การศึกษาความสูงของฐานเมฆและปริมาณเมฆที่สถานีวัดแห่งหนึ่งในเขตร้อนชื้นในภาคเหนือของประเทศไทย

โดย
นางสาวสหัสยา พีงาม

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต
สาขาวิชาฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญามหาบัณฑิต
ภาควิชาฟิสิกส์
บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร
ปีการศึกษา 2560
ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

การศึกษาความสูงของฐานเมฆและปริมาณเมฆที่สถานีวัดแห่งหนึ่งในเขตร้อนชื้นในภาคเหนือของประเทศไทย

โดย
นางสาวสหัสยา พีงาม

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต
สาขาวิชาฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญามหาบัณฑิต
ภาควิชาฟิสิกส์
บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร
ปีการศึกษา 2560
ลิขสิทธิ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร

A STUDY OF CLOUD BASE HEIGHT AND CLOUD COVER AT A TROPICAL SITE IN NORTHERN THAILAND

By

MISS Sahussa PEENGAM

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements

for Master of Science (PHYSICS)

Department of PHYSICS

Graduate School, Silpakorn University

Academic Year 2017

Copyright of Graduate School, Silpakorn University

หัวข้อ	การศึกษาความสูงของฐานเมฆและปริมาณเมฆที่สถานีวัดแห่งหนึ่งในเขตร้อนชื้นในภาคเหนือของประเทศไทย
โดย	สหัสยา พึงาม
สาขาวิชา	ฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญามหาบัณฑิต
อาจารย์ที่ปรึกษาหลัก	ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร ได้รับพิจารณาอนุมัติให้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต

..... คณบดีบัณฑิตวิทยาลัย
(รองศาสตราจารย์ ดร.จุไรรัตน์ นันทานิช)

พิจารณาเห็นชอบโดย

..... ประธานกรรมการ
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. อิสระ มะศิริ)

..... อาจารย์ที่ปรึกษาหลัก
(ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย)

..... อาจารย์ที่ปรึกษา
(ดร. กรทิพย์ โต๊ะสิงห์)

..... กรรมการภายนอกมหาวิทยาลัย
(รองศาสตราจารย์ ดร.วิลาวรรณ์ คำหาญ)

58306204 : ฟิสิกส์ แผน ก แบบ ก 2 ระดับปริญญามหาบัณฑิต
คำสำคัญ : ความสูงของฐานเมฆ, ปริมาณเมฆ, ซีโลมิเตอร์

นางสาว สหัสยา พึงาม: การศึกษาความสูงของฐานเมฆและปริมาณเมฆที่สถานีวัดแห่งหนึ่งในเขตร้อนชื้นในภาคเหนือของประเทศไทย อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ : ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย

งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาความสูงของฐานเมฆและปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าจากที่สถานีวัดแห่งหนึ่งในเขตร้อนชื้น (tropics) (17.79°N, 98.43°E) ในภาคเหนือของประเทศไทย ผู้วิจัยได้ทำการติดตั้งเครื่องซีโลมิเตอร์ (ceilometer) เพื่อทำการวัดความสูงของฐานเมฆในระหว่างเดือน กันยายน ค.ศ. 2016 – ธันวาคม ค.ศ. 2017 ซึ่งจากการวิเคราะห์พบว่าความสูงของฐานเมฆมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาโดยเฉพาะในช่วงฤดูฝนฐานเมฆมีการเปลี่ยนแปลงมากกว่าในช่วงฤดูอื่น 81% ของข้อมูลความสูงของฐานเมฆที่ตรวจวัดได้มีค่าต่ำกว่า 2,000 เมตร แสดงว่าเมฆที่ตรวจพบที่ส่วนใหญ่เป็นเมฆชั้นต่ำ จากนั้นผู้วิจัยได้ทำการเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์กับเครื่องไลดาร์ (LIDAR, Light Detection and Ranging) ของเครือข่าย MPLNET ซึ่งเป็นเครื่องมือที่มีสมรรถนะสูง ผลที่ได้พบว่าค่าที่ได้มีความสอดคล้องค่อนข้างดี โดยมีค่าความแตกต่างในรูปของ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) เท่ากับ 18.4 % และ 0.5% ตามลำดับ นอกจากนี้ ผู้วิจัยยังได้ทำการเปรียบเทียบค่าความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์กับข้อมูลจากอุปกรณ์ MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) ซึ่งถูกติดตั้งบนดาวเทียม Terra และ Aqua และพบว่าค่าความสูงฐานเมฆที่ได้จากข้อมูลดาวเทียมมีค่าสูงกว่าที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์ นอกจากนี้ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าที่สถานีดังกล่าว โดยใช้เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky view) ผลจากการวิเคราะห์ข้อมูล พบว่าปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้ามีการแปรค่าจากเช้าถึงเย็นทั้งนี้ขึ้นกับฤดูกาล โดยในช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม - ตุลาคม) ปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าจะมากตลอดทั้งวัน โดยมีค่าส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 6-8 Oktas แต่สำหรับในช่วงฤดูหนาว (พฤศจิกายน-กุมภาพันธ์) และ ฤดูร้อน (มีนาคม - เมษายน) ท้องฟ้าค่อนข้างแจ่มใส (clear sky)

58306204 : Major (PHYSICS)

Keyword : Cloud base height, Cloud cover, Ceilometer

MISS SAHUSSA PEENGAM : A STUDY OF CLOUD BASE HEIGHT AND CLOUD COVER AT A TROPICAL SITE IN NORTHERN THAILAND THESIS ADVISOR : PROFESSOR DR. SERM JANJAI

The objectives of this research are to investigate the cloud base height (CBH) and cloud cover at tropical site (17.79°N, 98.43°E) in northern Thailand. A ceilometer was installed at the at the site to measure CBH during September, 2016 to December, 2017 and the collected data from the ceilometer were analyzed. The results show that cloud base height at this station varied all the times and more variations were found in the rainy season (July - October). Eighty one percents of the collected data of CBH were less than 2,000 m. and it means that most clouds are in the category of low-level cloud. Afterward, the cloud base height from ceilometer was compared with that obtained from LIDAR of MPLNET, which is more sophisticated instrument, installed at the same site. It is found that values of the CBH from both instruments are in reasonable agreement, with root mean square difference (RMSD) and mean bias difference (MBD) of 18.4% and 0.5% respectively. In addition, the CBH from the ceilometer was also compared with the CBH retrieved from the MODIS instrument onboard of Terra/Aqua satellite. It is found that the values of CBH deriving from the satellite were higher than those obtained from the ceilometer. Additionally, the cloud cover at this during the year of 2016-2017 was observed by using a sky view. It is found that the cloud cover over at this station varied from morning to evening, depending on the seasons. The results also showed that the sky was covered by the clouds all day during the wet season (May - October) with the cloud cover of 6-8 Oktas, while the sky was almost clear during the winter (November-February) and summer (March - April).

กิตติกรรมประกาศ

ในการศึกษาระดับปริญญามหาบัณฑิตนี้ ผู้วิจัยได้รับทุนผู้ช่วยวิจัยจากห้องปฏิบัติการวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม ซึ่งผู้วิจัยขอขอบคุณไว้ ณ ที่นี้เป็นอย่างสูง

ผู้วิจัยขอขอบคุณกรมฝนหลวงและการบินเกษตร และเจ้าหน้าที่ที่สถานีเรดาร์ฝนหลวง อมก๋อย จังหวัดเชียงใหม่ ที่ให้ความอนุเคราะห์สถานที่ติดตั้งและให้ความช่วยเหลือในการดูแลอุปกรณ์วัดเป็นอย่างดี

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ ศาสตราจารย์ ดร. เสริม จันทร์ฉาย ซึ่งเป็นอาจารย์ที่ปรึกษา ผู้ให้คำแนะนำด้านวิชาการ พร้อมทั้งจัดหาทุนวิจัย เครื่องมือ อุปกรณ์ และข้อมูลสำหรับใช้ในการดำเนินวิจัย และ ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ ผศ. ดร. อิสระ มะศิริ ที่ให้ความช่วยเหลือด้านการเขียนโปรแกรมคอมพิวเตอร์ และรศ. ดร. วิลาวรรณ์ คำหาญ ที่กรุณาเสียสละเวลามาเป็นกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ อาจารย์ ดร.กรทิพย์ โต๊ะสิงห์ ที่ให้คำแนะนำและความช่วยเหลือในด้านการดำเนินการวิจัยเป็นอย่างดีมาโดยตลอด ขอขอบพระคุณ ผศ. ดร. สมเจตน์ ภัทรพานิชชัย ที่ให้ความช่วยเหลือในด้านเครื่องมือและการเขียนโปรแกรมคอมพิวเตอร์ และ ผศ. ดร. สุมามาลย์ บันเทิง ที่เป็นผู้ประสานงานในการติดตั้งเครื่องมือกับกรมฝนหลวงและการบินเกษตร ตลอดจนให้คำแนะนำในการทำงาน ขอบพระคุณ ผศ. ดร. รุ่งรัตน์ วัดตาล ที่ให้คำแนะนำเรื่องการจัดทำเล่มวิทยานิพนธ์เป็นอย่างดี นอกจากนี้ผู้วิจัยขอขอบพระคุณ ผศ. ดร.ประสาน ปานแก้ว อาจารย์ ดร.อรวรรณ์ อัมพร และนักวิจัยห้องปฏิบัติการวิจัยพลังงานแสงอาทิตย์ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ที่ให้ความช่วยเหลือและคำแนะนำต่าง ๆ

ท้ายสุดนี้ คุณประโยชน์ที่เกิดจากวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ ผู้วิจัยขอมอบให้กับบิดา มารดาและบุคคลในครอบครัว รวมทั้งคณาจารย์ทุกท่าน เพื่อตอบแทนพระคุณที่ได้ช่วยให้ผู้วิจัยประสบความสำเร็จในการศึกษา

สหัสยา พึงาม

สารบัญ

หน้า

บทคัดย่อภาษาไทย ..... ง

บทคัดย่อภาษาอังกฤษ ..... จ

กิตติกรรมประกาศ ..... ฉ

สารบัญ ..... ช

สารบัญรูปภาพ 1

สารบัญตาราง 1

บทที่ 1 บทนำ 1

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา 1

1.2 วัตถุประสงค์ 2

1.3 ขอบเขตการศึกษา 2

บทที่ 2 ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง 3

2.1 เมฆ 3

2.2 การเกิดเมฆ 4

2.2.1 กระบวนการเกิดเมฆ (Cloud formation processes) 4

2.2.2 เสถียรภาพอากาศ (Stability of air) 5

2.2.3 กลไกที่ทำให้เกิดการยกตัวของกลุ่มอากาศ 7

2.3 การแบ่งประเภทของเมฆ 12

2.3.1 ประเภทของเมฆตามลักษณะและรูปร่างที่ปรากฏ 12

2.3.1.1 เมฆลักษณะเป็นแผ่น (Stratiform cloud) 12

2.3.1.2 เมฆที่ลักษณะเป็นก้อน (Cumuliform cloud) 13

2.3.2 ประเภทของเมฆตามความสูง 15

2.3.2.1 เมฆชั้นต่ำ (Low cloud level) 15
2.3.2.2 เมฆชั้นกลาง (Mid cloud level) 17
2.3.2.3 เมฆชั้นสูง (High cloud level) 18
2.3.2.4 เมฆที่ก่อตัวในแนวตั้ง (Cloud with vertical development) 21
2.3.3 เมฆประเภทอื่น ๆ 23
2.4 การสังเกตเมฆบนท้องฟ้า (Observing Clouds) 26
2.4.1 การวัดปริมาณเมฆ (Cloud amount measurement) 26
2.4.2 การวัดความสูงของฐานเมฆ (Cloud base height measurement) 28
2.5 สมบัติทางฟิสิกส์ของเมฆ (Physical properties of cloud) 30
2.5.1 ปริมาณน้ำในก้อนเมฆ (Liquid water content) 30
2.5.2 ปริมาณน้ำระหว่างสองตำแหน่งภายในเมฆ (Cloud liquid water path) 31
2.5.3 รัศมีของหยดน้ำในเมฆ (Cloud effective radius) 31
2.5.4 ความหนาแน่นของหยดน้ำในเมฆ (Cloud droplet concentration) 31
2.5.5 ขนาดของหยดน้ำภายในเมฆ (Cloud droplet size distributions) 32
2.5.6 ความลึกเชิงแสงของเมฆ (Cloud optical thickness) 33
2.5.7 การเปลี่ยนสถานะของเมฆ (Cloud phase) 33
2.6 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง 34
บทที่ 3 วิธีดำเนินการวิจัยและผล 37
3.1 การศึกษาความสูงของฐานเมฆ 37
3.1.1 เครื่องมือ 37
3.1.2 สถานที่ทำการศึกษา 42
3.1.3 การวัดและการบันทึกข้อมูล 42
3.1.4 การวิเคราะห์ข้อมูล 43
3.1.4.1 การศึกษาโครงสร้างในแนวตั้งของเมฆและการเกิดเมฆ 43

3.1.4.2 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายเดือน 47
3.1.4.3 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวัน 52
3.1.4.4 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆรายเดือน 67
3.1.5 การเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆ 83
3.1.5.1 ความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์ กับ เครื่องไลดาร์ 83
3.1.5.2 ความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์ กับ ดาวเทียม MODIS 96
3.2 การศึกษาการปกคลุมของเมฆ 101
3.2.1 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า 101
3.2.2 การวิเคราะห์ลักษณะทางสถิติของปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้า 103
3.2.2.1 การแปรค่าปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้ารายชั่วโมงเฉลี่ยต่อเดือน 103
3.2.2.1 การแจกแจงความถี่สะสมของปริมาณเมฆรายเดือน 111
บทที่ 4 สรุป 118
ภาคผนวก 119
ภาคผนวก 1 รายการสัญลักษณ์ 120
รายการอ้างอิง 122
ประวัติผู้เขียน 125

สารบัญรูปภาพ

หน้า

รูปที่ 2.1 วัฏจักรของน้ำและความชื้นในบรรยากาศ (ที่มา: graphic courtesy of NOAA's NWS Jetstream program 3
รูปที่ 2.2 แสดงอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงของกลุ่มอากาศ (Ahrens, 2007) 5
รูปที่ 2.3 กลไกการเกิดเมฆที่เกิดที่เกิดจากการพัดสอบของลม 7
รูปที่ 2.4 การเกิดเมฆที่เกิดจากการพาความร้อน 8
รูปที่ 2.5 การเกิดเมฆที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของอากาศผ่านภูเขา 8
รูปที่ 2.6 สัญลักษณ์แนวปะทะอากาศ 9
รูปที่ 2.7 การเกิดเมฆจากแนวปะทะอากาศอุ่น 10
รูปที่ 2.8 การเกิดเมฆจากแนวปะทะอากาศเย็น 10
รูปที่ 2.9 การเกิดเมฆจากแนวปะทะอากาศคงที่ 11
รูปที่ 2.10 การเกิดเมฆจากแนวปะทะอากาศรวม 12
รูปที่ 2.11 เมฆแผ่น (ถ่ายภาพโดย: Martin Gudd) 13
รูปที่ 2.12 เมฆคิวมูลัส Humilis (ถ่ายภาพโดย: Frank Le Blancq) 14
รูปที่ 2.13 เมฆคิวมูลัส Mediocris (ถ่ายภาพโดย: Frank Le Blancq) 14
รูปที่ 2.14 เมฆคิวมูลัส Congestus (ถ่ายภาพโดย: Chi Yung Lau) 14
รูปที่ 2.15 เมฆสเตรตัส (ถ่ายภาพโดย: Kirsten Wicher) 15
รูปที่ 2.16 เมฆสเตรโตคิวมูลัส (ถ่ายภาพโดย: Frank Le Blancq) 16
รูปที่ 2.17 เมฆนิมโบสเตรตัส (ถ่ายภาพโดย: Jarmo Koistinen) 16
รูปที่ 2.18 เมฆอัลโตสเตรตัส (ถ่ายภาพโดย: Art Rangno) 17
รูปที่ 2.19 เมฆอัลโตคิวมูลัส (ถ่ายภาพโดย: Stefan Kämpfe) 18

รูปที่ 2.20 เมฆเซอร์รัส.....19
รูปที่ 2.21 เมฆเซอร์โรสเตรตัส (ถ่ายภาพโดย: Martin Gudd).....19
รูปที่ 2.22 พระอาทิตย์ทรงกลด (ถ่ายภาพโดย: Frank Le Blancq).....20
รูปที่ 2.23 เมฆเซอร์โรคิวมูลัส (ถ่ายภาพโดย: Tak Leung Ng).....20
รูปที่ 2.24 เมฆคิวมูลัส (ถ่ายภาพโดย: Michael Bruhn).....21
รูปที่ 2.25 เมฆคิวมูโลนิมบัส (ถ่ายภาพโดย: Malcolm McLean).....22
รูปที่ 2.26 ภาพรวมเมฆชนิดต่าง ๆ ที่ความสูงเหนือพื้นผิวโลก (Ahrens, 2011).....22
รูปที่ 2.27 Lenticular Clouds ที่เมือง Washington (ที่มา:
https://apod.nasa.gov/apod/ap090203.html ถ่ายภาพโดย Tim Thompson).....23
รูปที่ 2.28 เมฆหมวก (ถ่ายภาพโดย: Sylke Boyd).....24
รูปที่ 2.29 เมฆถุง (Mammatus Clouds over Nebraska ถ่ายภาพโดย : Jorn Olsen).....25
รูปที่ 2.30 เมฆไอพ่นเครื่องบิน (ถ่ายภาพโดย: George Anderson).....25
รูปที่ 2.31 สัญลักษณ์การบอกปริมาณเมฆและสภาพท้องฟ้าในหน่วย Oktas.....28
รูปที่ 2.32 (a) เปอร์เซ็นต์ความหนาแน่นของหยดน้ำในเมฆคิวมูลัส (marine cumulus). (b) ขนาด 32
รูปที่ 3.1 เรขาคณิตของเครื่องซีโลมิเตอร์ (Wandinger, 2005).....39
รูปที่ 3.2 ตัวอย่างข้อมูลค่า Backscatter Profile จากเครื่องซีโลมิเตอร์ CS135.....39
รูปที่ 3.3 โปรแกรม Viewpoint display software.....41
รูปที่ 3.4 (a) เครื่องบันทึกข้อมูล CR1000 (b) โปรแกรมบันทึกข้อมูล Logger Net.....41
รูปที่ 3.5 เครื่องซีโลมิเตอร์และตำแหน่งที่ติดตั้ง.....42
รูปที่ 3.6 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆที่ตรวจพบเมฆหลายชั้นของเครื่องซีโลมิเตอร์ ..44
รูปที่ 3.7 การเกิดเมฆเดือน กันยายน 2016 - ธันวาคม 2017.....46
รูปที่ 3.8 ความสูงของฐานเมฆแต่ละชั้นในเดือนต่าง ๆ ปี 2016.....48
รูปที่ 3.9 ความสูงของฐานเมฆแต่ละชั้นในเดือนต่าง ๆ ปี 2017.....49
รูปที่ 3.10 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวันในช่วงเวลากลางวัน ปี2016.....53

รูปที่ 3.11 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวันในช่วงเวลากลางวัน ปี2017.....55

รูปที่ 3.12 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวันในช่วงเวลากลางคืนปี 2016.....60

รูปที่ 3.13 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวันในช่วงเวลากลางคืนปี 2017.....62

รูปที่ 3.14 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนกันยายน ปี 2016 69

รูปที่ 3.15 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนตุลาคม ปี 2016.....70

รูปที่ 3.16 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้น ๆ ในเดือนพฤศจิกายน ปี 2016.....71

รูปที่ 3.17 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนธันวาคม ปี 2016 72

รูปที่ 3.18 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนมกราคม ปี 2017 73

รูปที่ 3.19 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนกุมภาพันธ์ ปี 2017 74

รูปที่ 3.20 การแจกแจงความถี่ความของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนมีนาคม ปี 2017.....75

รูปที่ 3.21 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนเมษายน ปี 2017 76

รูปที่ 3.22 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนกรกฎาคม ปี 2017 77

รูปที่ 3.23 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนสิงหาคม ปี 2017 78

รูปที่ 3.24 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนกันยายน ปี 2017 79

รูปที่ 3.25 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนตุลาคม ปี 2017.....80

รูปที่ 3.26 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนพฤศจิกายน ปี 2017 81

รูปที่ 3.27 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนธันวาคม ปี 2017 82

รูปที่ 3.28 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆในเดือน กันยายน 2016 - ธันวาคม 2017.....83

รูปที่ 3.29 เครื่องซีโลมิเตอร์และเครื่องไลดาร์ ที่สถานีเรดาร์ฝนหลวง 84

รูปที่ 3.30 ตัวอย่างข้อมูล Normalized Relative Backscattering จากเครื่องไลดาร์ วันที่ 5 กรกฎาคม 2017 (a) ที่เวลา 01:00:30 UTC ตรวจไม่พบเมฆ (b) ที่เวลา 14:40:30 UTC ตรวจพบเมฆโดยมี ความสูงของฐานเมฆ 4.3 กิโลเมตร จากระดับน้ำทะเล(เส้นตรงสีแดง)

.....85

รูปที่ 3.31 ผลการเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆระหว่างเครื่องซีโลมิเตอร์และเครื่องไลดาร์ ชั้นที่ 1.....88

รูปที่ 3.32 ผลการเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆระหว่างเครื่องซีโลมิเตอร์และเครื่องไลดาร์ชั้นที่2.....92

รูปที่ 3.33 ตารางเวลาการโคจรของดาวเทียม Terra ผ่านบริเวณต่าง ๆ ทั่วโลกในวันที่ 18 มิถุนายน 2018.....96

รูปที่ 3.34 ตัวอย่างภาพถ่ายที่ได้จากดาวเทียม Terra 97

รูปที่ 3.35 ตัวอย่างข้อมูล CTH ที่ได้จาก MODIS ในวันที่ 2 มกราคม 2017 เวลา 3:40 UTC จากดาวเทียม Terra 98

รูปที่ 3.36 ตัวอย่างข้อมูล LWP ที่ได้จาก MODIS ในวันที่ 2 มกราคม 2017 เวลา 3:40 UTC จากดาวเทียม Terra 99

รูปที่ 3.37 การเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆระหว่างเครื่องซีโลมิเตอร์และดาวเทียม MODIS100

รูปที่ 3.38 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (กรอบสี่เหลี่ยม) ที่สถานีเรดาร์ 101

รูปที่ 3.39 แผนผังการทำงานของเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (ที่มา: บริษัท Prede).....102

รูปที่ 3.40 โปรแกรม Sky Log Ver.3.10 102

รูปที่ 3.41 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าจากเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า ของสถานีเรดาร์ฝนหลวง.....103

รูปที่ 3.42 การแปรค่าปริมาณเมฆรายชั่วโมงเฉลี่ยต่อเดือนตามเวลาในรอบวัน.....105

รูปที่ 3.43 การแจกแจงปริมาณเมฆรายเดือน ในเดือนต่าง ๆ 112

สารบัญตาราง

หน้า

ตารางที่ 2.1 ความสูงของฐานเมฆโดยประมาณเหนือพื้นผิวโลกที่ตำแหน่งต่าง ๆ 23

ตารางที่ 2.2 การบอกปริมาณเมฆและความหมายตามสภาพท้องฟ้าต่าง ๆ 27

ตารางที่ 2.3 การบอกความสูงของฐานเมฆเหนือพื้นผิวดินบริเวณเขตอบอุ่น (สำหรับความสูงของสถานีวัดที่อยู่สูงจากระดับน้ำทะเล 150 เมตร).....29

ตารางที่ 2.4 ปริมาณน้ำในเมฆ (LWC) ในเมฆแต่ละชนิด (Thompson, 2007).....30

ตารางที่ 3.1 คุณสมบัติเฉพาะของเครื่องซีโลมิเตอร์ CS135.....40

ตารางที่ 3.2 ช่วงเวลาของข้อมูลความสูงของฐานเมฆที่นำมาใช้งาน 42

ตารางที่ 3.3 ตารางแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆที่ตรวจพบเมฆหลายชั้นของเครื่อง 45

ตารางที่ 3.4 รายละเอียดของเครื่องไลดาร์ (ที่มา : บริษัท SigmaSpace).....84

ตารางที่ 3.5 การเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์และเครื่องไลดาร์ 87

บทที่ 1
บทนำ

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

เมฆ (cloud) เป็นไอน้ำที่กลั่นตัวเป็นหยดน้ำ (water droplet) หรือ อนุภาคน้ำแข็ง (ice particle) เล็ก ๆ (Yau & Rogers, 1996) เมฆมีความสำคัญต่อระบบบรรยากาศ ทั้งนี้เพราะเมฆเป็นแหล่งกำเนิดของฝนซึ่งเป็นทรัพยากรสำคัญของระบบเศรษฐกิจและสังคมของมนุษย์ นอกจากนี้เมฆยังมีผลต่อพลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ เพราะเมฆจะลดทอนรังสีอาทิตย์โดยการสะท้อนและการดูดกลืน อีกทั้งเมฆยังปิดกั้นและดูดกลืนรังสีอินฟาเรดจากบรรยากาศและพื้นผิวโลก ความสำคัญอีกประการหนึ่งคือ การเปลี่ยนสถานะของเมฆยังมีการดูดกลืนหรือคายความร้อน ซึ่งมีผลต่อสภาวะทางอุตุนิยมวิทยาของบรรยากาศ (Lamb & Verlinde, 2011; Straka, 2009; Wang, 2013)

เมฆมีหลายชนิดโดยแต่ละชนิดจะอยู่ที่ระดับความสูงต่าง ๆ จากพื้นผิวโลก ดังนั้นความสูงของฐานเมฆจึงเป็นสมบัติทางเรขาคณิตที่สำคัญของเมฆ โดยข้อมูลความสูงของฐานเมฆสามารถสังเกตการณ์ได้ค่อนข้างยาก (Rogers, 1979) และมีการศึกษาค่อนข้างน้อย โดยเฉพาะอย่างยิ่งในเขตร้อนชื้น (tropics) (Costa-Surós, Calbó, González, & Martin-Vide, 2013; Sharma et al., 2016) ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงเสนอที่จะทำการศึกษาความสูงของฐานเมฆที่สถานีวัดแห่งหนึ่งในเขตร้อนชื้น ในภาคเหนือของประเทศไทย

การปกคลุมท้องฟ้าของเมฆ (cloud cover) ก็เป็นข้อมูลสำคัญสำหรับใช้บอกสภาพท้องฟ้า ซึ่งแบ่งเป็น ท้องฟ้าปราศจากเมฆ (cloudless sky) ท้องฟ้ามีเมฆบางส่วน (partly cloudy sky) และท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆทั้งหมด (Overcast sky) (Iqbal, 1983) นอกจากนี้ข้อมูลการปกคลุมท้องฟ้าของเมฆยังเป็นตัวแปรสำคัญต่อการศึกษาสภาพภูมิอากาศ (Neelin, 2010) โดยทั่วไปการปกคลุมท้องฟ้าของเมฆจะมีการสังเกตการณ์ด้วยสายตาตามสถานีอุตุนิยมวิทยาต่าง ๆ ซึ่งอาจมีความคลาดเคลื่อนได้มาก ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงเสนอที่จะสังเกตการณ์การปกคลุมท้องฟ้าของเมฆ โดยใช้เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (sky view) ที่สถานีวัดเดียวกับที่ทำการศึกษาความสูงของฐานเมฆและวิเคราะห์ลักษณะทางสถิติจองข้อมูลที่ได้

1.2 วัตถุประสงค์

1. เพื่อศึกษาความสูงของฐานเมฆที่สถานีวัดแห่งหนึ่งในเขตร้อนชื้น
2. เพื่อศึกษาการปกคลุมท้องฟ้าของเมฆที่สถานีวัดดังกล่าว

1.3 ขอบเขตการศึกษา

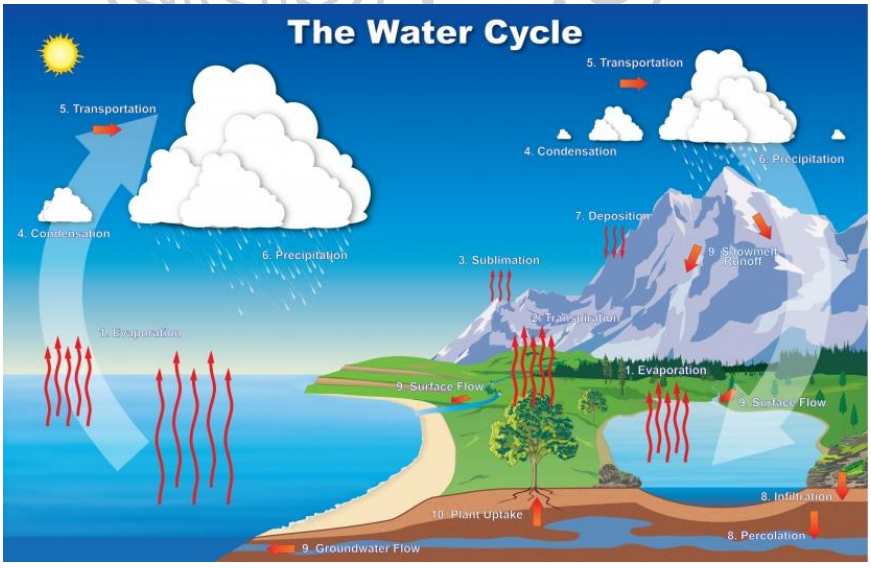
จะทำการศึกษาที่สถานีวัดแห่งหนึ่งในเขตร้อนชื้น ทางภาคเหนือของประเทศไทย

บทที่ 2
ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

ในบทนี้จะกล่าวถึงความรู้เบื้องต้นเกี่ยวกับเมฆ การสังเกตุเมฆ การเกิดเมฆ การแบ่งประเภทของเมฆ คุณสมบัติทางฟิสิกส์ของเมฆ และทฤษฎีของเครื่องมือที่ใช้ในงานวิจัยนี้ โดยมีรายละเอียดในแต่ละหัวข้อดังต่อไปนี้

2.1 เมฆ

เมฆ คือ ปรากฏการณ์ของน้ำในอากาศ (hydrometeors) รูปแบบหนึ่งซึ่งประกอบด้วยอนุภาคขนาดเล็กของน้ำในรูปของของเหลวหรือของแข็ง หรือในรูปทั้งของเหลวและของแข็งแขวนลอยอยู่ในบรรยากาศและไม่สัมผัสกับพื้นผิวดิน อาจรวมถึงอนุภาคขนาดใหญ่ของน้ำหรือน้ำแข็ง รวมทั้งของเหลวที่มีน้ำเป็นองค์ประกอบหรือของแข็งในรูปของไอน้ำ ควัน หรือ ฝุ่นละออง โดยเมฆมีความสำคัญมากในวัฏจักรของน้ำเนื่องจากเมฆสามารถกลั่นตัวเป็นฝน ดังแสดงในรูปที่ 2.1

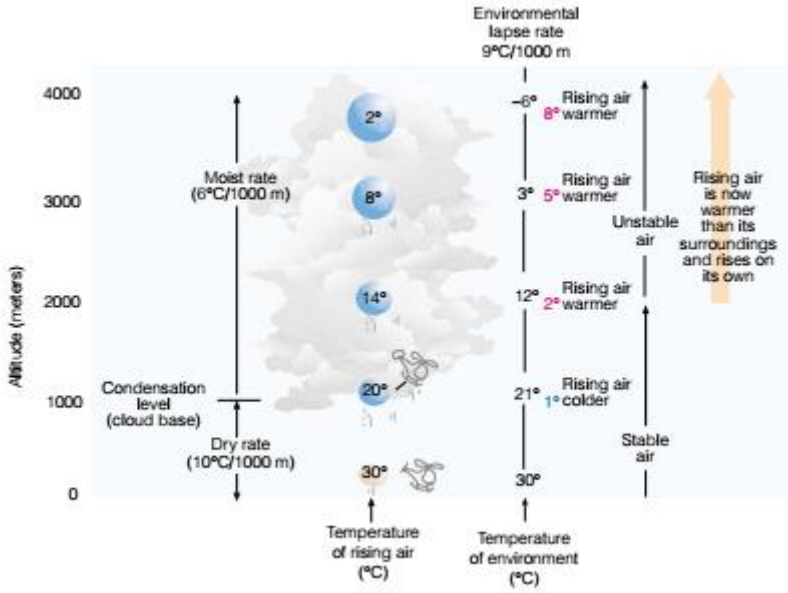


รูปที่ 2.1 วัฏจักรของน้ำและความชื้นในบรรยากาศ (ที่มา: graphic courtesy of NOAA's NWS Jetstream program

2.2 การเกิดเมฆ

2.2.1 กระบวนการเกิดเมฆ (Cloud formation processes)

โดยทั่วไป กระบวนการเกิดเมฆจะเกี่ยวข้องกับการยกตัวขึ้นของกลุ่มอากาศ (air parcel) และมีการเย็นตัวลง ในขณะที่การสลายตัวของเมฆจะเป็นการจมตัวลงของกลุ่มอากาศและอุณหภูมิสูงขึ้น โดยขึ้นกับเสถียรภาพของอากาศ ถ้ากลุ่มอากาศมีการขยายและเย็นตัวลงหรือร้อนขึ้นโดยไม่มีการแลกเปลี่ยนความร้อนกับสิ่งแวดล้อมภายนอก เราเรียกกระบวนการนี้ว่า กระบวนการอะเดียบาติก (adiabatic process) เมื่ออากาศยังไม่เกิดการอิ่มตัว (ความชื้นสัมพัทธ์น้อยกว่า 100 เปอร์เซ็นต์) อัตราการเย็นตัวหรือร้อนจะหมายถึงการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ 10 องศาเซลเซียสทุก ๆ 1,000 เมตร เรียกอัตราการเปลี่ยนแปลงนี้ว่า อัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียบาติกแห้ง (dry adiabatic rate) เมื่อกลุ่มอากาศมีอุณหภูมิต่ำมากขึ้น ความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มมากขึ้นอุณหภูมิอากาศเข้าใกล้อุณหภูมิจุดน้ำค้าง (dew point temperature) ถ้าอุณหภูมิอากาศต่ำลงเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้างความชื้นสัมพัทธ์จะเท่ากับ 100 เปอร์เซ็นต์ กลุ่มอากาศนี้จะเกิดการควบแน่น โดยระดับความสูงที่เกิดการควบแน่นขึ้นเรียกว่า ระดับของการควบแน่น (condensation level) ไอน้ำเกิดการเปลี่ยนสถานะเป็นน้ำซึ่งเรียกว่า “หยดน้ำในเมฆ” (cloud droplet) เป็นจุดเริ่มต้นของการก่อตัวของเมฆ เรามักสังเกตเห็นด้านล่างของเมฆมีลักษณะเป็นกึ่งเส้นตรง และเรียกบริเวณนี้ว่า “ฐานเมฆ” (cloud base) ซึ่งในการควบแน่นจะมีละอองลอยในอากาศ เช่น ฝุ่น, ละอองเกลือ, เกสรดอกไม้ เป็นต้น ทำหน้าที่เป็นอนุภาคแกนกลาง (condensation nuclei) ในการควบแน่น ทำให้ไอน้ำเกิดการควบแน่นบนพื้นผิวของอนุภาคเหล่านี้ ด้วยเหตุนี้จึงมักพบอยู่บ่อยครั้งว่า ถ้าบริเวณใดมีฝุ่นหรือควันในบรรยากาศมาก เช่น ในช่วงฤดูที่เกิดไฟป่า มักจะพบเมฆบนท้องฟ้าในปริมาณหนาแน่นเพราะอนุภาคแกนกลางจะช่วยให้ไอน้ำเกิดการควบแน่นได้เร็ว ถ้าไม่มีอนุภาคแกนกลาง อากาศจะต้องมีความชื้นสัมพัทธ์สูงกว่า 100% มาก หรือเรียกว่า ความชื้นอิ่มตัวยิ่งยวด (super saturation) เพื่อทำให้มีแรงตึงผิวมากพอที่จะทำให้ไอน้ำเกิดการควบแน่นได้ หากอุณหภูมิยังคงลดต่ำไปอีก ไอน้ำในอากาศจะควบแน่นเปลี่ยนสถานะเป็นหยดน้ำขนาดเล็ก (ซึ่งก็คือเมฆที่เรามองเห็น) และคายความร้อนแฝงออกมา ทำให้อัตราการลดลงของอุณหภูมิเหลือ 6°C ต่อ 1,000 เมตร เรียกอัตราการเปลี่ยนแปลงนี้ว่า อัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียบาติกชื้น (moist adiabatic rate) โดยอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงของกลุ่มอากาศ แสดงดังรูปที่ 2.2



รูปที่ 2.2 แสดงอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงของกลุ่มอากาศ (Ahrens, 2007)

2.2.2 เสถียรภาพอากาศ (Stability of air)

ในการพิจารณาเสถียรภาพของอากาศนั้นจะเปรียบเทียบอุณหภูมิในการยกตัวของกลุ่มอากาศกับอุณหภูมิสิ่งแวดล้อม ถ้ากลุ่มอากาศที่ยกตัวขึ้นมีอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิแวดล้อมกลุ่มอากาศก็จะจมตัวลงกลับสู่ระดับความสูงเดิม ในกรณีนี้อากาศจะมีเสถียรภาพ ถ้ากลุ่มอากาศมีอุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิสิ่งแวดล้อม กลุ่มอากาศยังคงยกตัวสูงขึ้นจนกว่าอุณหภูมิจะเท่ากับอุณหภูมิอากาศแวดล้อม ในกรณีนี้คืออากาศไม่มีเสถียรภาพ

- อากาศมีเสถียรภาพ (stable air)

ลักษณะอากาศที่พบในกรณีที่อากาศมีเสถียรภาพ มักพบในช่วงฤดูหนาวหรือช่วงเวลาที่อุณหภูมิต่ำ เช่น ช่วงเช้า โดยจะมีกระบวนการเกิดดังนี้

1. กลุ่มอากาศมีอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม กลุ่มอากาศนั้นจะไม่สามารถยกตัวสูงขึ้นจนถึงระดับควบแน่นได้ และจมตัวกลับสู่ที่เดิม ลักษณะอากาศในบริเวณนี้ส่วนใหญ่ท้องฟ้าจะ แจ่มใส มีเมฆน้อยหรือปราศจากเมฆ

2. แต่ถ้ามีแรงอื่นมาช่วยให้อากาศสามารถยกตัวให้สูงขึ้นจนถึงระดับควบแน่นได้ จะทำให้เกิดเมฆในแนวราบ เพราะเมฆนั้นจะไม่สามารถยกตัวขึ้นสูงต่อไปได้อีก เนื่องจากอุณหภูมิของกลุ่มอากาศในขณะนั้นจะต่ำกว่าอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม

อากาศมีเสถียรภาพมากขึ้นเนื่องจากอากาศอุ่นขึ้นหรือพื้นผิวบริเวณพื้นนั้นเย็น โดยพื้นผิวเย็นนั้นอาจเกิดจากสิ่งดังต่อไปนี้

1. ในเวลากลางคืนพื้นดินมีการคลายความร้อนโดยการแผ่ความร้อนสู่บรรยากาศ
2. มีลมพัดพาอากาศเย็นเข้ามาบริเวณนั้น ๆ
3. มีอากาศเคลื่อนที่ผ่านพื้นผิวที่เย็น

ในวันหนึ่ง ๆ อากาศจะมีเสถียรภาพมากที่สุดในตอนเช้าก่อนพระอาทิตย์ขึ้น

- อากาศไม่มีเสถียรภาพ (unstable air)

ลักษณะอากาศที่พบในกรณีที่อากาศไม่มีเสถียรภาพ มักพบในช่วงเวลาที่มี อุณหภูมิสูง เช่น ช่วงบ่ายของฤดูร้อน หรือในช่วงฤดูฝน กลุ่มอากาศจะมีอุณหภูมิสูงกว่าสิ่งแวดล้อม ทำให้สามารถยกตัวสูงขึ้นในแนวดิ่งได้อย่างรวดเร็ว จนเกิดการควบแน่นที่ระดับควบแน่น แต่เนื่องจากยังมีอุณหภูมิสูงกว่าสิ่งแวดล้อมจึงสามารถยกตัวต่อไปเรื่อย ๆ จนเกินระดับควบแน่น ส่งผลให้เกิดเมฆที่ก่อตัวในแนวตั้ง เช่น เมฆคิวมูโลนิมบัส เมฆคิวมูลัส ดังนั้นบริเวณที่อากาศไม่มีเสถียรภาพส่วนมากจะพบว่ามีเมฆปกคลุมท้องฟ้าในปริมาณที่มาก

อากาศที่ไม่มีเสถียรภาพมักเกิดขึ้นเนื่องจากอากาศเย็นขึ้นหรือพื้นผิวบริเวณนั้นมีอุณหภูมิสูงขึ้น โดยพื้นผิวมีอุณหภูมิสูงขึ้นอาจเกิดจากสิ่งดังต่อไปนี้

1. ในเวลากลางวันรังสีอาทิตย์ตกกระทบพื้นผิวโลก
2. มีลมพัดพาอากาศอุ่นเข้ามาบริเวณนั้น ๆ
3. อากาศเคลื่อนที่ผ่านบริเวณพื้นผิวที่ร้อน

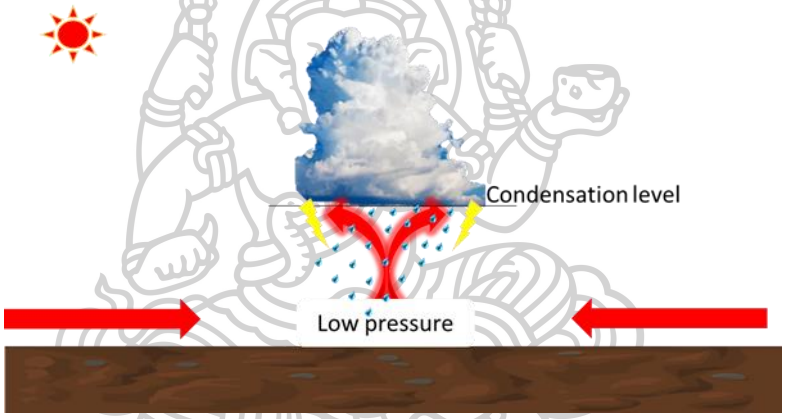
สามารถตรวจวัดเสถียรภาพของอากาศได้จากการปล่อยบอลลูนตรวจวัดอากาศ (radiosonde) เพื่อวัดอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อมในแนวตั้ง

2.2.3 กลไกที่ทำให้เกิดการยกตัวของกลุ่มอากาศ

เมฆส่วนใหญ่นั้นเกิดจากการยกตัวของกลุ่มอากาศ จากนั้นจะขยายตัวและเย็นลง โดยทั่วไปจะเกิดจากกลไกดังต่อไปนี้

1. การพัดสอบของลม (convergence lifting)

