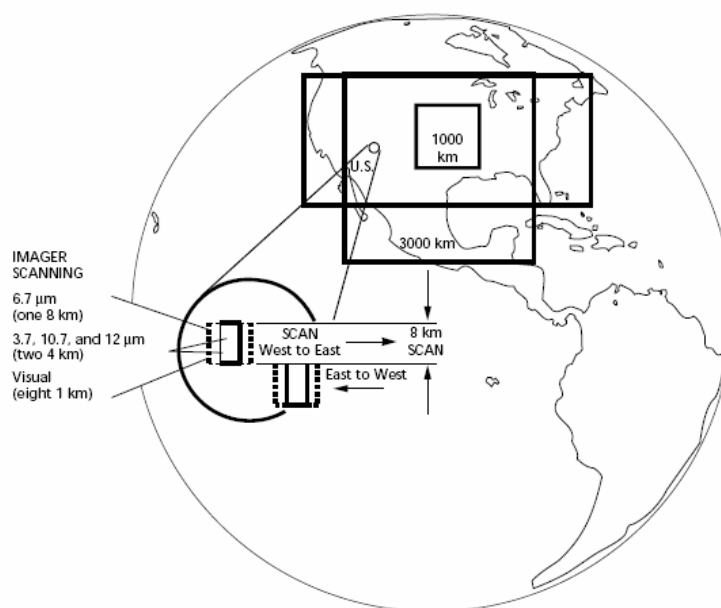
ตารางที่ 3.1 ความยาวคลื่นของช่องสัญญาณต่างๆ ของดาวเทียม GOES-9

ช่องสัญญาณ	ความยาวคลื่น (μm)
VIS	0.55-0.75
IR1	10.2-11.2
IR2	11.5-12.5
NIR	3.8-4.0
WV	6.5-7.0

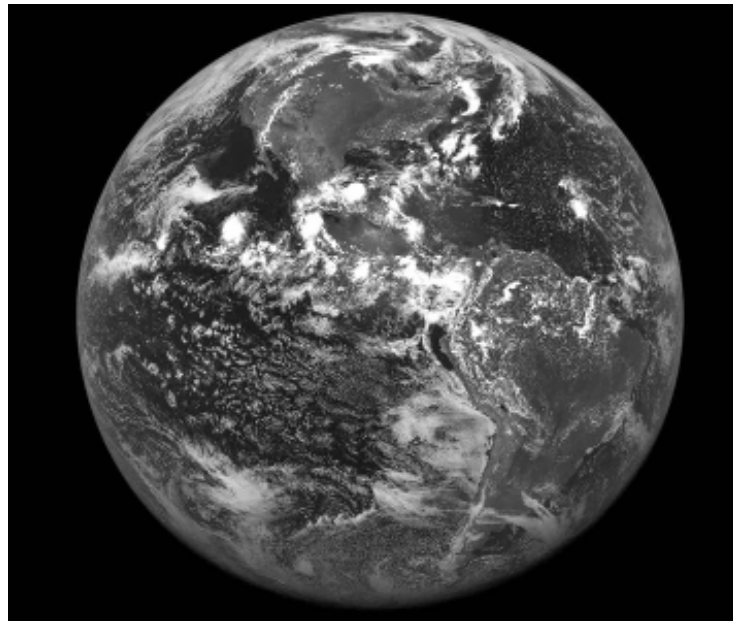


รูปที่ 3.9 ลักษณะดาวเทียม GOES-9

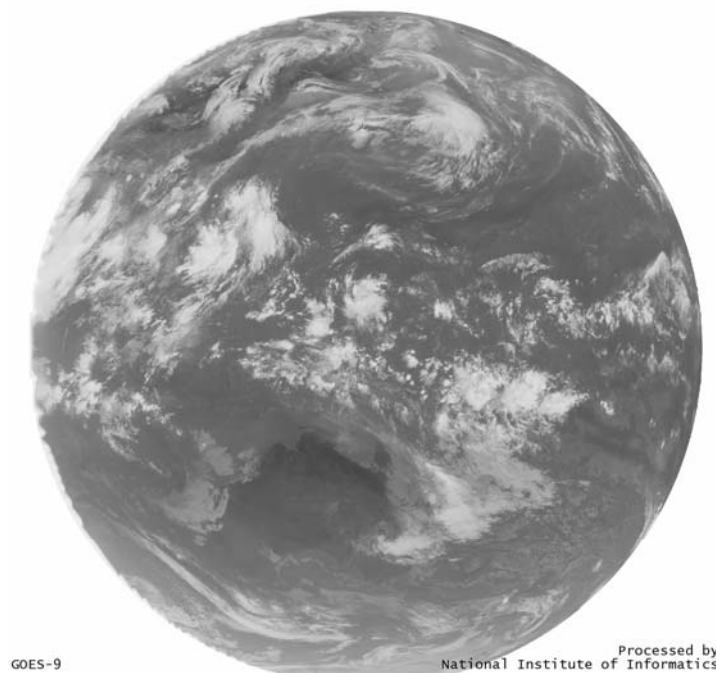
การทำงานของดาวเทียม GOES-9 แสดงดังรูปที่ 3.10 ระบบบันทึกภาพประกอบด้วยกระจก เลนส์ ฟิลเตอร์และเซ็นเซอร์ที่วัดรังสีสะท้อนในช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด ข้อมูลที่ได้จะถูกแปลงเป็นข้อมูลดิจิทัลและส่งไปยังสถานีรับภาคพื้นดินที่สหรัฐอเมริกา จากนั้นสัญญาณดิจิทัลที่ได้จะเปลี่ยนเป็นสัญญาณภาพ 8 บิต และส่งสัญญาณภาพกลับไปยังดาวเทียมอีกครั้งหนึ่งเพื่อให้ดาวเทียมส่งสัญญาณไปยังสถานีรับในประเทศต่างๆ ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียมแสดงดังรูปที่ 3.11



รูปที่ 3.10 การบันทึกภาพของดาวเทียม GOES-9



รูปที่ 3.11 ตัวอย่างภาพถ่ายจากดาวเทียม GOES-9 จากช่องสัญญาณแสงสว่าง



รูปที่ 3.12 ตัวอย่างภาพถ่ายจากดาวเทียม GOES-9 จากช่องสัญญาณอินฟราเรด

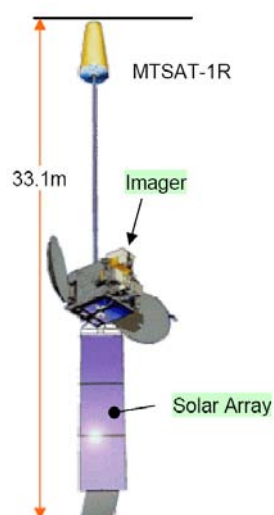
4) ดาวเทียม MTSAT-1R

ดาวเทียม MTSAT-1R (Multi-Functional Transport Satellite) เป็นดาวเทียม geostationary ขององค์การอุตุนิยมวิทยาประเทศญี่ปุ่น ที่ส่งขึ้นไปเพื่อใช้งานแทนดาวเทียม GMS-5 ที่ ณ ตำแหน่ง

ลองจิจูด 140°E ข้อมูลจากดาวเทียม MTSAT-1R เริ่มใช้งานตั้งแต่กลางปี ค.ศ. 2005 เพื่อใช้ในงานด้านอุตุนิยมวิทยาและการบิน สำหรับการใช้งานด้านอุตุนิยมวิทยาจะมีช่องรับสัญญาณ 5 ช่อง โดยเป็นช่องรับสัญญาณในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง 1 ช่อง (0.55-0.90 μm) และช่องสัญญาณในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด 4 ช่อง (3.5-4.0 μm , 6.5-7.0 μm , 10.3-11.3 μm , 11.5-12.5 μm)

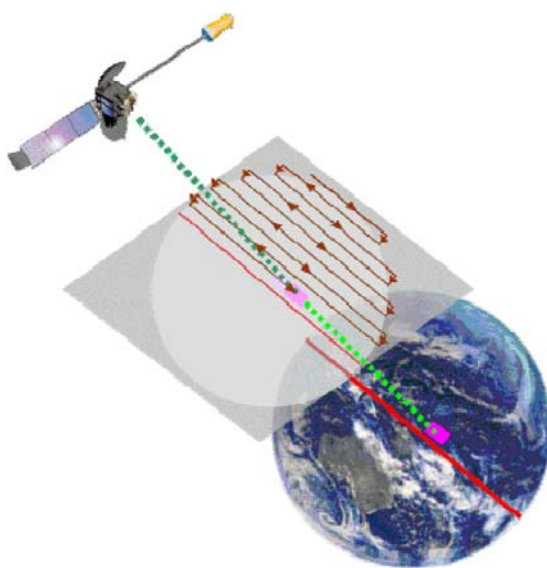


รูปที่ 3.13 ภาพของดาวเทียม MTSAT-1R

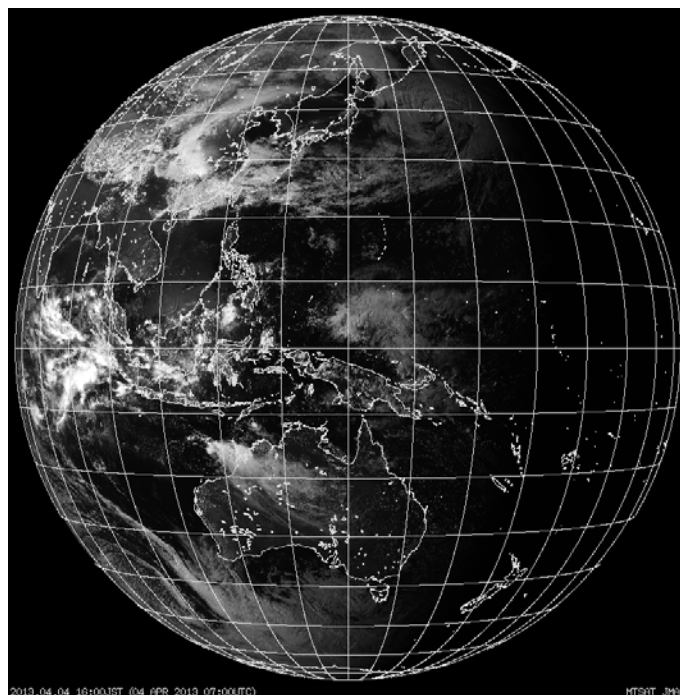


รูปที่ 3.14 ลักษณะของดาวเทียม MTSAT-1R

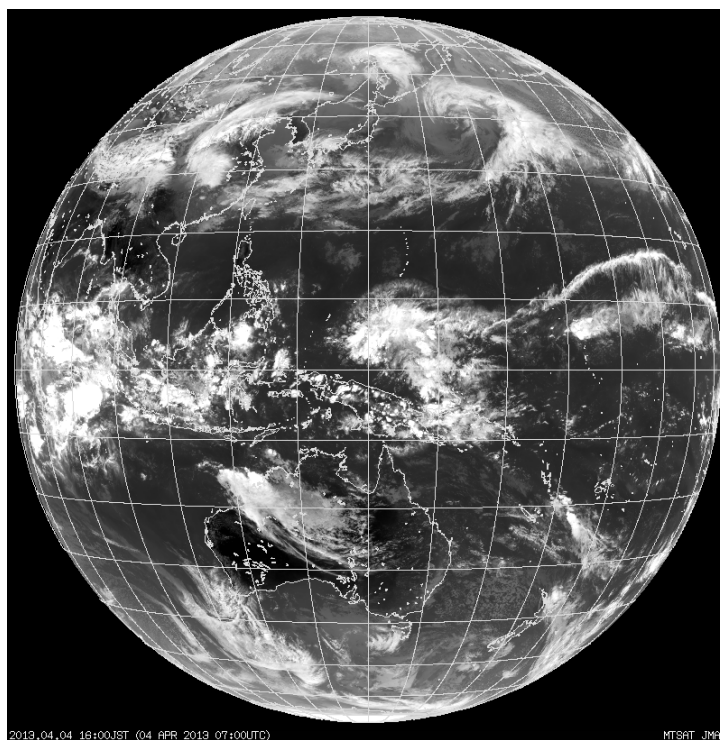
ในการทำงาน ดาวเทียมจะมีกระจกรับแสงที่สะท้อนจากโลกเข้าไปในระบบเลนส์และฟิลเตอร์ จากนั้นแสงจะถูกแบ่งออกและส่งไปยังช่องรับสัญญาณแสงสว่างและรังสีอินฟราเรด ซึ่งแต่ละส่วนจะมีเซ็นเซอร์เปลี่ยนให้เป็นสัญญาณไฟฟ้า แล้วส่งไปยังอุปกรณ์บันทึกข้อมูล จากนั้นข้อมูลจะถูกส่งลงมายังศูนย์ควบคุมที่ประเทศญี่ปุ่นเพื่อทำการประมวลผล แล้วส่งผลที่ได้กลับขึ้นไปยังดาวเทียมอีกครั้งหนึ่งเพื่อแพร่ภาพไปยังสถานีรับในประเทศต่างๆ ลักษณะของการบันทึกภาพแสดงดังรูปที่ 3.15



รูปที่ 3.15 การบันทึกภาพของดาวเทียม MTSAT-1R



รูปที่ 3.16 ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม MTSAT-1R ในช่องสัญญาณแสงสว่าง



รูปที่ 3.17 ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม MTSAT-1R ในช่องสัญญาณอินฟราเรด

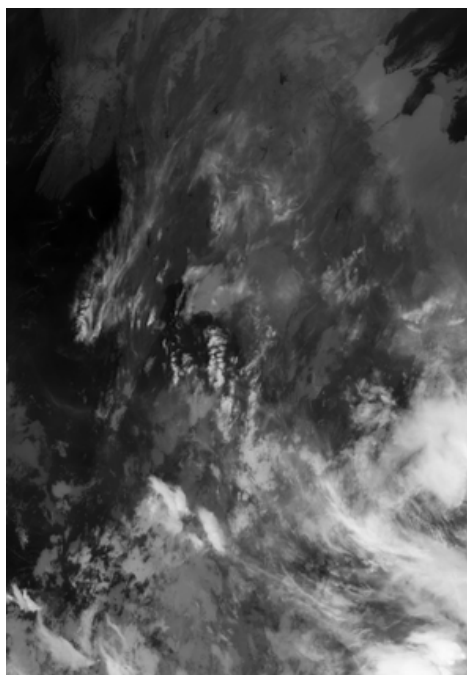
ในการพัฒนาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนสำหรับประเทศไทยจากภาพถ่ายดาวเทียม ผู้วิจัยได้ทำการจัดหาข้อมูลดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างจากดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R เป็นช่วงระยะเวลาของข้อมูล 20 ปี (ค.ศ. 1990-2009) โดยมีรายละเอียดของข้อมูลตามตารางที่ 3.2 ข้อมูลดาวเทียมเหล่านี้เป็นไฟล์ที่อยู่ในรูปข้อมูลดิจิทัล ไม่สามารถแสดงเป็นภาพได้ ผู้วิจัยจึงต้องเขียนโปรแกรมในภาษา Interactive Data Language (IDL) เพื่ออ่านข้อมูลแล้วนำมาแปลงให้มีรูปแบบเหมาะสมต่อการใช้งาน ตามรายละเอียดขั้นตอนต่างๆ ดังนี้

ตารางที่ 3.2 ระยะเวลาของข้อมูลดาวเทียมที่ใช้ในงานวิจัยนี้

ดาวเทียม	ช่วงเวลาข้อมูล
1. GMS-4	มกราคม 1990 – มิถุนายน 1995
2. GMS-5	มิถุนายน 1995 – พฤษภาคม 2003
3. GOES-9	พฤษภาคม 2003 – มิถุนายน 2005
4. MTSAT-1R	มิถุนายน 2005 – ธันวาคม 2009

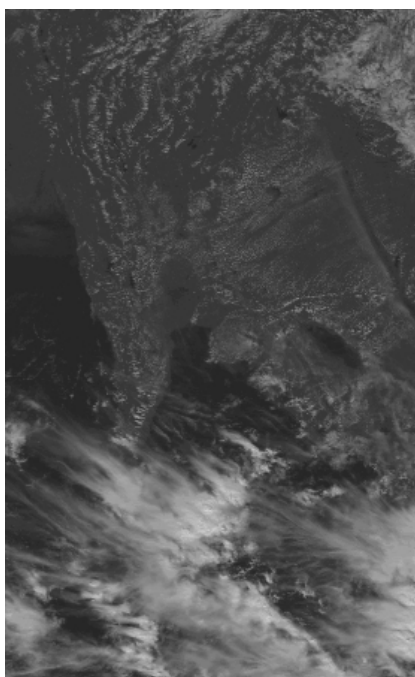
3.2.1 การแปลงข้อมูลดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R จาก satellite projection ให้อยู่ในรูป cylindrical projection

ข้อมูลดาวเทียมทั้ง 4 ดวง ในช่องสัญญาณแสงสว่างและข้อมูลในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดที่ได้จัดหามาเป็นข้อมูลดิจิทัล 8 บิตหรือ 10 บิต ผู้วิจัยต้องใช้โปรแกรมอ่านค่า gray level จากไฟล์ข้อมูลที่ได้และนำมาแสดงเป็นภาพ โดยภาพที่ได้อยู่ในรูป satellite projection กล่าวคือ จะเห็นเป็นส่วนโค้งของพื้นผิวโลกดังรูปที่ 3.18

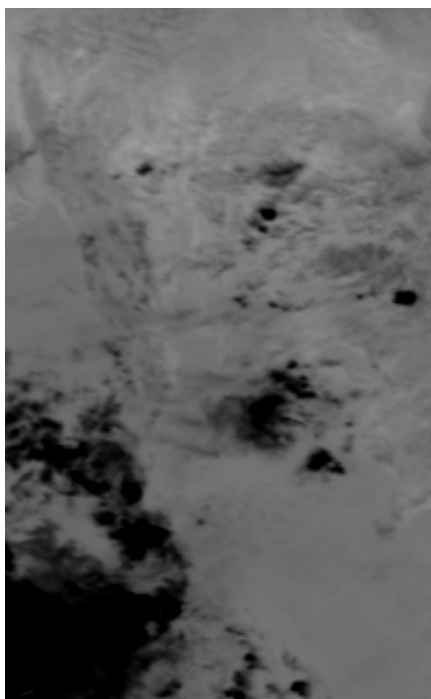


รูปที่ 3.18 ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียม GMS-5 จากช่องสัญญาณแสงสว่างใน satellite projection

เนื่องจากข้อมูลในรูป satellite projection ไม่สะดวกในการใช้งาน ผู้วิจัยจะดำเนินการแปลงภาพดังกล่าวให้อยู่ใน cylindrical projection ซึ่งระยะในแนวตั้งจะแปรตามละติจูด และระยะในแนวนอนจะแปรตามลองจิจูด โดยภาพที่ทำการแปลงแล้วจะมีลักษณะดังตัวอย่างในรูปที่ 3.19-3.20



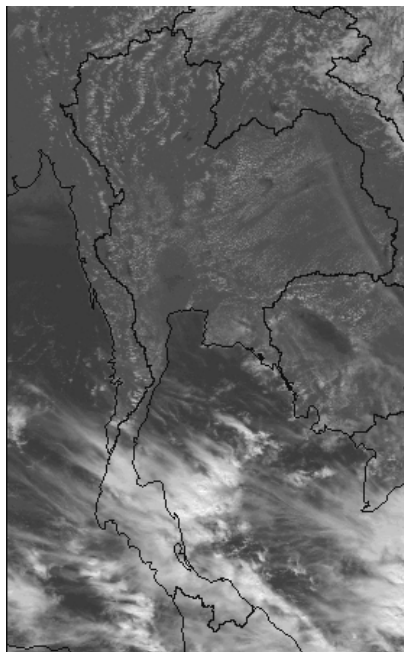
รูปที่ 3.19 ลักษณะภาพถ่ายดาวเทียม GMS-5 จากช่องสัญญาณแสงสว่างใน cylindrical projection



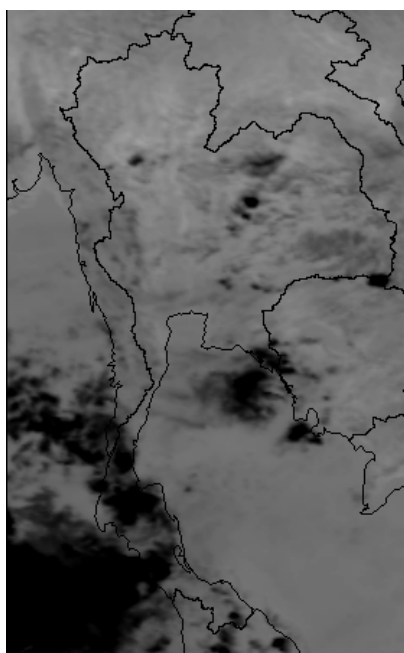
รูปที่ 3.20 ลักษณะภาพถ่ายดาวเทียม GSM-5 จากช่องสัญญาณอินฟราเรดใน cylindrical projection

3.2.2 การหาพิกัดของข้อมูลดาวเทียม GSM-4 GSM-5 GOES-9 และ MTSAT-1R

เนื่องจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมใน cylindrical projection ยังไม่ทราบพิกัดของพิกเซล ในการนำข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมไปใช้งาน จำเป็นต้องรู้พิกัด (ละติจูดและลองจิจูด) ของทุกพิกเซล ผู้วิจัยจึงได้นำแผนที่ประเทศไทยมาซ้อนทับภาพถ่ายดาวเทียมที่แปลงแล้ว และใช้โปรแกรมคอมพิวเตอร์ร่วมกับการสังเกตด้วยสายตาปรับให้แผนที่ซ้อนทับกับภาพพอดี โดยใช้แนวชายฝั่งและเกาะต่างๆ เป็นแนวอ้างอิง เนื่องจากภาพใน cylindrical projection ระยะทางบนภาพจะแปรตามระยะทางบนพื้นผิวโลก ดังนั้นภาพที่ทำการซ้อนทับกับแผนที่พอดีจะสามารถใช้พิกัดของแผนที่ที่นำไปซ้อนทับมาคำนวณหาพิกัดของทุกพิกเซลบนภาพได้ จำนวนภาพถ่ายดาวเทียมจากช่องแสงสว่างที่หาพิกัดทั้งหมดมีจำนวน 65,000 ภาพ และจากช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดจำนวน 175,000 ภาพ ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดจากดาวเทียมที่ทำการหาพิกัดแล้วแสดงดังรูปที่ 3.21 และ 3.22



รูปที่ 3.21 ลักษณะของภาพถ่ายดาวเทียม GMS-5 จากช่องสัญญาณแสงสว่างที่หาพิกัดแล้ว



รูปที่ 3.22 ลักษณะของภาพถ่ายดาวเทียม GMS-5 จากช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดที่หาพิกัดแล้ว

3.2.3 การแปลง gray level ของข้อมูลดาวเทียมให้อยู่ในรูปของปริมาณทางฟิสิกส์สำหรับใช้ในแบบจำลอง

ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R ในช่องสัญญาณแสงสว่างที่หาพิกัดแล้วจะเป็นเมตริกซ์ (matrix) ของพิกเซลขนาด $630 \times 1,060$ พิกเซล ในช่วงละติจูด $4-22^{\circ}\text{N}$ และลองจิจูด $96-108^{\circ}\text{E}$ ซึ่งครอบคลุมพื้นที่ทั่วประเทศไทย เนื่องจากข้อมูลของแต่ละพิกเซลอยู่ในรูปของ gray level (0-255) ซึ่งเป็นปริมาณทางคอมพิวเตอร์ไม่สามารถนำมาใช้ในกระบวนการหาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนได้ ดังนั้นผู้วิจัยจึงได้ทำการแปลง gray level ในช่องสัญญาณแสงสว่างให้เป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (earth-atmospheric reflectivity, ρ_{EA}) ซึ่งเป็นปริมาณทางฟิสิกส์ที่แปรค่าอยู่ระหว่าง 0-1 ในการแปลงดังกล่าวจะใช้ตารางสอบเทียบที่แสดงความสัมพันธ์ของ gray level กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ซึ่งหน่วยงานเจ้าของดาวเทียมเป็นผู้จัดเตรียมให้ (รูปที่ 3.23-3.26)

เนื่องจากค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่ได้จากตารางสอบเทียบเป็นค่าสัมประสิทธิ์ที่รังสีดวงอาทิตย์ตกกระทบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก แต่ในความเป็นจริงรังสีดวงอาทิตย์จะตกกระทบที่พิกเซลต่างๆ เป็นมุมไม่เท่ากัน และมุมดังกล่าวจะเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาที่บันทึกภาพนั้นๆ ดังนั้นจึงจำเป็นต้องทำการคำนวณแก้ไขโดยอาศัยสมการต่อไปนี้

$$\rho_{EA} = \frac{\rho_{psn}}{\cos \theta_z} \quad (3.1)$$

เมื่อ	ρ_{EA}	คือสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่แก้ไขผลจากมุมตกกระทบแล้ว
	ρ_{psn}	คือสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในกรณีที่รังสีดวงอาทิตย์ตกตั้งฉากกับพื้นที่
	θ_z	คือมุมเซนนิธของดวงอาทิตย์

ค่ามุมเซนนิธสามารถหาได้จากสมการ

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \quad (3.2)$$

เมื่อ	θ_z	คือมุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ (องศา)
-------	------------	----------------------------------

- δ คือมุมเดคลิเนชัน (declination) ของดวงอาทิตย์ (องศา)
 ϕ คือละติจูด (latitude) ของสถานีวัด (องศา)
 ω คือมุมชั่วโมง (hour angle) ของดวงอาทิตย์ (องศา) ช่วงเช้าเป็นบวก

สำหรับค่าของมุมเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์จะคำนวณโดยใช้สมการ

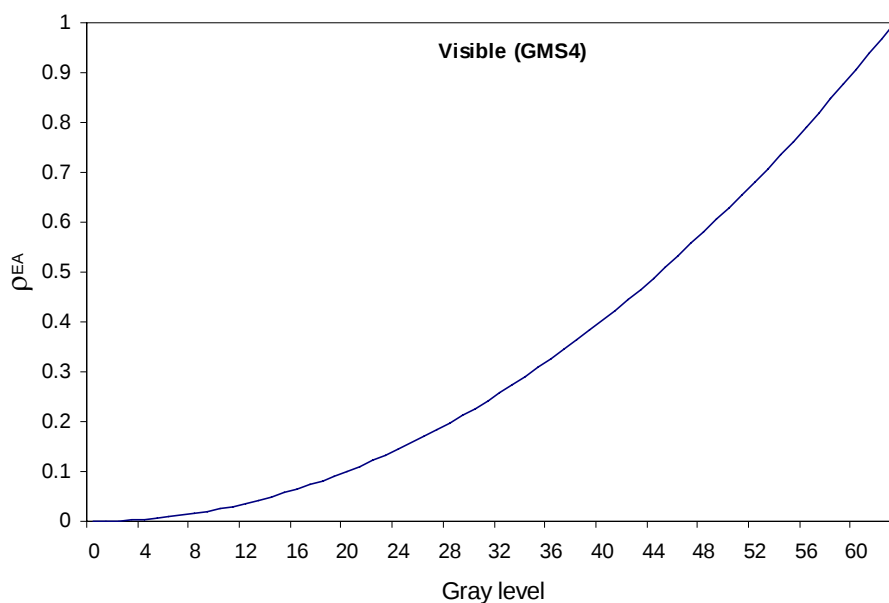
$$\delta = (0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma - 0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \sin 2\Gamma - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma)(180/\pi) \quad (3.3)$$

เมื่อ Γ เป็นมุมของวัน (day angle) ซึ่งหาได้จาก

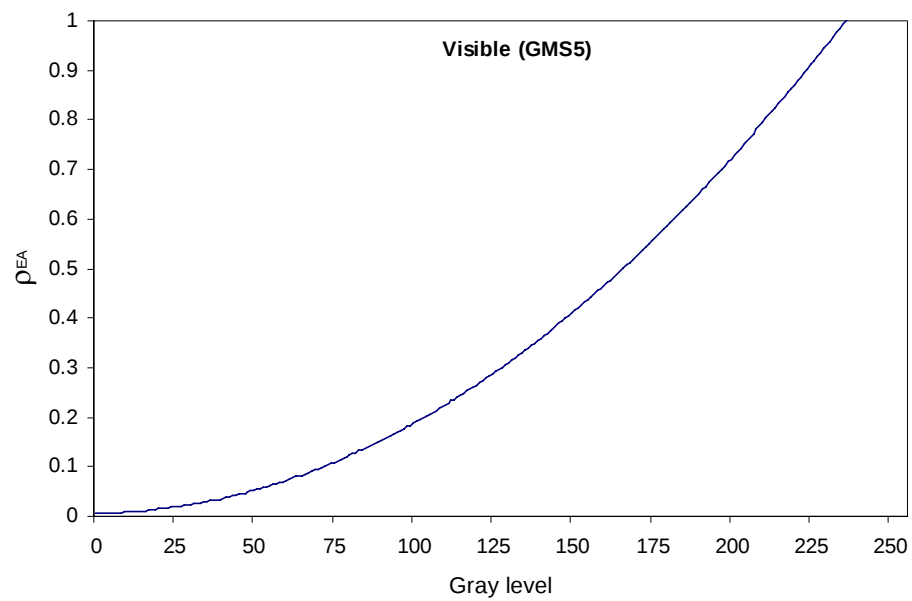
$$\Gamma = 2\pi(d_n - 1)/365 \quad (3.4)$$

เมื่อ Γ เป็นมุมของวัน (เรเดียน)

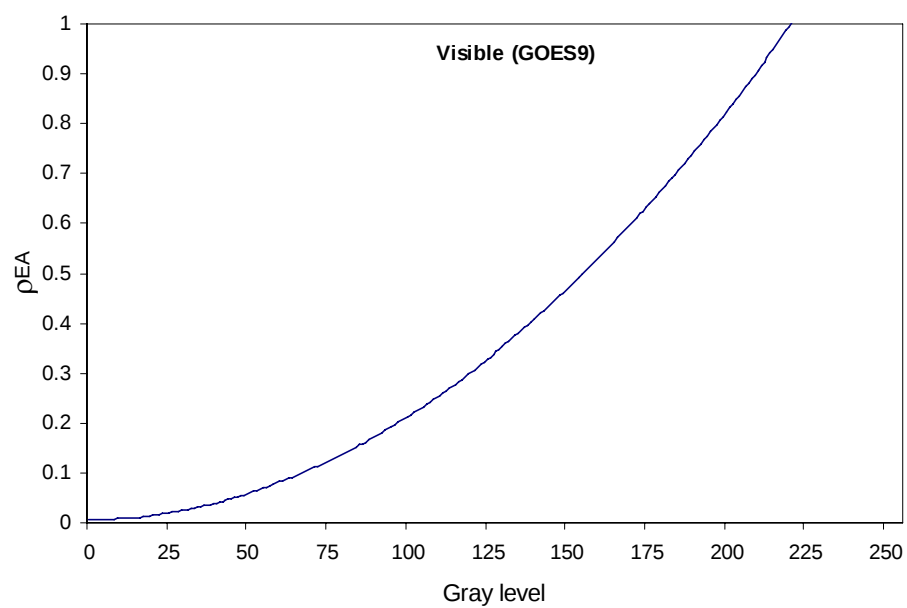
d_n คือลำดับของวัน (เริ่มต้นวันที่ 1 มกราคม ค่า $d_n = 1$)



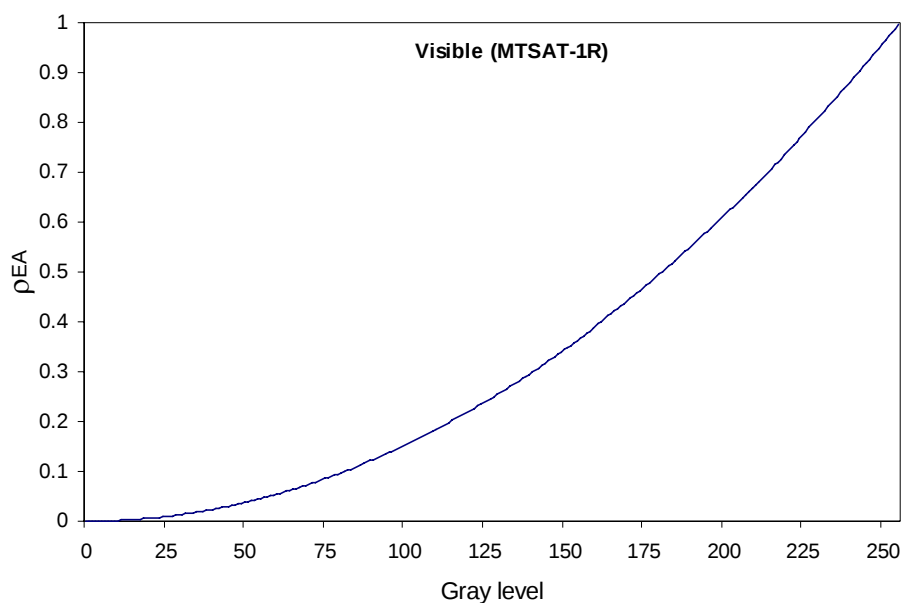
รูปที่ 3.23 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (p_{EA}) สำหรับดาวเทียม GMS-4



รูปที่ 3.24 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศ และพื้นผิวโลก (p_{EA}) สำหรับดาวเทียม GMS-5

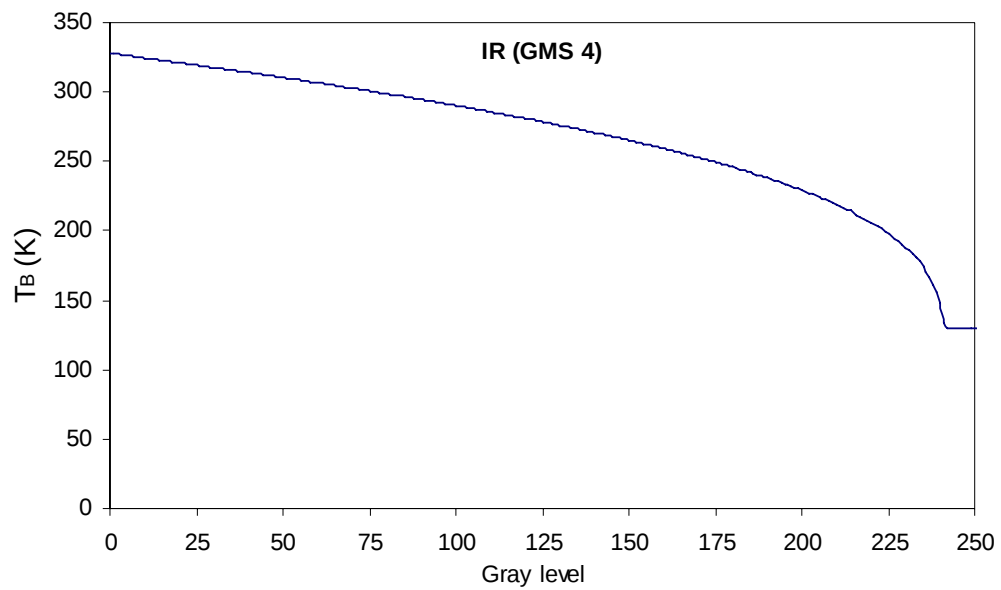


รูปที่ 3.25 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศ และพื้นผิวโลก (p_{EA}) สำหรับดาวเทียม GOES-9

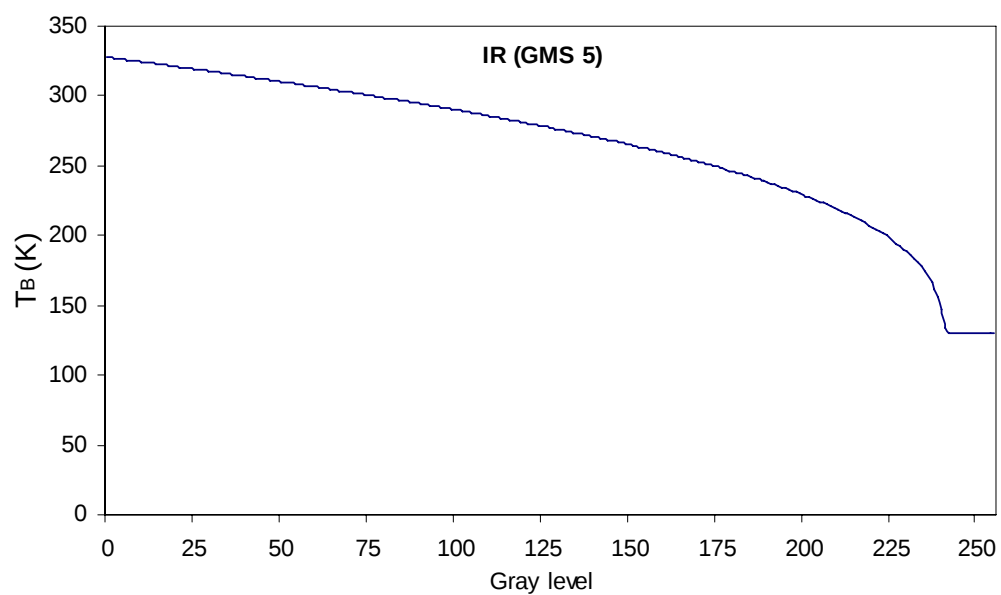


รูปที่ 3.26 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศ และพื้นผิวโลก (p_{EA}) สำหรับดาวเทียม MTSAT-1R

