

# รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

# โครงการ "วงจรรอบวันและการผันแปรความถี่สูงของฝน ในประเทศไทย และความเชื่อมโยงกับมรสุมฤดูร้อน"

โดย

รศ.ดร. อุษา ฮัมฟรี่ และคณะ

มกราคม 2556

สัญญาเลขที่ RDG5330020

### รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

### เรื่อง

โครงการ "วงจรรอบวันและการผันแปรความถี่สูงของฝนในประเทศไทย และความเชื่อมโยงกับมรสุมฤดูร้อน"

คณะผู้วิจัย	สังกัด
1. รศ.ดร.อุษา ฮัมฟรี่	มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี
2. ดร.อัศมน ลิ่มสกุล	กรมส่งเสริมคุณภาพสิ่งแวดล้อม
3. อ.ดร.อังกูร หวังวงศ์ชัย	มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี
4. อ.ธเนศ จิตต์สุภาพรรณ	มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี
5. รศ.ดร.ปรุงจันทร์ วงศ์วิเศษ	ที่ปรึกษาโครงการวิจัย
	มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี

สนับสนุนโดยสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) (ความเห็นในรายงานนี้เป็นของผู้วิจัย สกว. ไม่จำเป็นต้องเห็นด้วยเสมอไป)

#### **Final Report**

# Diurnal Cycle and High-Frequency Variations of Rainfall in Thailand and Their Connection with Summer Monsoon

#### Researchers

Assoc. Prof. Dr. Usa Humphries (KMUTT)
 Dr. Atsamon Limsakul (DEQP)
 J.Dr. Angkool Wangwongchai (KMUTT)
 Mr. Thanet Chitsuphaphan (KMUTT)

#### Consultant of the Project

Assoc. Prof. Dr. Prungchan Wongwises (JGSEE)

Supported by Thailand Research Fund (TRF)

(The views expressed herein do not necessarily reflect those of the TRF)



ที่ ศธ

8 มกราคม 2556

เรื่อง	ขอส่งรายงานฉบับสมบูรณ์

เรียน รศ.ดร.อำนาจ ชิดไธสง

ผู้ประสานงานชุดวิจัยด้านโลกร้อน/การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ

สิ่งที่ส่งมาด้วย 1. รายงานฉบับสมบูรณ์ จำนวน 5 ชุด และ CD-ROM จำนวน 1 ชุด

2. รายงานสรุปการเงินพร้อมสำเนาสมุดบัญชีธนาคาร

ตามที่ข้าพเจ้า รศ.ดร.อุษา ฮัมฟรี่ ได้รับอนุมัติทุนอุดหนุนการวิจัยเรื่อง"วงจร รอบวันและการผันแปรความถี่สูงของฝนในประเทศไทยและความ เชื่อมโยงกับมรสุมฤดูร้อน" จากสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) ประจำปังบประมาณ 2553 ตามสัญญารับทุน เลขที่ RDG5330020 นั้น ดิฉันขอส่งรายงานฉบับสมบูรณ์ ตั้งแต่เดือนสิงหาคม 2553 ถึง 31 สิงหาคม 2554 ดังสิ่งที่ส่งมาด้วย

จึงเรียนมาเพื่อโปรดพิจารณารับรายงานฉบับสมบูรณ์ดังกล่าวด้วย

ขอแสดงความนับถือ

(รองศาสตราจารย์ ดร.อุษา ฮัมฟรี่)

หัวหน้าโครงการวิจัย

ภาควิชาคณิตศาสตร์ โทร. 0-2470-8822, 8831 โทรสาร 0-2428-4025

### คำนำ

การเปลี่ยนแปลงของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน เป็นความแปรปรวนความถี่สูงที่มีอิทธิพลต่อการ ดำรงชีวิตและการดำเนินกิจกรรมต่างๆของมนุษย์ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในภูมิภาคเขตร้อน ทั้งนี้ วงจร รอบวันและความผันแปรความถี่สูงของหยาดน้ำฟ้า มีแนวโน้มของความแปรปรวนเพิ่มขึ้น ท่ามกลาง การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลกจากปรากฏการณ์เรือนกระจก ที่ได้ส่งผลให้การหมุนเวียนของมวลน้ำ ้ความชื้นและพลังงานความร้อนในแต่ละองค์ประกอบของวัฏจักรน้ำ มีอัตราที่เร็วกว่าปกติ การ เป็นสาเหตุทำให้กลไกพื้นฐานของความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฝนที่ เปลี่ยนแปลงเหล่านี้ ้เกิดจากการตอบสนองของพื้นดิน ชั้นบรรยากาศ และมหาสมุทรต่อรังสีดวงอาทิตย์ มีการเปลี่ยน แปลงไป ดังนั้น การศึกษาวิเคราะห์รูปแบบ กลไกทางกายภาพ และกระบวนการของความแปรปรวน ของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน จึงเป็นองค์ความรู้ที่จำเป็นต่อการพัฒนาและการทดสอบแบบจำลองภูมิ-อากาศ สร้างความเข้าใจต่อการปฏิสัมพันธ์ระหว่างเมฆและรังสีดวงอาทิตย์ การปฏิสัมพันธ์ระหว่าง ทะเลและชั้นบรรยากาศ การปฏิสัมพันธ์ระหว่างพื้นดินและชั้นบรรยากาศ ตลอดจนการปฏิสัมพันธ์ ในสเกลขนาดเล็กและใหญ่ ภายใต้บริบทการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศและการผันแปรของภูมิ-อากาศในระดับภูมิภาค อีกทั้งยังช่วยสร้างความรู้ความเข้าใจต่อวัฎจักรของน้ำและสมดุลพลังงานผิว พื้นในประเทศเขตร้อนอีกด้วย

ผู้วิจัยหวังว่างานวิจัยนี้จะเป็นประโยชน์ต่อท่านผู้อ่าน และขอน้อมรับทุกคำชี้แนะและข้อคิดเห็น ที่มีต่องานวิจัยนี้ เพื่อเป็นแนวทางในการต่อยอดการวิจัยต่อไป

> หัวหน้าโครงการวิจัย มกราคม 2556

### กิตติกรรมประกาศ

การศึกษาวิจัยของโครงการ "วงจรรอบวันและการผันแปรความถี่สูงของฝนในประเทศไทย และ ความเชื่อมโยงกับมรสุมฤดูร้อน" สามารถดำเนินการมาจนสำเร็จลุล่วงได้ดีด้วยความร่วมมือและการ ส่งเสริมจากหน่วยงานต้นสังกัด ได้แก่ คณะวิทยาศาสตร์ บัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่ง แวดล้อม มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี และศูนย์วิจัยและฝึกอบรมด้านสิ่งแวดล้อม กรมส่งเสริมคุณภาพสิ่งแวดล้อม คณะผู้วิจัยขอขอบคุณ National Aeronautics and Space Administration (NASA) สำหรับข้อมูลดาวเทียม Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) ราย 3 ชั่วโมง แบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° รวมทั้งต่อทุกความเห็นและข้อเสนอแนะ ต่างๆที่มีต่องานวิจัยนี้

ทางคณะผู้วิจัยขอขอบคุณสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) สำหรับเงินสนับสนุน การวิจัย มา ณ โอกาสนี้

คณะผู้วิจัย

มกราคม 2556

### บทคัดย่อ

รหัสโครงการ : RDG5330020

- ชื่อโครงการ: วงจรรอบวันและการผันแปรความถี่สูงของฝนในประเทศไทย และความเชื่อมโยงกับ มรสุมฤดูร้อน
- **ชื่อนักวิจัย:** อุษา ฮัมฟรี่<sup>1</sup>, อัศมน ลิ่มสกุล<sup>2</sup>, อังกูร หวังวงศ์ชัย<sup>1</sup>, ธเนศ จิตต์สุภาพรรณ<sup>1</sup>, ปรุงจันทร์ วงศ์วิเศษ<sup>3</sup>

**หน่วยงานต้นสังกัด:** <sup>1</sup>คณะวิทยาศาตร์, มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี, <sup>2</sup>ศูนย์วิจัยและ ฝึกอบรมด้านสิ่งแวดล้อม, กรมส่งเสริมคุณภาพสิ่งแวดล้อม, <sup>3</sup>บัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม, มหาวิทยาลัยเทคโนโลยี

พระจอมเกล้าธนบุรี e-mail address: usa.wan@kmutt.ac.th

ระยะเวลาดำเนินการ: 13 เดือน (1 สิงหาคม พ.ศ. 2553 ถึง 31 สิงหาคม พ.ศ. 2554)

วงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้า เป็นความแปรปรวนชั้นพื้นฐานของระบบภูมิอากาศโลกที่มีอิทธิพล อย่างสูงต่อการดำเนินกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ และส่งผลกระทบต่อพลวัตรของระบบนิเวศ โดย เฉพาะอย่างยิ่งในภูมิภาคเขตร้อนซึ่งเป็นพื้นที่ที่มีประชากรอาศัยอยู่อย่างหนาแน่น ทั้งนี้ วงจรรอบวัน ของหยาดน้ำฟ้า มีแนวโน้มความแปรปรวนเพิ่มขึ้น ท่ามกลางการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดจาก กิจกรรมของมนุษย์ ซึ่งได้ส่งผลให้การหมุนเวียนของมวลน้ำ ความชื้น และพลังงานความร้อนในแต่ ละองค์ประกอบของของวัฏจักรน้ำ มีอัตราแลกเปลี่ยนที่เร็วกว่าปกติ หรือรู้จักกันในนาม 'Enhanced hydrological cycle' ดังนั้น การวิเคราะห์รูปแบบและกระบวนการของความแปรปรวนของหยาดน้ำ ฟ้าในรอบวัน จึงเป็นองค์ความรู้พื้นฐานที่จำเป็นต่อการพัฒนาและการทดสอบแบบจำลองภูมิอากาศ ในด้านกลไกและกระบวนการพื้นฐานทางกายภาพของวัฏจักรน้ำและสมดุลพลังงานผิวพื้น ภายใต้ บริบทการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศและการผันแปรของภูมิอากาศในระดับภูมิภาค

การศึกษานี้ ได้ทำการวิเคราะห์ข้อมูลดาวเทียม Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) แบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ราย 3 ชั่วโมง ช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) ตั้งแต่ปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009 ด้วยเทคนิค Empirical Orthogonal Function (EOF) และฟังก์ชันฮาร์มอนิค (Harmonic function) เพื่ออธิบายรูปแบบวงจรรอบวัน ความแปรปรวน และสภาวะความรุนแรงความถี่สูงของหยาดน้ำฟ้าในประเทศไทย ภายใต้เฟสที่แตกต่างของระบบลม มรสุมเอเชียฤดูร้อน

ผลการศึกษา พบว่า ค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน ในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย มีค่าใกล้เคียงกัน (0.2 ถึง 1.0 มิลลิเมตร/ ชั่วโมง) โดยในช่วงเวลา 18.00 ถึง 21.00 (Local Solar Time; LST) พบพื้นที่ปกคลุมด้วยหยาดน้ำ ้ฟ้าที่มีค่าสูงกว่าปกติ เป็นบริเวณกว้างครอบคลุมพื้นที่ภาคกลาง ภาคตะวันออกและบางส่วนของภาค ตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง ผลการวิเคราะห์ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันด้วยเทค-นิค EOF พบว่า EOF ในโหมดที่ 1 และ 2 สามารถอธิบายความแปรปรวนของค่าเฉลี่ยวงจรรอบวัน ระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อนในภาพรวมของประเทศไทยได้ถึง 68.7% และ 21.8% ของความแปรปรวนทั้งหมด โดยอนุกรมค่าสัมประสิทธิ์เชิงเวลาของ EOF โหมดที่ 1 แสดงค่าสูงสุด ในช่วงบ่ายถึงเย็น [15.00 ถึง 18.00 LST] แต่มีค่าต่ำสุดในช่วงเวลา 06.00 ถึง 09.00 LST ซึ่งเป็น รูปแบบวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่พบบริเวณพื้นดินโดยทั่วไป ที่มีลักษณะแอมพลิจูดสูง อันเนื่อง มาจากความแตกต่างระหว่างพื้นทะเลและพื้นดินในรูปของความร้อน ความชื้นและโมเมนตัม ใน ขณะที่ วงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่ปรากฏใน EOF โหมดที่ 2 แสดงค่าสูงสุดในช่วงเวลากลางคืน [21.00 ถึง 00.00 LST] และค่อยๆ ลดลงอย่างต่อเนื่องถึงค่าต่ำสุด เวลาตอนบ่าย [15.00 LST] ้ทั้งนี้ วงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่ปรากฏใน EOF โหมดที่ 2 มักมีรูปแบบเฉพาะในแต่ละพื้นที่ซึ่ง สะท้อนถึงความแปรปรวนจำเพาะในเชิงภูมิประเทศ โดยส่วนใหญ่มีผลมาจาก Orographic effect

ผลการวิเคราะห์ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันในแต่ละกริดด้วยฟังก์ชันฮามอนิค พบ ว่า ผลรวมของฟังก์ชันฮาร์มอมนิคในลำดับที่ 1 ถึง 4 สามารถแสดงรูปแบบความแปรปรวนเฉลี่ยใน รอบวันได้สมบรูณ์ 100% โดยฟังก์ชันฮาร์มอนิคในลำดับที่ 1 และ 2 สามารถอธิบายความแปรปรวน เฉลี่ยในอนุกรมข้อมูลรอบวันได้ถึง 79.6% และ 16.3% ตามลำดับ ทั้งนี้ พบว่า แอมพลิจูดของฟังก์ ชันฮาร์มอนิค ลำดับที่ 1 และ 2 มีสัดส่วนถึง 50.3% และ 17.9% เมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยระยะ ยาวของข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงในช่วงมรสุมฤดูร้อน ผลการวิเคราะห์นี้ ได้บ่งซี้ถึงลักษณะ แบบค่าสูงสุดหนึ่งครั้งต่อวัน (Diurnal pattern) เป็นความแปรปรวนที่โดดเด่นของหยาดน้ำฟ้าในรอบ วันในภาพรวมของประเทศไทย โดยวงจรรอบวันที่ประมาณจากผลรวมของฟังก์ชันฮาร์มอนิค ลำดับที่ 1 ถึง 4 มีรูปแบบคล้ายคลึงกับอนุกรมค่าสัมประสิทธิ์เชิงเวลาของ EOF โหมดที่ 1 ซึ่งเวลาในรอบวันที่ หยาดน้ำฟ้าถึงจุดสูงสุด คือ 16.00 ถึง 17.00 LST

เมื่อเปรียบเทียบความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในพื้นที่บริเวณประเทศไทย ตามเฟสการเปลี่ยน-แปลงของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ ผลการวิเคราะห์ทั้ง EOF และฟังก์ชันฮาร์มอนิก แสดงความแตก-ต่างของรูปแบบความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในแง่ความแปรปรวน เฟสและแอมพลิจูด ไม่ชัดเจน ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังแรงกว่าปกติ ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังปกติ และในปีที่ มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้อ่อนกำลังกว่าปกติ ตามลำดับ ทั้งนี้ อาจเกิดจากระยะเวลาของข้อมูลที่ใช้ซึ่งมี จำนวนแค่ 10 ปีเท่านั้น ทำให้การเปรียบเทียบโดยจัดแบ่งข้อมูลออกเป็น 3 กลุ่ม ตามความแรงและ เฟสการเปลี่ยนแปลงของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีจำนวนข้อมูลในแต่ละกลุ่มไม่มากพอที่จะบ่งชี้ให้ เห็นการเปลี่ยนแปลงที่แตกต่างอย่างชัดเจน

การศึกษาวิจัยวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในระยะต่อไป ควรศึกษาเพิ่มเติมถึงปัจจัยที่ควบคุม ภูมิอากาศในประเทศไทย และความเชื่อมโยงกับความแปรปรวน ตามเฟสการเปลี่ยนแปลงของ ปรากฏการณ์เอนโซ่ ปรากฏการณ์ IOD (Indian Ocean Dipole) และปรากฏการณ์ MJO (Madden Julian Oscillation) ตลอดจนปัจจัยด้าน Synotic อื่นๆ ในภูมิภาคอินโด-แปรซิฟิก (Indo-Pacific Sector) เพื่อสร้างความรู้ความเข้าใจเพิ่มขึ้นต่อความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าใน
 รอบวันในพื้นที่ประเทศไทย และผลกระทบโดยเฉพาะอย่างยิ่ง ภัยพิบัติทางภูมิอากาศ ภายใต้การ
 เปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์

### Abstract

Project code:	RDG5330020
Project name:	Diurnal Cycle and High-Frequency Variations of Rainfall in Thailand
	and their Connection with Summer Monsoon
Project team:	Humphries U <sup>1</sup> , Limsakul A <sup>2</sup> , Wangwongchai A <sup>1</sup> , Chitsuphaphan T <sup>1</sup> ,
	Wongwises P <sup>3</sup>
	<sup>1</sup> Faculty of Science, King Mongkut's University of Technology
	Thonburi, <sup>2</sup> Environmental Research and Training Center,
	<sup>3</sup> The Joint Graduate School of Energy and Environment
E-mail address:	usa.wan@kmutt.ac.th
Project period:	August 2010-August 2011

The aim of this study is to analyze high-frequency variability and diurnal cycle of precipitation during summer monsoon (June-September) for the period of 2000-2009 over Thailand, using TRMM satellite data (3B42 V6) at fine scales ( $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  and 3 hourly). Empirical Orthogonal Functions (EOFs) and Harmonic Functions were used to describe the dominant patterns of diurnal precipitation variability under the different phase reversals of the Asian Summer Monsoon.

The EOF analysis showed that the first two EOF modes could explain almost the total variance of the climatological diurnal precipitation during the summer monsoon season. The 1st EOF mode accounted for 68.7% of the total variance, while the second EOF mode explained 21.8% of the total variance. The diurnal precipitation cycle of the EOF1

mode reached the maximum in the afternoon and evening [15.00-18.00 LST], whereas it showed the early-morning minima [06.00-09.00 LST]. This diurnal pattern is consistent with those generally found over most land areas, characterizing by high amplitude due to the marked contrast of heat, moisture and momentum between land, ocean and atmosphere. The diurnal precipitation variability in the EOF2 mode was marked by nighttime maximum [21.00-00.00 LST] and gradual decline to reach minima in the afternoon [15.00-16.00 LST]. The diurnal cycle as seen in the EOF2 mode may reflect local characteristics of orographical and geographical effects.

On the basis of grid-by-grid Harmonic analysis, it was found that the summation of the first four orders of harmonic function could perfectly represent the averaged diurnal precipitation cycle over Thailand. The first and second orders of harmonic function could explain the variance of climatological diurnal precipitation cycle during the summer monsoon season by 79.6% and 16.3%, respectively. The amplitude of the first and second orders of harmonic function accounted for 50.3% and 17.9% relative to the long-term averages of 3-hourly precipitation during the summer monsoon season. The results indicate that summer precipitation over Thailand was dominated by diurnal (24 hours) cycle.

When comparing the diurnal precipitation variability over Thailand in the different phases of the Asian Summer Monsoon, the results based on both the EOF and Harmonic analysis could not show the clear different patterns of diurnal precipitation cycles in terms of variance, phase and amplitude during the strong, normal and weak years of the Asian summer monsoon. The short period of data used which spanned only 10 years may be one possibility causing unclear patterns of precipitation with respect to different phases of the Asian Summer Monsoon.

For further work, the diurnal cycle of precipitation in the different phases of El Nino-Southern Oscillation (ENSO), Indian Ocean Dipole (IOD) and Madden Julian Oscillation (MJO) needs to be analyze to better understanding of high-frequency variability of precipitation over Thailand especially its impacts in the forms of climate-related disasters in the context of anthropogenically-forced warmed climate and enhanced regional hydrological cycle.

Key words: Diurnal cycle/ Empirical Orthogonal Functions/ Harmonic Function/ Asian Summer monsoon

#### ก-13

# สารบัญ

			หน้า
ราย	มชื่อคถ	เะผู้วิจัย ก-	1
คำา	นำ	ก-	4
กิต	ติกรรม	มประกาศ ก-	5
บท	คัดย่อ	ก-	6
Ab	stract	ຳ-	10
สาร	រប័ល្ហ	ก-	13
สารบัญรูป ก-		16	
สารบัญตาราง ก-		21	
1	บทน้	1	1
	1.1	ความเป็นมาและความสำคัญของเรื่อง	1
	1.2	วัตถุประสงค์ของการวิจัย	3
	1.3	ผลที่คาดว่าจะได้รับ	4
2	ทบท⁄	วนเอกสารงานวิจัย	5
	2.1	ความแปรปรวนของภูมิอากาศในรอบวัน (Diurnal climate variation)	5
	2.2	การศึกษาความแปรปรวนของภูมิอากาศในรอบวัน (Diurnal climate variation study)	8
	2.3	การศึกษาความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้ารอบวันด้วยข้อมูลจากดาวเทียม TRMM	15
	2.4	การเปรียบเทียบข้อมูลหยาดน้ำฟ้า TRMM กับข้อมูลฝนสถานีผิวพื้นในประเทศไทย	18

ก-14

	3.1	แนวคิดและกรอบการศึกษาวิจัย	22
	3.2	ดาวเทียม TRMM และแหล่งข้อมูลหยาดน้ำฟ้าความละเอียดสูง	25
	3.3	การสอบเทียบและกระบวนการประมวลผลข้อมูลดาวเทียม TRMM	31
	3.4	การดาวน์โหลดและสกัดข้อมูล	37
	3.5	การตรวจสอบคุณภาพของข้อมูล TRMM	40
	3.6	การแปลงเวลาสุริยะท้องถิ่น (Local Solar Time: LST)	40
	3.7	ข้อมูลดัชนีมรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian Summer Monsoon Index)	43
	3.8	วิธีการวิเคราะห์ข้อมูล	45
		3.8.1 Empirical Orthogonal Function (EOF)	45
		3.8.2 การวิเคราะห์โดยวิธีฮาร์มอนิก (Harmonic Analysis)	46
4	ผลกา	รศึกษา	49
	4.1	ฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° จากดาวเทียม TRMM	
		ในระดับโลกและพื้นที่บริเวณประเทศไทย	49
	4.2	คุณภาพของฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้า TRMM ราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25°	
		ในพื้นที่บริเวณประเทศไทย	53
	4.3	สถิติเบื้องต้นของฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้า TRMM ราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด $0.25^\circ~{ m x}$	
		0.25° ในพื้นที่บริเวณประเทศไทย	56
	4.4	ลักษณะเชิงพื้นที่ของหยาดน้ำฟ้า TRMM ราย 3 ชั่วโมง ในพื้นที่บริเวณประเทศไทย	63
	4.5	ค่าเฉลี่ยระยะยาวของความถี่และความแรงฝนรายวันในช่วงมรสุมฤดูร้อน	68
	4.6	ความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าช่วงมรสุมฤดูร้อนในภาพรวมพื้นที่บริเวณประเทศไทย	74
	4.7	เปรียบเทียบความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้ารอบวันในภาพรวมของพื้นที่บริเวณ	
		ประเทศไทย ตามเฟสการเปลี่ยนแปลงของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้	80
	4.8	ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้ารอบวันในแต่ละกริดของพื้นที่บริเวณประเทศไทย	89
	4.9	เปรียบเทียบความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้ารอบวันในแต่ละกริดของพื้นที่บริเวณ	
		ประเทศไทย ตามเฟสการเปลี่ยนแปลงของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้	99

บรรณานุกรม

108

# สารบัญรูป

2.1	พลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ระหว่างกลางวันและกลางคืนและ การเปลี่ยนแปลง ของ	
	อุณหภูมิในรอบวัน	6
2.2	ความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในบริเวณพื้นดินและมหาสมุทรในเขตร้อน	7
2.3	ความแปรปรวนรอบวันของความดันบรรยากาศ	8
2.4	เฟส (LST,คอลัมน์ด้านซ้าย) และแอมฟลิจูด(%,คอลัมน์ด้านขวา)ของฟังชันฮาร์มอนิก ลำดับที่	
	1 ของหยาดน้ำฟ้าในช่วงเดือนมิถุนายน-สิงหาคมจากฐานข้อมูลดาวเทียมและข้อมูลสถานี .	13
2.5	วงจรรอบวันเฉลี่ยของหยาดน้ำฟ้าในช่วงฤดูร้อน จากฐานข้อมูลดาวเทียมและข้อมูล สถานีใน	
	พื้นที่ต่างๆ ของโลก โดยคัดเลือกจาก 10 กริดข้อมูล	14
2.6	ผลการวิเคราะห์ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันด้วยเทคนิค Empirical Orthogonal	
	Function โดยแสดงความแปรปรวนใน EOF โหมดที่ 1 และ 2	17
2.7	แสดงที่ตั้งของสถานีผิวพื้นของฝนจากกรมอุตุนิยมวิทยา ที่ใช้สำหรับเปรียบเทียบ กับผลผลิต	
	มาตรฐานของ TRMM	20
3.1	กรอบแนวคิดการศึกษาวงจรรอบวันและการผันแปรความถี่สูงของหยาดน้ำฟ้าในประเทศไทย	24
3.2	องค์ประกอบและ Sensor ที่ติดตั้งบนดาวเทียม TRMM	28
3.3	วงโคจรของดาวเทียม TRMM	28
3.4	หลักการและวิธีการตรวจวัดฝนของดาวเทียม TRMM	29
3.5	ตำแหน่งสถานีเรดาร์ภาคพื้นดิน สำหรับใช้สอบเทียบ และปรับแก้ค่าข้อมูลจากดาวเทียม TR-	
	MM	32
3.6	การประมวลผลและจัดการข้อมูลดาวเทียม TRMM ด้วยระบบ Operational configuration	
	for the TRMM Science and Data information System (TSDIS)	33
3.7	แผนภาพแสดงขั้นตอนและกระบวนการประมวลผลข้อมูลดาวเทียม TRMM ตั้งแต่รับข้อมูล	
	จากดาวเทียมที่สถานีเรดาร์ภาคพื้นดิน	34