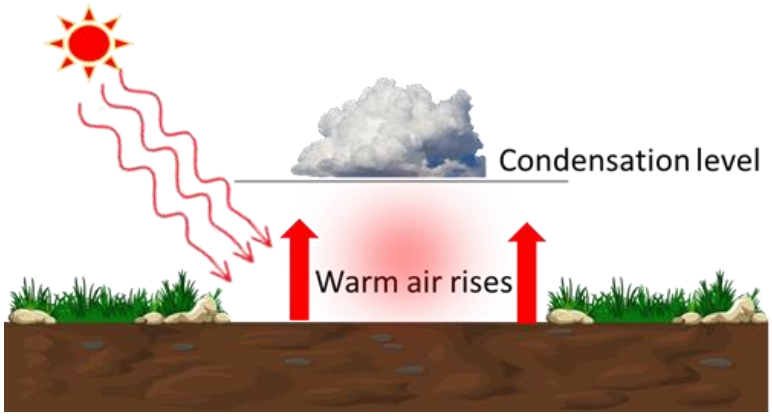
ในบริเวณที่อากาศจากสองทิศเคลื่อนที่เข้ามาบรรจบกันทำให้เกิดการพัดสอบของลม (convergence) เช่น อากาศที่เคลื่อนที่ออกจากบริเวณความกดอากาศสูง (high pressure system) จะหมุนเวียนเข้าสู่ศูนย์กลางบริเวณความกดอากาศต่ำ (low pressure system) ส่งผลให้อากาศซึ่งเป็นของไหลถูกแรงจากรอบด้านยกตัวให้เคลื่อนที่สูงขึ้นก่อให้เกิดเป็นเมฆเหนือบริเวณดังกล่าว โดยกระบวนการพัดสอบของลมและก่อให้เกิดเมฆ แสดงดังรูปที่ 2.2



รูปที่ 2.3 กลไกการเกิดเมฆที่เกิดที่เกิดจากการพัดสอบของลม

2. การพาความร้อน (convection lifting)

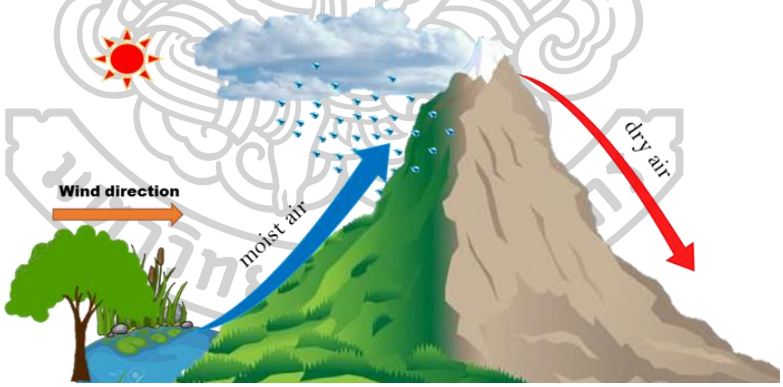
ในบางพื้นที่บนพื้นผิวโลกพื้นผิวมีความสามารถในการดูดซับรังสีอาทิตย์ได้ดีกว่าที่อื่น ๆ จึงทำให้เกิดความร้อนขึ้นอย่างรวดเร็ว อากาศที่สัมผัสกับความร้อนนี้ก็จะมีอุณหภูมิสูงกว่าสิ่งแวดล้อม กลุ่มอากาศจึงเกิดการขยายตัวและลอยสูงขึ้น ถ้ากลุ่มอากาศที่ลอยตัวสูงขึ้นถึงจุดอิ่มตัวก็จะเกิดการควบแน่นเกิดเป็นเมฆก้อน (cumulus) (รูปที่ 2.4)



รูปที่ 2.4 การเกิดเมฆที่เกิดจากการพาความร้อน

3. การเคลื่อนที่ของอากาศผ่านภูเขา (orographic lifting)

กลไกนี้อาจเกิดจากการที่มีลมพัดขึ้นไปตามความลาดชันของภูเขา กลุ่มอากาศถูกบังคับให้เคลื่อนที่สูงขึ้นไปตามความสูงของภูเขาส่งผลให้เกิดเป็นเมฆกลุ่มคิวมูโลนิมบัส หรือคิวมูลัส ข้อสังเกตจากการเกิดเมฆแบบนี้คือ ด้านหลังของภูเขาจะไม่มีเมฆก่อตัว ทำให้เกิดความแห้งแล้งที่ด้านหลังของภูเขา ดังแสดงในรูปที่ 2.5

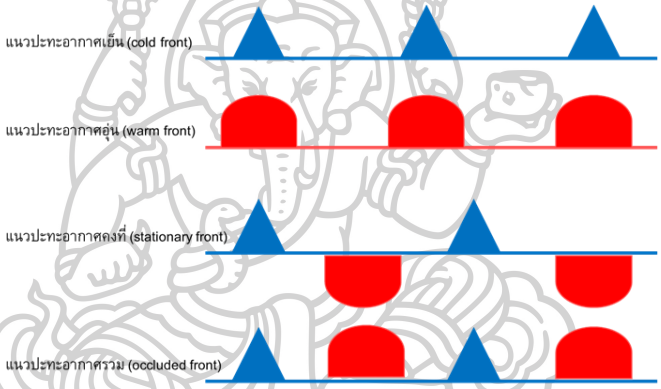


รูปที่ 2.5 การเกิดเมฆที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของอากาศผ่านภูเขา

4. แนวปะทะอากาศ (frontal lifting)

แนวปะทะอากาศ (front) คือ บริเวณที่มวลอากาศสองชนิดมามาพบกัน ได้แก่มวลอากาศร้อน (warm air) และมวลอากาศเย็น (cold air) แต่จะไม่ผสมกัน ทำให้อากาศตรงบริเวณแนวปะทะเปลี่ยนแปลงไป เช่น มีเมฆมาก หรือฝนตก เป็นต้น หลังจากแนวปะทะอากาศผ่านไปแล้วอากาศบริเวณนั้นจะกลับคืนสู่ปกติ

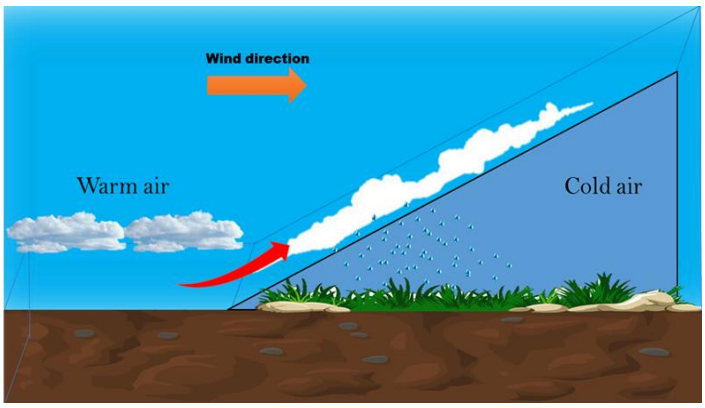
บริเวณที่เป็นแนวปะทะอากาศ (frontal zone) มีความกว้าง 150-400 กิโลเมตร สูง 5-12 กิโลเมตร มีความยาว 100-1,000 กิโลเมตร สามารถแบ่งแนวปะทะอากาศออกได้เป็น 4 ประเภทและมีสัญลักษณ์ของแนวปะทะอากาศแสดงดังรูปที่ 2.6 โดยมีรายละเอียดของแนวปะทะอากาศดังนี้



รูปที่ 2.6 สัญลักษณ์แนวปะทะอากาศ

- แนวปะทะอากาศอุ่น (warm front)

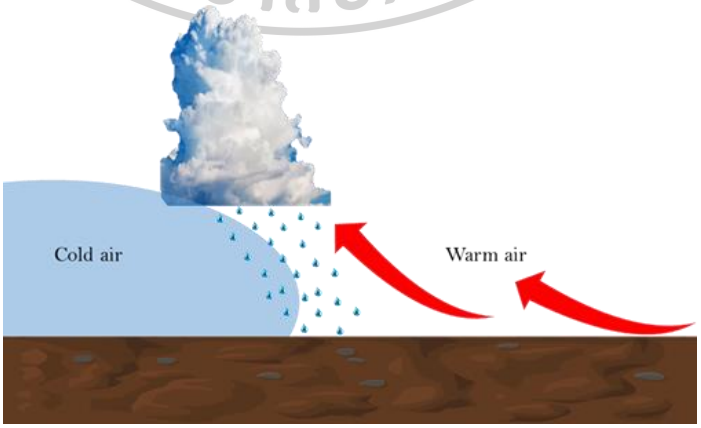
เป็นบริเวณที่มวลอากาศอุ่น (อากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่ามวลอากาศเดิมที่ปกคลุมพื้นที่ซึ่งอุณหภูมิต่ำกว่า) เคลื่อนที่เข้ามาแทนที่อากาศเย็น ตามปกติ บริเวณที่มีมวลอากาศเย็นปกคลุมอยู่ ความหนาแน่นของอากาศสูงและโดยทั่วไปอากาศจะมีลักษณะจมตัว ซึ่งแตกต่างจากมวลอากาศอุ่นซึ่งมีอุณหภูมิสูงกว่า อากาศจะมีความหนาแน่นน้อยและมีการลอยตัว ดังนั้นโดยทั่วไปหากมีมวลอากาศอุ่นเคลื่อนที่เข้ามาในบริเวณที่มีอากาศเย็นปกคลุมอยู่ อากาศอุ่นมักยกตัวสูงขึ้นไปตามขอบของมวลอากาศเย็น (รูปที่ 2.7) ลักษณะเมฆที่เกิดจากแนวปะทะอากาศแบบนี้มักพบเป็นเมฆแผ่น เช่น สเตรตัส สเตรโตคิวมูลัส อัลโตสเตรตัส นิมโบสเตรตัส เซอร์โรสเตรตัส เซอร์รัส



รูปที่ 2.7 การเกิดเมฆจากแนวปะทะอากาศอุ่น

- แนวปะทะอากาศเย็น (cold front)

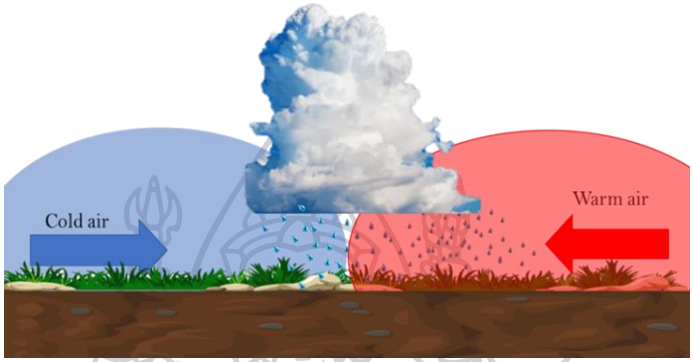
เป็นบริเวณที่มวลอากาศเย็น (อากาศที่มีอุณหภูมิต่ำกว่ามวลอากาศเดิมที่ปกคลุมพื้นที่ซึ่งอุณหภูมิสูงกว่า) เคลื่อนที่เข้ามาแทนที่ ตามปกติ บริเวณที่มีมวลอากาศเย็นปกคลุมอยู่ ความหนาแน่นของอากาศจะมากอากาศโดยทั่วไปจะมีลักษณะจมตัว ซึ่งแตกต่างจากมวลอากาศอุ่นซึ่งมีอุณหภูมิสูงกว่า อากาศจะมีความหนาแน่นน้อยมีการลอยตัว ดังนั้น หากมีมวลอากาศเย็นเคลื่อนที่เข้ามาในบริเวณที่มีอากาศอุ่นปกคลุมอยู่ขอบของมวลอากาศเย็นมักจะมีความชันมากกว่าแนวปะทะอากาศอุ่น (รูปที่ 2.8) ลักษณะเมฆที่เกิดจากแนวปะทะอากาศแบบนี้มักพบเป็นเมฆก่อตัวในแนวตั้งได้ เช่น คิวมูลัส คิวมูโลนิมบัส บริเวณแนวปะทะอากาศเย็นมักมีลักษณะอากาศไม่ดี ก็อาจจะมีพายุฝนฟ้าคะนอง หรือลูกเห็บ เกิดขึ้นได้โดยเฉพาะในฤดูร้อน



รูปที่ 2.8 การเกิดเมฆจากแนวปะทะอากาศเย็น

- แนวปะทะอากาศคงที่ (stationary front)

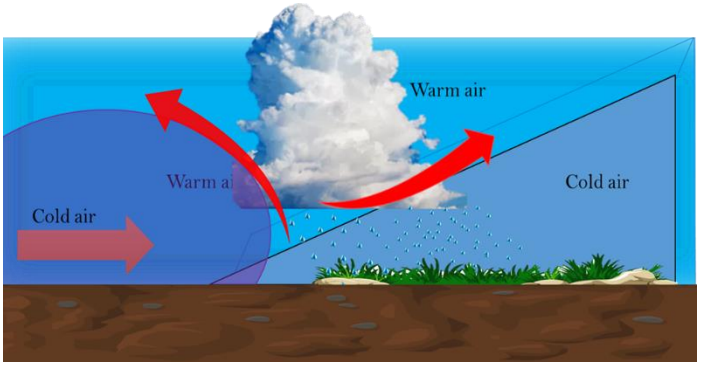
เป็นแนวเกิดขึ้นเนื่องจากมวลอากาศ 2 มวลที่เคลื่อนที่เข้ามาบรรจบกันเกิดเป็นแนวปะทะอากาศแต่ไม่เคลื่อนที่หรือเกือบไม่เคลื่อนที่เลย ซึ่งอาจเกิดจากแนวปะทะอากาศเย็นหรือแนวปะทะอากาศอุ่นที่หยุดการเคลื่อนที่ ซึ่งหากแนวปะทะอากาศแบบนี้เคลื่อนที่ต่อก็ยังคงปรากฏลักษณะของแนวปะทะอากาศเย็นหรือแนวปะทะอากาศอุ่นเช่นเดิม (รูปที่ 2.9)



รูปที่ 2.9 การเกิดเมฆจากแนวปะทะอากาศคงที่

- แนวปะทะอากาศรวม (occluded front)

มักเกิดในบริเวณที่มีแนวปะทะอากาศปรากฏอยู่แล้วและมีมวลอากาศอีกชนิดเคลื่อนที่เข้ามาและดันให้มวลอากาศเดิมเคลื่อนที่สูงขึ้นไป ทำให้ตอนบนปรากฏความแตกต่างของมวลอากาศเกิดเป็นปะทะอากาศ ซึ่งแนวปะทะอากาศแบบนี้จะปรากฏในระดับบน ซึ่งหากพิจารณาความแตกต่างของข้อมูลอุตุนิยมวิทยาในแนวราบอาจไม่พบความเปลี่ยนแปลง แนวปะทะอากาศรวมหรือแนวปะทะอากาศปิดเกิดจากการที่แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็วกว่าแนวปะทะอากาศอุ่นและไล่ทันแนวปะทะอากาศอุ่น ทำให้มวลอากาศเย็นเคลื่อนที่ผ่านแนวปะทะอากาศอุ่น ทำให้มวลอากาศอุ่นลอยตัวขึ้นอยู่ระหว่างมวลอากาศที่เย็นกว่า ลักษณะหยาดน้ำฟ้าที่เกิดขึ้นจะมีลักษณะคล้ายกับที่เกิดในกรณีแนวปะทะอากาศเย็น ดังแสดงในรูปที่ 2.10



รูปที่ 2.10 การเกิดเมฆจากแนวปะทะอากาศรวม

2.3 การแบ่งประเภทของเมฆ

มีวิธีการหลากหลายในการแบ่งประเภทของเมฆ วิธีการที่นิยมคือการแบ่งเมฆตามความสูงของฐานเมฆและการแบ่งโดยดูจากลักษณะรูปร่างของเมฆที่ปรากฏ การแบ่งประเภทของเมฆจะใช้รากศัพท์ดังต่อไปนี้

Cirro	หมายถึง	สูง
Alto	หมายถึง	กลาง
Strato	หมายถึง	ลักษณะเป็นชั้น (layer)
Nimbo	หมายถึง	ฝน, หยาดน้ำฟ้า
Cumulo	หมายถึง	ลักษณะเป็นก้อน

2.3.1 ประเภทของเมฆตามลักษณะและรูปร่างที่ปรากฏ

2.3.1.1 เมฆลักษณะเป็นแผ่น (Stratiform cloud)

มีการเติบโตของเมฆในแนวนอน (layered) จะเกิดขึ้นในตอนที่อากาศมีเสถียรภาพ การยกตัวของอากาศถูกจำกัดและจากนั้นจะเติบโตไปในแนวระดับแทนการเติบโตในแนวตั้ง ดังแสดงในรูปที่ 2.11

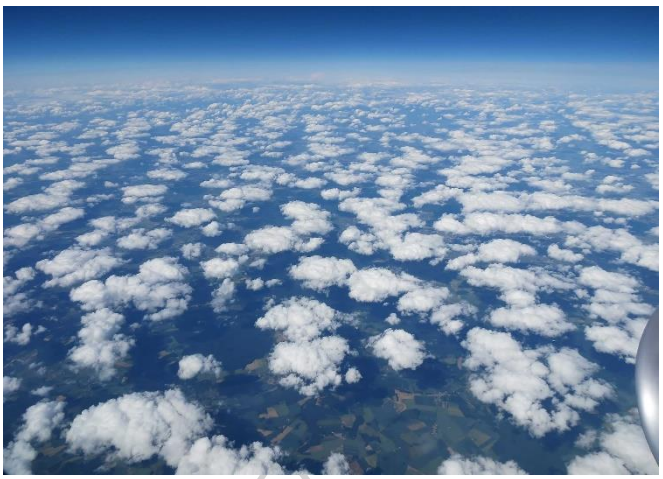
รูปที่ 2.11 เมฆแผ่น (ถ่ายภาพโดย: Martin Gudd)

2.3.1.2 เมฆที่ลักษณะเป็นก้อน (Cumuliform cloud)

มีการเติบโตของเมฆแบบลอยตัวสูงขึ้น (convective) ในแนวตั้ง เรียกว่า เมฆคิวมูลัส (cumulus) เป็นคำที่มาจากภาษาละตินที่แปลว่า กอง แบ่งออกเป็นชนิด (species) ย่อย ๆ อีก 3 ชนิด ได้แก่

- Humilis คือ มีความกว้างมากกว่าความสูงในแนวตั้งของการก่อตัว
- Mediocris คือ มีความสูงพอ ๆ กับความกว้าง
- Congestus คือ มีความสูงในแนวตั้งมากกว่าความกว้าง

โดยทั่วไปจะเรียกเมฆชนิดนี้ว่า “เมฆอากาศดี (fair-weather cloud)” ซึ่งจะเกิดขึ้นในวันที่มีแดด (sunny days) ดังแสดงในรูปที่ 2.12 – 2.14



รูปที่ 2.12 เมฆคิวมูลัส Humilis (ถ่ายภาพโดย: Frank Le Blancq)

รูปที่ 2.13 เมฆคิวมูลัส Mediocris (ถ่ายภาพโดย: Frank Le Blancq)

รูปที่ 2.14 เมฆคิวมูลัส Congestus (ถ่ายภาพโดย: Chi Yung Lau)

2.3.2 ประเภทของเมฆตามความสูง

การแบ่งประเภทของเมฆตามความสูงจะแบ่งโดยใช้ฐานของเมฆเป็นเกณฑ์ ซึ่งการแบ่งตามระดับความสูงนี้จะใช้ในทางอุตุนิยมวิทยาเพื่อใช้เป็นมาตรฐานเดียวกันสำหรับวิเคราะห์สภาพลมฟ้าอากาศในการพยากรณ์ สามารถแบ่งออกได้เป็น 4 กลุ่มใหญ่ ๆ ดังนี้

2.3.2.1 เมฆชั้นต่ำ (Low cloud level)

เมฆชั้นต่ำ คือ เมฆที่มีระดับความสูงของฐานเมฆต่ำกว่า 2,000 เมตร เป็นเมฆที่มีความหนามาก มีสีเทาหรือดำ ภายในเมฆประกอบไปด้วยหยดน้ำมากมาย โดยเมฆชั้นนี้มีหลายชนิด ได้แก่

- เมฆสเตรตัส (Stratus, St)

เมฆสเตรตัสเป็นเมฆที่มีสีเทาสม่ำเสมอปกคลุมท้องฟ้าทั้งหมดคล้ายกับหมอกแต่ไม่สัมผัสกับพื้นดิน โดยปกติแล้วจะไม่มีฝนตกลงมาจากเมฆชนิดนี้ ตัวอย่างของเมฆสเตรตัสแสดงดังรูปที่ 2.15

รูปที่ 2.15 เมฆสเตรตัส (ถ่ายภาพโดย: Kirsten Wicher)

- เมฆสเตรโตคิวมูลัส (Stratocumulus, Sc)

เป็นเมฆก้อนที่เป็นเมฆชั้นต่ำคล้ายกับเมฆอัลโตคิวมูลัสแต่ปรากฏเรียงเป็นแถวชิดติดกัน สามารถมองเห็นสีของท้องฟ้าได้ในแต่ละแถวของเมฆที่ติดกัน ดังรูปที่ 2.16 ฝนหรือหิมะไม่ค่อยตกลงมาจากเมฆสเตรโตคิวมูลัส

รูปที่ 2.16 เมฆสเตรโตคิวมูลัส (ถ่ายภาพโดย: Frank Le Blancq)

- เมฆนิมโบสเตรตัส (Nimbostratus, Ns)

เมฆนิมโบสเตรตัส ฐานของเมฆเป็นสีดำเหมือนพื้นเปียกน้ำซึ่งมีความเกี่ยวข้องกับการตกของฝนหรือหิมะอย่างต่อเนื่อง ปริมาณของหยาดน้ำฟ้าที่ตกลงมานั้นอยู่ในปริมาณที่เบาและปานกลาง เมื่อเกิดเมฆนิมโบสเตรตัสจะทำให้ไม่สามารถมองเห็นดวงอาทิตย์ได้ซึ่งทำให้แยกเมฆชนิดนี้ออกจากเมฆอัลโตคิมมูลัสได้ (รูปที่ 2.17)

รูปที่ 2.17 เมฆนิมโบสเตรตัส (ถ่ายภาพโดย: Jarmo Koistinen)

2.3.2.2 เมฆชั้นกลาง (Mid cloud level)

เมฆชั้นกลางเป็นเมฆที่ความสูงของฐานเมฆอยู่ประมาณ 2,000 ถึง 7,000 เมตร ภายในเมฆประกอบไปด้วยหยดน้ำแต่ถ้าอุณหภูมิต่ำมากพอเมฆก็จะประกอบไปด้วยผลึกน้ำแข็ง เมฆชั้นกลางมีหลายชนิด ได้แก่

- เมฆอัลโตสเตรตัส (Altostratus, As)

เมฆอัลโตรสเตรตัสคือเมฆที่สีเทาหรือสีเทาเกือบดำ ปกคลุมพื้นที่ท้องฟ้าหลายร้อยตารางกิโลเมตร ในกรณีที่เกิดเมฆชนิดนี้อาจทำให้มองเห็นดวงอาทิตย์ราง ๆ เรียกว่า “Watery sun” (รูปที่ 2.18) ซึ่งจะทำให้เกิดความสับสนกับเมฆเซอร์โรสเตรตัส สิ่งที่ทำให้แยกแยะระหว่างเมฆสเตรตัสชั้นกลางกับชั้นสูงคือ ความเทา, ความสูงของเมฆ รวมถึงความสลัวของดวงอาทิตย์ เพราะการเกิดพระอาทิตย์ทรงกลดจะเกิดกับเมฆชั้นสูงเท่านั้น เมฆอัลโตสเตรตัสมักจะก่อตัวขึ้นก่อนการเกิดพายุที่มีฝนตกอย่างต่อเนื่อง ถ้าเกิดมีฝนตกมาจากเมฆอัลโตสเตรตัสจะทำให้ฐานของเมฆลดลงและจะกลายเป็นเมฆอีกประเภทหนึ่งนั้นคือเมฆนิมโบสเตรตัส

รูปที่ 2.18 เมฆอัลโตสเตรตัส (ถ่ายภาพโดย: Art Rangno)

- เมฆอัลโตคิวมูลัส (Altocumulus, Ac)

เมฆอัลโตคิวมูลัสเป็นเมฆชั้นกลางที่มีฐานเมฆสีเทา มองเหมือนฝูงแกะ บางครั้งก็ปรากฏเป็นแถวหลายแถวที่ขนานกัน สีของเมฆชนิดนี้บางส่วนจะดำกว่าและนอกจากนี้ขนาดก้อนเมฆยังมีขนาดใหญ่กว่าซึ่งช่วยในการแยกเมฆชนิดนี้ออกจากเมฆเซอร์โรคิวมูลัส บางครั้งเมฆชนิดนี้จะก่อตัวซ้อนกันทำให้มองคล้ายยอดปราสาท (castellanus cloud) (รูปที่ 2.19) การปรากฏตัวของเมฆเหล่านี้ในช่วงฤดูร้อนที่ร้อนชื้นมักทำให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองในช่วงบ่าย

รูปที่ 2.19 เมฆอัลโตคิวมูลัส (ถ่ายภาพโดย: Stefan Kämpfe)

2.3.2.3 เมฆชั้นสูง (High cloud level)

เมฆชั้นสูงคือ เมฆที่มีฐานเมฆอยู่สูงจากพื้นดินประมาณ 6,000 เมตร ขึ้นไป เนื่องจากอากาศที่ระดับความสูงนี้เย็นและแห้ง เมฆชั้นนี้จึงมีองค์ประกอบเป็นน้ำแข็งและมีความบาง โดยทั่วไปจะมองเห็นเมฆชนิดนี้เป็นสีขาวยกเว้นจะเห็นเป็นสีเทาตอนพระอาทิตย์ขึ้นและพระอาทิตย์ตก เมฆชั้นสูงประกอบด้วยเมฆชนิดต่างๆ ดังนี้

- เมฆเซอร์รัส (Cirrus, Ci)

เมฆเซอรร์รัสเป็นเมฆชั้นสูงที่พบมากที่สุด มีความบางและถูกพัดพาโดยลมทำให้มีลักษณะเหมือนหางม้า (mares's tails) หรือขนนก (รูปที่ 2.20) เมฆเซอรร์รัสมักจะเคลื่อนที่ทั่วท้องฟ้าจากทางตะวันตกไปตะวันออกซึ่งแสดงให้เห็นทิศทางและความแรงของลมที่ระดับความสูงนี้

รูปที่ 2.20 เมฆเซอร์รัส

- เมฆเซอร์โรสเตรตัส (Cirrostratus, Cs)

เป็นเมฆบางชั้นสูงที่มักจะทำให้เกิดปรากฏการณ์พระอาทิตย์ทรงกลด (Sun halo) โดยผลึกน้ำแข็งในเมฆเหล่านี้จะหักเหแสงที่ผ่านเข้ามา ทำให้เรามองเห็นบริเวณรอบ ๆ ดวงอาทิตย์เป็นแถบวงแหวนสีรุ้งรอบดวงอาทิตย์ (รูปที่ 2.21-2.22) ในกรณีที่เมฆเซอร์โรสเตรตัสมีความหนามากขึ้นปกคลุมท้องฟ้าบางบ่อยครั้งจะเกิดขึ้นก่อนการเกิดพายุ ดังนั้นจะสามารถพยากรณ์ฝนหรือหิมะได้ใน 12-24 ชั่วโมง โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อเมฆชนิดนี้ปรากฏร่วมกับเมฆชั้นกลาง

รูปที่ 2.21 เมฆเซอร์โรสเตรตัส (ถ่ายภาพโดย: Martin Gudd)

รูปที่ 2.22 พระอาทิตย์ทรงกลด (ถ่ายภาพโดย: Frank Le Blancq)

- เมฆเซอร์โรคิวมูลัส (Cirrocumulus, Cc)

เมฆเซอร์โรคิวมูลัสปรากฏให้เห็นน้อยครั้งกว่าเมฆเซอร์รัส อาจจะเห็นเป็นกลุ่มเล็ก ๆ หรือเป็นแถวยาวหลายแถวบนท้องฟ้า เมื่อเห็นเป็นแถวๆเมฆเซอร์โรคิวมูลัสจะมีลักษณะเป็นลอนซึ่งแตกต่างจากเมฆเซอร์รัสและเซอร์โรสเตรตัส (รูปที่ 2.23) ส่วนใหญ่เมฆชนิดนี้จะปกคลุมแค่ส่วนเล็ก ๆ บนท้องฟ้า ถ้ามีเมฆเซอร์โรคิวมูลัสปกคลุมเต็มท้องฟ้าเหมือนการเรียงตัวของเกล็ดปลาแมคเคอเรลจะถูกเรียกว่า “mackerel sky”

รูปที่ 2.23 เมฆเซอร์โรคิวมูลัส (ถ่ายภาพโดย: Tak Leung Ng)

2.3.2.4 เมฆที่ก่อตัวในแนวตั้ง (Cloud with vertical development)

เมฆที่ก่อตัวในแนวตั้งประกอบด้วยเมฆชนิดต่างๆ ดังนี้

- เมฆคิวมูลัส (Cumulus, Cu)

เมฆชนิดนี้เหมือนก้อนสำลีลอยอยู่บนท้องฟ้า ฐานของเมฆเป็นสีขาวหรือเทาสว่างมีความสูงจากพื้นดินประมาณไม่กี่ร้อยเมตร (รูปที่ 2.24) ถ้าคิวมูลัสเติบโตในแนวตั้งไม่สูงมากนัก จะเรียกเมฆชนิดนี้มาก “เมฆคิวมูลัสอากาศดี (fair weather cumulus)”

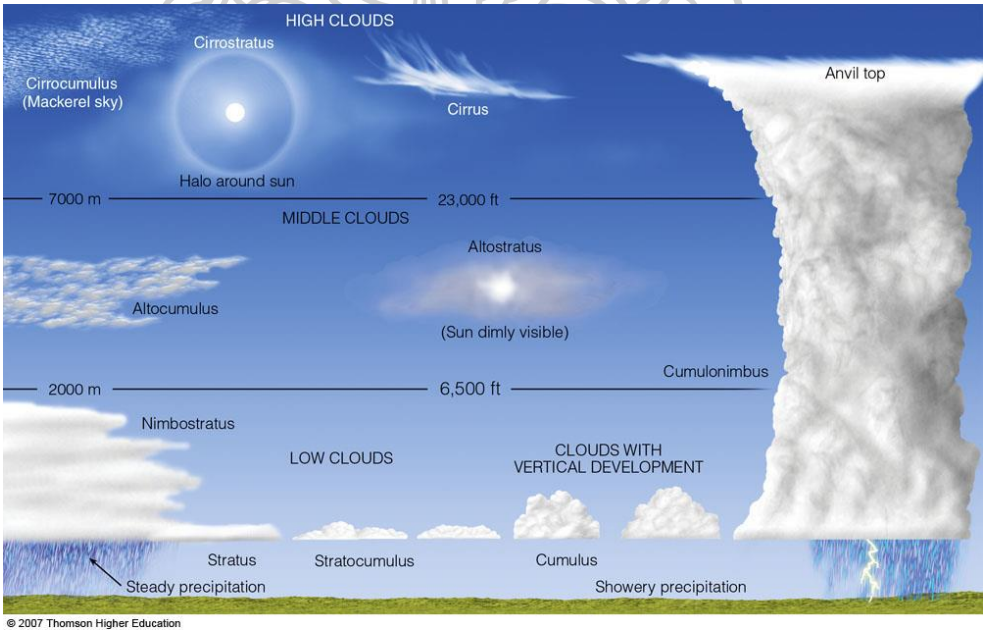
รูปที่ 2.24 เมฆคิวมูลัส (ถ่ายภาพโดย: Michael Bruhn)

- เมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus, Cb)

เมฆคิวมูลัสที่ยังคงเติบโตในแนวตั้งพัฒนากลายเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส หรือเรียกว่า เมฆพายุฝน (thunderstorm cloud) ฐานของเมฆชนิดนี้อาจอยู่ที่ประมาณ 2,000 เมตรเหนือพื้นผิวโลก ในขณะที่ยอดเมฆนั้นอาจขยายขึ้นปถึงชั้นบรรยากาศโทรพอพอส (tropopause) ที่ระดับความสูงประมาณ 10,000 เมตร ดังแสดงในรูปที่ 2.25

รูปที่ 2.25 เมฆคิวมูโลนิมบัส (ถ่ายภาพโดย: Malcolm McLean)

ภาพรวมของเมฆชนิดต่าง ๆ เมื่อแบ่งประเภทตามความสูง ซึ่งประกอบด้วย เมฆชั้นต่ำ เมฆชั้นกลาง เมฆชั้นสูง และเมฆที่ก่อตัวในแนวตั้ง แสดงดังรูปที่ 2.26 และสามารถสรุปความสูงของเมฆชนิดต่าง ๆ ซึ่งเกิดในบริเวณพื้นที่ต่าง ๆ กันเหนือพื้นผิวโลก ได้ดังตารางที่ 2.1



รูปที่ 2.26 ภาพรวมเมฆชนิดต่าง ๆ ที่ความสูงเหนือพื้นผิวโลก (Ahrens, 2011)

ตารางที่ 2.1 ความสูงของฐานเมฆโดยประมาณเหนือพื้นผิวโลกที่ตำแหน่งต่าง ๆ

ประเภทของเมฆ	บริเวณเขตเส้นศูนย์สูตร	บริเวณละติจูดกลาง	บริเวณขั้วโลกเหนือ
เมฆชั้นสูง (Ci, Cs, Cc)	6,000-18,000 เมตร	5,000-13,000 เมตร	3,000-8,000 เมตร
เมฆชั้นกลาง (As, Ac)	2,000-8,000 เมตร	2,000-7,000 เมตร	2,000-8,000 เมตร
เมฆชั้นต่ำ (St, Sc, Ns)	0-2,000 เมตร	0-2,000 เมตร	0-2,000 เมตร

2.3.3 เมฆประเภทอื่น ๆ

มีเมฆอีกหลายชนิดที่ไม่ได้ถูกจัดอยู่ใน 10 ประเภทของเมฆที่สามารถพบได้ทั่วไป หรืออาจเป็นเมฆที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ ตัวอย่างเช่น

- เมฆรูปเลนส์ (lenticular cloud)

เป็นเมฆที่เกิดจากเกิดจากการที่อากาศชื้นในแนวระดับเคลื่อนที่ปะทะเนินหรือภูเขา ทำให้อากาศถูกบังคับให้ยกตัวสูงขึ้น แต่เมื่อผ่านเนิน (หรือภูเขา) นั้นไปแล้ว อากาศก็จะลดต่ำมองจากด้านข้างคล้าย ๆ เป็นคลื่นกระเพื่อมวิ่งไป (รูปที่ 2.27) โดยบางทีมีการเรียงคล้าย ๆ รูปกองแพนเค้ก หรือเห็นมีรูปร่างคล้ายจานบินยูเอฟโอ จึงเรียกเมฆชนิดนี้ว่า “เมฆจานบิน (UFO cloud)”

รูปที่ 2.27 Lenticular Clouds ที่เมือง Washington (ที่มา: https://apod.nasa.gov/apod/ap090203.html ถ่ายภาพโดย Tim Thompson)

- เมฆหมวก (pileus cloud)

เป็นเมฆที่มีลักษณะคล้ายเมฆรูปเลนส์เป็นหมวกที่อยู่บริเวณยอดของเมฆคิวมูลัส เกิดจากความชื้นถูดลมพัดพาขึ้นไปเหนือเมฆคิวมูลัสหรือคิวมูโลนิมบัสที่กำลังก่อตัว ถ้าบริเวณที่ถูกพัดขึ้นไปมีอุณหภูมิต่ำเพียงพอ ก็จะทำให้เกิดการควบแน่นเกิดเป็นแถบบาง ๆ ลอยอยู่เหนือเมฆคิวมูลัส (รูปที่ 2.28)

รูปที่ 2.28 เมฆหมวก (ถ่ายภาพโดย: Sylke Boyd)

- เมฆถุง (Mammatus cloud)

เมฆส่วนใหญ่เกิดจากการยกตัวของอากาศแต่เมฆชนิดนี้เกิดจากการที่อากาศจมตัวลง ชื่อเมฆถุงนี้มาจากลักษะของเมฆที่คล้ายถุงห้อยลงมาและคล้ายกับเต้านมของวัว (รูปที่ 2.29) ส่วนใหญ่แล้วเมฆถุงจะเกิดขึ้นที่ด้านล่างของเมฆคิวมูโลนิมบัสแต่ก็อาจเกิดขึ้นที่ด้านล่างของเมฆดังต่อไปนี้ ได้แก่ เมฆเซอร์โรคิวมูลัส, อัลโตสเตรตัส, อัลโตคิวมูลัส และ อัลโตสเตรตัส การเกิดเมฆถุงนี้มีส่วนเชื่อมโยงกับการเกิดพายุใหญ่ หรือก่อนเกิดพายุทอร์นาโด

รูปที่ 2.29 เมฆถุง (Mammatus Clouds over Nebraska ถ่ายภาพโดย : Jorn Olsen)

- เมฆไอพ่นเครื่องบิน (contrail)

เครื่องบินไอพ่นที่บินอยู่ในระดับสูงมกจะทำให้ปรากฏร่องรอยคล้ายกับหางของเมฆเซอร์รัส เกิดจากการควบแน่นของไอน้ำ เรียกว่า “เมฆรอยควบแน่น” (condensation trail) หรือคอนเทรล (contrail) (รูปที่ 2.30)

รูปที่ 2.30 เมฆไอพ่นเครื่องบิน (ถ่ายภาพโดย: George Anderson)

2.4 การสังเกตเมฆบนท้องฟ้า (Observing Clouds)

การสังเกตหรือการวัดความสูงของเมฆมีความสำคัญต่อการประยุกต์ใช้งานหลายด้าน เช่น งานทางด้านการบิน งานทางอุตุนิยมวิทยา รวมถึงการนำมาประยุกต์ใช้ในการพยากรณ์ความเข้มรังสีอาทิตย์สำหรับโรงงานไฟฟ้าพลังงานแสงอาทิตย์ โดยการสังเกตเมฆบนท้องฟ้าจะทำการสังเกตปริมาณเมฆ ความสูงของฐานเมฆ เป็นหลัก

ปริมาณเมฆ (Cloud mount) คือ ปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้า ซึ่งโดยทั่วไปจะแบ่งออกเป็นปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าบางส่วน และปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าทั้งหมด

ความสูงของฐานเมฆ (Cloud base height) คือ ความสูงของฐานเมฆจากพื้นดิน หมายถึงบริเวณที่อยู่ต่ำที่สุดที่มีการเปลี่ยนแปลงจากอากาศปกติหรือหมอกควันไปเป็นหยดน้ำหรือผลึกน้ำแข็ง

โดยรายละเอียดของกระบวนการหรือวิธีการวัดปริมาณเมฆและความสูงของฐานเมฆ มีดังนี้

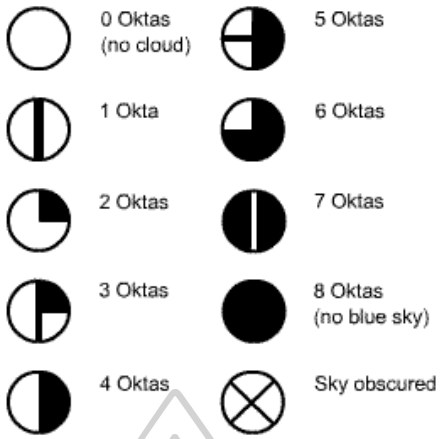
2.4.1 การวัดปริมาณเมฆ (Cloud amount measurement)

ตามเดิมแล้วการวัดปริมาณเมฆจะใช้สายตาของผู้เชี่ยวชาญในการสังเกต ในปัจจุบันมีเครื่องมือที่ได้รับการยอมรับอย่างกว้างขวางมาใช้ในการสำรวจ โดยปริมาณเมฆ (cloud amount) หมายถึง จำนวนเมฆในแต่ละชั้นที่ถูกสังเกตและปริมาณเมฆทั้งหมดที่จุดสังเกต ซึ่งจะหมายถึงปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าทั้งหมด (cloud cover) ว่าเป็นกี่ส่วนของครึ่งทรงกลมท้องฟ้า (celestial dome) ดังนั้น การประเมินปริมาณเมฆทั้งหมด จึงประกอบด้วยการประเมินว่าท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆมากน้อยเพียงใด

ตัวเลขที่ใช้ในการบันทึกจำนวนปริมาณเมฆจะถูกกำหนดโดย WMO (World Meteorological Organization) โดยรายงานในหน่วย Oktas ซึ่งมีรายละเอียดแสดงดังตารางที่ 2.2 และมีสัญลักษณ์สำหรับการแสดงปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าที่ใช้ในการพยากรณ์อากาศ ดังรูปที่ 2.31

ตารางที่ 2.2 การบอกปริมาณเมฆและความหมายตามสภาพท้องฟ้าต่าง ๆ

ตัวเลข (code)	ความหมาย	ในกรณีแบ่งท้องฟ้าออกเป็น 10 ส่วน	สภาพท้องฟ้า
0	0	0	ท้องฟ้าแจ่มใส (Fine or completely clear sky)
1	1 okta หรือน้อยกว่า แต่ไม่เท่ากับศูนย์	1/10	ท้องฟ้าโปร่ง (Fair or clear sky)
2	2 oktas	2/10-3/10	
3	3 oktas	4/10	ท้องฟ้ามีเมฆบางส่วน (Partly Cloudy Sky)
4	4 oktas	5/10	
5	5 oktas	6/10	ท้องฟ้ามีเมฆเป็นส่วนมาก (Cloudy Sky)
6	6 oktas	7/10-8/10	
7	7 oktas หรือมากกว่า แต่ไม่เท่ากับแปด	9/10	ท้องฟ้ามีเมฆมาก (Very Cloudy Sky)
8	8 oktas	10/10	ท้องฟ้ามีเมฆเต็มท้องฟ้า (Overcast Sky)
9	ท้องฟ้าถูกบดบังด้วยหมอกและ / หรือปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยาอื่น ๆ		
/	ไม่สามารถมองเห็นเมฆที่ปกคลุมได้เนื่องจากเหตุผลอื่นที่ไม่ใช่หมอกหรือปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยาอื่น ๆ หรือ ไม่ได้มีการสังเกตการณ์		



รูปที่ 2.31 สัญลักษณ์การบอกปริมาณเมฆและสภาพท้องฟ้าในหน่วย Oktas

2.4.2 การวัดความสูงของฐานเมฆ (Cloud base height measurement)

ความรู้ทางด้านอุตุนิยมวิทยาทั่วไปและการเฝ้าสังเกตการณ์เปลี่ยนแปลงสภาพอากาศอย่างใกล้ชิดมีความสำคัญอย่างมากต่อการตัดสินใจการลดระดับหรือสูงขึ้นของฐานเมฆ เพื่อให้สามารถบอกความสูงของฐานเมฆได้อย่างถูกต้องแม่นยำควรจะใช้เครื่องมือการวัด ซึ่งในปัจจุบันมีการใช้กันอย่างแพร่หลายในสถานที่ที่มีความจำเป็นในการใช้ค่าความสูงของฐานเมฆเป็นอย่างมาก เช่น บริเวณสนามบิน อย่างไรก็ตามการประมาณความสูงของฐานเมฆด้วยสายตามนุษย์ (surface synoptic observation, SYNOP) ยังคงได้รับความนิยมมากกว่าเครื่องมือ โดยใช้เกณฑ์สำหรับบอกความสูงของฐานเมฆ ดังแสดงในตารางที่ 2.3

ในสถานีที่ไม่ได้มีเครื่องมือสำหรับการวัดความสูงของฐานเมฆสามารถทำได้โดยการประมาณ ในเขตพื้นที่ภูเขาความสูงของฐานเมฆที่ต่ำกว่ายอดภูเขารอบ ๆ สถานีสามารถประมาณได้โดยทำการเปรียบเทียบกับความสูงของภูมิประเทศ

ตารางที่ 2.3 การบอกความสูงของฐานเมฆเหนือพื้นผิวดินบริเวณเขตอบอุ่น (สำหรับความสูงของสถานีวัดที่อยู่สูงจากระดับน้ำทะเล 150 เมตร)