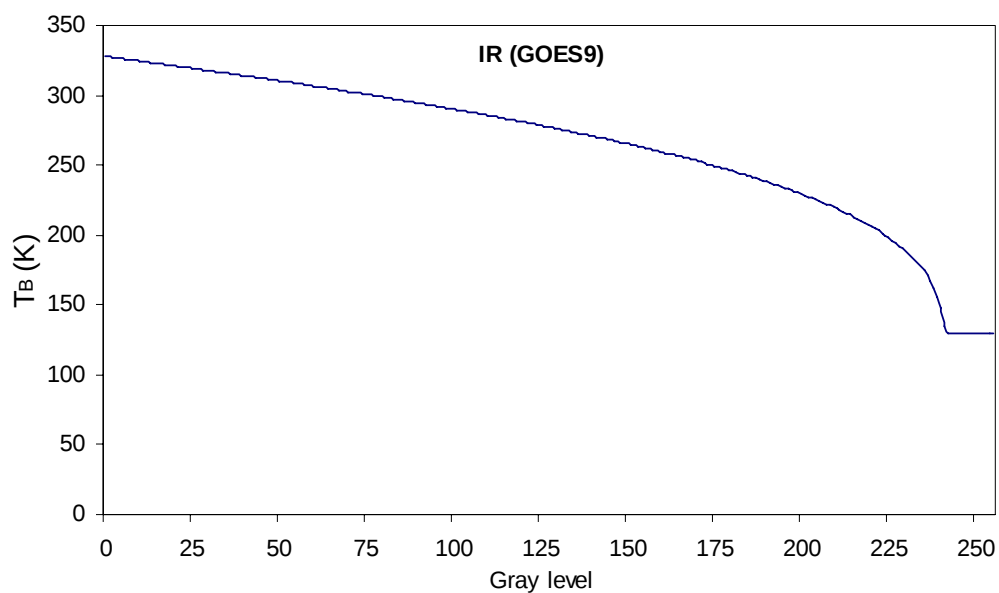
สำหรับข้อมูลดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรดที่ทำการหาพิกัดแล้วจะอยู่ในรูปพิกเซล ซึ่งมีจำนวนทั้งหมด 450×590 พิกเซล ครอบคลุมพื้นที่ระหว่างละติจูด 0.0° - 29.8° N และลองจิจูด 90.6° - 111.5° E โดยแต่ละพิกเซลจะเป็นปริมาณดิจิทัล 8 บิต ซึ่งจะมีค่า gray level แปรค่าอยู่ระหว่าง 0-255 ค่าดังกล่าวจะมีความสัมพันธ์กับค่าอุณหภูมิความสว่าง (brightness temperature, T_B) ของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ในการนำภาพถ่ายดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรดมาใช้งานจำเป็นต้องแปลงค่า gray level ดังกล่าวให้เป็นค่าอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก โดยอาศัยตารางสอบเทียบของผู้ผลิตดาวเทียม ดังนั้นผู้วิจัยจึงได้จัดทำตารางสอบเทียบสำหรับดาวเทียมในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรดโดยได้มาจากองค์การอุตุนิยมวิทยาประเทศญี่ปุ่น ผู้วิจัยได้นำตารางสอบเทียบดังกล่าวมาจัดแสดงในรูปกราฟตามรูปที่ 3.27-3.30



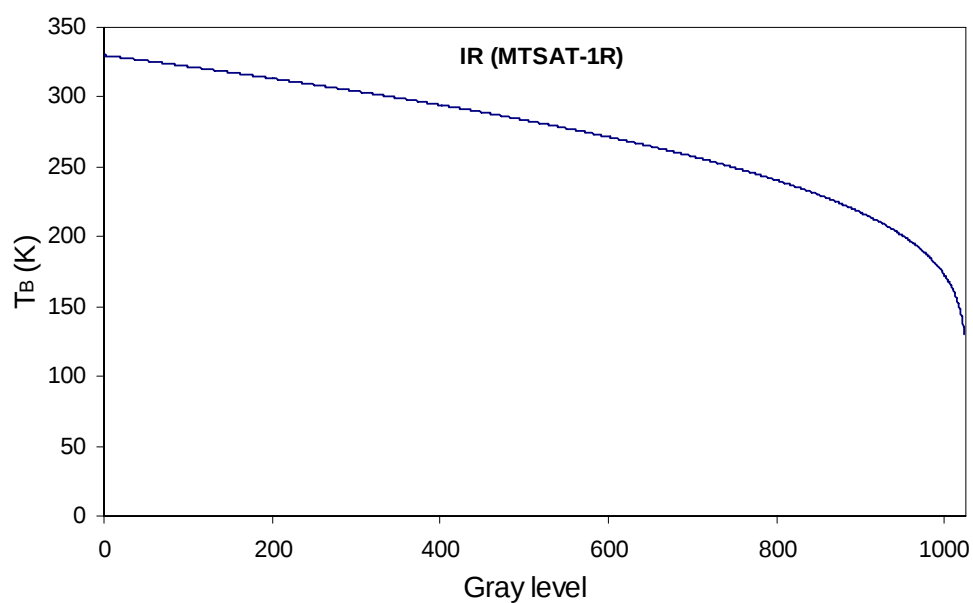
รูปที่ 3.27 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (T_B) สำหรับดาวเทียม GMS-4



รูปที่ 3.28 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (T_B) สำหรับดาวเทียม GMS-5



รูปที่ 3.29 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (T_B) สำหรับดาวเทียม GOES-9



รูปที่ 3.30 ความสัมพันธ์ระหว่างค่า gray level กับอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (T_B) สำหรับดาวเทียม MTSAT-1R

3.3 การพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝน

ในการพัฒนาแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝน ผู้วิจัยเสนอที่จะสร้างแบบจำลองทางสถิติ ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด โดยในลำดับแรกผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลฝนจากสถานี

ภาคพื้นดิน ครอบคลุมพื้นที่ทั่วประเทศไทยจากกรมอุตุนิยมวิทยา ซึ่งเป็นข้อมูลรายวันเป็นเวลา 20 ปี (ค.ศ.1990-2009) และเป็นช่วงเวลาเดียวกับข้อมูลดาวเทียม จากนั้นผู้วิจัยจึงทำการตรวจสอบข้อมูลตามรายละเอียดดังนี้

1) เลือกสถานีที่มีข้อมูลฝนรายวันครบทั้ง 20 ปี (ปี ค.ศ. 1990-2009) และข้อมูลที่ได้ต้องมีอย่างน้อย 80 เปอร์เซ็นต์ของข้อมูลทั้งหมด

2) นำข้อมูลฝนรายเดือนมาเขียนกราฟกับเวลาแล้วตัดข้อมูลที่ผิดปกติออก โดยข้อมูลฝนรายเดือนที่ตัดออก เป็นข้อมูลฝนรายเดือนที่มีค่ามากกว่า R_{out} ซึ่งนิยามตามสมการ 3.5

$$R_{out} = R_{0.75} + f \text{ IQR} \quad (3.5)$$

โดย $R_{0.75}$ คือ เปอร์เซ็นไทล์ที่ 75 ของข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนทั้งหมดแต่ละสถานี

IQR คือ ค่าผลต่างระหว่างเปอร์เซ็นไทล์ที่ 75 กับเปอร์เซ็นไทล์ที่ 25 ($R_{0.75} - R_{0.25}$)

f คือ แฟกเตอร์การปรับค่า มีค่าเท่ากับ 2

หลังจากการคัดเลือกข้อมูลตามเงื่อนไขข้างต้นแล้ว ผู้วิจัยจึงนำข้อมูลฝนที่ควบคุมคุณภาพข้อมูลแล้ว จำนวน 54 สถานี มาแบ่งเป็น 2 ชุด โดยชุดแรกจำนวน 27 สถานีใช้สำหรับสร้างแบบจำลอง และข้อมูลชุดที่สองจำนวน 27 สถานี สำหรับทดสอบแบบจำลอง ชื่อและตำแหน่งของสถานีที่ใช้ทั้งหมดแสดงในตารางที่ 3.3 และรูปที่ 3.31

ตารางที่ 3.3 สถานีวัดฝนภาคพื้นดินที่คัดเลือกสำหรับใช้ในงานวิจัยนี้

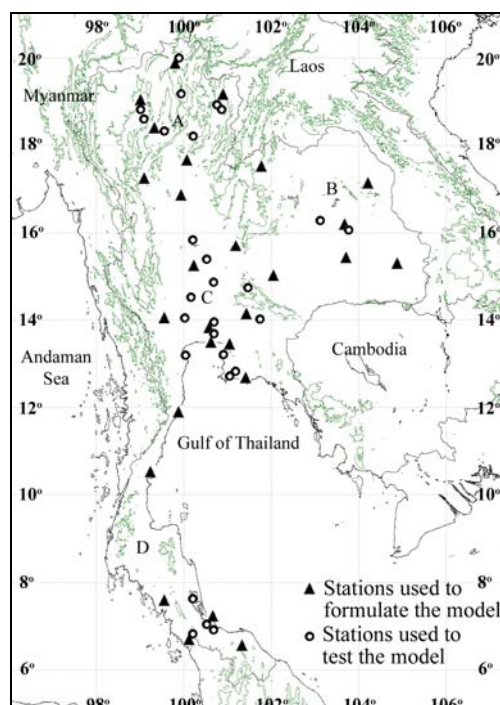
	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
1	TMD331401	ท่าวังผา (Tha Wang Pha)*	19.1167	100.8000
2	TMD351201	อุดรดิตถ์ (Uttaradit)*	17.6167	100.1000
3	TMD376203	เขื่อนภูมิพล (Bhumibol Dam)*	17.2333	99.0500
4	TMD379402	วิเชียรบุรี (Wichian Buri)*	15.6500	101.1167
5	TMD380201	กำแพงเพชร (Kamphang Phet)*	16.8000	99.8833
6	TMD353201	เลย (Loei)*	17.4500	101.7333
7	TMD356201	สกลนคร (Sakon Nakhon)*	17.1500	104.1333
8	TMD432401	ท่าตูม (Tha Tum)*	15.3167	103.6833
9	TMD407501	อุบลราชธานี (Ubon Ratchathani)*	15.2500	104.8667
10	TMD431201	นครราชสีมา (Nakhon Ratchasima)*	14.9667	102.0833
11	TMD459201	ชลบุรี (Chon Buri)*	13.3667	100.9833
12	TMD500201	ประจวบคีรีขันธ์ (Prachuap Khiri Khan)*	11.8333	99.8333
13	TMD517201	ชุมพร (Chumphon)*	10.4833	99.1833

	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
14	TMD450201	กาญจนบุรี(Kanchanaburi)*	14.0167	99.5333
15	TMD567201	สนามบินตรัง (Trang Airport)*	7.5167	99.5333
16	TMD581301	สภ.ยะลา (Yala Agromet)*	6.5167	101.2833
17	TMD303301	สภ.เชียงใหม่ (Chiang Rai Agromet)*	19.8667	99.7833
18	TMD327301	สภ.แม่โจ้ (Mae Jo Agromet)*	18.9167	99.0000
19	TMD328301	สภ.ลำปาง (Lampang Agromet)*	18.3167	99.2833
20	TMD402301	สภ.ชัยนาท (Chai Nat Agromet)*	15.1500	100.1833
21	TMD405201	ร้อยเอ็ด (Roi Et)*	16.0500	103.6833
22	TMD429201	Pilot Station *	13.3667	100.6000
23	TMD430201	ปราจีนบุรี (Prachin Buri)*	14.0500	101.3667
24	TMD455201	กรมอุตุนิยมวิทยากรุงเทพ(Bangkok Metropolis)*	13.7333	100.5667
25	TMD478201	ระยอง (Rayong)*	12.6333	101.3500
26	TMD568501	ศูนย์อุตุนิยมวิทยาสงขลา (Songkhla)*	7.2000	100.6000
27	TMD570201	สตูล (Satun)*	6.6500	100.0833
28	TMD400201	นครสวรรค์ (Nakhon Sawan) ⁺	15.8000	100.1667
29	TMD400301	สภ.ตากฟ้า (Tak Fa Agromet) ⁺	15.3500	100.5000
30	TMD426201	ลพบุรี (Lop Buri) ⁺	14.8000	100.6167
31	TMD425201	สุพรรณบุรี (Suphan Buri) ⁺	14.4667	100.1333
32	TMD451301	สภ.กำแพงแสน (Kamphaeng Saen Agromet) ⁺	14.0167	99.9667
33	TMD430401	กบินทร์บุรี (Kabin Buri) ⁺	13.9833	101.7000
34	TMD431301	สภ.ปากช่อง (Pak Chong Agromet) ⁺	14.7000	101.4167
35	TMD455301	สภ.บางนา (Bang Na Agromet) ⁺	13.6667	100.6167
36	TMD455601	สนามบินดอนเมือง (Don Muang Airport) ⁺	13.9167	100.6000
37	TMD459202	เกาะสีชัง (Ko Sichang) ⁺	13.1667	100.8000
38	TMD465201	เพชรบุรี (Phetchaburi) ⁺	13.1500	100.0667
39	TMD459204	สัตหีบ (Sattahip) ⁺	12.6800	100.0167
40	TMD478301	ห้วยโป่ง (Huai Pong) ⁺	12.7333	101.1333
41	TMD560301	สภ.พัทลุง (Phatthalung Agromet) ⁺	7.5833	100.1667
42	TMD568301	สภ.คอหงส์ (Kho Hong Agromet) ⁺	7.0167	100.5000

	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
43	TMD568502	สนามบินหาดใหญ่ (Hat Yai Airport) ⁺	6.9167	100.6000
44	TMD580201	สนามบินปัตตานี (Pattani Airport) ⁺	6.7833	100.1500
45	TMD327501	เชียงใหม่ (Chiang Mai) ⁺	18.7833	98.9833
46	TMD328201	ลำปาง (Lampang) ⁺	18.2833	99.5167
47	TMD329201	ลำพูน (Lamphun) ⁺	18.5667	99.0333
48	TMD303201	เชียงราย (Chiang Rai) ⁺	19.9167	99.8333
49	TMD310201	พะเยา (Phayao) ⁺	19.1333	99.9000
50	TMD330201	แพร่ (Phrae) ⁺	18.1667	100.1667
51	TMD331201	น่าน (Nan) ⁺	18.7833	100.7833
52	TMD331301	สภ.น่าน (Nan Agromet) ⁺	18.8667	100.7500
53	TMD387401	โกสุมพิสัย (Kosum Phisai) ⁺	16.2500	103.0667
54	TMD405301	สภ.ร้อยเอ็ด (Roi Et Agromet) ⁺	16.0667	103.6167

* สถานีที่ใช้สร้างแบบจำลอง

+ สถานีที่ใช้ทดสอบแบบจำลอง



รูปที่ 3.31 ตำแหน่งของสถานีวัดฝนภาคพื้นดินที่ใช้ในการสร้างแบบจำลอง (▲) และสถานีที่ใช้ทดสอบแบบจำลอง (●) (เส้นคอนทัวร์แสดงบริเวณที่มีความสูงมากกว่า 500 เมตร)

ในขั้นตอนต่อไป ผู้วิจัยจัดเตรียมข้อมูลดาวเทียม โดยทำการตัดภาพถ่ายดาวเทียมที่ตำแหน่งสถานีวัดทั้ง 2 ชุด เนื่องจากในกระบวนการหาพิกัดของภาพถ่ายดาวเทียมอาจมีความคลาดเคลื่อน ดังนั้นผู้วิจัยจะตัดภาพถ่ายดาวเทียมทั้งจากช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด เป็นลักษณะของเมตริกซ์ 3×3 พิกเซล โดยมีสถานีวัดอยู่ตรงกลาง (รูปที่ 3.32) ในกรณีของข้อมูลในช่องสัญญาณแสงสว่างผู้วิจัยจะนำค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในเมตริกซ์ดังกล่าวมาหาค่าเฉลี่ยแล้วใช้เป็นตัวแทนค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่ตรงกับสถานีวัดนั้น สำหรับข้อมูลช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด ผู้วิจัยจะทำการเฉลี่ยค่าอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกและใช้เป็นตัวแทนค่าอุณหภูมิความสว่างที่ตรงกับสถานีวัดนั้นเช่นเดียวกัน

P1	P2	P3
P4	P5 สถานีวัด	P6
P7	P8	P9

รูปที่ 3.32 การตัดภาพถ่ายดาวเทียมที่จะนำมาใช้ในการสร้างและทดสอบแบบจำลอง (P1, P2,..., P9 คือพิกเซลของภาพถ่ายดาวเทียม)

เมื่อได้ข้อมูลภาคพื้นดินและข้อมูลดาวเทียมแล้ว ผู้วิจัยได้ทดสอบหาตัวแปรต่างๆ เพื่อใช้คำนวณปริมาณฝน รวมถึง cloud particle size และ cloud optical depth (ตามรายละเอียดในภาคผนวก 1) ผลการทดสอบพบว่าตัวแปรที่มีผลต่อปริมาณฝนอย่างมีนัยสำคัญมีดังนี้

1) ค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ($\bar{\rho}_{EA,max}$) โดยผู้วิจัยจะพิจารณาว่าในแต่ละวันจะได้ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (ρ_{EA}) ทุกชั่วโมง จากนั้นผู้วิจัยจะนำค่าสูงสุดของแต่ละวันมาหาค่าเฉลี่ยรายเดือน จะได้ค่า $\bar{\rho}_{EA,max}$

2) ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ($\bar{T}_{B,min}$) ผู้วิจัยจะทำการหาค่าอุณหภูมิความสว่างน้อยที่สุดของแต่ละวันจากค่าอุณหภูมิความสว่างรายชั่วโมงแล้วนำมาเฉลี่ยเป็นค่ารายเดือนในแต่ละเดือน

3) ค่าเฉลี่ยรายเดือนของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 ($\bar{T}_{B,P25}$) ค่าดังกล่าวหาได้จากการนำข้อมูลอุณหภูมิความสว่างรายชั่วโมงในแต่ละวันมาจัดเรียงลำดับจากต่ำสุดถึงสูงสุด จากนั้นผู้วิจัยจะเลือกข้อมูล 25% ของข้อมูลทั้งหมดที่เรียงลำดับ

จากต่ำสุดขึ้นไป หรือข้อมูลที่ต่ำกว่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 แล้วนำมาหาค่าเฉลี่ยของแต่ละวัน และนำค่าเฉลี่ยดังกล่าวของทุกวันมาทำการเฉลี่ยเป็นรายเดือน

4) จำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกมีค่าต่ำกว่า 235 K ($N_{T_B < 235}$) ค่าของตัวแปรนี้หาได้จากการนับจำนวนชั่วโมงที่มีอุณหภูมิความสว่างต่ำกว่า 235 K ในแต่ละเดือน

ผู้วิจัยได้ทดสอบความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับตัวแปรทั้ง 4 ตัว ในรูปแบบต่างๆ และพบว่าความสัมพันธ์ที่ดีที่สุดเขียนในรูปสมการได้ดังนี้

$$R_f = C_0 + C_1 \bar{\rho}_{EA, \max} + C_2 \bar{T}_{B, \min} + C_3 \bar{T}_{B, P25} + C_4 N_{T_B < 235} \quad (3.6)$$

- เมื่อ R_f คือ ปริมาณฝนรวมรายเดือน (mm)
- $\bar{\rho}_{EA, \max}$ คือ ค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก รายวันเฉลี่ยต่อเดือน (-)
- $\bar{T}_{B, \min}$ คือ ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวันเฉลี่ยต่อเดือน (K)
- $\bar{T}_{B, P25}$ คือ ค่าเฉลี่ยรายเดือนของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 (K)
- $N_{T_B < 235}$ คือ จำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก มีค่าต่ำกว่า 235 K (-)
- C_0, C_1, C_2, C_3 และ C_4 คือ สัมประสิทธิ์ของแบบจำลอง

ในการหาสัมประสิทธิ์ C_0, C_1, C_2, C_3 และ C_4 ของแบบจำลองในสมการ 3.6 ผู้วิจัยจะใช้วิธี multiple regression โดยผู้วิจัยจะทำแบบจำลองแยกดาวเทียม ดังนั้นจะได้สัมประสิทธิ์ของแต่ละดาวเทียมดังตารางที่ 3.4-3.7

ตารางที่ 3.4 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของประเทศไทย สำหรับดาวเทียม

GMS-4

	Coefficient	Standard error	t-statistic
C_0	-1003.83	231.91	-4.33
C_1	739.7741	76.18	9.71
C_2	-7.19319	1.14	-6.30
C_3	10.01939	1.70	5.90
C_4	1.210942	0.23	5.32

ตารางที่ 3.5 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของประเทศไทย สำหรับดาวเทียม

GMS-5

	Coefficient	Standard error	t-statistic
C_0	-317.356	240.57	-1.32
C_1	698.3774	80.09	8.72
C_2	-3.92146	1.01	-3.88
C_3	4.48041	1.67	2.69
C_4	0.542491	0.22	2.43

ตารางที่ 3.6 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของประเทศไทย สำหรับดาวเทียม

GOES-9

	Coefficient	Standard error	t-statistic
C_0	147.2566	76.94	1.91
C_1	674.1456	66.77	10.10
C_2	-1.17446	0.23	-5.01
C_3	-	-	-
C_4	-	-	-

ตารางที่ 3.7 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของประเทศไทย สำหรับดาวเทียม

MTSAT-1R

	Coefficient	Standard error	t-statistic
C_0	563.6223	89.78	6.28
C_1	424.2726	68.90	6.16
C_2	-2.43948	0.27	-8.98
C_3	-	-	-
C_4	-	-	-

ดังนั้นแบบจำลองที่ได้เขียนในรูปสมการ ได้ดังนี้

สำหรับดาวเทียม GMS-4

$$R_f = -1003.83 + 739.7741\bar{p}_{EA,max} - 7.19319\bar{T}_{B,min} + 10.01939\bar{T}_{B,P25} + 1.210942N_{T_B < 235} \quad (3.7)$$

ได้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (R) เท่ากับ 0.86

สำหรับดาวเทียม GMS-5

$$R_f = -317.356 + 698.3774\bar{p}_{EA,max} - 3.92146\bar{T}_{B,min} + 4.48041\bar{T}_{B,P25} + 0.542491N_{T_B < 235} \quad (3.8)$$

ได้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (R) เท่ากับ 0.83

สำหรับดาวเทียม GOES-9

$$R_f = 147.2566 + 674.1456\bar{p}_{EA,max} - 1.17446\bar{T}_{B,min} \quad (3.9)$$

ได้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (R) เท่ากับ 0.81

สำหรับดาวเทียม MTSAT-1R

$$R_f = 563.6223 + 424.2726\bar{p}_{EA,max} - 2.43948\bar{T}_{B,min} \quad (3.10)$$

ได้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (R) เท่ากับ 0.81

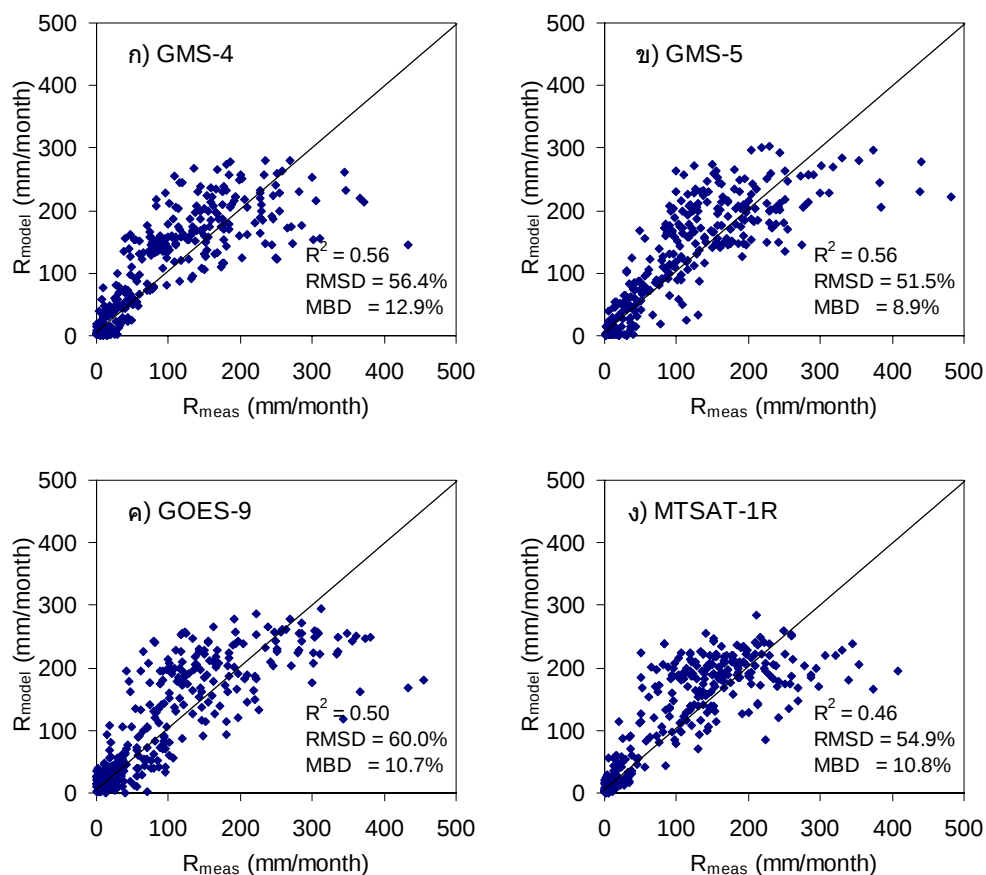
3.4 การทดสอบแบบจำลอง

ในการทดสอบแบบจำลองผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลจากสถานีวัดจำนวน 27 สถานี ซึ่งเป็นสถานีที่ไม่ได้ใช้ในการสร้างแบบจำลองและมีปริมาณน้ำฝนครอบคลุมทุกช่วงคือ ครอบคลุมบริเวณที่มีปริมาณน้ำฝนน้อยและปริมาณน้ำฝนมาก ผู้วิจัยได้ทำการหาปริมาณฝน ณ ตำแหน่งสถานีวัดทั้ง 27 แห่งโดยใช้แบบจำลองที่สร้างขึ้นแล้วนำมาเปรียบเทียบกับข้อมูลฝนที่ได้จากการวัดของสถานีดังกล่าว ผลที่ได้แสดงในรูปที่ 3.33 โดยแสดงผลการเปรียบเทียบค่าความแตกต่างระหว่างค่าที่ได้จากแบบจำลองกับค่าที่ได้จากการวัดในรูปของ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) ซึ่งนิยามตามสมการที่ 3.11 และ 3.12 ตามลำดับ

$$\text{RMSD} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (R_{f,\text{model},i} - R_{f,\text{meas},i})^2}{N}}}{\bar{R}_{f,\text{meas}}} \times 100\% \quad (3.11)$$

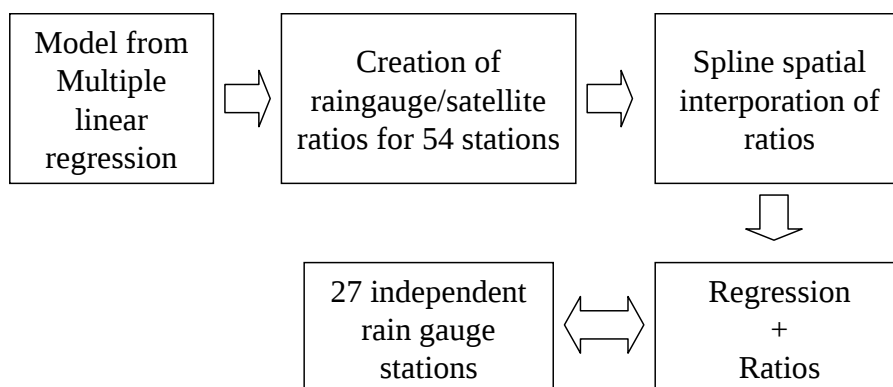
$$\text{MBD} = \frac{\frac{\sum_{i=1}^N (R_{f,\text{model},i} - R_{f,\text{meas},i})}{N}}{\bar{R}_{f,\text{meas}}} \times 100\% \quad (3.12)$$

เมื่อ	$R_{f,\text{model},i}$	คือ ปริมาณฝนรายเดือนที่ได้จากแบบจำลอง
	$R_{f,\text{meas},i}$	คือ ปริมาณฝนรายเดือนที่ได้จากการวัด
	$\bar{R}_{f,\text{meas}}$	คือ ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ย
	N	คือ จำนวนข้อมูล

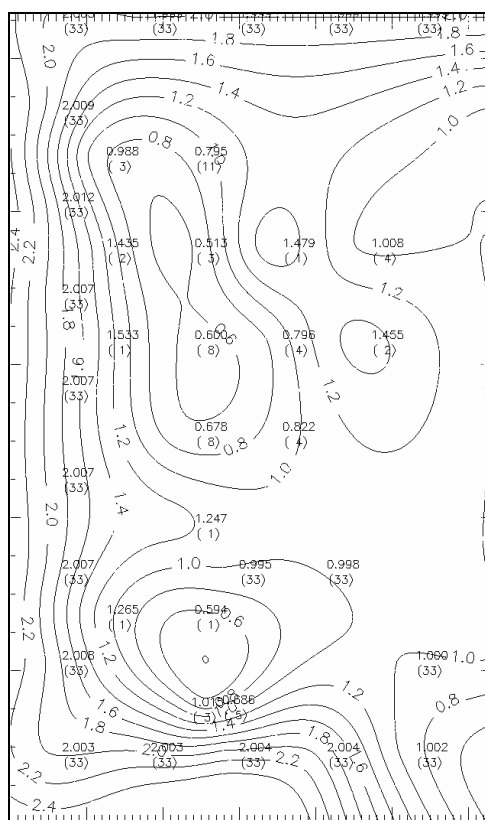


รูปที่ 3.33 ผลการทดสอบแบบจำลองที่ใช้ข้อมูลจากดาวเทียม ก) GMS-4 ข) GMS-5 ค) GOES-9
ง) MTSAT-1R

จากแบบจำลองที่ได้จะเห็นว่า โดยรวมปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลองที่ผู้วิจัยพัฒนาขึ้นมีความสอดคล้องกับปริมาณฝนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดิน แต่มีความคลาดเคลื่อนในบริเวณที่มีปริมาณฝนมาก ผู้วิจัยจึงทำการหาค่าเพื่อปรับแก้ปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลองให้มีค่าถูกต้องมากขึ้นโดยใช้ค่าอัตราส่วนของปริมาณฝนภาคพื้นดินต่อปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลอง ตามแผนภาพในรูปที่ 3.34 ตัวอย่างค่าอัตราส่วนเดือนกรกฎาคม สำหรับดาวเทียม GMS-5 แสดงดังรูปที่ 3.35



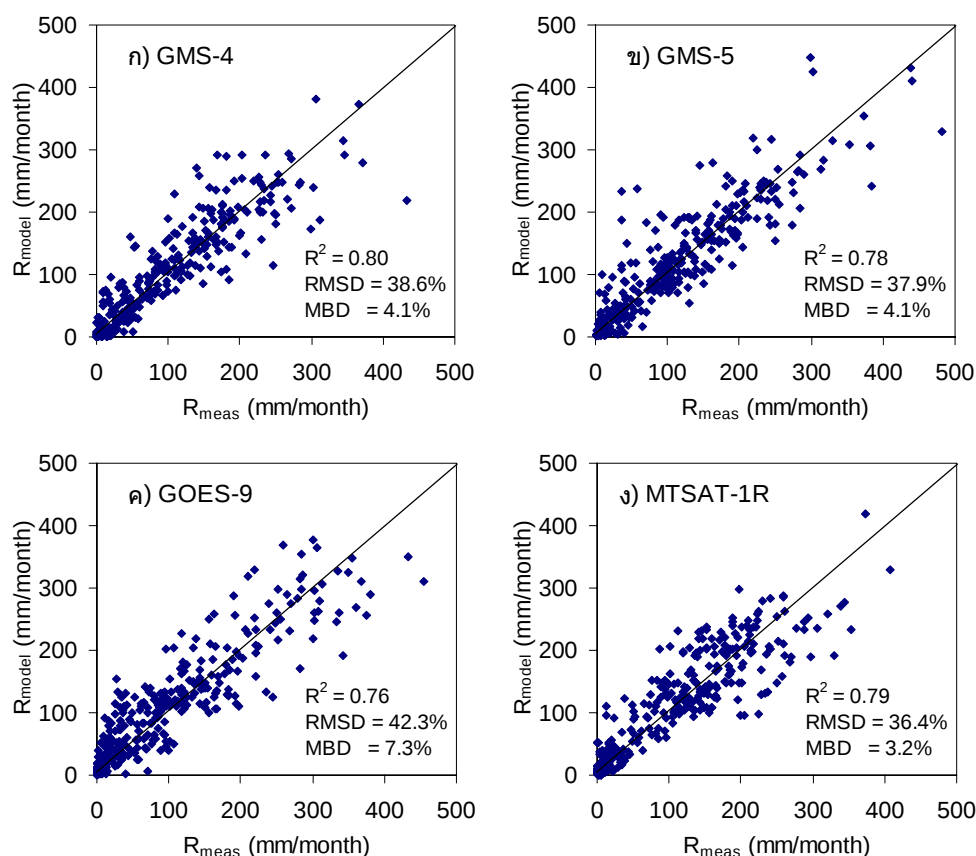
รูปที่ 3.34 แผนภาพแสดงการหาอัตราส่วนปริมาณฝนจากการวัดภาคพื้นดินต่อปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลอง



รูปที่ 3.35 ตัวอย่างอัตราส่วนปริมาณฝนจากการวัดภาคพื้นดินต่อปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลองที่พัฒนาขึ้น

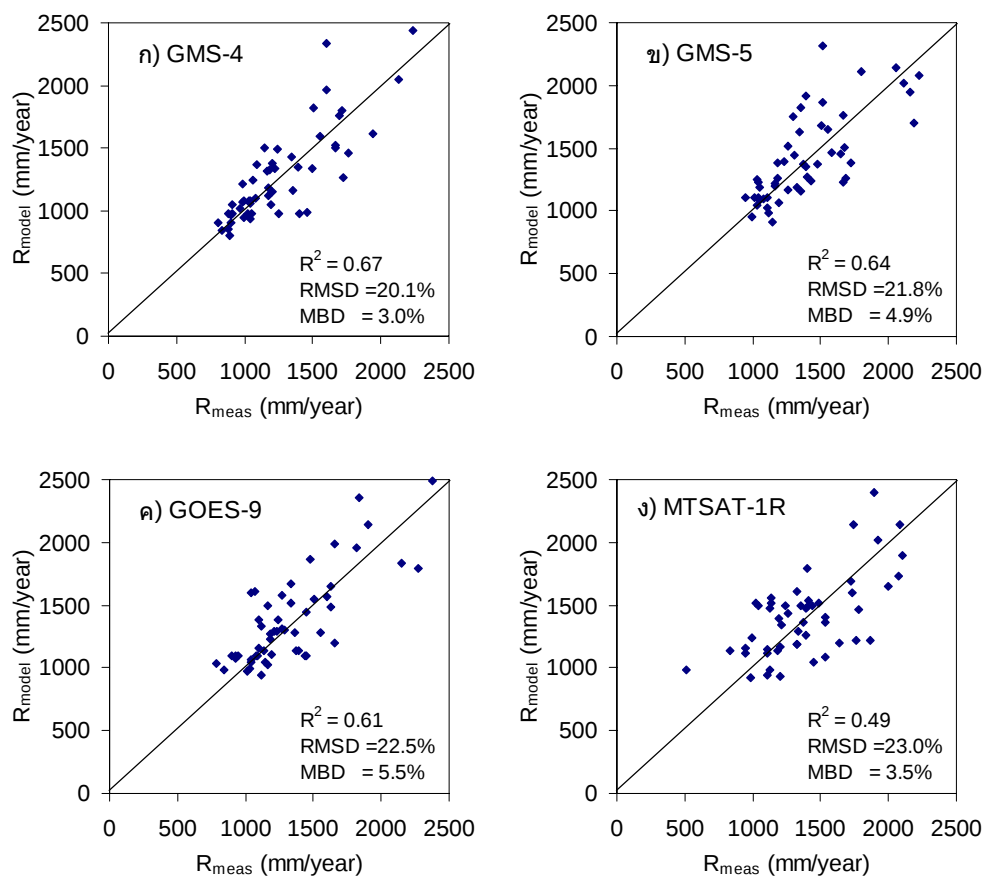
เมื่อผู้วิจัยได้ทำการหาอัตราส่วนของปริมาณฝนรายเดือนจากการวัดภาคพื้นดินต่อปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลองสำหรับทุกพิกเซลแล้ว ผู้วิจัยได้ใช้อัตราส่วนนี้ในการปรับแก้ค่าปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลองโดยการนำค่าอัตราส่วนนี้ไปคูณกับปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลอง จากนั้นนำ

ปริมาณฝนที่ได้ปรับแก้ค่าแล้วไปเปรียบเทียบกับข้อมูลที่ได้จากการวัดภาคพื้นดิน ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.36

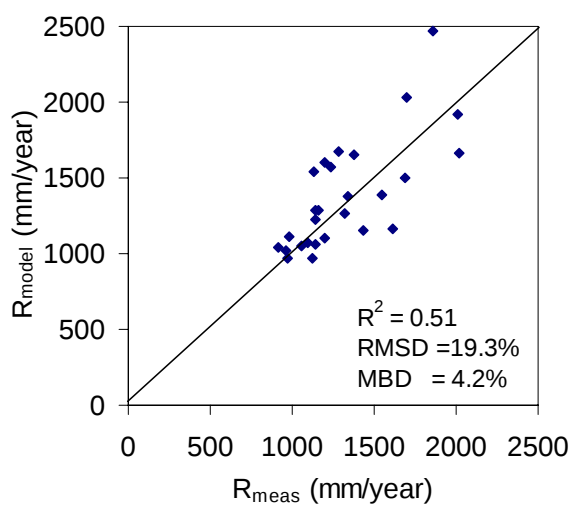


รูปที่ 3.36 ผลการทดสอบแบบจำลองปริมาณฝนที่ได้ปรับแก้ค่าสำหรับดาวเทียม ก) GMS-4
ข) GMS-5 ค) GOES-9 ง) MTSAT-1R

จากรูปที่ 3.36 จะเห็นว่า ปริมาณฝนรายเดือนที่ได้ปรับแก้ค่าโดยใช้ค่าอัตราส่วนแล้วมีความแตกต่างในรูป RMSD และ MBD ลดลง ปริมาณฝนที่มีค่ามากมีค่าสอดคล้องกับค่าที่ได้จากการวัดมาก เมื่อเปรียบเทียบปริมาณฝนรวมรายปี (รูปที่ 3.37) พบว่า ความแตกต่างระหว่างปริมาณฝนที่คำนวณจากแบบจำลองโดยใช้ภาพถ่ายดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R และค่าที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนมีค่า RMSD เท่ากับ 20.1%, 21.8%, 22.5% และ 23.0% ตามลำดับ และ MBD เท่ากับ 3.0%, 4.9%, 5.5% และ 3.5% ตามลำดับ ยิ่งไปกว่านั้น หากทำการเปรียบเทียบปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาว 20 ปี พบว่ามีความแตกต่างในรูป RMSD และ MBD เท่ากับ 19.3% และ 4.2% ตามลำดับ (รูปที่ 3.38)