3.8	ขอบเขตและตำแหน่งกริดของพื้นที่บริเวณประเทศไทยที่ทำการดึงและสกัดข้อมูลราย 3 ชั่วโมง	
	เฉพาะช่วงมรสุมฤดูร้อน (เดือนมิถุนายน ถึง กันยายน) จากฐานข้อมูลระดับโลกของ TR-	
	MM 3B42 V6 ในระหว่างปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009	39
3.9	แสดงขั้นตอนในการคำนวณหาค่า TAI และ UTC	41
3.10	แสดงการแบ่งเขตเวลา (Time zone) 24 เขตทั่วโลก	43
3.11	แสดงการเปลี่ยนแปลงของอนุกรมดัชนี normalized SASMI สำหรับช่วงเดือน มิถุนายน	
	ถึง กันยายน (JJAS) ในระหว่างปี ค.ศ.1948 ถึง ค.ศ.2010	44
4.1	ขอบเขตของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 version 6 ซึ่งครอบคลุมพื้นที่รอบโลก ตั้งแต่เส้นรุ้ง	
	50°S ถึงเส้นรุ้ง 50° N	49
4.2	ขอบเขตและตำแหน่งกริดของพื้นที่บริเวณประเทศไทย ที่ใช้ทำการสกัดข้อมูล จากฐานข้อมูล	
	TRMM 3B-42 V6 ในระหว่างปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009	51
4.3	แสดงโครงสร้างของฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ใน	
	บริเวณพื้นที่ประเทศไทย	52
4.4	แสดงโครงสร้างของฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° เฉพาะ	
	ช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) ในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย	52
4.5	กราฟแสดงฟังก์ชันหนาแน่นความน่าจะเป็นในรูปของ Gamma distribution ของหยาดน้ำฟ้า	
	(มิลลิเมตร/ชั่วโมง) จำแนกตามปี	62
4.6	ค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ตามราย 3 ชั่วโมง (00.00, 03.00, 06.00 และ	
	09.00 LST) ของข้อมูลหยาดน้ำฟ้า (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน	
	ถึง กันยายน)	64
4.7	ค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ตามราย 3 ชั่วโมง (12.00, 15.00, 18.00 และ	
	21.00 LST) ของข้อมูลหยาดน้ำฟ้า (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน	
	ถึง กันยายน)	65
4.8	ค่าเฉลี่ยหยาดหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (เดือน	
	มิถุนายน ถึง กันยายน) ตั้งแต่ปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2003	66

4.9	ค่าเฉลี่ยหยาดหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (เดือน	
	มิถุนายน ถึง กันยายน) ตั้งแต่ปี ค.ศ.2004 ถึง ค.ศ.2007	67
4.10	ค่าเฉลี่ยหยาดหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (เดือน	
	มิถุนายน ถึง กันยายน) ตั้งแต่ปี ค.ศ.2008 ถึง ค.ศ.2009	68
4.11	แผนที่แสดงค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของปริมาณหยาดน้ำฟ้ารวม ในช่วง	
	มรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) วิเคราะห์จากข้อมูลฝนราย 3-ชั่วโมงแบบกริด จาก	
	ดาวเทียม TRMM 3B42 V6	71
4.12	แผนที่แสดงค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของความถี่จำนวนวันฝนตก ในช่วง	
	มรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) วิเคราะห์จากข้อมูลฝนราย 3 ชั่วโมงแบบกริด จาก	
	ดาวเทียม TRMM 3B42 V6	72
4.13	แผนที่แสดงค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของความแรงฝนรายวัน ในช่วง	
	มรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) วิเคราะห์จากข้อมูลฝนราย 3 ชั่วโมงแบบกริด จาก	
	ดาวเทียม TRMM 3B42 V6	73
4.14	Scree plot แสดงสัดส่วนความแปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในแต่ละ EOF โหมด สำหรับ	
	ข้อมูลค่าเฉลี่ยในระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน (00.00,	
	03.00, 06.00, 09.00, 12.00, 15.00, 18.00, 21.00 LST) ในช่วงมรสุมฤดูร้อน	76
4.15	โครงสร้างเชิงพื้นที่ (Eigevector หรือ component loading) ของ EOF โหมดที่ 1 สำหรับค่า	
	เฉลี่ยวงจรรอบวันระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน	77
4.16	โครงสร้างเชิงพื้นที่ (Eigevector หรือ component loading) ของ EOF โหมดที่ 2 สำหรับค่า	
	เฉลี่ยวงจรรอบวันระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน	78
4.17	แสดง Time coefficient ของ EOF โหมดที่ 1 และ 2 สำหรับค่าเฉลี่ยวงจรรอบวัน ระยะยาว	
	ของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน	79
4.18	แสดงการเปลี่ยนแปลงของอนุกรมดัชนี normalized SASMI สำหรับช่วง เดือน มิถุนายน	
	ถึง กันยายน (JJAS) ในระหว่างปี ค.ศ.1948 ถึง ค.ศ.2010 เส้นสีดำ แสดงค่าเฉลี่ยแบบ	
	เคลื่อนที่ ในคาบเวลา 5 ปี (5-yr moving average) ส่วนเส้นประแสดงขอบเขตค่า ±1SD	82

4.19	แสดงการเปลี่ยนแปลงของอนุกรมดัชนี normalized MEI รายปีในระหว่างปี ค.ศ.1950 ถึง	
	ค.ศ.2009 เส้นสีดำ แสดงค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ในคาบเวลา 5 ปี (5 years moving aver-	
	age) ส่วนเส้นประแสดงขอบเขตค่า ±1SD	83
4.20	Box plot เปรียบเทียบค่าดัชนีมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ (SASMI) ในช่วงเหตุการณ์ El Niño	
	และ La Niña ในระดับรุนแรง ( ±1SD)	83
4.21	Scree plot แสดงสัดส่วนความแปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในแต่ละ EOF โหมด สำหรับ	
	ข้อมูลหยาดน้ำฟ้ารอบวันในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังกว่าปกติ (สีแดง) ในปีที่มรสุม	
	ฤดูร้อนเอเชียใตมีกำลังปกติ (สีดำ) และในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้อ่อนกำลังกว่าปกติ (สี	
	น้ำเงิน)	85
4.22	โครงสร้างเชิงพื้นที่ (Eigevector หรือ Component loading) ของ EOF โหมดที่ 1 สำหรับ	
	ข้อมูลหยาดน้ำฟ้ารอบวัน (a)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลังแรงกว่าปกติ (b)ในปีที่มรสุม	
	ฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลังปกติ (c)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ อ่อนกำลังกว่าปกติ	86
4.23	โครงสร้างเชิงพื้นที่ (Eigevector หรือ component loading) ของ EOF โหมดที่ 2 สำหรับ	
	ข้อมูลหยาดหยาดน้ำฟ้ารอบวัน (a)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลังแรงกว่าปกติ (b)ในปีที่	
	มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลังปกติ (c)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ อ่อนกำลังกว่าปกติ	87
4.24	เปรียบเทียบ Time coefficient ของ EOF โหมดที่ 1	88
4.25	เปรียบเทียบ Time coefficient ของ EOF โหมดที่ 2	88
4.26	แสดงวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยจากทุกกริดในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย (5.375°N ถึง	
	20.875°N และ 97.125°E ถึง 105.875°E) (วงกลมสีดำ) และวงจรรอบวัน ของหยาดน้ำฟ้า	
	เฉลี่ยที่ประมาณด้วยฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 (เส้นสีดำ) ลำดับที่ 2 (เส้นประสีดำ) ลำดับที่	
	3 (เส้นสีน้ำเงิน) ลำดับที่ 4 (เส้นประสีน้ำเงิน) และผลรวมของลำดับที่ 1 ถึง 4 (สีแดง)	91
4.27	โครงสร้างเชิงพื้นที่ (แสดงตัวอย่างวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในกริดที่คัดเลือกในแต่ละภูมิ-	
	ภาคของประเทศไทย(วงกลมสีดำ) และวงจรรอบ ของหยาดน้ำฟ้าที่ประมาณด้วย ฟังก์ชัน	
	ฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 (เส้นสีดำ) ลำดับที่ 2 (เส้นประสีดำ) ลำดับที่ 3 (เส้นสีน้ำเงิน) ลำดับที่	
	4 (เส้นประสีน้ำเงิน) และผลรวมของลำดับที่ 1 ถึง 4 (สีแดง)	93

4.28	แสดงสัดส่วน (%) แปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูลค่าเฉลี่	ย
	ระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน	
	บริเวณพื้นที่ประเทศไทย	96
4.29	แสดงแอมพลิจูด (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ของฮาร์มอนิกลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูลค่าเฉลี่ย ระยะยาว	
	(ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน บริเวณพื้นที่	
	ประเทศไทย	97
4.30	แสดงเฟส (LST) ของฮาร์มอนิกลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูลค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง	
	ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน บริเวณพื้นที่ประเทศไทย .	98
4.31	แสดงสัดส่วน (%) ความแปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในฮาร์มอนิกลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูล	
	หยาดน้ำฟ้ารอบวัน (a)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลังแรงกว่าปกติ (b)ในปีที่มรสุมฤดู-	
	ร้อนเอเชียใต้ มีกำลังปกติ (c)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ อ่อนกำลังกว่าปกติ	100
4.32	แสดงแอมพลิจูด (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ของฮาร์มอนิกลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูลหยาดน้ำฟ้ารอบวัน	5
	(a)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลังแรงกว่าปกติ (b)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลัง	
	ปกติ (c)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ อ่อนกำลังกว่าปกติ	101
4.33	แสดงแอมพลิจูด (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ของฮาร์มอนิกลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูลหยาดน้ำฟ้ารอบวัน	5
	(a)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลังแรงกว่าปกติ (b)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลัง	
	ปกติ (c)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้อ่อนกำลังกว่าปกติ	102

# สารบัญตาราง

v	
หน′	ſ

2.1	แสดงค่า Bias, RMSD และ MAD (mm $day^{-1}$ ) ของข้อมูลฝนรายวันจากสถานีผิวพื้นและ	
	ดาวเทียม TRMM ในแต่ละภูมิภาคของประเทศไทย	21
3.1	รายละเอียดและลักษณะของดาวเทียม TRMM	27
3.2	สรุปคุณสมบัติและรายละเอียดของ Sensor ที่ตรวจวัดหยาดน้ำฟ้าที่ติดตั้งบนดาวเทียม TR-	
	MM	30
3.3	สรุปผลผลิตของข้อมูลดาวเทียม TRMM ในแต่ละระดับ	35
3.4	ตัวอย่างผลผลิตมาตรฐานระดับ 3 ของข้อมูลดาวเทียม TRMM ที่มาของข้อมูล	36
4.1	สรุปผลการตรวจสอบข้อมูลสูญหายของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่	
	บริเวณประเทศไทย ในช่วงเวลา 10 ปี ตั้งแต่ปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009	54
4.2	สรุปผลการตรวจสอบข้อมูลสูญหายของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่	
	บริเวณประเทศไทย ในช่วงเวลา 10 ปี ตั้งแต่ปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009 เฉพาะช่วงเดือนมรสุม	
	ฤดูร้อน คือ ตั้งแต่เดือนมิถุนายน ถึง เดือนกันยายน	55
4.3	สรุปผลค่าสูงสุดของหยาดน้ำฟ้าตามราย 3 ชั่วโมงในแต่ละปีของฐานข้อมูล TRMM 3B-42	
	V6 ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศไทย	57
4.4	สรุปผลค่าสูงสุดของหยาดน้ำฟ้าตามราย 3 ชั่วโมง เฉพาะช่วงเดือนมรสุม (มิถุนายน ถึง	
	กันยายน) ของแต่ละปีของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่ประเทศไทย	58
4.5	สรุปผลค่าเฉลี่ยของหยาดน้ำฟ้าตามราย 3 ชั่วโมงในแต่ละปีของฐานข้อมูล TRMM 3B-42	
	V6 ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศไทย	59
4.6	สรุปผลค่าเฉลี่ยของหยาดน้ำฟ้าตามราย 3 ชั่วโมงในช่วงเดือนมรสุม (มิถุนายน ถึง กันยายน)	
	ของแต่ละปีของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่ประเทศไทย	60
4.7	แสดงฟังก์ชันหนาแน่นความน่าจะเป็นในรูปของ Gamma distribution ของปริมาณหยาดน้ำฟ้	l
	(มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในแต่ละปี	61

4.8	การแบ่งกลุ่มของข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน ระหว่างปี ค.ศ.2000	
	ถึง ค.ศ.2009 ตามความแรงและเฟสการเปลี่ยนแปลงของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ (SASMI)	
	โดยใช้หลักเกณฑ์ค่า ±1SD	84
4.9	สรุปฮาร์มอนิกพารามิเตอร์ ในรูปความแปรปรวน แอมพลิจูดและเฟสของวงจรรอบวัน ของ	
	หยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยในบริเวณพื้นที่ประเทศไทยที่ประมาณด้วย ฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1	
	ถึง 4	92
4.10	สรุปฮาร์มอนิคพารามิเตอร์ ในรูปความแปรปรวน แอมพลิจูดและเฟสของ วงจรรอบวันของ	
	หยาดน้ำฟ้าในกริด ที่คัดเลือกในแต่ละภาคของประเทศไทยที่ประมาณด้วย ฟังก์ชันฮาร์มอนิก	
	ลำดับที่ 1	94
4.11	สรุปค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (r) ของความแปรปรวน ที่สามารถอธิบายได้ ในฮาร์มอนิก	
	ลำดับที่ 1 ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังแรงกว่าปกติ (Strong) กำลังปกติ (Normal)	
	และอ่อนกำลังกว่าปกติ (Weak)	103

# บทที่ 1

### บทนำ

#### 1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของเรื่อง

ในช่วงหลายทศวรรษที่ผ่านมา ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันเป็นหัวข้อหนึ่งที่นัก ้วิทยาศาสตร์ด้านภูมิอากาศ ได้ให้ความสนใจเป็นพิเศษ เนื่องจากวงจรการเกิดและสภาวะความรุน แรงของหยาดน้ำฟ้าในรอบ 24 ชั่วโมง จัดเป็นความแปรปรวนความถี่สูง (High frequency) ที่สำคัญ ของระบบภูมิอากาศ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในภูมิภาคเขตร้อนที่ครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 1 ใน 4 ของ โลกซึ่งเป็นพื้นที่ที่มีอากาศร้อน มีไอน้ำมากและมีความชื้นในอากาศสูง ( Wallace, 1975; Karl et al., 1995; Dai, 2001; Yang and Slingo, 2001; Dai et al., 2007; Seidel et al., 2007; Kikuchi and Wang, 2008) ความแปรปรวนความถี่สูงของหยาดน้ำฟ้านี้ ส่งผลกระทบอย่างมากมายต่อการ ดำรงชีวิตและกิจกรรมของมนุษย์ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในภูมิภาคเขตร้อนซึ่งเป็นพื้นที่ที่มีประชากรอา ์ ศัยอยู่อย่างหนาแน่น รวมทั้งมีอิทธิพลอย่างสูงต่อพลวัตรของระบบนิเวศและสิ่งแวดล้อม (Karl et al., 1995; Chakravarti and Archibold, 2008; Giles and Flocas, 1990; Yu et al., 2007; Fang et al., 2008; Plamer and Räisänen, 2002; IPCC, 2007b; CCSP, 2008) รูปแบบความแปรปรวน ของหยาดน้ำฟ้าในคาบเวลาหนึ่งวัน มีกลไกและกระบวนการที่เชื่อมโยงกันอย่างใกล้ชิดกับพลวัตร ของการไหลเวียนของบรรยากาศ และกระแสลมทั้งในระดับท้องถิ่นและระดับภูมิภาค ซึ่งมีลักษณะ ้คล้ายคลึงกับการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลและระหว่างปี โดยมีสาเหตุหลักมาจากการตอบสนองของ พื้นดิน ชั้นบรรยากาศและมหาสมุทรต่อรังสีดวงอาทิตย์ (Yang and Slingo, 2001; Dai et al., 2007; Kikuchi and Wang, 2008; Basu, 2007; Li et al., 2008; Yin et al., 2009)

การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ ซึ่งมีสาเหตุหลักของการเพิ่มขึ้น และการสะสมของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศหลังจากยุคปฏิวัติอุตสาหกรรม เป็นปัจจัยเสริมที่ ้ส่งผลให้วงจรรอบหนึ่งวันและการผันแปรความถี่สูงของหยาดน้ำฟ้า มีความแปรปรวนเพิ่มขึ้นทั้งใน ้เชิงพื้นที่และเวลา ทั้งนี้เนื่องจากภายใต้สภาวะการเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องของอุณหภูมิโลกจากปรากฏ การณ์เรือนกระจก ได้ส่งผลให้การหมุนเวียนของมวลน้ำ ความชื้น พลังงานความร้อนและโมเมนตัม ในแต่ละส่วนของวัฏจักรน้ำ มีอัตราที่เร็วขึ้นกว่าปกติ หรือรู้จักกันในนาม Enhanced hydrological cycle (IPCC, 2007a; Dai et al., 2004; Zhang et al., 2007; Trenberth et al., 2003) ผลการศึกษาวิจัยล่าสุดหลายฉบับ ได้ยืนยันว่า วงจรของหยาดน้ำฟ้าในคาบเวลาหนึ่งวันและสภาวะ ที่เกี่ยวข้องในบริเวณเขตร้อน มีแนวโน้มความแปรปรวนสูงกว่าพื้นที่กึ่งเขตร้อน ความรนแรง (Subtropical region) สาเหตุหนึ่งเกิดจากความร้อนแฝง (Latent heat) ที่ถกดดซับและปลดปล่อย ้จากกระบวนการระเหยในบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร เกิดขึ้นในปริมาณและอัตราที่สูงตามสัดส่วนการ เพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลก ซึ่งส่งผลโดยตรงต่อร่องมรสุม (Inter-Tropical Convergence Zone; ITCZ) ที่เคลื่อนตัวไป-มาระหว่างบริเวณทางเหนือและทางใต้เส้นศูนย์สูตร และระบบการหมุนเวียนของ มวลอากาศและทิศทางกระแสลมทั้งแนวตั้งและแนวนอน (Hadley circulation) ที่นำพาความชื้น จำนวนมากไปยังพื้นที่ที่หยาดน้ำฟ้าตกชุกในเขตร้อน (Yang and Slingo, 2001; Dai et al., 2007; Seidel et al., 2007; Kikuchi and Wang, 2008; Hu and Fu, 2007; Lu et al., 2007; Mitas and Clement, 2005; Seidel and Randel, 2007) นอกจากนี้ ผลการศึกษาของ Seidel et al. (2007) และ Seidel and Randel (2007) ยังพบว่า แนวเขตร้อนโลกขยับกว้างจากเส้นศูนย์สูตรสู่ขั้วโลกทั้ง เหนือและใต้ กินพื้นที่เฉลี่ยถึง 200 กิโลเมตร ในช่วง 25 ปีที่ผ่านมา ซึ่งมากกว่าที่นักวิทยาศาสตร์ คาดการณ์ไว้ ส่งผลให้บริเวณกลางเขตร้อนมีความชุ่มชื้นสูงกว่าปกติ ส่วนพื้นที่รอบนอกทวีความ ้แห้งแล้งมากยิ่งขึ้น สำหรับการเปลี่ยนแปลงของระบบการไหลเวียนของบรรยากาศ และสมดุลความ ร้อนที่เกิดจากการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลกในบริเวณเขตร้อนในปัจจุบันนี้ กำลังส่งผลกระทบโดย

ตรงต่อพลวัตรของการเกิดหยาดน้ำฟ้าในคาบความถี่สูง รวมถึงแนวโน้มความรุนแรงและความถี่การ เกิดพายุเขตร้อนเพิ่มขึ้น ดังเช่น พายุไซโคลนนาร์กีส (Cyclone Nargis) ที่ถล่มและสร้างความเสีย หายอย่างมหาศาลแก่ประเทศพม่าในปี พ.ศ.2551 เป็นเหตุการณ์สภาวะความรุนแรงที่อาจจะเชื่อม โยงกับการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวข้างต้น (World Bank, 2008) ผลการศึกษาด้วยแบบจำลองทางภูมิ อากาศ ภายใต้เงื่อนไขการเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องของก๊าซเรือนกระจก ได้แสดงให้เห็นความสอด คล้อง ถึงการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของสัดส่วนหยาดน้ำฟ้าในคาบความถี่สูงและรูปแบบสภาวะ ความรุนแรงในอนาคตอันใกล้ (Karl et al., 1995)

ดังนั้น การวิเคราะห์รูปแบบและกลไกทางกายภาพ รวมทั้งกระบวนการการเกิดหยาดน้ำฟ้าใน รอบวัน จึงเป็นองค์ความรู้ที่สำคัญต่อการศึกษาวิจัยวัฏจักรของน้ำและพลังงานในประเทศเขตร้อน โดยเฉพาะอย่างยิ่งภายใต้การผันแปรของระบบลมมรสุมในสเกลต่างๆ ตั้งแต่ขนาดใหญ่ในระดับภูมิ ภาคจนถึงระดับท้องถิ่น อีกทั้งยังช่วยสร้างความรู้ความเข้าใจที่จำเป็นต่อการพัฒนาและทดสอบแบบ จำลองภูมิอากาศในด้านกระบวนการพื้นฐานทางกายภาพ ได้แก่ ลักษณะทางกายภาพของเมฆ การ ปฏิสัมพันธ์ระหว่างเมฆและรังสีดวงอาทิตย์ การปฏิสัมพันธ์ระหว่างทะเลและชั้นบรรยากาศ รวมถึง ระหว่างพื้นดินและชั้นบรรยากาศ ตลอดจนความเชื่อมโยงระหว่างสเกลขนาดเล็กและใหญ่ ภายใต้ บริบทการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศและการผันแปรของภูมิอากาศในระดับภูมิภาค

### 1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย

 เพื่อวิเคราะห์รูปแบบความแปรปรวนในเชิงพื้นที่และเวลาของความถี่ ความแรงและปริมาณ หยาดน้ำฟ้ารวมในรอบวันในช่วงมรสุมฤดูร้อน ในภาพรวมและแต่ละภาคของประเทศไทย

 เพื่อศึกษาความสัมพันธ์และความเชื่อมโยงของลักษณะวงจรรอบวัน และความแปรปรวน ความถี่สูงของหยาดน้ำฟ้าในประเทศไทย กับความผันแปรของมรสุมฤดูร้อนในภูมิภาคเอเชียตะวัน ออกเฉียงใต้

3

### 1.3 ผลที่คาดว่าจะได้รับ

 องค์ความรู้ด้านวงจรรอบวันและความแปรปรวนความถี่สูงของหยาดน้ำฟ้า ในภาพรวมและ แต่ละภาคของประเทศไทย

 ฐานข้อมูลดาวเทียมความละเอียดสูงในระดับ 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อนระหว่างเดือน มิถุนายน ถึง เดือนกันยายน ในรอบ 10 ปี ตั้งแต่ปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ.2009 ซึ่งสามารถนำไป ประยุกต์ใช้ประโยชน์ในการปรับเทียบแบบจำลองภูมิอากาศและการศึกษาด้านอุตุนิยมวิทยาและ อุทกวิทยา

รูปแบบความแปรปรวนในเชิงพื้นที่และเวลาของความถี่ ความแรงและปริมาณหยาดน้ำฟ้า
 รวมในรอบวันในช่วงมรสุมฤดูร้อนในภาพรวมและแต่ละภาคของประเทศไทย

 ความสัมพันธ์/ความเชื่อมโยงของลักษณะวงจรรอบวันและความแปรปรวนความถี่สูงของ หยาดน้ำฟ้าในประเทศไทย กับความผันแปรของมรสุมฤดูร้อนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

## บทที่ 2

### ทบทวนเอกสารงานวิจัย

#### 2.1 ความแปรปรวนของภูมิอากาศในรอบวัน (Diurnal climate variation)

้วงจรรอบวัน เป็นความแปรปรวนขั้นพื้นฐานของระบบภูมิอากาศโลกซึ่งเกี่ยวโยงกับการเปลี่ยน แปลงรังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์ระหว่างกลางวันและกลางคืน ที่เกิดจากการหมนรอบตัวเองของ โลก (รปที่ 2.1) ความร้อนจากดวงอาทิตย์ที่เผาผลาญในชั้นบรรยากาศและใกล้พื้นดิน ทำให้เกิด ้ความแปรปรวนรอบวันและคาบเวลาที่น้อยกว่ารอบวัน (Diurnal/sub diurnal variation) ที่เด่นชัด ของอุณหภูมิ ความดัน หยาดน้ำฟ้าและลม (Yang and Slingo, 2001; Dai and Trenberth, 2004) การแกว่งที่เป็นวงจรรอบอย่างสม่ำเสมอนี้ เรียกว่า คลื่นบรรยากาศ (Atmospheric tide) ซึ่งเป็นสัญ ญาณที่โดดเด่นที่สุดของลมฟ้าอากาศและภูมิอากาศโลก (Chapman and Lindzen, 1970; Dai and Wang, 1999) วงจรรอบวันจำนวนมากซึ่งถูกปรับแต่งด้วยเหตุการณ์ Synoptic weather ยังปรากฏ ในการนำพาไอน้ำ การปกคลุมของเมฆ (e.g., Hendon and Woodberry, 1993; Garreaud and Wallace, 1997; Yang and Slingo, 2001) หยาดน้ำฟ้า (e.g., Wallace, 1975; Janowiak et al., 1994; Nesbitt and Zipser, 2003) และไอน้ำในบรรยากาศ (Dai et al., 2002) รูปที่ 2.2 แสดง ้ตัวอย่างความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในบริเวณพื้นดินและมหาสมุทรในเขตร้อน ในขณะที่ ความแปรปรวนรอบวันของความดันบรรยากาศ แสดงในรูปที่ 2.3

ความแปรปรวนในรอบวันนี้ ส่งผลกระทบต่อฟลักซ์ของพลังงาน น้ำและโมเมนตัมใกล้พื้นดิน และในบรรยากาศ (Bergman and Salby, 1997; Trenberth et al., 2003; Dai and Deser, 1999) ตัวอย่างเช่น หยาดน้ำฟ้าที่เกิดขึ้นในช่วงกลางวัน จะระเหยจากพื้นดินได้เร็วกว่าหยาดน้ำฟ้าที่เกิด ขึ้นตอนกลางคืน เนื่องจากรังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์ที่เผาผลาญพื้นดินถึงจุดสูงสุดช่วงบ่ายของ วัน ทั้งนี้ การเปลี่ยนแปลงนี้ มีผลต่อสัดส่วนของน้ำท่าและน้ำที่ระเหย ตลอดจนฟลักซ์พลังงานใกล้ พื้นดินที่กลายเป็นความร้อนแฝง (Latent heat) และความร้อนสัมผัส (Sensible heat) (Dai and Trenberth, 2004) เช่นเดียวกันกับความแปรปรวนตามฤดูกาล วงจรรอบวันของลมฟ้าอากาศและ ภูมิอากาศ เป็นปรากฏการณ์ทางภูมิอากาศที่สะท้อนถึงการตอบสนองของระบบบรรยากาศ มหาสมุทร พื้นดินและธารน้ำแข็งต่อแสงอาทิตย์ (Kikuchi and Wang, 2008) ซึ่งโดยปกติเชื่อมโยง กับพลวัตและการหมุนเวียนของบรรยากาศในระดับภูมิภาคและระดับท้องถิ่น (Yin et al., 2009)