ชนิดของเมฆ	**ความสูงปกติของฐานเมฆ**		**ความสูงของฐานเมฆในช่วงกว้างขึ้น**	
(cloud type)	**เมตร (m)**	**ฟุต (ft)**	**เมตร (m)**	**ฟุต (ft)**
เมฆชั้นต่ำ				
สเตรตัส	พื้นผิว – 600	พื้นผิว – 2,000	พื้นผิว – 1,200	พื้นผิว – 4,000
สเตรโต คิวมูลัส	300 – 1,350	1,000 – 4,500	300 – 2,000	1,000 – 6,500
คิวมูลัส	300 – 1,500	1,000 – 5,000	300 – 2,000	1,000 – 6,500
คิวมูโลนิมบัส	600 – 1,500	2,000 – 5,000	300 – 2,000	1,000 – 6,500
เมฆชั้นกลาง				
นิมโบสเตรตัส	พื้นผิว – 3,000	พื้นผิว – 10,000	เมฆนิมโบสเตรตัสถือเป็นเมฆชั้นกลางในการพยากรณ์ทางอุตุนิยมวิทยา แม้ว่าจะสามารถเปลี่ยนระดับความสูงได้	
อัลโตสเตรตัส	2,000 – 6,000	6,500 – 20,000	เมฆอัลโตสเตรตัสอาจจะลดระดับฐานเมฆลงกลายเป็นเมฆนิมโบสเตตัส	
อัลโตคิวมูลัส				
เมฆชั้นสูง				
เซอร์รัส	6,000 – 12,0000	20,000 – 40,0000	เมฆเซอร์รัสที่เกิดจากเมฆคิวมูโลนิมบัสอาจจะเกิดขึ้นที่ระดับต่ำกว่า 6,000 เมตร (20,000 ฟุต) ในฤดูหนาว	
เซอร์โรสเตรตัส			เมฆเซอร์โรสเตรตัสอาจพัฒนาเป็นเมฆอัลโตสเตรตัส	
เซอร์โรคิวมูลัส				

2.5 สมบัติทางฟิสิกส์ของเมฆ (Physical properties of cloud)

เนื่องจากเมฆเป็นตัวแปรทางบรรยากาศที่มีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา เมฆแต่ละประเภทจะส่งผลต่อการสะท้อนและการดูกลืนรังสีอาทิตย์แตกต่างกัน นอกจากจะบอกจากรูปร่างและความสูงของเมฆแล้ว ในทางฟิสิกส์ยังสามารถบอกคุณสมบัติของเมฆได้ด้วยตัวแปรต่าง ๆ ทางฟิสิกส์ โดยสมบัติทางฟิสิกส์ที่สำคัญของเมฆมีดังนี้

2.5.1 ปริมาณน้ำในก้อนเมฆ (Liquid water content)

ปริมาณน้ำในก้อนเมฆ (Liquid water content, LWC) คือ ปริมาณน้ำทั้งหมดที่อยู่ในเมฆในแนวตั้งคอลัมน์บรรยากาศซึ่งไม่รวมน้ำในสถานะของแข็ง (น้ำแข็ง, หิมะ) ปริมาณน้ำในเมฆเป็นตัวแปรที่ขึ้นอยู่กับชนิดของเมฆที่ตำแหน่งนั้น ๆ โดยมีหน่วยเป็น น้ำต่อปริมาตรของอากาศ (g/m^3) หรือต่อมวลของอากาศ (g/kg) นอกจากนี้ยังสามารถบอกในรูปของปริมาณน้ำในแนวคอลัมน์ ในหน่วยมิลลิเมตร (mm) สามารถหาได้จากสมการ

$$LWC = \frac{m_w n}{N} \tag{2.1}$$

เมื่อ m_w คือ มวลของน้ำ [g]

n คือ ความหนาแน่นของหยดน้ำภายในเมฆ [อนุภาค/ m^3]

N คือ จำนวนหยดน้ำทั้งหมดในปริมาตร [อนุภาค]

โดยปริมาณน้ำในก้อนเมฆแต่ละชนิดจะมีค่าแตกต่างกัน ดังแสดงในตารางที่ 2.4

ตารางที่ 2.4 ปริมาณน้ำในเมฆ (LWC) ในเมฆแต่ละชนิด (Thompson, 2007)

ชนิดของเมฆ	Liquid water content (g/ m^3)
เมฆเซอร์รัส	0.03
หมอก	0.05
เมฆสเตรตัส	0.25-3.0
เมฆคิวมูลัส	0.25-3.0
เมฆสเตรโตคิวมูลัส	0.45
เมฆคิวมูโลนิมบัส	1.0-3.0

2.5.2 ปริมาณน้ำระหว่างสองตำแหน่งภายในเมฆ (Cloud liquid water path)

ปริมาณน้ำระหว่างสองตำแหน่งภายในเมฆ (Cloud liquid water path, LWP) เป็นปริมาณที่ช่วยให้เข้าใจกระบวนการทางฟิสิกส์ของเมฆ (การควบแน่น, การระเหยของน้ำ และการเกิดฝน เป็นต้น) และมีความสำคัญในเรื่องการถ่ายเทรังสีของบรรยากาศ โดยค่าเฉลี่ยทั่วไปของเมฆสเตรโตคิวมูลัสจะมีค่า LWP อยู่ที่ประมาณ 20-80 g/m^2 สามารถหาได้จากสมการ (Greenwald, Stephens, Christopher, & Vonder Haar, 1995)

$$LWP=LWC \bullet H \tag{2.2}$$

เมื่อ LWC คือ ปริมาณน้ำในก้อนเมฆต่อปริมาตรอากาศ [g/m^3]

H คือ ความหนาของเมฆ (Cloud geometrical thickness) [m]

2.5.3 รัศมีของหยดน้ำในเมฆ (Cloud effective radius)

รัศมีของหยดน้ำในเมฆ (Cloud effective radius, r_e) หรือ cloud particle size เป็นค่าเฉลี่ยถ่วงน้ำหนักตามพื้นที่รัศมีของหยดน้ำภายในเมฆ มีหน่วยเป็น ไมโครเมตร (μm) สามารถหาได้จากสมการ

$$r_e = \frac{\int_{r_1}^{r_2} \pi r^3 n(r) dr}{\int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 n(r) dr} \tag{2.3}$$

เมื่อ r คือ ขนาดของหยดน้ำในเมฆ [μm]

n คือ จำนวนอนุภาคต่อตารางเซนติเมตรที่มีขนาดรัศมี r และ r + dr [-]

2.5.4 ความหนาแน่นของหยดน้ำในเมฆ (Cloud droplet concentration)

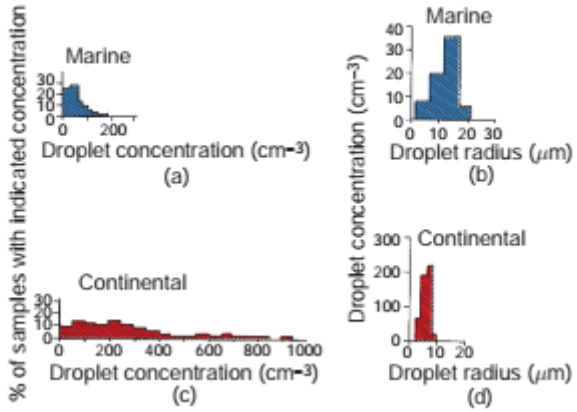
ความหนาแน่นของหยดน้ำในเมฆ (Cloud droplet concentration, n) คือ จำนวนของหยดน้ำต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรอากาศ สามารถหาได้จากสมการ (Wallace & Hobbs, 2006)

$$n=N/V \tag{2.4}$$

เมื่อ N คือ จำนวนหยดน้ำทั้งหมดในปริมาตร [อนุภาค]

V คือ ปริมาตรทั้งหมดของเมฆ [cm^{-3}]

ตัวอย่างเปอร์เซ็นต์ความหนาแน่นของหยดน้ำและขนาดของหยดน้ำในเมฆคิวมูลัสที่มีแหล่งกำเนิดจากแกนกลางการเกิดเมฆที่เป็นไอเกลือ (marine cumulus) และฝุ่นละอองจากพื้นดิน (continental cumulus) แสดงดังรูปที่ 2.32



รูปที่ 2.32 (a) เปอร์เซ็นต์ความหนาแน่นของหยดน้ำในเมฆคิวมูลัส (marine cumulus). (b) ขนาดของ หยดน้ำในเมฆคิวมูลัส (marine cumulus). (c) เปอร์เซ็นต์ความหนาแน่นของหยดน้ำในเมฆคิวมูลัส (continental cumulus). (d) ขนาดของหยดน้ำในเมฆคิวมูลัส (continental cumulus) (Ahrens, 2011)

2.5.5 ขนาดของหยดน้ำภายในเมฆ (Cloud droplet size distributions)

ขนาดของหยดน้ำภายในเมฆ (Cloud drop size distributions, CDSDs) เป็นตัวแปรที่สำคัญในการศึกษาคุณสมบัติของเมฆ เนื่องจากภายในก้อนเมฆหนึ่ง ๆ นั้น ไม่ได้ประกอบด้วยหยดน้ำขนาดเดียว ดังแสดงในรูปที่ 2.32 (b) และ (d) ซึ่งขึ้นอยู่กับแกนกลางที่ทำให้เกิดเมฆ

2.5.6 ความลึกเชิงแสงของเมฆ (Cloud optical thickness)

ความลึกเชิงแสงของเมฆ (Cloud optical thickness, COT) หรือ τ_c หรือบางทีอาจเรียกว่า Cloud optical depth เป็นค่าที่บอกการลดทอนแสงของเมฆโดยมีค่าขึ้นอยู่กับสมบัติทางฟิสิกส์ของเมฆและรูปร่างลักษณะ สามารถหาได้จากสมการ

$$COT = \frac{3LWP}{2\rho_w r_e} \tag{2.5}$$

เมื่อ LWP คือ Cloud liquid water path [g/m^2]

ρ_w คือ ความหนาแน่นของน้ำ [g/m^3]

r_e คือ รัศมีของหยดน้ำในเมฆ [μm]

2.5.7 การเปลี่ยนสถานะของเมฆ (Cloud phase)

จากที่กล่าวมาข้างต้นเมฆประกอบไปด้วยหยดน้ำเล็ก ๆ หรือผลึกน้ำแข็ง ซึ่งเมฆจะประกอบไปด้วย 3 สถานะ คือ ของเหลว, ของแข็ง และสถานะผสม การเปลี่ยนแปลงสถานะหรือองค์ประกอบอาจส่งผลกระทบต่อสมดุลการแผ่รังสีบรรยากาศของโลก (Wang, 2013) เนื่องจากคุณสมบัติการแผ่รังสีทั้งรังสีคลื่นสั้น (shortwave) และ รังสีคลื่นยาว (longwave) เช่น ค่าความลึกเชิงแสงของเมฆ และค่าการสะท้อนของเมฆ (single scattering albedo) จะแตกต่างกันไปตามสถานะของเมฆ (Choi, Lindzen, Ho, & Kim, 2010)

- สถานะของเหลว (liquid water clouds) เป็นเมฆที่ประกอบไปด้วยอนุภาคของน้ำทั้งหมด เมฆชั้นกลางและชั้นต่ำเป็นเมฆในสถานะของเหลวทั้งหมด แต่ในบางครั้งที่อุณหภูมิสิ่งแวดล้อมต่ำก็อาจจะประกอบไปด้วยน้ำแข็ง โดยบางครั้งเรียกเมฆประเภทนี้ว่า “เมฆอุ่น (warm cloud)”
- สถานะของแข็ง (ice clouds) เป็นเมฆที่ประกอบด้วยอนุภาคของน้ำแข็ง โดยทั่วไปแล้วจะถือว่าเมฆชั้นสูงทั้งหมดเป็นเมฆน้ำแข็ง
- สถานะผสม (mixed-phase cloud) เป็นเมฆที่ประกอบไปด้วยอนุภาคของน้ำและน้ำแข็ง ตัวอย่างของเมฆที่มีสถานะนี้คือ เมฆคิวมูโลนิมบัส คือบริเวณด้านล่างของเมฆชนิดนี้ประกอบไปด้วยหยดน้ำ ในขณะที่ตรงกลางและยอดเมฆอุณหภูมิอากาศเย็นมากพอที่เมฆจะประกอบไปด้วยน้ำแข็ง

2.6 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

เนื่องจากความสูงของฐานเมฆมีความสำคัญต่อการลดทอนรังสีอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามายังชั้นบรรยากาศของโลก และเป็นหนึ่งในตัวแปรที่จะทราบคุณสมบัติของเมฆ นอกจากนี้ ยังมีความสำคัญต่อการประยุกต์ใช้งานด้านการบิน ดังนั้นจึงมีนักวิทยาศาสตร์ได้ทำการศึกษาความสูงของฐานเมฆทั้งจากการสังเกตด้วยสายตามนุษย์ เครื่องมือภาคพื้นดินและการใช้เครื่องมือที่ถูกติดตั้งบนดาวเทียม โดยมีงานวิจัยที่สำคัญเกี่ยวกับการศึกษาปริมาณเมฆและความสูงของฐานเมฆสามารถสรุปได้ดังนี้

Rossow และคณะ (1993) ทำการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณเมฆจาก International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) กับข้อมูลภาคพื้นดิน เป็นระยะเวลา 8 ปี โดยเป็นข้อมูลราย 3 ชั่วโมง ตั้งแต่กรกรกฎาคม ค. ศ. 1983 ถึง มิถุนายน ค. ศ. 1991 พบว่ามีความแตกต่างของปริมาณเมฆระหว่างดาวเทียมและภาคพื้นดินอยู่ประมาณ 25% ปริมาณเมฆที่ได้จาก ISCCP บริเวณแผ่นดินจะต่ำกว่าวิธีการอื่นอยู่ 10% โดยบริเวณขั้วโลกปริมาณเมฆอาจต่ำถึง 10%-25% ในฤดูร้อน, 5%-10% ในฤดูหนาว โดยผลการเปรียบเทียบปริมาณเมฆของ ISCCP กับระบบอื่น ๆ สอดคล้องกันคือปริมาณเมฆมีการเปลี่ยนแปลงตามแต่ละพื้นที่และการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล โดยเฉพาะบริเวณเขตร้อนมีการเปลี่ยนแปลงอย่างมากในช่วงฤดูร้อนมากกว่าในฤดูหนาว ซึ่งการเปลี่ยนแปลงปริมาณเมฆในละติจูดกลางจะตรงกันข้าม สำหรับบริเวณเขตขั้วโลกจะมีการเปลี่ยนแปลงปริมาณเมฆตามฤดูกาลเล็กน้อย

Wylie และ Menzel (1988) ได้ทำการศึกษาลักษณะทางสถิติของเมฆที่ทวีปอเมริกาตอนเหนือโดยใช้ข้อมูล 2 ปี จากเครื่อง VISSR Atmospheric Sounder (VAS) ซึ่งถูกติดตั้งอยู่บนดาวเทียม GOES โดยทำการวัดรังสีอินฟาเรด 12 ช่วงความยาวคลื่น จากนั้นใช้วิธี CO_2 เพื่อหาค่าความสูงของยอดเมฆ พบว่า 20%-30% ท้องฟ้าของสหรัฐอเมริกาจะปกคลุมด้วยเมฆเซอร์รัส อีก 45% ท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆที่หนามาก และ 25%-35% ท้องฟ้าปราศจากเมฆ โดยมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลและรายวันตามการศึกษาอื่น ๆ ที่ได้เคยทำการศึกษามาแล้ว

Martucci และคณะ (2009) ได้ทำการวิเคราะห์ความสูงของฐานเมฆ 12 กรณีที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์ 2 เครื่อง ได้แก่ Vaisala CL31 และ Jenoptik CHM15K โดยเริ่มทำการศึกษาในเดือนกันยายนถึงเดือนธันวาคม ปี ค. ศ. 2008 ที่สถานีวิจัยบรรยากาศเมซเฮด ประเทศไอร์แลนด์ ผลการศึกษาแสดงให้เห็นความแตกต่างระหว่างเครื่องมือทั้งสองเครื่องจากสองบริษัทในการหาความสูงของฐานเมฆ จากนั้นใช้อัลกอริทึม THT (temporal height-tracking) ที่พัฒนาขึ้นใหม่มาประยุกต์เข้ากับซีโลมิเตอร์ทั้งสองเครื่อง และมีความสำคัญในการปรับปรุงความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องมือทั้งสองส่งผลให้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เพิ่มมากขึ้น (R^2) การประยุกต์ใช้อัลกอริทึม

THT กับการกระเจิงกลับตามความสูงจากเครื่องมือทั้งสอง ทำให้ได้ค่าความสูงของฐานเมฆที่มีสอดคล้องกันทางสถิติและมั่นใจได้ว่ามีความน่าเชื่อถือในการตรวจวัดฐานเมฆ โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อไม่ได้มีเมฆแค่เพียงชั้นเดียวในขณะนั้นและเมฆมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา นอกจากนี้อัลกอริทึม THT ยังสามารถนำมาใช้ควบคุมข้อผิดพลาดในการตรวจวัดฐานเมฆของเครื่องมือทั้งสองได้

Costa-SurÓs และคณะ (2013) ทำการศึกษาความสูงของฐานเมฆโดยเครื่องซีโลมิเตอร์ ที่เมืองกีโรนา ประเทศสเปน เป็นระยะเวลา 4 ปี ตั้งแต่ปี ค. ศ. 2007-2010 ซึ่งทำให้สามารถศึกษาความสูงฐานเมฆในลักษณะที่เป็นฤดูกาลได้ ในฤดูกาลที่แตกต่างกันอย่างที่สุด (ฤดูร้อน, ฤดูหนาว) และฤดูกลาลที่เปลี่ยนผ่าน (ฤดูใบไม้ร่วง, ฤดูใบไม้ผลิ) ในฤดูร้อนเดือนกรกฎาคม มีความแตกต่างจากช่วงเวลาเดือนอื่น ๆอย่างมาก พบว่ากว่า 25% ความสูงของเมฆอยู่ราว 1,400 เมตร และประมาณ 80% เมฆมีความสูงต่ำกว่า 3,000 เมตร ตรงกันข้ามกับเดือนมกราคม ที่เกือบ 40% ความสูงของเมฆน้อยกว่า 1,000 เมตร

Liu และคณะ (2015) ทำการศึกษาความสูงของฐานเมฆโดยใช้กล้องอินฟาเรดถ่ายภาพท้องฟ้า (WSIRCMS) และเครื่องซีโลมิเตอร์สองรุ่นที่แตกต่างกัน (CL31 และ CL51) ทำการวัดตั้งแต่วันที่ 1 พฤศจิกายน ค. ศ. 2011 ถึง 12 มิถุนายน ค. ศ. 2012 ที่สถานีอุตุนิยมวิทยาของเมืองปักกิ่ง ประเทศจีน ในการเปรียบเทียบการเกิดเมฆ (cloud occurrence) ของแต่ละเครื่องมือพบว่าเครื่องซีโลมิเตอร์รุ่น CL31 ตรวจพบเมฆมากกว่า CL51 3.8% ในขณะที่กล้อง WSIRCMS ตรวจพบพบมากกว่า CL51 3.6% โดยความสูงของฐานเมฆที่แตกต่างกันของซีโลมิเตอร์ทั้งสองเครื่องมีความแตกต่างกัน ±200 เมตร เพียง 89.5% ความสูงที่แตกต่างกันระหว่างกล้องอินฟาเรดและเครื่องซีโลมิเตอร์ อยู่ในช่วง ± 500 เมตร คิดเป็นเปอร์เซนต์ประมาณ 30.7% โดยความแตกต่างที่เกิดขึ้นเนื่องจากอัลกอริทึมในการวิเคราะห์ความสูงของฐานเมฆที่แตกต่างกัน

Sharma และคณะ (2016) ทำการสังเกตความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์ รุ่น CL31 ในช่วงเดือน พฤษภาคม ค. ศ. 2013 ถึงเดือนมกราคม ค. ศ. 2015 ที่เมืองอัห์มดาบัต ประเทศอินเดีย (23.03 องศาเหนือ, 72.54 องศาตะวันออก) และทำการเปรียบเทียบข้อมูลความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์ กับ ความสูงของฐานเมฆที่ได้จากอุปกรณ์ MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) ที่ถูกติดตั้งบนดาวเทียม Aqua และ Terra ความสูงของฐานเมฆที่ได้จาก MODIS ในวันที่ 25 กรกฎาคม ค. ศ. 2014 และ 1 มกราคม ค. ศ. 2015 มีความสูงอยู่ที่ 1.955 และ 1.093 กิโลเมตร ตามลำดับ ซึ่งตรงกับการวัดความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์ที่ความสูง 1.92 และ 1.097 กิโลเมตร นอกจากนี้ผู้วิจัยได้ทำการสังเกตการเคลื่อนที่ของเมฆโดยศึกษาการเคลื่อนที่ขึ้นและลงของกระแสอากาศที่สังเกตได้เฉพาะในช่วงมรสุมและหลังมรสุม จาก

การศึกษาในงานวิจัยนี้แสดงให้เห็นว่า ซีโลมิเตอร์เป็นเครื่องมือที่มีความแม่นยำในการตรวจวัดเมฆระดับต่ำและกลาง ส่วนดาวเทียม MODIS ให้ความแม่นยำในการตรวจวัดเมฆระดับสูง อัลกอริทึมคำนวณความสูงของฐานเมฆที่ใช้ใน MODIS สามารถใช้ได้กับการหาความสูงของเมฆในระดับต่ำได้เช่นกัน

จากงานวิจัยที่ผ่านมานั้น จะเห็นว่าการมีการศึกษาความสูงของเมฆในบริเวณต่าง ๆ แต่ยังไม่มีการศึกษาในประเทศไทย ซึ่งเป็นประเทศที่มีภูมิอากาศแบบเขตร้อนชื้น ดังนั้นงานวิจัยนี้จึงจะทำการศึกษาความสูงของฐานเมฆในประเทศไทย เพื่อเป็นข้อมูลพื้นฐานสำหรับนำไปประยุกต์ใช้งานด้านต่าง ๆ ต่อไป โดยมีรายละเอียดดังที่จะกล่าวถึงในบทต่อไป

มหาวิทยาลัยศิลปากร

บทที่ 3
วิธีดำเนินการวิจัยและผล

ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาความสูงของฐานเมฆ (cloud base height) จากเครื่องซีโลมิเตอร์ (ceilometer) และศึกษาปริมาณเมฆจากเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าที่สถานีวัดในเขตร้อนชื้น ตามรายละเอียดดังนี้

3.1 การศึกษาความสูงของฐานเมฆ

3.1.1 เครื่องมือ

ในการศึกษาความสูงของฐานเมฆ ผู้วิจัยจะใช้เครื่องซีโลมิเตอร์ ซึ่งเป็นเครื่องมือที่สามารถวัดความสูงของฐานเมฆได้ เครื่องมือดังกล่าวเป็นเครื่องมือประเภท Active remote sensing และใช้หลักการ Light Detection and Ranging (LIDAR) ที่ใช้เลเซอร์ (laser) เป็นแหล่งกำเนิดแสง และปล่อยแสงเป็นพัลส์ขึ้นสู่บรรยากาศและตรวจวัดค่า back-scattered จากเมฆที่อยู่เหนือเครื่องมือ จากนั้นอุปกรณ์รับสัญญาณ (receiver unit) จะทำหน้าที่รับสัญญาณที่สะท้อนจากเมฆ โดยมีอุปกรณ์วัดช่วงเวลา (time interval meter) ทำหน้าที่จับเวลาที่วัดตั้งแต่เริ่มส่งสัญญาณจนถึงเวลารับสัญญาณ ซึ่งข้อมูลดังกล่าวสามารถนำไปใช้คำนวณระยะทาง (R) ระหว่างเมฆและซีโลมิเตอร์ได้ ตามสมการดังนี้

$$R=\frac{ct}{2} \tag{3.1}$$

เมื่อ R คือ ระยะทางระหว่างเครื่องซีโลมิเตอร์กับเมฆ [m]
c คือ อัตราเร็วแสง มีค่าเท่ากับ 3×10^{8} m/s
t คือ เวลาที่ใช้ในการรับและส่งสัญญาณ [s]

จากสมการที่ 3.1 นั้นจะได้ค่าระยะทาง นำค่าดังกล่าวไปแทนค่าลงในสมการของไลดาร์ (LIDAR equation) สมการที่ 3.2 เพื่อหาค่า $\beta(r)$ (volume backscatter coefficient)

โดยสมการไลดาร์จะพิจารณาเทอมการลดทอนของแสงเนื่องจากตัวกลางและประสิทธิภาพของอุปกรณ์รับและส่งสัญญาณ ซึ่งสามารถเขียนได้ดังนี้ (Wandinger, 2005)

$$P(r)=K_s\beta(r)\frac{O(r)}{R_2}e^{-2\int_0^r \alpha(r')dr'} \tag{3.2}$$

เมื่อ $P(r)$ คือ กำลังของสัญญาณไลดาร์ที่รับได้ที่ระยะ r [W]

K_s คือ ค่าคงที่ของระบบ หาได้จากสมการที่ 3.2 [-]

$\beta(r)$ คือ ค่าสัมประสิทธิ์การกระเจิงเชิงปริมาตรที่ระยะ r [sr^{-1} m^{-1}]

$O(r)$ คือ Overlap function [-]

r คือ พิสัย [m]

$e^{-2\int_0^r \alpha(r')dr'}$ คือ ค่าสัมประสิทธิ์การลดทอนที่เกิดจากการที่สัญญาณเคลื่อนไปเกิดการกระเจิงและกลับมาที่ระยะ r [-]

α คือ สัมประสิทธิ์การลดทอน [m^{-1}]

จากสมการที่ 3.2 เมื่อทราบค่าตัวแปรอื่น ๆ แล้ว ก็จะสามารถหาค่า $\beta(r)$ ได้ สำหรับค่า K_s เป็นค่าพารามิเตอร์ของระบบไลดาร์ที่มีผลต่อการวัดแสงที่กระเจิงกลับมาซึ่งสามารถหาได้จากสมการ(Wandinger, 2005)

$$K_s=P_0\frac{c\tau}{2}A_0\eta \tag{3.3}$$

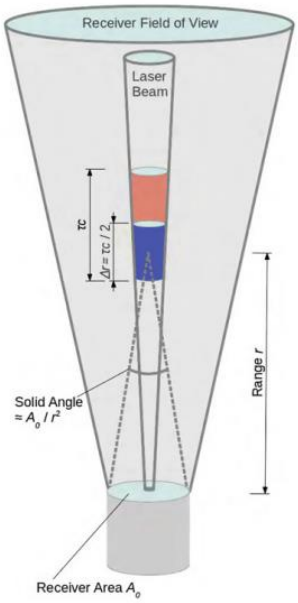
เมื่อ P_0 คือ กำลังของเลเซอร์ตอนเริ่มต้น [W]

c คือ อัตราเร็วของแสง มีค่าเท่ากับ 3×10^8 m/s

τ คือ Laser pulse duration [s]

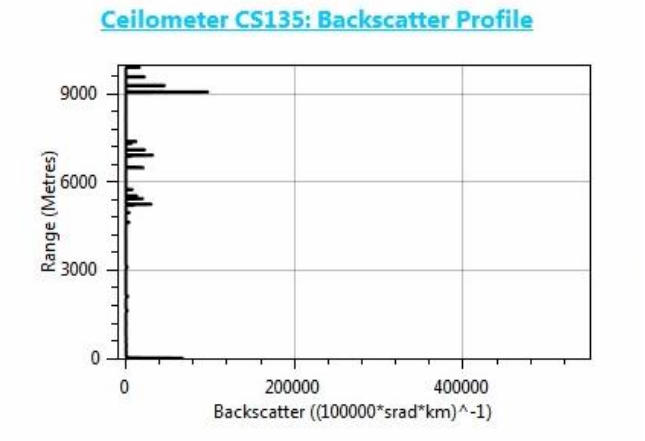
A_0 คือ พื้นที่รับแสง [m^2]

η คือ ประสิทธิภาพรวมของเครื่องมือ [-]



รูปที่ 3.1 เรขาคณิตของเครื่องซีโลมิเตอร์ (Wandinger, 2005)

เมื่อทราบค่า β(r) จะสามารถระบุได้ว่าบริเวณนั้นจะเป็นค่าความสูงของฐานเมฆหรือไม่ จากค่าของ β(r) ที่มีค่ามากที่สุด ตัวอย่างของข้อมูล β(r) แสดงดังรูปที่ 3.2 จากรูปพีค (peak) ที่สูงที่สุดจะถูกตัดสินว่าคือฐานเมฆ



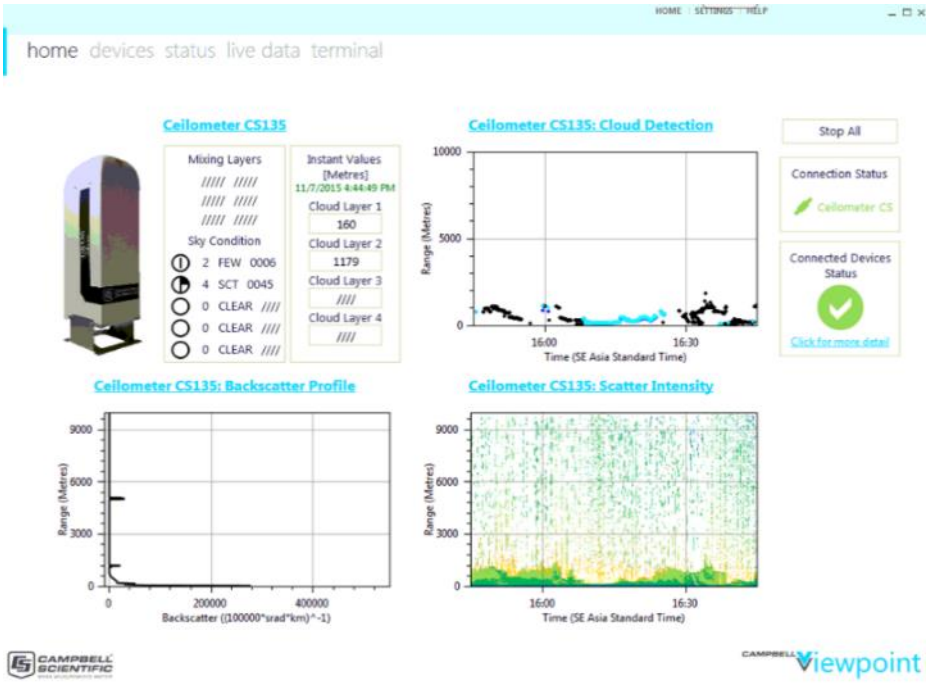
รูปที่ 3.2 ตัวอย่างข้อมูลค่า Backscatter Profile จากเครื่องซีโลมิเตอร์ CS135

เครื่องวัดซีโลมิเตอร์ที่ใช้ในงานวิจัยนี้จะใช้เครื่องยี่ห้อ Campbell Scientific รุ่น CS135 เครื่องมือดังกล่าวจะทำการวัดความสูงของฐานเมฆทุก ๆ 15 วินาที รายละเอียดของเครื่องซีโลมิเตอร์แสดงดังตารางตารางที่ 3.1

ตารางที่ 3.1 คุณสมบัติเฉพาะของเครื่องซีโลมิเตอร์ CS135

คุณสมบัติ	**ค่า**
ระยะสูงสุดที่วัดได้	10 กิโลเมตร
ระยะต่ำสุดที่วัดได้	0 กิโลเมตร
รายงานฐานเมฆได้	4 ชั้น
แหล่งกำเนิดเลเซอร์	InGaAs Class 1M
ความยาวคลื่นของเลเซอร์	905 nm

สำหรับการบันทึกและเก็บข้อมูลนั้น ผู้วิจัยได้เชื่อมต่อเครื่องซีโลมิเตอร์เข้ากับเครื่องคอมพิวเตอร์ซึ่งสามารถดูค่าความสูงของฐานเมฆได้ตลอดเวลาโดยใช้โปรแกรม “Viewpoint display software” (รูปที่ 3.3) ซึ่งเป็นโปรแกรมสำหรับตรวจสอบการทำงานของเครื่องมือ แต่เนื่องจากผู้วิจัยต้องการเก็บข้อมูลต่อเนื่องเพื่อนำมาวิเคราะห์จึงได้ทำการต่อเครื่องมือวัดเข้ากับเครื่องบันทึกข้อมูล (data logger) ยี่ห้อ Campbell Scientific รุ่น CR1000 พร้อมกับการบันทึกข้อมูลอัตโนมัติด้วยโปรแกรม Logger Net ทุก ๆ 5 นาที (รูปที่ 3.4)



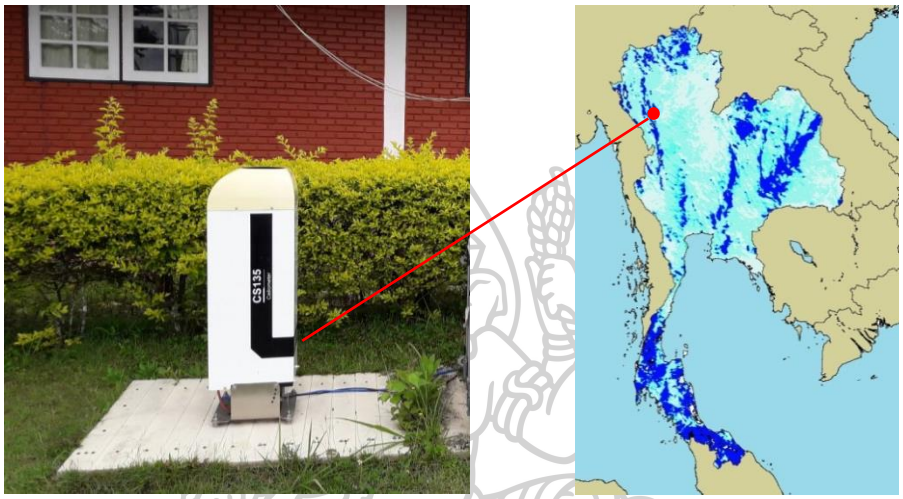
รูปที่ 3.3 โปรแกรม Viewpoint display software

(a) (b)

รูปที่ 3.4 (a) เครื่องบันทึกข้อมูล CR1000 (b) โปรแกรมบันทึกข้อมูล Logger Net

3.1.2 สถานที่ทำการศึกษา

ผู้วิจัยได้ทำการติดตั้งเครื่องวัดซีโลมิเตอร์ ที่สถานีเรดาร์ ของกรมฝนหลวงและการบินเกษตร อำเภออมก๋อย จังหวัดเชียงใหม่ (17.79°N, 98.43°E) ดังรูปที่ 3.5 โดยลักษณะทางภูมิศาสตร์ของสถานีนั้นจะเป็นเขตพื้นที่ภูเขาสูง เป็นต้นกำเนิดของแม่น้ำลำธาร มีความสูงจากระดับน้ำทะเลประมาณ 1,100 เมตร



รูปที่ 3.5 เครื่องซีโลมิเตอร์และตำแหน่งที่ติดตั้ง

3.1.3 การวัดและการบันทึกข้อมูล

ผู้วิจัยได้ทำการวัดความสูงของฐานเมฆตั้งแต่เดือนกันยายน 2016 - ธันวาคม 2017 โดยในระหว่างนี้เครื่องซีโลมิเตอร์เกิดการชำรุดในเดือนพฤษภาคม - มิถุนายน 2017 ทำให้ไม่สามารถวัดและเก็บข้อมูลได้ ช่วงเวลาที่นำข้อมูลมาวิเคราะห์แสดงดังตารางที่ 3.2

ตารางที่ 3.2 ช่วงเวลาของข้อมูลความสูงของฐานเมฆที่นำมาใช้งาน

ปี	ช่วงเวลาที่ทำการวัด	หมายเหตุ
2016	กันยายน -ธันวาคม	ได้ข้อมูลของทุกเดือน
2017	มกราคม – ธันวาคม	ไม่มีข้อมูลเดือน พฤษภาคม-มิถุนายน 2017 เนื่องจากเลเซอร์ของซีโลมิเตอร์ชำรุด

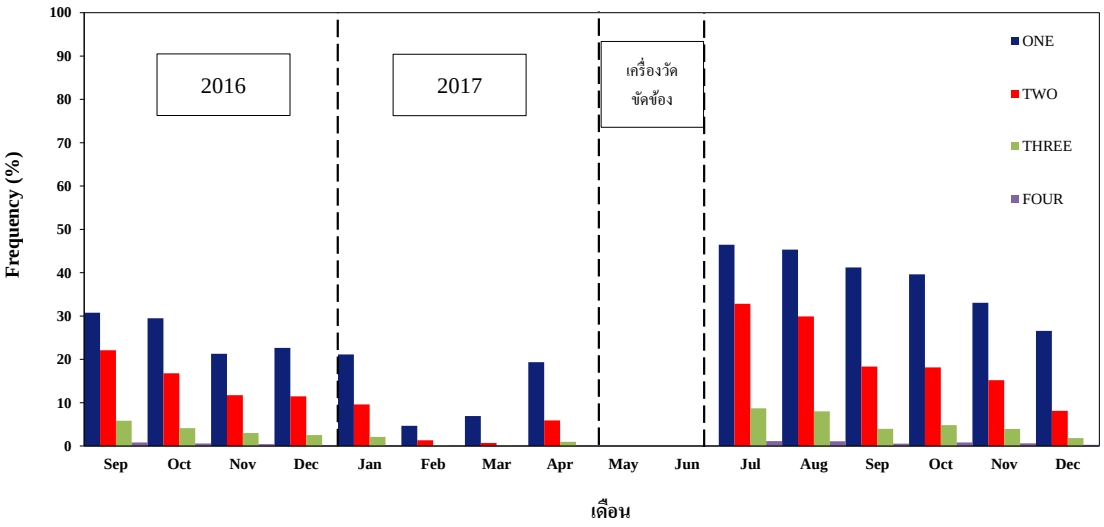
3.1.4 การวิเคราะห์ข้อมูล

ผู้วิจัยได้นำข้อมูลความสูงของฐานเมฆที่บันทึกได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์มาทำการวิเคราะห์ลักษณะทางสถิติต่าง ๆ ได้แก่ การศึกษาโครงสร้างของเมฆในแนวตั้งและการเกิดเมฆ การศึกษาการเปลี่ยนแปลงความสูงของฐานเมฆรายเดือน การศึกษาการแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวัน และการแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆรายเดือน ตามรายละเอียดดังนี้

3.1.4.1 การศึกษาโครงสร้างในแนวตั้งของเมฆและการเกิดเมฆ

เนื่องจากเครื่องซีโลมิเตอร์สามารถวัดความสูงของฐานเมฆได้ 4 ชั้น ดังนั้นผู้วิจัยได้นำข้อมูลความสูงของฐานเมฆที่ได้มาทำการวิเคราะห์โครงสร้างของเมฆในแนวตั้ง ซึ่งอยู่ในรูปของการแจกแจงความถี่ของความสูงของฐานเมฆแต่ละชั้นที่ตรวจวัดได้ทั้งหมดในแต่ละเดือน แสดงดังรูปที่ 3.6 และตารางที่ 3.3

จากกราฟรูปที่ 3.6 พบว่าตลอดช่วงที่ทำการศึกษาจะพบเมฆหลายชั้นในทุก ๆ เดือน ซึ่งทำให้รู้ว่าในช่วงเวลาหนึ่งอาจเกิดเมฆได้หลายชนิดหลายระดับ โดยเมฆที่พบนั้นอาจจะเป็น เมฆชั้นต่ำกับเมฆชั้นกลาง เมฆชั้นต่ำกับเมฆชั้นสูง หรือเมฆชั้นกลางกับเมฆชั้นสูง จากกราฟจะเห็นว่าความถี่ของการตรวจพบฐานเมฆหลายชั้นนี้จะมีค่าสูงตั้งแต่เดือนกันยายนปี 2016 และค่อย ๆ ลดลงจนต่ำสุดในเดือนกุมภาพันธ์ ปี 2017 และค่อย ๆ เพิ่มขึ้นในเดือนมีนาคม จนมีค่าสูงสุดในเดือนกรกฎาคม ปี 2017 และจากนั้นกราฟการแจกแจงความถี่ก็ลดลงอีกครั้งหนึ่ง ซึ่งจากข้อมูลนี้สามารถบอกได้ว่าเมฆหลายชั้นจะเกิดในฤดูฝนมากที่สุด (พฤษภาคม-ตุลาคม) และน้อยที่สุดในช่วงฤดูร้อน (กุมภาพันธ์-เมษายน)



รูปที่ 3.6 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆที่ตรวจพบเมฆหลายชั้นของเครื่องซีโลมิเตอร์

มหาวิทยาลัยศิลปากร

ตารางที่ 3.3 ตารางแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆที่ตรวจพบเมฆหลายชั้นของเครื่องซีโลมิเตอร์

เดือน	ปี	เปอร์เซ็นต์การแจกแจงความถี่ของความสูงของฐานเมฆ (%)			
		ชั้นที่ 1	ชั้นที่ 2	ชั้นที่ 3	ชั้นที่ 4
กันยายน	2016	30.8	22.1	5.9	0.8
ตุลาคม	2016	29.5	16.8	4.1	0.6
พฤศจิกายน	2016	21.3	11.8	3.0	0.4
ธันวาคม	2016	22.7	11.5	2.6	0.3
มกราคม	2017	21.1	9.6	2.1	0.2
กุมภาพันธ์	2017	4.7	1.4	0.2	0.0
มีนาคม	2017	6.9	0.7	0.1	0.0
เมษายน	2017	19.4	5.9	1.0	0.1
พฤษภาคม	2017	-	-	-	-
มิถุนายน	2017	-	-	-	-
กรกฎาคม	2017	46.5	32.8	8.7	1.2
สิงหาคม	2017	45.3	29.9	8.0	1.1
กันยายน	2017	41.2	18.4	4.0	0.6
ตุลาคม	2017	39.6	18.2	4.0	0.8
พฤศจิกายน	2017	33.1	15.2	3.9	0.6
ธันวาคม	2017	26.6	8.2	1.8	0.3

นอกจากนี้ผู้วิจัยได้ทำการวิเคราะห์การเกิดเมฆจากการตรวจวัดความสูงของฐานเมฆ โดยนิยามของคำว่า “การเกิดเมฆ” หรือ “Cloud occurrence” (Costa – Surós, 2013)

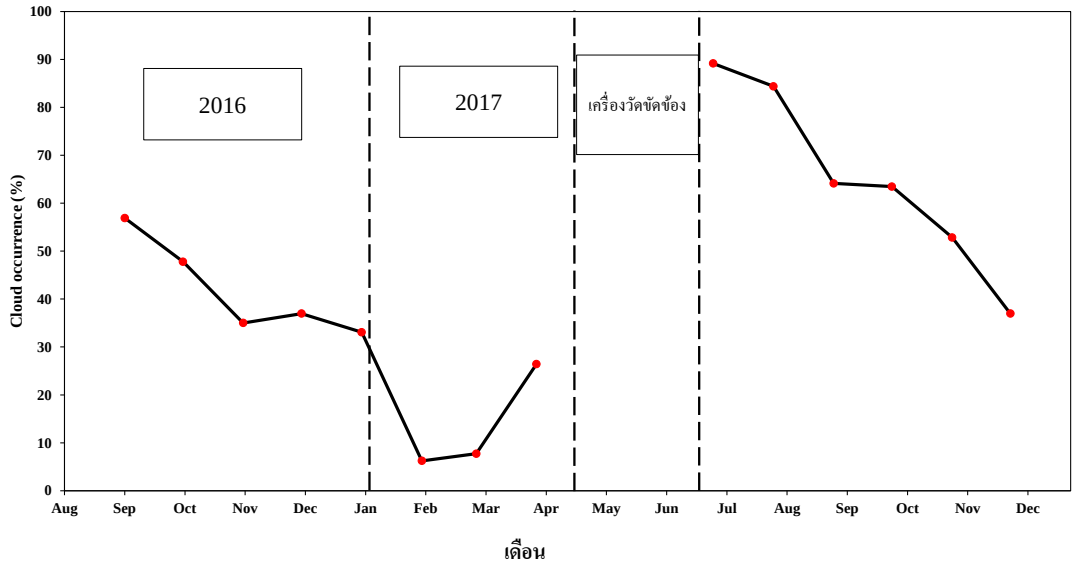
$$\text{Cloud occurrence} = \frac{\text{Number of registers with detected clouds}}{\text{Total available records}} \times 100\% \qquad (3.4)$$