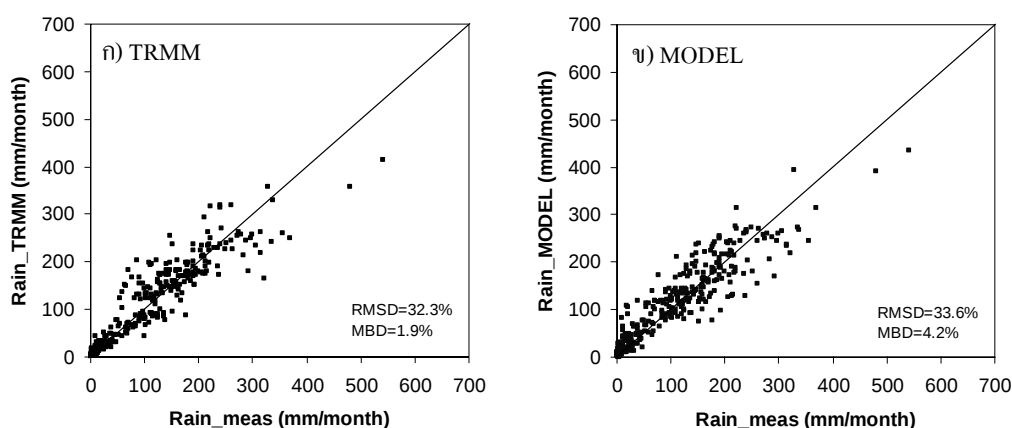


รูปที่ 3.37 ผลการทดสอบแบบจำลองสำหรับปริมาณฝนรายปีโดยใช้ข้อมูลดาวเทียม ก) GMS-4
ข) GMS-5 ค) GOES-9 ง) MTSAT-1R

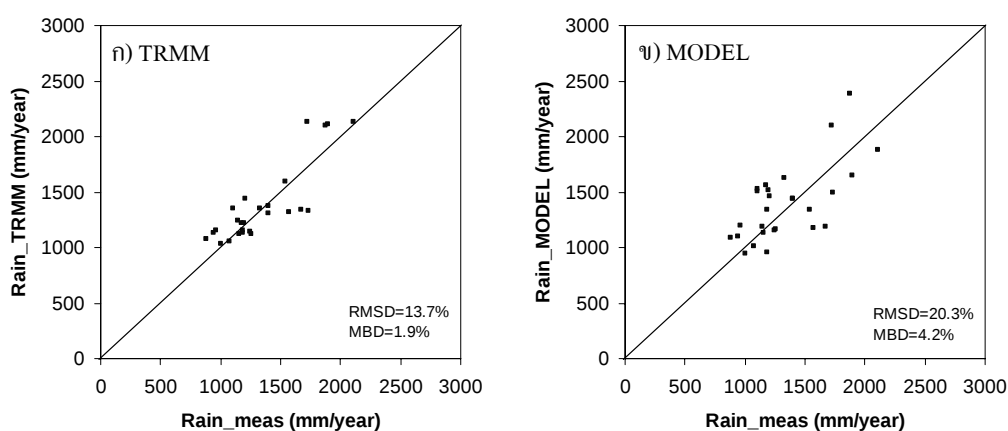


รูปที่ 3.38 ผลการทดสอบแบบจำลองสำหรับปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาว 20 ปี
(ค.ศ. 1990-2009)

นอกจากนี้ ผู้วิจัยได้ทำการเปรียบเทียบปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ย 7 ปีที่ได้จากดาวเทียม TRMM (ปี 2002-2009) กับปริมาณฝนที่ได้จากการวัด จำนวน 27 สถานี พบว่า มีความแตกต่างในรูปของ RMSD และ MBD เท่ากับ 32.3% และ 1.9% ตามลำดับ (รูปที่ 3.39) จะเห็นว่า ปริมาณฝนรายเดือนจากดาวเทียม TRMM มีความคลาดเคลื่อนใกล้เคียงกับความคลาดเคลื่อนของปริมาณฝนที่คำนวณจากแบบจำลองที่ผู้วิจัยพัฒนาขึ้นในงานวิจัยนี้ (RMSD=33.6% และ MBD=4.2%) และเมื่อเปรียบเทียบปริมาณฝนรายปี พบว่ามีความแตกต่างในรูปของ RMSD และ MBD เท่ากับ 13.7% และ 1.9% ตามลำดับ (รูปที่ 3.40) แต่อย่างไรก็ตาม แผนที่ปริมาณฝนที่ได้จากวิธีการที่ผู้วิจัยพัฒนาขึ้นมีความละเอียดเชิงพื้นที่ (5 กิโลเมตร $\times$ 5 กิโลเมตร) สูงกว่าข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากดาวเทียม TRMM (25 กิโลเมตร $\times$ 25 กิโลเมตร) ดังนั้นในการสร้างแผนที่ฝนของประเทศไทยผู้วิจัยจะใช้วิธีการที่พัฒนาขึ้นในงานวิจัยนี้



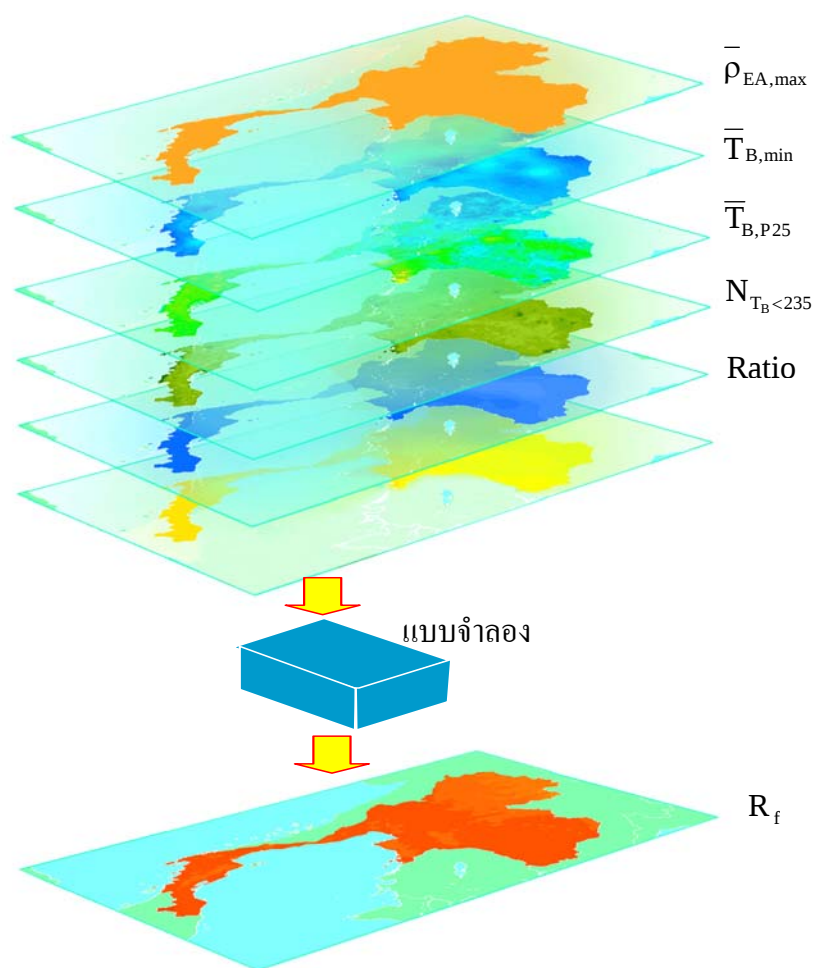
รูปที่ 3.39 ผลการเปรียบเทียบปริมาณฝนรายเดือนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินกับปริมาณฝนที่ได้จาก
ก) ดาวเทียม TRMM ข) แบบจำลองที่พัฒนาขึ้น ในระหว่างปี 2003-2009



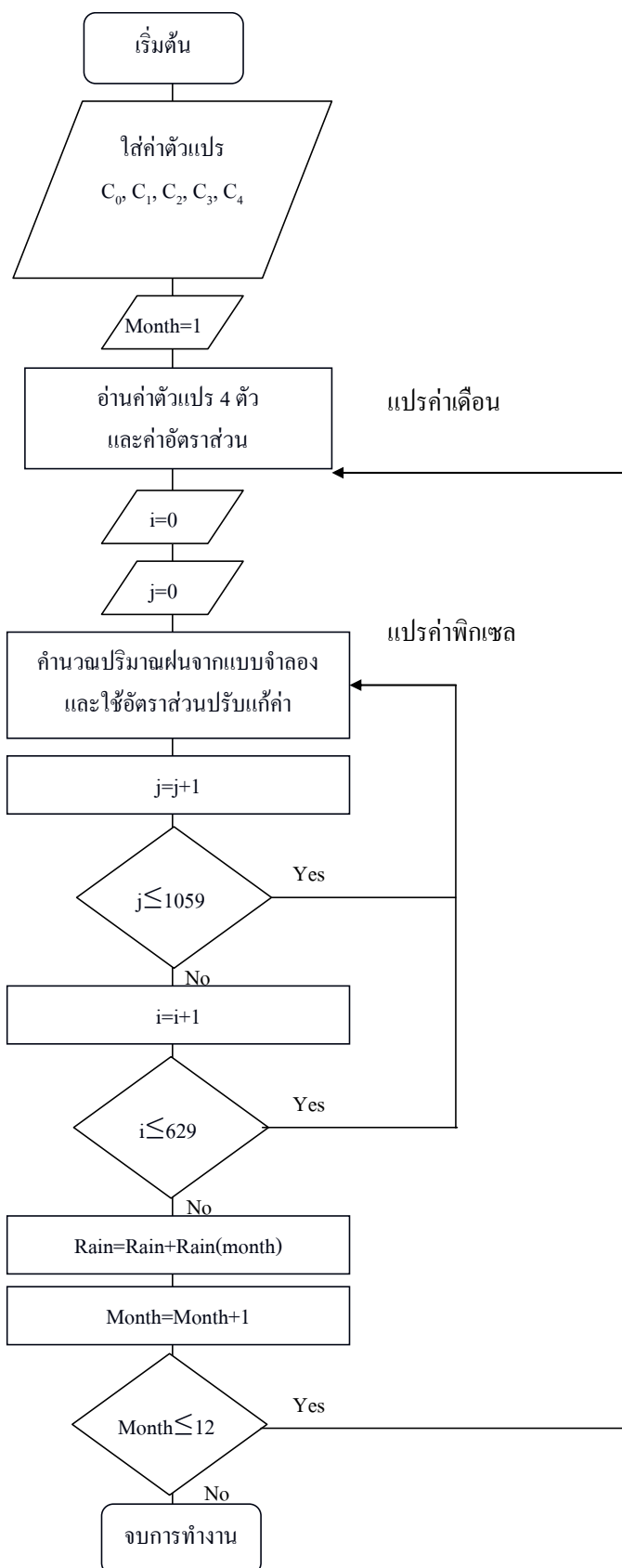
รูปที่ 3.40 ผลการเปรียบเทียบปริมาณฝนรายปีที่ได้จากการวัดภาคพื้นดินกับปริมาณฝนที่ได้จาก
ก) ดาวเทียม TRMM ข) แบบจำลองที่พัฒนาขึ้น ในระหว่างปี 2003-2009

3.5 การพัฒนาโปรแกรมคอมพิวเตอร์สำหรับคำนวณปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม

ในการคำนวณปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียมโดยใช้แบบจำลองที่พัฒนาขึ้น เนื่องจากมีข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมจำนวนมาก ดังนั้นในการคำนวณค่าตัวแปรในแบบจำลองสำหรับทุกพิกเซลครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทย ผู้วิจัยจึงจำเป็นต้องพัฒนาโปรแกรมคอมพิวเตอร์เพื่อช่วยในการคำนวณตัวแปรดังกล่าวก่อนที่จะนำมาใช้ในแบบจำลอง หลังจากนั้นจึงนำตัวแปรทั้ง 4 ตัว และค่าอัตราส่วนสำหรับแก้ความคลาดเคลื่อนมาใส่ในแบบจำลองเพื่อคำนวณปริมาณฝนทั่วประเทศตามแผนภูมิรูปที่ 3.41-3.42

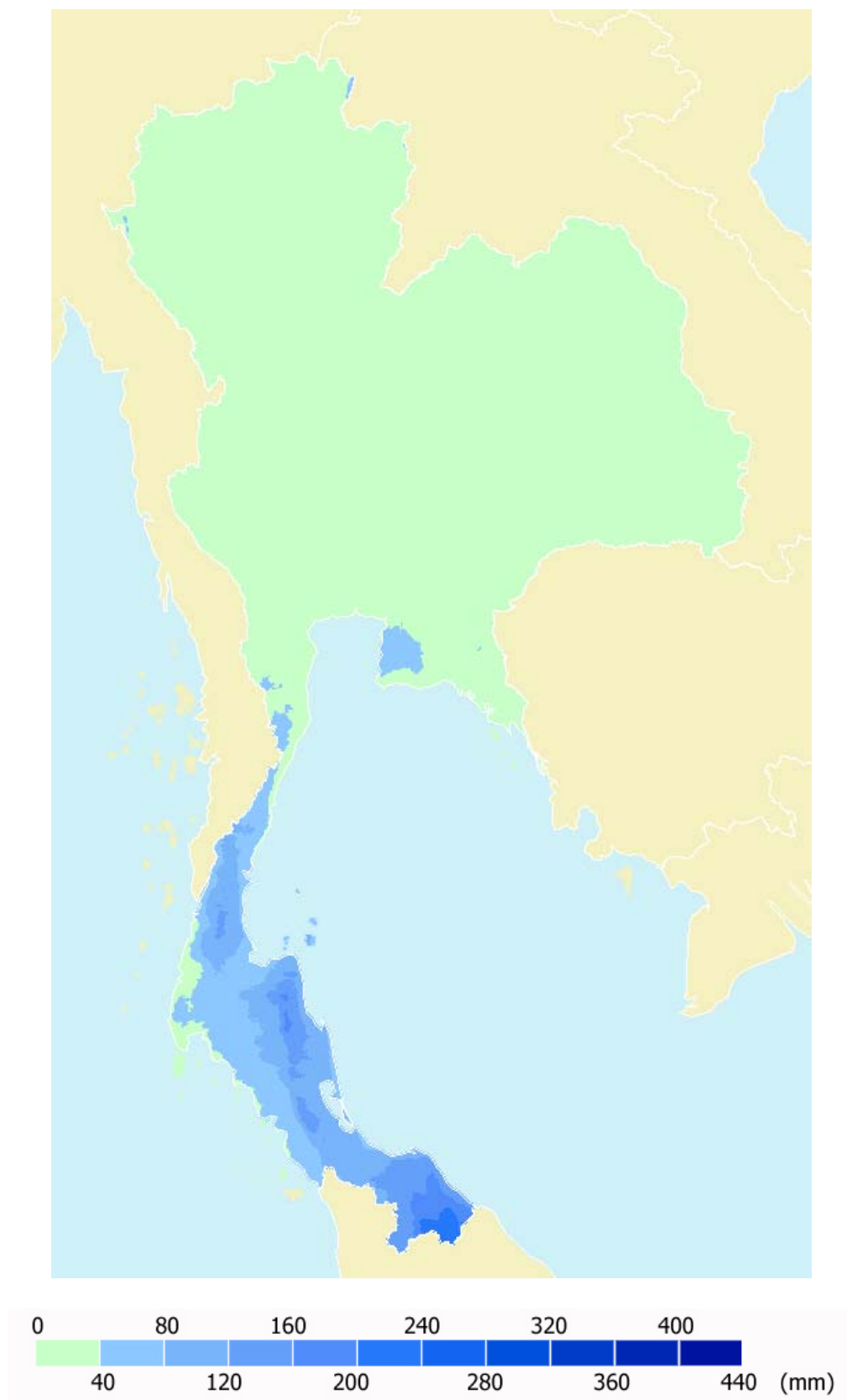


รูปที่ 3.41 แผนภูมิแสดงการคำนวณปริมาณฝนทั่วประเทศ

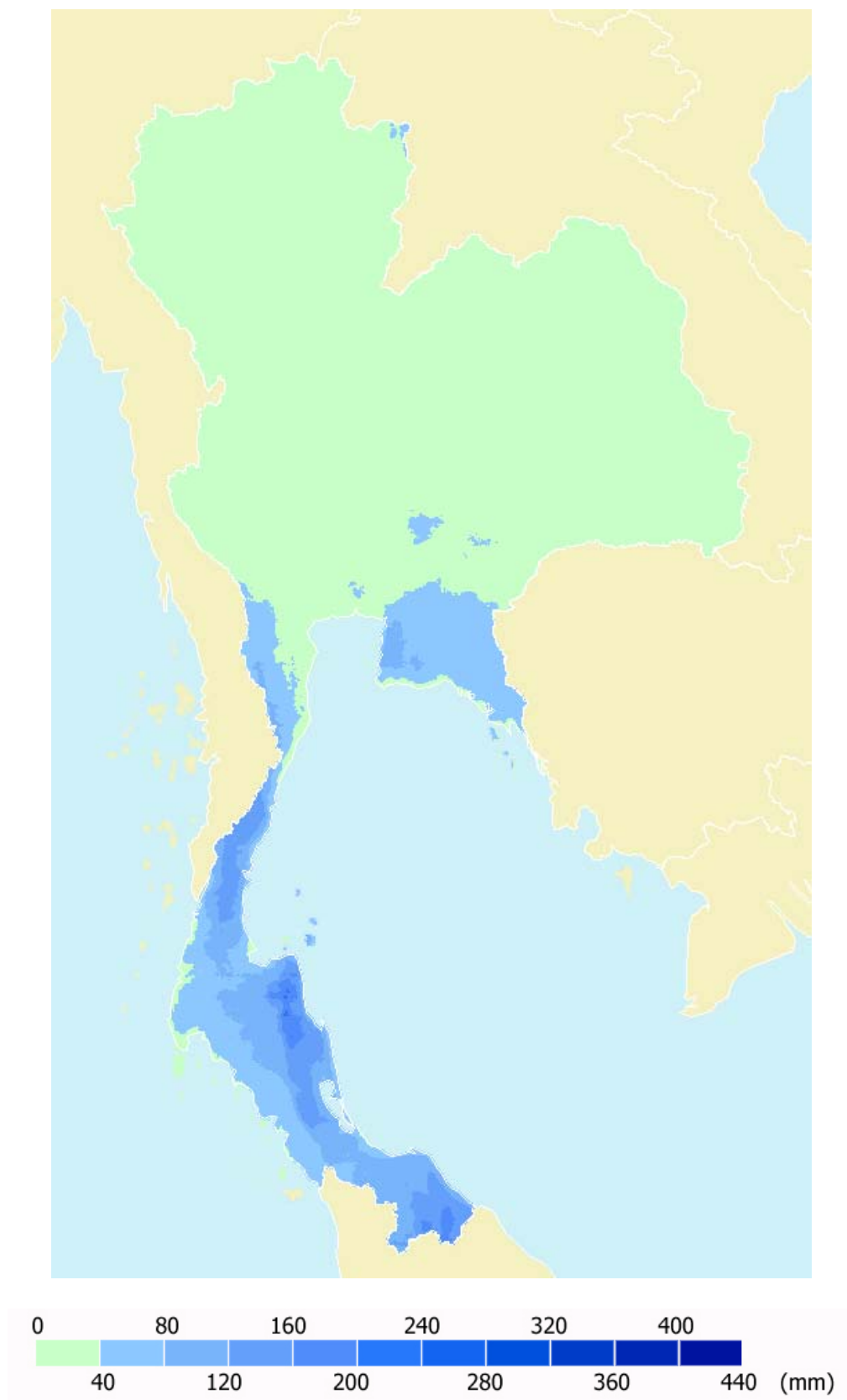


รูปที่ 3.42 Flowchart การทำงานของโปรแกรมที่พัฒนาขึ้น

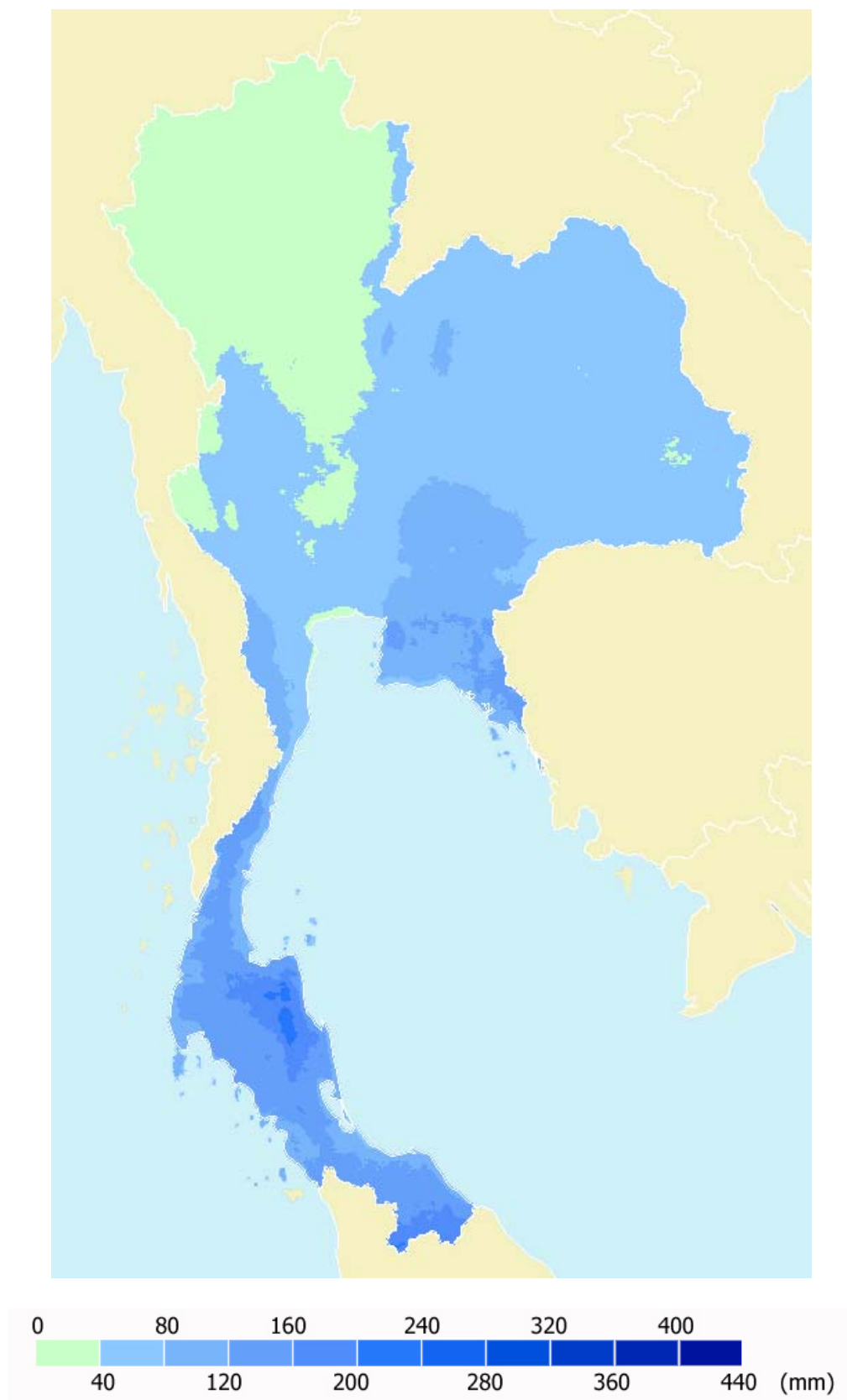
ผู้วิจัยได้ใช้โปรแกรมในการคำนวณตัวแปรทั้ง 4 ตัวแปรทุกพิกเซล ในแต่ละเดือน จากนั้นนำมาคำนวณเป็นตัวแปรระยะยาวสำหรับแต่ละดาวเทียม หลังจากนั้นทำการคำนวณปริมาณฝนโดยใช้แบบจำลองที่ได้ของแต่ละดาวเทียม ผู้วิจัยจะได้ปริมาณฝนรวมรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวทั่วประเทศไทยจากดาวเทียมแต่ละดวง ในการคำนวณเป็นปริมาณฝนรวมรายเดือนเฉลี่ยระยะยาว 20 ปี ผู้วิจัยจะทำการเฉลี่ยปริมาณฝนรายเดือนจากดาวเทียมทั้ง 4 ดวง และนำมาแสดงในรูปแบบที่ปริมาณฝน ผลที่ได้สำหรับปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับประเทศไทยแสดงในรูปที่ 3.43-3.54 และปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาว แสดงในรูปที่ 3.55



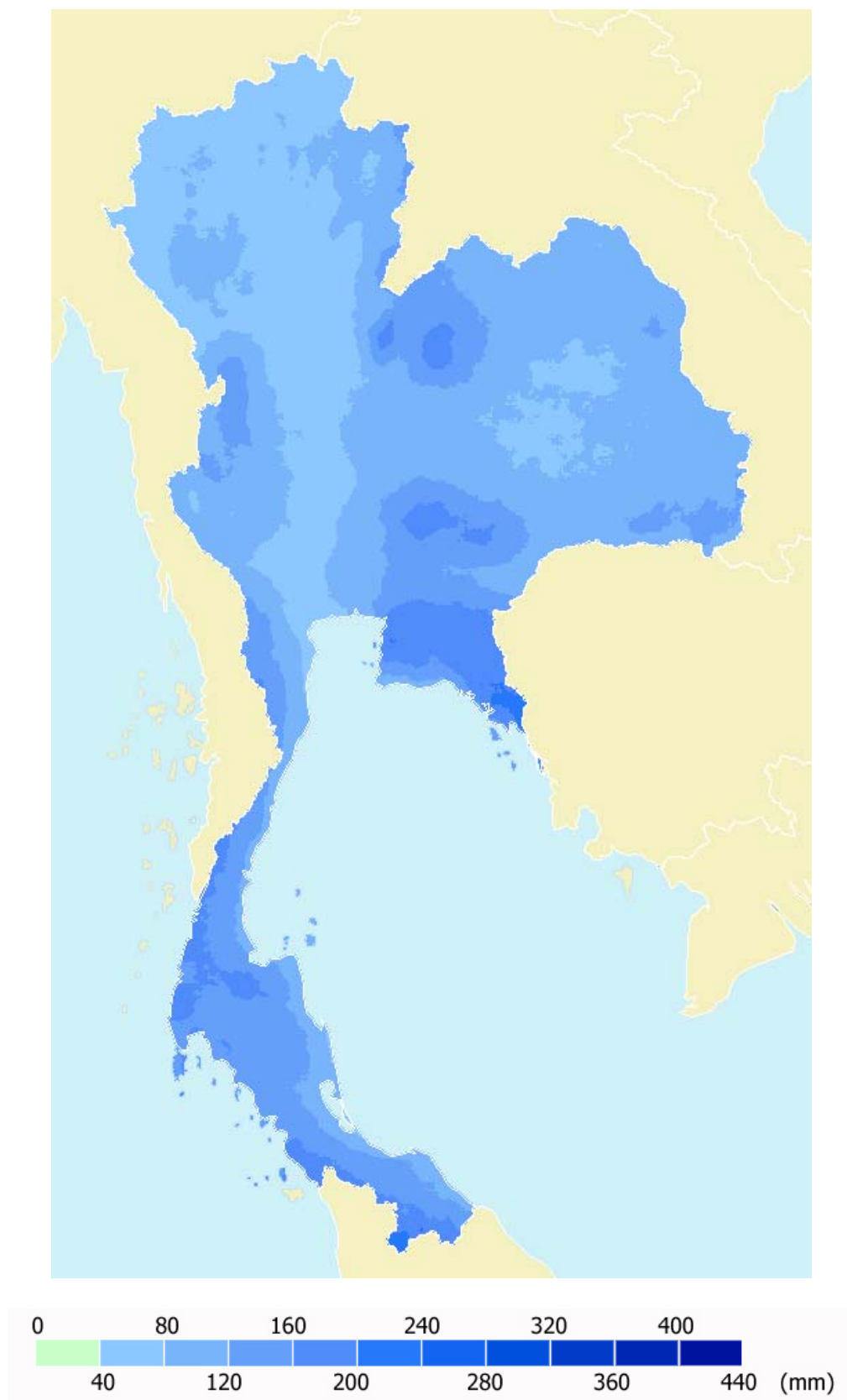
รูปที่ 3.43 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมกราคม

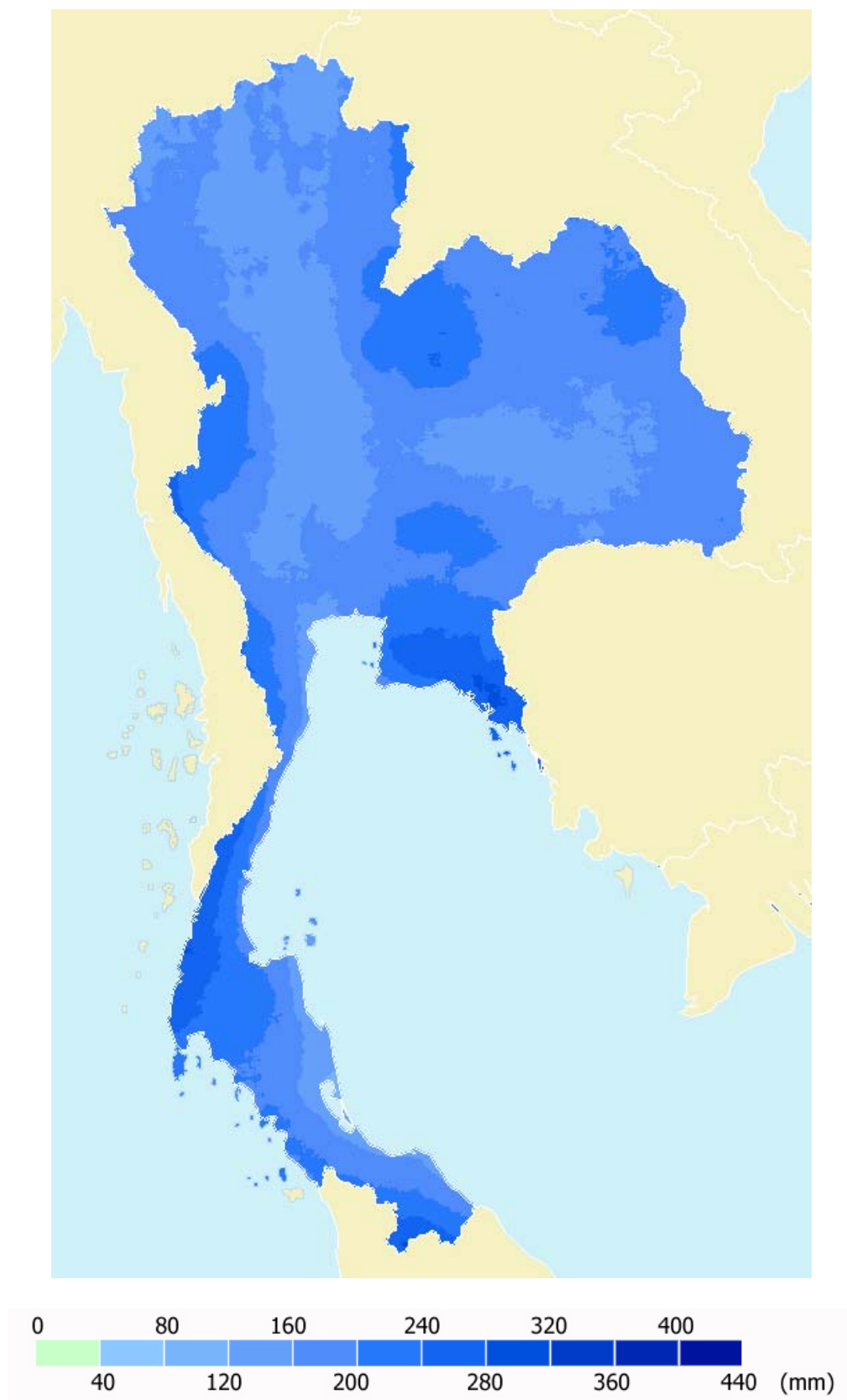


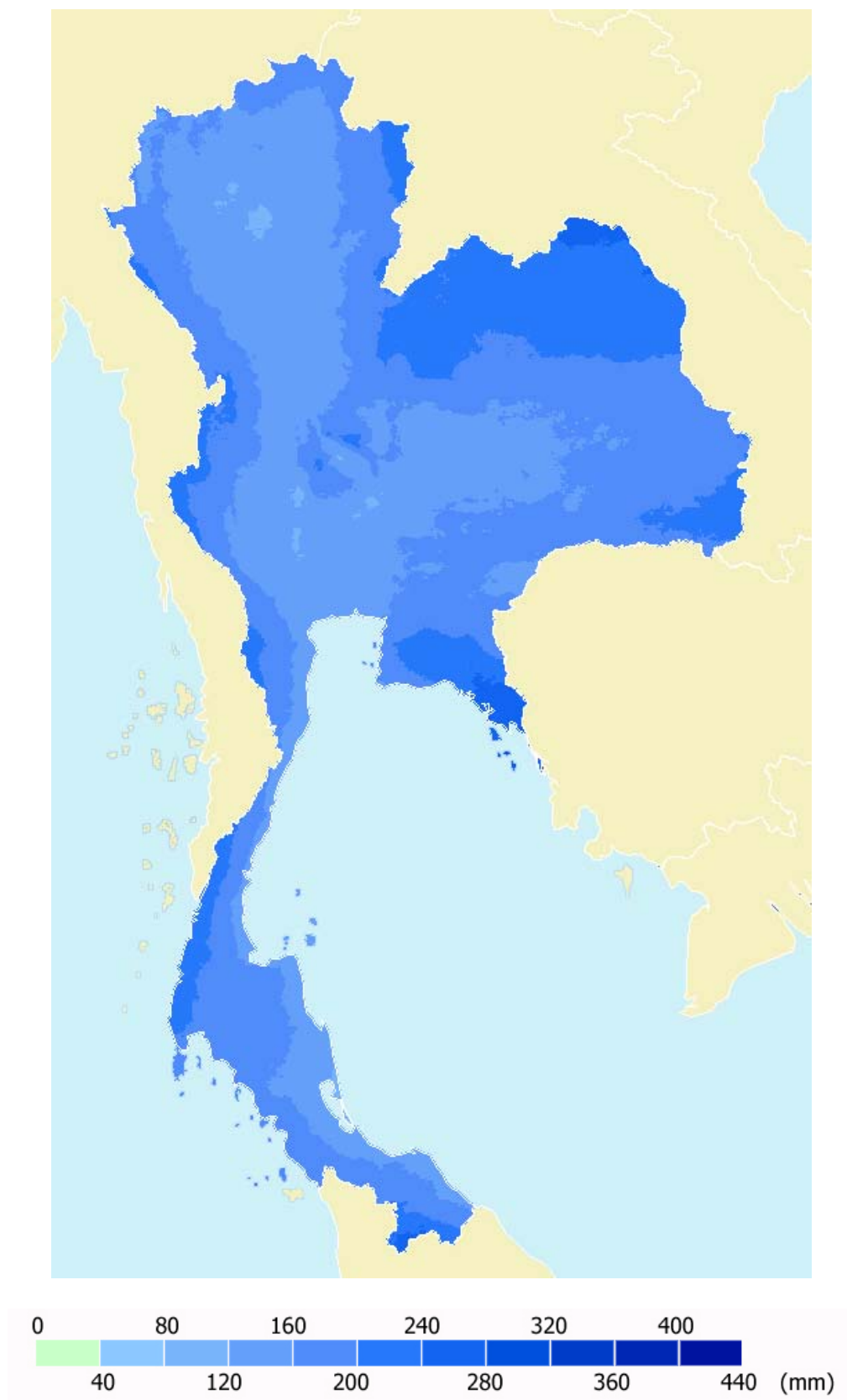
รูปที่ 3.44 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกุมภาพันธ์