รูปที่ 2.1: พลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ระหว่างกลางวันและกลางคืนและการเปลี่ยนแปลง ของอุณหภูมิในรอบวัน

ที่มาของข้อมูล: http://quest.arc.nasa.gov/aero/virtual/demo/weather/tutorial/tutorial2b.html



รูปที่ 2.2: ความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในบริเวณพื้นดินและมหาสมุทรในเขตร้อน

ที่มาของข้อมูล: Nesbitt and Zipser, 2003



รูปที่ 2.3: ความแปรปรวนรอบวันของความดันบรรยากาศ

#### 2.2 การศึกษาความแปรปรวนของภูมิอากาศในรอบวัน (Diurnal climate variation study)

ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันของระบบภูมิอากาศโลก ได้มีการรายงานครั้งแรกเมื่อ ต้นศตวรรษที่ 20 โดย Hann (1901) ต่อมา Kincer (1916) ได้วิเคราะห์ความแปรปรวนรอบวันจาก ข้อมูลหยาดน้ำฟ้าช่วงฤดูร้อนของ 175 สถานีทั่วทุกพื้นที่ของประเทศสหรัฐอเมริกา ผลการศึกษา พบ หยาดน้ำฟ้าบริเวณพื้นที่ชายฝั่งในภาคตะวันออกเฉียงใต้ ของประเทศสหรัฐอเมริกา มีค่าสงสด เกิดขึ้นในช่วงบ่าย และกลางคืนสำหรับส่วนกลางของประเทศ หลังจากนั้นเป็นต้นมา การศึกษา ้ความแปรปรวนของภูมิอากาศในรอบวัน โดยเฉพาะอย่างยิ่งหยาดน้ำฟ้า ในหลายภูมิภาคของโลก เป็นหัวข้อที่ได้ตีพิมพ์ในวารสารทางวิชาการจำนวนมากหลายร้อยฉบับ การศึกษาของ Wallace (1975) เป็นหนึ่งในการศึกษาแบบเข้มข้น โดยใช้ข้อมูลหยาดน้ำฟ้ารายชั่วโมงเพื่อวิเคราะห์รูปแบบ ตามฤดูกาลของความแปรปรวนรอบวันด้วยฟังก์ชันฮาโมนิก (Harmonic) ในประเทศสหรัฐอเมริกา บนพื้นฐานของการศึกษานี้ ได้แสดงจุดสูงสุดของหยาดน้ำฟ้าตอนกลางคืนอย่างโดดเด่น ในภาคตะ วันตกของอเมริกา นอกจากนี้ Wallace (1975) ยังได้สรุปผลการศึกษาที่ได้ดำเนินการก่อนปี ค.ศ. 1975

เนื่องจากข้อจำกัดของข้อมูลตรวจวัดด้านภูมิอากาศ การศึกษาระยะแรก ได้หาความสัมพันธ์ความ

แปรปรวนของหยาดน้ำฟ้ากับวงจรรอบวันและรอบครึ่งวันคลื่นบรรยากาศของอุณหภูมิ ความดันและ ลม (Riehl, 1947; Brier, 1965) ตัวอย่างเช่น Brier and Simpson (1969) วิเคราะห์ข้อมูลความดัน และลมฟ้าอากาศบริเวณหมู่เกาะ Batavia และ Wake ในมหาสมุทรแปซิฟิกเขตร้อน ซึ่งผลการศึก ษา พบคลื่นบรรยากาศแสงอาทิตย์ที่ถึงจุดสูงสุดวันละสองครั้ง ช่วยเพิ่มหยาดน้ำฟ้าและการปกคลุม ของเมฆในช่วงพระอาทิตย์ขึ้นและตก และช่วยลดหยาดน้ำฟ้าและการปกคลุมของเมฆ หลังจากตอน เที่ยงและเที่ยงคืน ผ่านความแปรปรวนเชิงเวลาของ Convergence field เมื่อการเก็บรวบรวมข้อมูล อย่างเป็นระบบจากสถานีตรวจวัดภูมิอากาศบนพื้นดินและบนเรือ รวมทั้งภาพถ่ายทางอากาศจาก Global Atmospheric Research Programme (GARP) สามารถนำข้อมูลมาใช้ได้ ทำให้การศึกษา หลายการศึกษา ได้แสดงลักษณะความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าทั้งบริเวณพื้นดินและพื้นน้ำ ์ ตัวอย่างเช่น บนพื้นฐานข้อมูลตรวจวัดจากเรือ Kraus (1963) พบความถี่ตอนกลางคืน [21.00 ถึง 00.60 Local Sun Time; LST] ของพายุในมหาสมุทรแอคแลนติกและแปซิฟิก สูงกว่าตอนกลางวัน [09.00 ถึง 18.00 LST] ถึงสองเท่า โดยผู้วิจัย ได้อ้างว่าความร้อนจากดวงอาทิตย์ในเวลากลางวัน ้จะลดปริมาณน้ำในรูปของเหลวในบรรยากาศ แต่ตอนกลางคืนการลดลงของการรังสีดวงอาทิตย์ที่ ้ส่วนบนของเมฆ จะรุนแรงกว่าส่วนฐานของเมฆ ส่งผลให้เกิดการหมุนเวียนความร้อนและของเหลว รวมถึงหยาดน้ำฟ้าเข้มมากขึ้น ในฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปรซิฟิกและมหาสมุทรแอนตาแลนติก Gray and Jacobson (1977) พบเหตุการณ์ฝนหนักช่วงตอนเช้าสูงประมาณ 2 ถึง 3 เท่าเมื่อเปรียบ เทียบกับเหตุการณ์เดียวกันในช่วงบ่ายและเย็น ซึ่งความแตกต่างของการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ ในชั้นบรรยากาศโทรโฟสเฟียร์ระหว่างระบบการหมุนเวียนความร้อนและของเหลว และพื้นที่ที่ปลด จากเมฆ

สำหรับบริเวณเขตร้อน ได้มีการศึกษาความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าและเมฆ แต่เนื่อง จากมีข้อจำกัดด้านข้อมูลการตรวจวัดที่มีความละเอียดทั้งเชิงพื้นที่และเวลา โดยเฉพาะอย่างยิ่งพื้นที่ มหาสมุทรในเขตร้อน ทำให้การศึกษา ได้ดำเนินการในบางพื้นที่เท่านั้น ซึ่งการศึกษาในระยะแรก ได้อาศัยข้อมูลตรวจวัดจากสถานีใกล้ผิวพื้นเท่านั้น (Gray and Jacobson, 1977; McGarry and Reed, 1978; Albright et al., 1981) ผลการสึกษาส่วนใหญ่ พบว่า การหมุนเวียนของความร้อน และของเหลว รวมทั้งหยาดน้ำฟ้า มีแนวโน้มถึงจุดสูงสุดตอนเช้าตรู้ในพื้นที่มหาสมุทรและตอนบ่าย ถึงเย็นในพื้นดิน โดยความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในเขตร้อน มีความเชื่อมโยงอย่างใกล้ ชิดกับการหมุนเวียนความชื้น (Dai, 2001) Dai et al., 1999 ได้ประมวลและสรุปผลการวิเคราะห์ เมื่อไม่นานมานี้สำหรับประเทศสหรัฐอเมริกา นอกจากนี้ ยังได้มีการสึกษาเมื่อเร็วๆ นี้ ในพื้นที่ชาย ฝั่งและหมู่เกาะในบริเวณเอเชียตะวันออก (Hu and Hong, 1989; Oki and Musiake, 1994; Lim and Kwon, 1998) และบริเวณซาฮาราในทวีปแอฟริกา (Shinoda et al., 1999) ผลจากการสึกษาดัง กล่าวซึ่งได้วิเคราะห์จากข้อมูลสถานีเป็นส่วนใหญ่ สรุปได้ดังนี้ หยาดน้ำฟ้าช่วงฤดูร้อนและพายุเมฆ ในบริเวณพื้นดิน มีแนวโน้มความถี่การเกิดตอนบ่าย ในขณะที่ ค่าสูงสุดของหยาดน้ำฟ้า ปรากฏใน ตอนกลางคืนหรือช่วงเช่าตรู่สำหรับพื้นที่ชายฝั่งและหมู่เกาะขนาดเล็ก อย่างไรก็ตาม รูปแบบของ ความแปรปรวนในรอบวันดังกล่าว มีข้อยกเว้นในบางพื้นที่

ความก้าวหน้าด้านเทคนิคดาวเทียมในการสำรวจภูมิอากาศโลกระยะไกลเมื่อไม่นานมานี้ ได้เปิด มิติใหม่ในการศึกษาความแปรปรวนรอบวันของภูมิอากาศ เช่น หยาดน้ำฟ้า เมฆ ความดันและลม เป็นต้น ด้วยฐานข้อมูลที่มีความละเอียดสูงทั้งเชิงพื้นที่และเวลา รวมถึงครอบคลุมพื้นที่เกือบทุกภูมิ-ภาคของโลก โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณเขตร้อนและเขตกึ่งร้อนของโลก ในช่วงไม่กี่ทศวรรษที่ผ่าน มา ฐานข้อมูลภูมิอากาศระดับโลกความละเอียดสูงที่สำรวจระยะไกลจากดาวเทียมจำนวนไม่น้อย ได้ มีการจัดทำอย่างต่อเนื่อง (e.g., Turk and Miller, 2005; Joyce et al., 2004; Sorooshian et al., 2000) อัลกอริทึมทางคณิตศาสตร์สำหรับประมวลและจัดการข้อมูลขนาดใหญ่ ได้มีการพัฒนาอย่าง มากสำหรับเครื่องมือของดาวเทียมหลายดวง ซึ่งเทคนิคดังกล่าวนำไปประยุกต์ใช้กับเครื่องมือแบบ Geosynchronous IR (GEO-IR) และเครื่องมือแบบ Passive microwave (PMW) radiometer (Yang and Smith, 2006) เมื่อทศวรรษเร็วๆ นี้ ข้อมูลจากดาวเทียม Microwave and infrared (IR) ได้ถูกนำมาผลิตข้อมูลหยาดน้ำฟ้ารายเดือนและรายวัน ในบริเวณมหาสมุทรและพื้นดิน (Xie and Arkin, 1997; Huffman et al., 2001) นอกจากนี้ ในรอบ 5-10 ปีที่ผ่านมา เทคนิคได้ถูกพัฒนา เพื่อผลิตข้อมูลแบบ Real time รายชั่วโมงหรือราย 3 ชั่วโมงที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่เท่ากับ 0.25° x 0.25° หรือน้อยกว่า ในพื้นที่เขตร้อนและเขตกึ่งร้อนทั้งหมดของโลก (ประมาณ 60° S ถึง 60° N) (e.g., Hsu et al., 1997; Sorooshian et al., 2000; Joyce et al., 2004; Huffman et al., 2007)

ข้อมูลจากการสำรวจระยะไกลด้วยดาวเทียม ได้ถูกนำมาใช้วิเคราะห์และอธิบายความแปรปรวน ซึ่งส่วนใหญ่ในพื้นที่เขตร้อนและเขตกึ่งร้อน ของภูมิอากาศในรอบวันอย่างกว้างขวาง (e.g., Janowiak et al., 1994; Chang et al., 1995; Sorooshian et al., 2002; Nesbitt and Zipser, 2003; Bowman et al., 2005; Hong et al., 2005; Yang and Smith, 2006) โดยผลการศึกษาจาก ข้อมูลดาวเทียมดังกล่าว ช่วยสร้างความรู้ความเข้าใจเกี่ยวกับความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบ วัน ได้เป็นอย่างมาก ตัวอย่างผลการศึกษาจากฐานข้อมูลดาวเทียม ดังสรุปได้ดังนี้ Meisner and Arkin (1987) วิเคราะห์ภาพถ่าย Cloud infrared จากดาวเทียม Geostationary และพบว่า ความแปร ปรวนรอบวันในช่วงฤดูร้อนบริเวณพื้นดินในเขตร้อนมีลักษณะเข้มข้นกว่าเมื่อเปรียบเทียบ กับวงจร รอบวันบริเวณมหาสมุทรในเขตร้อน ต่อมา Shin et al. (1990) ได้วิเคราะห์ฮิโตรแกรมความสว่าง ของอุณหภูมิในช่วงคลื่น Infrared ราย 3 ชั่วโมงจาก Geostationary Operation Environmental Satellite (GOES) และพบว่าฟังก์ชันฮาร์มอนิกในรอบ 24 ชั่วโมงของหยาดน้ำฟ้าในส่วนกลางของ ้มหาสมุทรแปรซิฟิก ถึงจุดสูงสุดในตอนบ่าย นอกจากนี้ จานข้อมูลความสว่างของอุณหภูมิละเอียด ในช่วงคลื่น Infrared ระดับโลกราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° จากดาวเทียมหลายดวง ที่พัฒนาและรวบรวมภายใต้โครงการ European Union Cloud Archive User Sever Ice (CLAUS) ได้นำมาวิเคราะห์ความแปรปรวนรอบวันของการหมุนเวียนความร้อนและของเหลว การปกคลุมของ เมฆและอุณหภูมิผิวพื้น ในทุกพื้นที่ของเขตร้อน (Yang and Slingo, 2001) ล่าสุด

Dai et al. (2007) ได้ประเมินฐานข้อมูลดาวเทียมหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง จำนวน 4 ฐานข้อมูลซึ่ง ประกอบด้วย CMORPH, PERSIANN, TRAMM 3B42 และ MI โดยทำการเปรียบเทียบรูปแบบ เชิงพื้นที่ของค่าเฉลี่ยฤดูกาลของปริมาณหยาดน้ำฟ้า ความถี่และความแรงรายวัน พร้อมทั้งความ แปรปรวนรอบวันและคาบเวลาที่น้อยกว่ารอบวัน ผลการศึกษา พบว่าข้อมูลดาวเทียมละเอียดสูงนี้ แสดงรูปแบบเชิงพื้นที่ที่สอดคล้องกับผลการศึกษาที่ใช้ฐานข้อมูลอื่นๆ โดยการใช้ข้อมูลดาวเทียม ช่วยเพิ่มความน่าเชื่อถือของผลการศึกษา ในขณะที่รูปแบบของความแปรปรวนในรอบวัน ความถี่ และความแรง ยังคงเดิมเมื่อเปรียบเทียบกับผลการศึกษาที่ผ่านมา ตัวอย่างผลการศึกษา แสดงใน รูปที่ 2.4 และ รูปที่ 2.5



รูปที่ 2.4: เฟส (LST,คอลัมน์ด้านซ้าย) และแอมฟลิจูด(%,คอลัมน์ด้านขวา)ของฟังชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 ของหยาดน้ำฟ้าในช่วงเดือนมิถุนายน-สิงหาคมจากฐานข้อมูลดาวเทียมและข้อมูลสถานี ที่มาของข้อมูล: Dai et al. (2007)


รูปที่ 2.5: วงจรรอบวันเฉลี่ยของหยาดน้ำฟ้าในช่วงฤดูร้อน จากฐานข้อมูลดาวเทียมและข้อมูล สถานีในพื้นที่ต่างๆ ของโลก โดยคัดเลือกจาก 10 กริดข้อมูล

ที่มาของข้อมูล: Dai et al. (2007)

#### 2.3 การศึกษาความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้ารอบวันด้วยข้อมูลจากดาวเทียม TRMM

ดาวเทียม Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) ได้เริ่มปฏิบัติการตั้งแต่ปี ค.ศ. 1997 และเป็นดาวเทียม ดวงแรกที่ติดตั้ง Precipitation Radar (PR) ซึ่งสามารถตรวจวัด Riandrop ได้โดยตรง (Simpson et al., 1996; Kummerow et al., 1998) วัตถุประสงค์ของดาวเทียม TRMM เพื่อจัดหาวิธีการประมาณหยาดน้ำฟ้าในบริเวณเขตร้อนของโลกที่ถูกต้อง ด้วยเครื่องมือผสมผสานที่ ออกแบบเฉพาะสำหรับการตรวจวัดหยาดน้ำฟ้า (Simpson et al., 1996; Kummerow et al., 1998, 2000) คำถามทางวิทยาศาตร์ที่สำคัญประเด็นหนึ่งในการออกแบบดาวเทียม TRMM คือ วงจรรอบ วันของหยาดน้ำฟ้าในเขตร้อนเป็นอย่างไรและมีการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่อย่างไร (Simpson et al., 1996) นับตั้งแต่นั้นเป็นต้นมา ได้มีการนำข้อมูล TRMM มาศึกษาลักษณะวงจรรอบวันและความ แปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในภูมิภาคเขตร้อนอย่างแพร่หลาย ซึ่งมีสเกลดั้งแต่ระดับโลกจนถึงระดับ ประเทศ ผลการศึกษาความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน สามารถประมวลและสรุปโดยย่อ ได้ดังนี้

- Sorooshian et al., 2002 ศึกษาความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในพื้นที่เขตร้อนและ นอกเขตร้อน โดยใช้ข้อมูล TRMM ช่วงเวลา 1 ปี (สิงหาคม ค.ศ.1998 ถึง กรกฎาคม ค.ศ.1999) ที่คำนวณโดยระบบ PERSIANN

- Nesbitt and Zipser, 2003 ใช้ข้อมูล 3 ปีของ TRMM PR และ TMI เพื่อศึกษาวงจรรอบวัน ของหยาดน้ำฟ้าจากคุณลักษณะรูปแบบของฝน

Bowman et al., 2005 ใช้ข้อมูล 6 ปี (ช่วงเวลา 7 ธันวาคม ค.ศ.1997 ถึง 31 มีนาคม
 ค.ศ.2004) ของ TRMM 3G68 เวอร์ชัน 5 และข้อมูลปริมาณฝนจากสถานีภาคพื้นดิน เพื่อศึกษาวงจร
 รอบวันของหยาดน้ำฟ้าและวิเคราะห์ความเชื่อมั่นของแอมพลิจูดและเฟสของวงจรรอบวัน

- Kodama et al., 2005 ใช้ข้อมูล TRMM-PR รายเดือนในช่วงระหว่างปี ค.ศ.1998 ถึง ค.ศ.2000 เพื่อศึกษาลักษณะฝนและเหตุการณ์ Lighting ในช่วง Pre-monsoon และ Monsoon บริเวณพื้นที่ลมมรสุมฤดูร้อนในทวีปเอเชียและอเมริกาใต้

- Yang and Smith, 2006 ใช้ข้อมูล TRMM ในปี ค.ศ.1998 เพื่อศึกษาพฤติกรรมความแปร ปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้า

Dai et al., 2007 ใช้ข้อมูล TRMM ในช่วง ค.ศ.2003 ถึง ค.ศ.2005 ร่วมกับข้อมูลดาวเทียม
 CMORPH และ PERSIANN และข้อมูลฝนจากสถานีภาคพื้นดิน เพื่อเปรียบเทียบรูปแบบเชิงพื้นที่
 ในแง่ปริมาณฝนเฉลี่ยตามฤดูกาล ความถี่และความแรงของฝนรายวันและวงจรรอบวันของฝน ใน
 บริเวณเขตร้อน และนอกเขตร้อนของโลก

Kikuchi and Wang, 2008 ใช้ข้อมูล TRMM 3B42 และ 3G68 ช่วงระหว่างปี ค.ศ.1998 ถึง
 ค.ศ.2006 เพื่อศึกษารูปแบบวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในบริเวณเขตร้อนของโลก โดยใช้เทคนิค
 Empirical Orthogonal Functions (EOFs) วิเคราะห์รูปแบบความแปรปรวนของปริมาณฝน ตัว
 อย่างผลการศึกษา แสดงในรูปที่ 2.6

 - Chokngamwong and Liu, 2008 ใช้ข้อมูลฝนรายวันที่สถานีตรวจวัดจำนวน 105 สถานี ของกรมอุตุนิยมวิทยาในช่วงเวลา 10 ปี (ค.ศ.1993 ถึง ค.ศ.2002) เพื่อเปรียบเทียบกับความถูกต้อง และความคลาดเคลื่อนของข้อมูล TRMM เวอร์ชัน 6 (V6 3B42) และ TRMM เวอร์ชัน 5 (V5 3B42) ผลการศึกษาพบว่า ข้อมูลหยาดน้ำฟ้าของ V6 3B42 มีค่าใกล้เคียงและสอดคล้องกับข้อมูล ฝนจากสถานีตรวจวัดของกรมอุตุนิยมวิทยา และดีกว่า V5 3B42

- Takahashi et al., 2010 ใช้ข้อมูล TRMM-PR 3G68 เวอร์ชัน 6 ราย 3 ชั่วโมงเฉลี่ยแบบกริด ในช่วงเวลา 10 ปี (ค.ศ.1998 ถึง ค.ศ.2007) เพื่ออธิบายวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในฤดูฝนบริเวณ แหลมอินโดจีน ผลการศึกษาพบว่า Spatial correlation coefficient ระหว่างข้อมูล TRMM ในแต่ละ กริดกับข้อมูลฝนที่สถานีตรวจวัดมีค่าสูงถึง 0.78 เปอร์เซนต์ ซึ่งบ่งชี้ได้ว่า ข้อมูล TRMM สามารถ ตรวจจับรูปแบบและความแปรปรวนของปริมาณฝนในพื้นที่บริเวณแหลมอินโดจีนได้ในเกณฑ์ดี

16



รูปที่ 2.6: ผลการวิเคราะห์ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันด้วยเทคนิค Empirical Orthogonal Function โดยแสดงความแปรปรวนใน EOF โหมดที่ 1 และ 2

ที่มาของข้อมูล: Kikuchi and Wang (2008)

#### 2.4 การเปรียบเทียบข้อมูลหยาดน้ำฟ้า TRMM กับข้อมูลฝนสถานีผิวพื้นในประเทศไทย

Chokngamwong and Liu (2008) ได้นำข้อมูลฝนรายวันที่ตรวจวัดจากสถานีผิวพื้นของกรม อุตุนิยมวิทยา จำนวน 100 สถานี (รูปที่ 2.7) ในระหว่าง ปี ค.ศ.1993 ถึง ค.ศ.2002 เพื่อเปรียบ เทียบความถูกต้องและความคลาดเคลื่อนของข้อมูลหยาดน้ำฟ้าจากดาวเทียม TRMM ในบริเวณ ประเทศไทย ทั้งนี้ ผลผลิตมาตรฐานของ TRMM ที่ใช้สอบเทียบในการศึกษาของ Chokngamwong and Liu (2008) ประกอบด้วย

 TRMM 3B42 และ 3B43 version 5 (V5) โดย TRMM 3B42 V5 เป็นข้อมูลฝนรายวันแบบ กริดที่มีความละเอียดในเชิงพื้นที่เท่ากับ 1° x 1° ในโดเมนของวงโคจร TRMM (40° S ถึง 40° N)
 ในขณะที่ 3B43 V5 เป็นข้อมูลรายเดือนแบบกริดที่มีความละเอียดในเชิงพื้นที่เท่ากับ 1° x 1°

2. TRMM 3B-42 version 6 (V6) ซึ่งเป็นข้อมูลราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ที่ได้ถูกประมวลโดย TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) (Huffman et al., 2007)

ผลการศึกษา พบว่า ข้อมูลหยาดน้ำฟ้าจาก TRMM 3B-42 V6 มีค่าใกล้เคียงและสอดคล้องกับ ข้อมูลฝนจากสถานีตรวจวัดผิวพื้นของกรมอุตุนิยมวิทยา เปรียบเทียบกับข้อมูลจาก TRMM 3B42 และ TRMM 3B43 V5 ซึ่งแสดงถึงข้อมูลดาวเทียม TRMM แบบกริดที่มีความละเอียดสูงเชิงพื้นที่ ในบริเวณประเทศไทย มีความถูกต้องและแม่นยำเพิ่มมากขึ้นหลังจากได้ทำการปรับปรุง Algorithm จาก The adjusted Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) precipitation (AGPI) ใน V5 เป็น TMPA ใน V6 (Chokngamwong and Liu, 2008) โดย Bias, Root-meansquare difference (RMSD) และ Mean absolute difference (MAD) มีค่าเท่ากับ -0.12, 11.89 และ 5.02 mm  $day^{-1}$  ตามลำดับ และมีค่าต่ำกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับ TRMM 3B-42 version 5 (0.89, 11.81 และ 5.71 mm  $day^{-1}$ ) รายละเอียดดังแสดงในตารางที่ 2.1 โดยค่าผิดพลาดและคลาด เคลื่อนนี้ ไม่ได้เกิดจากข้อมูล TRMM เพียงอย่างเดียว แต่คุณภาพข้อมูลของสถานีผิวพื้น ยังมีส่วน สำคัญต่อความผิดพลาดและความคลาดเคลื่อนดังกล่าว ผลการศึกษาของ Chokngamwong and Liu (2008) ยังสอดคล้องกับการเปรียบเทียบข้อมูลหยาดน้ำฟ้า TRMM รายชั่วโมงในระหว่าง ปี ค.ศ. 1998 ถึง ค.ศ. 2007 กับข้อมูลฝนรายวัน ในบริเวณพื้นที่ Indochina peninsula โดย Takahashi et al. (2010) ซึ่งพบว่า Spatial correlation ระหว่างข้อมูลหยาดน้ำฟ้า TRMM ในแต่ละกริด และข้อมูลฝนในแต่ละสถานี มีค่าสูงถึง 0.78 ความสัมพันธ์ดังกล่าว บ่งชี้ถึงข้อมูลหยาดน้ำฟ้า TRMM สามารถตรวจจับรูปแบบและความแปรปรวนของฝนในบริเวณพื้นที่ Indochina peninsula ได้ในเกณฑ์ดี



รูปที่ 2.7: แสดงที่ตั้งของสถานีผิวพื้นของฝนจากกรมอุตุนิยมวิทยา ที่ใช้สำหรับเปรียบเทียบ กับผลผลิตมาตรฐานของ TRMM

ที่มาของข้อมูล: Chokngamwong and Liu (2008)

				1			
		All	North	Northeast	Center	East	South
TG mean		4.73	3.63	4.19	3.72	8.60	6.70
Conditional RR		10.06	8.79	10.68	8.52	14.86	12.53
Rain fraction		47%	41%	39%	38%	49%	56%
V5 3B42-TG	Bias	0.89	1.27	1.22	2.12	-2.58	-0.16
	MAD	5.71	4.73	5.32	5.40	8.74	7.06
	RMSD	11.81	9.45	11.01	9.87	20.81	13.79
V6 3B42-TG	Bias	-0.12	0.09	0.43	-0.13	-2.90	-0.37
	MAD	5.02	3.77	4.74	4.17	8.72	6.89
	RMSD	11.89	8.34	11.28	9.42	21.42	14.83

ตารางที่ 2.1: แสดงค่า Bias, RMSD และ MAD (mm  $day^{-1}$ ) ของข้อมูลฝนรายวันจากสถานีผิว พื้นและดาวเทียม TRMM ในแต่ละภูมิภาคของประเทศไทย