เมื่อ Cloud occurrence คือ การเกิดเมฆ [%]

Number of registers with detected cloud คือ จำนวนครั้งที่เครื่องซีโลมิเตอร์ตรวจพบเมฆทั้งเดือน [ครั้ง]

Total available records คือ จำนวนครั้งทั้งหมดในการบันทึกข้อมูลที่ส่งสัญญาณตรวจวัด [ครั้ง]

จากกราฟในรูปที่ 3.7 แสดงให้เห็นว่าเมฆจะเกิดมากที่สุดในช่วงฤดูฝนและต่ำสุดในช่วงฤดูร้อน เช่นเดียวกันกับการตรวจพบเมฆหลายชั้นที่มากที่สุดในฤดูฝน สาเหตุที่ในช่วงฤดูฝนตรวจพบเมฆมากที่สุด เนื่องจากในช่วงนี้ประเทศไทยได้รับอิทธิพลลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่พัดพาความชื้นจากมหาสมุทรอินเดีย ส่งผลให้เกิดเมฆมากในช่วงฤดูฝน

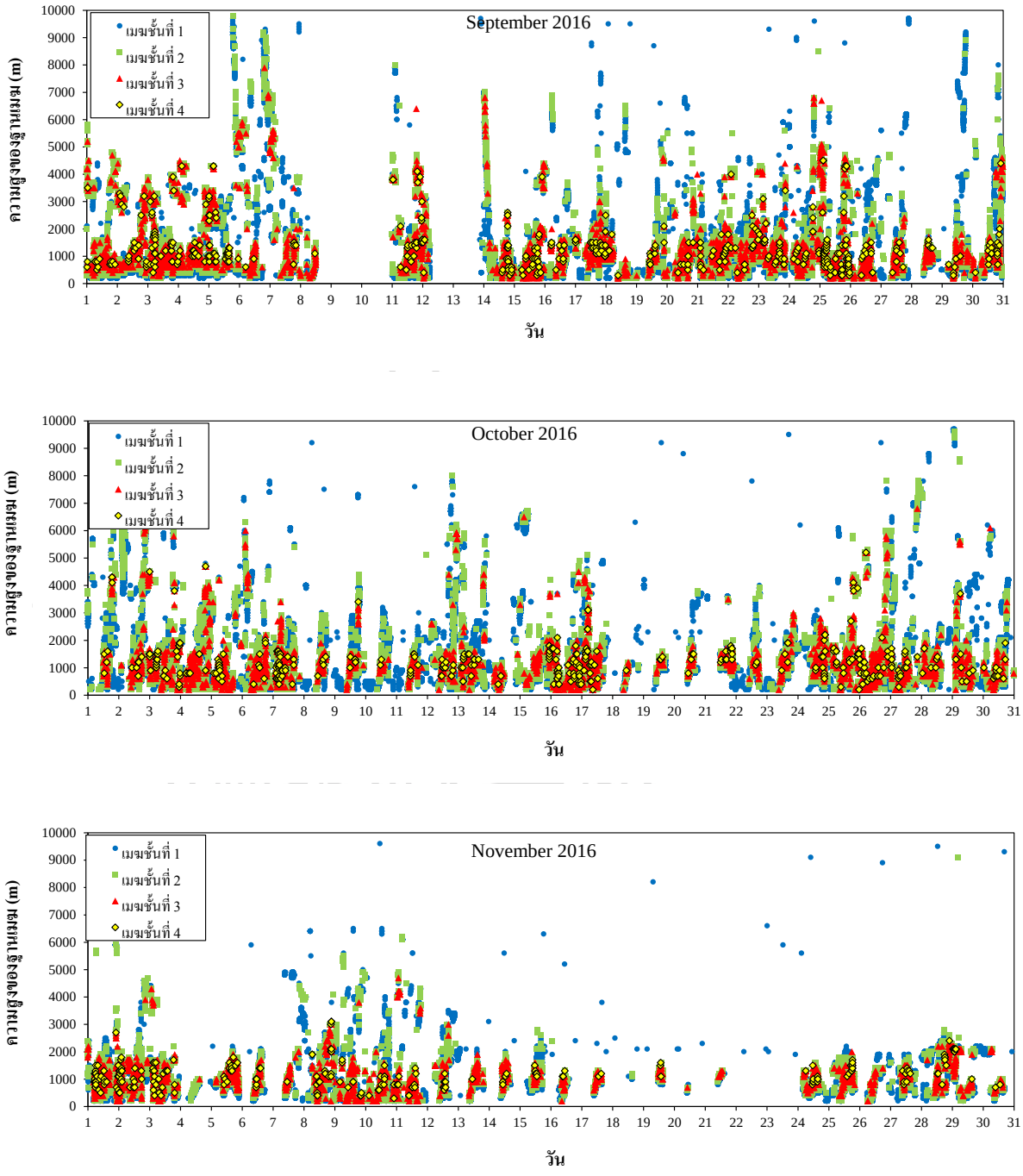


รูปที่ 3.7 การเกิดเมฆเดือน กันยายน 2016 - ธันวาคม 2017

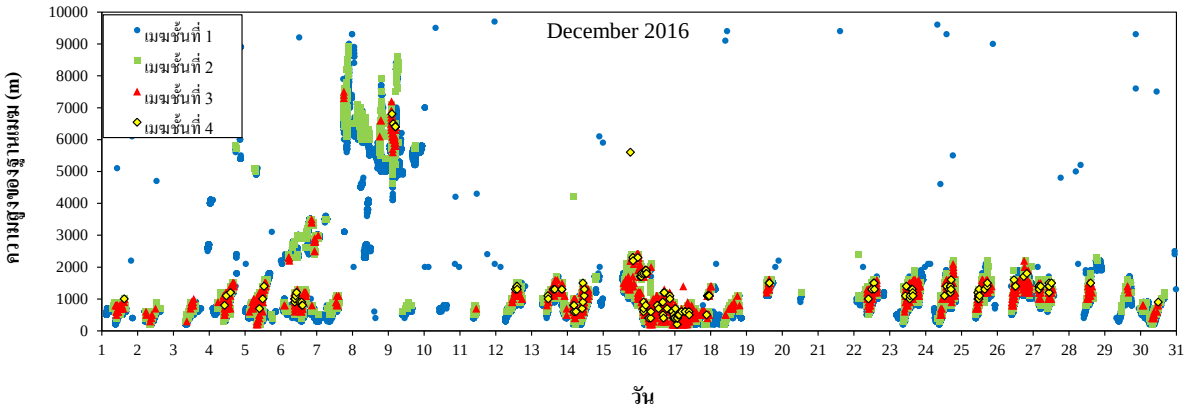
3.1.4.2 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายเดือน

ความสูงของฐานเมฆนั้นมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา โดยขึ้นกับปริมาณไอน้ำและฝุ่นละอองในบรรยากาศรวมถึงสภาวะทางอุตุนิยมวิทยา ดังนั้นผู้วิจัยจึงได้นำข้อมูลความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์มาทำการเฉลี่ยค่าจากราย 15 วินาที เป็นค่านาที และนำมาเขียนกราฟความสูงของฐานเมฆกับเวลาในแต่ละเดือน ตามรูปที่ 3.8-3.9

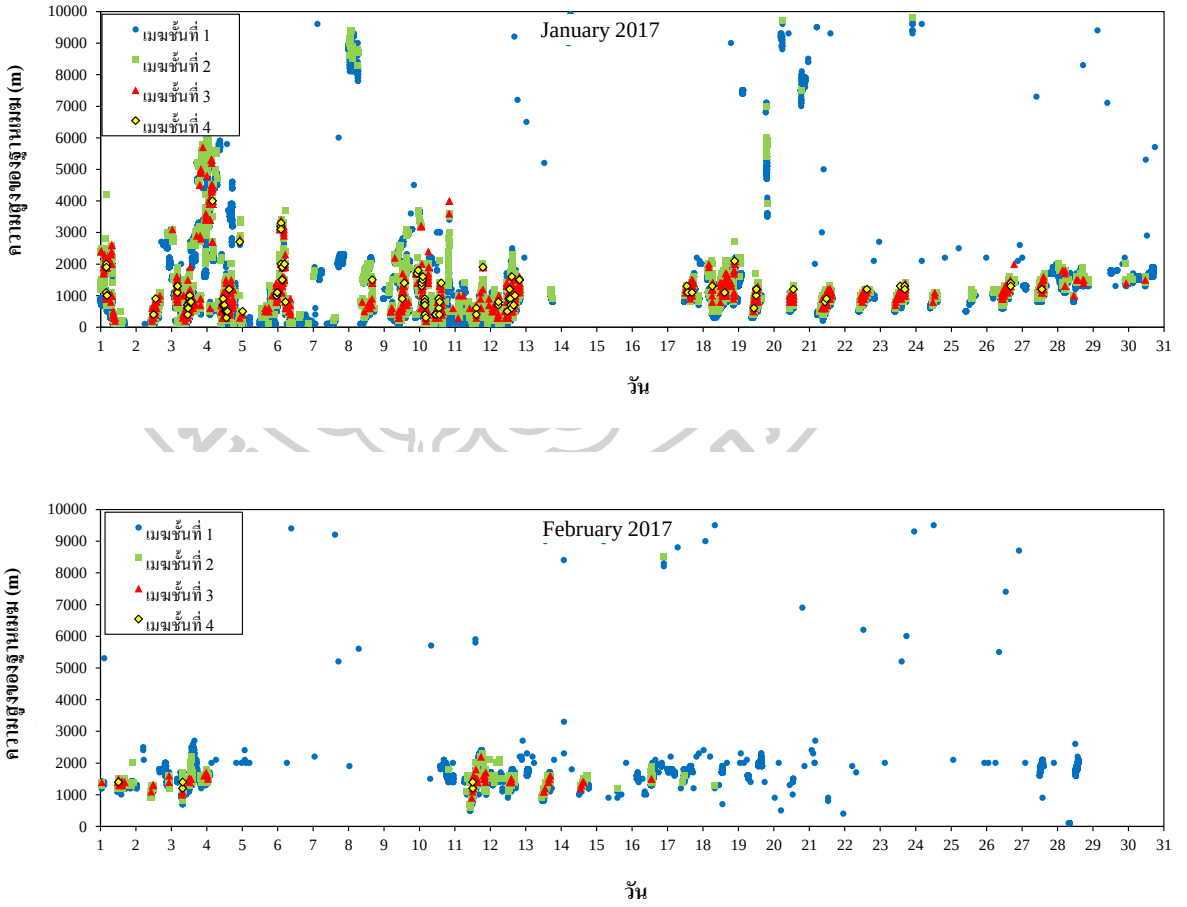
จากกราฟที่ 3.8-3.9 เมฆชั้นที่หนึ่ง (จุดสีน้ำเงิน) เมฆชั้นที่สอง (สี่เหลี่ยมสีเขียว) เมฆชั้นที่สาม (สามเหลี่ยมสีแดง) และเมฆชั้นที่ 4 (สี่เหลี่ยมข้าวหลามตัดสีเหลือง) พบว่าในช่วงเดือนกันยายน - ตุลาคม 2016 และ กรกฎาคม - ตุลาคม 2017 ซึ่งเป็นช่วงฤดูฝน ความสูงของฐานเมฆมีการเปลี่ยนแปลงมาก กล่าวคือพบเมฆตั้งแต่เมฆชั้นต่ำจนถึงเมฆชั้นสูง นอกจากนี้ในช่วงเวลาดังกล่าวยังพบเมฆชั้นที่สอง และชั้นที่สาม เพิ่มขึ้นมาก แสดงให้เห็นว่าในขณะก่อนเกิดฝนตกนั้นมีเมฆชั้นกลางเกิดขึ้นและต่อมาภายหลังเมฆนั้นอาจกลายเป็นเมฆฝน เช่น ในกรณีของเมฆอัลโตสเตรตัสที่เปลี่ยนกลายเป็นเมฆนิมโบสเตรตัส ซึ่งเป็นเมฆฝน หรือขณะที่เกิดฝนตกเราอาจมองเห็นแค่มีเมฆชั้นต่ำปกคลุมท้องฟ้า แต่ในความเป็นจริงแล้วยังมีเมฆชนิดอื่นอยู่สูงขึ้นไปอีก ซึ่งเครื่องซีโลมิเตอร์สามารถวัดได้ ในทางกลับกันในช่วงเดือนมีนาคม-เมษายน เป็นช่วงฤดูร้อน ความสูงของฐานเมฆไม่มีการเปลี่ยนแปลงมาก เมฆที่พบก็จะเป็นเมฆชั้นกลางและเมฆชั้นสูงบ้าง และพบเมฆชั้นที่สอง ชั้นที่สามน้อยกว่าในช่วงฤดูฝน เนื่องจากไอน้ำในบรรยากาศน้อย และอุณหภูมิอากาศแวดล้อมสูง กลุ่มอากาศที่ยกตัวสูงขึ้นไม่สามารถเกิดการควบแน่นได้ แต่ในช่วงเวลานี้อาจเกิดเมฆมากได้ (กลางเดือนเมษายน) เนื่องจากเกิดพายุฤดูร้อน ที่เกิดจากกระแสลม (ลมว่าว) พัดเอาความชื้นเข้าสู่ประเทศไทยจากทางด้านอ่าวไทยและทะเลจีนใต้ ประกอบกับมีลมจากประเทศจีนเข้ามาปกคลุมประเทศไทยตอนบน จึงทำให้เกิดการปะทะกันของมวลอากาศเย็นกับมวลอากาศร้อนเกิดเมฆมาก และฝนตกหนัก สำหรับเดือน พฤศจิกายน 2016 - กุมภาพันธ์ 2017 และ พฤศจิกายน - ธันวาคม 2017 เป็นฤดูหนาว เมฆที่ตรวจพบน้อยลงกว่าในช่วงฤดูฝน แต่มากกว่าในช่วงฤดูร้อน สาเหตุเพราะในช่วงเวลานี้ประเทศไทยได้รับอิทธิพลลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ซึ่งเป็นอากาศเย็นและแห้ง จึงทำให้เกิดเมฆน้อยลง



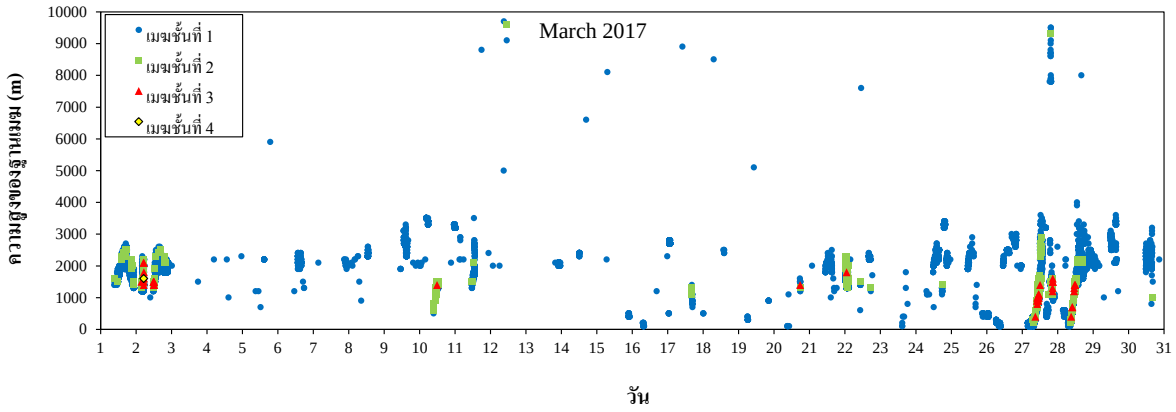
รูปที่ 3.8 ความสูงของฐานเมฆแต่ละชั้นในเดือนต่าง ๆ ปี 2016

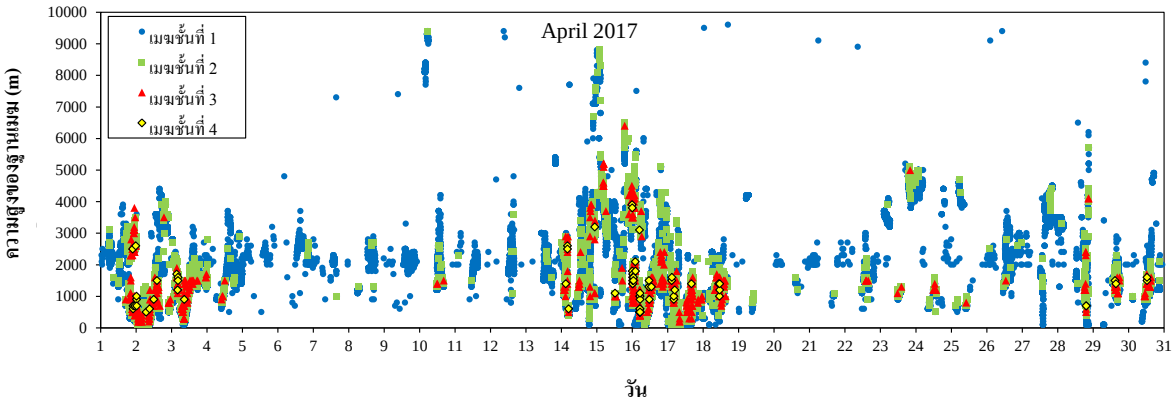


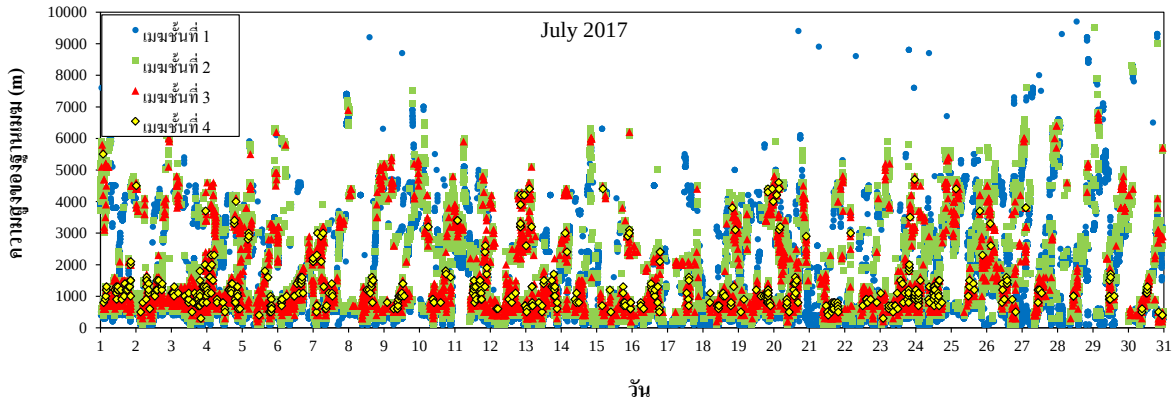
รูปที่ 3.8 (ต่อ)



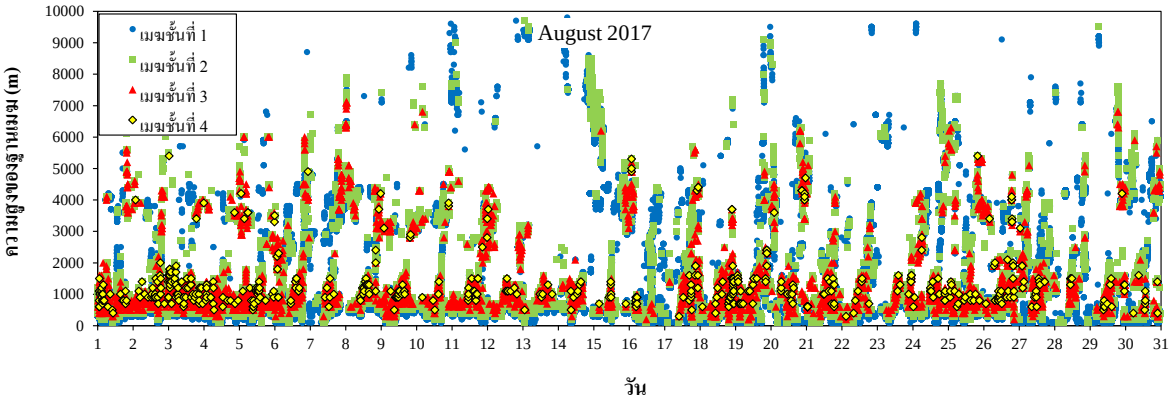
รูปที่ 3.9 ความสูงของฐานเมฆแต่ละชั้นในเดือนต่าง ๆ ปี 2017

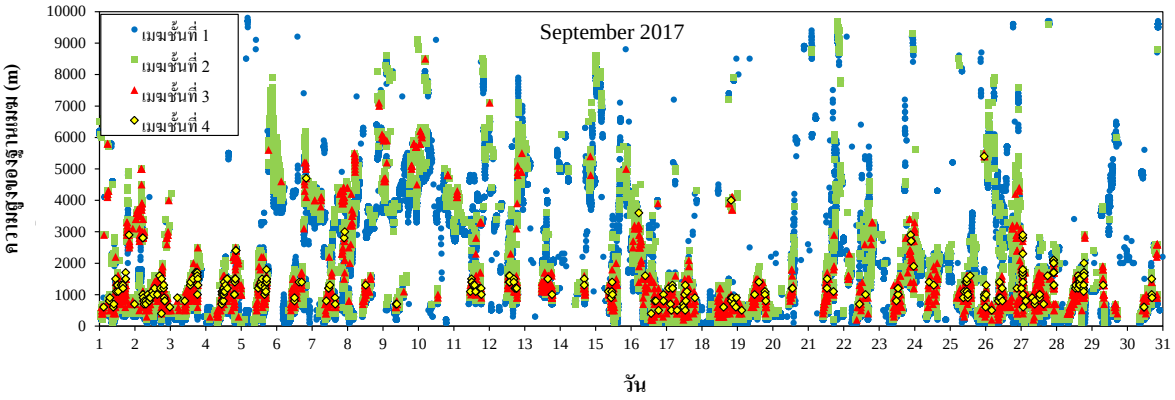

March 2017
เมฆชั้นที่ 1
เมฆชั้นที่ 2
เมฆชั้นที่ 3
เมฆชั้นที่ 4
ความสูงของฐานเมฆ (m)
วัน

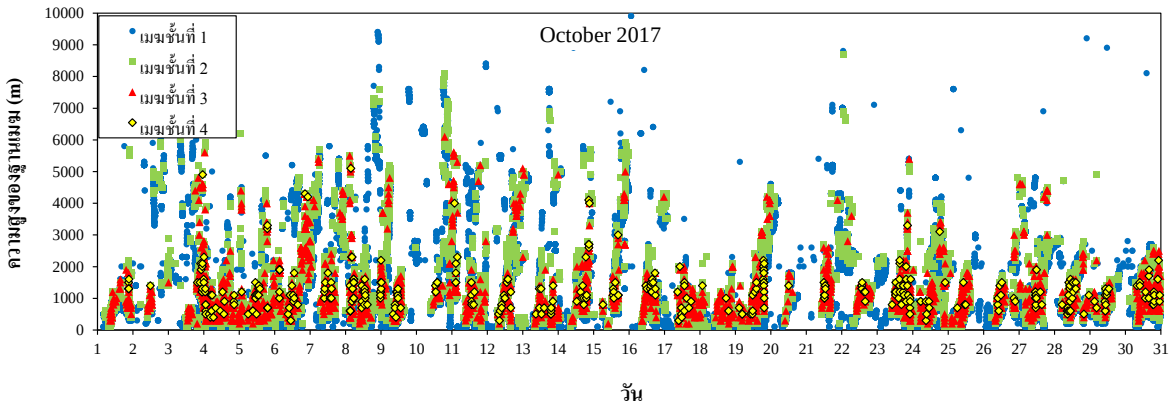

April 2017
เมฆชั้นที่ 1
เมฆชั้นที่ 2
เมฆชั้นที่ 3
เมฆชั้นที่ 4
ความสูงของฐานเมฆ (m)
วัน


July 2017
เมฆชั้นที่ 1
เมฆชั้นที่ 2
เมฆชั้นที่ 3
เมฆชั้นที่ 4
ความสูงของฐานเมฆ (m)
วัน

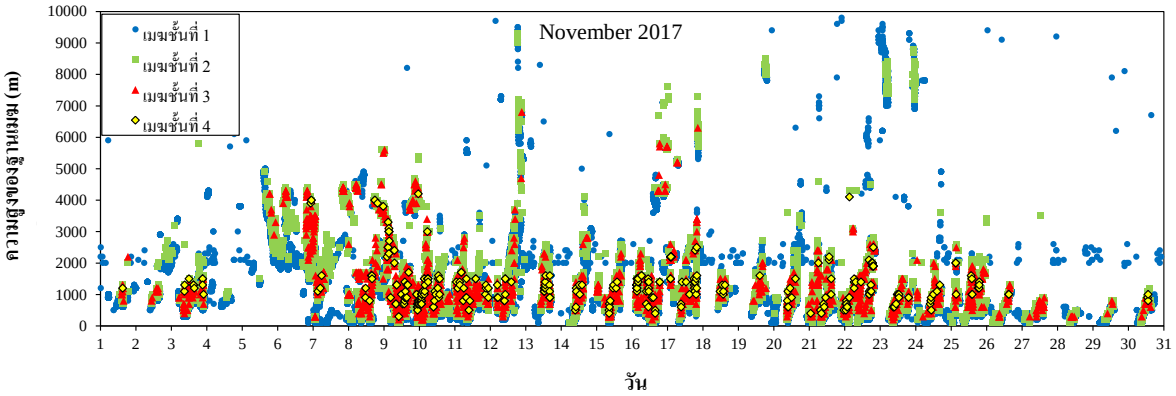
รูปที่ 3.9 (ต่อ)

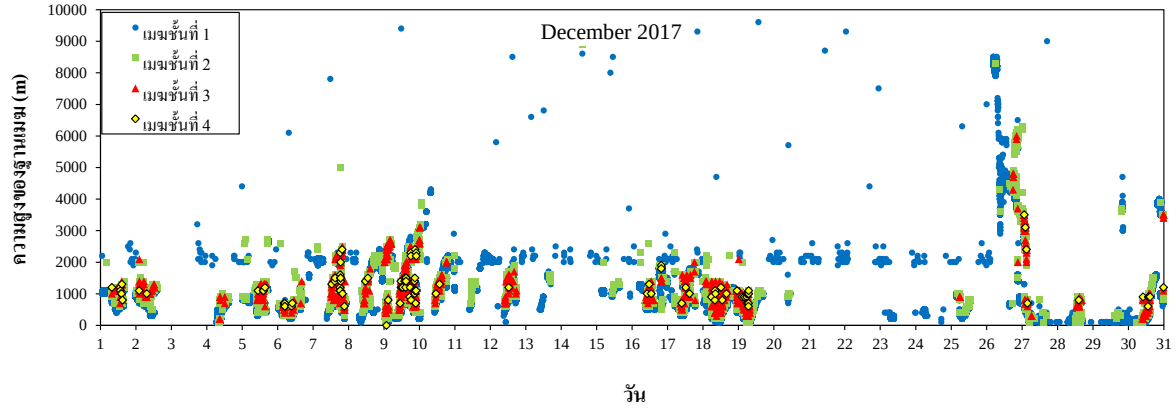

August 2017
เมฆชั้นที่ 1
เมฆชั้นที่ 2
เมฆชั้นที่ 3
เมฆชั้นที่ 4
วัน


September 2017
เมฆชั้นที่ 1
เมฆชั้นที่ 2
เมฆชั้นที่ 3
เมฆชั้นที่ 4
วัน


October 2017
เมฆชั้นที่ 1
เมฆชั้นที่ 2
เมฆชั้นที่ 3
เมฆชั้นที่ 4
วัน

รูปที่ 3.9 (ต่อ)



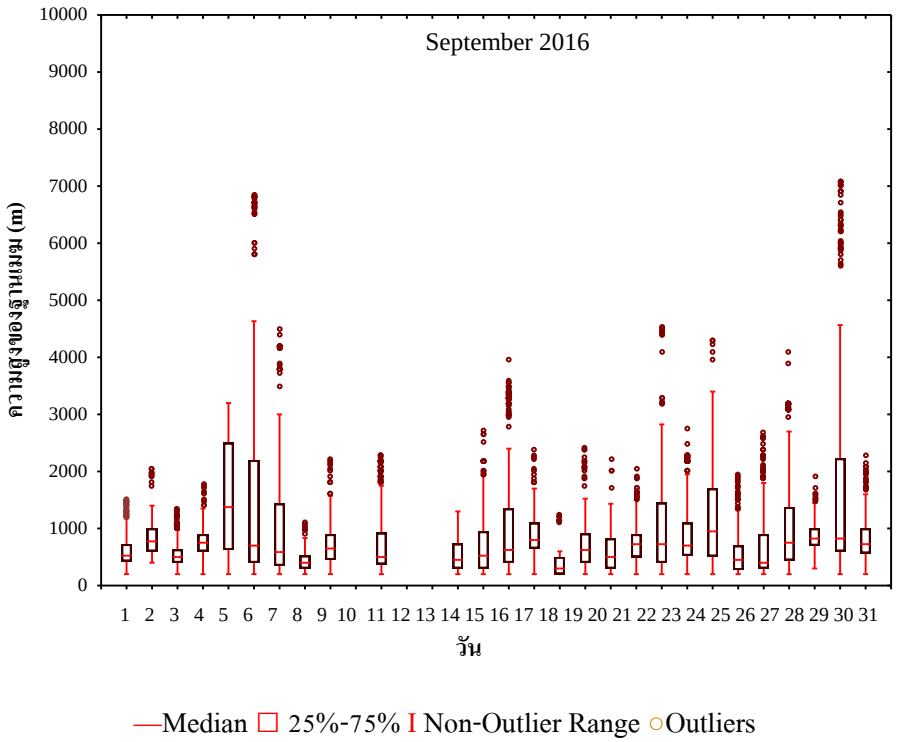


รูปที่ 3.9 (ต่อ)

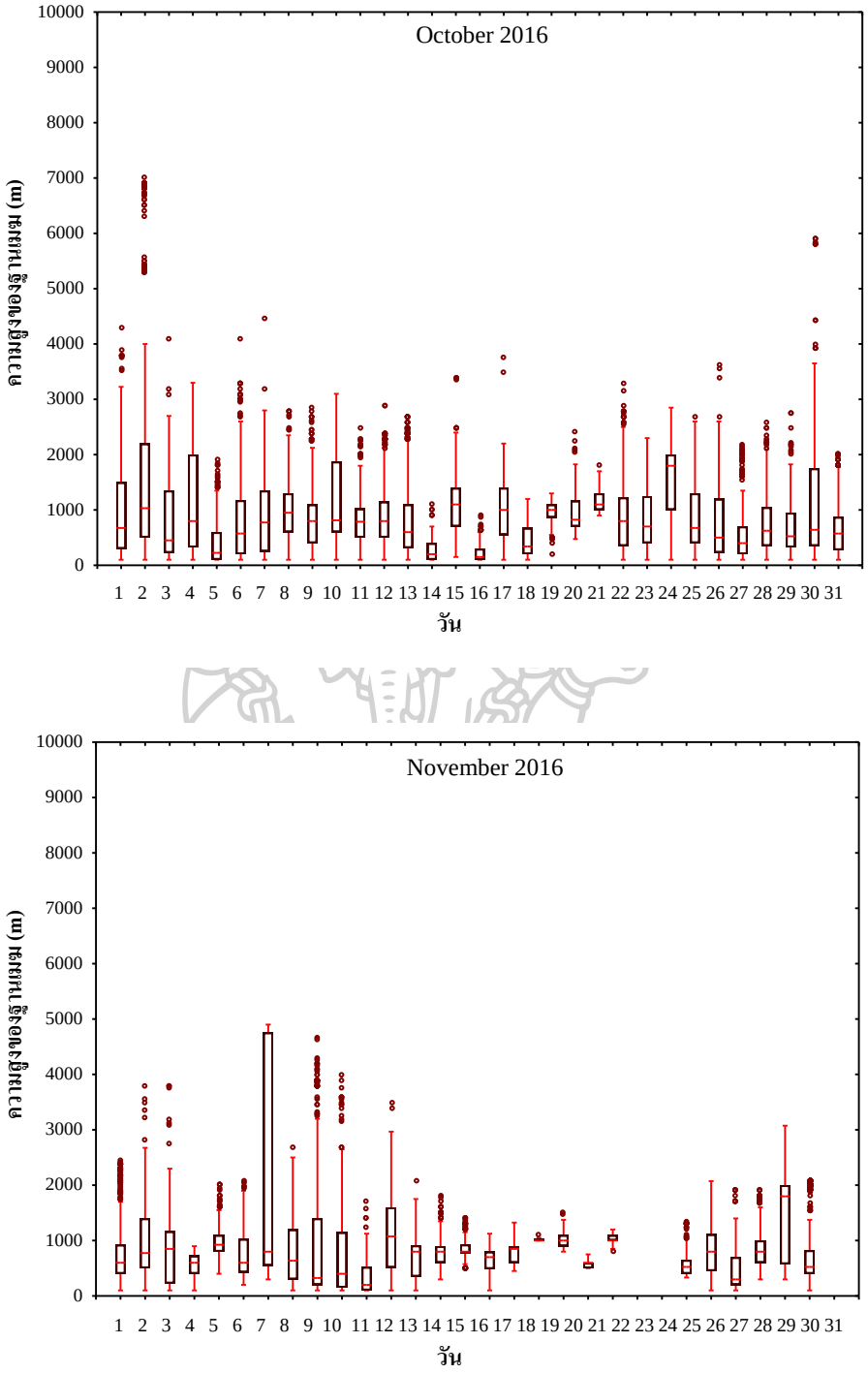
3.1.4.3 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวัน

นอกจากการศึกษาการเปลี่ยนแปลงความสูงของฐานเมฆในแต่ละเดือนแล้ว ผู้วิจัยได้นำข้อมูลความสูงของฐานเมฆมาทำการวิเคราะห์ในรูปแบบของกราฟ Box Plot โดยแบ่งออกเป็น 2 กรณี คือในกรณีช่วงเวลากลางวันและในกรณีช่วงเวลากลางคืน ซึ่งกราฟ Box Plot ประกอบด้วยกล่องสี่เหลี่ยมที่แสดงข้อมูลเปอร์เซ็นต์ไทล์ ที่ 25(Q1)-75(Q3) เปอร์เซ็นต์ และเส้นแนวนอนภายในกล่องสี่เหลี่ยมจะแสดงค่ากลางของข้อมูล (Median, Q2) ค่าสูงสุดและต่ำสุดจะแสดงด้วยเส้นตรงที่ลากออกจากกล่องด้านบนและด้านล่าง (Whisker) นอกจากนี้ค่าความสูงของฐานเมฆที่สูงหรือต่ำผิดปกติ (Outlier) จะแสดงเป็นสัญลักษณ์วงกลม เมื่อข้อมูลนั้นมีค่าน้อยกว่า Q1-1.5*(Q3-Q1) หรือมีค่าสูงกว่า Q3+1.5*(Q3-Q1) สำหรับกรณีกลางวัน ช่วงเวลา 6:00 – 18:00 น. สำหรับในกรณีกลางคืน ช่วงเวลา 18:00 – 6:00 น. ของคืนที่ต่อเนื่องกัน ผลการวิเคราะห์ที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.10-3.13

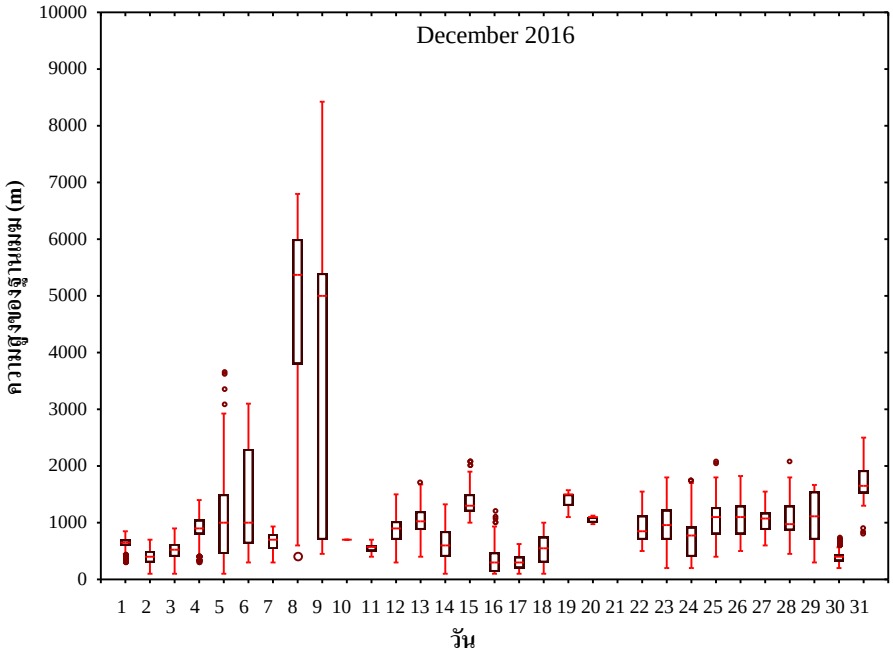
ช่วงเวลากลางวัน (รูปที่ 3.10-3.11) พบว่าความสูงของฐานเมฆมีการเปลี่ยนแปลงในแต่ละวัน โดยเป็นเมฆชั้นต่ำไปจนถึงเมฆชั้นสูง ค่าความสูงของฐานเมฆที่เปลี่ยนแปลงในช่วงฤดูฝน (กันยายน-ตุลาคม 2016, กรกฎาคม-ตุลาคม 2017) มีการแปรค่าอยู่ในช่วงเมฆชั้นต่ำไปจนถึงเมฆระดับกลาง (100-6,000 เมตร) ในเดือนพฤศจิกายน 2016 -กุมภาพันธ์ 2017 ซึ่งเป็นฤดูหนาวความสูงของฐานเมฆไม่ค่อยมีการเปลี่ยนแปลงสูงเท่ากับในช่วงเดือนอื่น ๆ ความสูงฐานเมฆในช่วงนี้ส่วนใหญ่จะอยู่ที่ไม่เกิน 2,000 เมตร เดือนมีนาคม-เมษายน 2017 (ฤดูร้อน) พบความสูงของฐานเมฆในแต่ละวันอยู่ในช่วง 3,000 เมตร ซึ่งเป็นเมฆชั้นกลาง แต่ค่าความสูงของฐานเมฆส่วนใหญ่ก็ยังอยู่ในช่วง 2,000 เมตร (เมฆชั้นต่ำ) สำหรับความสูงของฐานเมฆในช่วงเวลากลางคืนนั้น (รูปที่ 3.12-3.13) แตกต่างจากในเวลากลางวันมาก กล่าวคือในกรณีกลางคืนนั้นจะพบเมฆที่ระดับสูง (6,000 เมตร ขึ้นไป) มากกว่าในเวลาช่วงเวลากลางวัน ในเดือนกุมภาพันธ์ และมีนาคม ปี 2017 นั้นในเวลากลางคืนนี้แทบจะไม่พบเมฆเลย อาจเป็นเพราะช่วงเวลานี้ อากาศแห้ง ในบรรยากาศมีปริมาณไอน้ำน้อย ทำให้ไม่มีเมฆเกิดขึ้น



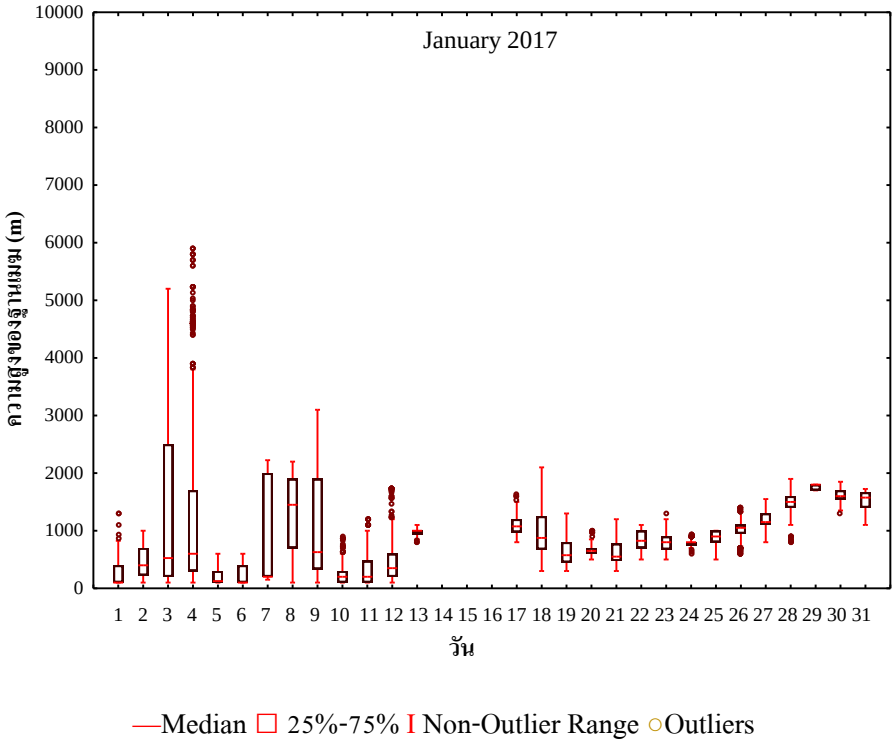
รูปที่ 3.10 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวันในช่วงเวลากลางวัน ปี2016


October 2016
November 2016
ความสูงของคลื่น (m)
วัน
—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