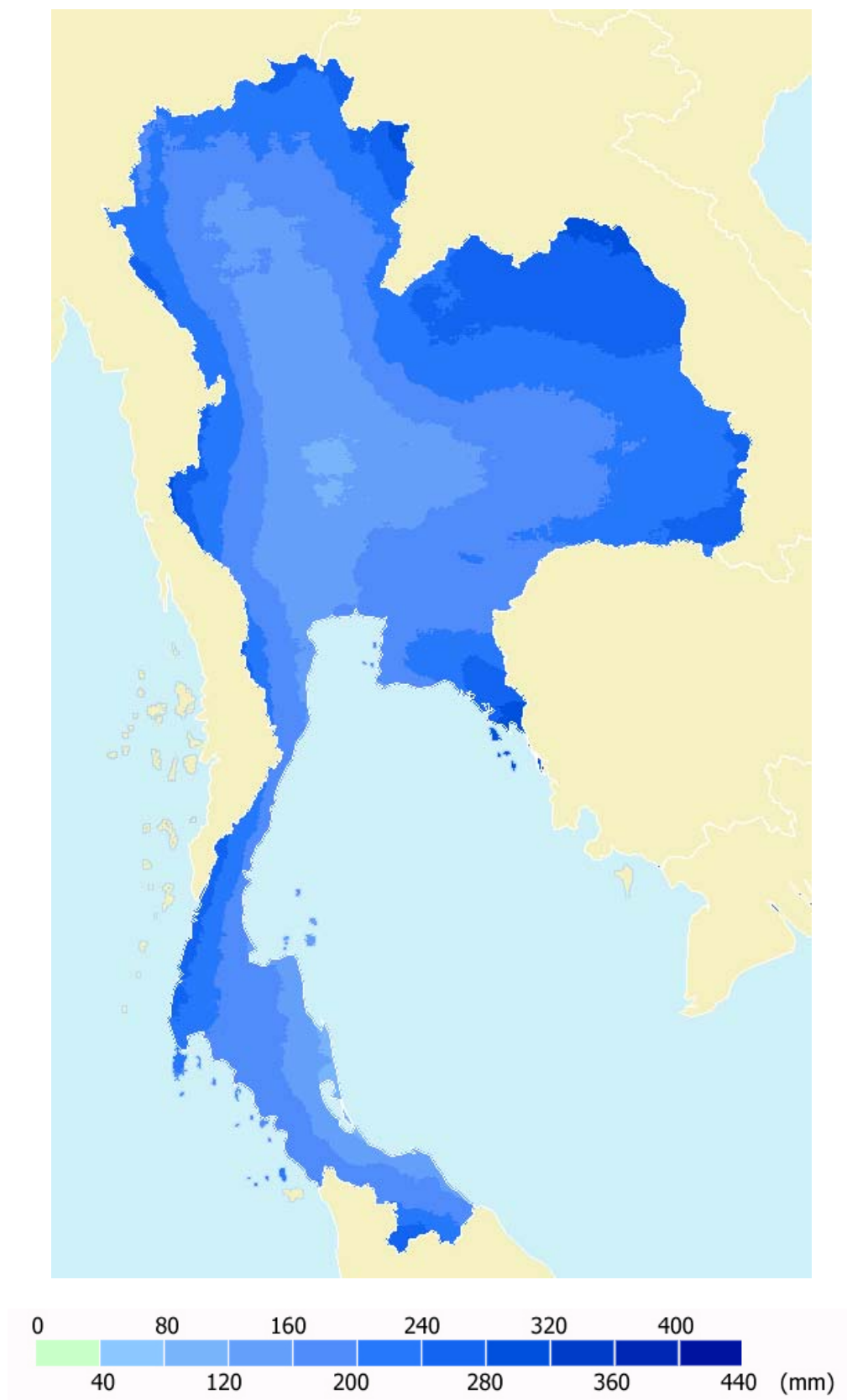


รูปที่ 3.45 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนมีนาคม

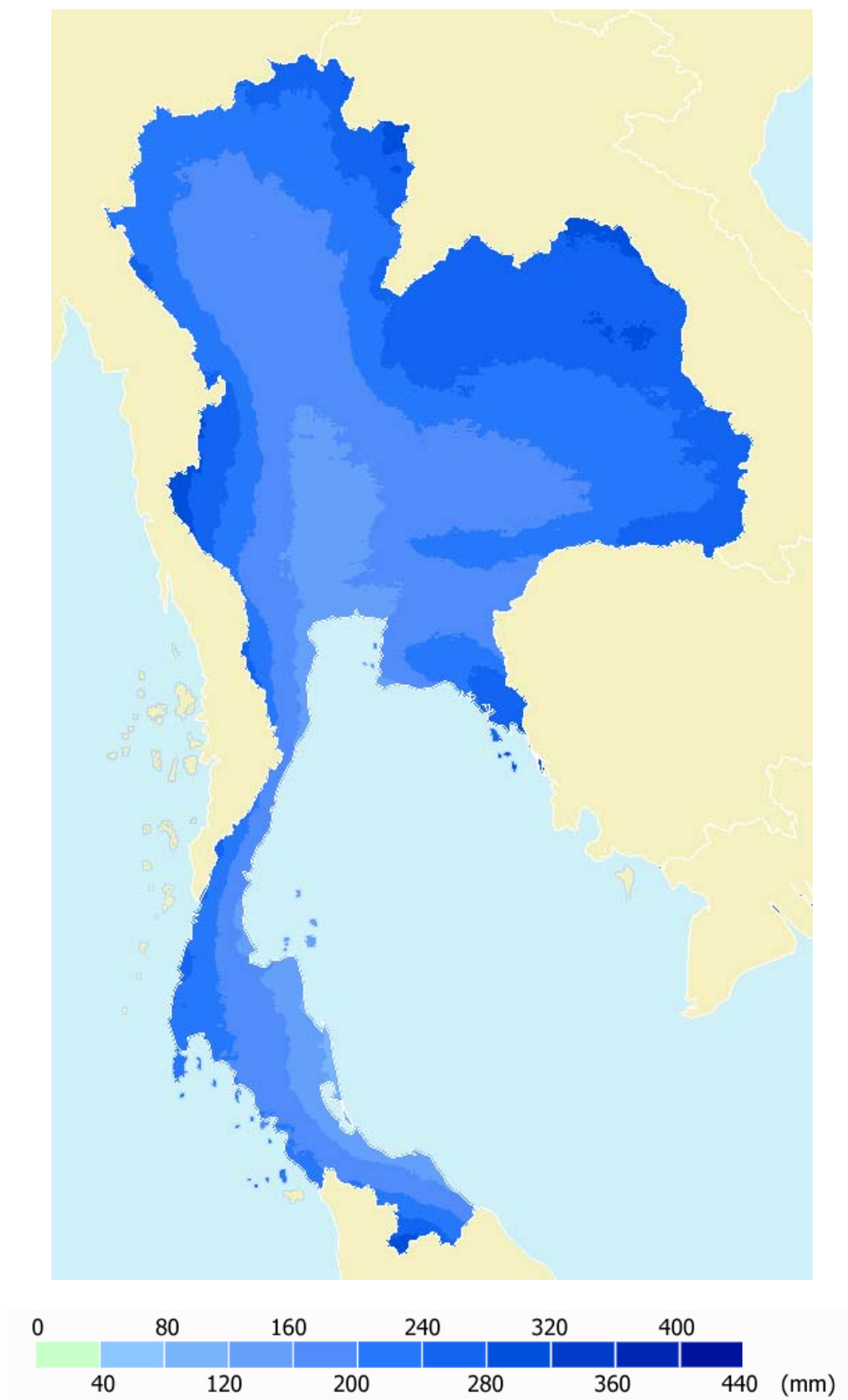


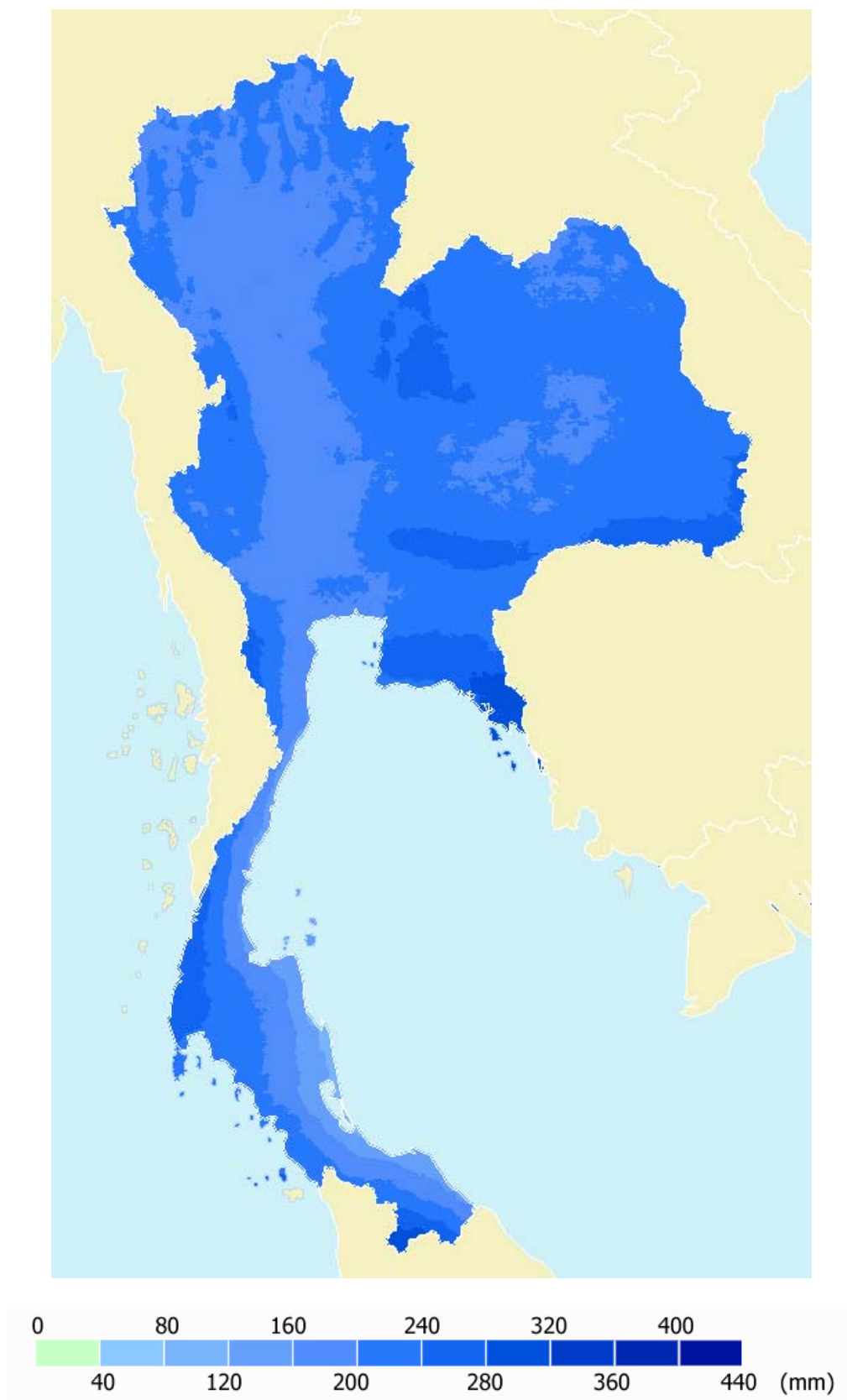


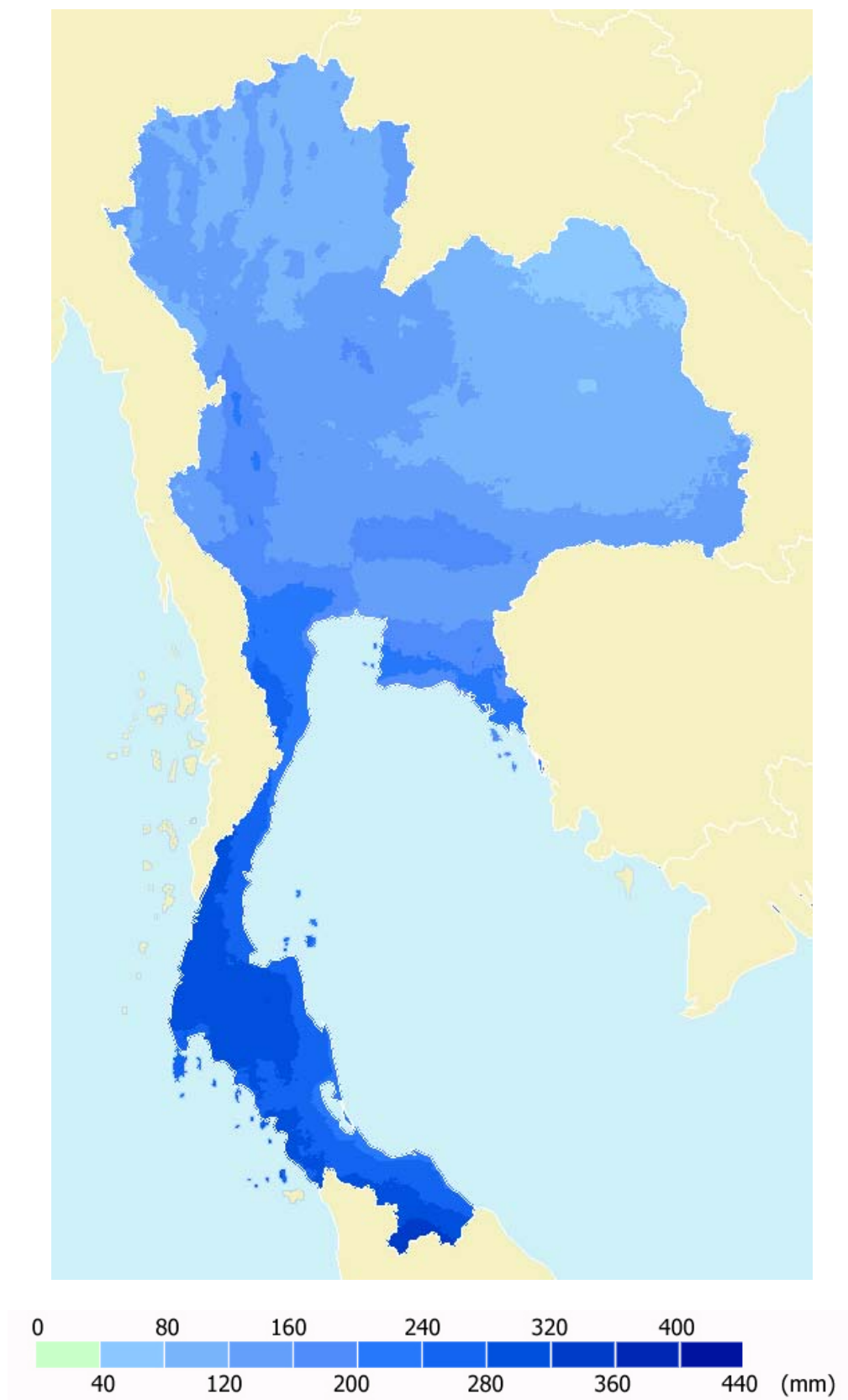




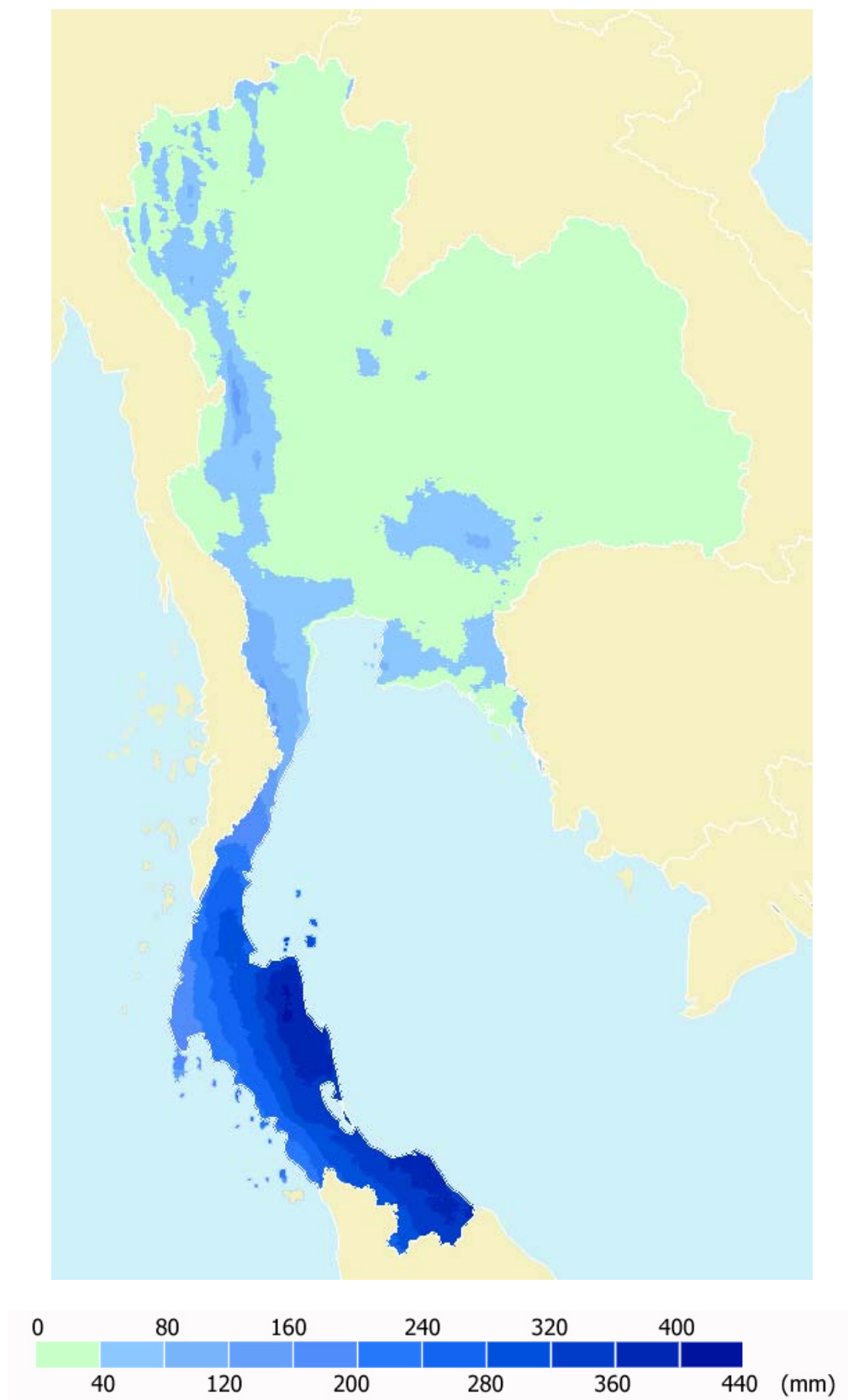
รูปที่ 3.49 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนกรกฎาคม



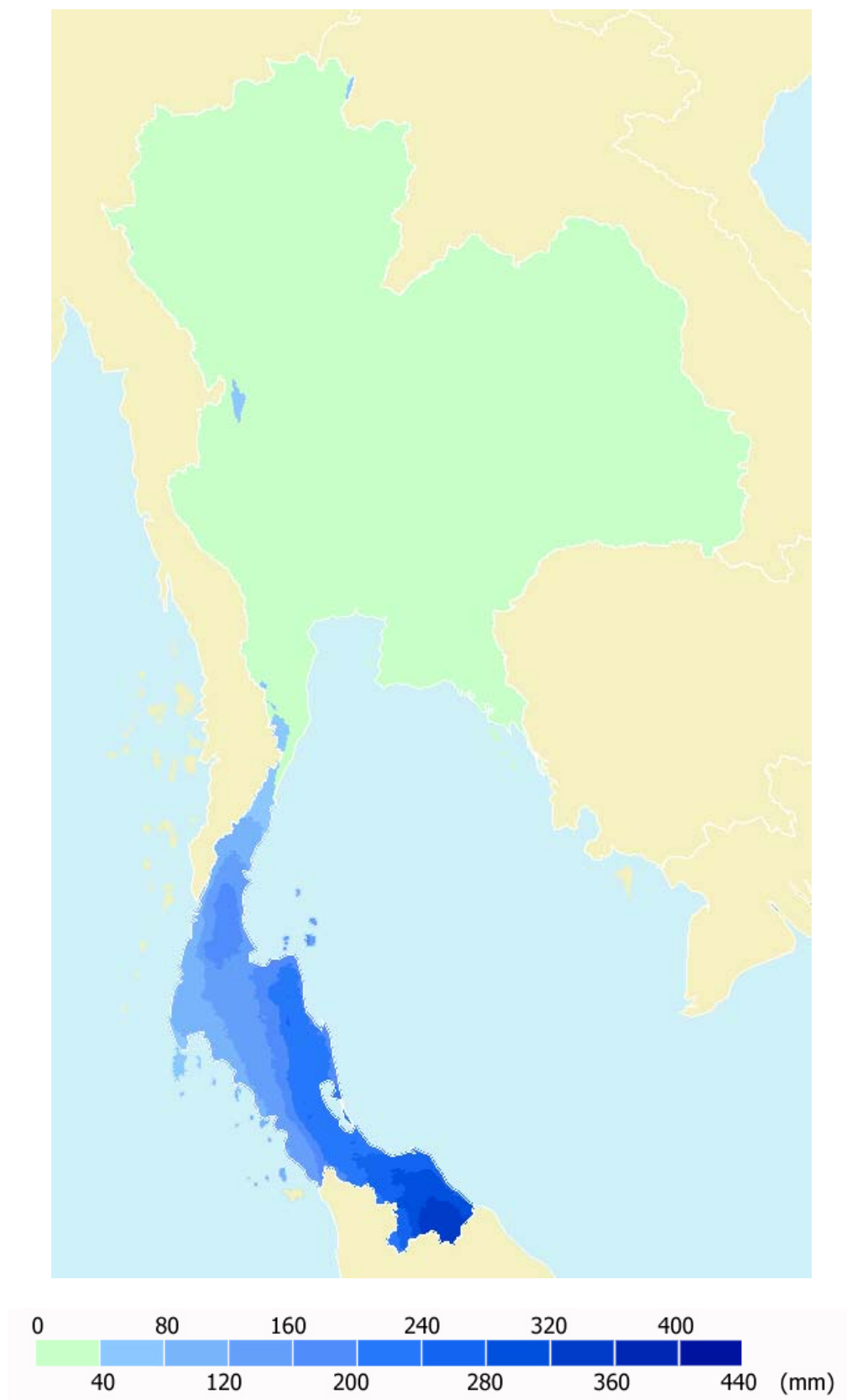




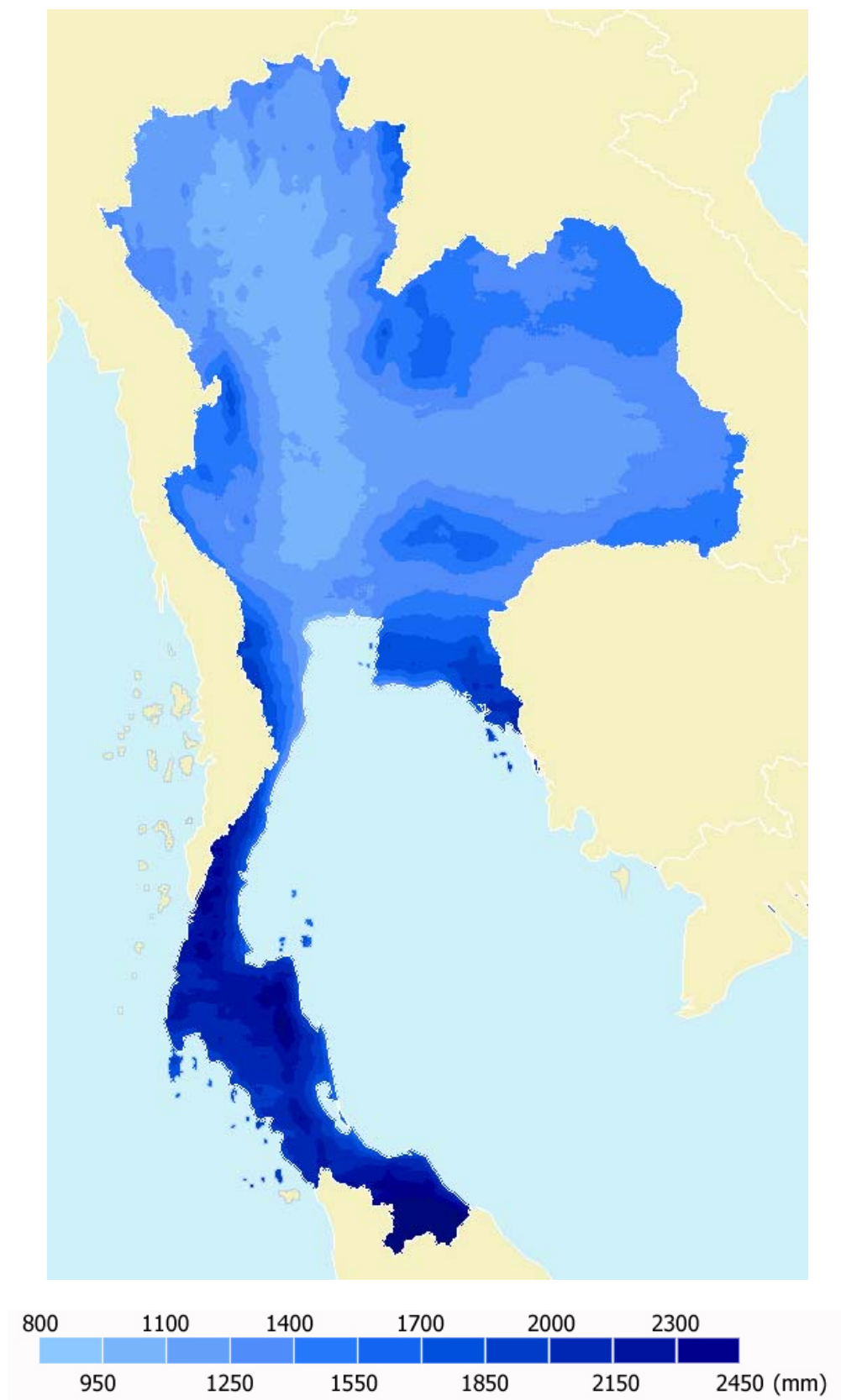
รูปที่ 3.52 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนตุลาคม



รูปที่ 3.53 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนพฤศจิกายน



รูปที่ 3.54 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยระยะยาวเดือนธันวาคม



รูปที่ 3.55 ปริมาณฝนรวมรายปีเฉลี่ยระยะยาว

3.6 การวิเคราะห์ปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทย

3.6.1 วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนรายปีและการกระจายเชิงพื้นที่ของฝน

จากรูปที่ 3.43 - 3.55 จะเห็นว่าปริมาณฝนในประเทศไทยมีการเปลี่ยนแปลงตามพื้นที่และเวลาในรอบปีซึ่งสามารถสรุปได้ดังนี้

1) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนมกราคม (รูปที่ 3.43) ปริมาณฝนในบริเวณภาคเหนือ ภาคกลาง และภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีค่าน้อยกว่า 40 มิลลิเมตรต่อเดือน ภาคใต้ตอนบนตั้งแต่จังหวัดชุมพรลงไปการกระจายของปริมาณฝนอยู่ในช่วง 80-120 มิลลิเมตรต่อเดือน และในภาคใต้ตอนล่างฝั่งตะวันออกจะมีปริมาณฝนสูงกว่าภาคใต้ฝั่งตะวันตก ทั้งนี้เนื่องจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ทำให้ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมและความชื้นจากอ่าวไทยเข้ามาส่งผลให้ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมมากกว่าบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันตก

2) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนกุมภาพันธ์ (รูปที่ 3.44) ภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลางมีการกระจายของปริมาณฝนคล้ายคลึงกัน คือส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 0-40 มิลลิเมตรต่อเดือน ภาคตะวันออกปริมาณฝนเริ่มมากขึ้นจากเดือนมกราคมเพียงเล็กน้อย โดยจะอยู่ในช่วง 40-80 มิลลิเมตรต่อเดือน ส่วนภาคใต้ตอนบนมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 40-120 มิลลิเมตรต่อเดือนและภาคใต้ตอนล่างฝั่งตะวันตกมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 0-40 มิลลิเมตรต่อเดือนกระจายเป็นบริเวณกว้าง ส่วนภาคใต้ฝั่งตะวันออกมีปริมาณฝนต่ำกว่ากรณีของเดือนมกราคมเนื่องจากได้รับอิทธิพลตะวันออกเฉียงเหนือลดลงแต่ยังคงมากกว่าภาคใต้ฝั่งตะวันตก

3) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนมีนาคม (รูปที่ 3.45) ในภาคใต้และภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณฝนโดยเฉลี่ยสูงกว่าภาคอื่นโดยเฉพาะในภาคตะวันออกเฉียงเหนือบริเวณจังหวัดตราดและจันทบุรี มีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือน ในขณะที่ภาคเหนือปริมาณฝนมีค่าน้อยกว่า 40 มิลลิเมตรต่อเดือน ซึ่งส่วนใหญ่จะเป็นฝนแบบพาความร้อน เนื่องจากเป็นบริเวณที่มีป่าไม้เป็นจำนวนมาก ซึ่งมีส่วนทำให้มวลอากาศร้อนที่มีความชุ่มชื้นในบริเวณนั้นก่อตัวเป็นฝนได้ สำหรับภาคกลาง ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคใต้ฝั่งตะวันตกพบว่าการกระจายของปริมาณฝนเป็นบริเวณกว้างซึ่งมีค่าอยู่ในช่วง 80-160 มิลลิเมตรต่อเดือน

4) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนเมษายน (รูปที่ 3.46) ในภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 40-80 มิลลิเมตรต่อเดือน ในบางพื้นที่บริเวณจังหวัดลำปาง ลำพูนมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 80-120 มิลลิเมตรต่อเดือน ทั้งนี้เนื่องจากพื้นที่ดังกล่าวมีลักษณะเป็นภูเขาสูงจึงทำให้เกิดฝนที่เกิดจากการพาความร้อน บริเวณพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคใต้มีปริมาณฝนโดยเฉลี่ยสูงกว่าภาคอื่น คืออยู่ในช่วง 160-200 มิลลิเมตรต่อเดือน

5) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนพฤษภาคม (รูปที่ 3.47) ภาคใต้ฝั่งตะวันตกและภาคตะวันออกบริเวณจังหวัดระยอง จันทบุรี และตาก เริ่มได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ทำให้ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมมาก ทำให้บริเวณดังกล่าวมีปริมาณฝนเพิ่มมากขึ้นจากเดือนเมษายน แต่อย่างไรก็ตาม ผลการคำนวณพบว่า ภาคใต้ฝั่งตะวันออกยังคงมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 80-120 มิลลิเมตรต่อเดือน ทั้งนี้เพราะบริเวณดังกล่าวได้รับอิทธิพลลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้น้อยกว่าบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันตก สำหรับภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลาง ซึ่งยังคงได้รับอิทธิพล จากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ค่อนข้างน้อยทำให้ปริมาณฝนยังคงต่ำ ส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือน และบริเวณตอนใต้ของภาคตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มมีปริมาณฝนมากกว่าทางตอนเหนือ โดยมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 200-240 มิลลิเมตรต่อเดือน ทั้งนี้สืบเนื่องมาจากอิทธิพลจากร่องความกดอากาศต่ำที่พาดผ่านประเทศไทยบริเวณดังกล่าวในช่วงเดือนพฤษภาคม

6) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนมิถุนายน (รูปที่ 3.48) อิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ต่อปริมาณฝนในบริเวณต่างๆ ของประเทศไทยสูงขึ้นโดยเฉพาะในภาคใต้ ภาคตะวันออก และบริเวณด้านตะวันตกของภาคกลางและภาคเหนือ ทำให้ปริมาณฝนในบริเวณดังกล่าวมีค่าเพิ่มขึ้นจากกรณีของเดือนพฤษภาคม อย่างไรก็ตามในบางบริเวณของภาคกลาง ภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือซึ่งอยู่ลึกเข้าไปในแผ่นดินยังคงมีปริมาณฝนในช่วง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือน และบริเวณตอนบนของภาคตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มมีปริมาณฝนมากกว่าทางตอนใต้ โดยมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 200-240 มิลลิเมตรต่อเดือน ซึ่งได้รับอิทธิพลจากร่องความกดอากาศต่ำที่พาดผ่านประเทศไทยบริเวณดังกล่าวในช่วงเดือนมิถุนายน

7) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนกรกฎาคม (รูปที่ 3.49) โดยทั่วไปในเดือนนี้พื้นที่ทั่วประเทศได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ทำให้มีเมฆกระจายอยู่ทั่วประเทศซึ่งเป็นผลทำให้ปริมาณฝนมีค่าเพิ่มขึ้น โดยแปรค่าอยู่ในช่วง 200-320 มิลลิเมตรต่อเดือน แต่อย่างไรก็ตามในบางบริเวณของภาคกลางพบว่ามีปริมาณฝนที่น้อยกว่าโดยแปรค่าอยู่ระหว่าง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือน

8) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนสิงหาคม (รูปที่ 3.50) การกระจายตัวของปริมาณฝนทั่วประเทศยังคงเป็นไปตามอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ซึ่งมีลักษณะคล้ายกับเดือนกรกฎาคม โดยมีบริเวณที่มีปริมาณฝนในช่วง 120-160 มิลลิเมตรต่อเดือนปรากฏเป็นหย่อมขนาดเล็กในบริเวณพื้นที่ภาคกลาง

9) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนกันยายน (รูปที่ 3.51) พื้นที่ทั่วประเทศยังถูกปกคลุมด้วยเมฆอันเนื่องมาจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ทำให้พื้นที่ทุกภาคของประเทศไทยมีปริมาณฝนค่อนข้างสูง กล่าวคือส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 200-240 มิลลิเมตรต่อเดือน

10) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนตุลาคม (รูปที่ 3.52) โดยทั่วไปในช่วงปลายเดือน ตุลาคม ภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือจะเริ่มได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ทำให้ปริมาณฝนลดลงจากเดือนกันยายน ยกเว้นในภาคใต้ซึ่งยังมีปริมาณฝนมากกระจายทั่วไป โดย จะแปรค่าอยู่ระหว่าง 280-360 มิลลิเมตรต่อเดือน

11) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนพฤศจิกายน (รูปที่ 3.53) พื้นที่ทั่วประเทศได้รับ อิทธิพลจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันออก จะได้รับ อิทธิพลจากมรสุมดังกล่าวค่อนข้างมาก ส่งผลให้ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมและมีการพัดพาความชุ่ม ชื้นจากบริเวณอ่าวไทยมาสู่บริเวณพื้นดิน ส่งผลให้ในภาคนี้ปริมาณฝนมีค่ามากกว่าภาคใต้ฝั่ง ตะวันตก สำหรับในภาคเหนือจะรับอิทธิพลจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือซึ่งนำพาอากาศเย็น และแห้งจากประเทศจีนเข้ามา ทำให้ปริมาณฝนลดลงอยู่ในระดับที่น้อยกว่า 40 มิลลิเมตรต่อเดือน

12) การกระจายของปริมาณฝนของเดือนธันวาคม (รูปที่ 3.54) แม้ในช่วงนี้รังสีดวง อาทิตย์ของบริเวณภาคใต้จะลดลง แต่ภาคใต้ได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือทำให้ ยังคงมีฝนตกอยู่ โดยบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันออกมีปริมาณฝนมากกว่าบริเวณภาคใต้ฝั่งตะวันตก เพราะได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือมากกว่าบริเวณอื่นๆ ส่วนภาคเหนือ ภาค กลาง และภาคตะวันออกเฉียงเหนือ มีปริมาณฝนน้อยกว่า 40 มิลลิเมตรต่อเดือน ซึ่งมีลักษณะคล้าย กับเดือนพฤศจิกายน

13) สำหรับการกระจายของปริมาณฝนรวมรายปีเฉลี่ยระยะยาวซึ่งแสดงไว้ในรูปที่ 3.55 จะ เห็นว่าการกระจายของปริมาณฝนบริเวณภาคเหนือและภาคกลางมีค่าอยู่ในช่วง 800-1,100 มิลลิเมตรต่อปี ภาคตะวันออกเฉียงเหนืออยู่ในช่วง 1,100-1,400 มิลลิเมตรต่อปี ทั้งนี้เนื่องมาจาก บริเวณดังกล่าวได้รับอิทธิพลจากมรสุมน้อยกว่าบริเวณที่ติดชายฝั่งทะเล ฝนที่เกิดส่วนใหญ่จึง เป็นฝนที่เกิดจากการพาความร้อนที่มักจะเกิดในช่วงฤดูร้อนและฝนปะทะภูเขา สำหรับภาคใต้และ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือจะมีลักษณะการกระจายของปริมาณฝนที่คล้ายคลึงกัน กล่าวคือปริมาณฝนส่วนใหญ่ มีค่ามากกว่า 1,800 มิลลิเมตรต่อปีขึ้นไป และบริเวณใกล้แนวเทือกเขาจะมีปริมาณฝนมากกว่า เนื่องจากในช่วงฤดูมรสุมจะพัดพาเอาความชุ่มชื้นจากมหาสมุทรเข้ามาปะทะแนวภูเขา ทำให้เกิด การกลั่นตัวและควบแน่นตกลงมาเป็นฝน อย่างไรก็ตามการคำนวณปริมาณฝนจากแบบจำลองที่ได้ ยังให้ค่าปริมาณฝนที่ต่ำกว่าความเป็นจริงในบริเวณภาคตะวันออกและภาคใต้ ทั้งนี้เนื่องมาจากฝน บริเวณดังกล่าวมีสาเหตุการเกิดเนื่องมาจากอิทธิพลของลมมรสุมและแนวเทือกเขา และส่งผลให้ บริเวณดังกล่าวมีระยะเวลาของฤดูฝนที่ยาวนานกว่าภาคอื่น ๆ

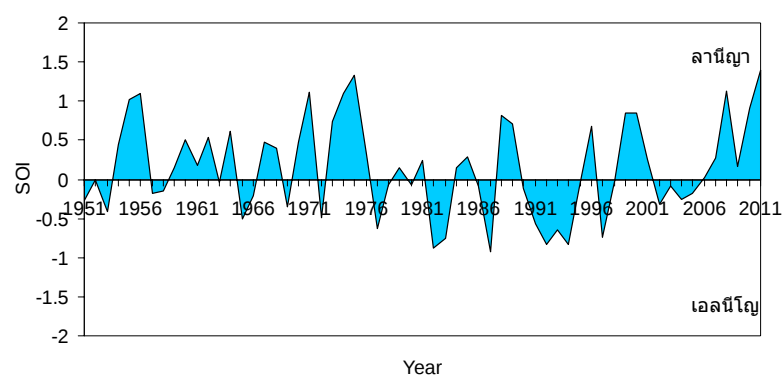
3.6.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนในประเทศไทยกับ Southern Oscillation Index

ความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ (Southern Oscillation) หมายถึง การที่ความกดอากาศระดับน้ำทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกได้มีความสัมพันธ์แบบผกผันกับความกดอากาศในมหาสมุทรอินเดีย กล่าวคือ เมื่อความกดอากาศบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกได้มีค่าสูง ความกดอากาศบริเวณมหาสมุทรอินเดียจากแอฟริกาถึงออสเตรเลียมักจะมีค่าต่ำ และในทางกลับกันก็จะเป็นเช่นเดียวกัน (Quinn et al., 1978)