หมายเหตุ : TG = Thailand gauge ที่มาของข้อมูล: Chokngamwong and Liu (2008)

## บทที่ 3

## ระเบียบวิจัยและวิธีการศึกษา

#### 3.1 แนวคิดและกรอบการศึกษาวิจัย

กรอบแนวคิดของการศึกษานี้ เป็นการประยุกต์นำข้อมูลดาวเทียม Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) ที่มีความละเอียดสูงทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา ซึ่งมีลักษณะแบบกริด ขนาด 0.25° x 0.25° ราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสมฤดร้อนระหว่างเดือนมิถนายน ถึง เดือนกันยายน ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1998 จนถึงปี ค.ศ. 2010 มาวิเคราะห์ทางสถิติถึงลักษณะวงจรรอบวันในแง่ของ แอมพลิจูดและเฟส ตลอดจนรูปแบบความแปรปรวนความถี่สูงของฝนในภาพรวมและแต่ละภาคของ โดยดาวเทียม TRMM ที่นำมาใช้ในการศึกษานี้ เป็นข้อมูลระดับสาม (Level 3) ประเทศไทย ที่ได้ถูกประมวลและคำนวณจาก TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) algorithm ซึ่งเป็น Algorithm ที่ถูกพัฒนาล่าสุดเพื่อให้ข้อมูล TRMM มีความถูกต้องและแม่นยำใน ระดับสเกลละเอียดทั้งเชิงพื้นที่และเวลา (Huffman et al., 2007) ทั้งนี้ ฐานข้อมูล TRMM version 6 3B42 นี้ เป็นฐานข้อมูลเดียวกันกับ Chokngamwong and Liu (2008) ใช้เปรียบเทียบ ้ความถูกต้องและความน่าเชื่อถือกับข้อมูลฝนผิวพื้นรายวันในประเทศไทย ซึ่งผลการเปรียบเทียบได้ บรรยายในหัวข้อที่ 2.4

ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน ได้ถูกวิเคราะห์ด้วยสถิติเชิงพหุ เช่น Harmonic analysis (Yang and Slingo, 2001; Dai et al., 2007; Yin et al., 2009; Roy and Balling, 2007) สำหรับการวิเคราะห์แอมพลิจูดและเฟสของวงจรรอบวันและน้อยกว่าหนึ่งวันของหยาดน้ำฟ้า (Diurnal/Semidiurnal cycles) และ Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis (Kikuchi and Wang, 2008; Yang and Smith, 2006) สำหรับวิเคราะห์ความแปรปรวนเชิงพื้นที่และเวลา และความสัมพันธ์และความเชื่อมโยงกับความผันแปรของมรสุมฤดูร้อนเอเชีย โดยกรอบแนวคิดและ ขั้นตอนการศึกษาในภาพรวม ดังแสดงในรูปที่ 3.1





#### 3.2 ดาวเทียม TRMM และแหล่งข้อมูลหยาดน้ำฟ้าความละเอียดสูง

ดาวเทียม TRMM เป็นดาวเทียมที่ปฏิบัติการร่วมระหว่าง National Aeronautics and Space Administration (NASA) ประเทศสหรัฐอเมริกา และ Japan Aerospace Exploration Agency ภายใต้โครงการความร่วมมือด้านการติดตามตรวจสอบและสำรวจสิ่งแวด (JAXA) ประเทศญี่ปุ่น ล้อมโลกจากอวกาศ ดาวเทียม TRMM นับเป็นดาวเทียมดวงแรกที่ใช้ติดตามตรวจสอบความแปร ปรวนและพลวัตของหยาดน้ำฟ้าและประมาณความร้อนแฝง (Latent heat) ที่เกี่ยวข้องกับกระบวน การเกิดหยาดน้ำฟ้าในบริเวณเขตร้อนและเขตกึ่งร้อน ซึ่งเป็นพื้นที่ที่เกิดหยาดน้ำฟ้า 2 ใน 3 ส่วน ของปริมาณหยาดน้ำฟ้ารวมทั้งโลก และเป็นพื้นที่ที่มีบทบาทสูงต่อระบบการไหลเวียนของมวลอา-กาศทั้งระดับภูมิภาคและระดับโลก (Wallace, 1975) ดาวเทียม TRMM นับเป็นระบบการตรวจวัด ฝนที่ใช้เทคโนโลยีใหม่ซึ่งผสมผสานทั้ง Visible, Infrared และ Microwave sensors ที่มีความถี่สูง ในการตรวจสอบและบันทึกข้อมูลทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา ซึ่งได้เริ่มดำเนินการตั้งแต่ปี ค.ศ. 1997 เป็นต้นมา จนถึงปัจจุบัน ดาวเทียม TRMM ได้ถูกออกแบบพิเศษ เพื่อตรวจวัดกลไกที่เกี่ยวข้องกับ ้ปรากฏการณ์หยาดน้ำฟ้าในระดับโลก ที่รวมถึงมหาสมุทรบริเวณเส้นศูนย์สูตร ซึ่งการตรวจวัดและ เก็บตัวอย่างหยาดน้ำฟ้า ยังมีข้อจำกัดอยู่มากในช่วงที่ผ่านมา ดังนั้น ข้อมูลจากดาวเทียม TRMM ้นับว่ามีประโยชน์สำหรับการศึกษาวิจัยด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เพื่อวิเคราะห์ระบบของภูมิ-ความผิดปกติของลมฟ้าอากาศที่เกี่ยวโยงกับปรากฏการณ์เอ็นโซ่ (El Niño-Souther อากาศ Oscillation; ENSO) และพยากรณ์ภาวะน้ำท่วมเพื่อป้องกันภัยพิบัติที่เกิดขึ้น (Karl et al., 1995) โดยที่ลักษณะและรายละเอียดของดาวเทียม TRMM ดังสรุปในตารางที่ 3.1

ดาวเทียม TRMM ประกอบด้วย Sensors หลัก 5 ประเภท คือ Precipitation Radar (PR), TRMM Microwave Imager (TMI), Visible Infrared Scanner (VIRS), Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) และ Lighting Imaging Sensor (LIS) ซึ่งดาวเทียม TRMM มีวงโคจรแบบ Circular และNon-sun-synchronous สูงจากพื้นดิน 350 กิโลเมตร โดยวง โคจรทำมุมเอียง 35 องศากับเส้นศูนย์สูตร (Dai, 2001) (รูปที่ 3.2) การโคจรรอบโลก 1 รอบ ใช้เวลา 90 นาที (1 วัน โคจรรอบโลก 16 รอบ) (รูปที่ 3.3)

การสำรวจข้อมูลหยาดน้ำฟ้าของดาวเทียม TRMM อาศัยหลักการปล่อยคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจาก Sensor TMI, VIRS และ PR พร้อมกันเพื่อให้ การตรวจวัดมีความถูกต้องและแม่นยำสูง โดยทั้ง TMI และ VIRS เป็น Sensor ที่ตรวจวัดหยาดน้ำฟ้า แต่หลักการตรวจวัดและความกว้างของ Swath มีความแตกต่างกัน TMI ตรวจวัดการกระจายตัว แนวราบของฝน โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณทะเล และมหาสมุทร ในขณะที่ VIRS ตรวจวัดปริมาณหยาดน้ำฟ้าจากความสูงและลักษณะของเมฆ สำหรับ PR ตรวจวัดการกระจายหยาดน้ำฟ้าในสามมิติ (รูปที่ 3.4) ทั้งนี้ คุณสมบัติและลักษณะของ Sensor แต่ละ Sensor ดังสรุปในตารางที่ 3.2 (Karl et al., 1995; Dai, 2001)

Main characteristics of the TRMM satellite			
Launch weight	Approx. 3.62 tons		
Launcher	H-II Rocket		
Launch date	November 28, 1997 (JST)		
Altitude	Approx. 350 km (402.5 km since August 24, 2001)		
Inclination	Approx. 35 degrees		
Attitude control	Zero momentum three-axis stabilized		
	Precipitation Radar (PR)		
	TRMM Microwave Imager (TMI)		
Mission instrument	Visible and Infrared Scanner (VIRS)		
	Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES)		
	Lightning Imaging Sensor (LIS)		

## ตารางที่ 3.1: รายละเอียดและลักษณะของดาวเทียม TRMM

ที่มาของข้อมูล: http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/



รูปที่ 3.2: องค์ประกอบและ Sensor ที่ติดตั้งบนดาวเทียม TRMM

ที่มาของข้อมูล: http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/



รูปที่ 3.3: วงโคจรของดาวเทียม TRMM

ที่มาของข้อมูล: http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/



รูปที่ 3.4: หลักการและวิธีการตรวจวัดฝนของดาวเทียม TRMM

ที่มาของข้อมูล: http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/

# ตารางที่ 3.2: สรุปคุณสมบัติและรายละเอียดของ Sensor ที่ตรวจวัดหยาดน้ำฟ้าที่ติดตั้งบนดาวเทียม TRMM

Characteristics	Visible Infrared Scanner	TRMM Microwave	Precipitation
		Imager	Radar
Objective	3-D rainfall profile and	Rain rate over ocean	Cloud
	quantitative rainfall		distribution
	measurement over ocean		
	and land		
Frequency/Wavelength	0.63, 1.6, 3.75. 10.8,	10.65, 19.35, 37.9, 85.5	13.8 GHz
	12 μm	GHz dual polarization,	horizontal
		22.235 GHz vertical	polarization
		polarization	
Scanning Mode	Cross track	Conical	Cross track
Ground Resolution	2.1 km	Ranges from 5 km at	4.3 km at
		85,5 GHz to 45 km at	nadir
		10.65 GHz	
Swath Width	720 km	760 km	220

ที่มาของข้อมูล: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/trmm\_intro.shtml#GV)

#### 3.3 การสอบเทียบและกระบวนการประมวลผลข้อมูลดาวเทียม TRMM

สถานีเรดาร์ภาคพื้นดิน (Ground Validation (GV) radar site) ซึ่งเป็นการตรวจวัดฝนที่ผิวพื้น ้ได้ใช้สอบเทียบและปรับแก้ข้อมูลจากดาวเทียม TRMM ซึ่งในปัจจุบันมีทั้งสิ้น 10 สถานี ประกอบ ด้วย Florida, Australia, Republic of the Marshall Islands, Texas, Israel, Brazil, Guam, Taiwan, Thailand และ Hawaii ครอบคลุมพื้นที่เขตร้อนและกึ่งเขตร้อนทุกทวีป (รูปที่ 3.5) หนึ่งใน สถานีที่ใช้สอบเทียบข้อมูลดาวเทียม TRMM ตั้งอยู่ที่ อมก๋อย (Om Koi) ภาคเหนือของประเทศไทย ข้อมลดาวเทียม TRMM ในแต่ละวงโคจร จะถกเก็บบนดาวเทียม และส่งกลับลงมายังศูนย์ข้อมลภาค พื้นเพื่อควบคุมคุณภาพและประมวลผล ซึ่ง TRMM Ground Validation Team ได้พัฒนาอัลกอริทึม ตลอดจนโปรแกรมควบคุมคุณภาพ และ Radar software library เพื่อให้ได้ข้อมูลหยาดน้ำฟ้าที่มี ความแม่นยำมากยิ่งขึ้น โดยผ่านระบบ Operational configuration for the TRMM Science and Data Information System (TSDIS) (รูปที่ 3.6) ข้อมูลที่ผ่านการประมวลผล จะถูกจัดทำเป็นผล ผลิตมาตรฐาน (Standard product) ระดับ 1, 2, 3 และ 4 (รูปที่ 3.7) เพื่อนำไปเผยแพร่สำหรับใช้ใน การศึกษาวิจัยและการบริหารจัดการ ซึ่งผลผลิตมาตรฐานในแต่ละระดับ ที่มีอยู่ที่ศูนย์ข้อมูลเพื่อการ เผยแพร่ ดังสรุปในตารางที่ 3.3 ส่วนตารางที่ 3.4 แสดงตัวอย่างผลผลิตมาตรฐานระดับ 3 ที่มีอยู่ใน ปัจจุบันที่ Goddard Earth Science Data and Information Services Center (http://mirador.gsfc. nasa.gov/cgi-bin/mirador/presentNavigation.pl?tree=project&project=TRMM&dataGroup= Gridded&CGISESSID=ba15763f537f841c1ac961916bace11b)

ข้อมูล TRMM โดยเฉพาะอย่างยิ่งข้อมูลระดับ 3 ซึ่งผ่านกระบวนการตรวจสอบและทดสอบ คุณภาพของข้อมูล นับเป็นข้อมูลดาวเทียมที่ถูกนำมาใช้ศึกษาวิจัยรูปแบบและความแปรปรวนของ หยาดน้ำฟ้ากันอย่างแพร่หลายทั่วทุกภูมิภาคเขตร้อนและกึ่งร้อนของโลก โดยพบว่า ตั้งแต่ปล่อยดาว เทียม TRMM (ปี ค.ศ. 1997) เป็นต้นมา มีการใช้ข้อมูล TRMM และตีพิมพ์ในวารสารต่าง ๆ ชั้นนำของโลก ไม่น้อยกว่า 200 ฉบับ (http://trmm.gsfc.nasa.gov/publications\_dir/publications. html) ซึ่งในช่วงระหว่างปี ค.ศ. 2007 ถึง ค.ศ.2009 มีสูงถึง 69 ฉบับ



รูปที่ 3.5: ตำแหน่งสถานีเรดาร์ภาคพื้นดิน สำหรับใช้สอบเทียบและปรับแก้ค่าข้อมูลจากดาวเทียม TRMM

ที่มาของข้อมูล: http://trmm-fc.gsfc.nasa.gov/trmm\_gv/information/brochure/brochure.html



รูปที่ 3.6: การประมวลผลและจัดการข้อมูลดาวเทียม TRMM ด้วยระบบ Operational configuration for the TRMM Science and Data information System (TSDIS)

ที่มาของข้อมูล: http://trmm-fc.gsfc.nasa.gov/trmm\_gv/information/brochure/brochure.html



รูปที่ 3.7: แผนภาพแสดงขั้นตอนและกระบวนการประมวลผลข้อมูลดาวเทียม TRMM ตั้งแต่รับข้อมูลจากดาวเทียมที่สถานีเรดาร์ภาคพื้นดิน

ที่มาของข้อมูล: http://trmmfc.gsfc.nasa.gov/trmm\_gv/information/gvops/tsop.html

Level	Visible Infrared	TRMM	Precipitation Radar	Combined	Ground
	Scanner	Microwave Imager		products	validation
1	Visible IR	Microwave	Radar return power &	NA	Cal. Radar
	radiances	brightness	reflectivity		reflectivity at
		temperatures			each GV site
2	NA	TMI profile for	PR surface cross-	Rain rate, drop	Rain existence,
		CLW, prec. Water,	section & path	size dist.	rain map, rain
		cloud ice, prec.	attenuation, rain type,	parameters, path	type, 3-D
		Ice, latent heat &	storm, & freezing	integrated	reflectivity, rain
		surface rain	height; PR profile for	attenuation	gauge,
			rain rate, reflec.,		disdrometer
			attenuation, & rain		
			top/bottom height		
3	NA	rain rate, rain	PR monthly surface	Monthly surface	Rain map, 3-D
		frequency, &	rain total, rain profile	rainfall, CLW,	map
		freezing height	at 2, 4, 6, 10 & 15 km,	rain water, cloud	
		TMI monthly	fractional rain, storm	ice,& grauples;	
		rainfall,	height histogram,	combined	
			snow ice layer,	instruments	
			surface rain rate, &	calibration,	
			path attenuation	global gridded	
				rainfall	

ตารางที่ 3.3: สรุปผลผลิตของข้อมูลดาวเทียม TRMM ในแต่ละระดับ

ที่มาของข้อมูล: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/trmm\_intro.shtml#GV

# ตารางที่ 3.4: ตัวอย่างผลผลิตมาตรฐานระดับ 3 ของข้อมูลดาวเทียม TRMM ที่มาของข้อมูล

Data set	Description		
3A11: Monthly 5° x 5° Oceanic	Rain rate, conditional rain rate, rain frequency and freezing		
Rainfall	height for latitude band for $40^{\circ}$ N to $40^{\circ}$ S from TMI		
3A12: Monthly $0.5^{\circ} \ge 0.5^{\circ}$	$0.5^{\circ} \ge 0.5^{\circ}$ gridded monthly product comprised of mean 2A12		
Mean 2A12, Profile, and	data and calculated vertical hydrometeor profiles as well as mean		
Surface Rainfall	surface rainfall		
3A25: Monthly $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ and	Total and conditional rain rate, radar reflectivity, path-integrated		
$0.5^{\circ} \ge 0.5^{\circ}$ Spaceborne Radar	attenuation at 2, 4, 6, 10, 15 km for convective and stratiform		
Rainfall	rain; storm, freezing, and bright band heights and snow-ice layer		
	depth for a latitude band from $40^{\circ}$ N to $40^{\circ}$ S from PR		
3A26: Monthly $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ Surface	Rain rate probability distribution at surface, 2 km and 4 km for a		
Rain Total	latitude band from $40^{\circ}$ N to $40^{\circ}$ S from PR		
3A46: Monthly 1° x 1° SSM/I	Global rain rate from SSM/I		
Rain			
3B31: Monthly $5^{\circ} \ge 5^{\circ}$	Rain rate, cloud liquid water, rain water, cloud ice, grauples at 14		
Combined Rainfall	levels for a latitude band from $40^\circ$ N to $40^\circ$ S from PR and TMI		
3B42: 3-Hour 0.25° x 0.25°	Calibrated IR merged with TRMM and other satellite data		
merged TRMM and other			
Satellite Estimates			
3B43: Monthly 0.25° x 0.25°	Merged 3B-42 and rain gauge estimates		
merged TRMM and other			
Source Estimates			

#### 3.4 การดาวน์โหลดและสกัดข้อมูล

ฐานข้อมูลความละเอียดสูงเชิงพื้นที่แบบกริดที่ตรวจวัดจากดาวเทียม TRMM ที่ใช้ในการศึกษานี้ คือ ข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงระดับ 3 (level 3) TRMM 3B-42 version 6 (TRMM merged high quality/Infrared (IR) precipitation) ซึ่งถูกประมวลผลโดย TMPA TRMM 3B-42 version 6 ได้ถูกจัดทำจากการรวบรวมข้อมูล Passive microwave ที่ตรวจวัดด้วย TMI (Special Sensor Microwave Imager (SSM/I), Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) และ Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) เพื่อจัดทำข้อมูล TRMM คุณภาพสูงที่รวม Infrared precipitation และประมาณค่า Root Mean Square (RMS) precipitation error (Dai et al., 2007) ข้อมูล TRMM 3B-42 version 6 มีความละเอียดในเชิงพื้นที่ เท่ากับ 0.25° x 0.25° และความละเอียดเชิงเวลา เท่ากับ 3 ชั่วโมง ซึ่งครอบคลมรอบโลกตั้งแต่เส้นร้ง 50° S ถึงเส้นรุ้ง 50° N (รูปที่ 3.9) TRMM 3B-42 version 6 algorithm ประกอบด้วย 2 ขั้นตอนหลัก โดยขั้นตอนแรก ใช้ข้อมูล TRMM VIRS และ TMI (ผลผลิตของ TRMM 1B01 และ 2A12) และตัวแปรสอบเทียบจากข้อมูล TMI/TRMM รายเดือน เพื่อจัดทำปัจจัยสอบเทียบรายเดือนของ IR และขั้นตอนที่สอง ใช้ปัจจัยสอบเทียบรายเดือนของ IR เพื่อปรับแก้ข้อมูลหยาดน้ำฟ้า Merged-IR (Giles and Flocas, 1990) สำหรับรายละเอียดกระบวนการประมวลข้อมูล TRMM (รูปที่ 3.9) ทั้งนี้ ข้อมูล TRMM ราย 3 ชั่วโมง (Level 3) ได้ผ่านกระบวนการควบคุมคุณภาพหลายขั้นตอน ์ โดยวิธีการควบคุมคุณภาพข้อมูล เป็นส่วนหนึ่งของอัลกอริทึม ที่ใช้ประมวลข้อมูลตั้งแต่ระดับ 1 ถึง 3

ไฟล์ข้อมูลที่นำมาใช้ถูกจัดเก็บอยู่ในรูปแบบ Network Common Data Form (NetCDF) ขนาด ไฟล์ประมาณ 4.40 MB โดยที่ในช่วง 1998-01-01 ถึง 2007-04-30 จะเป็นข้อมูล TRMM 3B42 version 6 ถูกจัดเก็บในชื่อ 3B42.YYMMDD.H.6.nc เช่น 3B42.980101.0.6.nc ส่วนในช่วง 200705-01 เป็นต้นไป ถูกจัดเก็บในชื่อ 3B42.YYMMDD.H.6A.nc เช่น 3B42.070501.0.6A.nc โดยที่ YY หมายถึงปี MM หมายถึงเดือน DD หมายถึง วัน และ H หมายถึง เวลา

สำหรับการศึกษานี้ ได้ดาวโหลดข้อมูล TRMM ราย 3 ชั่วโมง แบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ระดับ 3 (Level 3) TRMM 3B-42 version 6 ซึ่งครอบคลุมพื้นที่รอบโลกตั้งแต่เส้นรุ้ง 50° S ถึงเส้นรุ้ง 50° N ตั้งแต่ ปี ค.ศ. 1998 ถึงปี ค.ศ. 2010 รวมระยะเวลาทั้งสิ้น 13 ปี จาก Goddard Earth Sciences Data and Information ServiceCenter, National Aeronautics and Space Administration โดยจำนวนข้อมูลที่ดาวโหลด มีทั้งสิ้น 37,984 ไฟล์ หลังจากนั้น ได้สกัดและดึง ข้อมูล TRMM ครอบคลุมขอบเขตพื้นที่ประเทศไทย (5.375°N ถึง 20.875°N และ 97.125°E ถึง 105.875°E) จำนวน 36 x 63 =2,268 blocks เฉพาะช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) ตั้งแต่ปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ. 2009 รวมระยะเวลาทั้งสิ้น 10 ปี จากฐานข้อมูลระดับโลกของ TRMM (รูปที่ 3.8) โดยจำนวนข้อมูลที่ได้สกัดและประมวลมีทั้งสิ้น 9,760 ไฟล์ ข้อมูล TRMM ที่ถูกสกัด และดึงมาจากฐานข้อมูลเดิม ได้ถูกนำไปจัดเรียงรูปแบบใหม่ (Reformat) พร้อมทั้งตรวจสอบคุณภาพ ของข้อมูล ทั้งนี้ ข้อมูล TRMM ราย 3 ชั่วโมง ที่ใช้วิเคราะห์ในการศึกษานี้ นับเป็นฐานข้อมูลขนาด ใหญ่ที่จำเป็นต้องใช้เครื่องประมวลผลความเร็วสูง และมีความสามารถในการจัดการและจัดเก็บฐาน ข้อมูลขนาดใหญ่



รูปที่ 3.8: ขอบเขตและตำแหน่งกริดของพื้นที่บริเวณประเทศไทยที่ทำการดึงและสกัดข้อมูลราย 3 ชั่วโมง เฉพาะช่วงมรสุมฤดูร้อน (เดือนมิถุนายน ถึง กันยายน) จากฐานข้อมูลระดับโลกของ TRM-M 3B42 V6 ในระหว่างปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009

#### 3.5 การตรวจสอบคุณภาพของข้อมูล TRMM

เนื่องจากข้อมูลหยาดน้ำฟ้าที่ทำการศึกษาที่ได้จากดาวเทียม TRMM เป็นข้อมูลระดับ 3 ที่ผ่าน กระบวนการตรวจสอบและทดสอบคุณภาพข้อมูลมาแล้วระดับหนึ่ง ดังนั้น การตรวจสอบคุณภาพ ของข้อมูลสำหรับงานโครงการวิจัยนี้ เป็นเพียงการตรวจสอบคุณภาพข้อมูลโดยใช้สถิติพื้นฐาน เท่านั้น โดยมุ่งเน้นการตรวจสอบข้อมูลที่มีการสูญหายในแต่ละกริดทั้งเชิงพื้นที่และเชิงเวลา รวมทั้ง ตรวจสอบค่าสูงสุดและค่าเฉลี่ยของหยาดน้ำฟ้าในแต่ละกริด และการแจกแจงของหยาดน้ำฟ้าในรูป ของ Probability Density Function (PDF)

#### 3.6 การแปลงเวลาสุริยะท้องถิ่น (Local Solar Time: LST)

การวิเคราะห์วงจรรอบวันของปริมาณหยาดน้ำฟ้าในประเทศไทย ใช้ข้อมูลปริมาณหยาดน้ำฟ้าที่มี หน่วยเวลาเป็นเวลาสุริยะท้องถิ่น (Local Solar Time (LST)) เพื่อที่จะได้เห็นภาพการกระจายของ เกิดฝนในรอบวันชัดเจน แต่เนื่องจากข้อมูลปริมาณหยาดน้ำฟ้าที่ได้จากดาวเทียม TRMM เป็น ข้อมูลที่มีหน่วยเวลาเป็นเวลาสากลเชิงพิกัด (Coordinated Universal Time (UTC)) ดังนั้นก่อน การวิเคราะห์วงจรรอบวัน จึงจำเป็นจะต้องการแปลงหน่วยเวลาให้เป็นเวลาเป็นเวลาสุริยะท้องถิ่น

เวลาสากลเชิงพิกัด (Coordinated Universal Time (UTC)) คือ หน่วยเวลามาตรฐานที่อ้างอิง จาก International Atomic Time (TAI) ซึ่งเป็นเวลามาตรฐานที่ใช้อ้างอิงระหว่างประเทศซึ่งถูก คำนวณที่ สำนักงานชั่ง ตวง วัด ระหว่างประเทศ (Bureau International des Poids et Mesures (BIPM)) (ดังรูปที่ 3.9) โดยใช้ข้อมูลจากนาฬิกาซีเซียม (Cesium clock) มากกว่า 250 เครื่องซึ่งตั้งอยู่ตาม สถาบันมาตรวิทยาของประเทศต่างๆ กว่า 50 ประเทศ รวมทั้งสถาบันมาตร-วิทยาแห่งชาติ ประเทศไทย เวลาสากลเชิงพิกัด (UTC) เป็นเวลาเดียวกันกับ TAI แต่ต่างกันที่เวลา สากลเชิงพิกัด (UTC) มีการเพิ่มหรือลดวินาที (Leap second) เข้าไป เพื่อให้สอดคล้องกับเวลาที่ได้ จากการโดจรของโลกที่เป็นวงรี และแกนโลกที่เอียง ใช้สัญลักษณ์เวลา 24 ชั่วโมง อ้างอิงจากเวลา มาตรฐานกรีนิช (Greenwich Mean Time; GMT) ซึ่งจุดอ้างอิงของเวลาสากลเชิงพิกัด (UTC) คือ ลองจิจูด ที่ 0° ที่ตัดผ่าน Royal Greenwich Observatory ในลอนดอน สหราชอาณาจักร เวลาเที่ยงคืนใน Greenwich จะเท่ากับเวลา 00:00 ของเวลาสากลเชิงพิกัด (00:00 UTC) และเวลา เที่ยงวันใน Greenwich จะเท่ากับเวลา 12:00 ของเวลาสากลเชิงพิกัด (12:00 UTC) และยังคงใช้อยู่ จนถึงปัจจุบัน