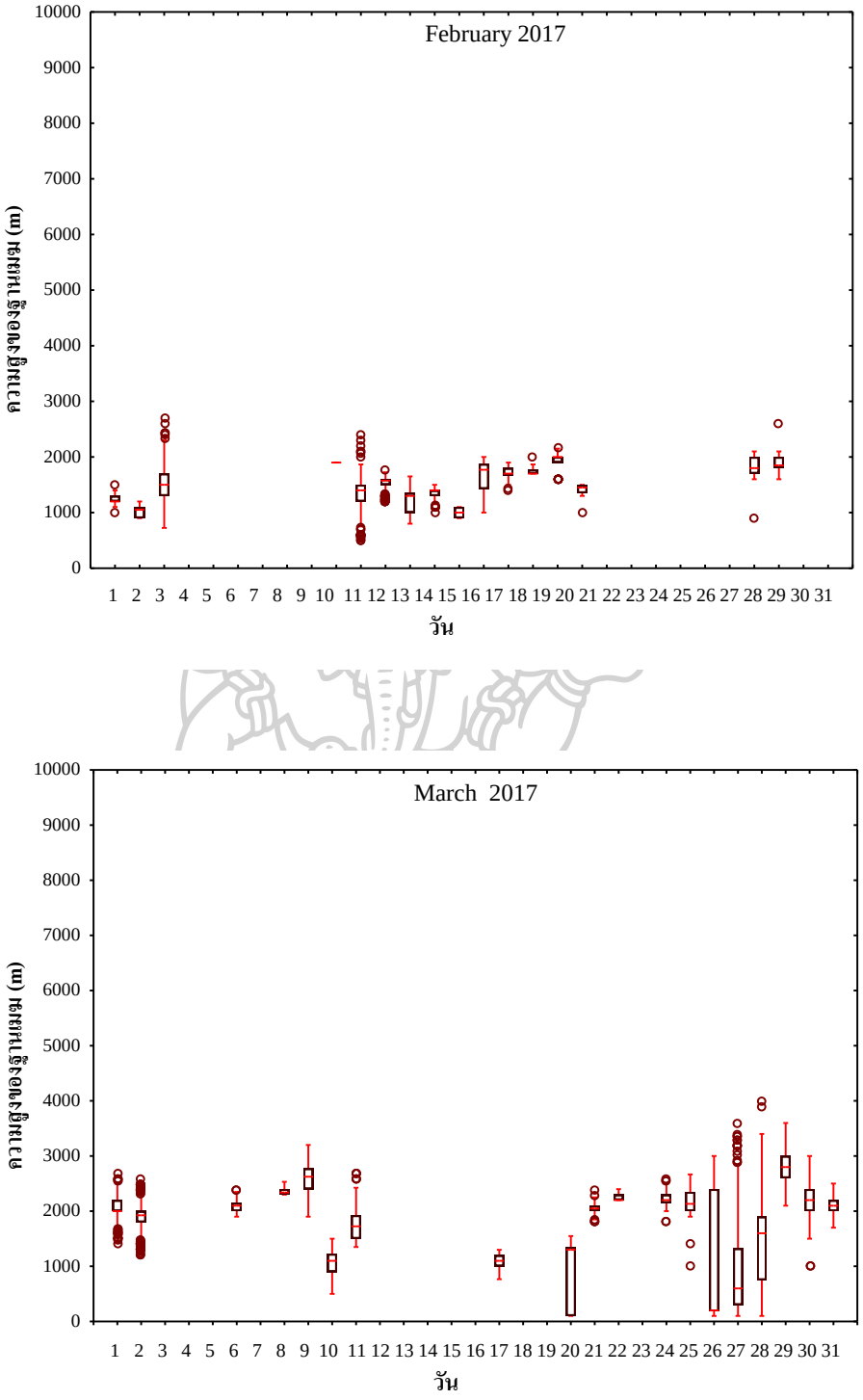
รูปที่ 3.10



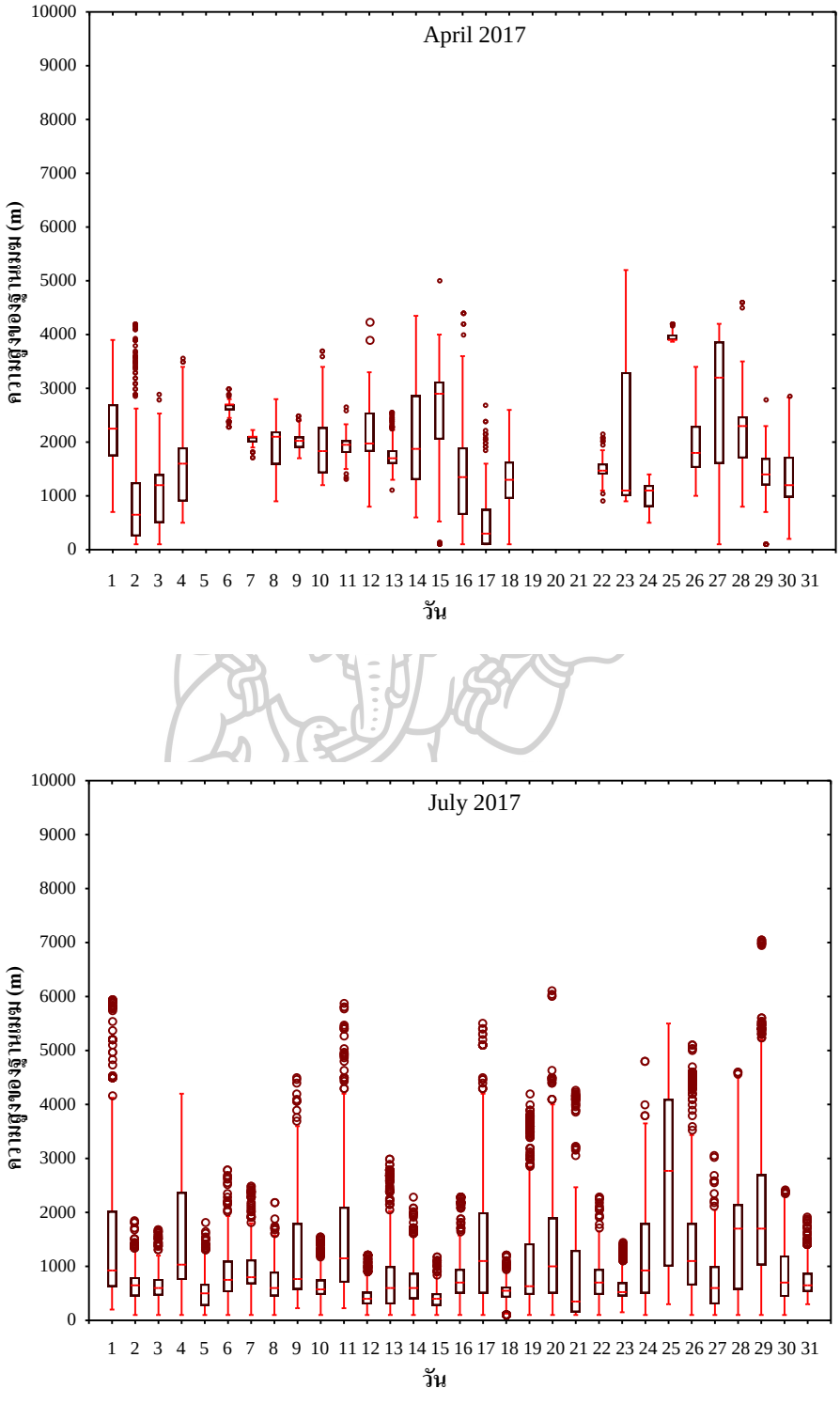
รูปที่ 3.10 (ต่อ)



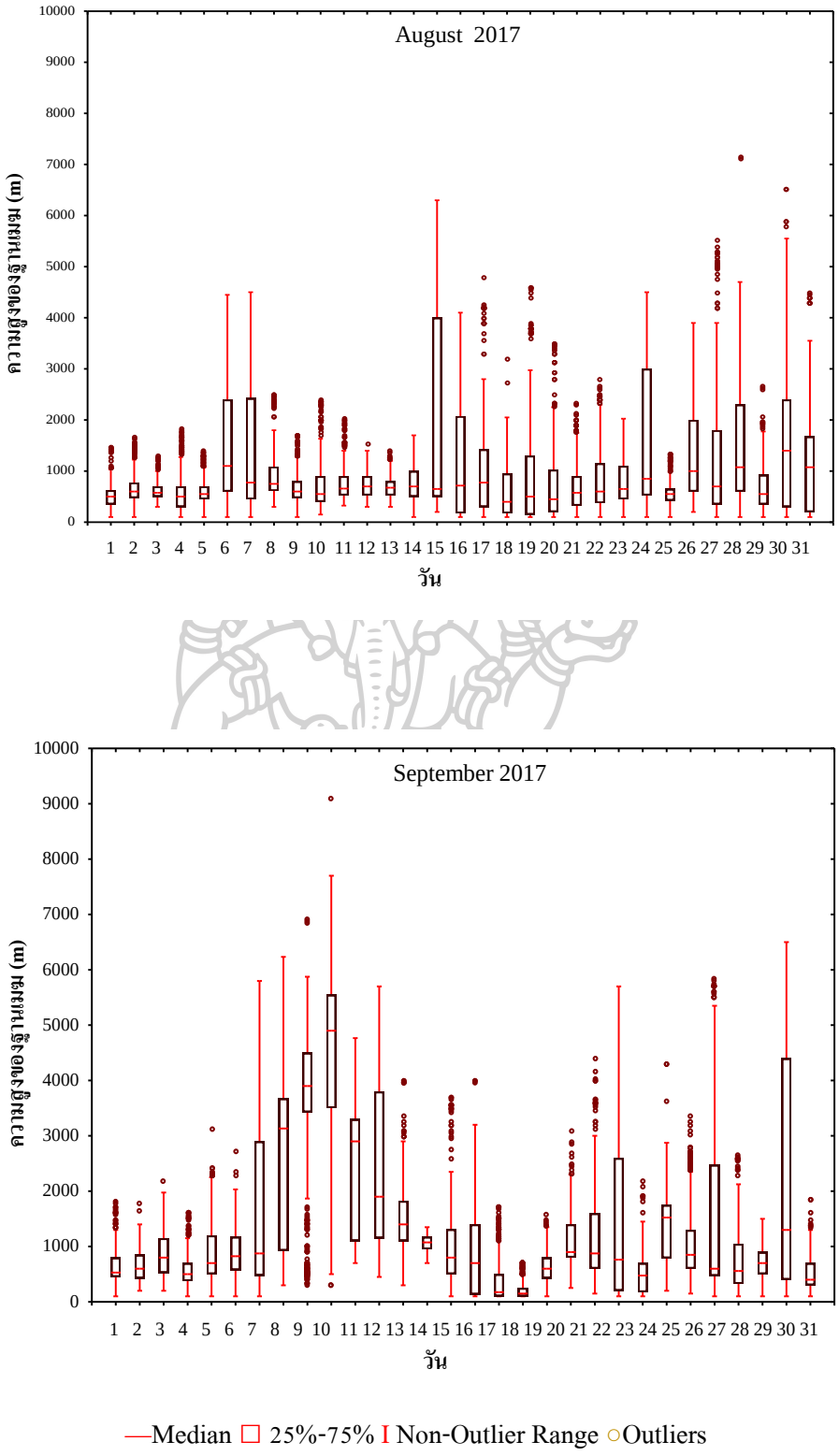
รูปที่ 3.11 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวันในช่วงเวลากลางวัน ปี2017


February 2017
March 2017
ความสูงของคลื่น (m)
วัน
—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

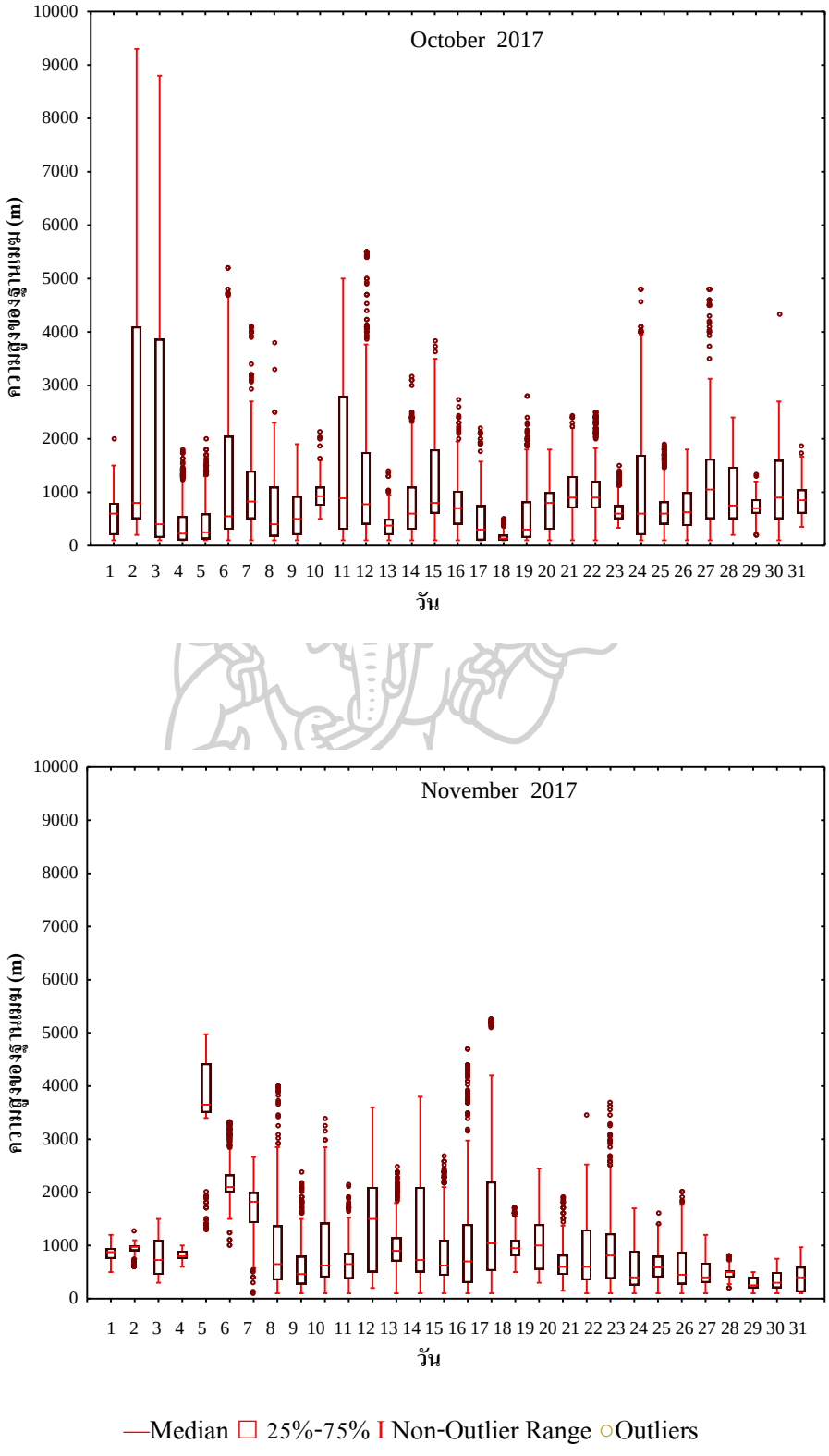
รูปที่ 3.11 (ต่อ)


April 2017
July 2017
ความเข้มแสงเฉลี่ยต่อวัน (lx)
วัน
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31
—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

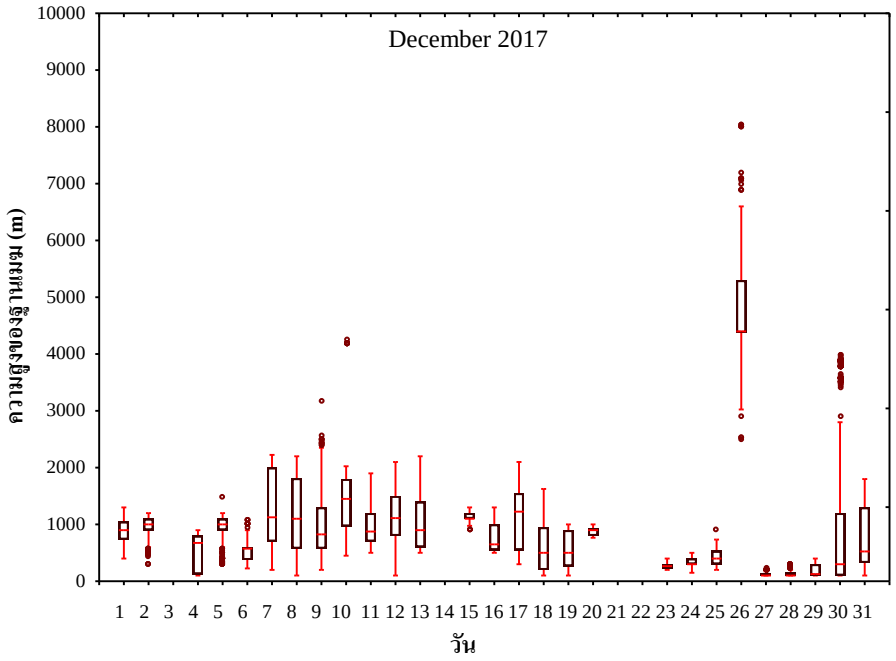
รูปที่ 3.11 (ต่อ)


August 2017
September 2017
ความสูงของคลื่น (m)
วัน
—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

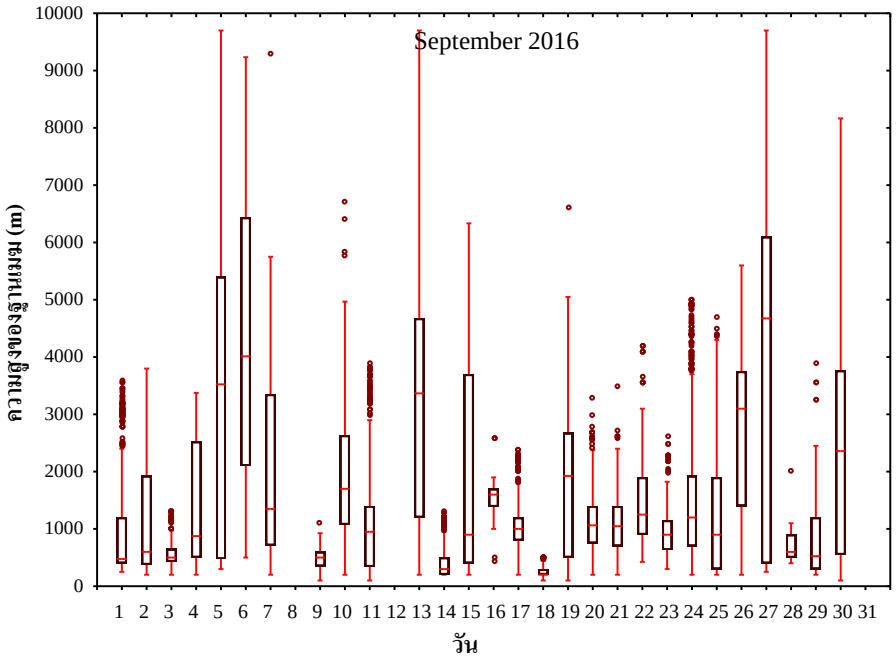
รูปที่ 3.11 (ต่อ)


October 2017
November 2017
ความเข้มของรังสีอัลตราไวโอเลต (uv)
วัน
—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

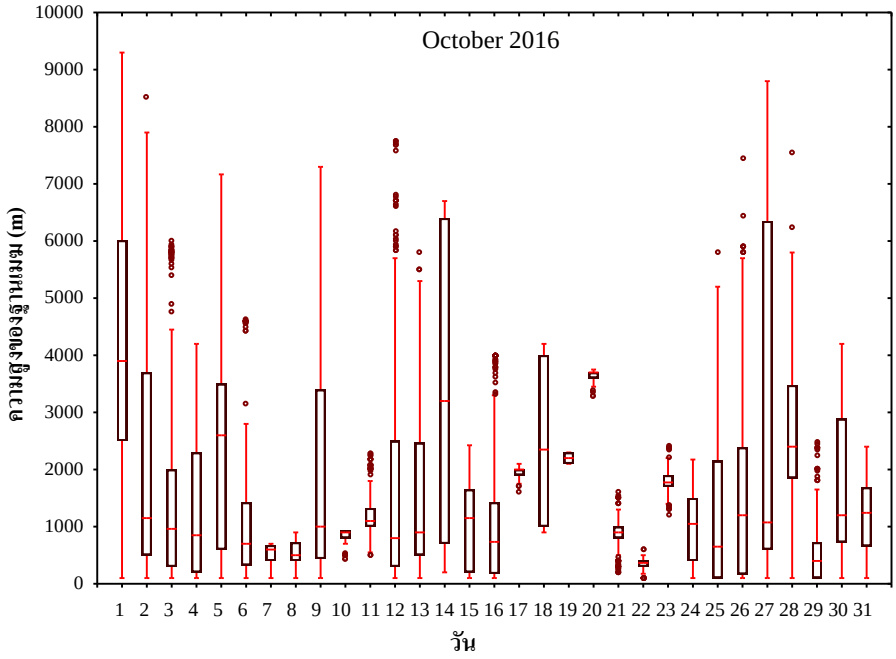
รูปที่ 3.11 (ต่อ)

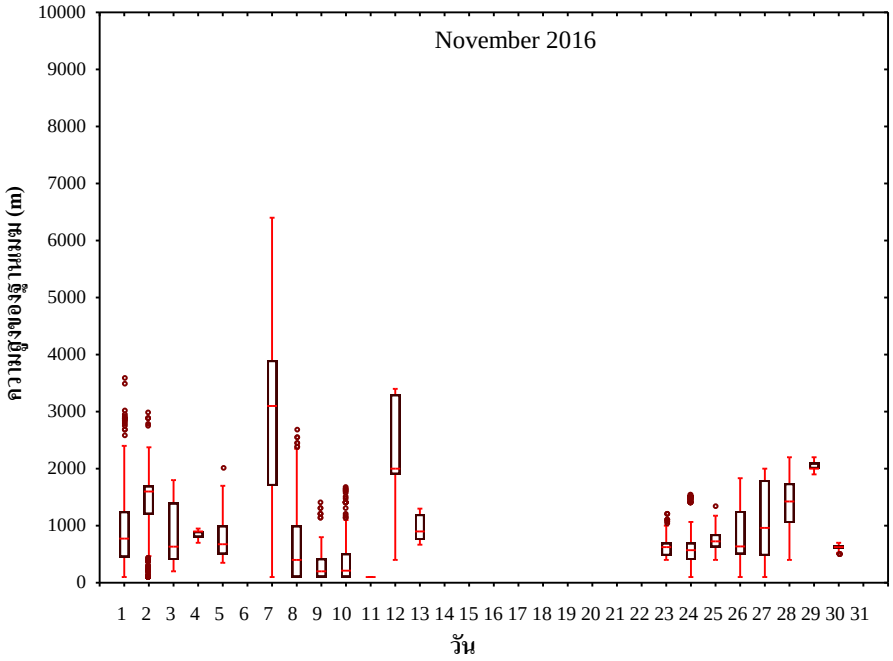


รูปที่ 3.11 (ต่อ)



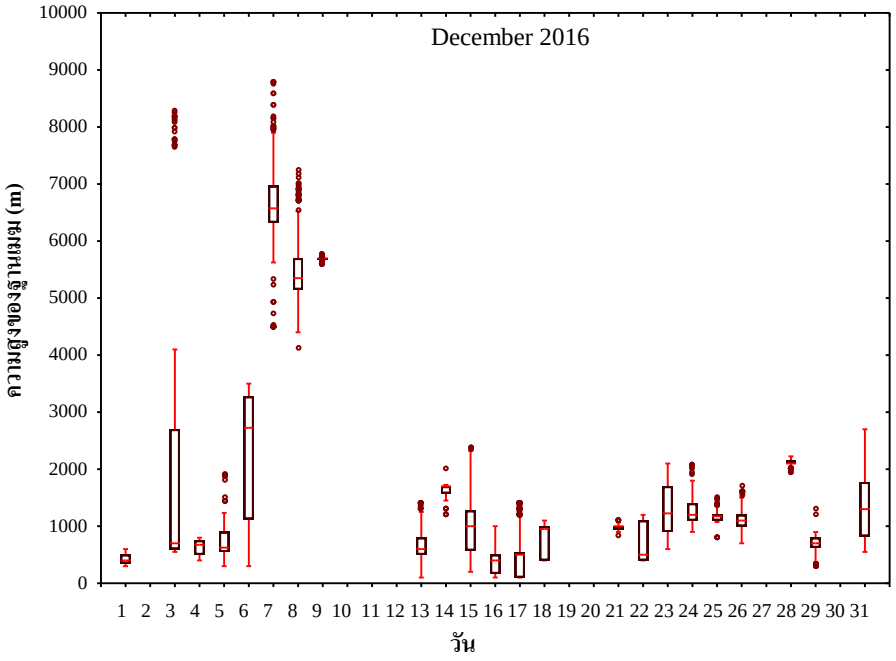
รูปที่ 3.12 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวันในช่วงเวลากลางคืนปี 2016



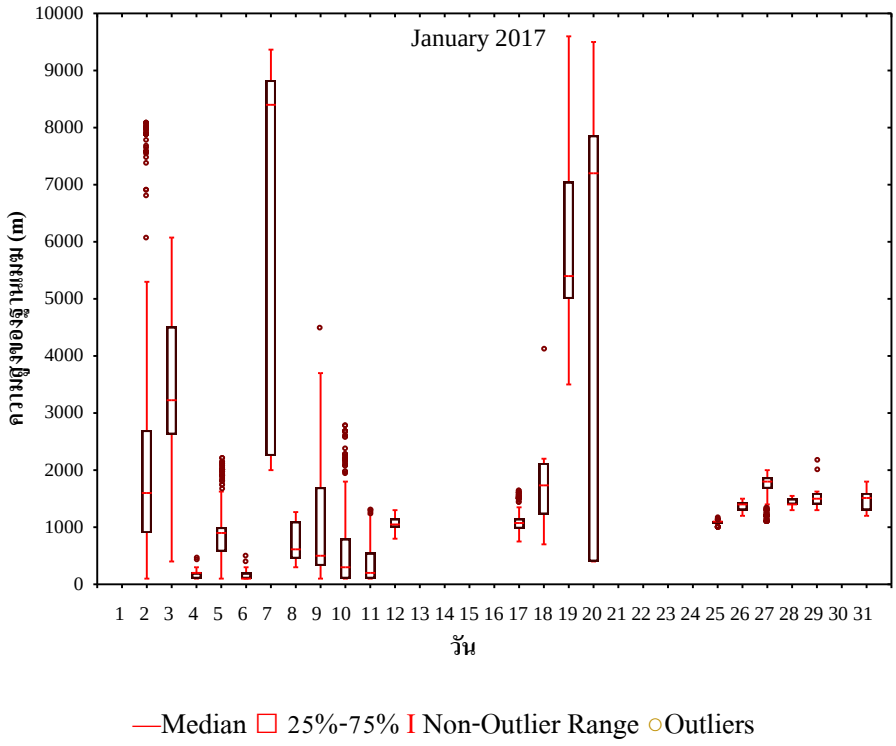


—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

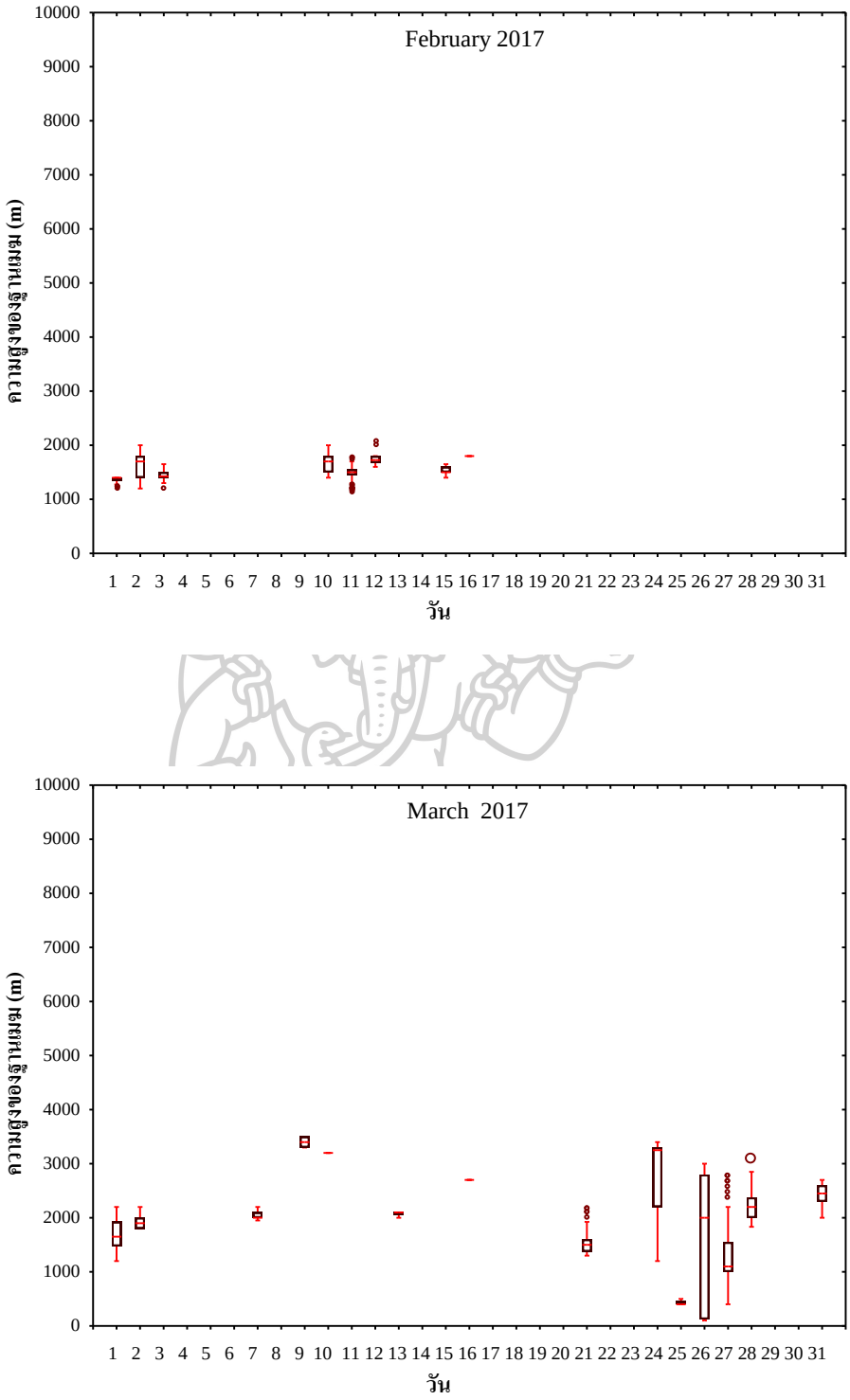
รูปที่ 3.12 (ต่อ)



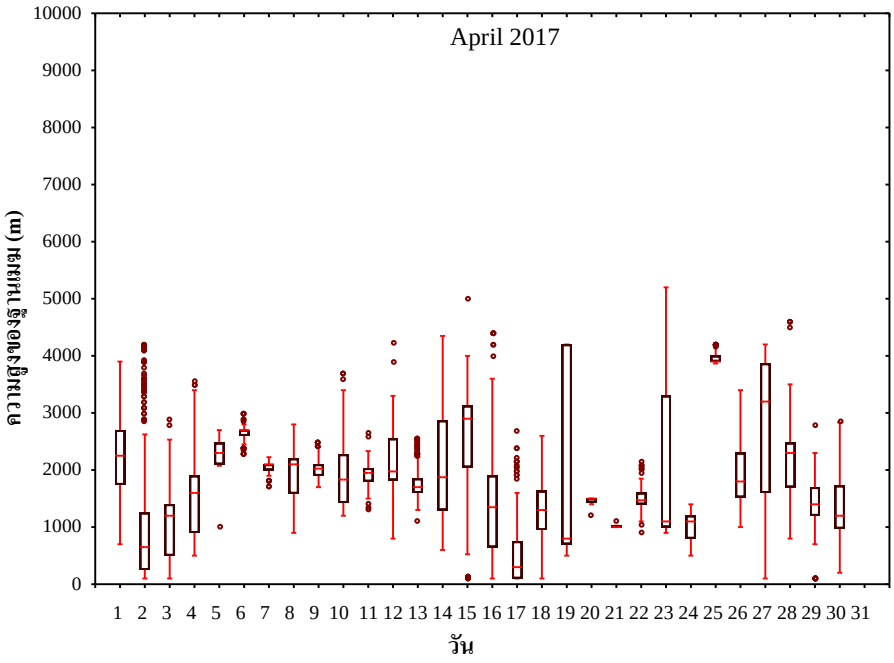
รูปที่ 3.12 (ต่อ)

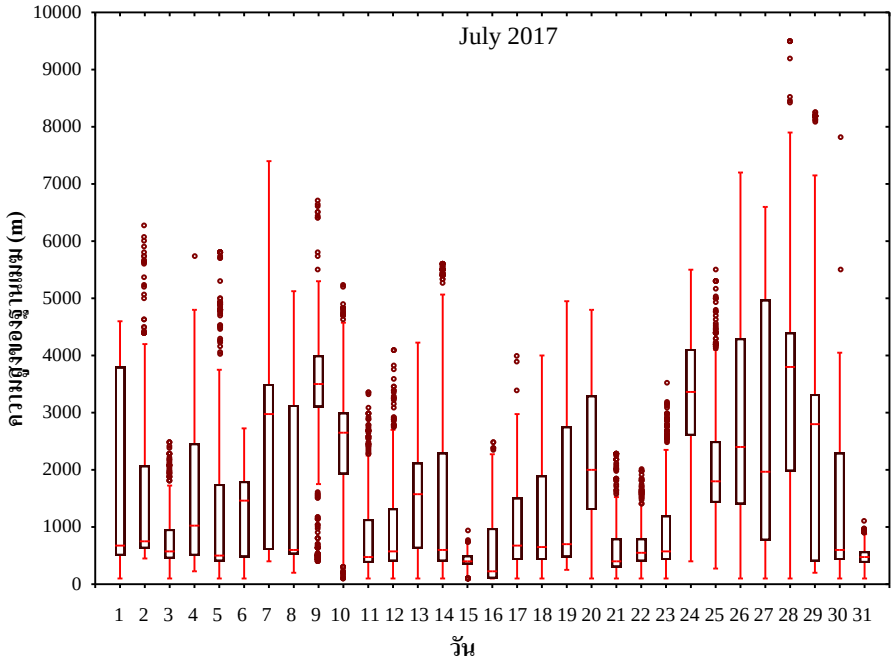


รูปที่ 3.13 การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวันในช่วงเวลากลางคืนปี 2017


February 2017
March 2017
ความเข้มของรังสี (mW/m2)
วัน
—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

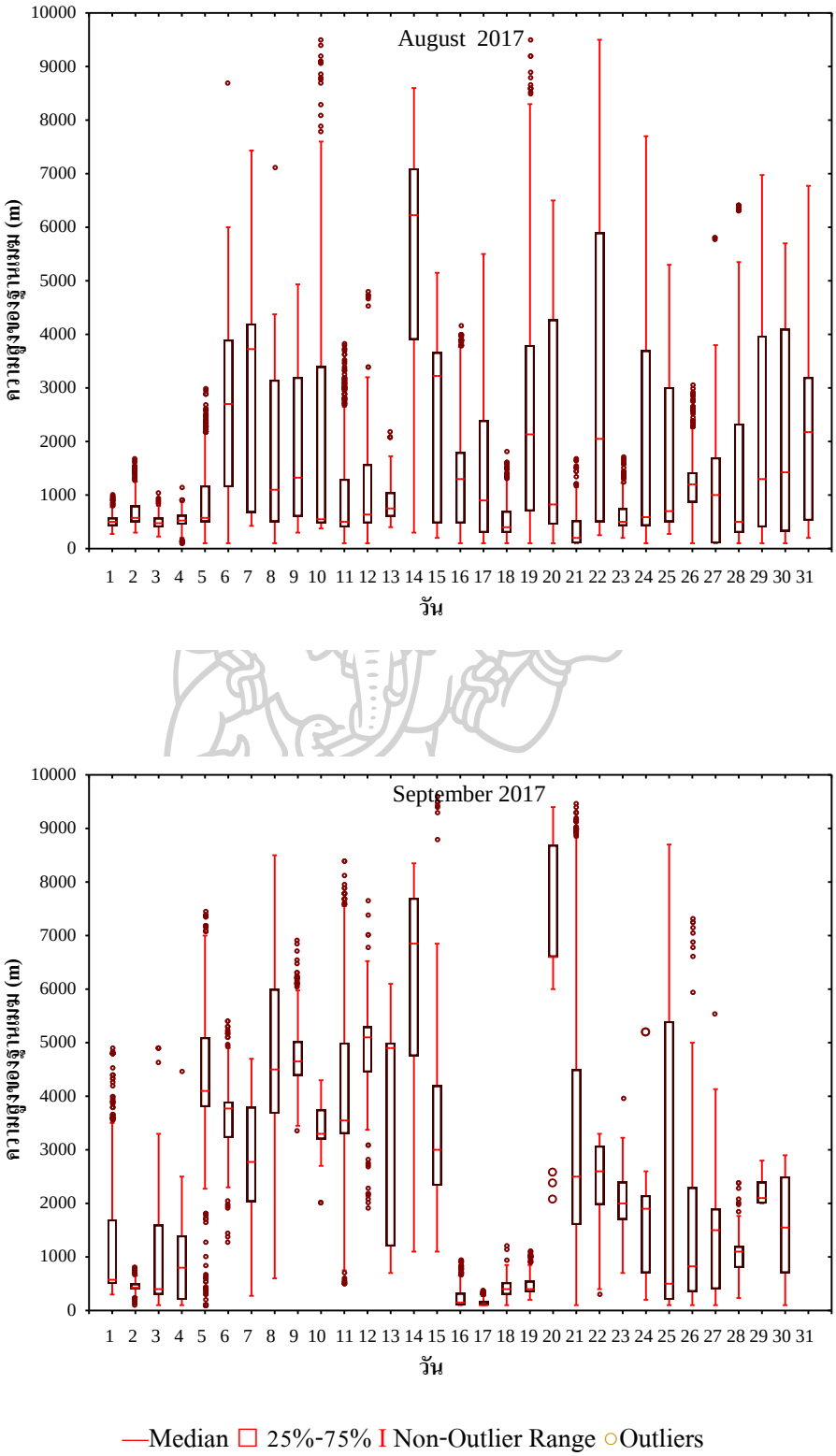
รูปที่ 3.13 (ต่อ)



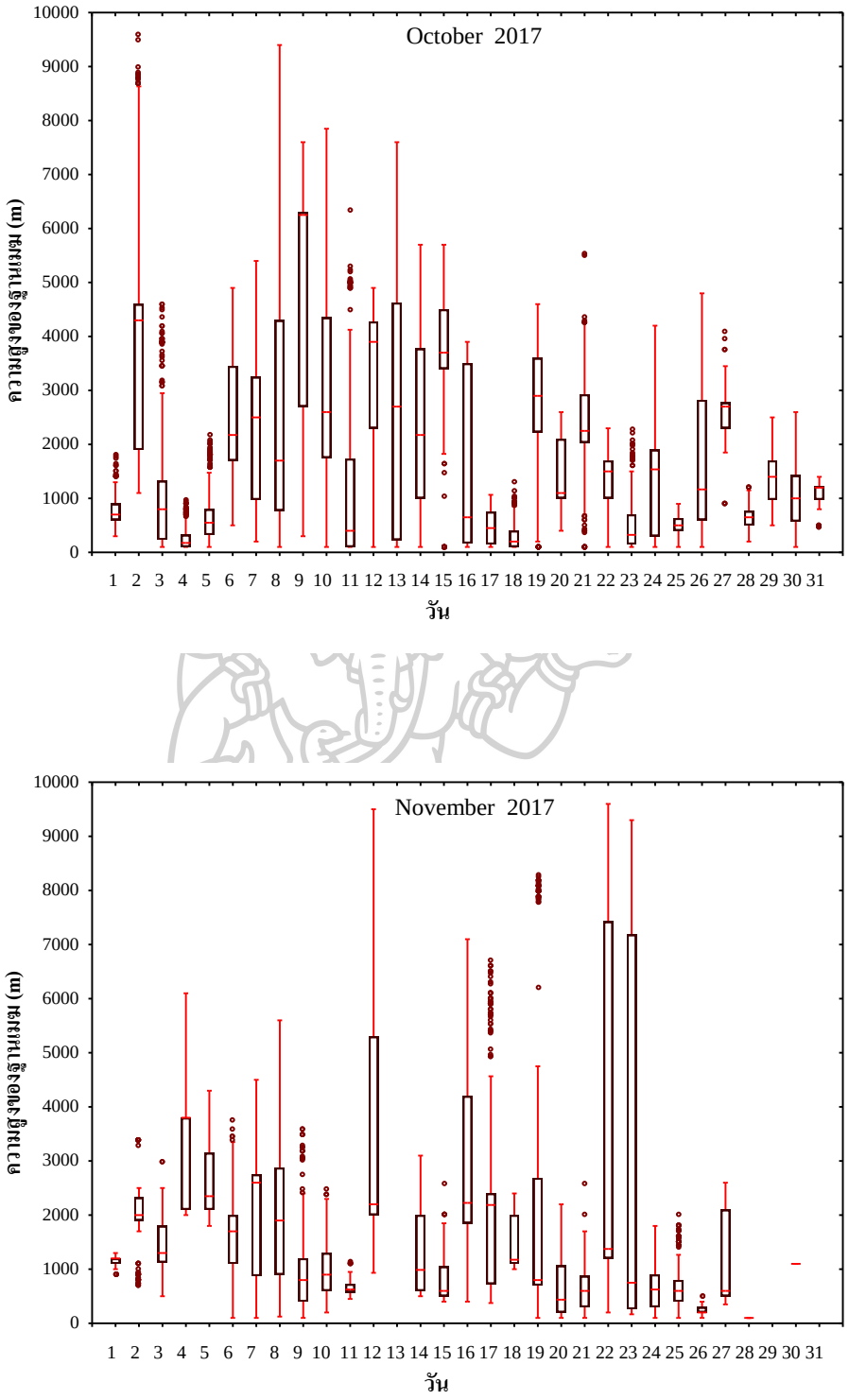


—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

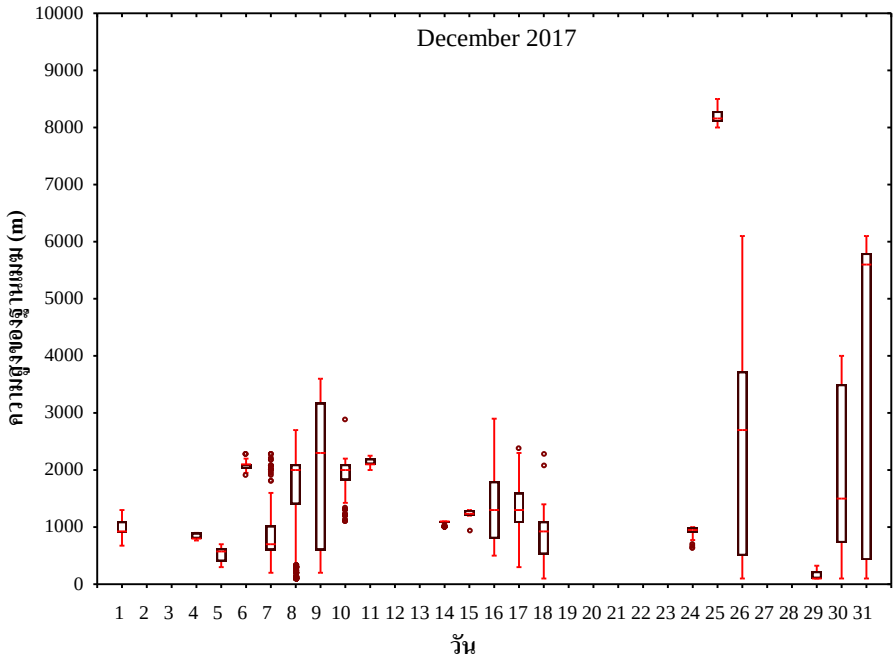
รูปที่ 3.13 (ต่อ)


August 2017
September 2017
ความสูงของคลื่น (m)
วัน
—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

รูปที่ 3.13 (ต่อ)


October 2017
November 2017
ความเข้มของรังสี (w/m²)
วัน
—Median □ 25%-75% I Non-Outlier Range ○Outliers

รูปที่ 3.13 (ต่อ)



รูปที่ 3.13 (ต่อ)