นักอุตุนิยมวิทยาทั่วโลกได้มีการตกลงให้ใช้ความกดอากาศระดับน้ำทะเลที่เกาะตาสิตี (ละติจูด 17 องศา 33 ลิปดาใต้ ลองจิจูด 149 องศา 20 ลิปดาตะวันออก) หมู่เกาะโซไซตี้ (Society) เป็นตัวแทนของระบบความกดอากาศในมหาสมุทรแปซิฟิกใต้ และใช้ความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลเมืองดาร์วิน ประเทศออสเตรเลีย (ละติจูด 12 องศา 26 ลิปดาใต้ ลองจิจูด 130 องศา 52 ลิปดาตะวันออก) เป็นตัวแทนของระบบความกดอากาศในมหาสมุทรอินเดียและออสเตรเลีย (รูปที่ 3.56) ความแตกต่างระหว่างความกดอากาศของเมืองทั้งสอง (ที่ตาสิตีลบด้วยที่ดาร์วิน) ที่สูงหรือต่ำจากค่าปกติจะใช้เป็นดัชนีบ่งบอกถึงความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ เรียกว่า ดัชนีความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ (Southern Oscillation Index หรือ SOI) ดัชนีความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้เป็นการวัดความแรงของลมค้า (โดยปกติลมจะพัดจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูงไปยังบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำกว่า) ดังนั้นจึงใช้ดัชนีนี้บ่งบอกการเกิดปรากฏการณ์เอนโซ (ENSO) ได้ตัวหนึ่ง โดยดัชนีที่มีค่าเป็นลบหมายถึงความกดอากาศที่ตาสิตีต่ำกว่าที่ดาร์วิน นั่นคือ ลมค้าอ่อนกว่าปกติ และเมื่อดัชนีมีค่าติดลบสูงเป็นเวลานานจะแสดงถึงสภาวะเอลนีโญ (El Nino) ในทางกลับกันดัชนีที่มีค่าเป็นบวกแสดงถึงลมค้าพัดแรง และเมื่อดัชนีมีค่าเป็นบวกสูงเป็นเวลานานจะหมายถึงสภาวะลานีญา (La Nina) (รูปที่ 3.57)

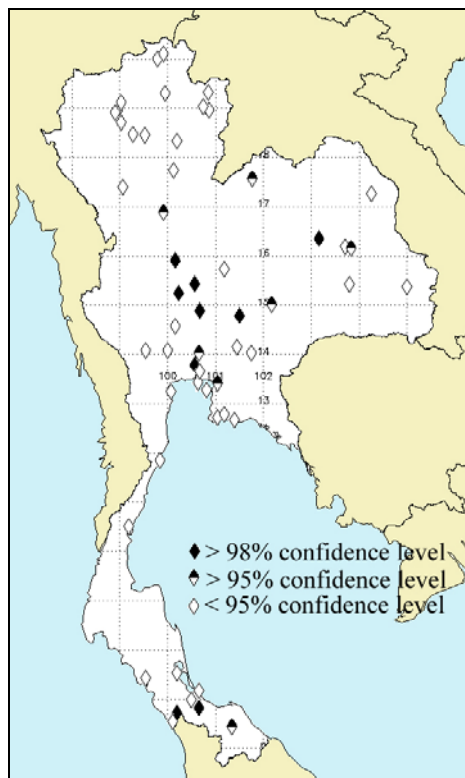


รูปที่ 3.56 เกาะตาฮีตีในหมู่เกาะโซโซซิดีและเมืองดาร์วิน ทางตอนเหนือของออสเตรเลีย



รูปที่ 3.57 การแปรค่าตามเวลาของดัชนีความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ (SOI)

ผู้วิจัยได้นำค่า SOI ไปหาความสัมพันธ์กับปริมาณฝนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดิน ผลที่ได้เป็นดังรูปที่ 3.58 ซึ่งพบว่าปริมาณฝนมีความสัมพันธ์ในเชิงบวกกับค่า SOI ที่ช่วงความเชื่อมั่นมากกว่า 98% มีจำนวน 8 สถานี ช่วงความเชื่อมั่นมากกว่า 95% มีจำนวน 16 สถานี และช่วงความเชื่อมั่นน้อยกว่า 95% มีจำนวน 38 สถานี



รูปที่ 3.58 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนรายปีกับค่า SOI (◆ มีความสัมพันธ์กันในช่วงความเชื่อมั่นมากกว่า 98%, ● มีความสัมพันธ์กันในช่วงความเชื่อมั่นมากกว่า 95% และ ◇ มีความสัมพันธ์กันในช่วงความเชื่อมั่นน้อยกว่า 95%)

ดังนั้นแสดงว่าปริมาณฝนในประเทศไทยส่วนใหญ่แปรตามความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ กล่าวคือ ในสภาวะลานีญา ปริมาณฝนในประเทศไทยจะมีปริมาณมากและในสภาวะเอลนีโญ ปริมาณฝนในประเทศไทยจะมีค่าลดลง

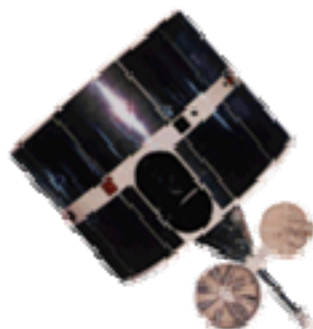
บทที่ 4

การหาปริมาณฝนบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย

โครงการนี้เป็นโครงการความร่วมมือระหว่างประเทศไทยและประเทศจีน ดังนั้น ในการดำเนินงานของโครงการ ผู้วิจัยจึงได้ดำเนินการหาปริมาณฝนบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยจากข้อมูลดาวเทียม FY-2D ซึ่งจะประกอบด้วยงาน 6 ส่วน ได้แก่ ส่วนที่ 1 การหาข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในการสร้างแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม ส่วนที่ 2 การจัดเตรียมข้อมูลปริมาณฝนภาคพื้นดิน ส่วนที่ 3 การจัดเตรียมข้อมูลดาวเทียมสำหรับสร้างแบบจำลอง ส่วนที่ 4 การสร้างแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝนที่เหมาะสมกับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยจากข้อมูลดาวเทียม FY-2D ส่วนที่ 5 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองและส่วนที่ 6 การจัดทำแผนที่ปริมาณฝนสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย โดยมีรายละเอียดดังนี้

4.1 การหาข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในการสร้างแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม

ดาวเทียม FY-2 ของ China Meteorological Administration (CMA) ประเทศจีน (รูปที่ 4.1) เป็นดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบอยู่กับที่เมื่อเทียบกับการหมุนรอบตัวเองของโลก (geostationary satellite) โดยใช้งานต่อเนื่องกันหลายดวง โดยดวงปัจจุบันคือ FY-2D อยู่เหนือพื้นผิวโลกที่ตำแหน่งเส้นลองจิจูด 86.5°E และ FY-2E อยู่ที่ 105°E ภายในดาวเทียมจะมีอุปกรณ์ที่ใช้บันทึกภาพบรรยากาศและพื้นผิวโลก เรียกว่า Visible Infrared Spin Scan Radiometer หรือ VISSR ซึ่งทำหน้าที่บันทึกภาพของโลกและเมฆที่ปกคลุมในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง ช่วงความยาวคลื่นรังสีอินฟราเรด และช่วงที่มีผลต่อปริมาณไอน้ำ มีค่าความละเอียดเชิงพื้นที่ (subsatellite resolution) ในช่องสัญญาณแสงสว่างเท่ากับ 1.25 km×1.25 km และประมาณ 5 km×5 km ในช่องสัญญาณอินฟราเรดและไอน้ำ



รูปที่ 4.1 ลักษณะของดาวเทียม FY-2D

ดาวเทียมชุดดังกล่าวเริ่มใช้งานเมื่อเดือนกรกฎาคม ค.ศ.1998 โดยแต่ละดวงมีช่วงเวลาใช้งานดังนี้

- FY-2A ช่วงกรกฎาคม ค.ศ. 1998 – มีนาคม ค.ศ. 1999 (ตำแหน่งลองจิจูด 105°E)
- FY-2B ช่วงมิถุนายน ค.ศ. 2000 – สิงหาคม ค.ศ. 2004 (ตำแหน่งลองจิจูด 105°E)
- FY-2C ช่วงตุลาคม ค.ศ. 2004 – ป้าย ค.ศ. 2009 (ตำแหน่งลองจิจูด 105°E)
- FY-2D ช่วงธันวาคม ค.ศ. 2006 – ปัจจุบัน (ตำแหน่งลองจิจูด 86.5°E)

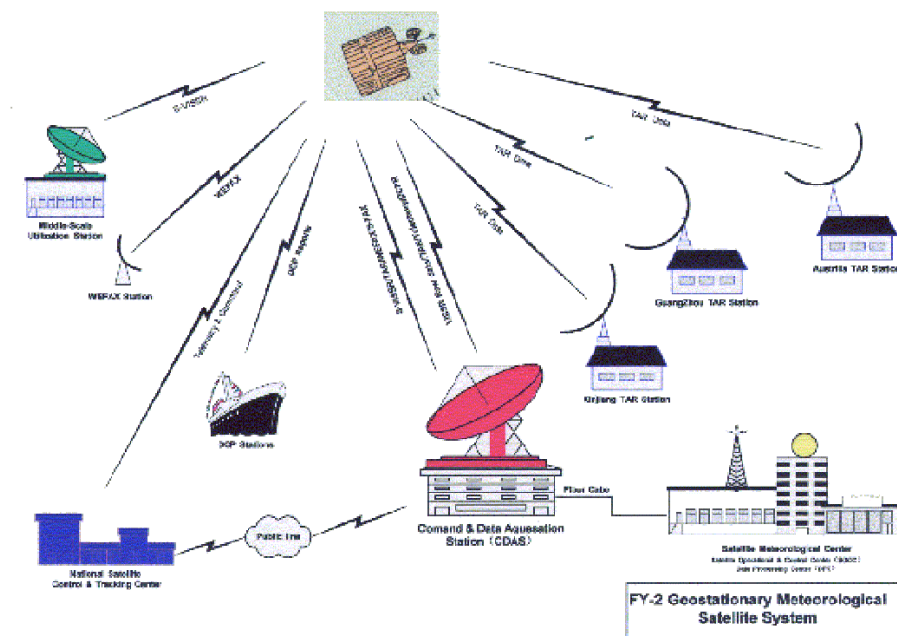
สำหรับช่วงความยาวคลื่นของข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมแสดงดังตารางที่ 4.1

ตารางที่ 4.1 ความยาวคลื่นของช่องสัญญาณต่างๆ ของดาวเทียม FY-2D

ช่องสัญญาณ	ความยาวคลื่น (μm)
VIS	0.50-0.75
IR1	10.3-11.3
IR2	11.5-12.5
IR3	3.5-4.0
WV	6.3-7.6

อุปกรณ์ VISSR ประกอบด้วยกล้องโทรทรรศน์และระบบบันทึกข้อมูล โดยดาวเทียมหมุนรอบตัวเอง 100 รอบต่อนาที และอุปกรณ์ดังกล่าวจะกวาดเก็บภาพจากขั้วเหนือไปยังขั้วใต้ของโลก ดาวเทียมจะทำการบันทึกภาพโลกทุกๆ 1 ชั่วโมง และส่งสัญญาณภาพลงมาประมวลที่ศูนย์ควบคุมในประเทศจีน จากนั้นจะส่งสัญญาณที่ประมวลผลแล้วขึ้นไปที่ดาวเทียม FY-2D อีกครั้งหนึ่ง เพื่อแพร่ภาพไปยังสถานีรับภาพในประเทศต่างๆ สำหรับสถานีรับภาพดาวเทียม FY-2D ใน

ประเทศไทยมี 2 แห่ง ได้แก่ ที่ภาควิชาฟิสิกส์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย (รูปที่ 4.3) และที่สถานีรับสัญญาณดาวเทียมจุฬารักษ์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์

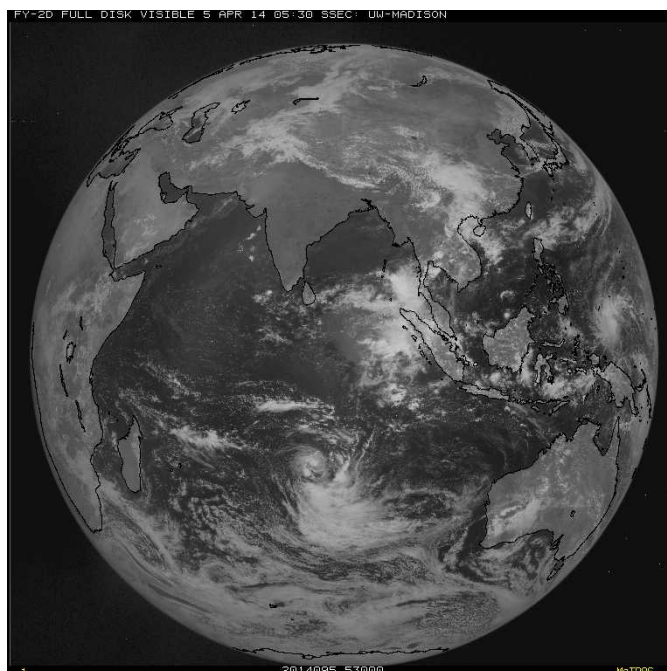


รูปที่ 4.2 การส่งและรับสัญญาณความถี่ม FY-2D ที่สถานีต่างๆ

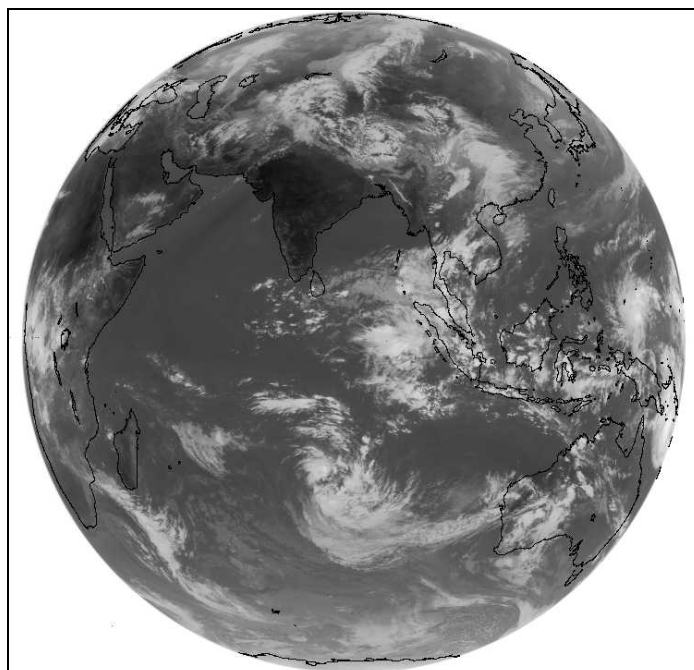


รูปที่ 4.3 สถานีรับภาพดาวเทียม FY-2D ที่จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

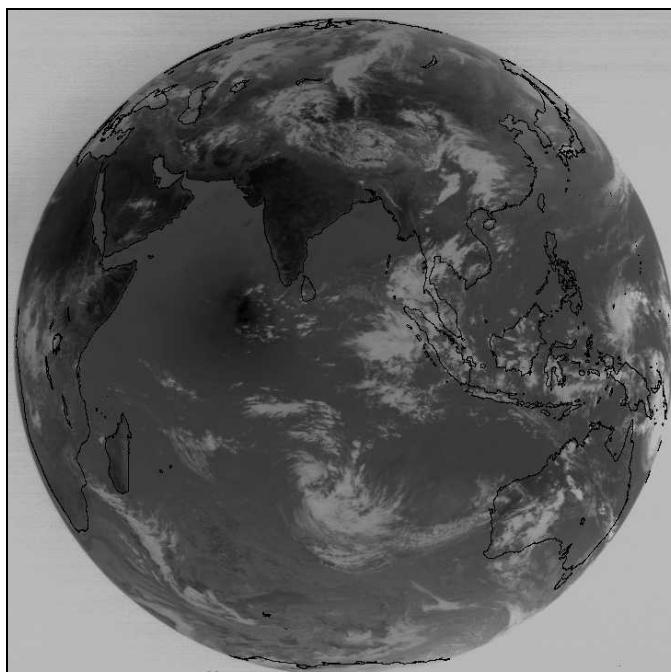
ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่าง รังสีอินฟราเรดและช่องสัญญาณ NIR จากดาวเทียม FY-2D แสดงดังรูปที่ 4.4-4.6



รูปที่ 4.4 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม FY-2D ในช่องสัญญาณแสงสว่าง

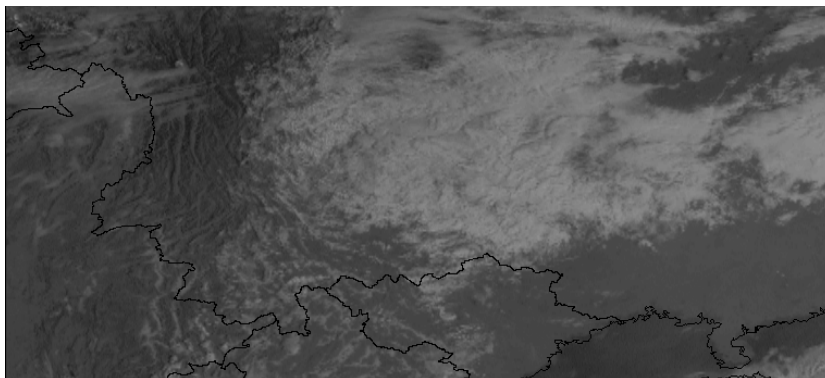


รูปที่ 4.5 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม FY-2D ในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด

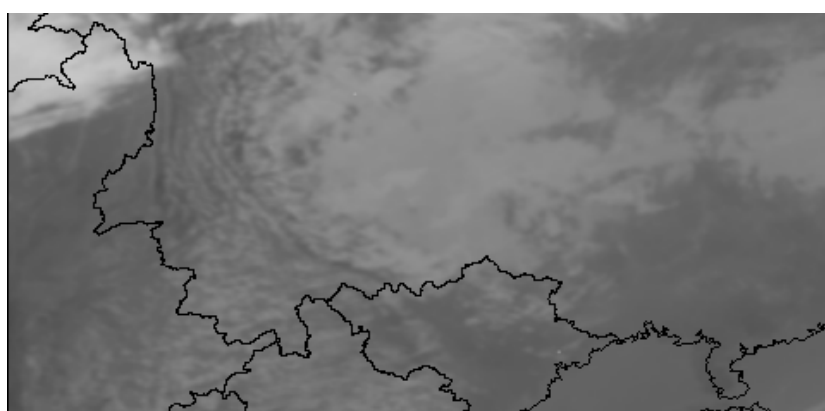


รูปที่ 4.6 ตัวอย่างภาพจากดาวเทียม FY-2D ในช่องสัญญาณ NIR

ผู้วิจัยได้ทำการหาข้อมูลดาวเทียม FY-2D ซึ่งเป็นข้อมูลย้อนหลังจำนวน 5 ปี ตั้งแต่เดือนมกราคม 2008 – ธันวาคม 2012 ในช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด โดยข้อมูลดาวเทียมที่ได้จะอยู่ในรูปข้อมูลดิจิทัล 8 บิต และอยู่ในรูป satellite projection เมื่อแสดงเป็นภาพจะเห็นเป็นส่วนโค้ง ซึ่งไม่สะดวกต่อการใช้งาน ดังนั้นผู้วิจัยได้ทำการแปลงข้อมูลในช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดดังกล่าวให้อยู่ในรูป cylindrical projection ซึ่งระบอบภาพในแนวตั้งจะแปรตามละติจูด ระยะในแนวนอนจะแปรตามลองจิจูด พร้อมทั้งหาพิกัดของภาพถ่ายดาวเทียมดังกล่าวด้วยโดยภาพที่ทำการแปลงและหาพิกัดแล้วจะมีลักษณะดังตัวอย่างในรูปที่ 4.7-4.8

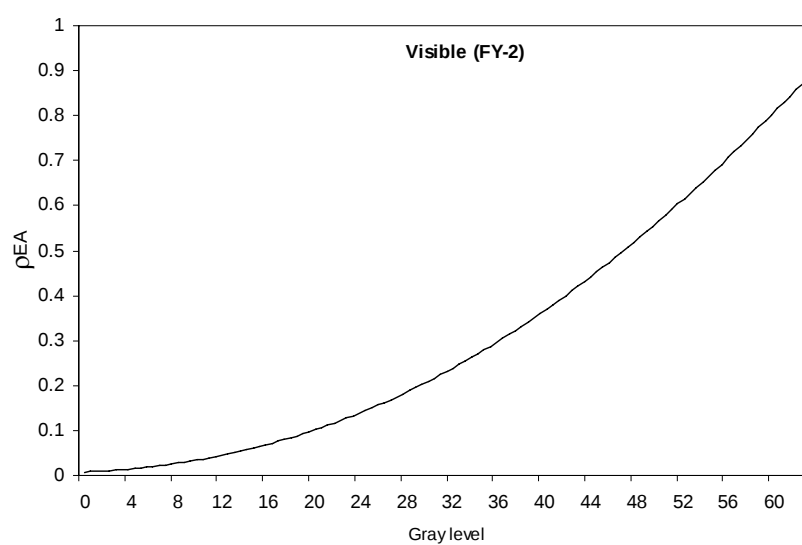


รูปที่ 4.7 ภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างที่ทำการหาพิกัดแล้ว

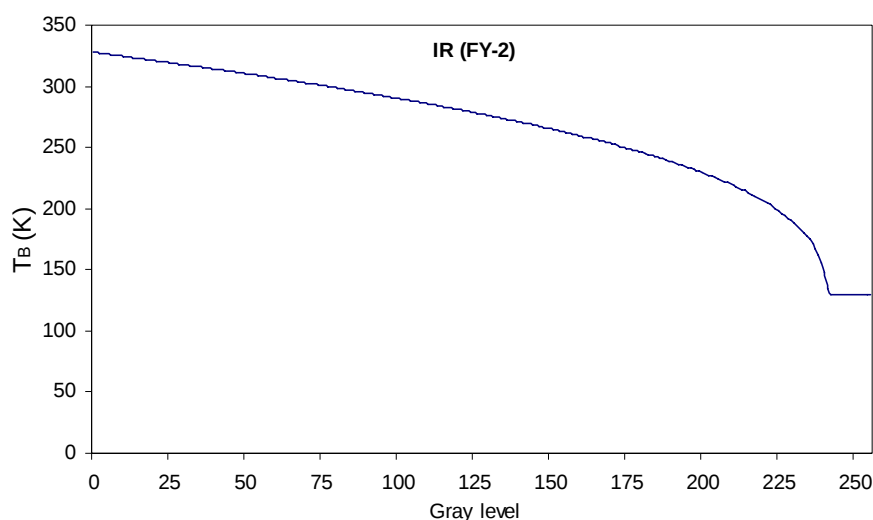


รูปที่ 4.8 ภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดที่ทำการหาพิกัดแล้ว

หลังจากนั้น ผู้วิจัยได้ทำการแปลงภาพถ่ายดาวเทียมจาก gray level ให้เป็นค่า brightness temperature โดยใช้ตารางสอบเทียบจากผู้ผลิตดาวเทียม (รูปที่ 4.9-4.10)



รูปที่ 4.9 ความสัมพันธ์ระหว่าง gray level ในช่องสัญญาณแสงสว่างกับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก สำหรับดาวเทียม FY-2D



รูปที่ 4.10 ความสัมพันธ์ระหว่าง gray level ในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดกับอุณหภูมิ
ความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก สำหรับดาวเทียม FY-2D

4.2 การจัดเตรียมข้อมูลปริมาณฝนภาคพื้นดิน

ในการพัฒนาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝน เพื่อให้ได้ปริมาณฝนที่ถูกต้องจำเป็นต้องมีการสอบเทียบข้อมูลฝนที่ได้จากแบบจำลองและข้อมูลฝนที่ได้จากการตรวจวัดฝนภาคพื้นดิน โดยมีรายละเอียดดังนี้

4.2.1 การจัดหาข้อมูลปริมาณฝนจากสถานีวัดต่างๆ

ผู้ดำเนินโครงการได้รวบรวมข้อมูลปริมาณฝนจากสถานีอุตุนิยมวิทยาในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยจำนวน 68 สถานี ซึ่งทำการวัดปริมาณฝนต่อเนื่องทุกๆ 3 ชั่วโมง จาก rain gauge โดยผู้วิจัยสามารถรวบรวมข้อมูลฝนในพื้นที่บริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยได้จำนวน 5 ปี (ค.ศ. 2008-2012) เมื่อได้ข้อมูลปริมาณน้ำฝนจากสถานีวัดภาคพื้นดินแล้ว ผู้วิจัยจึงทำการตรวจสอบความสมบูรณ์ของข้อมูลและเลือกสถานีที่มีข้อมูลที่เชื่อถือได้ โดยตรวจสอบความผิดปกติของข้อมูลจากการ plot เทียบกับเวลา

4.2.2 การควบคุมคุณภาพข้อมูลฝน

ถึงแม้ว่าผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลฝนจากสถานีวัดต่างๆ ครอบคลุมบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยแล้ว แต่ข้อมูลดังกล่าวต้องผ่านกระบวนการควบคุมคุณภาพก่อนที่จะนำมาใช้ในการพัฒนาและทดสอบแบบจำลองการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม ผู้วิจัยจึงได้ทำการควบคุมคุณภาพข้อมูลตามรายละเอียดดังนี้

1) เลือกสถานีที่มีข้อมูลฝนรายวันครบทั้ง 5 ปี (ปี ค.ศ. 2008-2012) และข้อมูลที่ได้ต้องมีอย่างน้อย 80 เปอร์เซ็นต์ของข้อมูลทั้งหมด

2) นำข้อมูลมา plot เทียบกับเวลาแล้วตัดข้อมูลที่เกินจากค่าปกติออก

หลังจากการคัดเลือกข้อมูลตามเงื่อนไขข้างต้นแล้ว ผู้วิจัยจึงได้สถานีวัดน้ำฝนที่สามารถนำมาใช้ในการสร้างแบบจำลองและทดสอบแบบจำลอง โดยมีรายชื่อสถานียังแสดงในตารางที่ 4.2

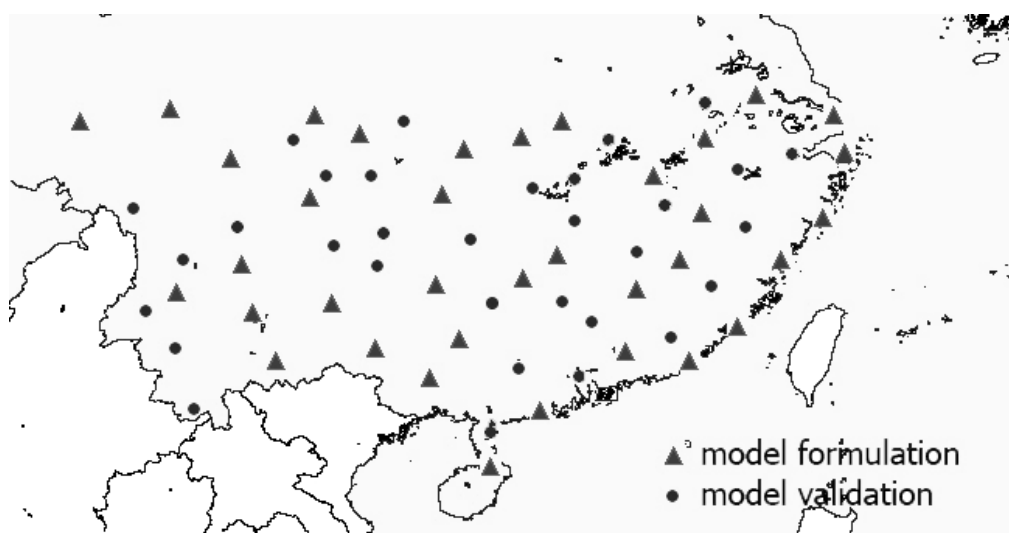
ตารางที่ 4.2 สถานีวัดฝนภาคพื้นดินที่คัดเลือกแล้วในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย

ลำดับที่	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
1	58238	NANJING	32.00	118.80
2	58367	SHANGHAI	31.41	121.46
3	58424	ANQING	30.53	117.05
4	58502	JIUJIANG	29.45	115.59
5	57378	ZHONGXIANG	31.17	112.57
6	57461	YICHANG	30.70	111.30
7	58562	NINGBO	29.86	121.56
8	58659	WENZHOU	28.02	120.67
9	58847	FUZHOU	26.08	119.28
10	58626	GUIXI	28.30	117.21
11	58813	GUANGCHANG	26.85	116.33
12	57993	GANZHOU	25.85	114.95
13	57872	HENGYANG	26.90	112.60
14	57865	LINGLING	26.14	111.36
15	59134	XIAMEN	24.48	118.08
16	59316	SHANTOU	23.40	116.68
17	59293	HEYUAN	23.73	114.68
18	59663	YANGJIANG	21.87	111.97
19	59758	HAIKOU	20.03	110.35
20	59044	LIUZHOU	24.22	109.23
21	59431	NANNING	22.82	108.35
22	59211	BAISE	23.90	106.60
23	57816	GUIYANG	26.58	106.72
24	57902	XINGREN	25.43	105.18

ลำดับที่	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
25	57447	ENSHI	30.28	109.47
26	57633	YOUYANG	28.83	108.77
27	57411	NANCHONG	30.80	106.08
28	56196	MIANYANG	31.47	104.68
29	56492	YIBING	28.80	104.60
30	56374	KANGDING	30.05	101.97
31	56671	HUILI	26.65	102.25
32	56751	DALI	25.70	100.18
33	56778	KUNMING	25.02	102.68
34	56985	MENGZI	23.38	103.38
35	56146	GANZI	31.62	100.00
36	56137	CHANGDU	31.15	97.17
37	58321	HEFEI	31.87	117.23
38	58457	HANGZHOU	30.23	120.17
39	57494	HANKOU	30.62	114.13
40	57584	YUEYANG	29.38	113.08
41	57662	CHANGDE	29.05	111.68
42	58633	QUXIAN	28.97	118.87
43	58731	PUCHENG	27.92	118.53
44	58921	YONGAN	25.97	117.35
45	58606	NANCHANG	28.60	115.92
46	57799	JIAN	27.12	114.97
47	57679	CHANGSHA	28.12	113.04
48	57980	BINZHOU	25.45	112.59
49	57745	ZHIJIANG	27.45	109.68
50	59117	MEIXIAN	24.30	116.12
51	59082	QUJIANG	24.80	113.58
52	59288	GUANGZHOU	23.08	113.19
53	59658	ZHENJIANG	21.22	110.40
54	57957	GUILIN	25.33	110.30
55	59266	WUZHOU	23.29	111.18
56	57713	ZUNYI	27.70	106.88
57	57707	BIJIE	27.30	105.23

ลำดับที่	รหัสสถานี	ชื่อสถานี	latitude	longitude
58	57932	RONGJIANG	25.97	108.53
59	57328	DAXIAN	31.20	107.50
60	57516	CHONGQING	29.52	106.48
61	57504	NEIJANG	29.58	105.05
62	56294	CHENGDU	30.67	104.02
63	56571	XICHANG	27.90	102.27
64	56651	LIJIANG	26.83	100.47
65	56748	BAOSHAN	25.13	99.22
66	56951	LINCANG	23.95	100.22
67	56959	JINGHONG	22.02	100.80
68	56444	DEQIN	28.50	98.90

จากนั้นผู้วิจัยจะแบ่งข้อมูลออกเป็น 2 ชุด ชุดแรกเป็นของสถานีสำหรับนำไปใช้ในการสร้างแบบจำลองจำนวน 36 สถานี (สถานีที่ 1 -36) และชุดที่สองสำหรับนำไปใช้ในการทดสอบแบบจำลองจำนวน 32 สถานี (สถานีที่ 37-68) โดยจะเลือกข้อมูลของแต่ละชุดที่ไม่ซ้ำกันและให้กระจายอยู่ในพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศ ตำแหน่งและที่ตั้งของสถานีทั้ง 68 สถานีแสดงดังรูปที่ 4.11



รูปที่ 4.11 ตำแหน่งและที่ตั้งสถานีวัดฝนที่ใช้ในการสร้างและทดสอบแบบจำลอง

4.3 การจัดเตรียมข้อมูลดาวเทียมสำหรับสร้างแบบจำลอง

ทำนองเดียวกับการหาปริมาณฝนในประเทศไทย หลังจากที่ผู้วิจัยได้ทำการ process ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมและแปลงข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมจาก gray level ให้เป็นปริมาณทางฟิสิกส์เรียบร้อยแล้ว ผู้วิจัยจะทำการคำนวณค่าพารามิเตอร์ต่างๆ 5 ตัว ได้แก่ 1) ค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวันเฉลี่ยต่อเดือน 2) ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือน 3) ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวันเฉลี่ยต่อเดือน 4) ค่าเฉลี่ยรายเดือนของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 5) จำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกมีค่าต่ำกว่า 235 K

ผู้วิจัยได้ทำการเขียนโปรแกรมสำหรับตัดข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ณ ตำแหน่งที่ตรงกับสถานีวัดน้ำฝน โดยคำนวณหาพิกเซลที่ตรงกับตำแหน่งละติจูดและลองจิจูดของสถานีดังกล่าว เมื่อได้พิกเซลแล้วผู้วิจัยทำการอ่านข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียม ณ ตำแหน่งสถานีนั้นๆ เพื่อนำมาคำนวณค่าพารามิเตอร์ต่างๆ โดยเลือกข้อมูลในช่องสัญญาณแสงสว่าง ช่องสัญญาณอินฟราเรดที่มีข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมอย่างน้อย 80 เปอร์เซ็นต์ในแต่ละวัน กล่าวคือข้อมูลในช่องสัญญาณแสงสว่างต้องมีอย่างน้อย 6 ภาพ จากทั้งหมด 7 ภาพ ใน 1 วัน และข้อมูลในช่องสัญญาณอินฟราเรดต้องมีอย่างน้อย 20 ภาพ จากทั้งหมด 24 ภาพ ใน 1 วัน จากนั้นจะนำข้อมูลที่ได้มาคำนวณเป็นพารามิเตอร์ต่างๆ ตามที่ได้กล่าวข้างต้น

เนื่องจากในกระบวนการหาพิกัดของภาพถ่ายดาวเทียมอาจมีความคลาดเคลื่อน ดังนั้นผู้วิจัยจึงตัดภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณอินฟราเรดให้มีลักษณะของเมตริก 3×3 pixel โดยมีสถานีวัดอยู่ตรงกลางดังรูปที่ 4.12 กรณีของข้อมูลในช่องสัญญาณแสงสว่าง ผู้วิจัยจะนำค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในเมตริกดังกล่าวมาหาค่าเฉลี่ยแล้วใช้เป็นตัวแทนค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกที่ตรงกับสถานีวัดนั้น สำหรับข้อมูลช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดผู้วิจัยจะทำการเฉลี่ยค่าอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกและใช้เป็นตัวแทนค่าอุณหภูมิความสว่างที่ตรงกับสถานีวัดนั้นเช่นเดียวกัน

P1	P2	P3
P4	P5 สถานีวัด	P6
P7	P8	P9

รูปที่ 4.12 แสดงการตัดภาพถ่ายดาวเทียมที่จะนำมาใช้ในการสร้างและทดสอบแบบจำลอง

4.4 การสร้างแบบจำลองสำหรับคำนวณปริมาณฝน

ในโครงการวิจัยนี้ผู้วิจัยเสนอที่จะสร้างแบบจำลองเชิงสถิติ ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับข้อมูลดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างและช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด ทั้งนี้ เพราะเป็นแบบจำลองที่ไม่ซับซ้อน ใช้งานได้ง่ายและเหมาะกับการคำนวณปริมาณฝนที่ใช้ข้อมูลดาวเทียมจำนวนมาก โดยแบบจำลองดังกล่าวสามารถเขียนได้ในรูปสมการได้ดังนี้

$$R_f = B_0 + B_1 \bar{\rho}_{EA,max} + B_2 \bar{\rho}_{EA} + B_3 \bar{T}_{B,min} + B_4 \bar{T}_{B,P25} + B_5 N_{T_B < 235} \quad (4.1)$$

เมื่อ	R_f	คือ ปริมาณฝนรวมรายเดือน
	$\bar{\rho}_{EA,max}$	คือ ค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก รายวันเฉลี่ยต่อเดือน
	$\bar{\rho}_{EA}$	คือ ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือน
	$\bar{T}_{B,min}$	คือ ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวัน เฉลี่ยต่อเดือน
	$\bar{T}_{B,P25}$	คือ ค่าเฉลี่ยรายเดือนของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและ พื้นผิวโลก ในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25
	$N_{T_B < 235}$	คือ จำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกมี ค่าต่ำกว่า 235 K
	B_0, B_1, B_2, B_3, B_4 และ B_5	คือ สัมประสิทธิ์ของแบบจำลอง

ในการหาค่าสัมประสิทธิ์ B_0, B_1, B_2, B_3, B_4 และ B_5 ผู้วิจัยจะนำข้อมูลปริมาณฝนรวมรายเดือนและค่าตัวแปร $\bar{\rho}_{EA,max}$, $\bar{\rho}_{EA}$, $\bar{T}_{B,min}$, $\bar{T}_{B,P25}$, และ $N_{T_B < 235}$ รายเดือนของทุกเดือน

ตลอดระยะเวลา 5 ปี จากข้อมูลทั้ง 36 สถานี มาทำการหาความสัมพันธ์ในรูปแบบการถดถอยเชิงเส้นหลายตัวแปร (Multiple regression) ผลที่ได้แสดงไว้ในตารางที่ 4.3

ตารางที่ 4.3 ค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย

สัมประสิทธิ์	ค่าสัมประสิทธิ์	t-statistic
B_0	-726.677	-4.7
B_1	-776.487	-4.5
B_2	1089.501	5.2
B_3	-7.90453	-5.1
B_4	10.56976	11.8
B_5	2.128812	6.4

โดยได้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (r) = 0.77

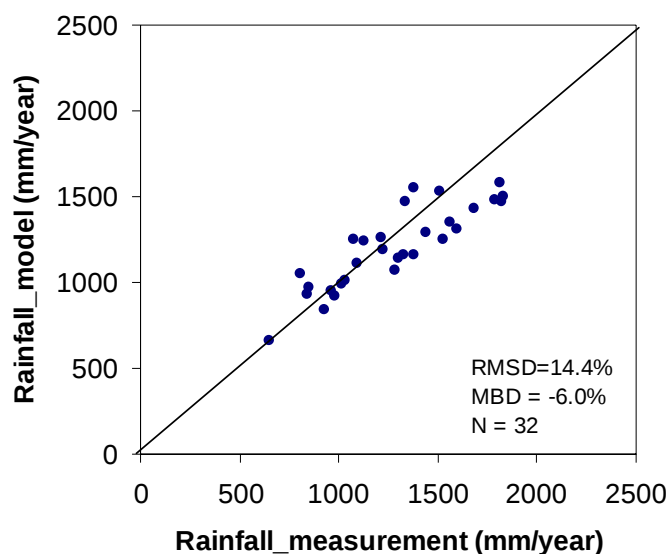
ดังนั้นสามารถเขียนในรูปแบบการได้ดังนี้

$$R_f = -726.677 - 776.487\bar{p}_{EA,max} + 1089.501\bar{p}_{EA} - 7.90453\bar{T}_{B,min} + 10.56976\bar{T}_{B,P25} + 2.128812N_{T_B < 235} \quad (4.2)$$