รูปที่ 3.9: แสดงขั้นตอนในการคำนวณหาค่า TAI และ UTC

ที่มาของข้อมูล: http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/

เวลาสากลเชิงพิกัด (UTC) มีแนวคิดต่างจากเวลามาตรฐานกรีนิช (GMT) คือ เวลามาตรฐาน กรีนิช (GMT) จะอ้างอิงกับเวลาสุริยะเฉลี่ย (Mean Solar Time) ที่ Royal Greenwich Observatory ในลอนดอน นั่นคือ เวลาเที่ยงวันของเวลามาตรฐานกรีนิช (GMT) ไม่จำเป็นต้องเป็นเวลา ที่ดวงอาทิตย์ผ่านเส้นเมอริเดียนกรีนิช (Greenwich Meridian) เสมอไป เนื่องจากวงโคจรของโลก เป็นวงรีรอบดวงอาทิตย์มีอัตราเร็วไม่สม่ำเสมอ และแกนโลกที่เอียง ดังนั้น เวลามาตรฐานกรีนิช (GMT) อาจแตกต่างจากเวลาที่ดวงอาทิตย์ผ่านเส้นเมอริเดียนกรีนิชถึง 16 นาที ซึ่งความแตกต่าง ของเวลาดังกล่าวรู้จักกันดี คือ สมการของเวลา (Equation of Time) แต่อย่างไรก็ตาม ความแตก- ต่างของเวลาทั้งสองไม่มีผลต่อความแม่นยำสำหรับการวิเคราะห์วงจรรอบวัน ของข้อมูลปริมาณ หยาดน้ำฟ้า งานวิจัยนี้จะกำหนดให้เวลาสากลเชิงพิกัด (UTC) มีค่าเท่ากันกับเวลามาตรฐานกรีนิช (GMT) ดังนั้น ข้อมูล TRMM จะมีหน่วยเวลาเป็นเวลาสากลเชิงพิกัด (UTC) หรือเวลาสุริยะเฉลี่ย ที่เส้นเมอริเดียนกรีนิช (ลองติจูดที่ 0°)

การแปลงเวลาสากลเชิงพิกัด (UTC) เป็นเวลาสุริยะท้องถิ่น (LST) จะขึ้นกับระยะทางตามแนว ลองติจูด ระหว่างแต่ละกริดกับลองติจูด 0° เนื่องจาก 1 วัน มี 24 ชั่วโมง และถ้าหากแบ่งโลกตามแนว แกนโลกออกเป็น 24 โซน (ดังรูปที่ 3.10) จะได้ว่า แต่ละโซนจะมีความกว้าง 1 องศาลองติจูด (360°/24ชั่วโมง) ซึ่งแต่ละโซนจะแทนเวลา 1 ชั่วโมงหรือกล่าวอีกนัยหนึ่งคือ ระยะทางทุก ๆ 15 องศาลองติจูดจะแทนเวลาที่ต่างกัน 1ชั่วโมง ดังนั้น สมการของเวลาสุริยะท้องถิ่น (LST) สามารถ เขียนได้ดังสมการ ดังนี้

$$LST = UTC + \left( \frac{Lon}{15} \right)$$

เมื่อ LST คือ เวลาสุริยะท้องถิ่นในแต่ละกริด

UTC คือ เวลาสากลเชิงพิกัด (หน่วยเวลาของข้อมูล TRMM) ในแต่ละกริด

Lon คือ ลองติจูดของข้อมูลในแต่ละกริด

จากสมการการแปลงดังกล่าว จะได้เวลาของข้อมูลในแต่ละกริดเป็นเวลาสุริยะท้องถิ่น(LST) ราย 3 ชั่วโมง



รูปที่ 3.10: แสดงการแบ่งเขตเวลา (Time zone) 24 เขตทั่วโลก

ที่มาของข้อมูล: http://www.worldmapsonline.com/LESSON-PLANS/6-global-time-globe-lesson-12.htm

#### 3.7 ข้อมูลดัชนีมรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian Summer Monsoon Index)

ดัชนีชี้วัดการเกิดมรสุมเขตร้อน คือ South Asian Summer Monsoon Index (SASMI) ซึ่ง เป็นดัชนีหนึ่ง ที่ใช้ติดตามความแปรปรวนตามฤดูกาลและระหว่างปีของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ในแง่ ความแรง และเฟสการเปลี่ยนแปลง ได้ถูกนำมาใช้เป็นเกณฑ์ เพื่อเปรียบเทียบและอธิบายรูปแบบ และลักษณะความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าช่วงมรสุมฤดูร้อนในภาพรวมบริเวณพื้นที่ประ-เทศไทย โดยดัชนี SASMI บ่งชี้ถึงการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลของความแรงและทิศทางของลม ซึ่ง คำนวณจาก Dynamic Normalized Seasonality (DNS) หรือความแรงของลมที่ความสูง 850 hPa ในโดเมนเอเชียใต้ (5° N ถึง 22.5° N, 35° E ถึง 97.5° E) สำหรับเดือนมิถุนายน ถึง กันยายน (Li and Zeng, 2002, 2003 ,2005) แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอนุกรมดัชนี normalized SASMI สำหรับช่วงเดือนมิถุนายน-กันยายน แสดงในรูปที่ 3.9 จากการสังเกตอนุกรมดัชนี SASMI พบว่า การเปลี่ยนแปลงระหว่างปีเป็นลักษณะที่โดดเด่น อย่างไรก็ตาม การเปลี่ยนแปลงในคาบเวลาที่มาก กว่า 10 ปี รวมทั้งการเปลี่ยนแปลงในระยะยาว ยังเป็นองค์ประกอบที่สำคัญที่ปรากฏในอนุกรม (รูปที่ 3.11) สำหรับหลักเกณฑ์ซี้วัดถึงความแรงและอ่อนกำลังของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้กว่าปกติ ในแต่ละปี เพื่อวิเคราะห์ และเปรียบเทียบลักษณะความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าช่วง มรสุมฤดูร้อนในภาพรวมบริเวณพื้นที่ประเทศไทยในการศึกษานี้ คือ 1SD (ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน) โดยปีที่มรสุมฤดูร้อนมีกำลังแรงขึ้น เมื่อค่าดัชนี SASMI สูงกว่า 1SD ในทางตรงกันข้าม ค่าดัชนี SASMI ในปีใดที่ต่ำกว่า 1SD หมายถึงปีที่มรสุมฤดูร้อนอ่อนกำลังลง (Wang et al., 2001; Limsakul et al., 2010)



รูปที่ 3.11: แสดงการเปลี่ยนแปลงของอนุกรมดัชนี normalized SASMI สำหรับช่วงเดือน มิถุนายน ถึง กันยายน (JJAS) ในระหว่างปี ค.ศ.1948 ถึง ค.ศ.2010

ที่มาของข้อมูล: http://iprc.soest.hawaii.edu/users/ykaji/monsoon/seasonal-monidx.html

#### 3.8 วิธีการวิเคราะห์ข้อมูล

เทคนิควิธีการที่ใช้ในการวิเคราะห์ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน ในขอบเขตพื้นที่ ประเทศไทย ประกอบด้วยเทคนิค Empirical Orthogonal Function (EOF) สำหรับวิเคราะห์ ความแปรปรวนเชิงพื้นที่และเวลาโดดเด่นในภาพรวมของประเทศไทย และเทคนิค Harmonic Analysis สำหรับการวิเคราะห์แอมพลิจูดและเฟสของวงจรรอบวันและน้อยกว่าหนึ่งวัน (Diurnal/ Semidiurnal cycles) ของหยาดน้ำฟ้าในแต่ละกริดของข้อมูล

#### 3.8.1 Empirical Orthogonal Function (EOF)

สำหรับการวิเคราะห์ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน ทั้งเชิงพื้นที่และเวลาในภาพรวม ของพื้นที่บริเวณประเทศไทย ได้ประยุกต์ใช้วิธี Empirical Orthogonal Function (EOF) หรือรู้จัก ซึ่งเป็นเทคนิคทางสถิติพหุเชิงพรรณา Principal Component Analysis (PCA) กันในนาม (descriptive multivariate statistic) (Hannachi et al., 2007) โดยการวิเคราะห์ EOF เป็นเทคนิค ทางสถิติเชิงพหุที่อาศัยหลักการแปลงเชิงเส้นตรงของชุดข้อมูลที่มีขนาดใหญ่ไปสู่ชุดข้อมูลขนาดเล็ก EOF นับเป็นเครื่องมือวิเคราะห์ทางสถิติที่มีประโยชน์หลายด้าน และได้นำมาประยกต์ใช้อย่างแพร่ หลายในการวิเคราะห์ความแปรปรวนร่วมของจานข้อมลขนาดใหญ่ ที่มีหลายตัวแปร และมิติ (Preisendorfer, 1988; Jolliffe, 2002; Emery and Thomson, 1997) โดยเฉพาะอย่างยิ่ง การ ้ วิเคราะห์ลักษณะที่โดดเด่นของความแปรปรวนเชิงพื้นที่และเวลา เทคนิค EOF มีหลักการบนพื้น-และแยกฐานข้อมูลขนาดใหญ่ให้อยู่ในรูปฟังก์ชั่นพื้นฐานของ ฐานการสกัด Eigenvalue/ Eigenvector ด้วยการแปลงเชิงเส้นตรง เพื่อลดมิติของจำนวนตัวแปรให้เหลือจำนวนน้อยลง แต่ สามารถอธิบายความแปรปรวนส่วนใหญ่ในฐานข้อมูลเดิม (Preisendorfer, 1988; Hannachi et al., 2007) โดย EOF ของเมตริกซ์ (Matrix) ข้อมูล F(t,x) สำหรับตัวแปร  $t(t\,=\,t_1,t_2,t_3,,t_n)$ ที่ตำแหน่ง  $x(x_1,x_2,x_3,,x_p)$  สามารถแสดงในสมการดังนี้

$$F(t, x) = \sum_{j=1}^{p} a_j(t)(u_j(x)),$$

โดยที่ p คือ จำนวนโหมดของ  $u_j(x)$  ส่วน  $a_j(t)$  คือ principal score ในโหมด j สำหรับ  $a_1u_1$  คือ ผลรวมเชิงเส้นขององค์ประกอบที่ 1 หรือโหมดที่ 1 ของเมตริกซ์ F ที่มีความแปรปรวนสูงสุด ใน ขณะที่  $a_2u_2$  คือ ผลรวมเชิงเส้นขององค์ประกอบที่ 2 หรือโหมดที่ 2 ของเมตริกซ์ F ที่มีความแปร-ปรวนเป็นลำดับที่ 2 ทั้งนี้ แต่ละโหมดที่ถูกสกัดออกจากฐานข้อมูลเดิม เป็นอิสระต่อกันหรือมี ้คุณสมบัติ Orthogonality ซึ่งผลรวมความแปรปรวนในแต่ละโหมด จะเท่ากับความแปรปรวนใน ความแปรปรวนส่วนใหญ่ มักปรากฏอยู่ในโหมดแรก ๆ ของ ฐานข้อมูลเดิม โดยปกติ EOF (Preisendorfer, 1988; Jolliffe, 2002; Hannachi et al., 2007) วิธี EOF คำนวณจากเมตริกซ์ความ ของฐานข้อมูลเดิม เพื่อจำแนกข้อมูลเดิมออกเป็นค่า แปรปรวนร่วม (Covariance matrix) Eigenvalue, Eigenvector และ Principal Score

#### 3.8.2 การวิเคราะห์โดยวิธีฮาร์มอนิก (Harmonic Analysis)

การวิเคราะห์ฮาร์มอนิกเป็นการวิเคราะห์แอมพลิจูดและเฟสของวงจรรอบวันและน้อยกว่าหนึ่ง วันของฝน (Diurnal/Semidiurnal cycles) ได้ถูกอธิบายโดย Wilks (2006) ดังนี้

้ กำหนดให้  $ar{y}$  คือข้อมูลปริมาณหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยราย 3 ชั่วโมงในแต่ละกริดของพื้นที่ศึกษา จะได้ว่า

$$y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^{\frac{n}{2}} \{ C_k \cos\left(\frac{2\pi kt}{T} - \phi_k\right) \},$$
  
$$y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^{\frac{n}{2}} \{ A_k \cos\left(\frac{2\pi kt}{T}\right) + B_k \sin\left(\frac{2\pi kt}{T}\right) \},$$

เมื่อ  $y_t$  คือ ค่าของข้อมูลที่เวลา t

t คือ เวลาในหน่วยชั่วโมง (LST)

n คือ จำนวนข้อมูลใน 1 วัน (n = 8)

- C คือ แอมพลิจูด (amplitude)
- T คือ ช่วงเวลา (period)
- $\pi$  คือ ช่วงเวลา (period)

A และ B คือ พารามิเตอร์ฮาร์มอนิก

โดยที่

$$A_{k} = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^{n} y_{t} \cos\left(\frac{2\pi kt}{T}\right),$$

$$B_{k} = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^{n} y_{t} \sin\left(\frac{2\pi kt}{T}\right),$$

$$C_{k} = \left[A_{k}^{2} + B_{k}^{2}\right]^{\frac{1}{2}},$$

$$\phi_{k} = \begin{cases} \tan^{-1}\left(\frac{B_{k}}{A_{k}}\right), & A_{k} > 0\\ \tan^{-1}\left(\frac{B_{k}}{A_{k}}\right) \pm \pi, & A_{k} < 0\\ \frac{\pi}{2}, & A_{k} = 0 \end{cases}$$

เฟสของฮาร์มอนิกที่สอดคล้องกับเวลาสูงสุด  $(t_{max})$  ของฮาร์มอนิก นั่นคือ

$$t_{max} = \phi_k \frac{T}{2\pi k},$$

สัดส่วนของความแปรปรวนของ  $y_t$  สำหรับแต่ละฮาร์มอนิกสามารถอธิบายเขียนได้ดังนี้

$$R_k^2 = \frac{\frac{n}{2}C_k^2}{(n-1)S_y^2}$$

เมื่อ  $S^2{}_y$  คือความแปรปรวนของตัวอย่างของข้อมูล

ความแปรปรวนรวมของฮาร์มอนิกสามารถเขียนได้ดังสมการ

$$R^2 = \sum_{k=1}^{\frac{n}{2}} R_k^2$$

เนื่องจากข้อมูลปริมาณหยาดน้ำฟ้าเป็นข้อมูลราย 3 ชั่วโมง ดังนั้น การคำนวณหาค่าแอมพลิจูด (amplitude) ของฮาร์มอนิก(C<sub>k</sub>) จะต้องคูณด้วย F เพื่อให้ได้ค่าของแอมพลิจูดที่แท้จริง (Dai, 2001) ซึ่งค่า F ของแต่ละฮาร์มอนิก k สามารถหาได้จาก

$$F_k = \frac{\omega \Delta t}{\left[2sin\left(\frac{\omega \delta t}{2}\right)\right]},$$
$$= \frac{2\pi k}{T}$$

เมื่อ  $\omega$  คือ ความถี่เชิงมุม ,  $\omega$ 

t คือ คาบหรือช่วงเวลาเฉลี่ย (Averaging time period) , t = 3 ชั่วโมง

# บทที่ 4

### ผลการศึกษา

# 4.1 ฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° จากดาวเทียม TRMM ในระดับโลกและพื้นที่บริเวณประเทศไทย

ฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าสำหรับการศึกษาครั้งนี้ ที่ได้ดาวโหลดจาก Goddard Earth Sciences Data and Information Service Center และผ่านกระบวนการสกัดข้อมูลและประมวลผล ประกอบด้วย

ฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ระดับ 3 (Level3)TRMM 3B-42 version 6 (TRMM merged high quality/Infrared (IR) precipitation) ซึ่งได้ถูกประมวล ผลโดย TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) (Huffman et al., 2007) ฐานข้อมูล TRMM 3B-42 version 6 มีความละเอียดในเชิงพื้นที่เท่ากับ 0.25° x 0.25° และความ ละเอียดเชิงเวลา เท่ากับ 3 ชั่วโมง และครอบคลุมพื้นที่รอบโลกตั้งแต่เส้นรุ้ง 50° S ถึงเส้นรุ้ง 50° N (รูปที่ 4.1) โดยมีระยะเวลาตั้งแต่ ปี ค.ศ. 1998 ถึงปี ค.ศ. 2010 รวมระยะเวลาทั้งสิ้น 13 ปี จำนวนข้อมูลที่ดาวโหลดมีทั้งสิ้น 37,984 ไฟล์



รูปที่ 4.1: ขอบเขตของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 version 6 ซึ่งครอบคลุมพื้นที่รอบโลก ตั้งแต่เส้นรุ้ง 50°S ถึงเส้นรุ้ง 50° N
2. ฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย ซึ่งเป็นฐานข้อมูลที่ได้สกัดจากฐานข้อมูล TRMM 3B-42 version 6 ครอบคลุมขอบเขตพื้นที่ประ-เทศไทย (5.375°N ถึง 20.875°N และ 97.125°E ถึง 105.875°E) จำนวน 63 x 36 = 2,268 กริด (รูปที่ 4.2) โดยมีระยะเวลาตั้งแต่ปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ. 2009 รวมระยะเวลาทั้งสิ้น 10 ปี จำนวนข้อมูลที่สกัดและประมวลมีทั้งสิ้น 29,224 ไฟล์ โครงสร้างของฐานข้อมูล ดังแสดงในรูปที่ 4.3 ข้อมูล ได้ถูกแปลงและจัดเก็บในรูปของ text file (csv) เพื่อสะดวกในการนำไปใช้ในการวิเคราะห์ ชั้นตอนต่อไป

3. ฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25°ในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย เฉพาะช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) ซึ่งเป็นฐานข้อมูลที่ได้สกัดจากฐานข้อมูล TRMM 3B-42 version 6 ครอบคลุมขอบเขตพื้นที่ประเทศไทย (5.375°N ถึง 20.875°N และ 97.125°E ถึง 105.875°E) จำนวน 63 x 36=2,268 กริด โดยมีระยะเวลาเฉพาะช่วงมรสุมฤดูร้อน ตั้งแต่ปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ. 2009 รวมระยะเวลาทั้งสิ้น 10 ปี จำนวนข้อมูลที่ได้สกัดและประมวลมี ทั้งสิ้น 9,760 ไฟล์ โครงสร้างของฐานข้อมูล ดังแสดงในรูปที่ 4.4 เช่นเดียวกัน ข้อมูล ได้ถูกจัด เก็บในรูปของ text file (csv)



รูปที่ 4.2: ขอบเขตและตำแหน่งกริดของพื้นที่บริเวณประเทศไทย ที่ใช้ทำการสกัดข้อมูล จากฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในระหว่างปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009



รูปที่ 4.3: แสดงโครงสร้างของฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย



รูปที่ 4.4: แสดงโครงสร้างของฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° เฉพาะช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) ในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย

### 4.2 คุณภาพของฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้า TRMM ราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ในพื้นที่บริเวณประเทศไทย

ผลการตรวจสอบคุณภาพฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศไทยที่ ได้นำมาศึกษาในช่วงเวลา 10 ปี ตั้งแต่ปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ.2009 จำนวนทั้งสิ้น 29,224 ไฟล์ พบว่า มีการสูญหายของข้อมูล 22,282 ค่า จากข้อมูลทั้งหมด 66,280,032 ค่า คิดเป็น 0.034 เปอร์เซ็นต์ โดย ปี ค.ศ. 2006 มีจำนวนข้อมูลสูญหายสูงสุด รายละเอียดผลการตรวจสอบคุณภาพดังสรุปใน ตารางที่ 4.1 นอกจากนี้ ผลการตรวจสอบฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่บริเวณ ประเทศไทย เฉพาะช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน คือ ตั้งแต่เดือนมิถุนายนถึงเดือนกันยายน ระหว่างปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ.2009 ซึ่งมีจำนวนทั้งสิ้น 9,760 ไฟล์ ยังพบว่า มีการสูญหายของข้อมูล จำนวน 5,744 ค่า จากข้อมูลทั้งหมด 22,135,680 ค่า คิดเป็น 0.026 เปอร์เซ็นต์ โดยพบข้อมูลสูญหายในปี ค.ศ. 2001 ค.ศ.2003 และ ค.ศ.2004 ตามลำดับ รายละเอียดผลการตรวจสอบคุณภาพดังสรุปใน ิตารางที่ 4.2 จากผลการตรวจสอบดังกล่าว อาจสรุปได้ว่า ฐานข้อมูล TRMM ราย 3 ชั่วโมงแบบกริด ขนาด 0.25° ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศไทย ในระหว่างปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ.2009 มีจำนวน ข้อมูลสูญหาย น้อยกว่า 0.05% ซึ่งถือว่าเป็นสัดส่วนที่น้อยมาก และจะไม่ส่งผลกระทบต่อผลการ ้วิเคราะห์ความแปรปรวนเชิงพื้นที่และเวลา ทั้งนี้ ฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าจากดาวเทียม TRMM มี ้ความสมบูรณ์และความต่อเนื่องของข้อมูลสูง หากเปรียบเทียบกับฐานข้อมูลฝนที่ตรวจวัดจากสถานี ผิวพื้นในบริเวณประเทศไทย (แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาลและคณะ, 2553)

### ตารางที่ 4.1: สรุปผลการตรวจสอบข้อมูลสูญหายของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่ บริเวณประเทศไทย ในช่วงเวลา 10 ปี ตั้งแต่ปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009

đ	ຈໍ	ำนวนข้อมู	ີດ	
ีย ค.ศ.	ทั้งหมด	สูญหาย	เปอร์เซ็นต์	ชอเพล (จานวนคาสูญหาย)
2000	6,640,704	0	0	-
2001	6,622,560	6,363	0. 0961	3B42.010314.21.6(2,268), 3B42.010825.9.6(2,268),
				3B42.010920.15.6(479), 3B42.011024.3.6(162),
				3B42.011228.3.6(1,186)
2002	6,622,560	1,776	0.0268	3B42.020425.3.6(1776)
2003	6,622,560	2,609	0.0394	3B42.030318.15.6(341),3B42.030923.9.6(2,268)
2004	6,640,704	1,394	0.0210	3B42.040228.15.6(31), 3B42.040325.12.6(634)
				3B42.040921.15.6(729)
2005	6,622,560	537	0.0081	3B42.051129.12.6(537)
2006	6,622,560	8,785	0.1327	3B42.060208.15.6(1), 3B42.060208.21.6(366)
				3B42.060209.15.6(547), 3B42.060213.21.6(9)
				3B42.060214.21.6(465), 3B42.060215.21.6(938)
				3B42.060216.21.6(973), 3B42.060218.21.6(54)
				3B42.060222.21.6(16), 3B42.060223.21.6(216)
				3B42.060224.21.6(361), 3B42.060225.21.6(371)
				3B42.060226.21.6(84), 3B42.060303.21.6(309)
				3B42.060304.21.6(663), 3B42.060305.21.6(939)

đ	ຈຳ	านวนข้อมูล	ì	ط ۲ اور کې د د
ีบ ค.ศ.	ทั้งหมด	สูญหาย	เปอร์เซ็นต์	ชอเพล (จานวนคาสูญหาย)
				3B42.060307.21.6(101), 3B42.060312.21.6(567)
				3B42.060313.21.6(914), 3B42.060314.21.6(891)
2007	6,622,560	795	0.0120	3B42.070406.6.6A(795)
2008	6,640,704	23	0.0003	3B42.081027.21.6A(23)
2009	6,622,560	0	0	-
Total	66,280,032	22282	0.0336	

ตารางที่ 4.2: สรุปผลการตรวจสอบข้อมูลสูญหายของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่ บริเวณประเทศไทย ในช่วงเวลา 10 ปี ตั้งแต่ปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009 เฉพาะช่วงเดือนมรสุม ฤดูร้อน คือ ตั้งแต่เดือนมิถุนายน ถึง เดือนกันยายน

จำนวนข้อมูล		ດ	สื่อไฟล์ (ถ้ามาวนอ่าสุดเหวย)			
ีบ ค.ศ.	ทั้งหมด	สูญหาย	เปอร์เซ็นต์	ชอเพล (จานวนคาสูญหาย)		
2000	2,213,568	0	0	-		
2001	2,213,568	2,747	0.1241	3B42.010825.9.6(2,268), 3B42.010920.15.6(479)		
2002	2,213,568	0	0	-		
2003	2,213,568	2,268	0.1025	3B42.030923.9.6(2,268)		
2004	2,213,568	729	0.0329	3B42.040921.15.6(729)		
2005	2,213,568	0	0	-		

4	ຈຳ	านวนข้อมูล	1	á 1. lé
ีย ค.ศ.	ทั้งหมด	สูญหาย	เปอร์เซ็นต์	ชอโฟล (จานวนคาสูญหาย)
2006	2,213,568	0	0	-
2007	2,213,568	0	0	-
2008	2,213,568	0	0	-
2009	2,213,568	0	0	-
Total	22,135,680	5,744	0.0259	-

# 4.3 สถิติเบื้องต้นของฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้า TRMM ราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ในพื้นที่บริเวณประเทศไทย

ตารางที่ 4.3 และ 4.4 สรุปผลค่าสูงสุดของหยาดน้ำฟ้าตามราย 3 ชั่วโมงในช่วงเดือนมรสุม (มิถุนายน ถึง กันยายน) และรอบปีของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประ-เทศไทย ค่าสูงสุดของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงในรอบปี อยู่ในช่วง 36.9 ถึง 85.2 มิลลิเมตร/ชั่วโมง โดยค่าสูงสุดปรากฏในเวลาเที่ยง (12.00 น.) ของปี ค.ศ. 2000 ในขณะที่ ค่าสูงสุดของหยาดน้ำฟ้า ราย 3 ชั่วโมงในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน อยู่ในช่วง 28.9 ถึง 82.5 มิลลิเมตร/ชั่วโมง โดยค่าสูงสุด ปรากฏในเวลา 09.00 น. ของปี ค.ศ. 2003 ตารางที่ 4.3: สรุปผลค่าสูงสุดของหยาดน้ำฟ้าตามราย 3 ชั่วโมงในแต่ละปีของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศไทย

યંદ નં					ค่าสู	งสุด					- <del>"</del> a
สวเหงท	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	คาเฉลย
0	53.4	55.3	42.1	43.6	43.0	60.9	56.1	57.6	44.6	52.7	60.9
3	51.4	48.2	51.5	50.8	45.6	49.6	48.4	46.1	51.6	52.3	52.3
6	51.3	47.6	49.8	46.8	48.2	43.5	42.4	51.3	50.7	69.4	69.4
9	61.6	45.1	40.4	82.5	58.3	68.4	56.2	55.6	47.2	69.2	82.5
12	85.2	56.5	62.4	51.6	42.8	49.3	45.3	42.3	40.3	60.3	85.2
15	72.2	67.3	66.4	64.5	68.6	49.1	63.5	62.0	42.4	64.2	72.2
18	57.5	50.0	56.5	52.6	57.9	36.9	44.6	45.3	37.3	49.8	57.9
21	60.9	56.1	37.6	46.0	38.4	43.5	40.6	50.1	44.5	54.6	60.9

(หน่วย: มิลลิเมตร/ชั่วโมง)

ตารางที่ 4.4: สรุปผลค่าสูงสุดของหยาดน้ำฟ้าตามราย 3 ชั่วโมง เฉพาะช่วงเดือนมรสุม (มิถุนายน ถึง กันยายน) ของแต่ละปีของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่ประเทศไทย

ર્ગ ન					ค่าสู	งสุด					- a
สวเทงม	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	คาเฉลย
0	51.1	53.4	40.9	43.6	43.0	60.9	40.4	41.9	44.6	52.7	60.9
3	51.4	44.5	51.5	47.8	45.6	49.6	48.4	46.1	51.6	35.8	51.6
6	50.3	47.6	49.8	46.8	48.2	34.3	41.1	51.3	50.7	69.4	69.4
9	61.6	43.6	37.3	82.5	58.3	68.4	56.2	55.6	47.2	69.2	82.5
12	64.3	52.2	56.8	51.6	42.8	49.3	45.3	36.4	30.1	60.3	64.3
15	72.2	44.5	47.8	60.9	68.6	49.1	63.5	62.0	29.4	53.2	72.2
18	57.4	47.6	56.5	52.6	43.9	36.9	39.8	45.3	36.3	49.8	57.5
21	53.9	56.1	37.6	46.0	37.9	28.9	39.2	50.1	44.5	54.6	56.1

(หน่วย: มิลลิเมตร/ชั่วโมง)

ค่าเฉลี่ยราย 3 ชั่วโมงของข้อมูลหยาดน้ำฟ้าในแต่ละปีและเฉพาะช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อนจาก ดาวเทียม TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศไทย ดังสรุปในตารางที่ 4.5 และ 4.6 เมื่อพิจารณาค่าเฉลี่ยราย 3 ชั่วโมงในแต่ละปี พบว่า มีค่าอยู่ในช่วง 0.128 ถึง 0.330 มิลลิเมตร/ชั่วโมง โดยมีค่าสูงสุดเกิดขึ้นในช่วงเวลา 09.00 ถึง 12.00 น. สำหรับค่าเฉลี่ยราย 3 ชั่วโมง เฉพาะช่วงเดือน มรสุมฤดูร้อน มีค่าที่สูงและช่วงที่กว้างกว่าค่าเฉลี่ยราย 3 ชั่วโมงในแต่ละปี กล่าวคือ มีค่าอยู่ในช่วง 0.213 ถึง 0.514 มิลลิเมตร/ชั่วโมง โดยค่าที่สูงกว่าปกติ มีแนวโน้มเกิดขึ้นในช่วงที่กว้างของ วงจรรอบวัน คือ ตั้งแต่เวลา 09.00 ถึง 18.00 น. ทั้งนี้ ค่าเฉลี่ยและค่าสูงสุดของข้อมูลหยาดน้ำฟ้าจากดาวเทียม TRMM ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศไทย มีค่าและช่วงที่สอดคล้องกับฐานข้อมูล TRMM ที่ Takahashi et al. (2010) ใช้สำหรับศึกษารูปความแปรปรวนหยาดน้ำฟ้ารอบวันในพื้นที่อินโดจีน และฐานข้อมูล TRMM ระดับโลก (Kikuchi and Wang, 2008)

ตารางที่ 4.5: สรุปผลค่าเฉลี่ยของหยาดน้ำฟ้าตามราย 3 ชั่วโมงในแต่ละปีของฐานข้อมูล TRMM 3B-42 V6 ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศไทย

યંદ નં					ค่าสู	งสุด					- 4
ชวเมงท	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	า คาเฉลย
0	0.202	0.181	0.167	0.169	0.164	0.161	0.167	0.171	0.178	0.157	0.172
3	0.178	0.177	0.142	0.145	0.133	0.128	0.145	0.156	0.159	0.144	0.151
6	0.173	0.206	0.190	0.182	0.193	0.200	0.212	0.206	0.201	0.194	0.196
9	0.330	0.286	0.264	0.244	0.221	0.231	0.254	0.258	0.249	0.252	0.259
12	0.272	0.249	0.237	0.231	0.215	0.199	0.208	0.219	0.258	0.198	0.229
15	0.239	0.228	0.202	0.203	0.174	0.174	0.184	0.200	0.207	0.172	0.198
18	0.220	0.216	0.187	0.194	0.194	0.202	0.198	0.198	0.209	0.170	0.198
21	0.221	0.208	0.186	0.190	0.169	0.185	0.188	0.203	0.189	0.185	0.193

(หน่วย: มิลลิเมตร/ชั่วโมง)

ર્ગ ન					ค่าสู	งสุด					- <del>"</del> a
สวเหงท	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	คาเฉลย
0	0.312	0.286	0.283	0.285	0.308	0.259	0.295	0.278	0.260	0.243	0.281
3	0.260	0.265	0.243	0.238	0.250	0.213	0.258	0.245	0.228	0.234	0.244
6	0.242	0.311	0.316	0.306	0.348	0.307	0.344	0.307	0.277	0.299	0.306
9	0.514	0.419	0.427	0.402	0.410	0.390	0.417	0.389	0.351	0.381	0.410
12	0.415	0.362	0.380	0.395	0.392	0.337	0.351	0.349	0.380	0.299	0.366
15	0.362	0.334	0.342	0.367	0.334	0.302	0.328	0.329	0.303	0.287	0.329
18	0.357	0.353	0.329	0.349	0.351	0.336	0.352	0.332	0.309	0.283	0.335
21	0.336	0.334	0.319	0.341	0.326	0.320	0.349	0.338	0.276	0.304	0.324

(หน่วย: มิลลิเมตร/ชั่วโมง)

เมื่อพิจารณาคุณภาพข้อมูลหยาดน้ำฟ้าจากดาวเทียม TRMM ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศ-ไทยในแง่ของการแจกแจง พบว่า ฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้าจากดาวเทียม TRMM มีลักษณะการแจก แจงแบบเบ้บวก (Positively skewed distribution) ซึ่งเป็นรูปแบบที่ไม่สมมาตร ที่พบโดยทั่วไปใน ฐานข้อมูลฝนรายวันที่เก็บรวบรวมและวิเคราะห์ในหลายภูมิของโลก (Osborn and Hulme, 2002; Auger et al., 2003; Wijngaard et al., 2003; Feng et al., 2004) โดยความถี่ประมาณ 60% เป็นความถี่ของฝนที่มีค่าเป็นศูนย์หรือวันที่ฝนไม่ตกและความถี่ส่วนน้อย เป็นค่าที่สูงกว่าปกติหรือ เหตุการณ์ฝนตกหนัก ตารางที่ 4.7 แสดงฟังก์ชันหนาแน่นความน่าจะเป็นในรูปของ Gamma distribution ที่ใช้ศึกษาข้อมูลหยาดน้ำฟ้าในแต่ละปี ทั้งนี้พารามิเตอร์ในรูปของ shape และ scale ได้ถูกประมาณจาก maximum likelihood โดยการแจกแจงในภาพรวมของฐานข้อมูลหยาดน้ำฟ้า จากดาวเทียม TRMM ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศไทย แสดงในรูปที่ 4.5

ตารางที่ 4.7: แสดงฟังก์ชันหนาแน่นความน่าจะเป็นในรูปของ Gamma distribution ของปริมาณหยาดน้ำฟ้า (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในแต่ละปี

		Estimat	ted parameter			
Year	Fitted function	Shape	Scale	Mean	SD	
2000	Gamma	2.20	0.159	0.350	1.56	
2001	Gamma	2.09	0.160	0.335	1.41	
2002	Gamma	2.03	0.163	0.330	1.32	
2003	Gamma	2.10	0.160	0.335	1.41	
2004	Gamma	2.09	0.163	0.340	1.34	
2005	Gamma	1.84	0.165	0.302	1.23	
2006	Gamma	2.03	0.166	0.337	1.29	
2007	Gamma	1.94	0.166	0.321	1.3	
2008	Gamma	1.77	0.169	0.298	1.44	
2009	Gamma	1.75	0.167	0.291	1.21	



(ข) ภาพขยายบริเวณพิสัยของข้อมูล 0 ถึง 3.2 มิลลิเมตร/ชั่วโมง

รูปที่ 4.5: กราฟแสดงฟังก์ชันหนาแน่นความน่าจะเป็นในรูปของ Gamma distribution ของหยาดน้ำฟ้า (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) จำแนกตามปี

#### 4.4 ลักษณะเชิงพื้นที่ของหยาดน้ำฟ้า TRMM ราย 3 ชั่วโมง ในพื้นที่บริเวณประเทศไทย

รูปที่ 4.6 และ 4.7 แสดงค่าเฉลี่ยระยะยาวระหว่างปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ.2009 คำนวณตามราย 3 ชั่วโมงของข้อมูลหยาดน้ำฟ้า เฉพาะช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) ในบริเวณพื้นที่ ประเทศไทย เพื่อปรับแก้ความแตกต่างของเวลาตามตำแหน่ง longitude เวลาจริงของท้องถิ่นที่เรียก ว่า เวลาเฉลี่ยท้องถิ่น (Local Mean Time) ได้ถูกแปลงเป็นเวลาสุริยะคติท้องถิ่น (Local Solar Time, LST) ซึ่งเป็นเวลาพื้นฐานตามความรู้สึกของมนุษย์ ที่ได้สมมุติให้วันที่เกิดจากวงดวงอาทิตย์ สมมุติหรือดวงอาทิตย์เฉลี่ยที่มีทางโคจรที่สม่ำเสมอบนท้องฟ้ามาพิจารณาแทนดวงอาทิตย์ จากผล การวิเคราะห์ พบว่า ค่าเฉลี่ยหยาดน้ำฟ้ารอบวันในช่วงมรสุมฤดูร้อนในประเทศไทย มีค่าอยู่ในช่วง 0.2 ถึง 1.0 มิลลิเมตร/ชั่วโมง ในช่วงเวลา 00.00 ถึง 09.00 LST ปริมาณหยาดน้ำฟ้ามีค่าสูงกว่าปกติ ในบริเวณตอนบนของภาคตะวันออกเฉียงเหนือและบริเวณพื้นที่จังหวัดตราด ที่ติดกับประเทศ กัมพูชา (รูปที่ 4.6) สำหรับช่วงเวลา 18.00 ถึง 21.00 LST พบพื้นที่ปกคลุมด้วยหยาดน้ำฟ้าที่มีค่าสูง กว่าปกติ เป็นบริเวณกว้างครอบคลุมพื้นที่ภาคกลาง ภาคตะวันออกและบางส่วนของภาค

รูปที่ 4.8-4.10 แสดงลักษณะการกระจายตัวเชิงพื้นที่ของค่าเฉลี่ยหยาดน้ำฟ้าช่วงเดือนมรสุมฤดู ร้อนในแต่ละปี ดั้งแต่ ปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ.2009 โดยนำข้อมูลราย 3 ชั่วโมงสำหรับเดือนมิถุนายนถึง กันยายนในแต่ละปี มาหาค่าเฉลี่ย จากแผนที่ พบว่า ค่าเฉลี่ยหยาดน้ำฟ้าในแต่ละพื้นที่ของประเทศ-ไทย โดยส่วนใหญ่มีค่าอยู่ในช่วง 0.1 ถึง 0.4 มิลลิเมตร/ชั่วโมง และมีลักษณะที่เปลี่ยนแปลงไปใน แต่ละปี โดยปริมาณหยาดน้ำฟ้าส่วนใหญ่ในประเทศไทยในปี ค.ศ. 2007 มีค่าต่ำกว่า เมื่อเปรียบ-เทียบกับหยาดน้ำฟ้าในปี ค.ศ. 2000 ค.ศ.2008 และ ค.ศ.2009 (รูปที่ 4.8 ถึง 4.10) ในแง่การกระ-จายตัวเชิงพื้นที่ พบว่า ปริมาณหยาดน้ำฟ้าในบริเวณพื้นที่จังหวัดตราดที่ติดกับประเทศกัมพูชา มีค่า สูงกว่าพื้นที่อื่นๆ โดยบางปี เช่น ปี ค.ศ. 2000 มีค่าสูงกว่า 1 มิลลิเมตร (รูปที่ 4.8)



รูปที่ 4.6: ค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ตามราย 3 ชั่วโมง (00.00, 03.00, 06.00 และ 09.00 LST) ของข้อมูลหยาดน้ำฟ้า (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน)



รูปที่ 4.7: ค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ตามราย 3 ชั่วโมง (12.00, 15.00, 18.00 และ 21.00 LST) ของข้อมูลหยาดน้ำฟ้า (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน)



รูปที่ 4.8: ค่าเฉลี่ยหยาดหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (เดือนมิถุนายน ถึง กันยายน) ตั้งแต่ปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2003

66



รูปที่ 4.9: ค่าเฉลี่ยหยาดหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (เดือนมิถุนายน ถึง กันยายน) ตั้งแต่ปี ค.ศ.2004 ถึง ค.ศ.2007



รูปที่ 4.10: ค่าเฉลี่ยหยาดหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ในช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อน (เดือนมิถุนายน ถึง กันยายน) ตั้งแต่ปี ค.ศ.2008 ถึง ค.ศ.2009

#### 4.5 ค่าเฉลี่ยระยะยาวของความถี่และความแรงฝนรายวันในช่วงมรสุมฤดูร้อน

ค่าเฉลี่ยระยะยาวในระหว่าง ปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ.2009 ของความถี่จำนวนวันฝนตกและความ แรง ฝนรายวันในช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) ได้คำนวณจากข้อมูลราย 3-ชั่วโมง ในแต่ละกริดในโดเมนที่ครอบคลุมประเทศไทย เพื่อวิเคราะห์ภาพเฉลี่ยการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่ ของความถี่และความแรงของเหตุการณ์ฝนรายวัน

รูปที่ 4.11 แสดงค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของปริมาณหยาดน้ำฟ้ารวมใน ช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) วิเคราะห์จากข้อมูลราย 3-ชั่วโมงแบบกริดจากดาวเทียม TRMM 3B42 V6 ภาพเฉลี่ยของปริมาณหยาดน้ำฟ้ารวมในช่วงมรสุมฤดูร้อนในประเทศไทย บ่ง

68

ชี้ถึงความแตกต่างเชิงพื้นที่ของปริมาณหยาดน้ำฟ้ารวม โดยค่าสูงสุดปรากฏในบริเวณภาคใต้ฝั่ง อันดามัน ภาคตะวันออกและภาคตะวันออกเฉียงเหนือส่วนบน ซึ่งมีค่าเฉลี่ยสูงกว่า 25 มิลลิเมตร (รูปที่ 4.11) สำหรับพื้นที่อื่น ปริมาณหยาดน้ำฟ้ารวมในช่วงมรสุมฤดูร้อนมีค่าอยู่ในช่วงกว้างตั้งแต่ ค่าใกล้ศูนย์ถึง 20 มิลลิเมตร (รูปที่ 4.11)

ค่าเฉลี่ยระยะยาวของความถี่จำนวนวันฝนตก ในรูปสัดส่วนจำนวนวันฝนตกต่อจำนวนวันทั้ง-ทมดในช่วงมรสุมฤดูร้อน แสดงในรูปที่ 4.12 โดยวันที่ฝนตก หมายถึงวันที่มีปริมาณฝนมากกว่า 1 มิลลิเมตร/วัน ในกรณีข้อมูลฝนรายวันจากดาวเทียม (Dai et al., 2007) จากแผนที่ พบว่า ความถี่ ของจำนวนวันฝนตกในช่วงมรสุมฤดูร้อนในประเทศไทย มีค่าอยู่ในช่วงกว้าง ตั้งแต่น้อยกว่า 25% ถึงมากกว่า 75% และมีความแปรปรวนสูงในเชิงพื้นที่ โดยจำนวนวันฝนตกในช่วงมรสุมฤดูร้อน มี ความถี่สูงในพื้นที่ที่ติดกับประเทศพม่า ลาวและกัมพูชา ในบริเวณบางส่วนของภาคตะวันตก ภาค ตะวันออก และบางส่วนของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ (รูปที่ 4.12) พื้นที่ภาคกลางตอนล่าง รวมถึง กรุงเทพฯและปริมณฑล และภาคใต้ฝั่งอ่าวไทย มีสัดส่วนความถี่ของจำนวนวันฝนตกในช่วงมรสุม ฤดูร้อนต่ำสุด (รูปที่ 4.12) เมื่อเปรียบเทียบกับผลการศึกษาของ Dai et al. (2007) ที่วิเคราะห์ความ-ถี่ของจำนวนวันฝนตกในช่วงเตือนมิถุนายน ถึง สิงหาคม ในระดับโลกด้วยข้อมูล TRMM 3B42 พบว่า ความถิ่ของจำนวนวันฝนตกที่คำนวณได้ในการศึกษานี้ อยู่ในช่วงเดียวกันที่สามารถเปรียบ เทียบกันได้ ในโดเมนเดียวกัน

รูปที่ 4.13 แสดงค่าเฉลี่ยในระหว่างปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ. 2009 ของความแรงฝนรายวันใน ช่วงมรสุมฤดูร้อน โดยความแรงฝน คำนวณจากปริมาณฝนรวมในช่วงมรสุมฤดูร้อนหารด้วยจำนวน วันฝนตกในช่วงเดียวกัน (Dai et al., 2007) ผลการวิเคราะห์ พบว่า ความแรงฝนในช่วงมรสุม ฤดูร้อนในประเทศไทย มีรูปแบบเชิงพื้นที่คล้ายคลึงกับปริมาณหยาดน้ำฟ้ารวม แต่แตกต่างจาก ความถี่ของจำนวนวันฝนตก (รูปที่ 4.11 ถึง รูปที่ 4.13) เมื่อเปรียบเทียบกับความถี่ของจำนวน วันฝน (รูปที่ 4.12 และ รูปที่ 4.13) ภาคใต้ฝั่งอันดามันเป็นพื้นที่ที่มีความแรงฝนในช่วงมรสุม ฤดูร้อนสูงสุด โดยเฉลี่ยสูงกว่า 25 มิลลิเมตรต่อวัน ภาคตะวันออก เป็นพื้นที่หนึ่งที่ความแรงฝนสูง เทียบเท่ากับภาคใต้ฝั่งอันดามัน เมื่อพิจารณาในรายละเอียด พบว่า ความแรงฝนที่สูงในภาคใต้ฝั่ง อันดามัน เกิดจากค่าปริมาณฝนรวมที่สูงแต่ค่าจำนวนวันฝนตกที่ต่ำ แต่ในขณะที่ ความแรงฝนที่สูง ในภาคตะวันออก เกิดจากทั้งค่าปริมาณฝนรวมและจำนวนวันฝนตกที่สูง (รูปที่ 4.12 และ รูปที่ 4.13) สำหรับความแรงฝนในภาคกลางและภาคเหนือ ในภาพรวมมีค่าค่อนข้างต่ำ ส่วนความแรง ฝนในภาคเฉียงเหนือตอนบนและบางส่วนของอีสานล่าง มีค่าสูงกว่า 20 มิลลิเมตรต่อวัน (รูปที่ 4.13)



รูปที่ 4.11: แผนที่แสดงค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของปริมาณหยาดน้ำฟ้ารวม ในช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) วิเคราะห์จากข้อมูลฝนราย 3-ชั่วโมงแบบกริด จากดาวเทียม TRMM 3B42 V6



รูปที่ 4.12: แผนที่แสดงค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของความถี่จำนวนวันฝนตก ในช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) วิเคราะห์จากข้อมูลฝนราย 3 ชั่วโมงแบบกริด จากดาวเทียม TRMM 3B42 V6



รูปที่ 4.13: แผนที่แสดงค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของความแรงฝนรายวัน ในช่วงมรสุมฤดูร้อน (มิถุนายน ถึง กันยายน) วิเคราะห์จากข้อมูลฝนราย 3 ชั่วโมงแบบกริด จากดาวเทียม TRMM 3B42 V6

#### 4.6 ความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าช่วงมรสุมฤดูร้อนในภาพรวมพื้นที่บริเวณประเทศไทย

ข้อมูลค่าเฉลี่ยในระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าที่ตรวจวัดทุกๆ 3 ชั่วโมงใน รอบวัน (00.00, 03.00, 06.00, 09.00, 12.00, 15.00, 18.00, 21.00 LST) เฉพาะช่วงมรสุม ฤดูร้อน ได้ถูกนำมาวิเคราะห์ด้วยเทคนิค Empirical Orthogonal Function (EOF) เพื่ออธิบาย ความแปรปรวนเชิงพื้นที่ และเวลาในคาบรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในภาพรวมของประเทศไทย ก่อน ทำการวิเคราะห์ EOF ได้คำนวณค่าผิดปกติ (Anomaly) ของข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงในแต่ ละกริด โดยลบด้วยค่าเฉลี่ยระยะยาวในแต่ละเวลาของรอบวัน (Climatological mean) ซึ่งค่าเฉลี่ย ระยะยาวในที่นี้ หมายถึง ค่าหยาดน้ำฟ้า ณ เวลา 00.00, 03.00, 06.00, 09.00, 12.00, 15.00, 18.00, 21.00 LST เฉพาะช่วงเดือนมิถุนายน ถึง กันยายนของปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009 ตามลำดับ EOF ได้ถูกคำนวณจากเมตริกซ์ของจำนวนกริดและเวลาในรอบวัน (2,268 กริด x 8 เวลา)

ผลการวิเคราะห์ด้วย Scree plot ซึ่งแสดงถึงสัดส่วนความแปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในแต่ ละโหมด พบว่า EOF ในโหมดที่ 1 และ 2 สามารถอธิบายความแปรปรวนของค่าเฉลี่ยวงจรรอบวัน ระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อนในภาพรวมของประเทศไทยได้ถึง 68.7% และ 21.8% ของความแปรปรวนทั้งหมด ตามลำดับ เมื่อพิจารณารวมกันแล้ว EOF ทั้งสองโหมด สามารถอธิบาย ความแปรปรวนเกือบทั้งหมดของข้อมูล กล่าวคือ 90.5% ของความแปรปรวนทั้งหมด (รูปที่ 4.14 รูปที่ 4.15 และ รูปที่ 4.16) แสดงโครงสร้างเชิงพื้นที่ (Eigenvectors หรือ Component loading) ของ EOF โหมดที่ 1 และ 2 สำหรับค่าเฉลี่ยวงจรรอบวันระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน โดยนำเสนอในรูปเปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในแต่ละกริด ซึ่งแสดงถึงระดับความสัมพันธ์หรือสัด-ส่วนความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของข้อมูลในแต่ละกริดใน EOF โหมดที่ 1 และ 2 ตามลำดับ ลักษณะ เชิงพื้นที่ของ EOF โหมดที่ 1 สำหรับค่าเฉลี่ยวงจรรอบวันระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดู ร้อน อธิบายได้ดังนี้ คือ ค่า Component loading ของ EOF โหมดที่ 1 บ่งชี้ถึงทุกกริดบริเวณพื้นดิน มีความสัมพันธ์หรือความแปรปรวนเชิงบวกกับ EOF โหมดที่ 1 และมีระดับความสัมพันธ์ไม่แตก ต่างกันมากนัก โดยเปอร์เซ็นต์ความแปรปรวน มีค่าอยู่ในช่วงประมาณ มากกว่า 0% ถึง 5% ยกเว้น บางพื้นที่ในประเทศกัมพูชา มีค่าสูงประมาณ 10% (รูปที่ 4.15) เมื่อพิจารณาเฉพาะในประเทศไทย จากโครงสร้างเชิงพื้นที่ดังกล่าว อาจกล่าวได้ว่าความแปรปรวนของวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าใน ช่วงมรสุมฤดูร้อนในภาพรวมที่ปรากฏใน EOF โหมดที่ 1 มีลักษณะที่คล้ายคลึงกัน กรณีพื้นที่ ทะเลในบริเวณทะเลอันดามันและอ่าวไทย โครงสร้างเชิงพื้นที่ของ EOF โหมดที่ 1 สำหรับค่าเฉลี่ย วงจรรอบวันระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน มีลักษณะที่แตกต่างกันเมื่อเปรียบเทียบ กับพื้นที่บริเวณพื้นดิน โดยมีความสัมพันธ์หรือความแปรปรวนเชิงฉบกับ EOF โหมดที่ 1 โดยสัด-ส่วนความแปรปรวนมีค่าใกล้เคียงกับค่าที่พบบริเวณพื้นดิน (รูปที่ 4.15) ส่วนโครงสร้างเชิงพื้นที่ ของ EOF โหมดที่ 2 มีลักษณะที่แตกต่างจาก EOF โหมดที่ 1 กล่าวคือ Component loading มีค่าเป็นลบในพื้นที่บริเวณภาคใต้ซึ่งมีลักษณะที่เหมือนกับบริเวณทะเลอันดามัน และอ่าว ไทย ในขณะที่ มีค่าเป็นบวกในบริเวณภาคกลาง ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคเหนือของ ประเทศไทย (รูปที่ 4.16)

เมื่อวิเคราะห์ความแปรปรวนในรอบวันของแต่ละโหมดในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย พบว่า EOF โหมดที่ 1 สำหรับค่าเฉลี่ยวงจรรอบวันระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน มีค่าสูงสุดใน ช่วงบ่ายถึงเย็น [15.00 ถึง 18.00 LST] แต่มีค่าต่ำสุดในช่วงเวลา 06.00 ถึง 09.00 LST (รูปที่ 4.17) ซึ่งเป็นรูปแบบวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่พบบริเวณพื้นดินโดยทั่วไป ที่มีลักษณะแอมพลิจูดสูง อันเนื่องมาจากความแตกต่างระหว่างพื้นทะเลและพื้นดินในรูปของความร้อน ความชื้นและโมเมน ตัม (Kikuchi and Wang, 2008) ในขณะที่ วงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่ปรากฏใน EOF โหมด ที่ 2 แสดงค่าสูงสุดในช่วงเวลากลางคืน [21.00 ถึง 00.00 LST] และค่อยๆ ลดลงอย่างต่อเนื่องถึง ค่าต่ำสุด เวลาตอนบ่าย [15.00 LST] (รูปที่ 4.17) ทั้งนี้ วงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่ปรากฏใน EOF โหมดที่ 2 มักมีรูปแบบเฉพาะในแต่ละพื้นที่ซึ่งสะท้อนถึงความแปรปรวนจำเพาะในเชิง ภูมิประเทศ (Kikuchi and Wang, 2008)