3.1.4.4 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆรายเดือน

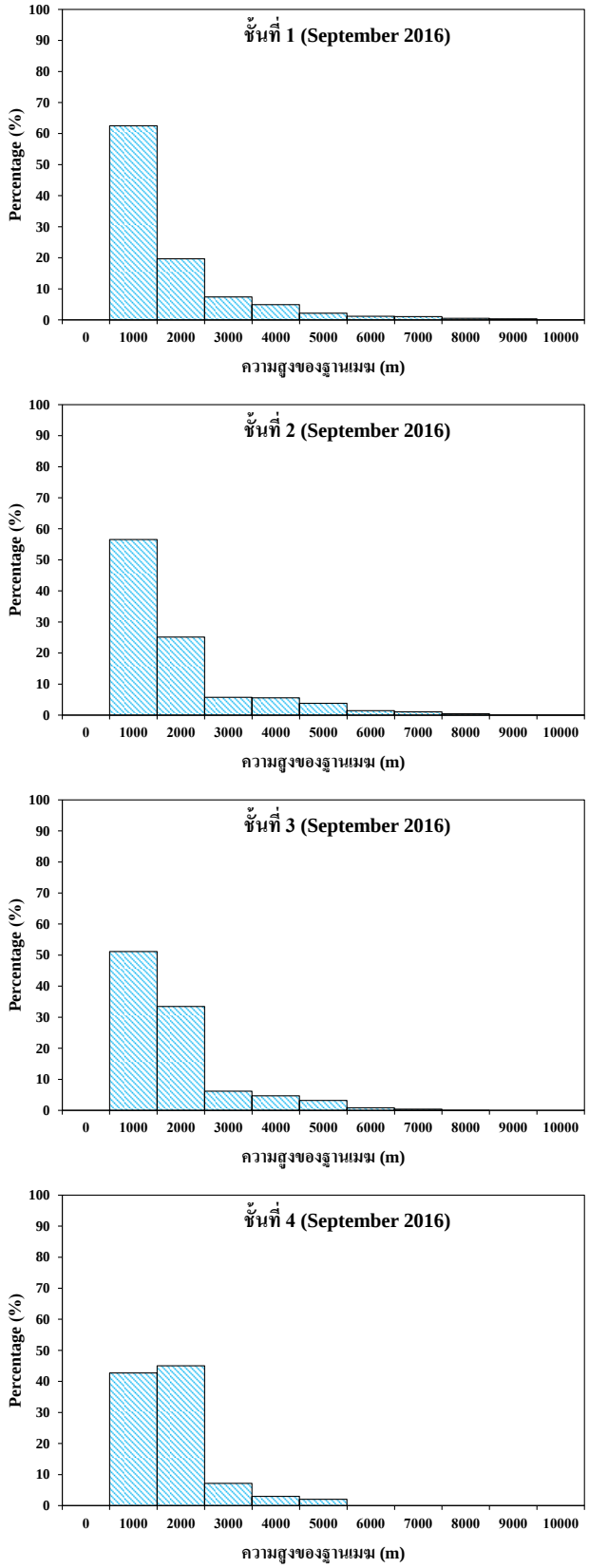
นอกจากการวิเคราะห์การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวันแล้ว ผู้วิจัยได้นำข้อมูลความสูงของฐานเมฆมาทำการแจกแจงความถี่เป็นเปอร์เซ็นต์ ของฐานเมฆแต่ละชั้นที่ตรวจวัดได้แล้วนำค่ามาเขียนกราฟความถี่ความสูงของฐานเมฆ กับความสูงระดับต่าง ๆ ในเดือนต่าง ๆ ในรอบปี ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.14-3.27

จากผลที่ได้พบว่า มีการตรวจพบความสูงของฐานเมฆในชั้นต่ำมากที่สุด (ฐานเมฆต่ำกว่า 2,000 เมตร) โดยเมฆในชั้นที่ 1-3 นั้นจะมีความถี่สูงสุดอยู่ในช่วงความสูงไม่เกิน 1,000 เมตร ประมาณ 50-60 เปอร์เซ็นต์ ยกเว้นในเดือนกุมภาพันธ์ ที่ความความถี่สูงสุดจะอยู่ในช่วงความสูงของฐานเมฆไม่เกิน 2,000 ถึง 90 เปอร์เซ็นต์ และพบว่าค่าความถี่ความสูงของฐานเมฆจะลดลงตามความสูงของฐานเมฆในทุกเดือน เนื่องจากช่วงนี้เป็นฤดูฝน เมฆที่ทำให้เกิดฝนตกจะเป็นเมฆชั้นต่ำที่ความสูงของฐานเมฆอยู่ไม่เกิน 2,000 เมตร แต่ก็มีเมฆชั้นอื่นที่สูงกว่าเกิดขึ้นด้วย จึงทำให้ลักษณะกราฟแสดงค่าความถี่ที่ลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น ต่างจากในเดือนมีนาคม และเมษายน ที่มี

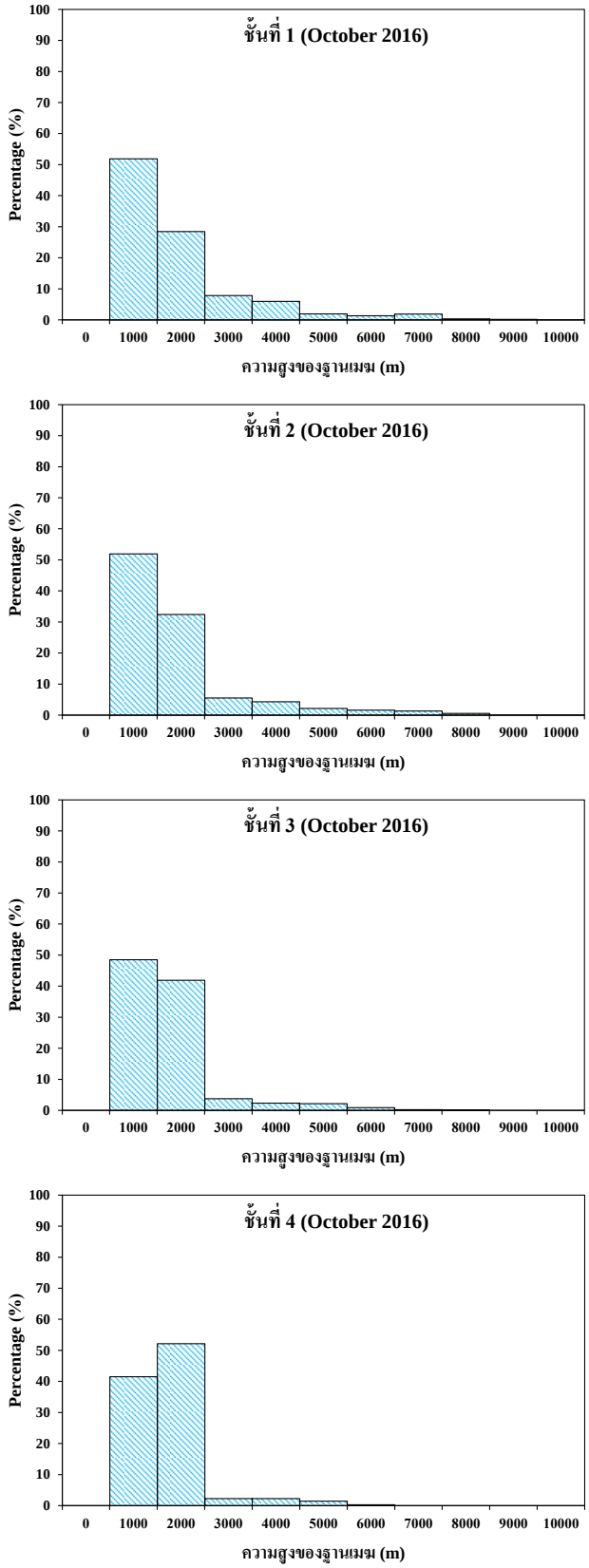
ค่าความถี่ความสูงของฐานเมฆในช่วง 1,000-3,000 เมตรใกล้เคียงกัน โดยมีค่าอยู่ที่ประมาณ 20-40 เปอร์เซ็นต์ สำหรับเมฆในชั้นที่ 4 นั้น ทุก ๆ เดือนมีความสูงของฐานเมฆอยู่ในช่วง 2,000 เมตร

จากนั้นผู้วิจัยได้นำค่าความสูงของฐานเมฆทั้งหมดที่ตรวจวัดได้ มาทำกราฟแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆในรูปของแผนภูมิวงกลม (รูปที่ 3.28) พบว่าค่าความถี่ความสูงของฐานเมฆที่ไม่เกิน 2,000 เมตร มีมากกว่า 80 เปอร์เซ็นต์ รองลงมาคือฐานเมฆที่มีความสูงในช่วง 2,000-6,000 เมตร ประมาณ 16 เปอร์เซ็นต์ ส่วนฐานเมฆที่มีความสูงมากกว่า 6,000 เมตรขึ้นไป มีเพียงแค่ 2 เปอร์เซ็นต์เท่านั้น แสดงให้เห็นว่าเมฆส่วนใหญ่ที่เกิดขึ้นที่สถานีเรดาร์ฝนหลวงนั้นเป็นเมฆชั้นต่ำ ส่วนสาเหตุที่พบเมฆชั้นสูงน้อย เพราะเครื่องซีโลมิเตอร์สามารถทำการตรวจวัดความสูงของฐานเมฆได้ในระยะทาง 10 กิโลเมตร จึงอาจเป็นสาเหตุที่ทำให้เครื่องไม่สามารถตรวจพบเมฆชั้นสูงที่เกิดขึ้นได้ทั้งหมด

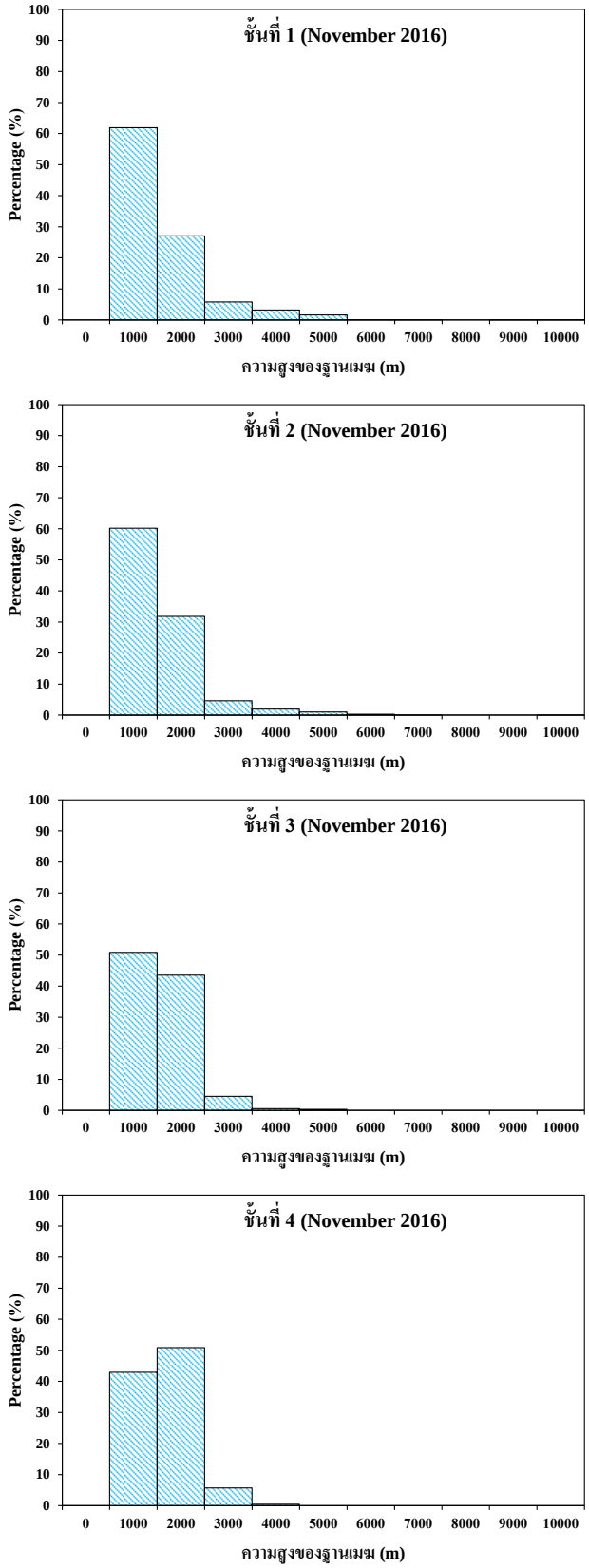
มหาวิทยาลัยศิลปากร



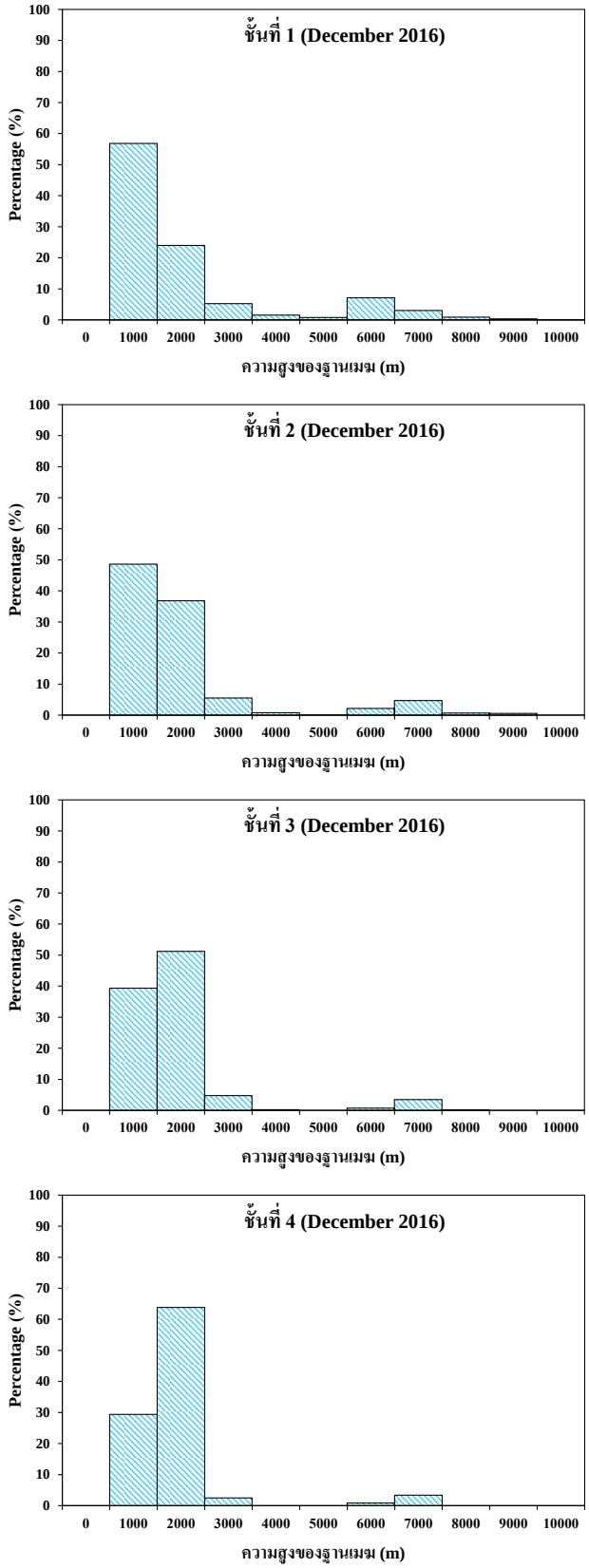
รูปที่ 3.14 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนกันยายน ปี 2016



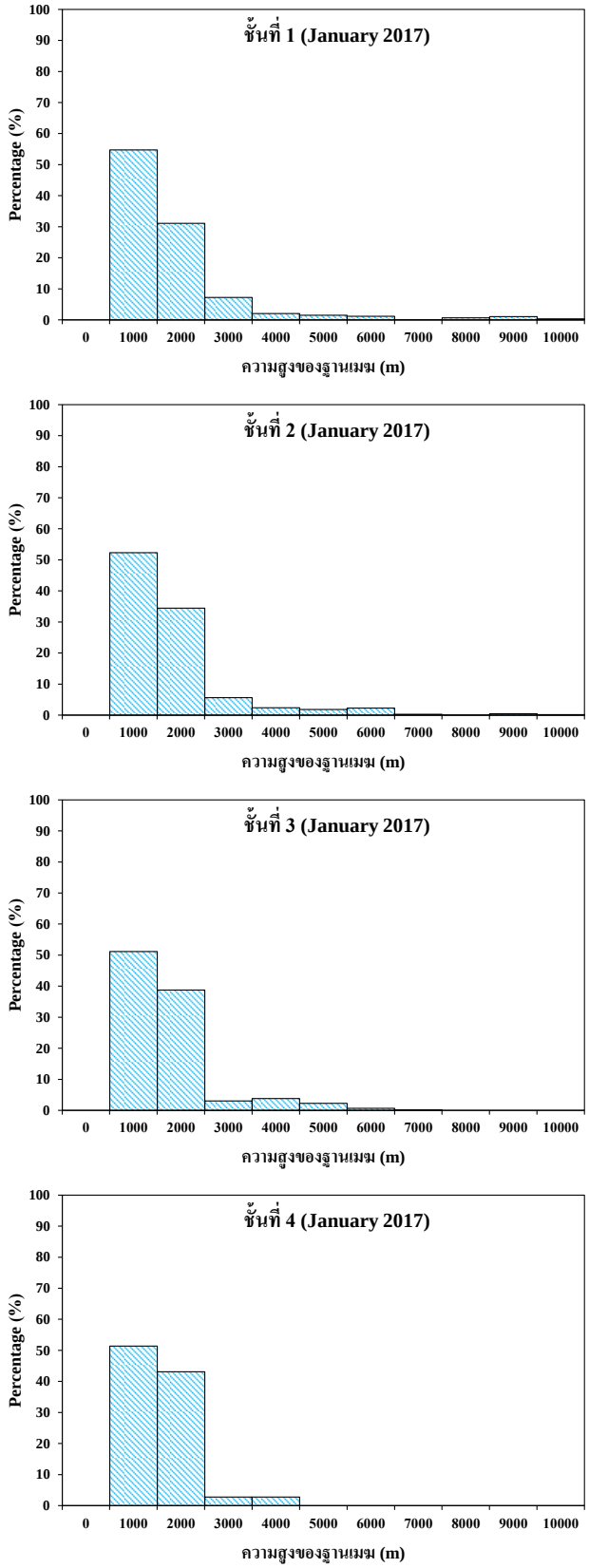
รูปที่ 3.15 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนตุลาคม ปี 2016



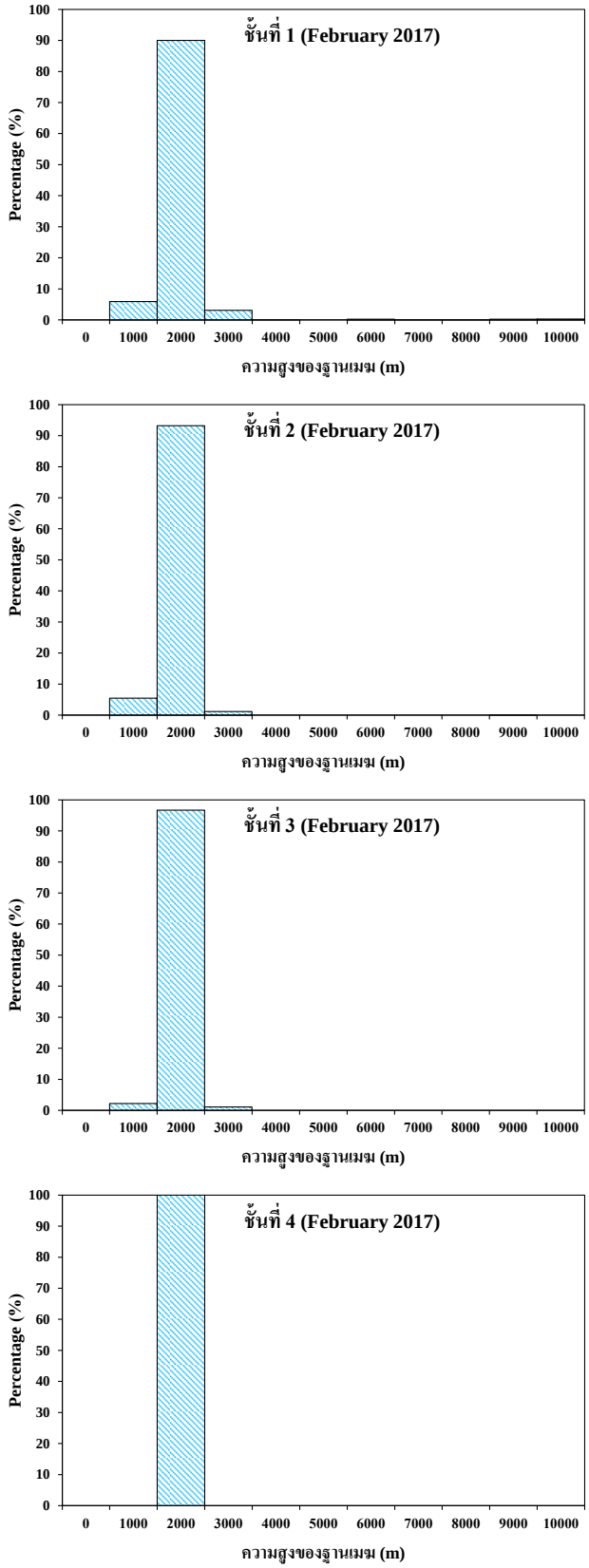
รูปที่ 3.16 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้น ๆ ในเดือนพฤศจิกายน ปี 2016



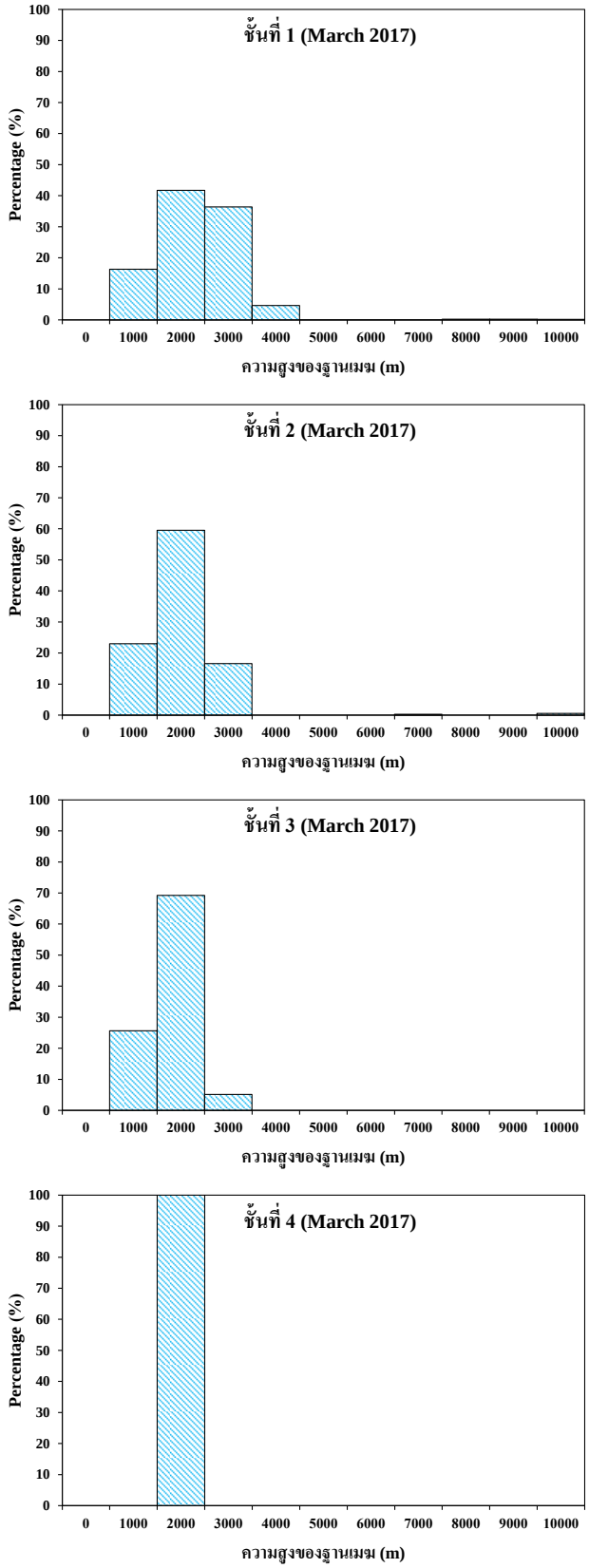
รูปที่ 3.17 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนธันวาคม ปี 2016



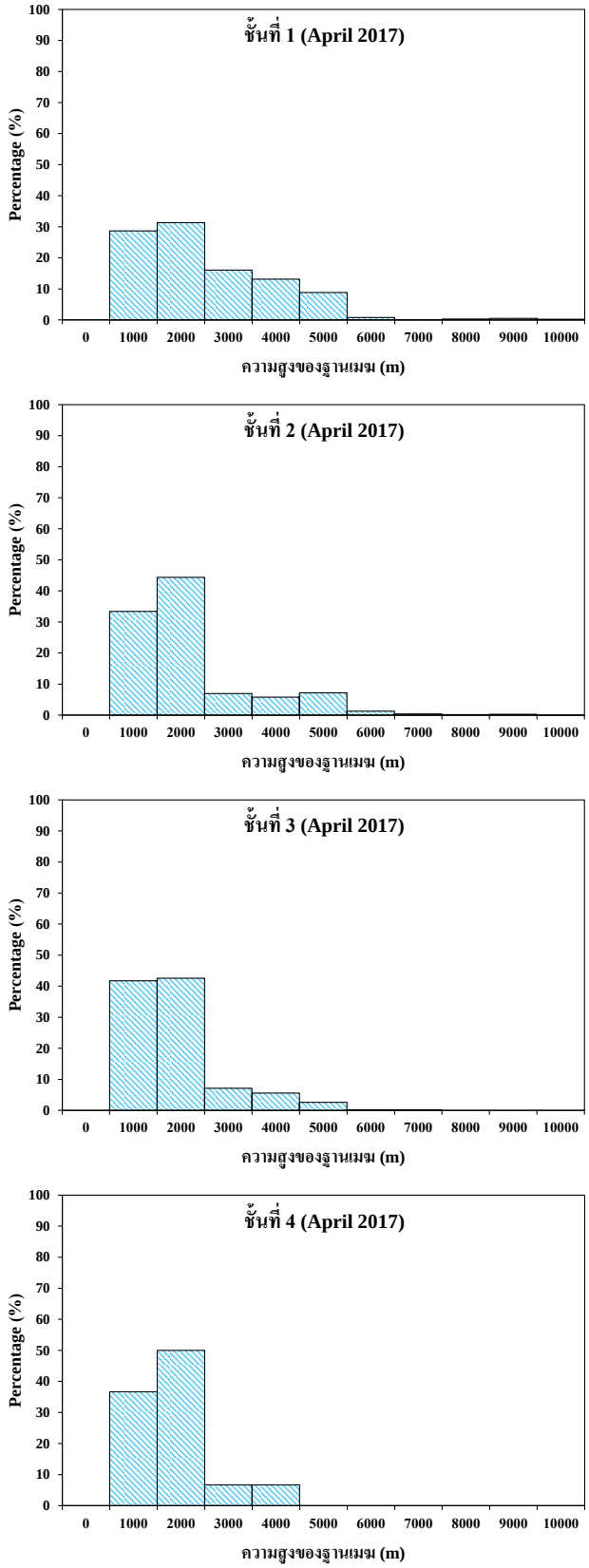
รูปที่ 3.18 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนมกราคม ปี 2017



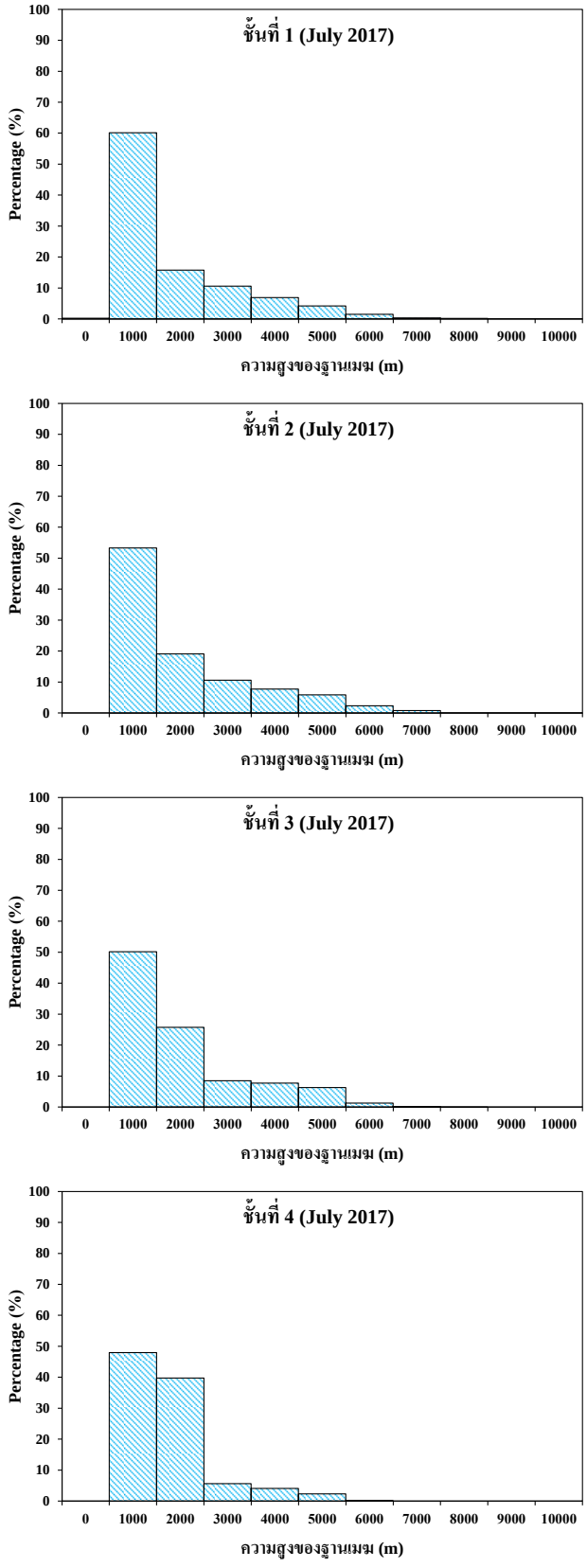
รูปที่ 3.19 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนกุมภาพันธ์ ปี 2017



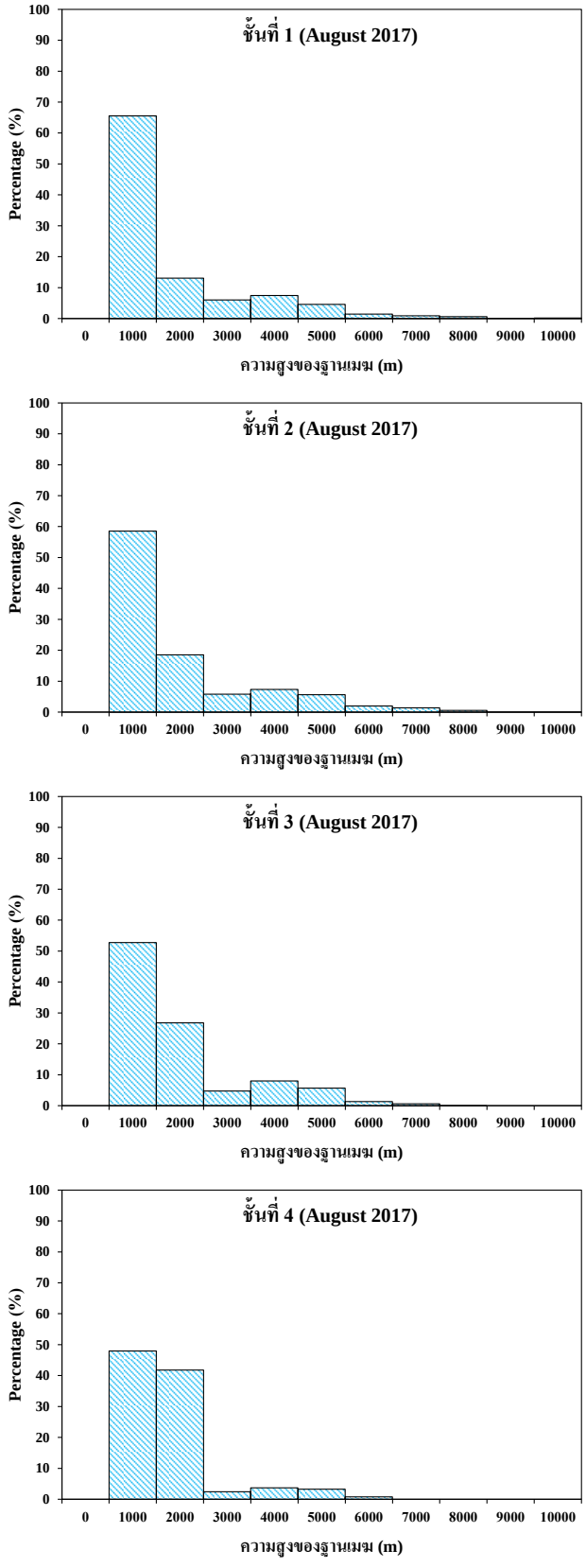
รูปที่ 3.20 การแจกแจงความถี่ความของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนมีนาคม ปี 2017



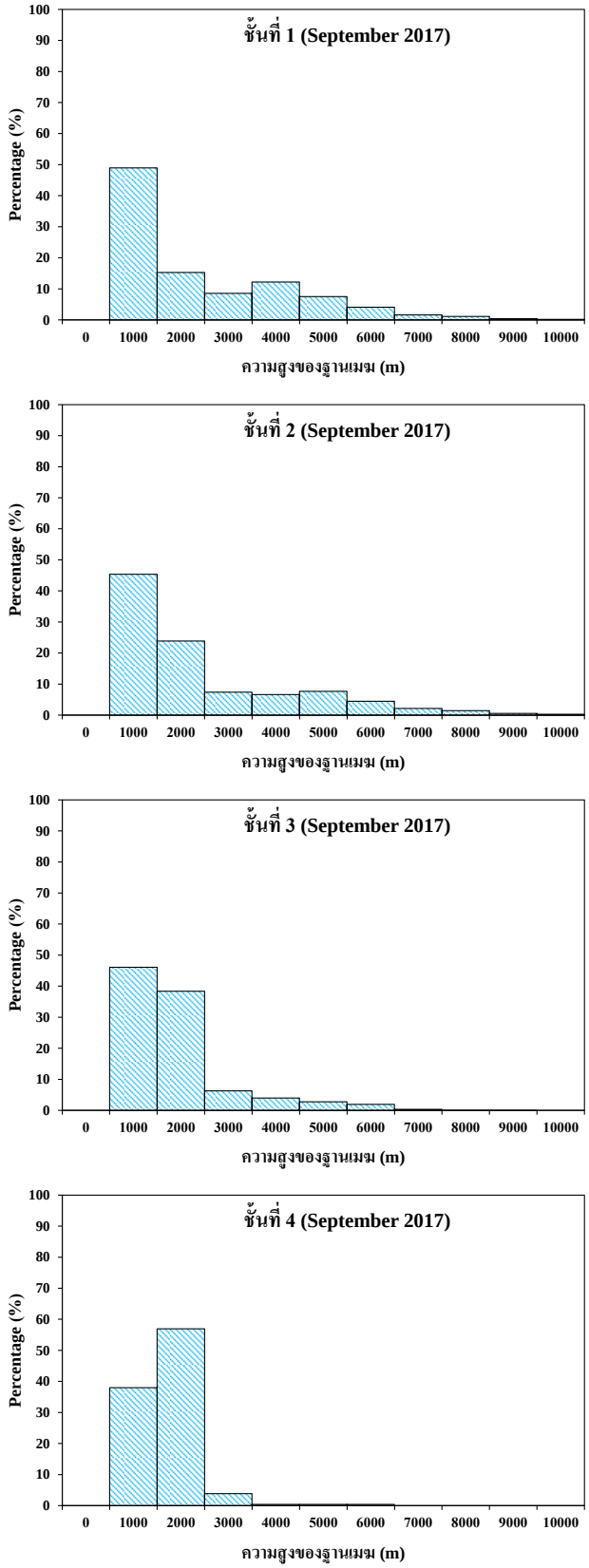
รูปที่ 3.21 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนเมษายน ปี 2017



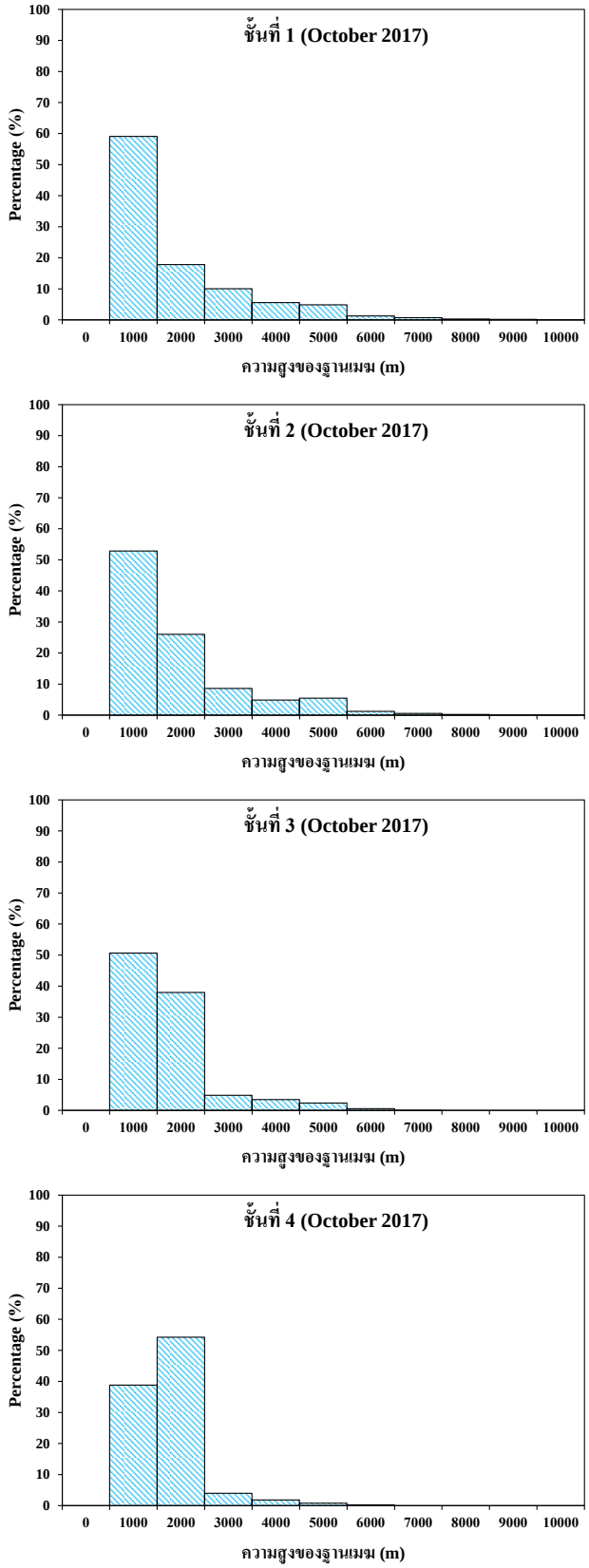
รูปที่ 3.22 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนกรกฎาคม ปี 2017



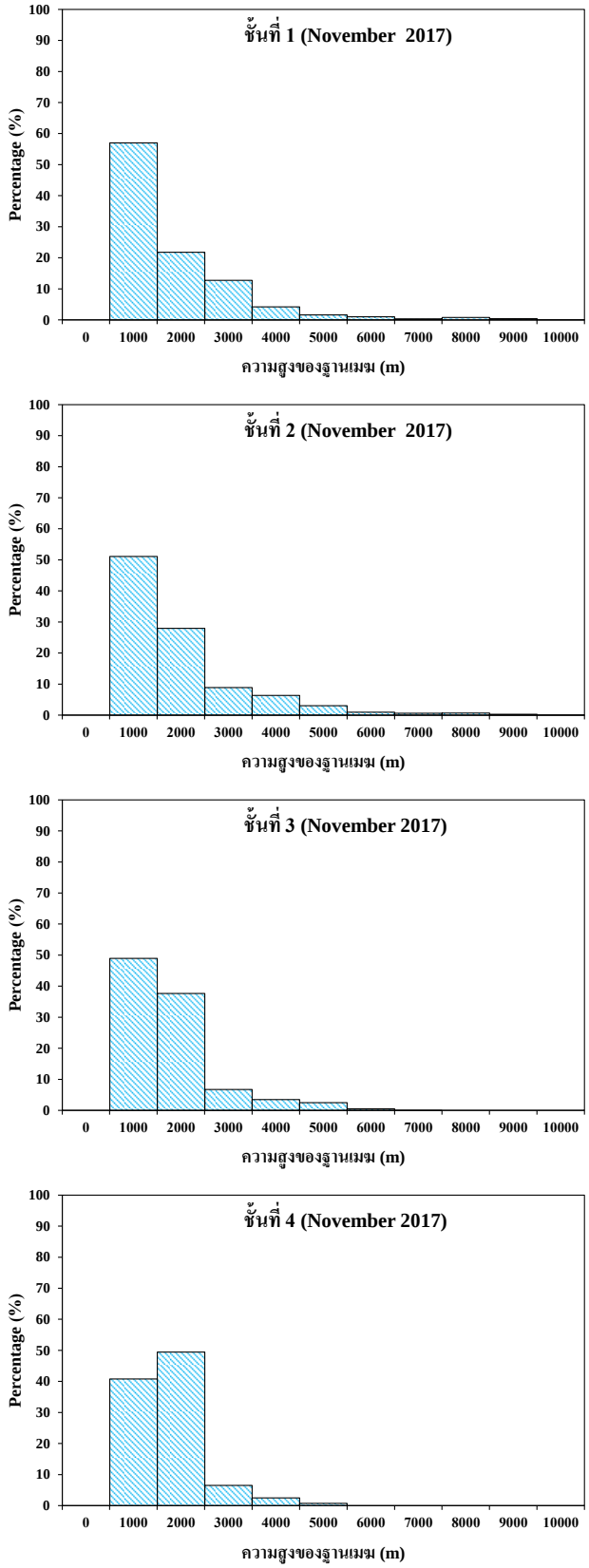
รูปที่ 3.23 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนสิงหาคม ปี 2017