4.5 การทดสอบสมรรถนะของแบบจำลอง

ในการทดสอบความละเอียดถูกต้องของกระบวนการหาปริมาณฝนจากภาพถ่ายดาวเทียม ผู้วิจัยได้ทำการทดสอบข้อมูลฝนที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลวัดภาคพื้นดิน โดยมีรายละเอียดดังนี้

สำหรับการทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย ผู้วิจัยใช้ข้อมูล ณ ตำแหน่งสถานีวัดจำนวน 32 สถานี โดยสถานีเหล่านี้ไม่ได้ถูกใช้ในการสร้างแบบจำลอง และครอบคลุมทุกช่วงของปริมาณฝนคือมีทั้งพื้นที่ที่มีปริมาณน้ำฝนมากและน้ำฝนน้อย ผู้วิจัยได้ทำการหาปริมาณฝนบริเวณสถานีวัดทั้ง 32 แห่ง โดยอาศัยกระบวนการที่พัฒนาขึ้น จากการนำข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่คำนวณได้จากแบบจำลองมาเปรียบเทียบกับปริมาณฝนที่วัดได้ ณ ตำแหน่งสถานีวัด โดยแสดงผลการเปรียบเทียบในรูปของ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) ได้ผลแสดงดังรูปที่ 4.13

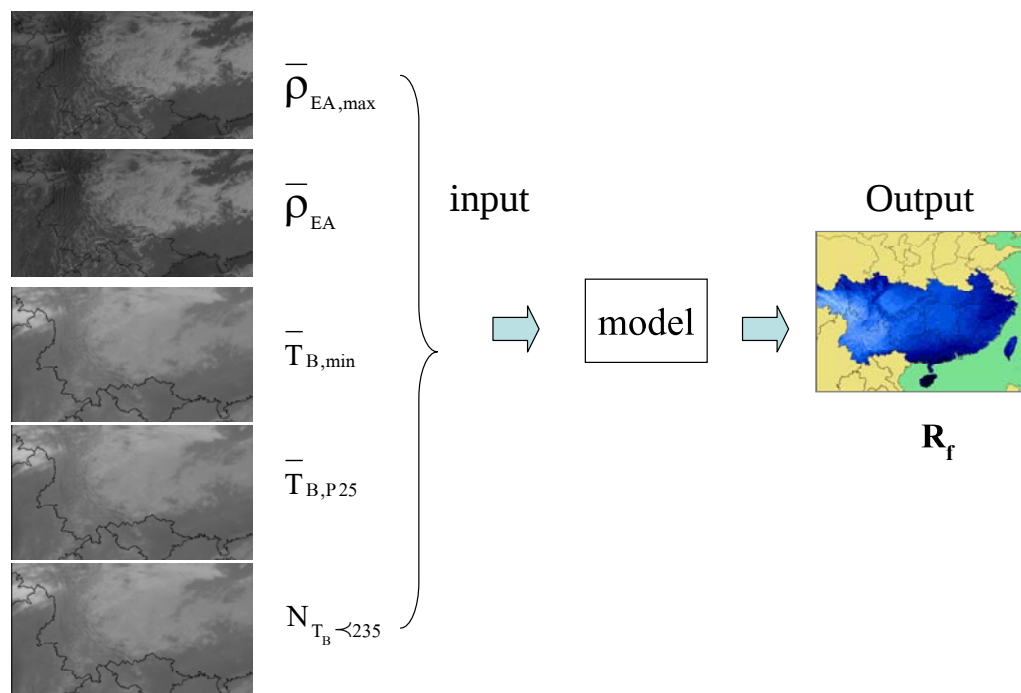


รูปที่ 4.13 การเปรียบเทียบระหว่างปริมาณฝนรายปีที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลวัดภาคพื้นดินสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย

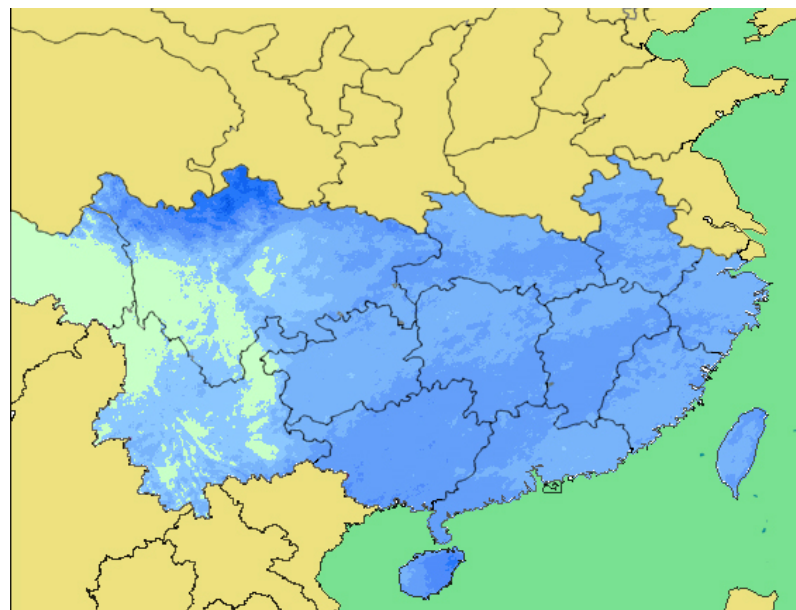
ผลการคำนวณพบว่า ความแตกต่างระหว่างปริมาณฝนที่คำนวณจากแบบจำลองโดยใช้ภาพถ่ายดาวเทียมและค่าที่ได้จากเครื่องวัดน้ำฝนมีค่า RMSD เท่ากับ 14.4% และ MBD เท่ากับ -6.0% จากความแตกต่างในรูป RMSD และ MBD พบว่าแบบจำลองสามารถคำนวณปริมาณฝนส่วนใหญ่สอดคล้องกับค่าที่ได้จากการวัด เนื่องจากแบบจำลองมีสมรรถนะค่อนข้างดี ดังนั้นจึงมิได้ทำการหาค่าอัตราส่วนระหว่างข้อมูลวัดต่อข้อมูลจากดาวเทียม เพื่อใช้แก้ความคลาดเคลื่อนซึ่งใช้ในกรณีของประเทศไทย

4.6 การคำนวณปริมาณฝนบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน

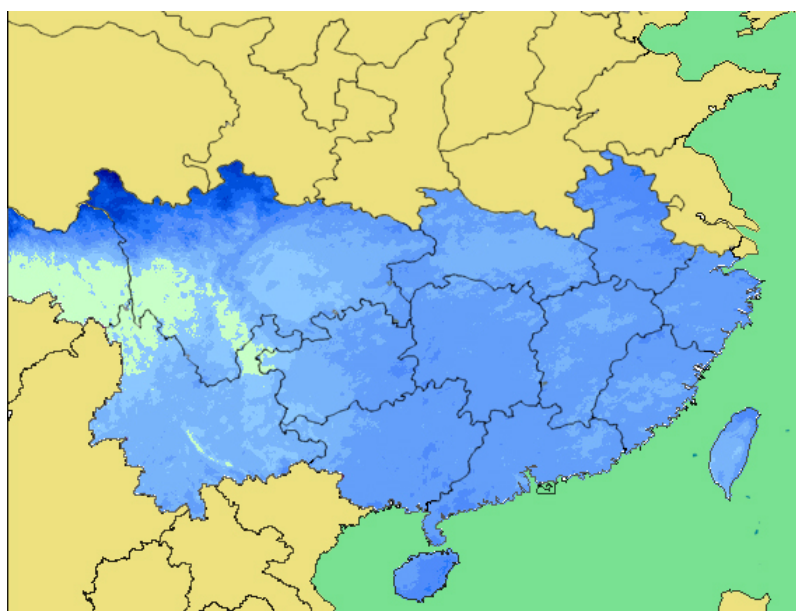
หลังจากที่ผู้วิจัยได้แบบจำลองการหาปริมาณฝนสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน ผู้วิจัยจะทำการคำนวณตัวแปรทั้ง 5 จากดาวเทียมที่ทุกพิกเซลของภาพถ่ายดาวเทียม จากนั้นแทนค่าตัวแปรต่างๆ ลงในแบบจำลอง ตามแผนภาพรูปที่ 4.14 จะได้แผนที่ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ย 5 ปี ตามรูปที่ 4.15-4.26 และแผนที่แสดงปริมาณฝนรายปีดังรูปที่ 4.27



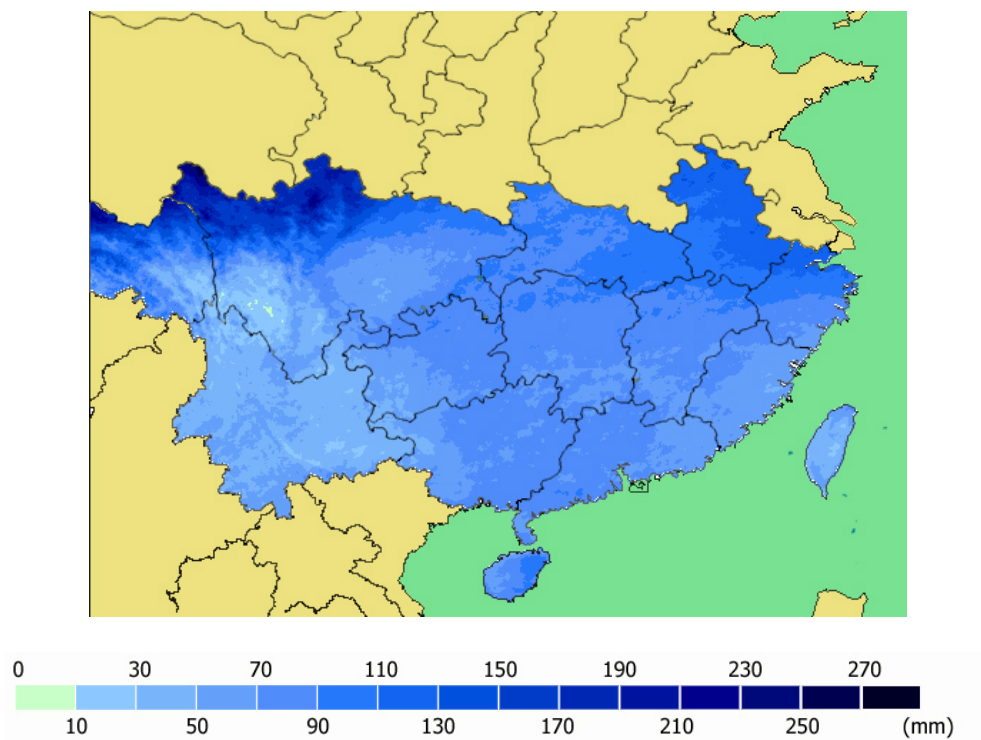
รูปที่ 4.14 แผนภาพแสดงการคำนวณปริมาณฝนทั่วบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย



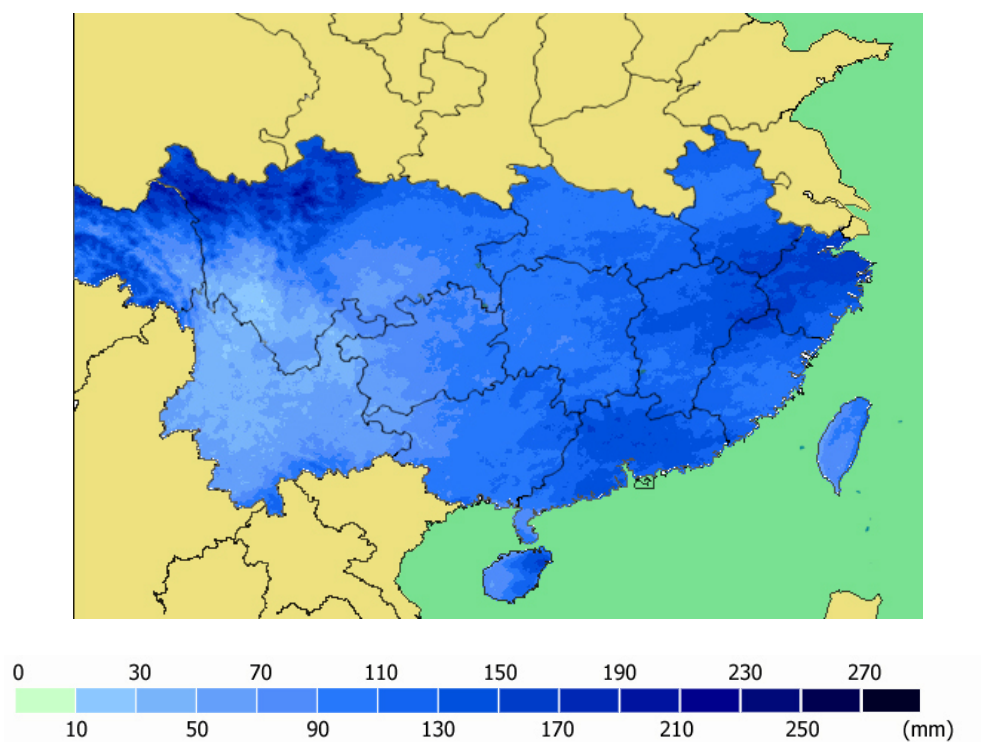
รูปที่ 4.15 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนมกราคม



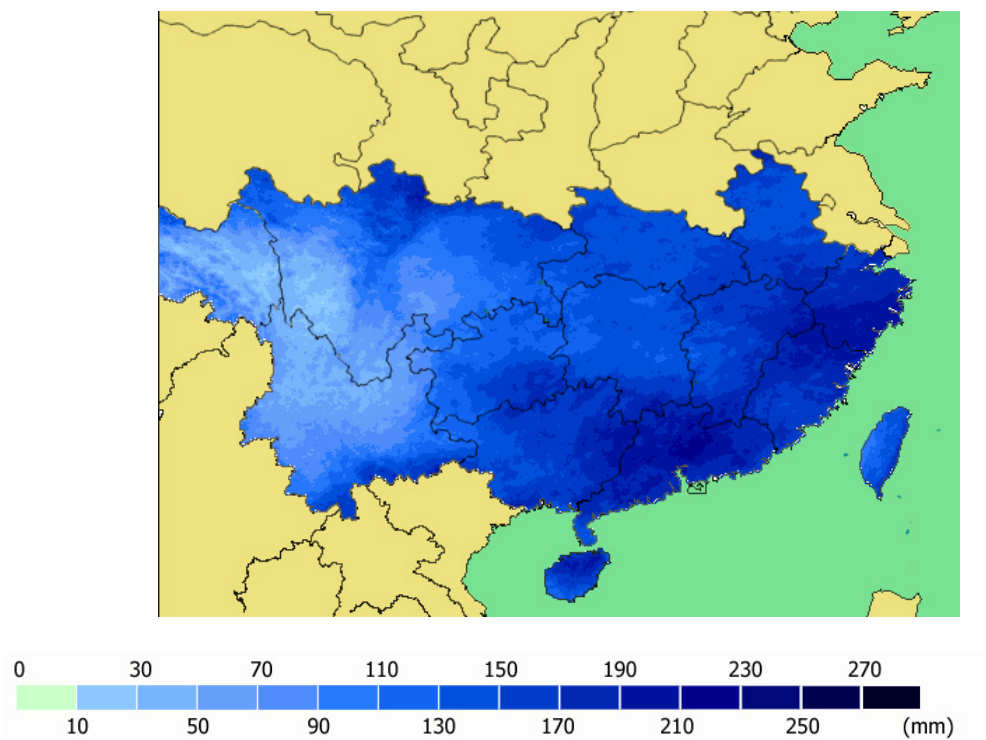
รูปที่ 4.16 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนกุมภาพันธ์



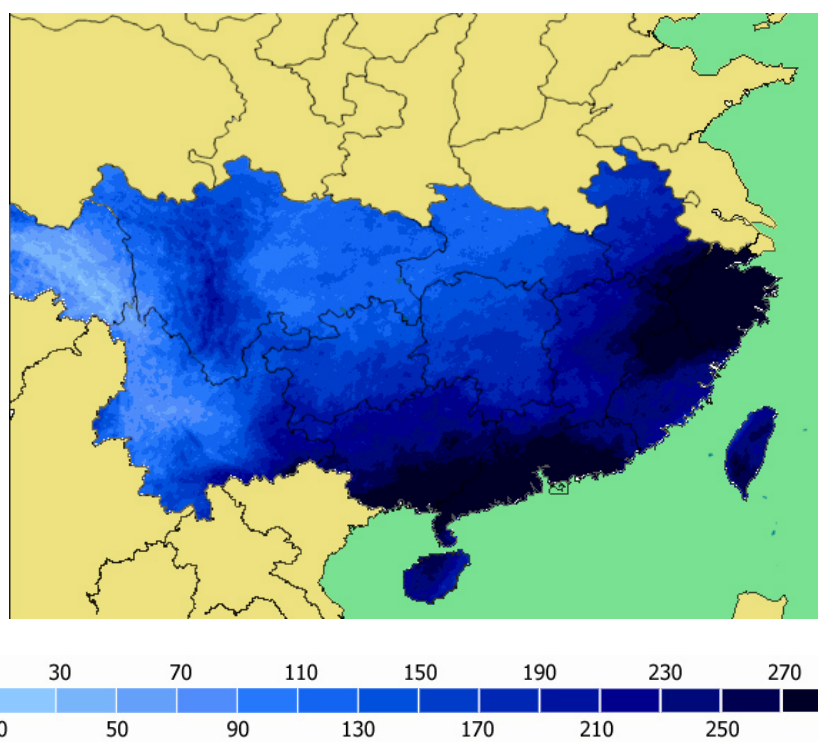
รูปที่ 4.17 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนมีนาคม



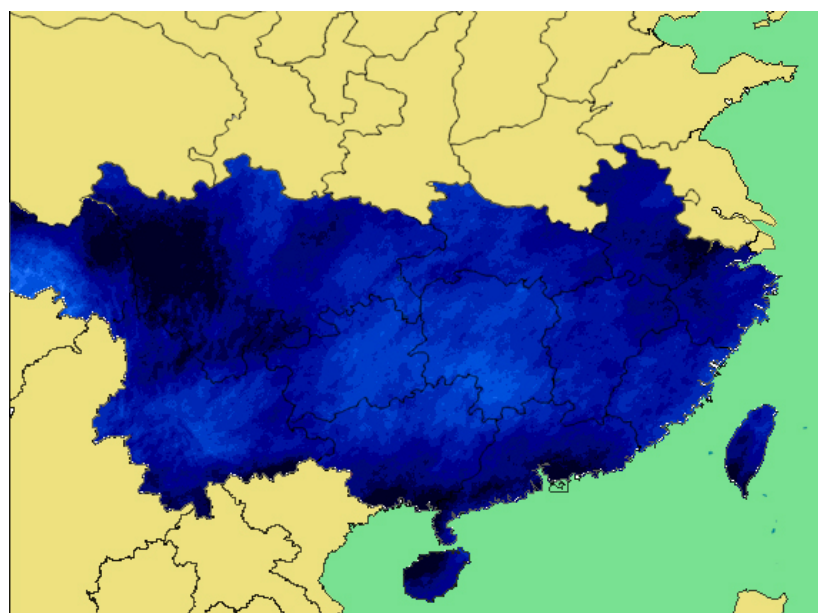
รูปที่ 4.18 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนเมษายน



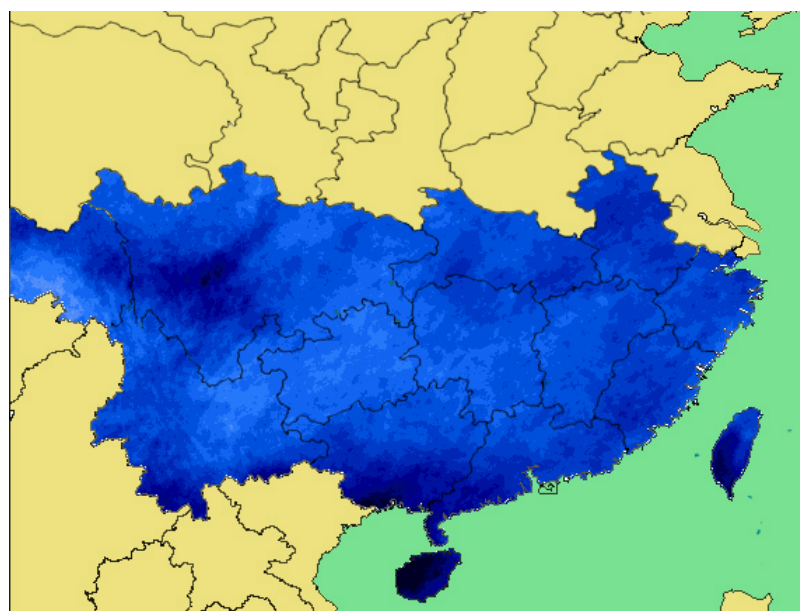
รูปที่ 4.19 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนพฤษภาคม



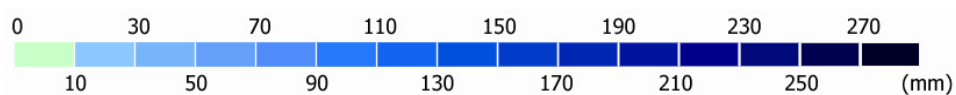
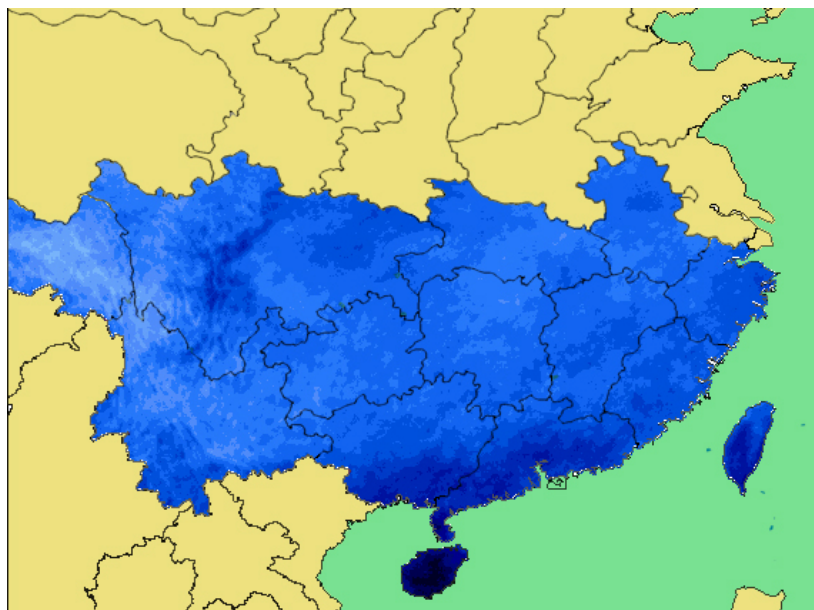
รูปที่ 4.20 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนมิถุนายน



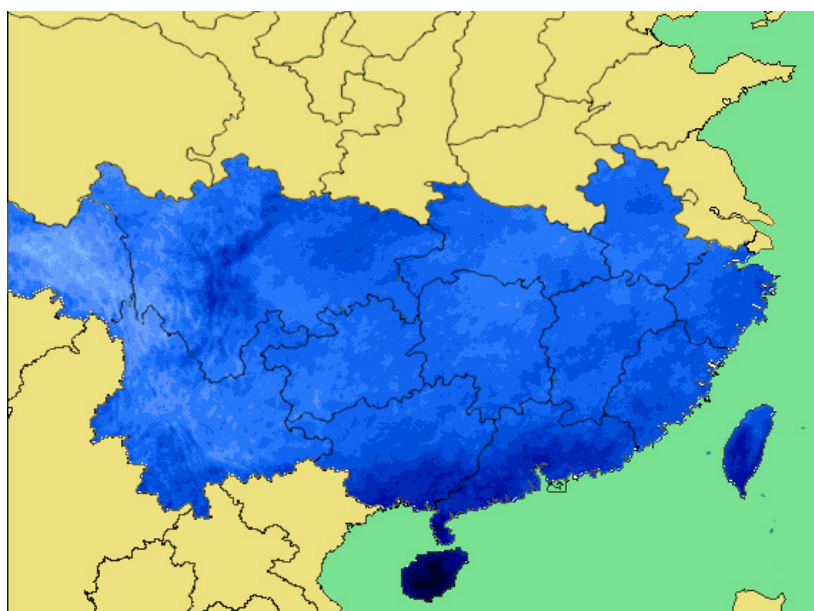
รูปที่ 4.21 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนกรกฎาคม



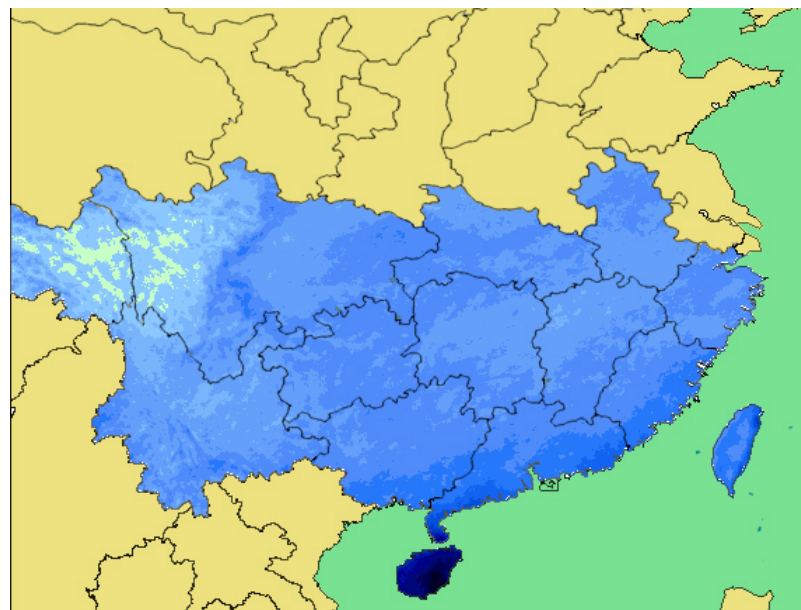
รูปที่ 4.22 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนสิงหาคม



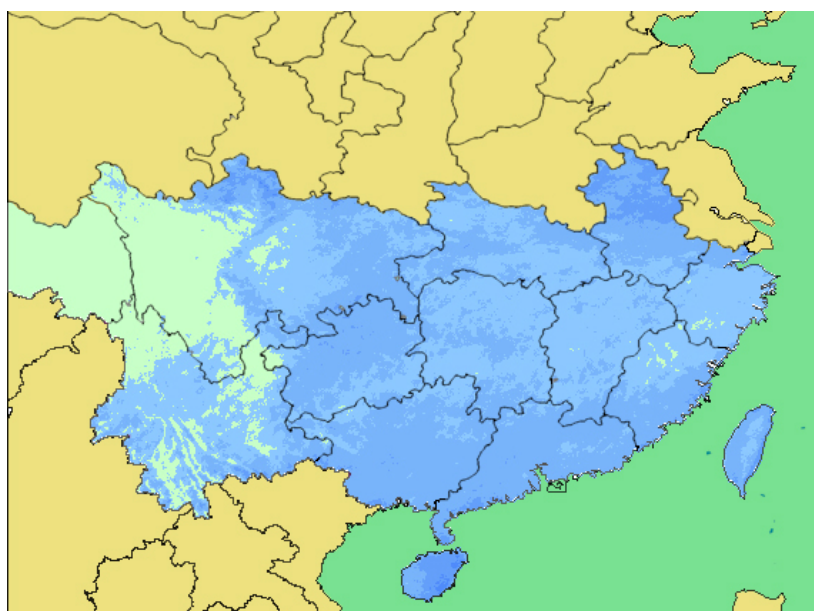
รูปที่ 4.23 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนกันยายน



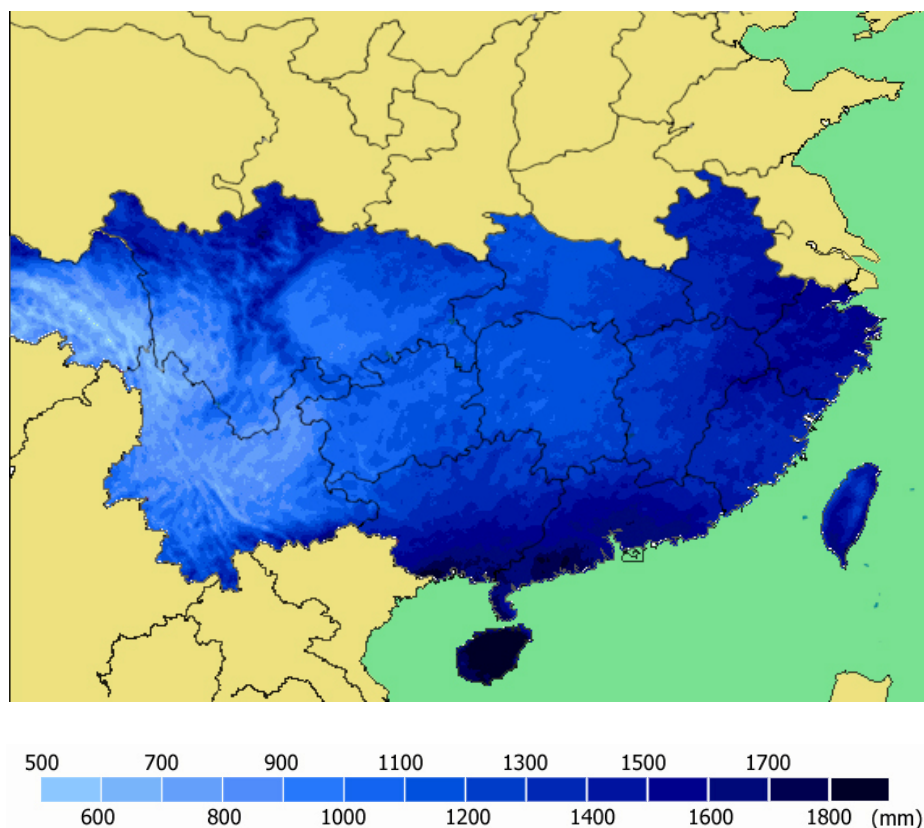
รูปที่ 4.24 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนตุลาคม



รูปที่ 4.25 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนพฤษภาคม



รูปที่ 4.26 แผนที่ปริมาณฝนเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน
เดือนธันวาคม



รูปที่ 4.27 แผนที่ปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาวสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน

4.7 การวิเคราะห์ปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน

4.7.1 วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนรายปีและการกระจายเชิงพื้นที่ของฝน

จากรูปที่ 4.15-4.27 จะเห็นว่าปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีนมีการเปลี่ยนแปลงตามพื้นที่และเวลาในรอบปีซึ่งสามารถสรุปได้ดังนี้

- 1) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนมกราคม (รูปที่ 4.15) ปริมาณฝนในบริเวณฝั่งตะวันตกมีค่าน้อยกว่า 10 มิลลิเมตร ซึ่งน้อยกว่าบริเวณฝั่งตะวันออกซึ่งมีค่าอยู่ในช่วง 10-50 มิลลิเมตรต่อเดือน ทั้งนี้เนื่องจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือที่พัดผ่านประเทศจีน
- 2) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนกุมภาพันธ์ (รูปที่ 4.16) มีการกระจายของปริมาณฝนคล้ายกับเดือนมกราคมคือปริมาณฝนอยู่ในช่วง 0-70 มิลลิเมตรต่อเดือน บริเวณฝั่งตะวันตกมีปริมาณน้อยกว่าฝนฝั่งตะวันออกซึ่งติดชายฝั่งทะเล
- 3) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนมีนาคม (รูปที่ 4.17) ปริมาณฝนทั่วบริเวณอยู่ในช่วง 10-130 มิลลิเมตรต่อเดือน บริเวณเกาะไหหลำทางฝั่งตะวันออกมีปริมาณฝนมากกว่าฝั่งตะวันตก ทั้งนี้เนื่องจากอิทธิพลของมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ และปริมาณฝนในเดือนนี้มีค่ามากกว่าเดือนกุมภาพันธ์

4) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนเมษายน (รูปที่ 4.18) แนวโน้มการกระจายปริมาณฝนโดยรวมอยู่ในช่วง 10-150 มิลลิเมตรต่อเดือน และมีค่ามากกว่าเดือนมีนาคมเนื่องจากเป็นช่วงเปลี่ยนมรสุม บริเวณด้านตะวันออกมีปริมาณฝนมากกว่าทางด้านตะวันตก เนื่องจากอิทธิพลของลมมรสุม

5) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนพฤษภาคม (รูปที่ 4.19) มีการกระจายคล้ายคลึงกับเดือนเมษายน ปริมาณฝนมีค่าอยู่ในช่วง 30-90 มิลลิเมตรต่อเดือนทางบริเวณด้านตะวันตกและมีค่าอยู่ในช่วง 90-210 มิลลิเมตรต่อเดือนในบริเวณฝั่งตะวันออกติดชายฝั่งทะเล

6) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนมิถุนายน (รูปที่ 4.20) ปริมาณฝนโดยรวมทั่วบริเวณมีค่ามากกว่า 110 มิลลิเมตรต่อเดือน ปริมาณฝนส่วนใหญ่ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ สำหรับปริมาณฝนในบริเวณฝั่งตะวันตกมีค่าอยู่ในช่วง 10-110 มิลลิเมตรต่อเดือน

7) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนกรกฎาคม (รูปที่ 4.21) มีการกระจายของปริมาณฝนคล้ายกับเดือนมิถุนายนคือบริเวณส่วนใหญ่ในตอนใต้ของจีนมีปริมาณฝนมากกว่า 170 มิลลิเมตรต่อเดือน เนื่องจากช่วงนี้เป็นช่วงที่ร่องความกดอากาศต่ำเคลื่อนที่ผ่านบริเวณทางตอนใต้ของจีน ทำให้ปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีนมีค่ามากขึ้น

8) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนสิงหาคม (รูปที่ 4.22) บริเวณส่วนใหญ่ของภาคมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 90-230 มิลลิเมตรต่อเดือน เนื่องจากอิทธิพลของร่องความกดอากาศต่ำที่พาดผ่านทางตอนใต้ของประเทศจีน ทำให้ฝนในเดือนนี้มีปริมาณมาก

9) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนกันยายน (รูปที่ 4.23) ในเดือนกันยายนปริมาณฝนมีค่าลดลงจากเดือนสิงหาคม คือมีค่าอยู่ในช่วง 70-190 มิลลิเมตรต่อเดือน เนื่องจากบริเวณร่องความกดอากาศต่ำเคลื่อนที่ลงไปยังบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย แต่อย่างไรก็ตามปริมาณฝนในบริเวณเกาะไหหลำยังคงมีปริมาณสูงอยู่ในช่วง 190-230 มิลลิเมตรต่อเดือน

10) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนตุลาคม (รูปที่ 4.24) แนวโน้มการกระจายของปริมาณฝนในเดือนนี้คล้ายคลึงกับเดือนกันยายน คือมีค่าปริมาณฝนอยู่ในช่วง 70-190 มิลลิเมตรต่อเดือน

11) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนพฤศจิกายน (รูปที่ 4.25) ในช่วงนี้อิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ และลมมรสุมจากที่ราบสูงไซบีเรียทำให้ปริมาณฝนในเดือนตุลาคมลดลง คือมีค่าอยู่ในช่วง 10-130 มิลลิเมตรต่อเดือน โดยพื้นที่บริเวณที่ติดชายฝั่งทะเลและบริเวณเกาะจะมีปริมาณฝนมากกว่าบริเวณอื่นๆ เนื่องจากลมมรสุมพัดพาเอาความชื้นจากทะเลมายังพื้นดิน

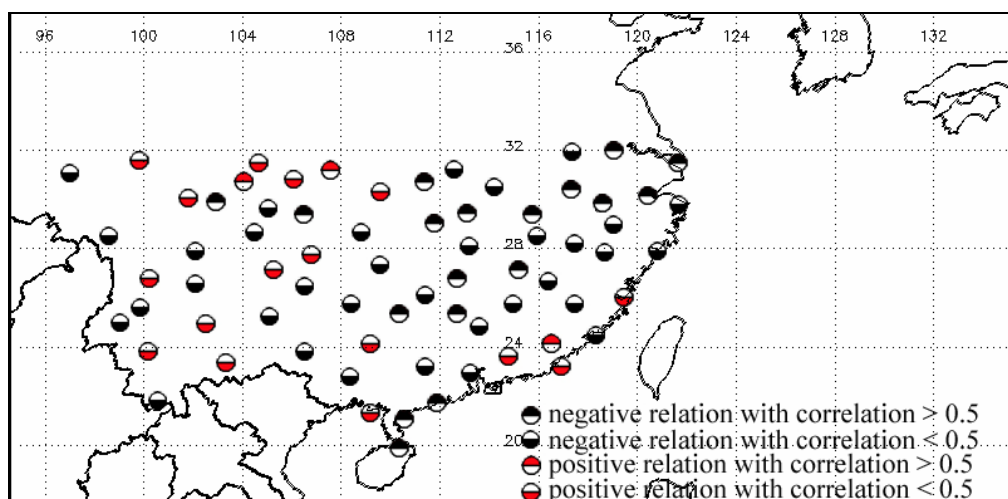
12) การกระจายของปริมาณฝนในเดือนธันวาคม (รูปที่ 4.26) ปริมาณฝนมีค่าอยู่ในช่วง 10-50 มิลลิเมตรต่อเดือน โดยปริมาณฝนทางฝั่งตะวันตกของภาคมีค่าน้อยกว่า 10 มิลลิเมตรต่อเดือน