รูปที่ 4.14: Scree plot แสดงสัดส่วนความแปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในแต่ละ EOF โหมด สำหรับข้อมูลค่าเฉลี่ยในระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน (00.00, 03.00, 06.00, 09.00, 12.00, 15.00, 18.00, 21.00 LST) ในช่วงมรสุมฤดูร้อน



รูปที่ 4.15: โครงสร้างเชิงพื้นที่ (Eigevector หรือ component loading) ของ EOF โหมดที่ 1 สำหรับค่าเฉลี่ยวงจรรอบวันระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน



รูปที่ 4.16: โครงสร้างเชิงพื้นที่ (Eigevector หรือ component loading) ของ EOF โหมดที่ 2 สำหรับค่าเฉลี่ยวงจรรอบวันระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน



รูปที่ 4.17: แสดง Time coefficient ของ EOF โหมดที่ 1 และ 2 สำหรับค่าเฉลี่ยวงจรรอบวัน ระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน

## 4.7 เปรียบเทียบความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้ารอบวันในภาพรวมของพื้นที่บริเวณ ประเทศไทย ตามเฟสการเปลี่ยนแปลงของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้

ดัชนี South Asian Summer Monsoon Index (SASMI) ซึ่งเป็นดัชนีหนึ่งที่ใช้ติดตามความแปร ปรวนตามฤดูกาลและระหว่างปีของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ ในแง่ความแรงและเฟสการเปลี่ยนแปลง ได้ถูกนำมาใช้เป็นเกณฑ์ เพื่อเปรียบเทียบและอธิบายรูปแบบและลักษณะความแปรปรวนรอบวัน ของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อนในภาพรวมบริเวณพื้นที่ประเทศไทย โดยดัชนี SASMI บ่งชี้ถึง การเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลของความแรงและทิศทางของลม ซึ่งคำนวณจาก Dynamic Normalized Seasonality (DNS) หรือความแรงของลมที่ความสูง 850 hPa ในโดเมนเอเชียใต้ (5° N ถึง 22.5° N และ 35° E ถึง 97.5° E) สำหรับเดือนมิถุนายน ถึง กันยายน (Li and Zeng, 2002, 2003, 2005) แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอนุกรมดัชนี SASMI ที่ผ่านการ normalize สำหรับช่วงเดือน มิถุนายน ถึง กันยายน แสดงในรูปที่ 4.18 จากการสังเกตอนุกรมดัชนี SASMI พบว่า การเปลี่ยน แปลงระหว่างปีเป็นลักษณะที่โดดเด่น อย่างไรก็ตาม การเปลี่ยน แปลงในคาบเวลาที่มากกว่า 10 ปี รวมทั้งการเปลี่ยนแปลงในระยะยาว ยังเป็นองค์ประกอบที่สำคัญที่ปรากฏในอนุกรมดัชนี (รูปที่ 4.18)

เมื่อพิจารณาลักษณะและการเปลี่ยนแปลงของดัชนี SASMI ในบริบทของปรากฏการณ์เอ็นโซ่ (El Niño-Southern Oscillation; ENSO) พบว่า มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีความสัมพันธ์อย่างมีนัย สำคัญกับปรากฏการณ์เอ็นโซ่ โดยมีความสัมพันธ์ในลักษณะที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ อ่อนกำลังลง ในปีที่เกิดเหตุการณ์ Warm phase (El Niño) ในทางตรงกันข้าม มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ กลับมีกำลัง แรงขึ้นในปีที่เกิดเหตุการณ์ Cold phase (La Niña) (ค่าสัมประสิทธ์สหสัมพันธ์ของ Spearman (*r<sub>s</sub>*) ระหว่างดัชนี SASMI ช่วงเดือนมิถุนายน ถึง กันยายนและดัชนี Multi-ENSO Index (MEI) รายปี ระหว่างปี ค.ศ.1950 ถึง ค.ศ.2009 มีค่าเท่ากับ -0.44 เมื่อ p น้อยกว่า 0.001 และ n=60 เมื่อ

พิจารณาเฉพาะปีที่เกิดเหตุการณ์ และ La Niña ที่รุนแรง โดยใช้ค่า ±1SD เป็น El Niño หลักเกณฑ์ในคัดเลือกปีที่เหตุการณ์ El Niño และ La Niña อยู่ในระดับที่รุนแรงจากดัชนี MEI เพื่อนำไปวิเคราะห์ด้วยเทคนิค Composite analysis (Hanawa et al., 1989a, b) กับดัชนี SASMI โดยปีที่เกิดเหตุการณ์ El Niño ในระดับที่รุนแรง (ค่าดัชนี MEI มากกว่า 1SD) คือ ค.ศ.1982, ค.ศ.1983, ค.ศ.1987, ค.ศ.1992, ค.ศ.1993 และ ค.ศ.1997 และปีที่เกิดเหตุการณ์ La Niña ในระดับที่รุนแรง (ค่าดัชนี MEI น้อยกว่า 1SD) คือ ค.ศ.1950, ค.ศ.1955, ค.ศ.1956, ค.ศ.1971, ค.ศ.1974 และ ค.ศ.1975 (รูปที่ 4.19) ผลการวิเคราะห์ Composite analysis ของดัชนี SASMI เฉพาะปีที่เกิด ปรากฏการณ์ ENSO รุนแรง พบว่า ในช่วงที่เกิดเหตุการณ์ La Niña ในระดับที่รุน-แรง แนวโน้มมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลังแรงขึ้นกว่าปกติ (ค่าดัชนีมรสุมฤดูร้อน มีค่ามากกว่า 0) ในทางตรงกันข้าม มรสุมฤดูร้อน มีแนวโน้มอ่อนกำลังลงกว่าปกติ (ค่าดัชนี SASMI มีค่าน้อยกว่า 0) ในปีที่เกิดเหตุการณ์El Niño ในระดับที่รุนแรง (รูปที่ 4.20) ซึ่งสอดคล้องกับผลการวิเคราะห์ ความสัมพันธ์และผลการศึกษาที่ผ่านมา (Kumar et al., 1999; Krishnamurthy and Goswami, 2000; Wang et al., 2008) เมื่อเปรียบเทียบค่าดัชนีมรสุมฤดูร้อนระหว่างทั้งสองเฟสของปรากฎการณ์ ENSO รุนแรง พบว่า มีค่าที่แตกต่างอย่างชัดเจน (รูปที่ 4.20)

สำหรับหลักเกณฑ์ชี้วัดถึงความแรงและอ่อนกำลังของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้กว่าปกติ ในแต่ละปี เพื่อวิเคราะห์ และเปรียบเทียบลักษณะความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน ในภาพรวมบริเวณพื้นที่ประเทศไทยในการศึกษานี้ คือ ค่า ±11SD (ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน) โดยปี ที่มรสุมฤดูร้อนมีกำลังแรงขึ้น เมื่อค่าดัชนี SASMI สูงกว่า 1SD ในทางตรงกันข้าม ค่าดัชนี SASMI ในปีใดที่ต่ำกว่า 1SD หมายถึง ปีที่มรสุมฤดูร้อนอ่อนกำลังลง (Wang et al., 2001; Limsakul et al., 2010) บนพื้นฐานของหลักเกณฑ์ดังกล่าว พบว่า ปีที่มรสุมฤดูร้อนมีกำลังแรงขึ้น ส่วนใหญ่เกิดขึ้นใน ช่วงก่อนกลางทศวรรษที่ 1970 ในขณะที่ มรสุมฤดูร้อน อ่อนกำลังอย่างต่อเนื่องในรอบ 3 ทศวรรษ ที่ผ่านมา สำหรับระหว่างปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009 สามารถจำแนกปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มี กำลังแรง คือ ปี ค.ศ.2007 ในขณะปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้อ่อนกำลัง คือ ปี ค.ศ.2009 ส่วนปีที่ เหลือ (ปี ค.ศ.2000, ค.ศ.2001, ค.ศ.2002, ค.ศ.2003, ค.ศ.2004, ค.ศ.2005, ค.ศ.2006 และ ค.ศ.2008) จัดว่ามรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังปกติ (รูปที่ 4.18)



แสดงการเปลี่ยนแปลงของอนุกรมดัชนี รูปที่ สำหรับช่วง 4.18: normalized SASMI มิถุนายน ถึง กันยายน ในระหว่างปี เดือน (JJAS) ค.ศ.1948 ถึง ค.ศ.2010 แสดงค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ ในคาบเวลา เส้นสีดำ ป็ 5 (5-yr moving average) ส่วนเส้นประแสดงขอบเขตค่า ±1SD



รูปที่ 4.19: แสดงการเปลี่ยนแปลงของอนุกรมดัชนี normalized MEI รายปีในระหว่างปี ค.ศ.1950 ถึง ค.ศ.2009 เส้นสีดำ แสดงค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ในคาบเวลา 5 ปี (5 years moving average) ส่วนเส้นประแสดงขอบเขตค่า ±1SD



รูปที่ 4.20: Box plot เปรียบเทียบค่าดัชนีมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ (SASMI) ในช่วงเหตุการณ์ El Niño และ La Niña ในระดับรุนแรง ( ±1SD)

ข้อมูลหยาดน้ำฟ้าในรอบวันราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน ระหว่างปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ. 2009 ได้ถูกจัดแบ่งออกเป็น 3 กลุ่ม ตามความแรงและเฟสการเปลี่ยนแปลงของดัชนี SASMI (ตารางที่ 4.8) โดยข้อมูลค่าเฉลี่ยรอบวันราย 3 ชั่วโมงในแต่ละ ถูกนำไปวิเคราะห์ความแปรปรวนเชิง พื้นที่และเวลาด้วยเทคนิค EOF หลังจากได้คำนวณค่าผิดปกติในแต่ละกริด

ผลการวิเคราะห์ EOF ดังแสดงในรูปที่ 4.21 ถึง รูปที่ 4.25 พบว่าไม่ปรากฏความแตกต่าง อย่างชัดเจนหรือมีนัยสำคัญของความแปรปรวนเชิงพื้นที่และเวลา รวมทั้งสัดส่วนของความแปร-ปรวนที่สามารถอธิบายได้ใน EOF โหมดที่ 1 และ 2 ของข้อมูลหยาดน้ำฟ้ารอบวันในบริเวณพื้นที่ ประเทศไทยในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังแรงกว่าปกติ ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลัง ปกติ และในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้อ่อนกำลังกว่าปกติ ตามลำดับ

ตารางที่ 4.8: การแบ่งกลุ่มของข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน ระหว่างปี ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009 ตามความแรงและเฟสการเปลี่ยนแปลงของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ (SASMI) โดยใช้หลักเกณฑ์ค่า ±1SD

ลักษณะของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้	ข้อมูลหยาดน้ำฟ้าช่วงมรสุมฤดูร้อนในบริเวณ
	พื้นที่ประเทศไทย (ปี ค.ศ.)
อ่อนกำลังกว่าปกติ (SASMI น้อยกว่า -1SD)	2009
มีกำลังปกติ (SASMI น้อยกว่า 1SD หรือ	2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006
มากกว่า -1SD )	และ 2008
มีกำลังแรงกว่าปกติ (SASMI มากกว่า 1SD)	2007



รูปที่ 4.21: Scree plot แสดงสัดส่วนความแปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในแต่ละ EOF โหมด สำหรับข้อมูลหยาดน้ำฟ้ารอบวันในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังกว่าปกติ (สีแดง) ในปีที่มรสุม ฤดูร้อนเอเชียใตมีกำลังปกติ (สีดำ) และในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้อ่อนกำลังกว่าปกติ (สีน้ำเงิน)








รูปที่ 4.24: เปรียบเทียบ Time coefficient ของ EOF โหมดที่ 1



รูปที่ 4.25: เปรียบเทียบ Time coefficient ของ EOF โหมดที่ 2

โดยหยาดน้ำฟ้ารอบวันในโหมดที่ 1 ทั้ง 3 กลุ่ม มีค่าสูงสุดในช่วงบ่ายถึงเย็น [15.00 ถึง 18.00 LST] แต่มีค่าต่ำสุดในช่วงเวลา 06.00 ถึง 09.00 LST เช่นเดียวกันกับรูปแบบที่พบในข้อมูลค่าเฉลี่ย ระยะยาว (รูปที่ 4.17 และ 4.24) ส่วนหยาดน้ำฟ้ารอบวันในโหมดที่ 2 ของทั้ง 3 กลุ่ม มีค่าต่ำสุดใน ช่วงบ่าย [13.00 ถึง 15.00 LST] (รูปที่ 4.25)

#### 4.8 ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้ารอบวันในแต่ละกริดของพื้นที่บริเวณประเทศไทย

Empirical Orthogonal Function (EOF) เป็นเทคนิคที่สามารถอธิบายเพียงความแปรปรวนรอบ วันของหยาดน้ำฟ้าในภาพรวมเท่านั้น แต่มีข้อจำกัดในการแสดงรายละเอียดของรูปแบบและลักษณะ วงจรรอบวันในแต่ละกริดหรือพื้นที่ขนาดเล็ก โดยฟังก์ชันฮาร์มอนิก (Harmonic function) เป็นวิธี การมาตรฐาน ที่ใช้ประมาณเพื่อแสดงและอธิบายวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในแต่ละกริดหรือพื้นที่ ขนาดเล็ก เช่น Roy and Balling (2007) ใช้ฟังก์ชันฮาร์มอนิก วิเคราะห์รูปแบบเชิงพื้นที่ของวงจร รอบวันของหยาดน้ำฟ้าในประเทศอินเดีย บนพื้นฐานของข้อมูลรายชั่วโมง จำนวน 78 สถานีในระ-หว่าง ปี ค.ศ.1980 ถึง ค.ศ.2000 นอกจากนี้ Yin et al. (2009) ประยุกต์ใช้ฟังก์ชันฮาร์มอนิก อธิบายการกระจายตัวเชิงพื้นที่ และการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลของความแปรปรวนหยาดน้ำฟ้าใน รอบวันในช่วงฤดูอบอุ่น (มิถุนายน ถึง กันยายน) ในประเทศจีน จากข้อมูลรายชั่วโมง จำนวน 62 สถานีในระหว่างปี ค.ศ.1954 ถึง ค.ศ.2001

สำหรับความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าช่วงมรสุมฤดูร้อน ในแต่ละกริดของพื้นที่บริเวณ ประเทศไทย จำนวน 63 x 36 = 2,268 กริด ได้ถูกประมาณด้วยฟังก์ชันฮาร์มอนิก บนพื้นฐานข้อ มูลค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงในช่วงมรสุมฤดูร้อน โดยการวิเคราะห์ฟังก์ชันฮาร์มอนิก ประกอบด้วยผลลัพธ์ 4 ส่วนสำคัญ คือ 1) ความแปรปรวนที่ สามารถอธิบายได้ในแต่ละลำดับของฟังก์ชันฮาร์มอนิก 2) เฟสหรือเวลาในรอบวันที่หยาดน้ำฟ้าถึง จุดสูงสุด 3) แอมพลิจูดหรือปริมาณฝนสูงสุดที่แสดงถึงรูปแบบและลักษณะแบบหนึ่งครั้งต่อวัน หรือสองครั้งต่อวัน (Diurnal หรือ Semi-diurnal cycles) และ 4) วงจรรอบวันรายชั่วโมงที่ประ-มาณด้วยฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1, 2, 3 และ 4

รูปที่ 4.26 แสดงค่าแตกต่างจากค่าเฉลี่ยระยะยาวของวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่เฉลี่ยจาก 2,268 กริด ในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย ตั้งแต่ 5.375°N ถึง 20.875°N และ 97.125°E ถึง

้และค่าแตกต่างจากค่าเฉลี่ยระยะยาวของวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่ประมาณด้วย 105.875°E ้ฟังก์ชันฮาร์มอนิก ในลำดับที่ 1 ถึงลำดับที่ 4 จากสังเกตุรูปที่ 4.26 พบว่า ผลรวมของฟังก์ชัน ฮาร์มอนิกในลำดับที่ 1 ถึง 4 สามารถแสดงรูปแบบความแปรปรวนเฉลี่ยในรอบวันได้สมบรูณ์ 100% โดยฟังก์ชันฮาร์มอนิกในลำดับที่ 1 และ 2 สามารถอธิบายความแปรปรวนเฉลี่ยในอนุกรม ข้อมูลรอบวันได้ถึง 79.6% และ 16.3% ตามลำดับ สำหรับพารามิเตอร์อื่นๆ ของฟังก์ชันฮาร์มอนิก ในลำดับที่ 1 ถึง 4 ในแง่ของเฟสและแอมพลิจูด ดังสรุปในตารางที่ 4.8 ทั้งนี้ พบว่า แอมพลิจูดของ ฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 และ 2 มีสัดส่วนถึง 50.3% และ 17.9% เมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ย ระยะยาวของข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงในช่วงมรสุมฤดูร้อน ซึ่งมีลักษณะค่าสูงสุดหนึ่งครั้งต่อ ้วัน ในขณะที่ ฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 3 และ 4 ซึ่งแสดงถึงลักษณะค่าสูงสุดสองครั้งต่อวัน หรือ Semi-diurnal cycle มีสัดส่วนรวมกันเพียง 12.1% เท่านั้น จากรูปแบบดังกล่าว บ่งชี้ถึงลักษณะ เป็นความแปรปรวนที่โดดเด่นของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันในภาพรวม แบบค่าสูงสุดหนึ่งครั้งต่อวัน ของประเทศไทย หากเปรียบเทียบกับรูปที่ 4.17 พบว่า วงจรรอบวันที่ประมาณจากผลรวมของฟังก์ ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 ถึง 4 มีรูปแบบคล้ายคลึงกับอนุกรมค่าสัมประสิทธิ์เชิงเวลาของ EOF โหมด ที่ 1 โดยเวลาในรอบวันที่หยาดน้ำฟ้าถึงจุดสูงสุด คือ 16.00 ถึง 17.00 LST (รูปที่ 4.17 และ รูปที่ 4.26)

รูปที่ 4.27 แสดงตัวอย่างความแปรปรวนในรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในกริดที่คัดเลือกในภาคใต้ ภาคตะวันออก ภาคกลาง ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคเหนือและอ่าวไทย พร้อมด้วยวงรอบวัน ของหยาดฝนรายชั่วโมงที่ประมาณด้วยฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 และ 4 จากการวิเคราะห์รูปที่ 4.27 พบว่า ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันในแต่ละภาคของประเทศไทย มีลักษณะที่ แตกต่างกันในแง่ของเฟสและแอมพลิจูด โดยบริเวณพื้นดิน มีลักษณะแบบมีค่าสูงสุดหนึ่งครั้งต่อวัน ในขณะที่ บริเวณทะเลในอ่าวไทย มีลักษณะแบบค่าสูงสุดสองครั้งต่อวัน และมีแอมพลิจูดต่ำกว่า เมื่อเปรียบเทียบกับพื้นดิน สำหรับพารามิเตอร์ของฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 ของทั้ง 6 กริด ดัง สรุปในตารางที่ 4.9 โดยสรุป ความแปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 มีสัดส่วน ตั้งแต่ 42.6% ถึง 85.9% ส่วนแอมพลิจูดของฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 มีค่าอยู่ในช่วง 21.8% ถึง 82.8% ตามลำดับ (ตารางที่ 4.9)



รูปที่ 4.26: แสดงวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยจากทุกกริดในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย (5.375°N ถึง 20.875°N และ 97.125°E ถึง 105.875°E) (วงกลมสีดำ) และวงจรรอบวัน ของหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยที่ประมาณด้วยฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 (เส้นสีดำ) ลำดับที่ 2 (เส้นประสีดำ) ลำดับที่ 3 (เส้นสีน้ำเงิน) ลำดับที่ 4 (เส้นประสีน้ำเงิน) และผลรวมของลำดับที่ 1 ถึง 4 (สีแดง)

ตารางที่ 4.9: สรุปฮาร์มอนิกพารามิเตอร์ ในรูปความแปรปรวน แอมพลิจูดและเฟสของวงจรรอบวัน ของหยาดน้ำฟ้าเฉลี่ยในบริเวณพื้นที่ประเทศไทยที่ประมาณด้วย ฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 ถึง 4

Harmonic order	Variance (%)	Amplitude* (%)	Phase (LST)
1	79.6	50.3	14.04
2	16.3	17.9	4.69
3	3.2	7.24 1	1.54
4	1.8	4.90	1.75

\* แสดงในรูปเปอร์เซ็นต์เมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยราย 3 ชั่วโมง
 ของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อนระหว่าง ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009





และผลรวมของลำดับที่ 1 ถึง 4 (สีแดง)

ตารางที่ 4.10: สรุปฮาร์มอนิคพารามิเตอร์ ในรูปความแปรปรวน แอมพลิจูดและเฟสของ วงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าในกริด ที่คัดเลือกในแต่ละภาคของประเทศไทยที่ประมาณด้วย ฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1

1 <sup>st</sup> order harmonic	Variance (%)	Amplitude* (%)	Phase (LST)
8.875° N, 98.625° E	72.0	50.8	14.89
15.125° N, 100.375° E	79.9	82.8	21.30
12.875° N, 101.875° E	71.2	53.1	17.45
16.125° N, 102.375° E	76.1	49.4	21.00
18.125° N, 99.375° E	85.9	60.1	19.56
11.375° N, 100.125° E	42.6	21.8	10.26

\* แสดงในรูปเปอร์เซ็นต์เมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยราย 3 ชั่วโมง
 ของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อนระหว่าง ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009

สัดส่วนความแปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 พร้อมทั้งแอมพลิจูดและเฟส สำหรับข้อมูลค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงช่วงมรสุม ฤดูร้อน ในแต่ละกริดบริเวณพื้นที่ประเทศไทย แสดงในรูปที่ 4.28 ถึง 4.30 โดยสรุปแล้ว สัดส่วน ความแปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 ส่วนใหญ่มีค่ามากกว่า 70% ยกเว้น บางพื้นที่ของภาคใต้ ภาคตะวันออก ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบนและภาคเหนือ (รูปที่ 4.28) สำหรับแอมพลิจูดของความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้า ที่ประมาณด้วยฟังก์ชันฮาร์มอนิกใน ลำดับที่ 1 มีค่าอยู่ในช่วง 0.1 ถึง 0.5 มิลลิเมตร/ชั่วโมง โดยพื้นที่ภาคกลาง ภาคตะวันออกและ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง มีค่าสูงกว่าพื้นที่อื่น (รูปที่ 4.29) ในขณะที่ เวลาในรอบวันที่ หยาดน้ำฟ้าในบริเวณพื้นที่ประเทศไทยถึงจุดสูงสุดอยู่ในช่วงเวลา 15.00 ถึง 21.00 LST ยกเว้น พื้นที่บริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบน ที่จุดสูงสุดของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน ปรากฏในเวลา 00.00 ถึง 03.00 LST (รูปที่ 4.30)



รูปที่ 4.28: แสดงสัดส่วน (%) แปรปรวนที่สามารถอธิบายได้ในฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูลค่าเฉลี่ย ระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน บริเวณพื้นที่ประเทศไทย



รูปที่ 4.29: แสดงแอมพลิจูด (มิลลิเมตร/ชั่วโมง) ของฮาร์มอนิกลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูลค่าเฉลี่ย ระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน บริเวณพื้นที่ประเทศไทย



รูปที่ 4.30: แสดงเฟส (LST) ของฮาร์มอนิกลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูลค่าเฉลี่ยระยะยาว (ค.ศ.2000 ถึง ค.ศ.2009) ของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน บริเวณพื้นที่ประเทศไทย

# 4.9 เปรียบเทียบความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้ารอบวันในแต่ละกริดของพื้นที่บริเวณ ประเทศไทย ตามเฟสการเปลี่ยนแปลงของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้

และลักษณะความแปรปรวนรอบวันของหยาดน้ำฟ้าช่วง เพื่อเปรียบเทียบรูปแบบ มรสุมฤดู ้ร้อนในแต่ละกริดบริเวณพื้นที่ประเทศไทย ในแง่ความแปรปรวน เฟสและแอมพลิจูด ข้อมูลหยาดน้ำ ฟ้าในรอบวันราย 3 ชั่วโมง ในช่วงมรสุมฤดูร้อน ระหว่างปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ.2009 ได้ถูกจัดแบ่ง ออกเป็น 3 กลุ่ม ตามความแรงและเฟสการเปลี่ยนแปลงของดัชนี SASMI (ตารางที่ 4.8) และนำไป ้วิเคราะห์ด้วยฟังก์ชันฮาร์มอนิกในแต่ละกลุ่ม ผลการวิเคราะห์ พบว่า ความแปรปรวนของหยาดน้ำ ้ฟ้าช่วงมรสุมฤดูร้อน ในแต่ละกริดบริเวณพื้นที่ประเทศไทย ในแง่ความแปรปรวน เฟสและแอมพลิ มีรูปแบบและลักษณะที่ค่อนข้างแตกต่างกันในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังแรงกว่าปกติ จุด ในปีที่มรสมฤดร้อนเอเชียใต้มีกำลังปกติ และในปีที่มรสมฤดร้อนเอเชียใต้อ่อนกำลังกว่าปกติ ตาม ซึ่งรายละเอียดดังแสดงในรูปที่ 4.31 ถึง รูปที่ 4.33 โดยความแปรปรวนที่สามารถอธิบาย ลໍາดับ ้ได้ในฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 ในแต่ละกริด มีความสัมพันธ์กันในระดับที่ต่ำ ระหว่างปีที่มรสุมฤดูร้อน เอเชียใต้มีกำลังแรงกว่าปกติ ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังปกติ และในปีที่มรสุมฤดูร้อน เอเชียใต้อ่อนกำลังกว่าปกติ (ตารางที่ 4.10)









(b)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ มีกำลังปกติ (c)ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ อ่อนกำลังกว่าปกติ





ตารางที่ 4.11: สรุปค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (r) ของความแปรปรวน ที่สามารถอธิบายได้ ในฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังแรงกว่าปกติ (Strong) กำลังปกติ (Normal) และอ่อนกำลังกว่าปกติ (Weak)

	Strong	Normal	Weak
Strong	1	0.43	0.37
Normal		1	0.36
Weak			1

## บทที่ 5

### สรุปผลการศึกษาและข้อเสนอแนะ

การศึกษานี้ ได้นำฐานข้อมูลละเอียดสูงทั้งในเชิงพื้นที่และเวลาจากดาวเทียม TRMM มา วิเคราะห์รูปแบบความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันในช่วงมรสุมฤดูร้อน ในบริเวณพื้นที่ ประเทศไทย รวมทั้งศึกษาลักษณะความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน ภายใต้ความผันแปร ของมรสุมฤดูร้อนเอเชียในเฟสที่แตกต่างกัน ซึ่งผลการศึกษา สามารถสรุปได้ดังนี้