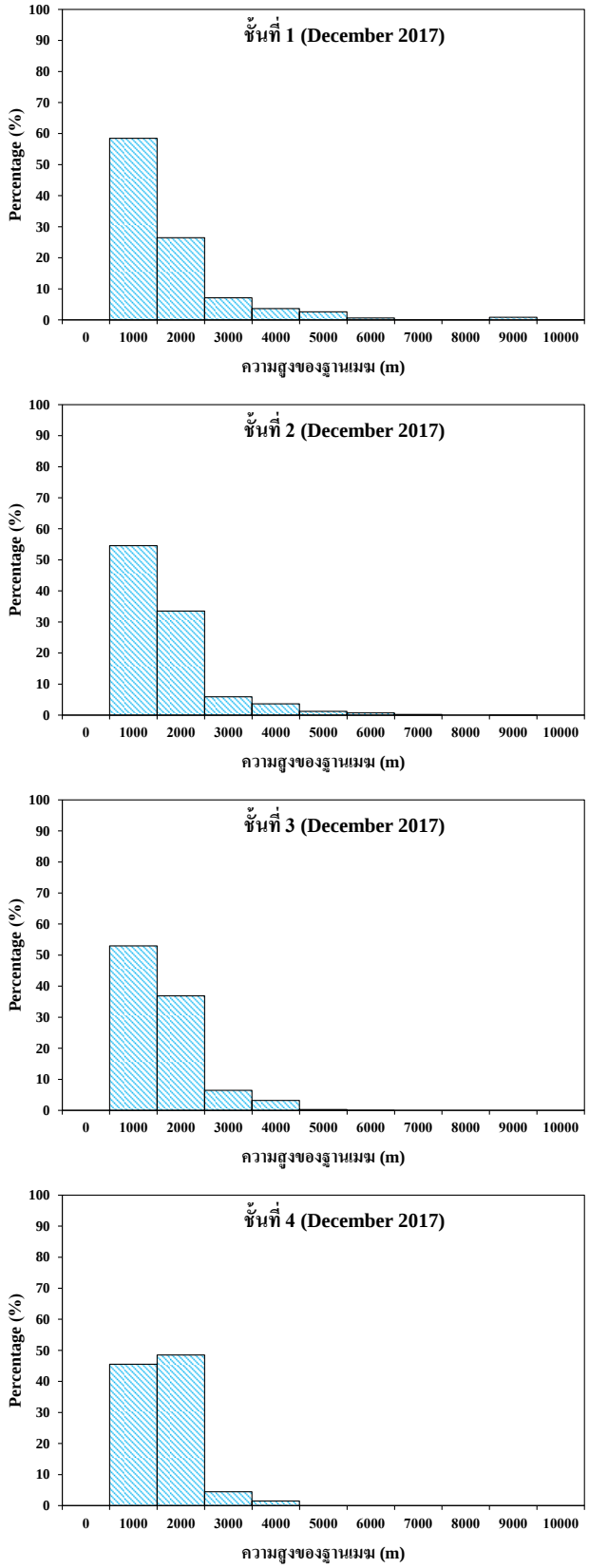
รูปที่ 3.24 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนกันยายน ปี 2017



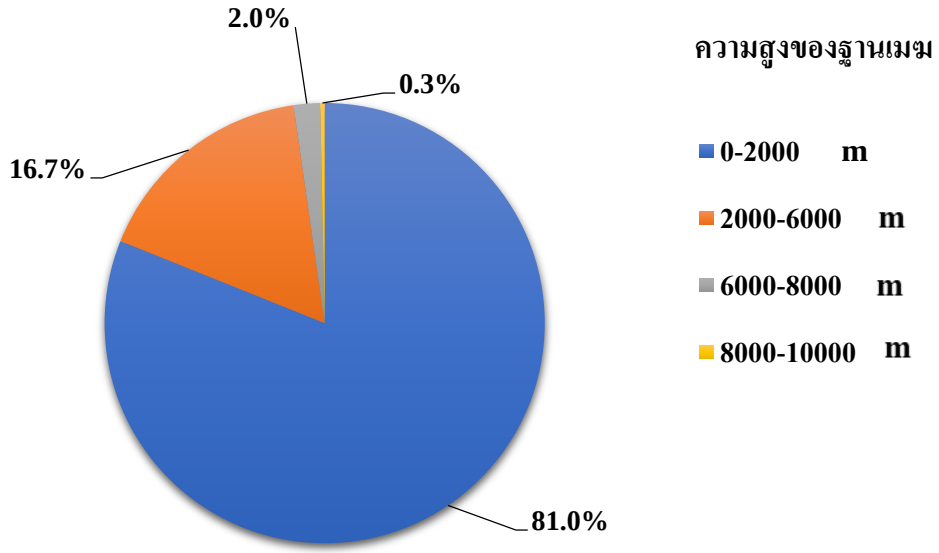
รูปที่ 3.25 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนตุลาคม ปี 2017



รูปที่ 3.26 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนพฤศจิกายน ปี 2017



รูปที่ 3.27 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆชั้นต่าง ๆ ในเดือนธันวาคม ปี 2017



รูปที่ 3.28 การแจกแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆในเดือน กันยายน 2016 - ธันวาคม 2017

3.1.5 การเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆ

เพื่อทดสอบประสิทธิภาพของเครื่องซีโลมิเตอร์ ว่ามีความถูกต้องในการวัดหรือไม่ ผู้วิจัยได้ทำการเปรียบเทียบค่าความสูงของฐานเมฆที่วัดได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์กับเครื่องมือภาคพื้นดิน และทำการเปรียบเทียบกับข้อมูลความสูงของฐานเมฆที่คำนวณได้จากข้อมูลดาวเทียม ตามรายละเอียดดังนี้

3.1.5.1 ความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์ กับ เครื่องไลดาร์

ผู้วิจัยได้ทำการเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์กับเครื่องไลดาร์ (Lidar) ขององค์การบริหารการบินและอวกาศแห่งชาติ (NASA) ที่ถูกติดตั้งอยู่บริเวณเดียวกัน (รูปที่ 3.29) ที่สถานีเรดาร์ฝนหลวง อำเภออมก๋อย จังหวัดเชียงใหม่ เพื่อตรวจสอบความถูกต้องในการตรวจวัดความสูงของฐานเมฆของเครื่องซีโลมิเตอร์ โดยเครื่องไลดาร์เป็นเครื่องมือภาคพื้นดินประเภท Active remote sensing ที่มีหลักการทำงานเช่นเดียวกันกับเครื่องซีโลมิเตอร์ ความแตกต่างของเครื่องมือทั้งสอง คือ ใช้แหล่งกำเนิดเลเซอร์ที่ความยาวคลื่นต่างกัน โดยเครื่องซีโลมิเตอร์จะใช้แหล่งกำเนิดเลเซอร์ในช่วง NIR (Near Infrared) สำหรับเครื่องไลดาร์ใช้แหล่งกำเนิดเลเซอร์ในช่วง

แสงที่ตามองเห็น (Visible light) เครื่องไลดาร์ หรือ Micro pulse lidar เป็นของบริษัท Sigma space เป็นเครื่องมือที่นิยมใช้ในการศึกษาฝุ่นละอองในบรรยากาศ แต่ก็สามารถใช้ตรวจวัดได้ทั้งเมฆและฝุ่นละออง รายละเอียดของเครื่องแสดงดังตารางที่ 3.4

รูปที่ 3.29 เครื่องซีโลมิเตอร์และเครื่องไลดาร์ ที่สถานีเรดาร์ฝนหลวง

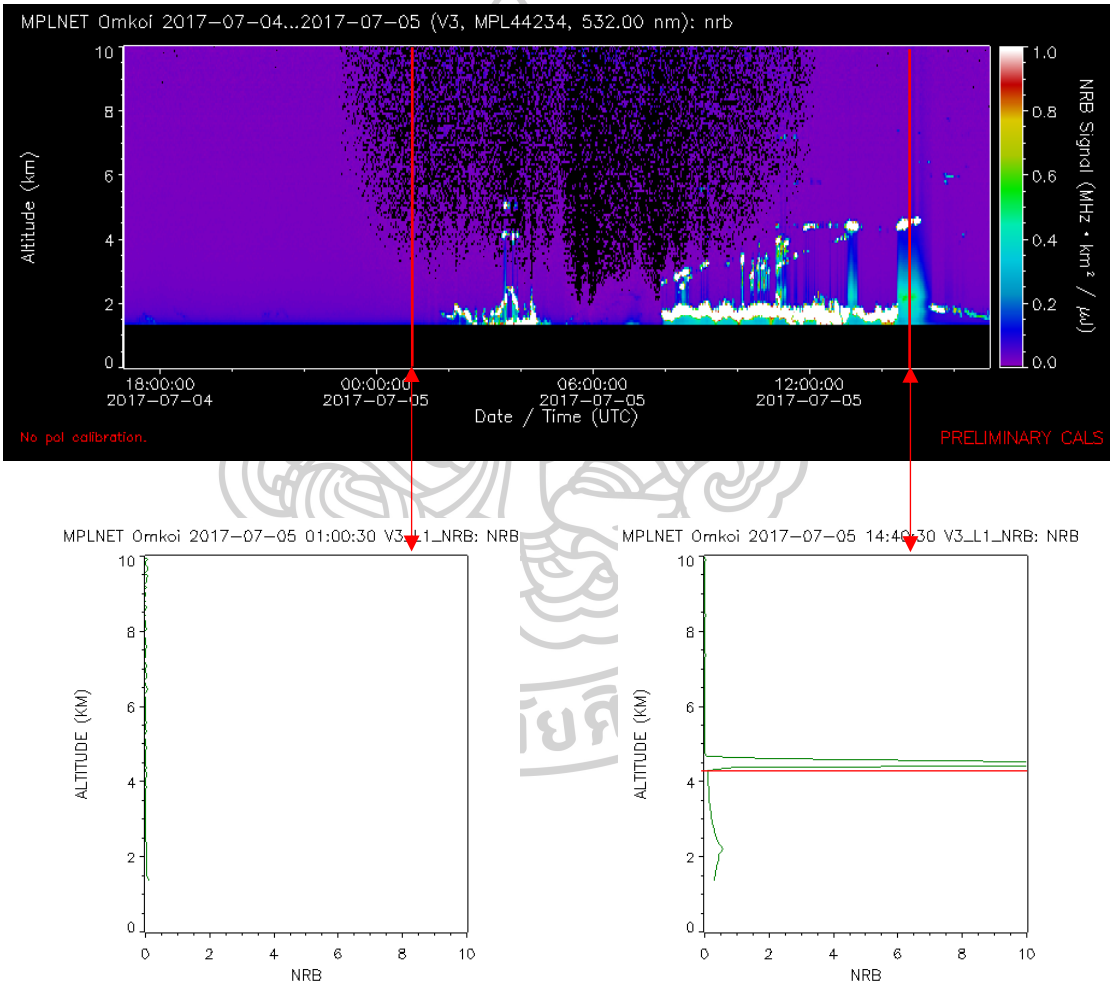
ตารางที่ 3.4 รายละเอียดของเครื่องไลดาร์ (ที่มา : บริษัท SigmaSpace)

คุณสมบัติ	รายละเอียด
ระยะที่วัดได้สูงสุด	25 กิโลเมตร
ระยะที่วัดได้ต่ำสุด	100 เมตร
แหล่งกำเนิดเลเซอร์	Nd-YLF
ความยาวคลื่นเลเซอร์	532 nm

ข้อมูลที่จากเครื่องไลดาร์ที่ผู้วิจัยนำมาใช้คือ Normalized Relative Backscattering (NRB) ตัวอย่างข้อมูลที่ได้จากเครื่องไลดาร์แสดงดังรูปที่ 3.30 ในรูปภาพตัวอย่างจุดสีขาวในกราฟแสดงค่า NRB สูงสุด ซึ่งแสดงว่าเป็นเมฆที่เครื่องตรวจวัดได้ โดยเครื่องจะทำการวัดทุก ๆ 1 นาที แต่ผู้วิจัยจะเลือกใช้ค่าข้อมูลจากเครื่องทุก 10 นาที ตั้งแต่เวลา 00.00-23.50 น. ในการหาค่าความสูงของฐานเมฆสามารถหาได้จากกราฟ NRB ในแต่ละเวลาที่เป็นโปรไฟล์ตามความสูง ในการเปรียบเทียบนี้ผู้วิจัยได้เลือกความสูงของฐานเมฆจากค่าพีคที่เห็นได้อย่างเด่นชัด โดยใช้บริเวณฐานของพีคนั้น ๆ เป็นค่าความสูงของฐานเมฆ ค่าความสูงที่ได้จากเครื่องดังกล่าวจะเป็นค่าความสูงที่ระดับน้ำทะเล

จึงต้องทำการลบค่าด้วยค่าความสูงระดับน้ำทะเลที่ 1,120 เมตร หากในกราฟนั้น ๆ ไม่มีพีคของ NRB ที่เด่นชัดจะตัดสินว่าไม่มีเมฆ ตัวอย่างของกราฟ NRB ที่นำมาใช้ในการหาฐานเมฆดังรูปที่ 3.30 (a) และ (b) นอกจากนี้ ผู้วิจัยได้เลือกใช้ความสูงของฐานเมฆที่เครื่องวัดได้ไม่เกิน 10 กิโลเมตร จากพื้นดิน เนื่องจากเครื่องซีโลมิเตอร์วัดได้ระยะสูงสุด 10 กิโลเมตร

สำหรับเครื่องไลดาร์ที่สถานีเรดาร์ฝนหลวงเป็นหนึ่งในเครือข่ายที่เรียกว่า MPLNET (Micro Pulse Lidar Network) โดยสามารถดาวน์โหลดและดูข้อมูลได้จาก เว็บไซต์ https://mplnet.gsfc.nasa.gov



(a) (b)

รูปที่ 3.30 ตัวอย่างข้อมูล Normalized Relative Backscattering จากเครื่องไลดาร์ วันที่ 5 กรกฎาคม 2017 (a) ที่เวลา 01:00:30 UTC ตรวจไม่พบเมฆ (b) ที่เวลา 14:40:30 UTC ตรวจพบเมฆโดยมี ความสูงของฐานเมฆ 4.3 กิโลเมตร จากระดับน้ำทะเล (เส้นตรงสีแดง)

ในการเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆ ผู้วิจัยจะทำการหาค่าความสูงของฐานเมฆจากเครื่องไลดาร์ แล้วนำมาเปรียบเทียบกับค่าที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์ ซึ่งการเปรียบเทียบจะอาศัยพารามิเตอร์ทางสถิติ 2 ตัว คือ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) ดังสมการ

$$MBD = \frac{\frac{\sum_{i=1}^{N}(CBH_{CS135} - CBH_{MPL})}{N}}{\frac{\sum_{i=1}^{N} CBH_{MPL}}{N}} \times 100\% \quad (3.5)$$

$$RMSD = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(CBH_{CS135} - CBH_{MPL})^2}{N}}}{\frac{\sum_{i=1}^{N} CBH_{MPL}}{N}} \times 100\% \quad (3.6)$$

เมื่อ CBH_{MPL} คือ ค่าความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องไลดาร์ [m]

CBH_{CS135} คือ ค่าความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์ [m]

N คือ จำนวนข้อมูล

สำหรับผลในการเปรียบเทียบนั้นแสดงดังตารางที่ 3.4 และรูปที่ 3.31-3.32 โดยจะทำการเปรียบเทียบในแต่ละเดือนที่มีข้อมูลตรงกัน และทำการเปรียบเทียบเมฆที่เกิดขึ้นในกรณีเกิดเมฆ 1 ชั้นและ 2 ชั้น

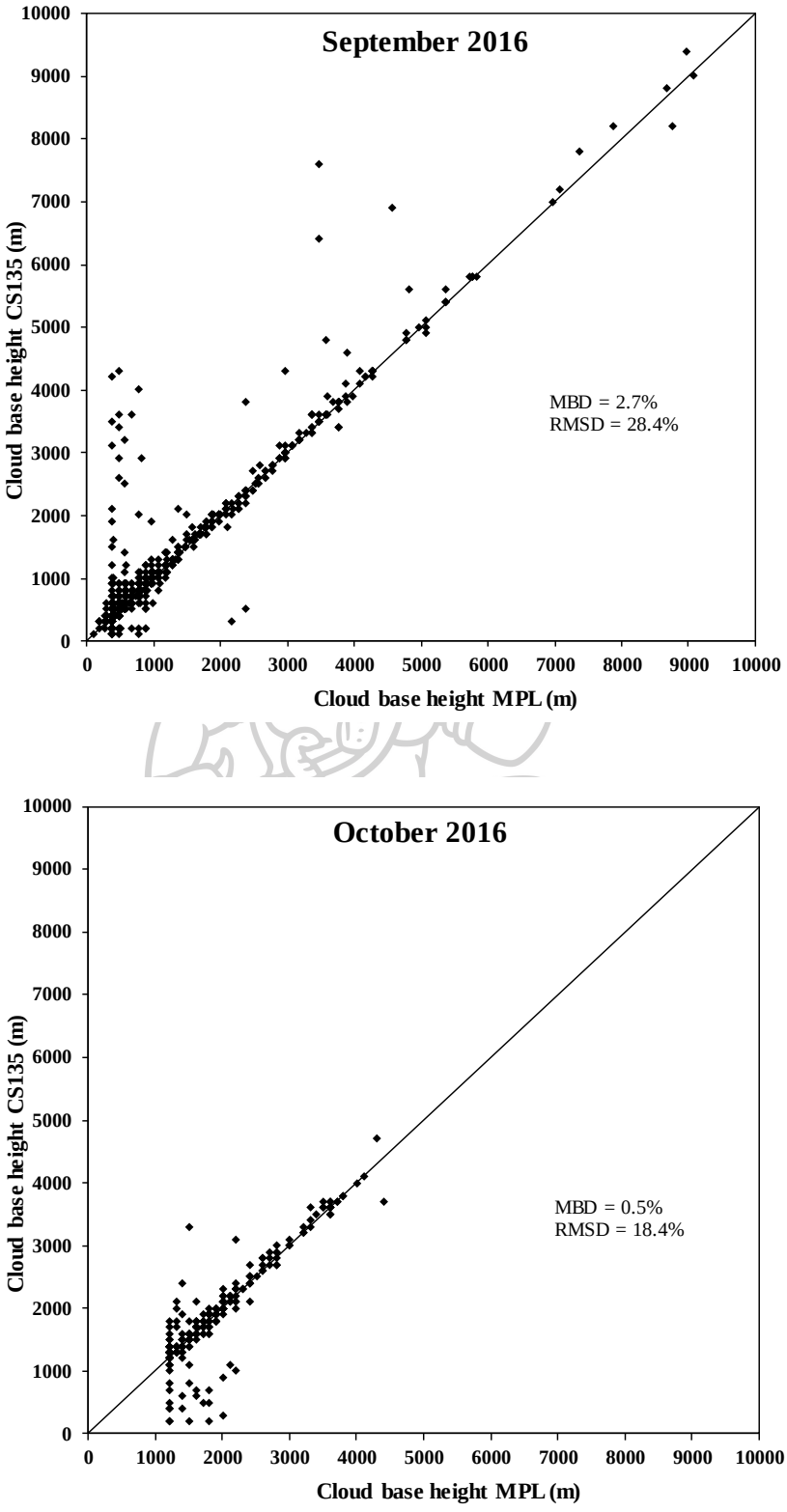
จากตารางที่ 3.5 และรูปที่ 3.31-3.32 พบว่าค่าความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์และเครื่องไลดาร์นั้นมีค่าที่สอดคล้องกันค่อนข้างดีในเดือนตุลาคม ปี 2016 ในชั้นที่ 1 มีค่า MBD และ RMSD เท่ากับ 0.49% และ 18.44% ตามลำดับ ในชั้นที่ 2 0.0% และ 6.9% ตามลำดับ มีความคลาดเคลื่อนมากที่สุดในชั้นที่ 1 เดือนตุลาคม - พฤศจิกายน ปี 2017 ซึ่งมีค่า RMSD อยู่ในช่วง 63.4% ถึง 64.4% มีค่า MBD อยู่ในช่วง 11.1% ถึง 11.9% ชั้นที่ 2 ซึ่งมีค่า RMSD อยู่ในช่วง 76.4% และ 65.4% มีค่า MBD อยู่ในช่วง -21.5% ถึง -3.5%

จากค่า MBD พบว่าความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องไลดาร์ต่ำกว่าค่าที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์ในชั้นที่ 1 เป็นส่วนใหญ่ สำหรับในชั้นที่ 2 ค่าความสูงของฐานเมฆจากซีโลมิเตอร์มีค่าสูงกว่าเครื่องไลดาร์ ความผิดพลาดที่มากจะอยู่ในช่วงฤดูฝนที่เกิดเมฆหลายชั้น เนื่องจากความแปรปรวนของฐานเมฆที่มีการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วในขณะที่เกิดเมฆหลายชั้น ทำให้เครื่องมือไม่สามารถตรวจวัดความสูงของฐานเมฆได้ตรงกัน

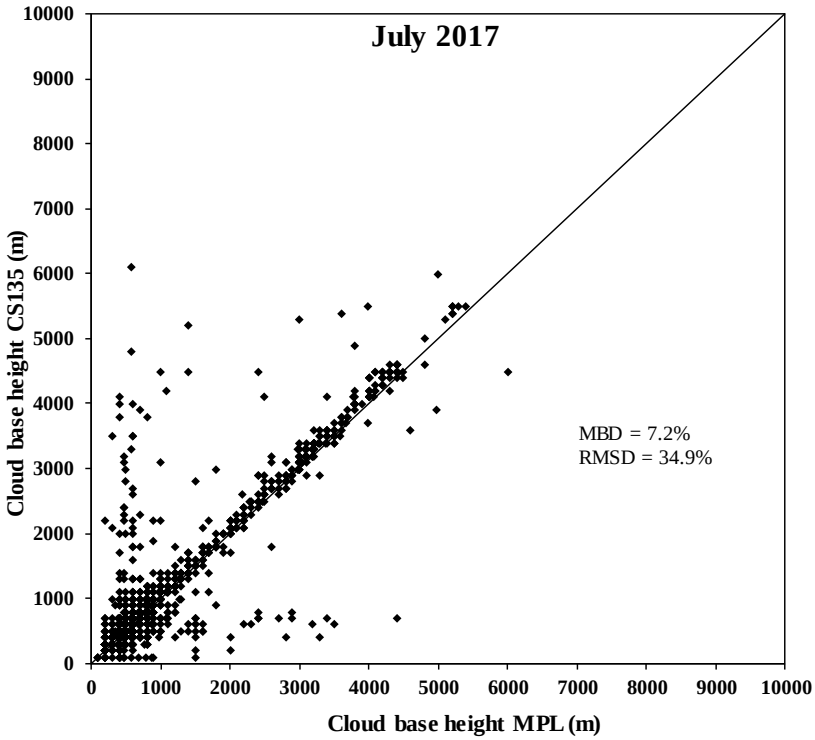
ตารางที่ 3.5 การเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์และเครื่องไลดาร์

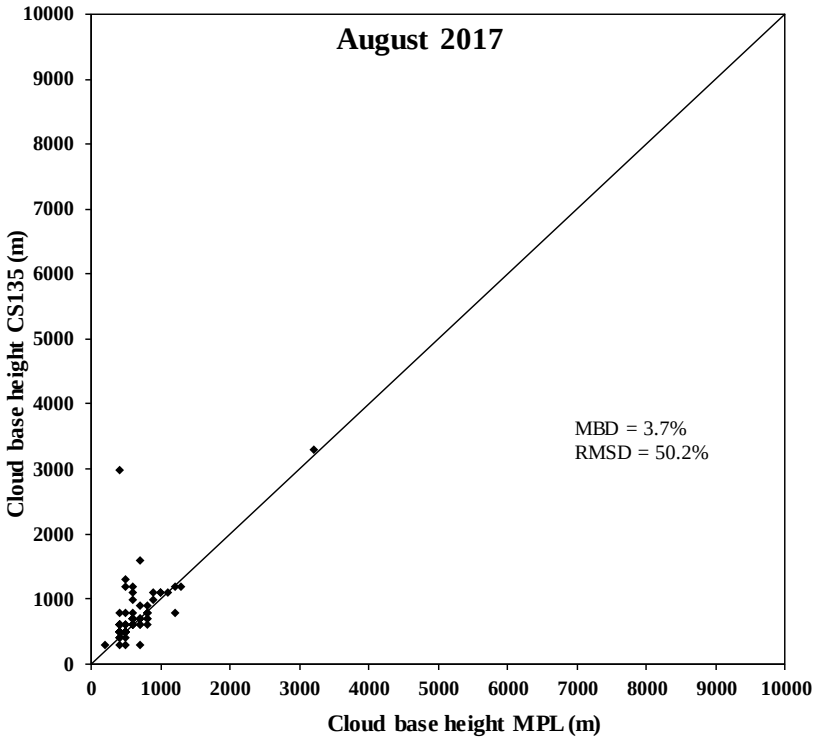
เดือน	ชั้นที่ 1		ชั้นที่ 2	
	MBD (%)	RMSD (%)	MBD (%)	RMSD (%)
กันยายน 2016	2.7	28.4	-7.6	56.6
ตุลาคม 2016	0.5	18.4	0.0	6.9
กรกฎาคม 2017	7.2	34.9	-8.3	56.8
สิงหาคม 2017	3.9	50.2	-9.7	47.2
กันยายน 2017	7.7	39.6	-18.3	59.7
ตุลาคม 2017	11.1	63.4	-21.4	76.4
พฤศจิกายน 2017	11.9	64.4	-3.5	65.4
ธันวาคม 2017	7.6	27.1	-5.4	17.0

มหาวิทยาลัยศิลปากร

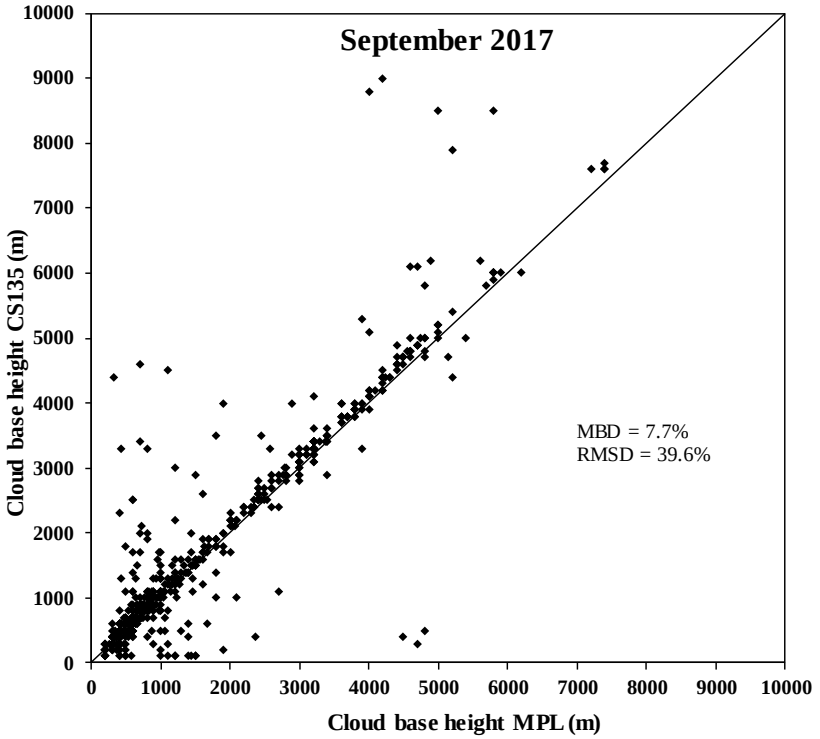


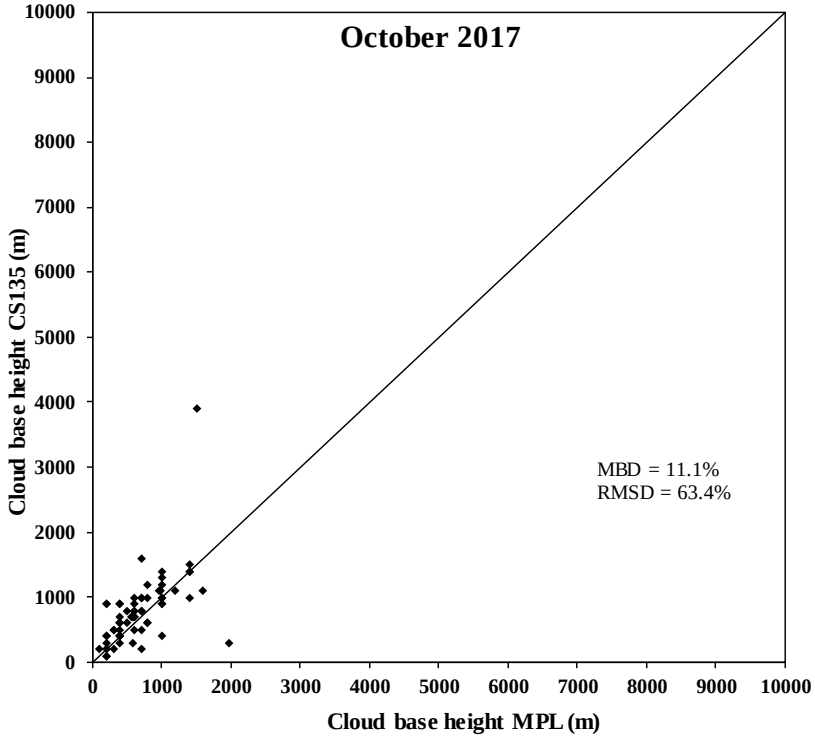
รูปที่ 3.31 ผลการเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆระหว่างเครื่องซีโลมิเตอร์และเครื่องไลดาร์ชั้นที่ 1


July 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = 7.2%
RMSD = 34.9%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

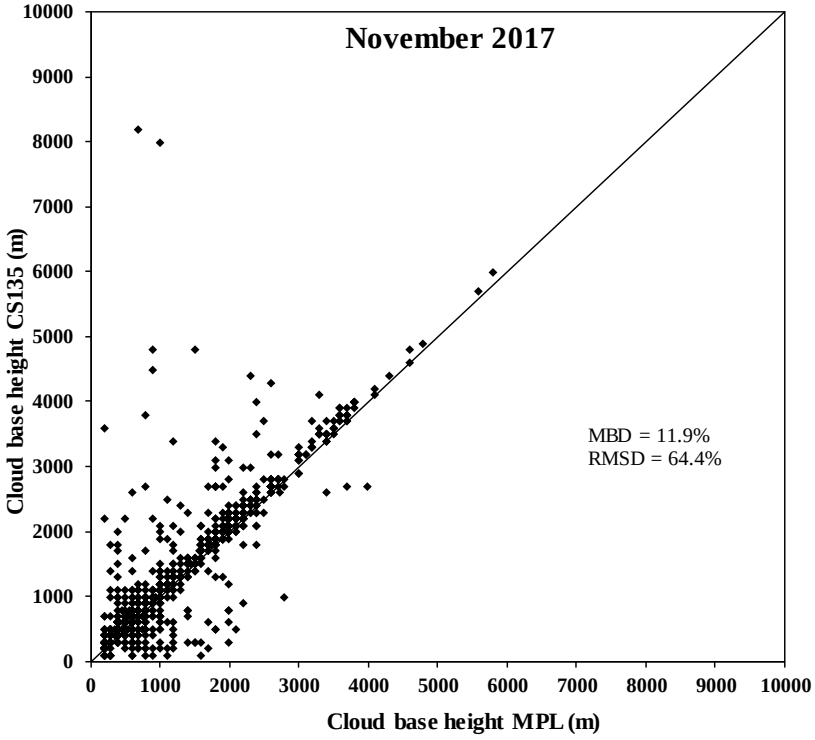

August 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = 3.7%
RMSD = 50.2%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

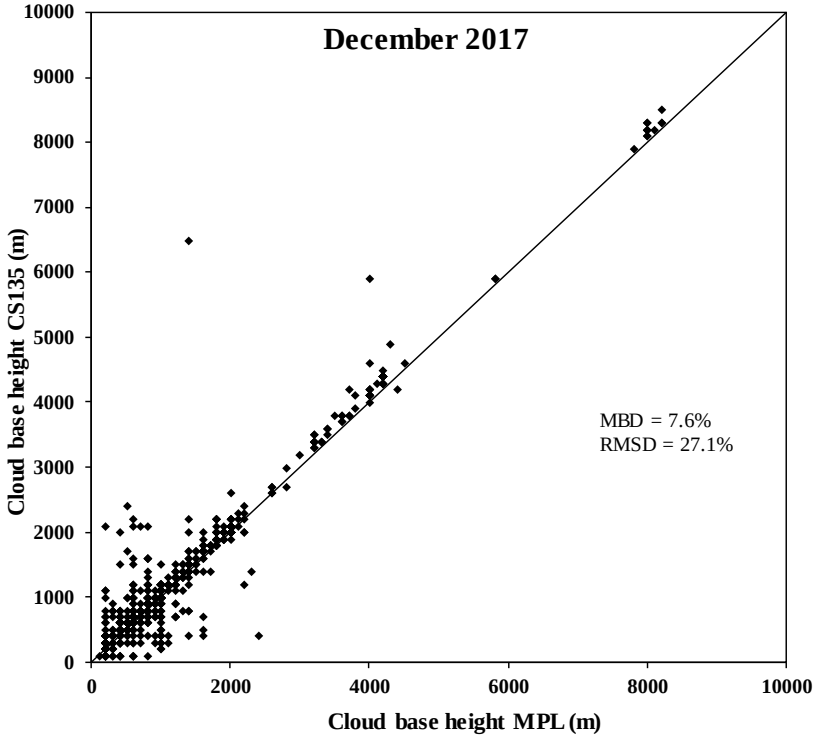
รูปที่ 3.31 (ต่อ)


September 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = 7.7%
RMSD = 39.6%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

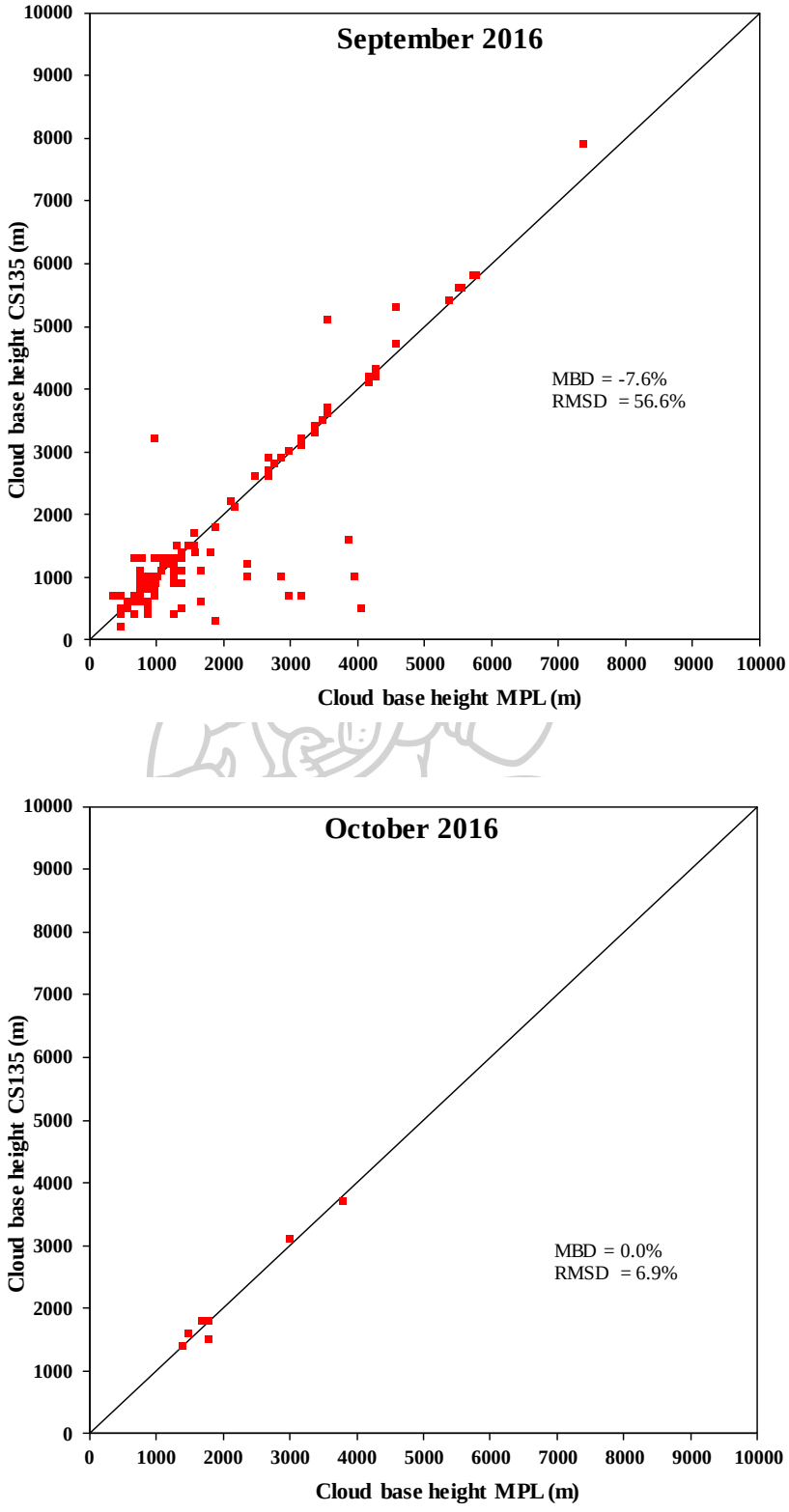

October 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = 11.1%
RMSD = 63.4%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

รูปที่ 3.31 (ต่อ)

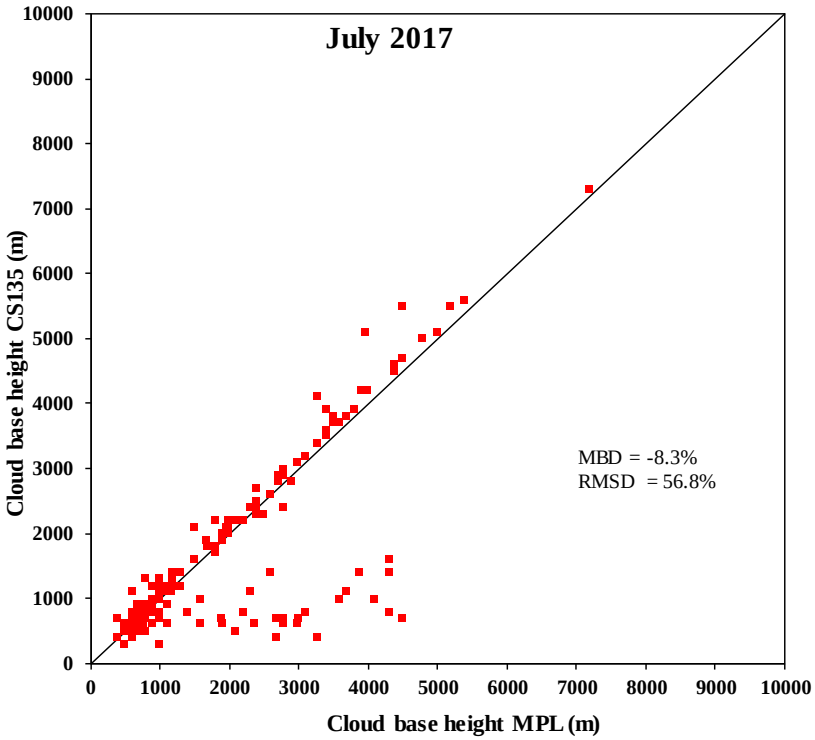

November 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = 11.9%
RMSD = 64.4%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

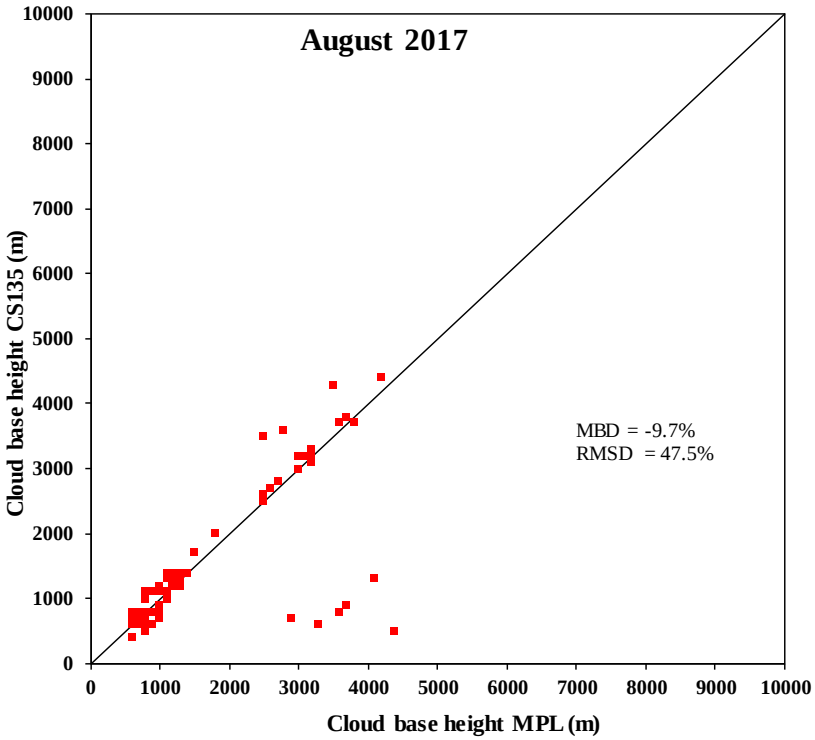

December 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = 7.6%
RMSD = 27.1%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

รูปที่ 3.31 (ต่อ)

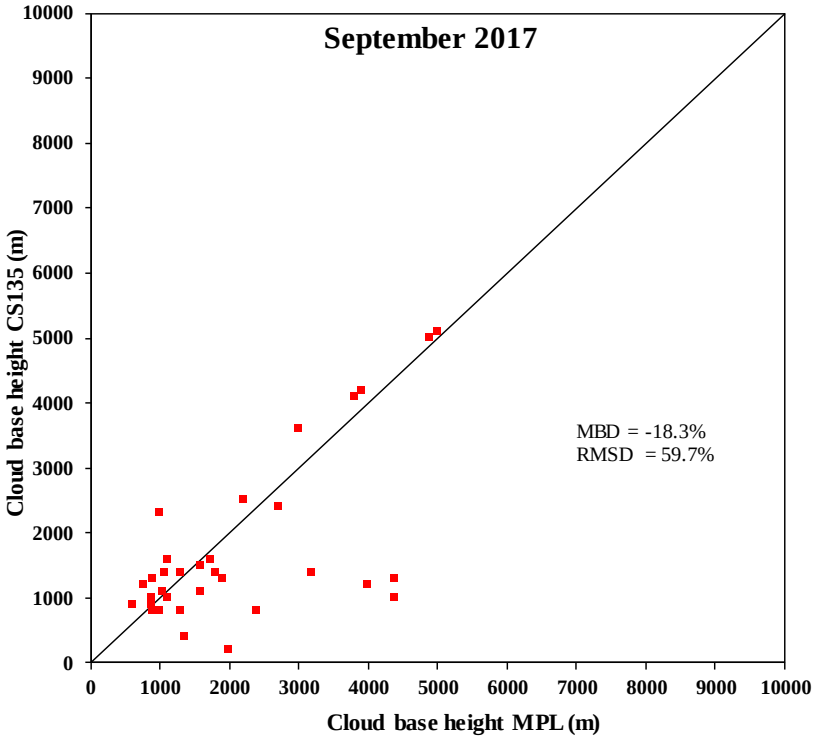


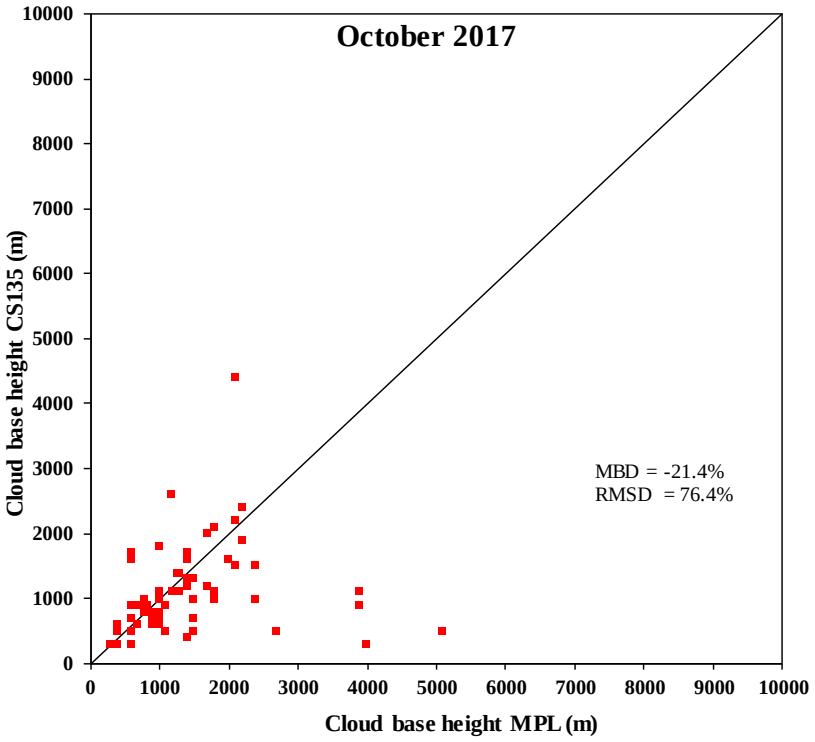
รูปที่ 3.32 ผลการเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆระหว่างเครื่องซีโลมิเตอร์และเครื่องไลดาร์ชั้นที่ 2