13) สำหรับการกระจายของปริมาณฝนรวมรายปีเฉลี่ยระยะยาวซึ่งแสดงไว้ในรูปที่ 4.27 เมื่อพิจารณาแผนที่ปริมาณฝนรวมรายปีพบว่า ปริมาณฝนในบริเวณฝั่งตะวันตกของภาคมีปริมาณฝนเฉลี่ยในช่วง 500-1,100 มิลลิเมตรต่อปี ซึ่งน้อยกว่าทางด้านตะวันออกที่มีพื้นที่ติดทะเลและได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมที่พัดพาเอาความชื้นจากทะเลมายังพื้นดิน โดยปริมาณฝนในบริเวณนี้มีค่าอยู่ในช่วง 1,100-1,700 มิลลิเมตรต่อปี สำหรับบริเวณเกาะไหหลำ ปริมาณฝนรายปีมีค่ามากกว่า 1,800 มิลลิเมตรต่อปี ทั้งนี้เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากมรสุมตลอดปี

4.7.2 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีนกับ

Siberian High Central Intensity

Siberian High Central Intensity (SHCI) คือ ความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลเฉลี่ย (Sea Level Pressure, SLP) ในบริเวณละติจูด 70 องศาตะวันออก ถึง 120 องศาตะวันออก และ ลองจิจูด 40 องศาเหนือ ถึง 60 องศาเหนือ แถบที่ราบสูงไซบีเรีย ผู้วิจัยได้ทำการหาค่า SHCI โดยทำการเฉลี่ย SLP ในบริเวณดังกล่าวเป็นค่ารายปี โดยใช้ข้อมูล SLP จาก NCEP/NCAR Reanalysis แล้วทำการหาความสัมพันธ์กับปริมาณฝนที่สถานีต่างๆ ในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน แล้วแสดงผลในรูปสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (correlation coefficient) ระหว่างปริมาณฝนของแต่ละสถานีกับค่า SHCI รายปี ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 4.28



รูปที่ 4.28 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีนกับ Siberian High Central Intensity

จากรูปที่ 4.28 จะเห็นว่าปริมาณฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีนมีความสัมพันธ์กับ SHCI โดยมีความสัมพันธ์แบบแปรผกผันตรง (สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่าเป็นบวก) จำนวน 18 สถานี โดยมี 3 สถานีที่มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มากกว่า 0.5 หมายความว่าเมื่อ

ความกดอากาศที่บริเวณไซบีเรียมีค่าสูงจะทำให้ปริมาณฝนมีค่าสูงตาม สำหรับสถานีส่วนใหญ่จำนวน 50 สถานีปริมาณฝนจะมีความสัมพันธ์แบบผกผัน (สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่าเป็นลบ) โดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มากกว่า 0.5 จำนวน 17 สถานี นั่นคือ เมื่อความกดอากาศในบริเวณไซบีเรียมีค่าสูง จะทำให้ฝนตกน้อยที่สถานีส่วนใหญ่ในบริเวณทางฝั่งตะวันออก สอดคล้องกับงานวิจัยของ Gong and Ho (2002) ที่กล่าวว่า SHCI มีความสัมพันธ์กับฝนในบริเวณละติจูด 30-70 องศาเหนือ และ 30-140 องศาตะวันออก ที่ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ -0.44

บทที่ 5

สรุป

ในโครงการวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการหาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนสำหรับประเทศไทย และบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศจีนจากภาพถ่ายดาวเทียม โดยใช้ข้อมูลดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R รวม 20 ปี (ค.ศ.1990-2009) สำหรับสร้างแบบจำลองของประเทศไทย และใช้ข้อมูลดาวเทียม FY-2D จำนวน 5 ปี (ค.ศ.2008-2012) สำหรับสร้างแบบจำลองในการหาปริมาณฝนสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน เพื่อใช้ในการหาข้อมูลฝนเชิงภูมิอากาศ โดยผู้วิจัยได้ทำการแปลงข้อมูลดาวเทียมดังกล่าวในรูปแบบ satellite projection ให้อยู่ในรูปแบบ cylindrical projection พร้อมทั้งทำการหาพิกัด หลังจากนั้นทำการแปลงค่า gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างให้เป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก และแปลงค่า gray level ของภาพถ่ายดาวเทียมในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดให้เป็นอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลก เพื่อใช้เป็นตัวแปรอินพุตสำหรับสร้างแบบจำลอง ในลำดับถัดไป ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลฝนที่ทำการวัดในประเทศไทยและแบ่งข้อมูลดังกล่าวออกเป็น 2 ชุด โดยชุดแรกสำหรับสร้างแบบจำลองและชุดที่สองสำหรับทดสอบแบบจำลอง ในการสร้างแบบจำลอง ผู้วิจัยได้ทำการคัดเลือกตัวแปรที่ได้จากภาพถ่ายดาวเทียม 5 ตัวแปร ได้แก่ ค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ($\bar{\rho}_{EA,max}$) ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือน ($\bar{\rho}_{EA}$) ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวันเฉลี่ยต่อเดือน ($\bar{T}_{B,min}$) ค่าเฉลี่ยรายเดือนของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25 ($\bar{T}_{B,P25}$) และจำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกมีค่าต่ำกว่า 235 K ($N_{T_B < 235}$) จากนั้นผู้วิจัยได้นำตัวแปรดังกล่าวมาหาความสัมพันธ์ทางสถิติกับปริมาณฝนรายเดือนในรูปแบบสมการเชิงเส้นหลายตัวแปร และทำการหาค่าสัมประสิทธิ์ของสมการ โดยใช้วิธีถดถอยเชิงเส้นหลายตัวแปรจากข้อมูลดาวเทียมและข้อมูลฝนที่ได้จากการวัดภาคพื้นดิน หลังจากได้แบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศจีนแล้ว ผู้วิจัยได้ทำการทดสอบสมรรถนะของแบบจำลองพบว่า แบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทยมีค่าความแตกต่างในรูปแบบ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) เท่ากับ 19.3% และ 4.2% ตามลำดับ ในขณะที่แบบจำลองสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศจีนมีค่า RMSD และ MBD เท่ากับ 14.4% และ -6.0% ตามลำดับ จากนั้นผู้วิจัยนำแบบจำลองสำหรับประเทศ

ไทยที่ได้ไปคำนวณปริมาณฝนจากข้อมูลดาวเทียม GMS-4 GMS-5 GOES-9 และ MTSAT-1R และนำแบบจำลองสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยไปคำนวณปริมาณฝนจากดาวเทียม FY-2D แล้วนำมาแสดงผลในรูปแบบที่ปริมาณฝนรายเดือนและปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระยะยาว จากแผนที่ปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทยพบว่า ฝนในประเทศไทยได้รับอิทธิพลสำคัญมาจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เมื่อพิจารณาปริมาณฝนเฉลี่ยรายปีพบว่า พื้นที่ที่มีปริมาณฝนสูงสุดอยู่ในบริเวณภาคตะวันออกเฉียงใต้โดยเฉพาะในบริเวณชายฝั่ง เนื่องจากได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมดังกล่าวมากกว่าภาคอื่นๆ โดยจะมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 1,800-2,300 มิลลิเมตรต่อปี ภาคเหนือและภาคกลางมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 800-1,100 มิลลิเมตรต่อปี ภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีปริมาณฝนอยู่ในช่วง 1,100-1,400 มิลลิเมตรต่อปี เมื่อพิจารณาแผนที่ปริมาณฝนสำหรับบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทยพบว่า ฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย มีค่าอยู่ในช่วงไม่เกิน 270 มิลลิเมตรต่อเดือน เมื่อพิจารณาปริมาณฝนทั้งปี มีค่ามากกว่า 1,800 มิลลิเมตรต่อปีในบริเวณที่ติดชายฝั่งทะเล และมีค่าอยู่ในช่วง 800-1,200 มิลลิเมตรต่อปีในบริเวณฝั่งตะวันตกที่ไม่มีอาณาเขตติดทะเล ซึ่งฝนในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีนได้รับอิทธิพลจากมรสุมฤดูร้อน มรสุมฤดูหนาวและ ITCZ เป็นสำคัญ ซึ่งแผนที่ฝนที่ได้จากการวิจัยนี้จะเป็นข้อมูลพื้นฐานสำหรับการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำของประเทศ

เนื่องจากสถานะภูมิอากาศโลกมีการเปลี่ยนแปลง ดังนั้นผู้วิจัยจึงเสนอแนะให้ดำเนินการจัดทำแผนที่ปริมาณฝนโดยใช้ข้อมูลใหม่เพิ่มเติมทุก 5 ปี เพื่อให้ได้แผนที่ที่ทันสมัยซึ่งสามารถนำไปใช้ได้อย่างมีประสิทธิภาพต่อไป

ข้อเสนอแนะ

ในการหาแบบจำลองฝนในอนาคต หากมีการพัฒนาแบบจำลองให้ดีขึ้น อาจมีการเพิ่มเติมตัวแปรที่ได้จากช่องสัญญาณไมโครเวฟ และควรเพิ่มเติมการศึกษาเปรียบเทียบปริมาณฝนที่ได้จากดาวเทียมแต่ละชนิด เพื่อศึกษาถึงความคล้ายคลึงหรือแตกต่างของแต่ละดาวเทียม นอกจากนั้นยังอาจมีการเชื่อมโยงข้อมูลกับกรมชลประทานเพื่อดูความสัมพันธ์ของปริมาณฝนกับปริมาณน้ำท่า

เอกสารอ้างอิง

- กীরติ ลีวัจนกุล, 2539, *วิศวกรรมชลศาสตร์*, ภาควิชาวิศวกรรมโยธา กลุ่มคณะวิศวกรรมศาสตร์และเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยรังสิต.
- นำพวลย์ กิจรักษ์กุล, 2549, *ภูมิอากาศของประเทศไทย*, พิมพ์ครั้งที่ 1, โรงพิมพ์มหาวิทยาลัยศิลปากร: นครปฐม.
- วิรัช มณีสาร์, เรือโท. *ลักษณะภูมิประเทศและลักษณะอากาศตามฤดูกาลของภาคต่าง ๆ ในประเทศ*. เอกสารวิชาการเลขที่ 551.582-02-2538, ISBN : 974-7567-25-3, กันยายน 2538.
- Ahren C.D., *Meteorological Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*, (2007).
- Augustine, J. A., W. L. Woodley, R. W. Scott, and S. A. Changnon, Using Geosynchronous Satellite Imagery to Estimate Summer-Season Rainfall Over the Great Lakes, *Journal of Great Lakes Research*, 20(4), 683-700 (1994).
- Ba, Mamoudou B. and Gruber A. Goes multispectral rainfall algorithm (GMRSA), *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1500–1514 (2001).
- Cheng M., Brown R., Collier C.G., Delineation of precipitation areas using METEOSAT infrared and visible data in the region of the United Kingdom, *Journal of Applied Meteorology*, 30, 884-898 (1993).
- Exell, R.H.B., Salicali K., The availability of solar energy in Thailand. *Research report No. 63*, Asian Institute of Technology, Bangkok, Thailand (1976).
- Gong D.Y., and Ho C.H. The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia. *Theoretical and Applied Climatology*, 72, 1-9 (2002).
- Haile, A. T., E. Habib, M. Elsaadani, and T. Rientjes Inter-comparison of satellite rainfall products for representing rainfall diurnal cycle over the Nile basin, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 21(0), 230-240 (2013).
- Kizza, M., I. Westerberg, A. Rodhe, and H. K. Ntale, Estimating areal rainfall over Lake Victoria and its basin using ground-based and satellite data, *Journal of Hydrology*, 464-465(0), 401-411 (2012).

- Lensky I. M. and Rosenfeld .D. A Night-Rain Delineation Algorithm for Infrared Satellite Data Based on Microphysical Considerations, *Journal of Applied Meteorology* 42, 1218-1226 (2003).
- Li, Y., Y. Luo, and Y. Ding, The relationships between the global satellite-observed outgoing longwave radiation and the rainfall over China in summer and winter, *Advances in Space Research*, 33(7), 1089-1097 (2004).
- Melani, S., M. Pasqui, F. Guarnieri, A. Antonini, A. Ortolani, and V. Levizzani, Rainfall variability associated with the summer African monsoon: A satellite study, *Atmospheric Research*, 97(4), 601-618 (2010).
- Mishra, A. K., R. M. Gairola, A. K. Varma, and V. K. Agarwal, Improved rainfall estimation over the Indian region using satellite infrared technique, *Advances in Space Research*, 48(1), 49-55 (2011).
- Nakajima T.Y., Nakajima T., Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(23), 4043-4059 (1995).
- Nunez M., Kirkpatrick J.B., Nilsson C., Rainfall estimation in south-west Tasmania using satellite images and photosociological calibration, *International Journal of Remote Sensing*, 17(8), 1583-1600 (1996).
- Quinn W.H., David O. Zopf., Kent S. Short, and Richard T.W. Kuo Yang, Historical Trends and Statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian Droughts. *Fishery Bull.*, 76, 663 – 678(1978).
- Rogers R.R., A short course in cloud physics, Pergamon Press, (1979).
- Rossow W.B., Measuring cloud properties from space: A review, *Journal of Climate*, 2, 201-213 (1989).
- Semire, F. A., R. Mohd-Mokhtar, W. Ismail, N. Mohamad, and J. S. Mandeep, Ground validation of space-borne satellite rainfall products in Malaysia, *Advances in Space Research*, 50(9), 1241-1249 (2012).
- Wallace, J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science: An Introductory Survey, Academic Press, (2006).

ภาคผนวกที่ 1

การหาสมบัติของเมฆจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม

ในการหาแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝน ผู้วิจัยได้ทำการหาสมบัติของเมฆ ได้แก่ cloud particle size (r_c) และ cloud optical depth (COD) เพื่อทดลองใช้เป็นพารามิเตอร์หนึ่งในแบบจำลอง โดยทำการหาสมบัติของเมฆตามรายละเอียดดังนี้

1. Cloud particle size

จากการศึกษางานวิจัยต่างๆ ที่ผ่านมามีเกี่ยวกับกระบวนการหา cloud particle size ผู้วิจัยเสนอที่จะใช้วิธีการของ Nakajima et al. (1995) โดยมีขั้นตอนดังต่อไปนี้

ผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมจากช่องสัญญาณแสงสว่าง (0.55-0.90 μm) ช่องสัญญาณอินฟราเรด (10.3-11.3 μm) และช่องสัญญาณ NIR (3.5-4.0 μm) ในกระบวนการหา cloud particle size ในขั้นแรกผู้วิจัยได้ทำการสร้าง Look up Table (LUT) จำนวน 3 ตาราง ได้แก่ LUT-A LUT-B และ LUT-C โดยใช้ radiative transfer model ที่เรียกว่า SBDART ซึ่งเป็นแบบจำลองที่ใช้ในการคำนวณการส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ในบรรยากาศและพื้นผิวโลกภายใต้สภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆและมีเมฆที่อยู่ในช่วงความยาวคลื่น 0.25-100 μm จากแบบจำลองดังกล่าว ผู้ใช้สามารถกำหนดความสูงยอดเมฆ (Z) ความหนาของเมฆ (D) cloud particle size (r_c) cloud optical depth (τ_c) มุมอะซิมุทของดาวเทียม (ϕ) มุมเซนนิธของดาวเทียม (θ) มุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ (θ_0) และตัวแปรอื่นๆ ของบรรยากาศได้ รายละเอียดของแต่ละ LUT มีดังนี้

- การสร้าง LUT-A

ผู้วิจัยได้ใช้แบบจำลอง SBDART ในการหาค่ารังสีสะท้อนจากเมฆในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่างที่ 0.65 μm ที่ดาวเทียมสามารถรับได้ โดยกำหนดค่าตัวแปรต่างๆ ตามตารางที่ A1.1 สำหรับมุมเซนนิธและมุมอะซิมุทของดาวเทียมสามารถคำนวณได้จากตำแหน่งของดาวเทียม MTSAT-1R

ในการใช้งาน เมื่อเราได้ LUT-A แล้ว หากเราต้องการหา cloud particle size เราจำเป็นต้องทราบค่าตัวแปรอื่นๆ รวมถึงค่ารังสีสะท้อนจากเมฆที่ความยาวคลื่น 0.65 μm ด้วย ซึ่งค่านี้จะนำมาจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม MTSAT-1R ในช่องสัญญาณแสงสว่างนั่นเอง

ตารางที่ A1.1 ค่าตัวแปรต่างๆ ที่กำหนดใน LUT-A และ LUT-B

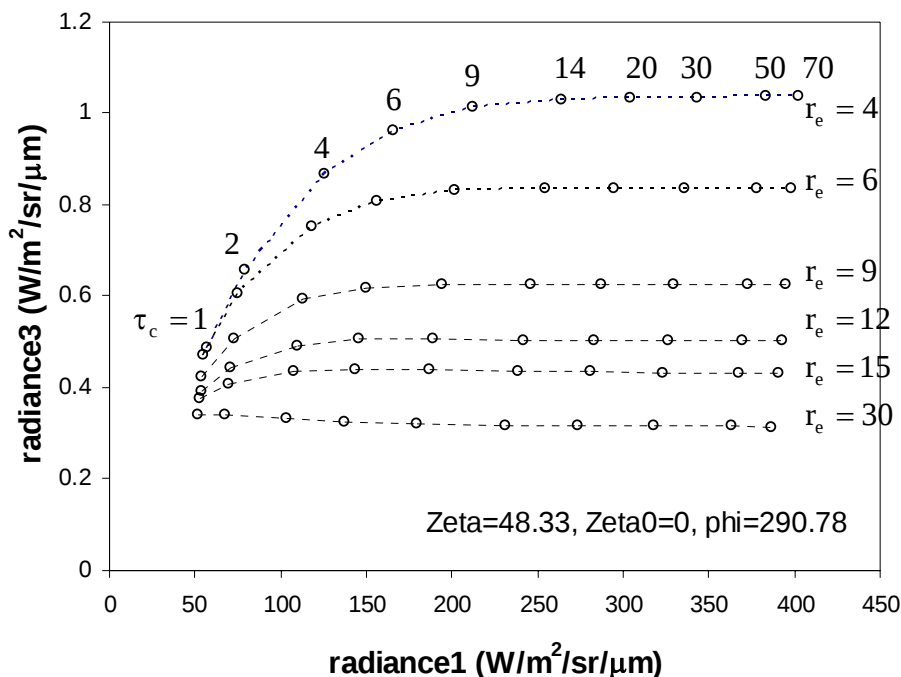
พารามิเตอร์	ค่าที่กำหนด
τ_c	1, 2, 4, 6, 9, 14, 20, 30, 50, 70
r_e	4, 6, 9, 12, 15, 20, 25, 30
D	0.1, 0.2, 0.5, 1.0, 2.0
Z	1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0
θ_0	0, 5, 10, 20, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70
θ	ค่าคงที่ = 48.33
ϕ	ค่าคงที่ = 290.78

เมื่อ	τ_c	คือ cloud optical depth (-)
	r_e	คือ cloud particle size (μm)
	D	คือ ความหนาของเมฆ (กิโลเมตร)
	Z	คือ ความสูงยอดเมฆ (กิโลเมตร)
	θ_0	คือ มุมเซนนิธของดวงอาทิตย์ (องศา)
	θ	คือ มุมเซนนิธของดาวเทียม (องศา)
	ϕ	คือ มุมอะซิมุทของดาวเทียม (องศา)

- การสร้าง LUT-B

ผู้วิจัยได้ใช้แบบจำลอง SBDART ในการหาค่ารังสีสะท้อนจากเมฆที่ความยาวคลื่น $3.7 \mu\text{m}$ ที่ดาวเทียมสามารถรับได้ โดยกำหนดค่าตัวแปรต่างๆ เช่นเดียวกับ LUT-A ตามตารางที่ A1.1 ซึ่งจะได้อัตราสะท้อนจากเมฆในช่วงความยาวคลื่น $3.7 \mu\text{m}$

จากนั้นผู้วิจัยนำค่ารังสีสะท้อนของเมฆที่ความยาวคลื่น $0.65 \mu\text{m}$ (radiance 1) และ $3.7 \mu\text{m}$ (radiance 3) ที่ได้จาก LUT-A และ LUT-B โดยแปรค่า cloud optical depth และ cloud particle size ต่างๆ ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ A1.1

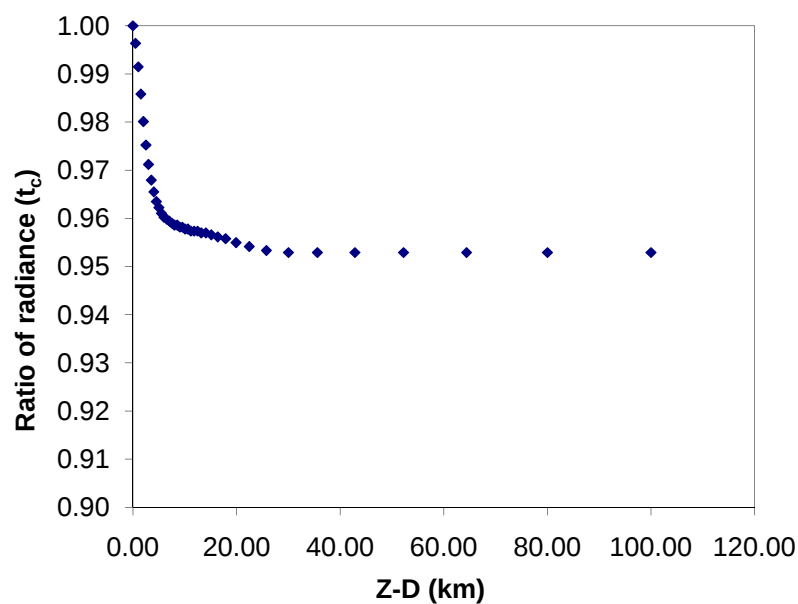


รูปที่ A1.1 ตัวอย่างตาราง LUT ที่ได้ในกระบวนการหา cloud particle size ที่พัฒนาขึ้น

จากรูปจะเห็นว่า กรณีที่ cloud particle size คงที่ ถ้า cloud optical depth มีค่าเพิ่มขึ้น ค่ารังสีสะท้อนของเมฆที่ความยาวคลื่นแสงสว่างจะมีค่าเพิ่มขึ้นตามไปด้วย ในขณะที่รังสีสะท้อนที่ความยาวคลื่น NIR มีการเพิ่มขึ้นในช่วงแรกเท่านั้น หลังจากนั้นจะมีค่าค่อนข้างคงที่ ส่วนกรณีที่ cloud optical depth มีค่าคงที่ ค่ารังสีสะท้อนในช่วง NIR จะมีค่าเพิ่มขึ้นเมื่อ cloud particle size ลดลง จะเห็นได้ว่า cloud particle size มีผลต่อรังสีสะท้อนในช่องสัญญาณ NIR ในขณะที่ cloud optical depth มีผลต่อรังสีสะท้อนในช่องสัญญาณแสงสว่าง

- การสร้าง LUT-C

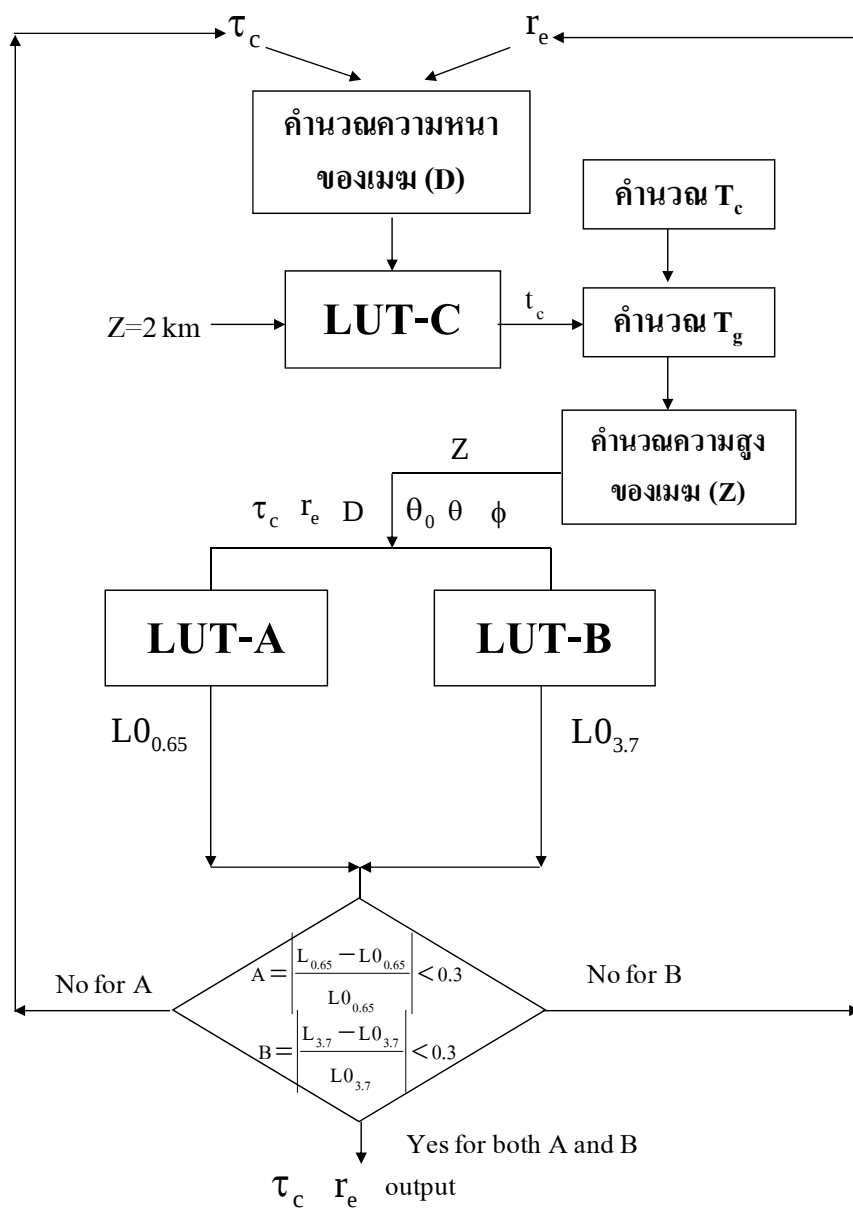
LUT-C เป็นตารางแสดงความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนของรังสีที่ฐานเมฆต่อรังสีที่พื้นโลก กับค่าความสูงฐานเมฆ ซึ่งค่าความสูงฐานเมฆหาได้จากค่าความสูงยอดเมฆ (Z) ลบด้วยความหนาของเมฆ (D) โดยผู้วิจัยใช้แบบจำลอง SBDART เพื่อหาสัดส่วนของรังสีดังกล่าวที่ความยาวคลื่น 11 μm ซึ่งเป็นค่ากึ่งกลางของช่องสัญญาณอินฟราเรดที่ได้จากดาวเทียม MTSAT-1R โดยมีการกำหนดความสูงฐานเมฆค่าต่างๆ กัน ผลที่ได้แสดงเป็นกราฟความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีที่ความสูงฐานเมฆต่อรังสีที่พื้นโลกเทียบและความสูงฐานเมฆ ดังรูปที่ A1.2



รูปที่ A1.2 ความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนรังสีที่ความสูงฐานเมฆต่อรังสีที่พื้นโลก (ratio of radiance) กับความสูงฐานเมฆ

จากรูปที่ A1.2 จะเห็นว่าที่ความสูงฐานเมฆมีค่าต่ำหรือฐานเมฆอยู่ใกล้กับพื้นผิวโลกมาก ค่าสัดส่วนรังสีจะมีค่าเข้าใกล้ 1 และเมื่อความสูงฐานเมฆเพิ่มขึ้นค่าสัดส่วนจะมีค่าลดลงจนเกือบคงที่เมื่อฐานเมฆสูงจากพื้นผิวโลกมากกว่า 30 กิโลเมตร

หลังจากที่ผู้ดำเนินโครงการทำการสร้าง LUT-A LUT-B และ LUT-C เรียบร้อยแล้ว ผู้วิจัยจะทำการหาค่า cloud particle size โดยอาศัยกระบวนการตามแผนภาพที่ A1.3



รูปที่ A1.3 แผนภูมิกระบวนการหา cloud particle size (τ_c) และ cloud optical depth (r_e)

ในตอนเริ่มต้น กำหนดค่า $\tau_c = 35$ และ $r_e = 10 \mu\text{m}$ และให้ความสูงของยอดเมฆเมฆเท่ากับ 2 km แล้วคำนวณหาความหนาของเมฆจากสมการ

$$D = W / w \quad (\text{A1.1})$$

โดย D คือ ความหนาของเมฆ (10^{-5} กิโลเมตร)

w คือ liquid water path เท่ากับ 3.7×10^{-7} กรัมต่อลูกบาศก์เซนติเมตร

W คือ liquid water content มีค่าประมาณ $\frac{2\tau_c r_c}{3}$ (กรัมต่อตารางเซนติเมตร)

เมื่อทราบค่า D และ Z แล้ว สามารถคำนวณสัดส่วนรังสีที่ความสูงฐานเมฆต่อรังสีที่พื้นโลก (t_c) ได้จาก LUT-C จากนั้นนำค่า t_c ที่ได้ไปใช้ในการหาอุณหภูมิของเมฆ (T_c) ตามวิธีการของ Rossow et al. (1989) ซึ่งต้องอาศัยค่าอุณหภูมิความสว่างที่ได้จากดาวเทียมในช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรดด้วย แล้วนำค่าอุณหภูมิเมฆและอุณหภูมิพื้นผิวโลกที่ได้มาคำนวณค่าความสูงยอดเมฆ จากสมการ

$$Z = \frac{T_g - T_c}{0.65} \quad (A1.2)$$

เมื่อ Z คือ ความสูงยอดเมฆ (กิโลเมตร)

T_g คือ อุณหภูมิพื้นผิวโลก เท่ากับ 298 K

T_c คือ อุณหภูมิยอดเมฆ (K)

ในลำดับถัดไป เนื่องจากเราทราบค่า τ_c , r_c , D, Z, θ_0 , θ และ ϕ แล้ว เราสามารถใช้ LUT-A เพื่อหาค่ารังสีสะท้อนจากเมฆที่ความยาวคลื่น $0.65 \mu\text{m}$ ($L_{0.65}$) และหาค่ารังสีสะท้อนจากเมฆที่ความยาวคลื่น $3.7 \mu\text{m}$ ($L_{3.7}$) ได้จาก LUT-B แล้วเปรียบเทียบกับค่ารังสีสะท้อนจากเมฆที่ได้จากข้อมูลดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่าง ($L_{0.65}$) และช่องสัญญาณ NIR ($L_{3.7}$) ตามสมการ

$$A = \left| \frac{L_{0.65} - L_{0.65}}{L_{0.65}} \right| < 0.3 \quad (A1.3)$$

$$B = \left| \frac{L_{3.7} - L_{3.7}}{L_{3.7}} \right| < 0.3 \quad (A1.4)$$

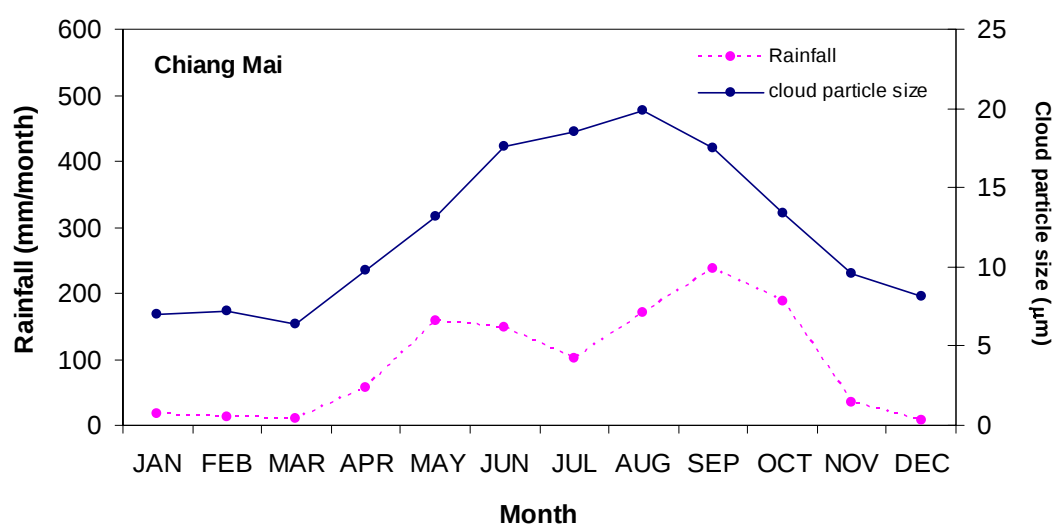
โดยให้ A และ B มีค่าได้ไม่เกิน 0.3 ถ้าค่า A เกิน 0.3 ให้เปลี่ยนค่า τ_c แล้วดำเนินการใหม่ แต่ถ้า B มีค่าเกิน 0.3 ให้เปลี่ยนค่า r_c แทน ทำเช่นนี้ไปเรื่อยๆ จนได้ค่า A และ B มีค่าไม่เกิน 0.3 ทั้งคู่ ค่า τ_c และ r_c ที่ทำให้ทั้ง A และ B ไม่เกิน 0.3 เป็นค่า τ_c และ r_c ที่ต้องการ

หลังจากที่ผู้วิจัยได้ทำการสร้าง LUT แล้ว ผู้วิจัยได้ดำเนินการเขียนโปรแกรมสำหรับคำนวณหา cloud particle size โดยใช้ข้อมูลดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่าง ช่องสัญญาณรังสีอินฟราเรด และช่องสัญญาณ NIR ตามกระบวนการที่กล่าวมาข้างต้น จากการคำนวณจะได้ค่า

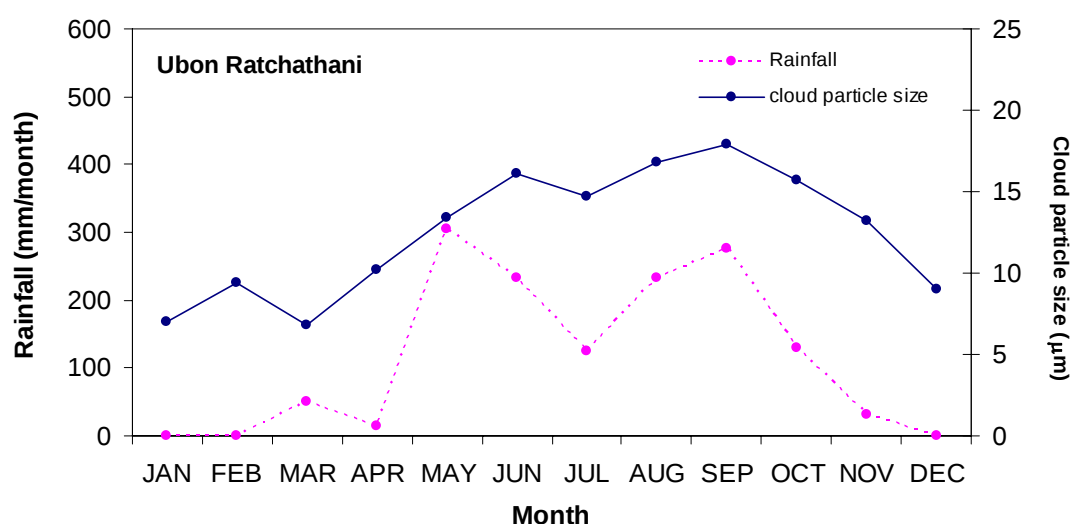
cloud particle size รายวันแล้วนำมาเฉลี่ยเป็นรายเดือนสำหรับสถานีต่างๆ ของประเทศไทยและบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีน ผลที่ได้เป็นดังนี้

1.1 กรณีประเทศไทย

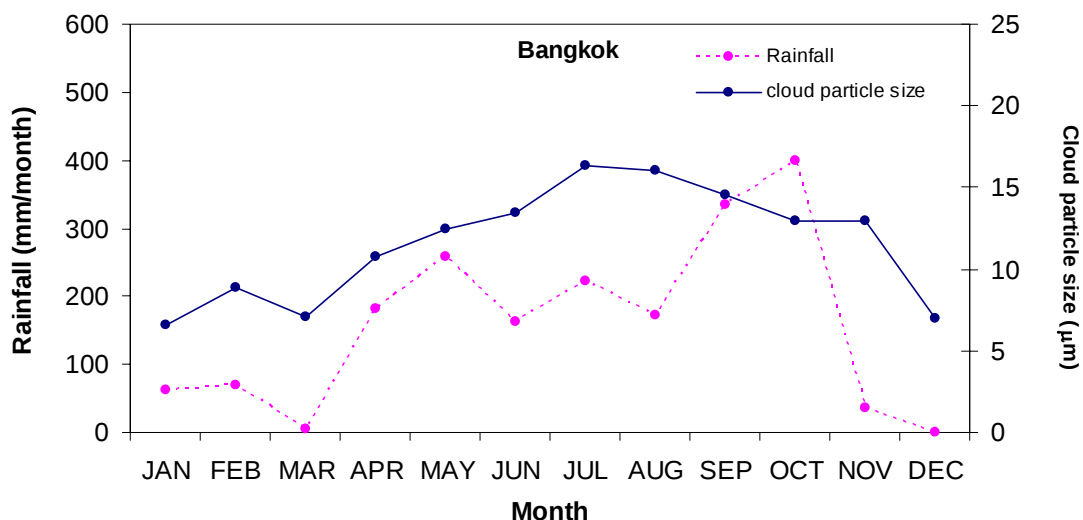
ข้อมูล cloud particle size ที่ได้แสดงตัวอย่างดังรูปที่ A1.4-A1.7 ซึ่งเป็นข้อมูลของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี กรุงเทพฯ และหาดใหญ่ ตามลำดับ โดยในกราฟรูปเดียวกันจะแสดงปริมาณฝนที่สถานีนั้นๆ ด้วย