 1) ข้อมูล TRMM ราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ในขอบเขตพื้นที่บริเวณ ประเทศไทย ในระหว่างปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ. 2009 ที่สกัดและดึงจากฐานข้อมูล TRMM ระดับ โลก นับเป็นฐานข้อมูลสำรวจระยะไกลจากดาวเทียมที่มีคุณภาพสูง โดยมีความสมบรูณ์และความ ต่อเนื่องของข้อมูลสูง เมื่อเปรียบเทียบกับฐานข้อมูลฝนที่ตรวจวัดจากสถานีผิวพื้น ผลการตรวจสอบ คุณภาพข้อมูล พบว่าฐานข้อมูลดังกล่าว มีจำนวนข้อมูลสูญหายน้อยกว่า 0.05% ซึ่งถือว่าเป็น สัดส่วนที่น้อยมาก นอกจากนี้ผลการเปรียบเทียบความถูกต้องและความคลาดเคลื่อนของข้อมูล TRMM กับข้อมูลฝนที่ตรวจวัดจากสถานีผิวพื้นในบริเวณประเทศไทย ยังพบว่าข้อมูลหยาดน้ำฟ้า จาก TRMM 3B-42 V6 มีค่าใกล้เคียงและสอดคล้องกับข้อมูลฝนจากสถานีตรวจวัดผิวพื้นของ กรมอุตุนิยมวิทยา และสามารถตรวจจับรูปแบบและความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้า ในบริเวณพื้นที่ แหลมอินโดจีนได้ในเกณฑ์ดี

ค่าเฉลี่ยระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมง เฉพาะช่วงเดือนมรสุมฤดูร้อนระหว่างปี
 ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ. 2009 ในบริเวณพื้นที่ประเทศไทย มีค่าใกล้เคียง โดยมีค่าอยู่ในช่วง 0.2 ถึง
 1.0 มิลลิเมตร/ชั่วโมง ในช่วงเวลา 00.00 ถึง 09.00 LST สำหรับช่วงเวลา 18.00 ถึง 21.00 LST

104

พบพื้นที่ปกคลุมด้วยหยาดน้ำฟ้าที่มีค่าสูงกว่าปกติ เป็นบริเวณกว้างครอบคลุมพื้นที่ภาคกลาง ภาค ตะวันออกและบางส่วนของภาคตะวันเฉียงเหนือตอนล่าง นอกจากนี้ ค่าเฉลี่ยหยาดน้ำฟ้าช่วงเดือน มรสุมฤดูร้อนในประเทศไทยในแต่ละปี ตั้งแต่ ปี ค.ศ. 2000 ถึง ค.ศ. 2009 มีค่าอยู่ในช่วง 0.1 ถึง 0.4 มิลลิเมตร/ชั่วโมง และมีลักษณะที่เปลี่ยนแปลงไปในแต่ละปี โดยปริมาณหยาดน้ำฟ้า ส่วนใหญ่ ในประเทศไทยในปี ค.ศ. 2007 มีค่าต่ำกว่า เมื่อเปรียบเทียบกับหยาดน้ำฟ้าในปี ค.ศ. 2000, ค.ศ. 2008 และ ค.ศ. 2009

3) ผลการวิเคราะห์ความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน ในภาพรวมของประเทศไทยด้วย เทคนิค EOF พบว่า EOF ในโหมดที่ 1 และ 2 สามารถอธิบายความแปรปรวนของค่าเฉลี่ยวงรร รอบวันระยะยาวของหยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อนในภาพรวมของประเทศไทยได้ถึง 68.7% และ 21.8% ของความแปรปรวนทั้งหมด โดย EOF โหมดที่ 1 สำหรับค่าเฉลี่ยวงรรรอบวันระยะยาวของ หยาดน้ำฟ้าในช่วงมรสุมฤดูร้อน มีค่าสูงสุดในช่วงบ่ายถึงเย็น [15.00 ถึง 18.00 LST] แต่มีค่าต่ำสุด ในช่วงเวลา 06.00 ถึง 09.00 LST ซึ่งเป็นรูปแบบวงรรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่พบบริเวณ พื้นดินโดยทั่วไป ที่มีลักษณะแอมพลิจูดสูงอันเนื่องมาจากความแตกต่างระหว่างพื้นทะเลและพื้นดิน ในรูปของความร้อน ความชื้นและโมเมนตัม ในขณะที่ วงรรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่ปรากฏใน EOF โหมดที่ 2 แสดงค่าสูงสุดในช่วงเวลากลางคืน [21.00 ถึง 00.00 LST] และค่อยๆ ลดลงอย่าง ด่อเนื่องถึงค่าต่ำสุด เวลาตอนบ่าย [15.00 LST] ทั้งนี้ วงรรรอบวันของหยาดน้ำฟ้าที่ปรากฏใน EOF โหมดที่ 2 มักมีรูปแบบเฉพาะในแต่ละพื้นที่ชิ่งสะท้อนถึงความแปรปรวนจำเพาะในเชิงภูมิ-ประเทศ โดยส่วนใหญ่มีผลมาจาก Orographic effect

 4) ผลการวิเคราะห์ความแปรปรวน ของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันในแต่ละกริด ด้วยฟังก์ชัน ฮาร์มอนิก พบว่า ผลรวมของฟังก์ชันฮาร์มอนิกในลำดับที่ 1 ถึง 4 สามารถแสดงรูปแบบความ แปรปรวนเฉลี่ยในรอบวันได้สมบรูณ์ 100% โดยฟังก์ชันฮาร์มอนิกในลำดับที่ 1 และ 2 สามารถ อธิบายความแปรปรวนเฉลี่ยในอนุกรมข้อมูลรอบวันได้ถึง 79.6% และ 16.3% ตามลำดับ ทั้งนี้ พบว่า แอมพลิจูดของฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 และ 2 มีสัดส่วนถึง 50.3% และ 17.9% เมื่อ เปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยระยะยาวของข้อมูลหยาดน้ำฟ้าราย 3 ชั่วโมงในช่วงมรสุมฤดูร้อน ซึ่งมี ลักษณะค่าสูงสุดหนึ่งครั้งต่อวันจากรูปแบบดังกล่าว บ่งชี้ถึงลักษณะแบบค่าสูงสุดหนึ่งครั้งต่อวัน เป็นความแปรปรวนที่โดดเด่นของหยาดน้ำฟ้าในรอบวันในภาพรวมของประเทศไทย โดยวงจรรอบ วันที่ประมาณจากผลรวมของฟังก์ชันฮาร์มอนิก ลำดับที่ 1 ถึง 4 มีรูปแบบคล้ายคลึงกับอนุกรม ค่าสัมประสิทธิ์เชิงเวลาของ EOF โหมดที่ 1 ซึ่งเวลาในรอบวันที่หยาดน้ำฟ้าถึงจุดสูงสุด คือ 16.00 ถึง 17.00 LST

5) เมื่อเปรียบเทียบความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในพื้นที่บริเวณประเทศไทย ตามเฟสการ เปลี่ยนแปลงของมรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้ ผลการวิเคราะห์ทั้ง EOF และฟังก์ชันฮาร์มอนิก แสดง ้ความแตกต่างของรูปแบบความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในแง่ความแปรปรวน เฟสและแอมพลิจูด ้ไม่ชัดเจน ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังแรงกว่าปกติ ในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้มีกำลังปกติ และในปีที่มรสุมฤดูร้อนเอเชียใต้อ่อนกำลังกว่าปกติ ตามลำดับ ทั้งนี้ อาจเกิดจากระยะเวลาของ ข้อมูลที่ใช้ซึ่งมีจำนวนแค่ 10 ปีเท่านั้น ทำให้การเปรียบเทียบโดยจัดแบ่งข้อมูลออกเป็น 3 กลุ่ม ์ตามความแรงและเฟสการเปลี่ยนแปลงของดัชนี SASMI มีจำนวนข้อมูลในแต่ละกลุ่มไม่มากพอ ้ที่จะบ่งชี้ให้เห็นการเปลี่ยนแปลงที่แตกต่างอย่างชัดเจน หากนำข้อมูลดาวเทียมที่มีความละเอียดเชิง พื้นที่และเวลาเหมือนกัน มาร่วมวิเคราะห์เพื่อขยายช่วงระยะเวลาของอนุกรมข้อมูล อาจทำให้ผล การวิเคราะห์เห็นความแตกต่างและเกิดความเชื่อมั่นทางสถิติเพิ่มมากขึ้น อย่างไรก็ตามจากการ ทบทวนเอกสารและตรวจสอบแหล่งข้อมูลดาวเทียมเพิ่มเติม พบว่า ดาวเทียม TRMM เป็นดาวเทียม ดวงเดียวที่กำลังดำเนินการติดตามตรวจสอบความแปรปรวน และพลวัตของหยาดน้ำฟ้าในบริเวณ เขตร้อนและเขตกึ่งร้อน ซึ่งเป็นระบบการตรวจวัดฝนที่ใช้เทคโนโลยีใหม่ซึ่งผสมผสานทั้ง Visible, Infrared และ Microwave sensors ที่มีความถี่สูงในการตรวจสอบและบันทึกข้อมูลทั้งในเชิงพื้นที่ และเวลา ข้อเสนอแนะประการหนึ่งสำหรับการศึกษาในอนาคต คือ การเพิ่มข้อมูลดาว TRMM ในปีปัจจุบัน (หลังจาก ค.ศ. 2000) ในการวิเคราะห์เชิงเปรียบเทียบแบบ Composite analysis อาจให้ผลการวิเคราะห์ที่ดีขึ้น

ฐานข้อมูล TRMM ราย 3 ชั่วโมงแบบกริดขนาด 0.25° x 0.25° ในขอบเขตพื้นที่บริเวณประเทศ ไทย นับเป็นฐานข้อมูลหนึ่งที่สามารถนำไปประยุกต์ใช้ในการศึกษาวิจัยด้านต่างๆ ในสเกลที่ละเอียด ในระดับจังหวัดและเฉพาะที่ โดยเฉพาะอย่างยิ่ง การบริหารจัดการทรัพยากรน้ำและการเกษตรใน พื้นที่ต่างๆ ของประเทศไทย เช่น ที่ราบสูงภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และที่ราบลุ่ม ภาคกลาง เป็นต้น การวิเคราะห์และประเมินความเสี่ยงต่อผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิ-อากาศและสภาวะความรุนแรงของลมฟ้าอากาศ และการปรับตัวโดยชุมชนในภาคส่วนที่เกี่ยวข้อง กับทรัพยากรน้ำและความแปรปรวนของภูมิอากาศ รวมถึงการศึกษาถึงปัจจัยด้านภูมิอากาศและ ภูมิประเทศ ตลอดจนอิทธิพลของแสงอาทิตย์ที่เปลี่ยนแปลงในรอบวัน

สำหรับวงจรรอบวันของหยาดน้ำฟ้า ควรศึกษาเพิ่มเติมถึงปัจจัยที่ควบคุมภูมิอากาศในประเทศ ไทย และความเชื่อมโยงกับรูปแบบและลักษณะความแปรปรวน ตามเฟสการเปลี่ยนแปลงของ ปรากฏการณ์เอนโซ่ (ENSO) ปรากฏการณ์ IOD (Indian Ocean Dipole) และปรากฏการณ์ MJO (Madden Julian Oscillation) ตลอดจนปัจจัยด้าน Synotic อื่นๆ ในภูมิภาคอินโด-แปซิฟิก (Indo-Pacific Sector) เพื่อสร้างความรู้ความเข้าใจเพิ่มขึ้นต่อความแปรปรวนของหยาดน้ำฟ้าในรอบวัน ในพื้นที่ประเทศไทย และผลกระทบโดยเฉพาะอย่างยิ่ง ภัยพิบัติทางภูมิอากาศ ภายใต้ความแปร-ปรวนของภูมิอากาศในระดับภูมิภาคที่เพิ่มขึ้นตามสัดส่วนการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลก ที่มีสาเหตุ จากการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกที่ปลดปล่อยจากกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์

#### บรรณานุกรม

- Albright, M.D., D.R. Mock, E.E. Recker, and R.J. Reed (1981). A diagnostic study of the diurnal rainfall variation in the GATE B-scale area. Journal of Atmospheric Science, 38, 1429-1445.
- Auger, I., et al. (2003). A new instrumental precipitation dataset for the Greater Alpine Region for the period 1800-2002. International Journal of Climatology, 25, 139-166.
- Basu, B.K. (2007). Diurnal variation in precipitation over India during the summer monsoon season: Observed and model predicted. Monthly Weather Review, 135, 2155-2167.
- Bergman, J. W., and M. L. Salby (1997). The role of cloud diurnal variations in the time-mean energy budget. Journal of Climate, 10, 1114-1124.
- Bowman, K.P., J.C. Collier, G.R. North, Q.Y. Wu, E.H. Ha, and J. Hardin (2005). Diurnal cycle of tropical precipitation in Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite and ocean buoy rain gauge data. Journal of Geophysical Research, 110, D21104, doi:21110.21029/22005JD005763.
- Brier, G. W. (1965). Diurnal and semi-diurnal atmospheric tide in relation to precipitation variations. Monthly Weather Review, 93, 93-100.
- Brier, G.W., and J. Simpson (1969). Tropical cloudiness and rainfall related to pressure and tidal variations. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 95, 120-147.
- CCSP. (2008), Weather and climate extremes in a changing climate. Regions of focus:

North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands. A report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research.

- Chakravarti, A.K., and O.W. Archibold (2008). Patterns of diurnal variation of growing season precipitation on the Canadian prairies: A harmonic analysis. Canadian Geographer, 37, 16-28.
- Chang, A.T.C., L.S. Chiu, and G. Yang (1995). Diurnal cycle of oceanic precipitation from SSM/I data. Monthly Weather Review, 123, 3371-3380.
- Chapman, S. and R.S. Lindzen (1970). Atmospheric tides. D. Reidel, 200 pp.
- Chokngamwong, R., and L.S. Liu (2008), Thailand daily rainfall and comparison with TRMM products, Journal of hydrometeorology, 9, 256-266.
- Dai, A. (2001). Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part II: Diurnal variations. Journal of Climate, 14, 1112-1128.
- Dai, A. and K.E. Trenberth (2004). The diurnal cycle and its depiction in community climate system model. Journal of Climate, 17, 930-951.
- Dai, A., and C. Deser (1999). Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence fields. Journal of Geophysical Research, 104, 31 109-31 125.
- Dai, A., and J. Wang (1999). Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields. Journal of Atmospheric Science, 56, 3874-3891.
- Dai, A., F. Giorgi, and K. E. Trenberth (1999). Observed and model simulated precipitation diurnal cycle over the contiguous United States. Journal of Geophysical Research, 104, 6377-6402.

- Dai, A., J. Wang, R. H. Ware, and T. Van Hove (2002). Diurnal variation in water vapor over North America and its implications for sampling errors in radiosonde humidity. Journal of Geophysical Research, 107, 4090, doi:10.1029/2001JD000642.
- Dai, A., K.E. Trenberth, and T. Qian (2004). A global dataset of Palmer Drought SeverityIndex for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming.Journal of Hydrometeorology, 5, 1117-1130.
- Dai, A., X. Lin, and K.-L. Hsu (2007). The frequency, intensity, and diurnal cycle of precipitation in surface and satellite observations over low- and mid-latitudes, Climate Dynamics, 29, 727-744.
- Emery, W.J., and Thomson, R.E. (1997). Data Analysis Methods in Physical Oceanography. Pergamon Press, New York, USA.
- Fang, X., A. Wang, S-K. Fong, W. Lin and J. Liu (2008). Changes of reanalysis-derived Northern Hemisphere summer warm extreme indices during 1948-2006 and links with climate variability. Global Planetary Change, 63, 67-78.
- Feng, S., Q. Hu, and W. Qian (2004). Quality control of daily metrological data in China, 1951-2000: A new dataset. International Journal of Climatology, 24, 853-870.
- Garreaud, R. D., and J. M. Wallace (1997). The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. Monthly Weather Review, 125, 3157-3171.
- Giles, B.D. and A.A. Flocas (1990). Diurnal rainfall variations at Thessaloniki, Greece. Theoretical and Applied climatology, 41, 221-225.

- Gray, W. M., and R. W. Jacobson (1977). Diurnal variation of deep cumulus convection. Monthly Weather Review, 105, 104-188.
- Hanawa, K., Y. Yoshikawa, and T. Watanabe (1989a). Composite analyses of wintertime wind stress vector fields with respect to SST anomalies in the western North Pacific and the ENSO events : Part I SST composite. Journal of Meteorological Society of Japan, 67, 385-399.
- Hanawa, K., Y. Yoshikawa, and T. Watanabe (1989b). Composite analyses of wintertime wind stress vector fields with respect to SST anomalies in the western North Pacific and the ENSO events: Part II ENSO composite. Journal of Meteorological Society of Japan, 67, 833-845.
- Hann, J. (1901). Lehrburch der Meteorologie. C.H. Tauchnitz, 805 pp.
- Hannachi, A., I.T. Jolliffe, and D.B. Stephenson (2007). Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. International Journal of Climatology, 27, 1119-1152.
- Hendon, H. H., and K. Woodberry (1993). The diurnal cycle of tropical convection. Journal of Geophysical Research, 98, 16 623-16 637.
- Hong, Y., K.L. Hsu, S. Sorooshian, X.G. Gao (2005). Improved representation of diurnal variability of rainfall retrieved from the Tropical Rainfall Measurement Mission Microwave Imager adjusted precipitation estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks (PERSIANN) system. Journal of Geophysical Research, 110:D06102, 06110.01029/02004JD005301.

- Hsu, K.L., X.G. Gao, S. Sorooshian, and H.V. Gupta (1997). Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. Journal of Appllied Meteorology, 36, 1176-1190.
- Hu, C.-Y., and S.-S. Hong (1989). Diurnal variations of precipitation frequencies in the Taiwan area. Meteorological Bulletin, 35, 65-88.
- Hu, Y. and Q. Fu (2007). Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. Atmospheric Chemistry and Physics, 7, 5229-5236.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, D.T. Bolvin, G. Gu, E.J. Nelkin, K.P. Bowman, Y. Hong,E.F. Stocker, and D.B. Wolf (2007). The TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales,Journal of Hydrometeorology, 8, 38-55.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, M.M. Morrissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R., Joyce, McGavock,B., and J. Susskind (2001). Global precipitation at one degree daily resolution from multisatellite observations. Journal of Hydrometeorology, 2, 36-50.
- IPCC. (2007a). Climate change 2007, The physical science basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and USA.
- IPCC. (2007b). Climate change 2007, Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution

of working group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

- Janowiak, J. E., P. A. Arkin, and M. Morrissey (1994). An examination of the diurnal cycle in oceanic tropical rainfall using satellite and in situ data. Monthly Weather Review, 122, 2296-2311.
- Jolliffe, I.T. (2002). Principal Component Analysis, 2nd edition. Springer: New York.
- Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, and P. Xie (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. Journal of Hydrometeorology, 5, 487-503.
- Karl, T.R., R.W. Knightand, and N. Plummer (1995). Trends in high-frequency climate variability in the twentieth century. Nature, 377, 217-220.
- Kikuchi, K., and B. Wang (2008). Diurnal precipitation regimes in the global tropics, Journal of Climate, 21, 2680-2696.
- Kincer, J.B. (1916). Daytime and nighttime precipitation and their economic significance. Monthly Weather Review, 44, 628-633.
- Kodama, Y-M., Ohta, A., Katsumata, M., Mori, S., Satoh, S. and Ueda, H., 2005:
  Seasonal transition of predominant precipitation type and lightning activity over tropical monsoon areas derived from TRMM observations. Geophysical Research Letters, 32, 2-5, DOI: 10.1029/2005gl022986.
- Kraus, E. B. (1963). The diurnal precipitation change over the sea. Journal of Atmospheric Science, 20, 546-551.

- Krishnamurthy, V., and B.N. Goswami (2000). Indian monsoon-ENSO relationship on interdecadal timescale, Journal of Climate, 13, 579-595.
- Kumar, K.K., B. Rajagopalan, and M.A. Cane (1999). On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO, Science, 284, 2156-59.
- Kummerow, C., and Coauthors, 2000. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. Journal of Applied Meteorology, 39, 1965-1982.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson (1998). The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. Journal of Atmosphere and Oceanic Technology, 15, 809-817.
- Li, J., and Q. Zeng (2002). A unified monsoon index, Geophysical Research Letters, 29, 10.1029/2001GL013874.
- Li, J., and Q. Zeng (2003). A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons, Advances in Atmospheric Science, 20, 299-302.
- Li, J., and Q. Zeng (2005). A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation, Climatic and Environmental Research, 10, 351-365.
- Li, J., R. Yu., and T. Zhou (2008). Seasonal variation of the diurnal cycle of rainfall in southern contiguous China. Journal of Climate, 21, 6036-6043.
- Lim, G.-H., and H.-J. Kwon (1998). Diurnal variations of precipitation over South Korea and its implication. Journal of Korean Meteorological Society, 34, 222-237.

- Limsakul, A., S. Limjirakan, and B. Suttamanuswong (2010). Asian summer monsoon and its associated rainfall variability in Thailand, EnvironmentAsia, 3, 85-95.
- Lu, J., G.A. Vecchi and T. Reichler (2007). Expansion of the Hadley cell under global warming. Geophysical Research Letters, 34, L06805, doi:10.1029/2006GL028443.
- McGarry, M.M., and R.J. Reed (1978). Diurnal variations in convective activity and precipitation during phase II and III of GATE. Monthly Weather Review, 106, 101-113.
- Meisner, B., and P. Arkin (1987). Spatial and annual variations in the diurnal cycle of large-scale tropical convective cloudiness and precipitation. Monthly Weather Review, 115, 2009-2032.
- Mitas, C.M. and A. Clement (2005). Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? Geophysical Research Letters, 32, L03809, doi:10.1029/2004GL021765.
- Nesbitt, S. W., and E. J. Zipser (2003). The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. Journal of Climate, 16, 1456-1475.
- Oki, T., and K. Musiake (1994). Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia. Journal of Applied Meteorology, 33, 1445-1463.
- Osborn, T.J., and M. Hulme (2002). Evidence for trends in heavy rainfall events over the UK. Philosophical Transactions of the Royal Society: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 360, 1313-1325.

- Palmer, T.N., and J. Räisänen (2002). Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate. Nature, 415, 512-514.
- Preisendorfer, R.W. (1988). Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. Elsevier: Amsterdam.
- Riehl, H. (1947). Diurnal variation of cloudiness over the subtropical Atlantic Ocean. Bulletin of the American Meteorological Society, 28, 37-40.
- Roy, S.S. and R.C. Balling (2007). Diurnal variations in summer season precipitation in India. International Journal of Climatology, 27, 969-976.
- Seidel, D.J., and W.J. Randel (2007). Recent widening of the tropical belt: Evidence from tropopause observations. Journal of Geophysical Research, 112, D20113, doi:10,1029/2007JD008861.
- Seidel, D.J., Q. Fu, W.J. Randel, and T.J. Reichler (2007). Widening of the tropical belt in a changing climate. Nature Geoscience, 1-4.
- Shin, K.-S., G. R. North, Y.-S. Ahn, and P. A. Arkin (1990). Time scales and variability of area-averaged tropical oceanic rainfall. Monthly Weather Review, 118, 1507-1516.
- Shinoda, M., T. Okatani, and M. Saloum (1999). Diurnal variations of rainfall over Niger in the West Africa Sahel: A comparison between wet and drought years. International Journal of Climatology, 19, 81-94.
- Simpson, J., C. Kummerow, W.-K. Tao, and R. F. Adler, (1996). On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Meteorology and Atmospheric Physics, 60, 19-36.

- Sorooshian, S., K.-L. Hsu, X. Gao, H. Gupta, B. Imam, and D. Braithwaite (2000). Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall. Bulletin of the American Meteorological Society, 81, 2035-2046.
- Sorooshian, S., X. Gao, K. Hsu, R.A. Maddox, Y. Hong, H.V. Gupta, and B. Imam (2002). Diurnal tropical precipitation in Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite and ocean buoy rain gauge data. Journal of Geophysical Research, 110, D21104, doi: 10.1029/2005JD005763.
- Takahashi, H.G., H. Fujinami, T. Yasunari, and J. Matsumoto (2010). Diurnal rainfall pattern observed by Tropical Rainfall Measuring Mission Precipitation Radar (TRMM-PR) around the Indochina peninsula, Journal of Geophysical Research. 115, D07109, doi: 10.1029/2009JD012155.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons (2003). The changing character of precipitation. Bulletin of the American Meteorological Society, 84, 1205-1217.
- Turk, F. J., and S. D. Miller (2005). Toward improved characterization of remotely sensed precipitation regimes with MODIS/AMSR-E blended data techniques. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 43, 1059-1069.
- Wallace, J. (1975). Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. Monthly Weather Review, 103, 406-419.
- Wang, B., and Q. Ding (2008). Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 44, 165-183.

- Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau (2001). Interannual variability of the Asian summer monsoon : Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons, Journal of climate, 14, 4073-4090.
- Wijngaard, J.B., A.M.G. Klein, and G.P. K\u00fcnen (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. International Journal of Climatology, 23, 679-692.
- Wilks, D. S. (2006), Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Second Edition. International Geophysic Series. Academic Press, Burlington, MA, USA

World Bank (2008). Climate resilient cities. Washington, USA, 150 pp.

- Xie, P.P., and P.A. Arkin (1997). Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bulletin of the American Meteorological Society, 78, 2539-2558.
- Yang, G-Y., and J. Slingo (2001). The diurnal cycle in the tropics. Monthly Weather Review, 129, 784-801.
- Yang, S., and E.A. Smith (2006). Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM. Journal of Climate, 19, 5190-5226.
- Yin, S., D. Chen, and Y. Xie (2009). Diurnal variations of precipitation during the warm season over china. International Journal of Climatology, 29, 1154-1170.
- Yu, R., Y. Xu, T. Zhou, and J. Li (2007). Relation between rainfall duration and d iurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China. Geophysical Research Letters, 34, L13703, doi: 10.1029/2007GL030315.

- Zhang, X., F.W. Zwiers, G.C. Hegerl, F.H. Lambert, N.P. Gillet, and S. Solomon (2007). Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. Nature, 448, 461-465.
- แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล, อัศมน ลิ่มสกุล และทวีวงศ์ ศรีบุรี(2553). การประเมินสภาวะความรุนแรง สภาพภูมิอากาศของประเทศไทย: การวิเคราะห์ความเสี่ยง และความล่อแหลมของพื้นที่วิกฤติ, รายงานฉบับสมบรูณ์ของสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว) .