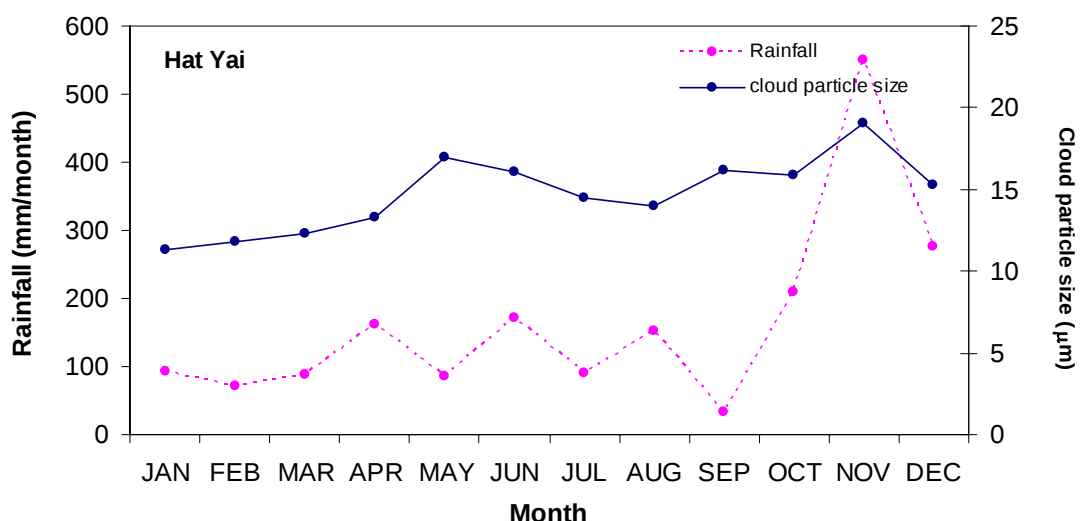
รูปที่ A1.4 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีเชียงใหม่



รูปที่ A1.5 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีอุบลราชธานี



รูปที่ A1.6 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีกรุงเทพฯ

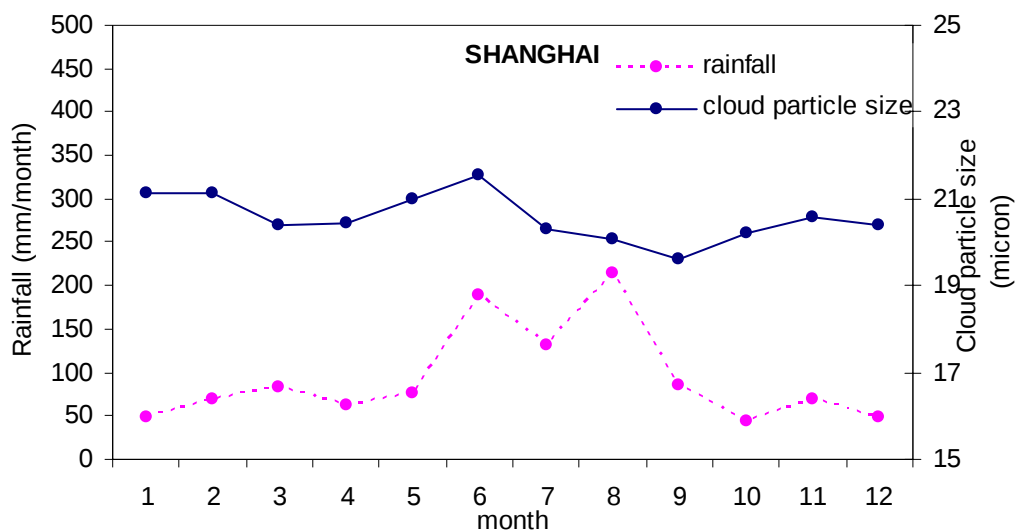


รูปที่ A1.7 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีหาดใหญ่

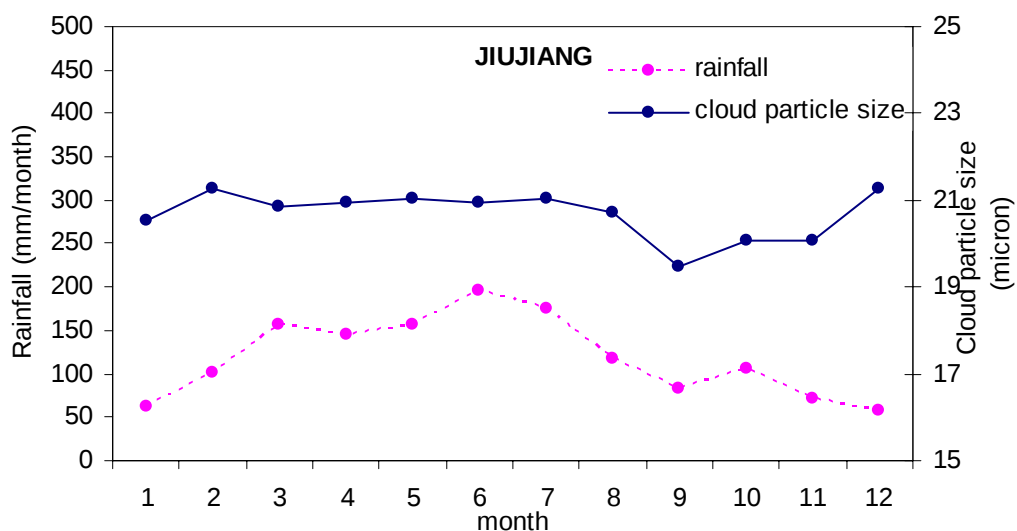
จากรูปที่ A1.4-A1.7 จะเห็นว่าขนาดของหยดน้ำในเมฆของทั้ง 4 สถานีมีค่าอยู่ระหว่าง 5-20 μm โดยมีค่าน้อยในช่วงเดือนมกราคม-มีนาคม ซึ่งเป็นช่วงปลายฤดูหนาวเข้าสู่ฤดูร้อน และค่อยๆ เพิ่มขึ้นในฤดูฝนประมาณเดือนพฤษภาคม-กันยายน ซึ่งได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ อากาศมีความชื้นมาก ขนาดหยดน้ำในเมฆจึงมีขนาดใหญ่ และสามารถรวมตัวกันจนมีขนาดใหญ่ขึ้นและตกลงมาเป็นฝน สำหรับในช่วงฤดูหนาวประมาณเดือนพฤศจิกายน-ธันวาคม ขนาดหยดน้ำในเมฆจะมีค่าน้อยสอดคล้องกับปริมาณฝนที่น้อยลงด้วย

1.2 กรณีสถานีบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศจีน

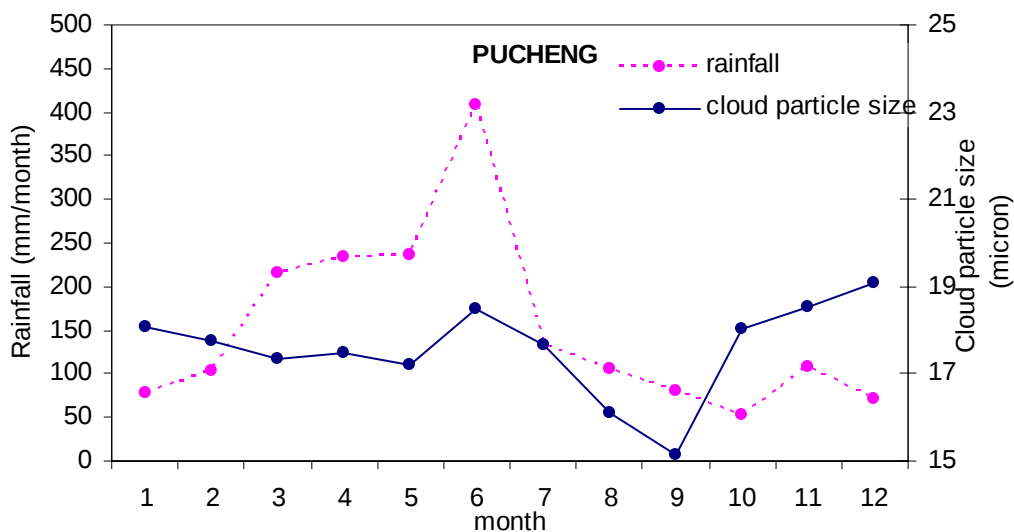
ค่า cloud particle size ที่ได้เป็นข้อมูลรายวันแล้วนำมาเฉลี่ยเป็นรายเดือนแสดงตัวอย่างดังรูปที่ A1.8-A1.11 ซึ่งเป็นข้อมูลของสถานี SHANGHAI JIUJIANG PUCHENG QUXIAN ตามลำดับ



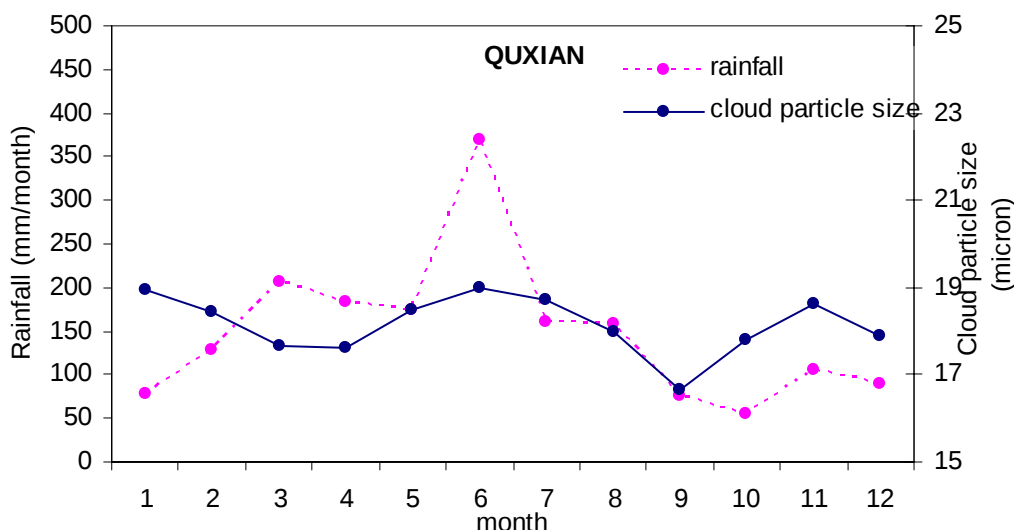
รูปที่ A1.8 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี SHANGHAI



รูปที่ A1.9 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี JIUJIANG



รูปที่ A1.10 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี PUCHENG



รูปที่ A1.11 การแปรค่าของ cloud particle size และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี QUXIAN

จากรูปที่ A1.8-A1.11 จะเห็นว่าขนาดของหยดน้ำในเมฆของทั้ง 4 สถานีมีค่าอยู่ระหว่าง 15-20 μm โดยมีค่าน้อยในช่วงเดือนมีนาคม-เมษายน ซึ่งเป็นช่วงฤดูใบไม้ผลิ และค่อยๆ เพิ่มขึ้นในฤดูร้อนประมาณเดือนพฤษภาคม-สิงหาคม ซึ่งได้รับอิทธิพลจากมรสุมฤดูร้อน อากาศได้รับความร้อนและมีความชื้นมาก จึงลอยขึ้นและรวมตัวกันจนขนาดหยดน้ำในเมฆมีขนาดใหญ่ และสามารถรวมตัวกันจนมีขนาดใหญ่ขึ้นและตกลงมาเป็นฝน สำหรับในช่วงฤดูใบไม้ร่วงในเดือนกันยายนถึงเดือนพฤศจิกายน ขนาดหยดน้ำในเมฆจะมีค่าน้อยและเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ และเนื่องจากอากาศเริ่มเข้าสู่ฤดูหนาวในเดือนธันวาคม-กุมภาพันธ์ จึงทำให้เมฆที่มีขนาดใหญ่ไม่ตกลงมาเป็นฝนแต่เป็นหิมะแทน

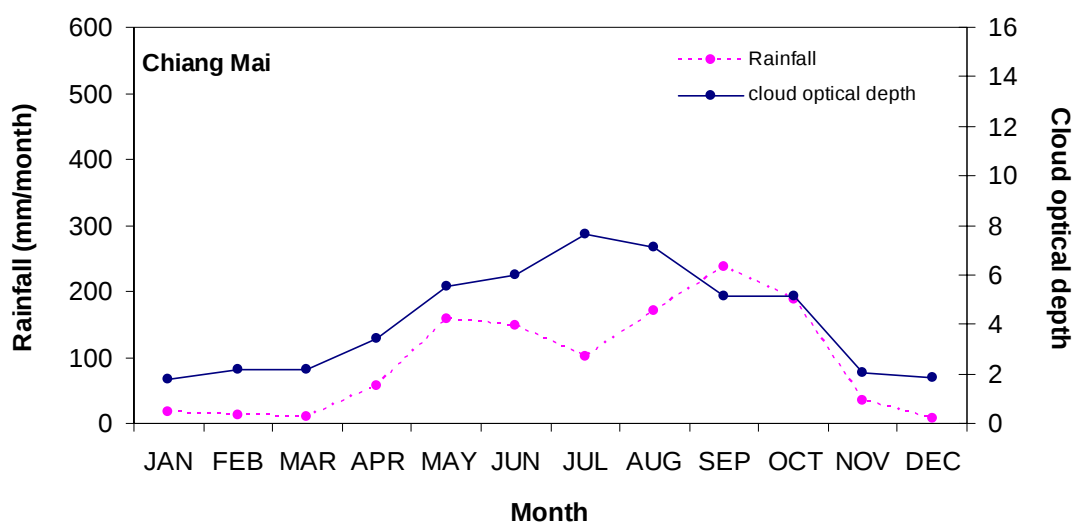
2. Cloud optical depth

เนื่องจาก cloud optical depth เป็นตัวแปรทางฟิสิกส์ที่บ่งบอกถึงความสามารถในการลดทอนแสงของเมฆ ซึ่งอาจบ่งบอกความทึบแสงของเมฆและความสัมพันธ์กับการเกิดฝนได้ ดังนั้นผู้วิจัยจึงได้ทำการหา cloud optical depth ซึ่งอยู่ในกระบวนการเดียวกันกับการหา cloud particle size

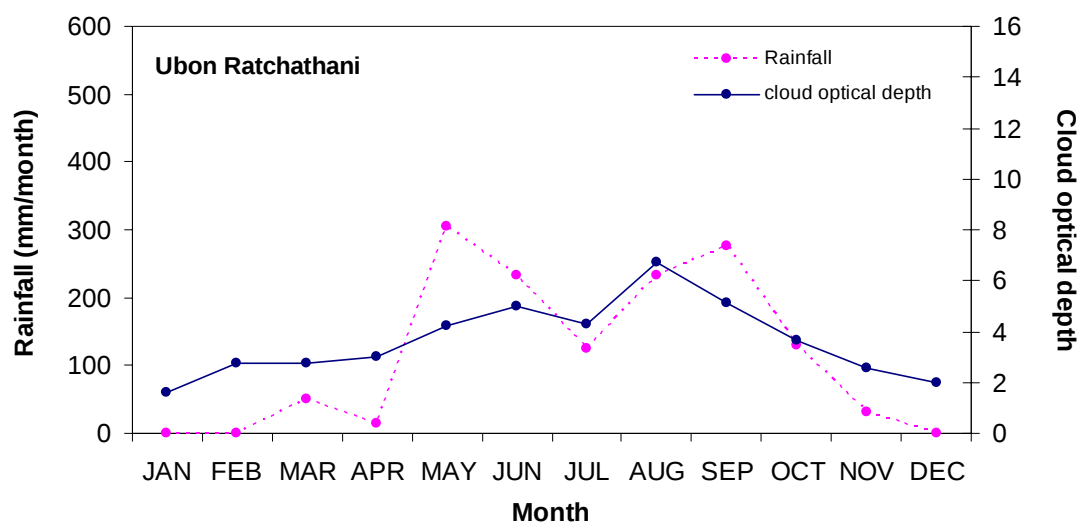
ในการหา cloud optical depth ผู้วิจัยได้ดำเนินการเขียนโปรแกรมคอมพิวเตอร์ตามกระบวนการในหัวข้อ 1 ของภาคผนวกที่ 1 โดยเริ่มต้นกำหนดค่า $\tau_c = 35$ และ $r_c = 10 \mu\text{m}$ ความสูงของเมฆเป็น 2 km แล้วดำเนินการตามแผนภูมิในรูปที่ A1.3 จะได้ค่า cloud optical depth เป็นรายวันแล้วนำมาเฉลี่ยเป็นรายเดือน

2.1 กรณีประเทศไทย

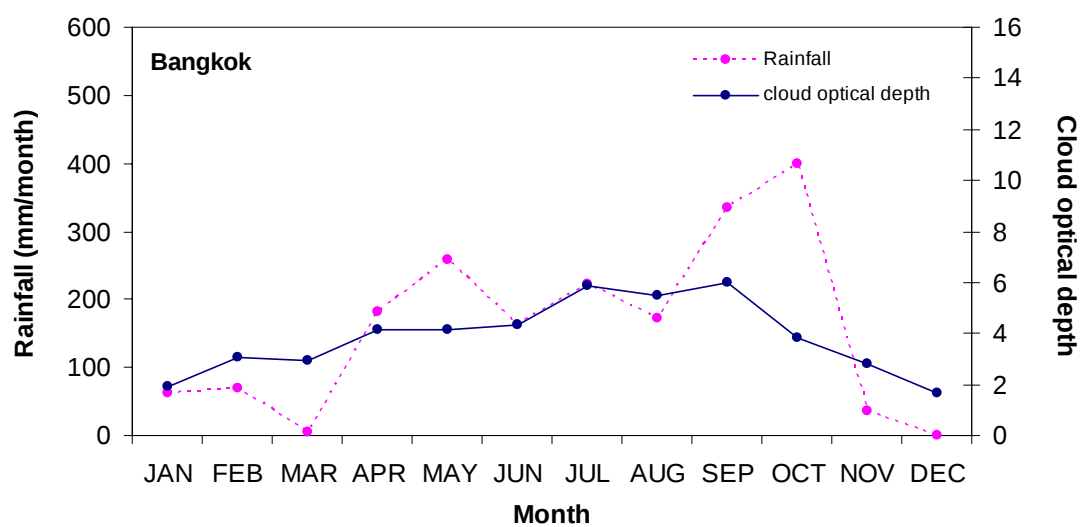
ผู้วิจัยได้นำค่า cloud optical depth ที่ได้ มาแสดงตัวอย่างดังรูปที่ A1.12-A1.15 นอกจากนี้ในรูปดังกล่าวจะแสดงปริมาณฝนที่สถานีนั้นๆ ด้วย



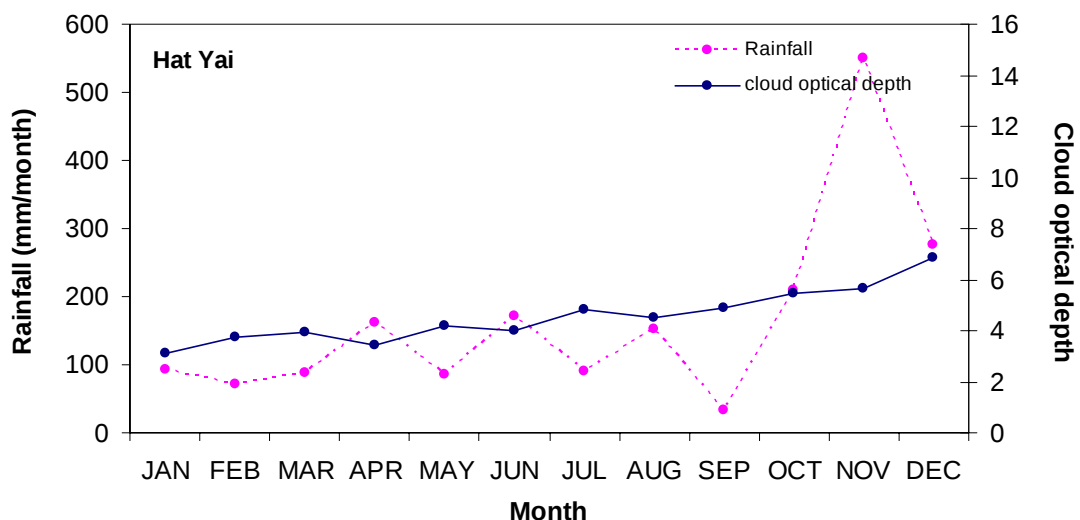
รูปที่ A1.12 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีเชียงใหม่



รูปที่ A1.13 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีอุบลราชธานี



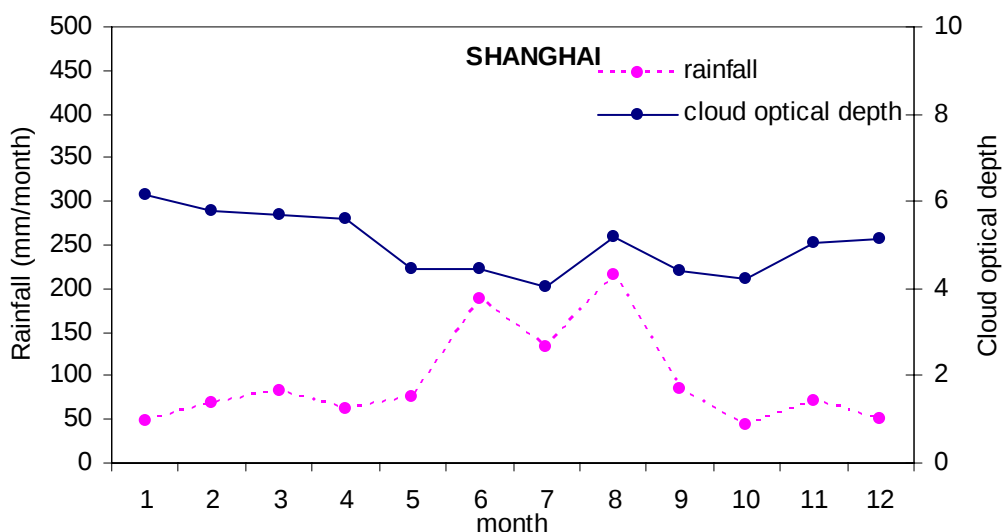
รูปที่ A1.14 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีกรุงเทพฯ



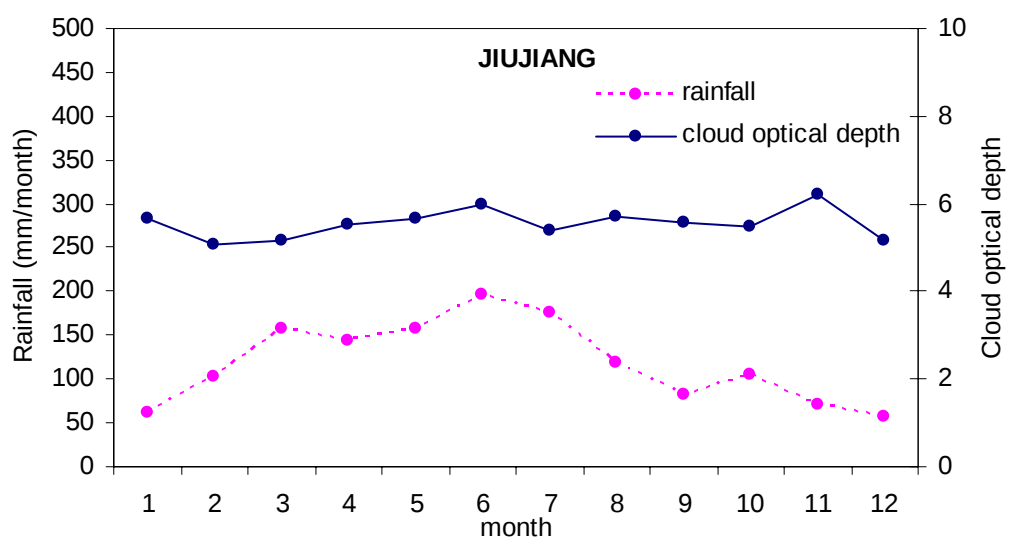
รูปที่ A1.15 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานีหาดใหญ่

จากรูปที่ A1.12-A1.15 จะเห็นว่าค่า cloud optical depth สำหรับสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และกรุงเทพ มีค่าน้อยในช่วงเดือนมกราคม-เมษายน ซึ่งเป็นช่วงฤดูหนาวและฤดูฝน เมฆส่วนใหญ่จะเป็นเมฆบางซึ่งไม่ก่อให้เกิดฝน สำหรับเดือนพฤษภาคม-ตุลาคม cloud optical depth มีค่าสูง แสดงว่าเป็นเมฆที่ทำให้เกิดฝน สอดคล้องกับช่วงฤดูฝนของทั้ง 3 สถานี สำหรับ สถานีหาดใหญ่ จะเห็นว่า cloud optical depth มีค่าสูงเกือบตลอดทั้งปี ทั้งนี้เนื่องจากภาคใต้มีฝน ยาวนานกว่าภาคอื่นๆ จะเห็นได้ว่าค่า cloud optical depth ที่ได้จากวิธีการที่พัฒนาขึ้นให้ผลที่ สอดคล้องตามทฤษฎี

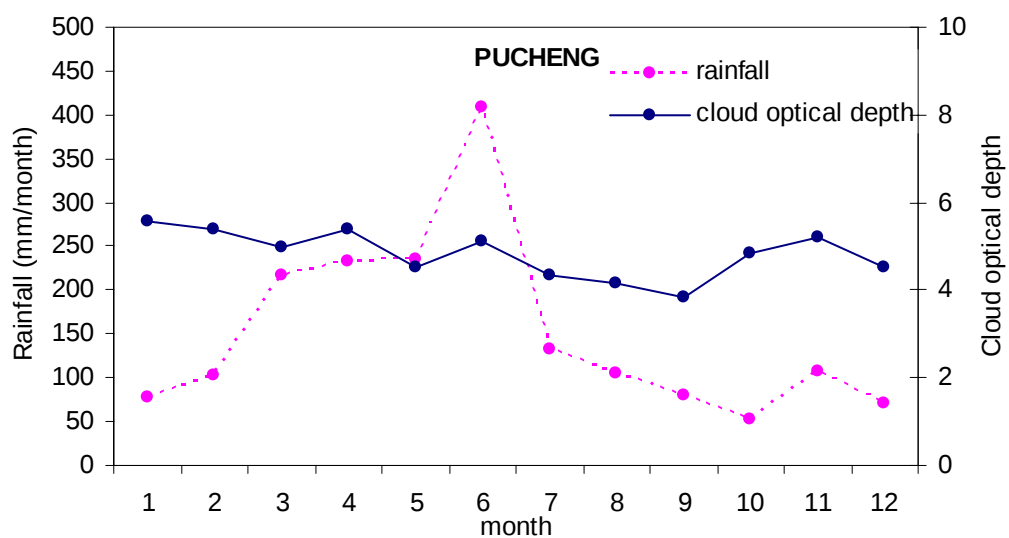
2.2 กรณีบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย



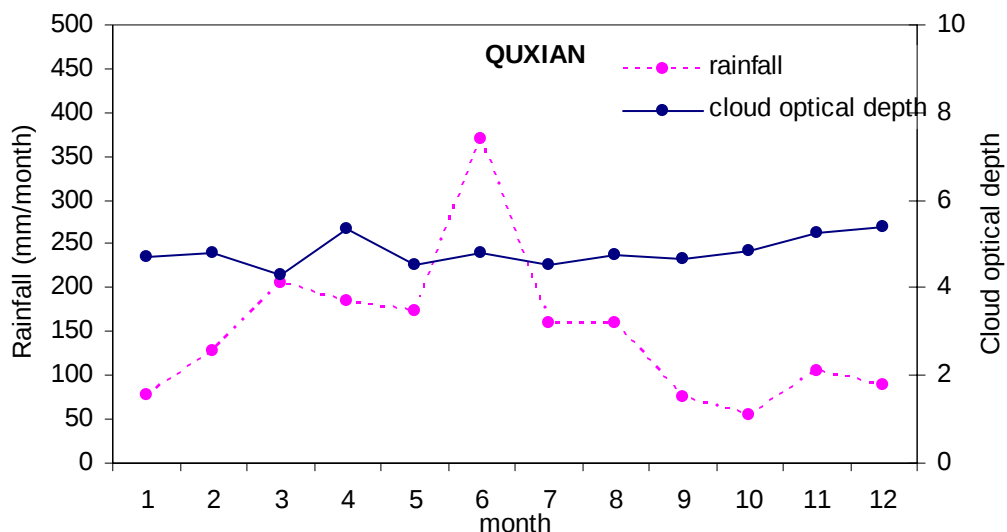
รูปที่ A1.16 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี SHANGHAI



รูปที่ A1.17 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี JIUJIANG



รูปที่ A1.18 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี PUCHENG



รูปที่ A1.19 การแปรค่าของ cloud optical depth และปริมาณฝนตามเวลาในรอบปี สถานี QUXIAN

จากรูปที่ A1.16-A1.19 จะเห็นว่าค่า cloud optical depth สำหรับทั้ง 4 สถานี มีค่าน้อยในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงกันยายน ซึ่งเป็นช่วงฤดูใบไม้ผลิและฤดูร้อน โดยในสถานี SHANGHAI มีค่ามากขึ้นในช่วงเดือนสิงหาคมซึ่งเป็นช่วงที่มีฝนตกมาก สำหรับเดือนตุลาคม-เมษายน ค่า cloud optical depth มีค่ามากขึ้น เมฆส่วนใหญ่จะเป็นเมฆหนา และอาจก่อให้เกิดฝนได้

ผู้วิจัยได้นำค่า cloud optical depth และ cloud particle size ที่ได้ในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของจีนมาใช้เป็นตัวแปรในแบบจำลองสำหรับหาปริมาณฝน โดยมีรูปแบบดังสมการ

$$R_f = C_0 + C_1 \bar{\rho}_{EA,max} + C_2 \bar{\rho}_{EA} + C_3 \bar{T}_{B,min} + C_4 \bar{T}_{B,P25} + C_5 N_{T_B < 235} + C_6 r_e + C_7 COD \quad (A1.5)$$

เมื่อ	R_f	คือ ปริมาณฝนรวมรายเดือน
	$\bar{\rho}_{EA,max}$	คือ ค่าสูงสุดของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก รายวันเฉลี่ยต่อเดือน
	$\bar{\rho}_{EA}$	คือ ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลกเฉลี่ยรายเดือน
	$\bar{T}_{B,min}$	คือ ค่าต่ำสุดของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกรายวัน เฉลี่ยต่อเดือน
	$\bar{T}_{B,P25}$	คือ ค่าเฉลี่ยรายเดือนของอุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและ พื้นผิวโลก ในช่วงเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 25

$N_{T_B < 235}$ คือ จำนวนชั่วโมงที่อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศและพื้นผิวโลกมี
ค่าต่ำกว่า 235 K

r_c คือ cloud particle size

COD คือ cloud optical depth

$C_0, C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_6$ และ C_7 คือ สัมประสิทธิ์ของแบบจำลอง

ในการหาค่าสัมประสิทธิ์ $C_0, C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_6$ และ C_7 นั้น ผู้วิจัยจะนำข้อมูลปริมาณฝนรวมรายเดือนและค่าตัวแปร $\bar{\rho}_{EA, \max}$, $\bar{\rho}_{EA}$, $\bar{T}_{B, \min}$, $\bar{T}_{B, P25}$, $N_{T_B < 235}$, r_c และ COD รายเดือนของทุกเดือน ตลอดระยะเวลา 5 ปี จากข้อมูลทั้ง 36 สถานี มาทำการหาความสัมพันธ์ในรูปแบบการถดถอยเชิงเส้นหลายตัวแปร (Multiple regression) ผลที่ได้แสดงดังตารางที่ A1.2

ตารางที่ A1.2 แสดงค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรต่างๆ ที่ใช้ในแบบจำลองของบริเวณตะวันตกเฉียงใต้และตอนใต้ของประเทศไทย

สัมประสิทธิ์	ค่าสัมประสิทธิ์	t-statistic
C_0	-763.359	-4.72477
C_1	-756.799	-4.27354
C_2	1065.756	4.825178
C_3	-8.06384	-5.04306
C_4	10.79819	6.34155
C_5	2.135078	11.65006
C_6	3.154664	1.051053
C_7	0.165892	0.107848

โดยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (r) = 0.79

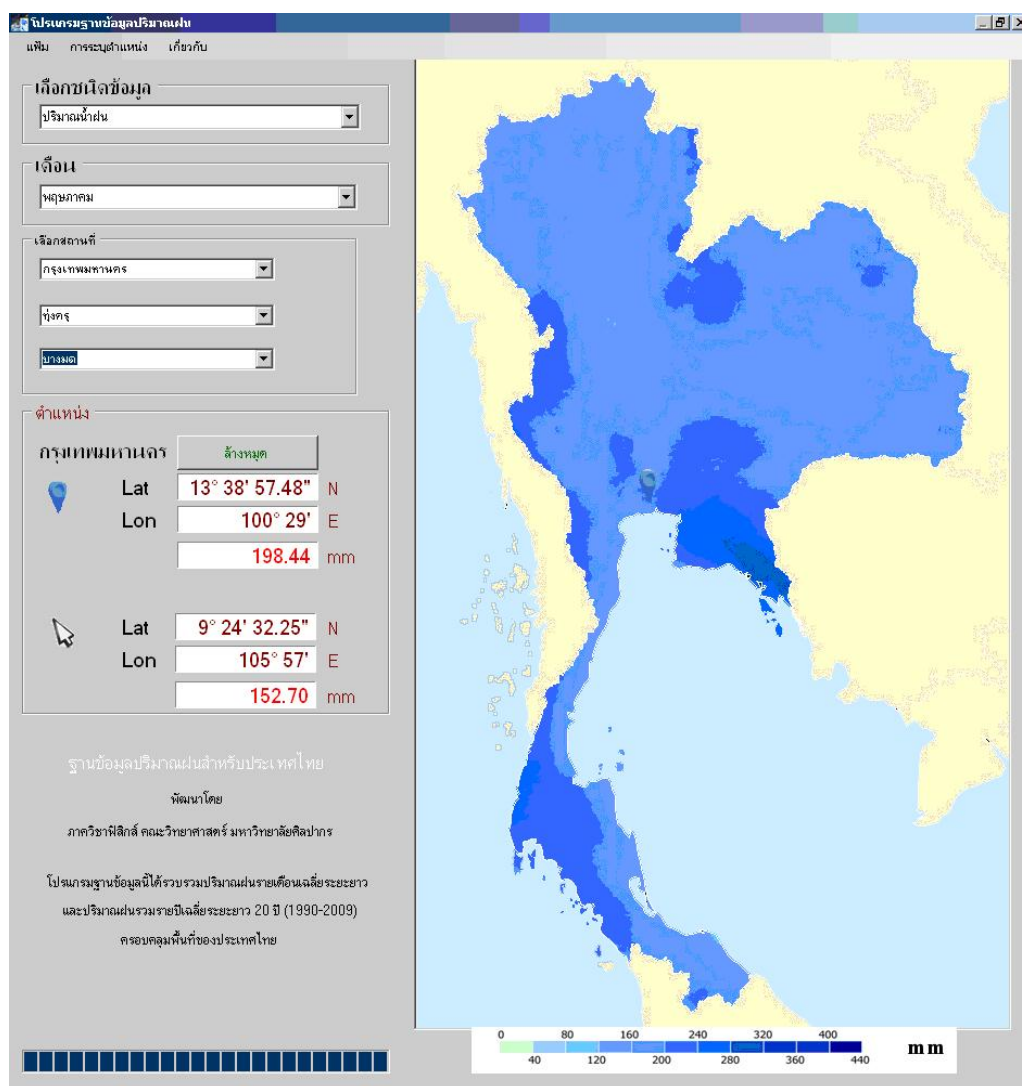
เนื่องจากค่าสัมประสิทธิ์ C_6 และ C_7 ของแบบจำลองไม่มีนัยสำคัญเชิงสถิติที่ระดับ .05 ดังนั้น ผู้วิจัยจึงไม่นำตัวแปรทั้งสองมาไว้ในแบบจำลอง

ภาคผนวกที่ 2

การจัดทำฐานข้อมูลปริมาณฝนในบริเวณประเทศไทย

ผู้วิจัยได้พัฒนาโปรแกรมฐานข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากงานวิจัยนี้ ซึ่งบรรจุอยู่ในแผ่นซีดี โปรแกรมฐานข้อมูลที่ได้สามารถใช้ได้กับคอมพิวเตอร์ Window XP, Window Vista, Window 7 ขั้นตอนการลงโปรแกรมมีดังนี้

- 1) คัดลอกไฟล์เตอร์Rain_database จากแผ่น CD ที่บรรจุโปรแกรมฐานข้อมูล เพื่อสร้าง C:\Rain_database
- 2) Run file Setup ใน C:\Rain_database
- 3) กด Next โปรแกรมจะติดตั้งจนเสร็จสิ้น
- 4) หากเครื่องคอมพิวเตอร์ที่จะติดตั้งโปรแกรม ไม่มีโปรแกรม .NET framework การติดตั้งโปรแกรมฐานข้อมูลจะหยุด และให้ทำการ Run Dotnetfx.exe ก่อน (โปรแกรมห้างกล่าวอยู่ใน sub-directory "Rain_database" ในแผ่น CD ของฐานข้อมูล)
- 5) หากเครื่องคอมพิวเตอร์ที่จะติดตั้งโปรแกรม ไม่มีโปรแกรม Data Access-MDAC2.6 ต้องทำการ Run MDAC_TYP.exe (โปรแกรมห้างกล่าวอยู่ใน sub-directory "Rain_database" ซึ่งบรรจุในแผ่น CD ของฐานข้อมูล)



รูปที่ A2.1 ตัวอย่างหน้าจอโปรแกรมฐานข้อมูลที่ได้

หลังจากลงโปรแกรมเสร็จเรียบร้อยแล้ว จะปรากฏ shortcut ชื่อ “Rain Database” บน Desktop ของคอมพิวเตอร์ ผู้ใช้สามารถเรียกใช้งานโปรแกรมได้ตามขั้นตอนดังนี้

- 1) Double click ไอคอน “Rain Database”
- 2) เลือกข้อมูล “ปริมาณน้ำฝน”
- 3) เลือกเดือนที่ต้องการดูข้อมูล
- 4) ไล่ตำแหน่งที่ต้องการทราบข้อมูลปริมาณฝน แล้วกด “ค้นหา” ข้อมูลปริมาณฝนจะแสดงบนหน้าจอโปรแกรม
- 5) ผู้ใช้สามารถทราบปริมาณฝนรายตำบลจากการระบุตำแหน่งตามจังหวัดได้โดยไปที่เมนู “การระบุตำแหน่ง” แล้วคลิก “เลือกตามจังหวัด” จากนั้นให้เลือก จังหวัด อำเภอ และตำบล