July 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = -8.3%
RMSD = 56.8%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

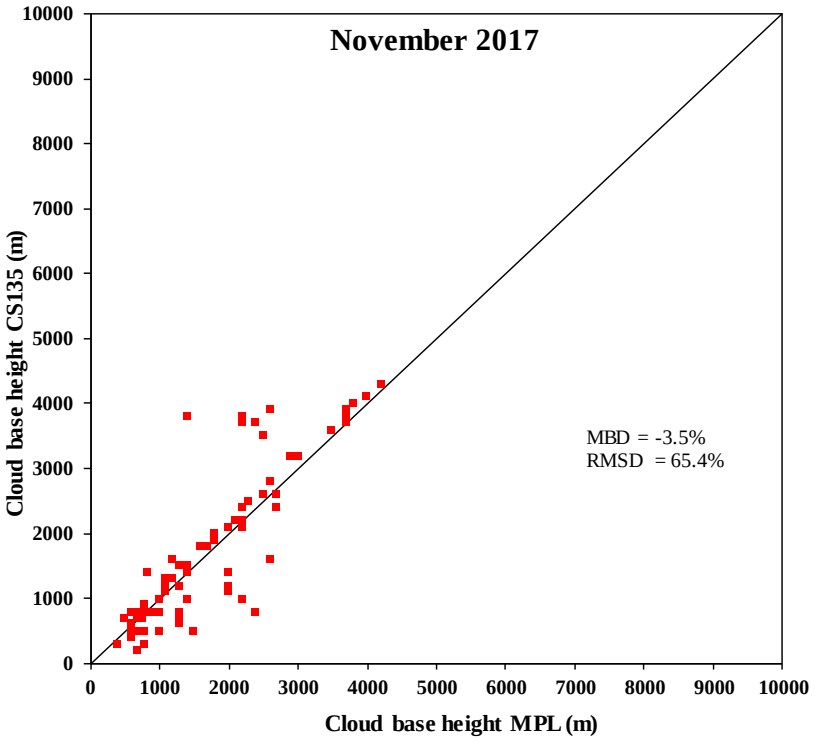

August 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = -9.7%
RMSD = 47.5%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

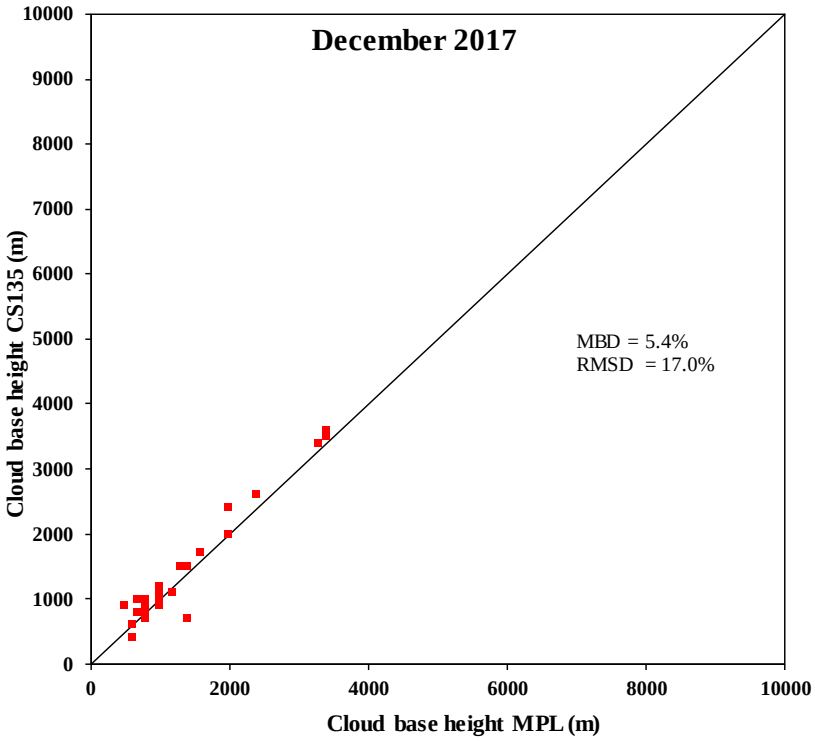
รูปที่ 3.32 (ต่อ)


September 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = -18.3%
RMSD = 59.7%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000


October 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = -21.4%
RMSD = 76.4%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

รูปที่ 3.32 (ต่อ)


November 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = -3.5%
RMSD = 65.4%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

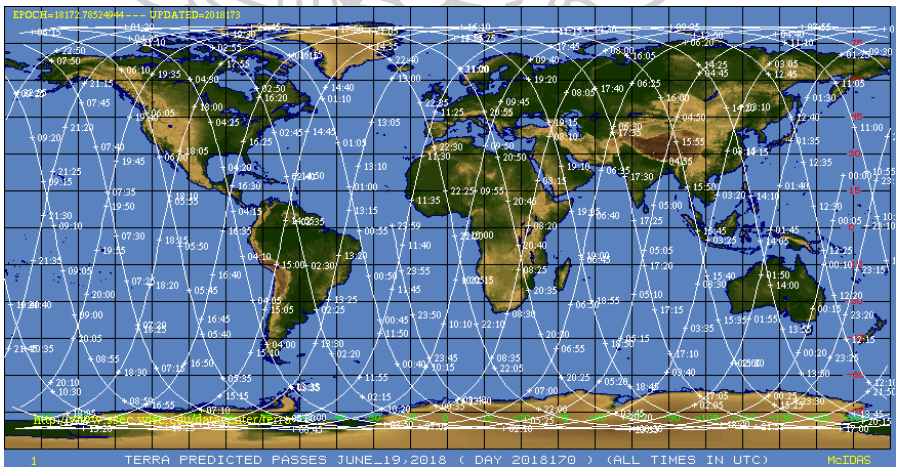

December 2017
Cloud base height CS135 (m)
Cloud base height MPL (m)
MBD = 5.4%
RMSD = 17.0%
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

รูปที่ 3.32 (ต่อ)

3.1.5.2 ความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์ กับ ดาวเทียม MODIS

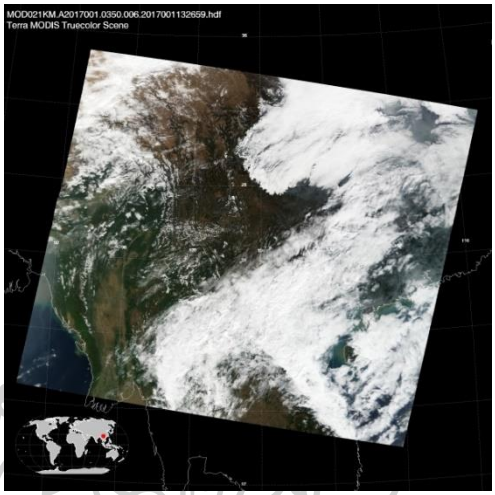
เมื่อทำการเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องมือภาคพื้นดินแล้ว ผู้วิจัยได้ทำการเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์กับดาวเทียม เนื่องจากข้อมูลจากเครื่องซีโลมิเตอร์นั้นให้ข้อมูลความสูงของฐานเมฆแค่เฉพาะบริเวณพื้นที่เล็ก ๆ เท่านั้น หากสามารถใช้ความสูงของฐานเมฆที่ได้จากดาวเทียมจะทำให้ทราบถึงความสูงของฐานเมฆที่ครอบคลุมพื้นที่ทั่วประเทศได้

ผู้วิจัยได้เลือกใช้ข้อมูลจากดาวเทียมจากอุปกรณ์ MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) ซึ่งเป็นอุปกรณ์ประเภท Passive remote sensing ที่อาศัยการวัดข้อมูลพลังงานที่สะท้อนหรือแผ่ออกมาจากเมฆและพื้นดิน เป็นต้น เครื่องมือดังกล่าวถูกติดตั้งอยู่บนดาวเทียม Terra และ Aqua ซึ่งเป็นดาวเทียมประเภทวงโคจรแบบสัมพันธ์กับดวงอาทิตย์ (Sun-synchronous orbit) โคจรในแนวเหนือ-ใต้ (Polar orbit) และผ่านแนวละติจูดหนึ่งๆ ที่เวลาท้องถิ่นเดียวกันในทุก 1 หรือ 2 วัน โดยดาวเทียม Terra จะโคจรจากเหนือไปใต้ (Descending node) ผ่านบริเวณศูนย์สูตรประมาณ 10:30 A.M. (รูปที่ 3.33) ตามเวลาท้องถิ่น สำหรับดาวเทียม Aqua จะโคจรจากใต้ไปเหนือ (Ascending node) ผ่านบริเวณศูนย์สูตรประมาณ 1:30 P.M. โดยโคจรที่ความสูง 705 กิโลเมตร จึงมีความละเอียดเชิงพื้นที่สูงต่างจากดาวเทียมประเภท Geostationary จึงมีการใช้ดาวเทียมประเภทนี้ในการติดตามการเปลี่ยนแปลงสภาพบรรยากาศ



รูปที่ 3.33 ตารางเวลาการโคจรของดาวเทียม Terra ผ่านบริเวณต่าง ๆ ทั่วโลก ในวันที่ 18 มิถุนายน 2018

อุปกรณ์ MODIS ที่ถูกติดตั้งนี้ จะทำการวัดสเปกตรัมทั้งหมด 36 ความยาวคลื่นตั้งแต่ 0.405-14.385 μm โดยข้อมูลที่นำมาใช้ในการหาความสูงของฐานเมฆจะใช้ข้อมูลจำนวน 2 ชุด ด้วยกัน คือ MOD_06 และ MYD_06 จากดาวเทียม Terra และ Aqua ตามลำดับ ตัวอย่างภาพที่ได้จากดาวเทียม Terra แสดงดังรูปที่ 3.34



รูปที่ 3.34 ตัวอย่างภาพถ่ายที่ได้จากดาวเทียม Terra

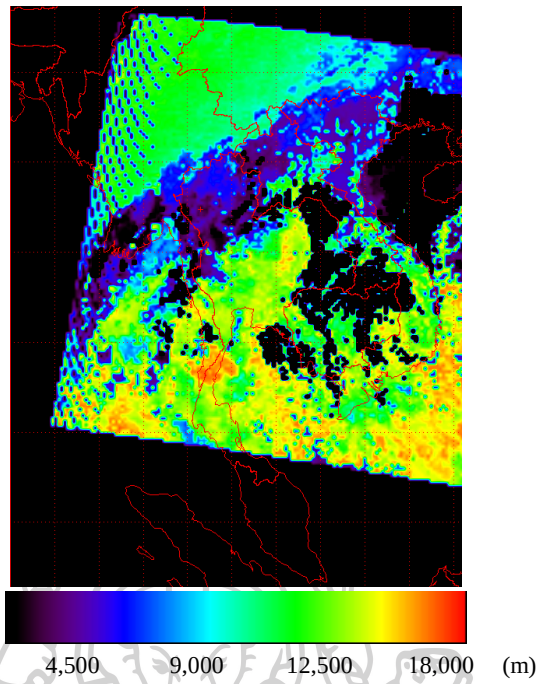
สำหรับการหาความสูงของฐานเมฆจากดาวเทียมสามารถหาได้จากสมการดังต่อไปนี้ (Sharma et. Al, 2015)

$$CBH = CTH\text{-}CGT \tag{3.7}$$

เมื่อ CTH คือ ความสูงยอดเมฆ [m]

CGT คือ ความหนาของเมฆ [m]

ค่าความสูงยอดเมฆในสมการที่ 3.7 ได้จากข้อมูลดาวเทียม (ตัวอย่างข้อมูล CTH รูปที่ 3.35) สำหรับค่าความหนาของเมฆนั้นหาได้จากสมการที่ 3.8



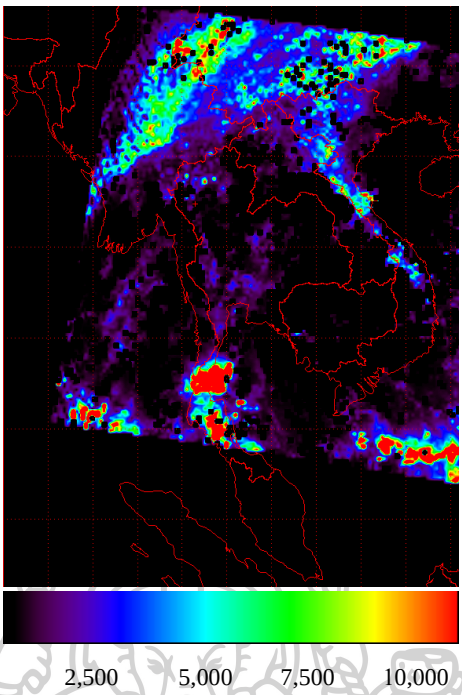
รูปที่ 3.35 ตัวอย่างข้อมูล CTH ที่ได้จาก MODIS ในวันที่ 2 มกราคม 2017 เวลา 3:40 UTC จากดาวเทียม Terra

$$CGT = LWP/LWC \quad (3.8)$$

เมื่อ LWP คือ liquid water path [g/m^2]

LWC คือ liquid water content [g/m^3]

ค่า LWP ในสมการที่ 3.8 ได้มาจากดาวเทียม (รูปที่ 3.36) สำหรับค่า LWC นั้นขึ้นอยู่กับชนิดของเมฆ มีการแปรค่าอยู่ในช่วง 0.3-3.0 g/m^2 โดยใช้ค่าตามตารางที่ 2.4 ในบทที่ 2

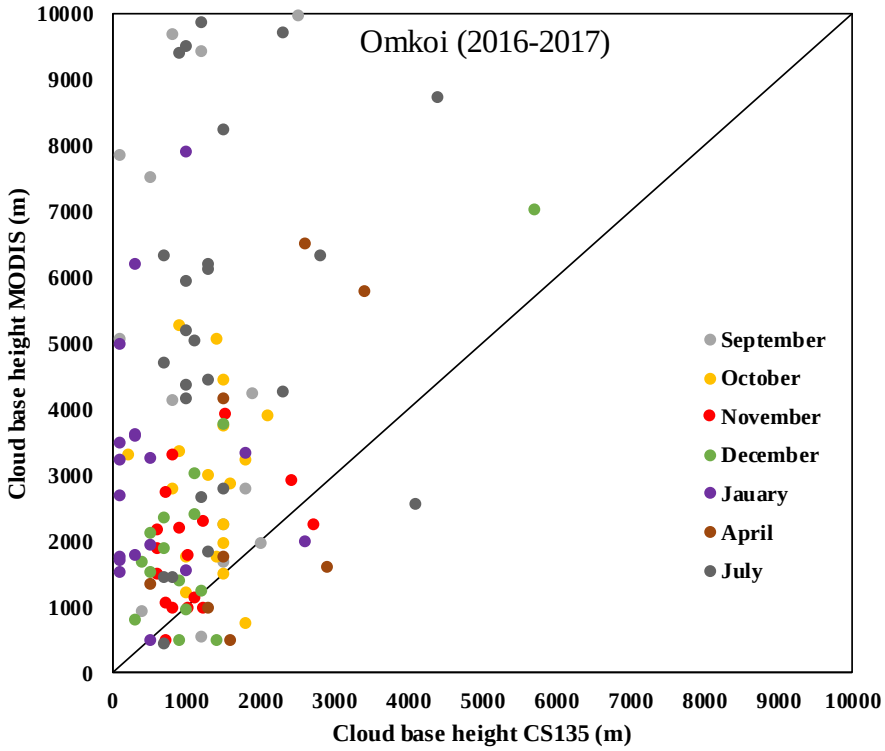


รูปที่ 3.36 ตัวอย่างข้อมูล LWP ที่ได้จาก MODIS ในวันที่ 2 มกราคม 2017 เวลา 3:40 UTC จากดาวเทียม Terra

ผู้วิจัยได้ทำการคำนวณหาความสูงของฐานเมฆจากสมการที่ 3.7 และ 3.8 แล้วนำมาเปรียบเทียบกับค่าความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์ ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.37

จากรูปที่ 3.37 ซึ่งพบว่าค่าความสูงของฐานเมฆที่ได้จากดาวเทียมนั้นมีค่ามากกว่าเครื่องซีโลมิเตอร์ค่อนข้างมาก โดยความคลาดเคลื่อนเกิดมากที่สุดในช่วงฤดูฝน ในเดือนกรกฎาคมและกันยายนมากที่สุด เนื่องจากช่วงเวลานี้จะเกิดเมฆหลายชั้นขึ้น จึงทำให้ดาวเทียมและเครื่องซีโลมิเตอร์วัดเมฆคนละชนิดกัน ซึ่งสามารถสรุปได้ว่าดาวเทียมนั้นจะให้ค่าความสูงของเมฆชั้นสูงได้ดีกว่าเครื่องมือที่วัดภาคพื้นดิน ยิ่งในกรณีที่เกิดเมฆหลายชั้นขึ้นเครื่องซีโลมิเตอร์ก็ยิ่งไม่สามารถวัดเมฆที่อยู่ชั้นสูงได้เลยหากตรวจพบเมฆชั้นต่ำที่มีความหนามากได้ แต่ในบางกรณีที่เกิดเมฆชั้นเดียวนั้นค่าความสูงของฐานเมฆที่ได้จากทั้งสองเครื่องมือนั้นมีค่าใกล้เคียงกัน ซึ่งทำให้ทราบว่าการหาความสูงของฐานเมฆจากดาวเทียมนั้นมีความเป็นไปได้ทั้งในกรณีของเมฆชั้นสูงและเมฆชั้นต่ำ

ความแตกต่างระหว่างประเภทของเครื่องมือก็มีส่วนสำคัญที่ทำให้ผลการเปรียบเทียบมีความคลาดเคลื่อนสูง โดยดาวเทียมเป็นเครื่องมือประเภท Passive remote sensing ที่มีเป้าหมายครอบคลุมพื้นที่ขนาดใหญ่ สำหรับเครื่องซีโลมิเตอร์เป็นเครื่องมือประเภท Active remote sensing เป็นเครื่องมือเฉพาะจุด จึงทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนสูง



รูปที่ 3.37 การเปรียบเทียบความสูงของฐานเมฆระหว่างเครื่องซีโลมิเตอร์และดาวเทียม MODIS

3.2 การศึกษาการปกคลุมของเมฆ

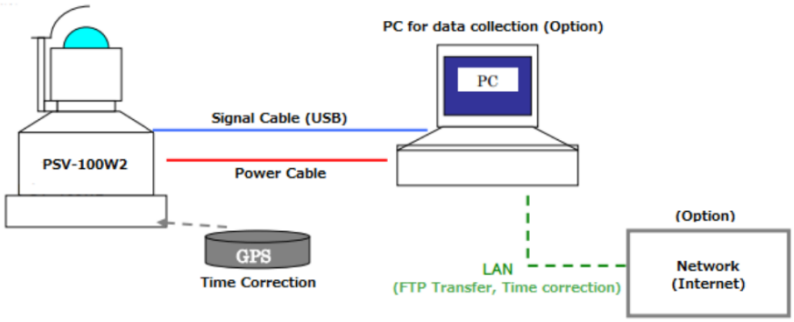
การปกคลุมของเมฆจะหมายถึงปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้า จะบอกในรูปของตัวเลขแทนปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าเมื่อแบ่งท้องฟ้าออกเป็น 8 ส่วน (8 Oktas) ตามหลักการสังเกตปริมาณเมฆขององค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (World Meteorological Organization, WMO) โดยผู้วิจัยจะทำการศึกษาการปกคลุมของเมฆ มีรายละเอียดดังต่อไปนี้

3.2.1 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า

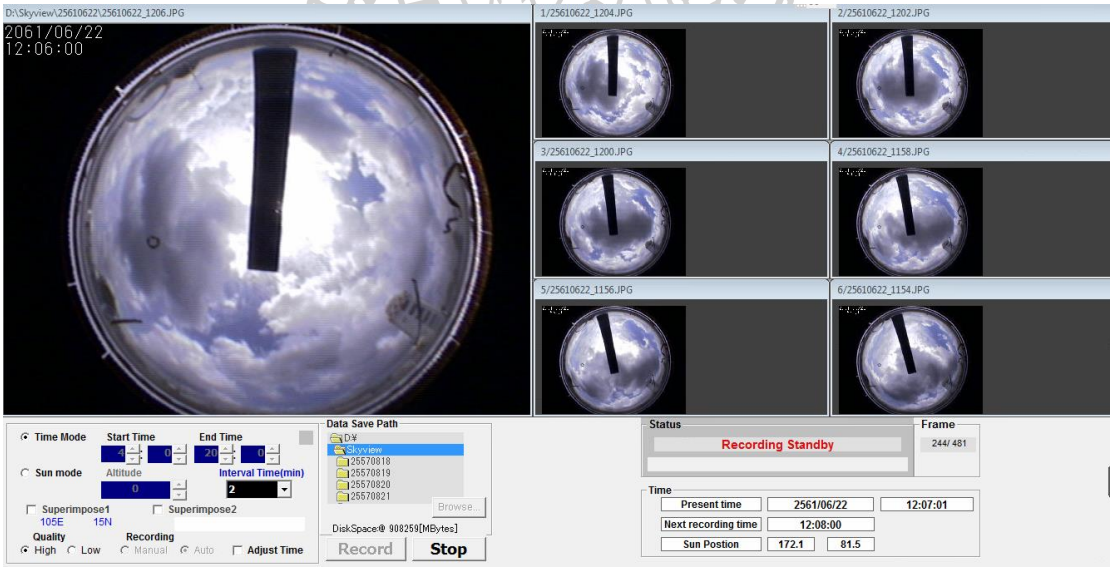
ผู้วิจัยได้ทำการติดตั้งเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าที่สถานีเรดาร์ฝนหลวง อำเภออมก๋อย จังหวัดเชียงใหม่ (17.79°N, 98.43°E) (รูปที่ 3.38) ซึ่งจะติดตั้งอยู่บนเสาสูงเพื่อไม่ให้กล้องถูกบังจากแนวต้นไม้และอาคาร

รูปที่ 3.38 เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (กรอบสี่เหลี่ยม) ที่สถานีเรดาร์

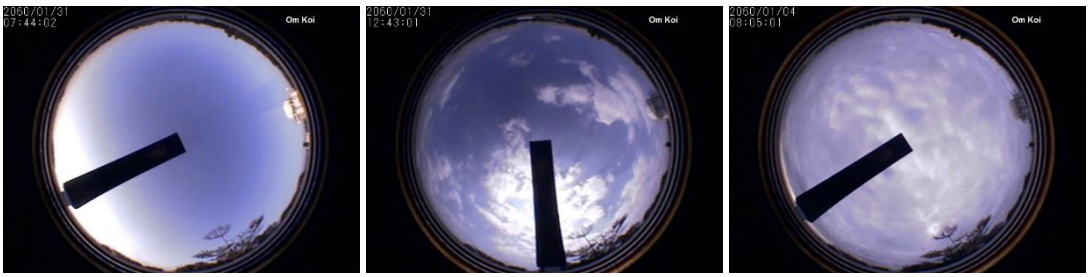
เครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าที่ทำการติดตั้งเป็นของบริษัท Prede ประเทศญี่ปุ่น รุ่น PSV-100 จะเป็นอุปกรณ์ถ่ายภาพอัตโนมัติ ถ่ายภาพท้องฟ้าในมุมกว้าง ตัวอุปกรณ์จะประกอบไปด้วยกล้องถ่ายภาพเลนส์ตาปลา (fisheye lens) ถูกครอบด้วยโดมแก้ว มีแผ่นโลหะขนาดเล็กสำหรับบังดวงอาทิตย์ที่ติดตามบังดวงอาทิตย์ตลอดเวลาเพื่อไม่ให้แสงจากดวงอาทิตย์ตกลงบริเวณรูรับแสงของกล้อง ซึ่งจะช่วยให้ไม่เกิดแสงจ้ารบกวนภาพที่ถ่ายทำให้เห็นสภาพท้องฟ้าที่เวลานั้นชัดเจน และเป็นการปกป้องไม่ให้กล้องเสื่อมสภาพเร็ว โดยตัวกล้องทำการถ่ายภาพทุก ๆ 1 นาที ตั้งแต่เวลา 5:00 - 19:00 น. ภาพที่ได้เป็นไฟล์ภาพดิจิตอล (คุณภาพไฟล์ JPEG) และเชื่อมต่อกับคอมพิวเตอร์เพื่อให้บันทึกภาพอัตโนมัติผ่านโปรแกรม Sky Log Ver 3.10 (รูปที่ 3.40) สำหรับตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าที่ได้จากเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้าแสดงดังรูปที่ 3.41



รูปที่ 3.39 แผนผังการทำงานของเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า (ที่มา: บริษัท Prede)



รูปที่ 3.40 โปรแกรม Sky Log Ver.3.10



(a) (b) (c)

รูปที่ 3.41 ตัวอย่างภาพถ่ายท้องฟ้าจากเครื่องถ่ายภาพท้องฟ้า ของสถานีเรดาร์ฝนหลวง อำเภออมก๋อย จังหวัดเชียงใหม่ ในกรณีสภาพท้องฟ้า (a) ปราศจากเมฆ (b) มีเมฆบางส่วน (c) มีเมฆปกคลุมเต็มท้องฟ้า

3.2.2 การวิเคราะห์ลักษณะทางสถิติของปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้า

ในการศึกษาการปกคลุมของเมฆจากภาพถ่ายท้องฟ้านั้น สังเกต cloud cover ด้วยวิธีการของ Iqbal (Iqbal, 1983) ผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลภาพถ่ายท้องฟ้าเป็นเวลา 2 ปี ตั้งแต่ มกราคม 2016 - ธันวาคม 2017 โดยนำข้อมูลดังกล่าวมาทำการวิเคราะห์ลักษณะทางสถิติต่าง ๆ ได้แก่ การแปรค่าปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้ารายชั่วโมงเฉลี่ยต่อเดือน และการแจกแจงความถี่สะสมของปริมาณเมฆรายเดือน โดยมีรายละเอียดการวิเคราะห์ข้อมูลดังต่อไปนี้

3.2.2.1 การแปรค่าปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้ารายชั่วโมงเฉลี่ยต่อเดือน

ผู้วิจัยได้วิเคราะห์การแปรค่าปริมาณเมฆรายชั่วโมงเฉลี่ยต่อเดือน โดยนำปริมาณเมฆราย 5 นาที ปี 2016 - 2017 ในช่วงเวลา 8.00 - 18.00 น. มาหาค่าเฉลี่ยรายชั่วโมงต่อเดือน จากนั้นนำมาเขียนกราฟปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้ารายชั่วโมงเฉลี่ยต่เดือนกับเวลาในแต่ละเดือน ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.42

จากกราฟรูปที่ 3.42 พบว่า ปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าที่สถานีฝนหลวงนั้นมีการแปรค่าจากเช้าถึงเย็นในแต่ละเดือนแตกต่างดังนี้ ในเดือนธันวาคม มกราคม และ กุมภาพันธ์ ปริมาณเมฆปกคลุมค่อนข้างมีการแปรค่าคงที่ตลอดทั้งวัน โดยในเดือนกุมภาพันธ์มีค่าปริมาณเมฆปกคลุมตลอดทั้งวันต่ำที่สุด 1 Oktas เนื่องจากเป็นช่วงฤดูหนาว ประเทศไทยได้รับอิทธิพลจากลมมรสุม

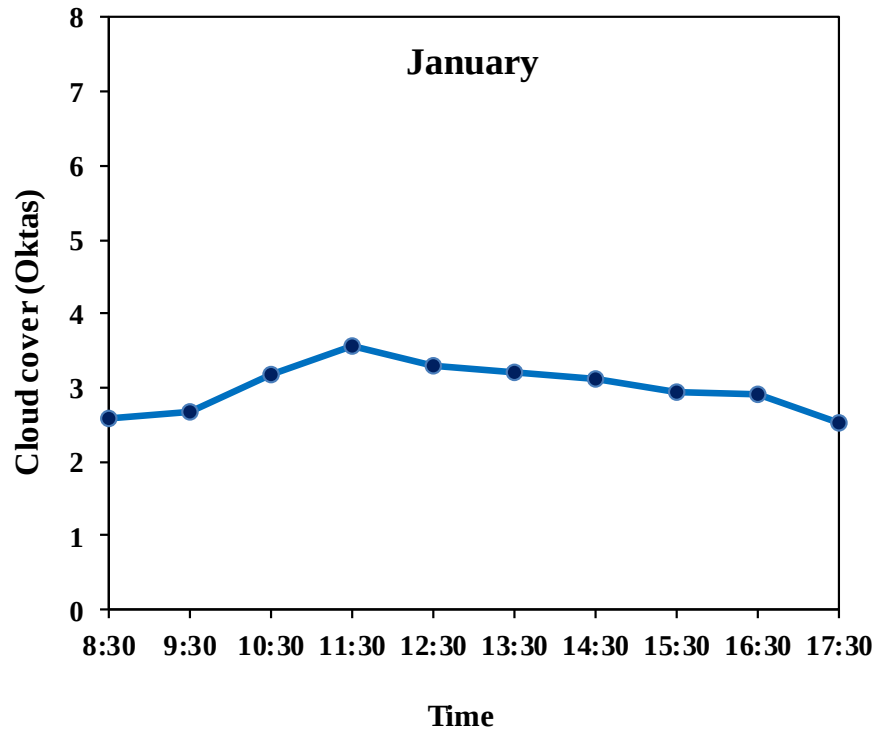
ตะวันออกเฉียงเหนือ ทำให้อากาศเย็นและแห้ง เกิดเมฆได้ยาก ปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าช่วงนี้จึงน้อย

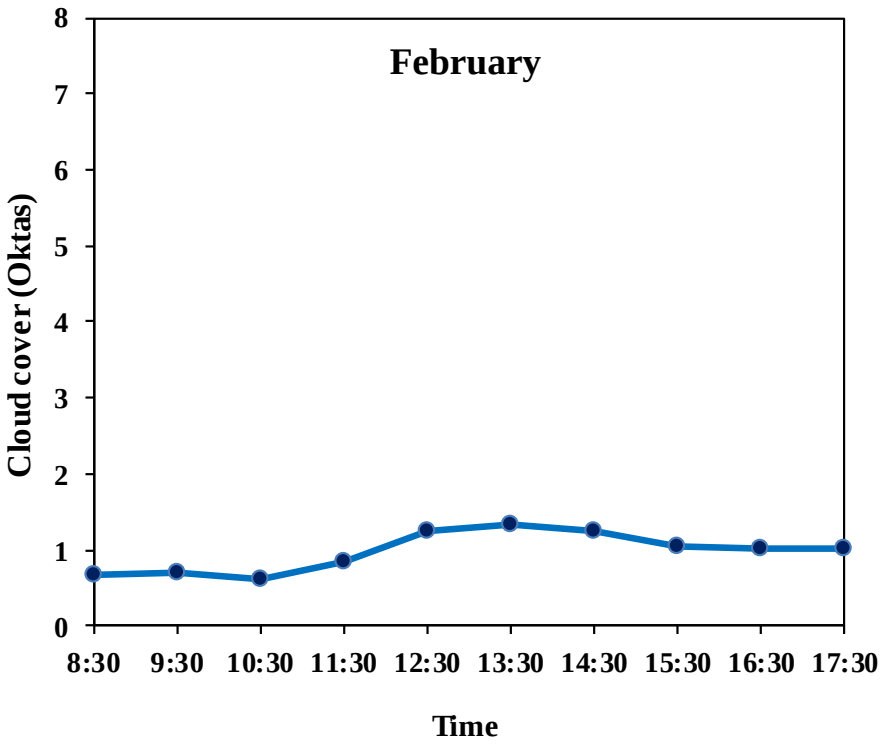
กรณีเดือนมีนาคม เมษายน และพฤษภาคม การแปรค่าของปริมาณเมฆจะมีค่าต่ำในช่วงเช้าและค่อย ๆ สูงขึ้นในช่วงเวลากลางวัน จากนั้นลดต่ำลง ทั้งนี้เนื่องจากอุณหภูมิเริ่มสูงขึ้น ทำให้น้ำตามแหล่งน้ำเกิดการระเหยลอยสูงขึ้นและเกิดการควบแน่นกลายเป็นเมฆ แต่ในเดือนพฤษภาคมปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าจะสูงกว่าเดือนมีนาคมและเมษายน เนื่องจากประมาณกลางเดือนก็เข้าสู่ฤดูฝนทำให้มีปริมาณเมฆปกคลุมท้องฟ้ามากขึ้น

ในเดือนมิถุนายน กรกฎาคม และสิงหาคม ปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าค่อนข้างคงที่เช่นเดียวกับเดือน ธันวาคม มกราคม และ กุมภาพันธ์ ซึ่งเป็นฤดูหนาว แต่มีปริมาณเมฆที่ปกคลุมในช่วงมิถุนายนค่าสูงกว่า โดยอยู่ในช่วงประมาณ 6-8 Oktas เนื่องจากช่วงเวลานี้เป็นฤดูฝนของประเทศไทย ได้รับอิทธิพลมาจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ส่งผลให้ท้องฟ้าในช่วงเวลาดังกล่าวมีเมฆปกคลุมมาก

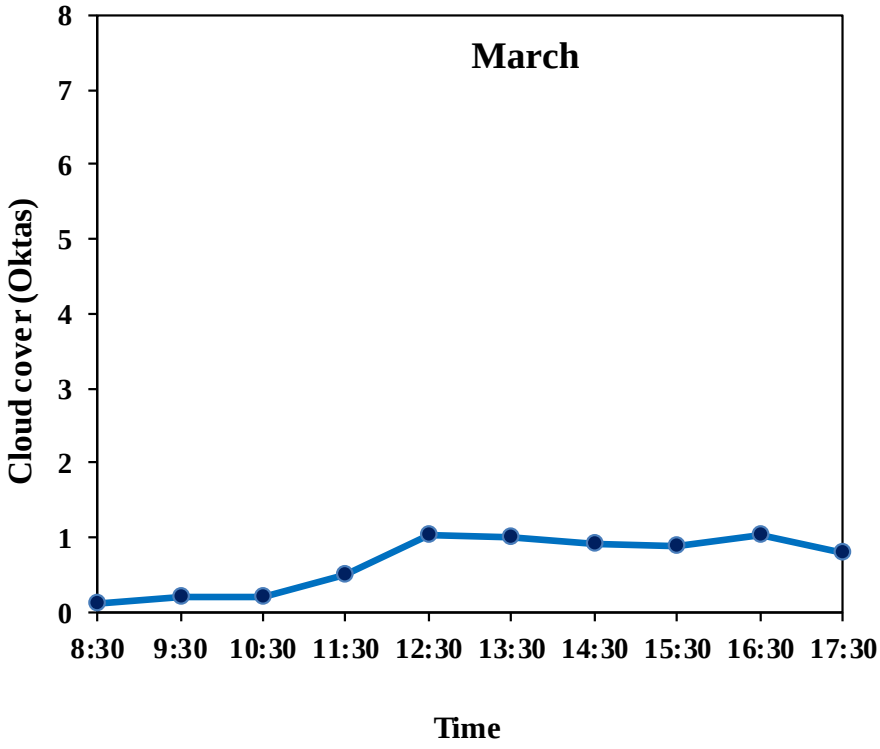
สำหรับในเดือนกันยายน ตุลาคม และพฤศจิกายน การแปรค่าปริมาณเมฆจะมีค่าสูงในตอนเช้าและมีค่าต่ำในช่วงเวลาเย็น โดยมีการแปรค่าปริมาณเมฆอยู่ในช่วง 2-5 Oktas โดยในเดือนตุลาคมเป็นช่วงเปลี่ยนฤดูจากหน้าฝนเข้าสู่หน้าหนาวปริมาณเมฆที่พบจึงมีค่าค่อนข้างสูงอยู่

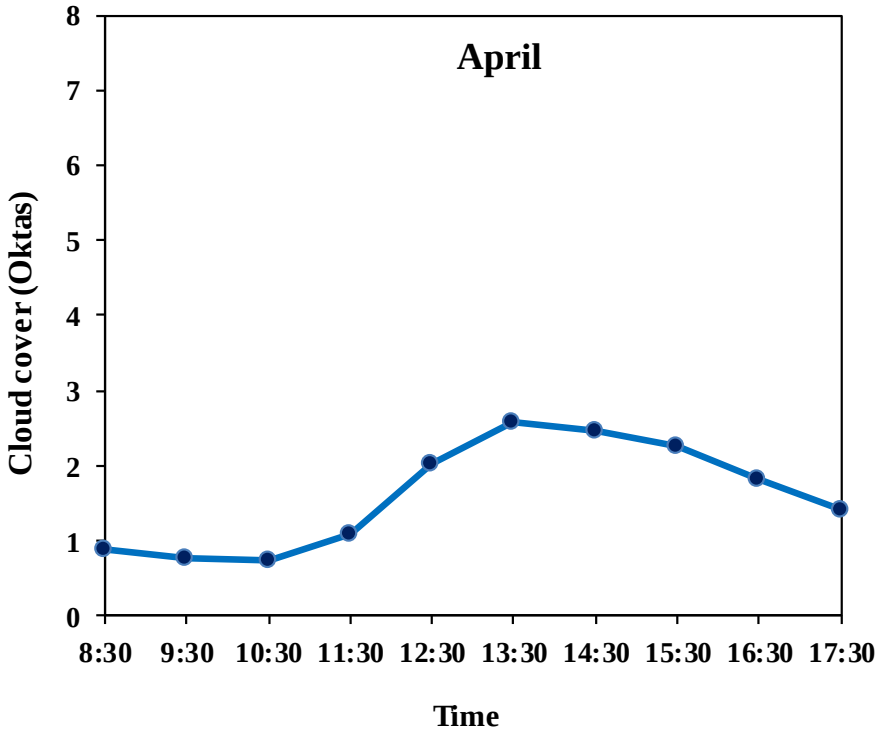
มหาวิทยาลัยศิลปากร



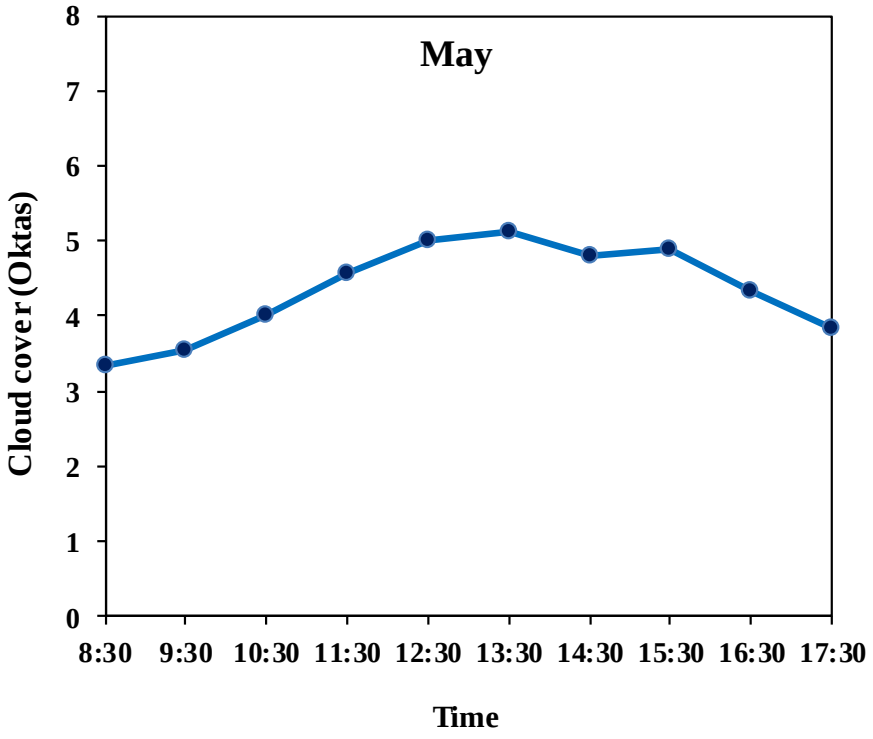


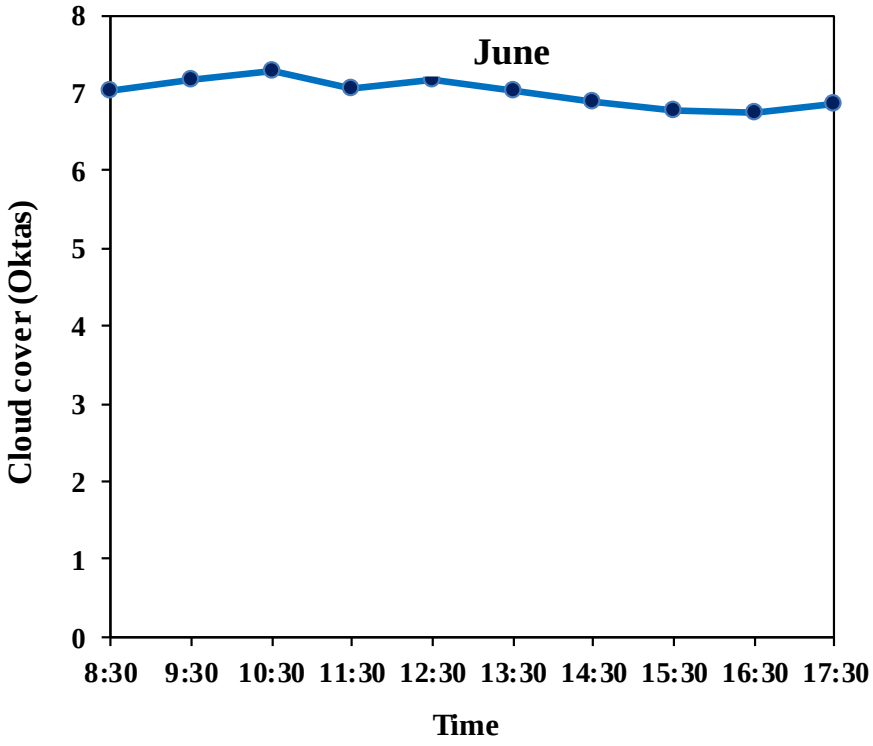
รูปที่ 3.42 การแปรค่าปริมาณเมฆรายชั่วโมงเฉลี่ยต่อเดือนตามเวลาในรอบวัน


March
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
9:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time

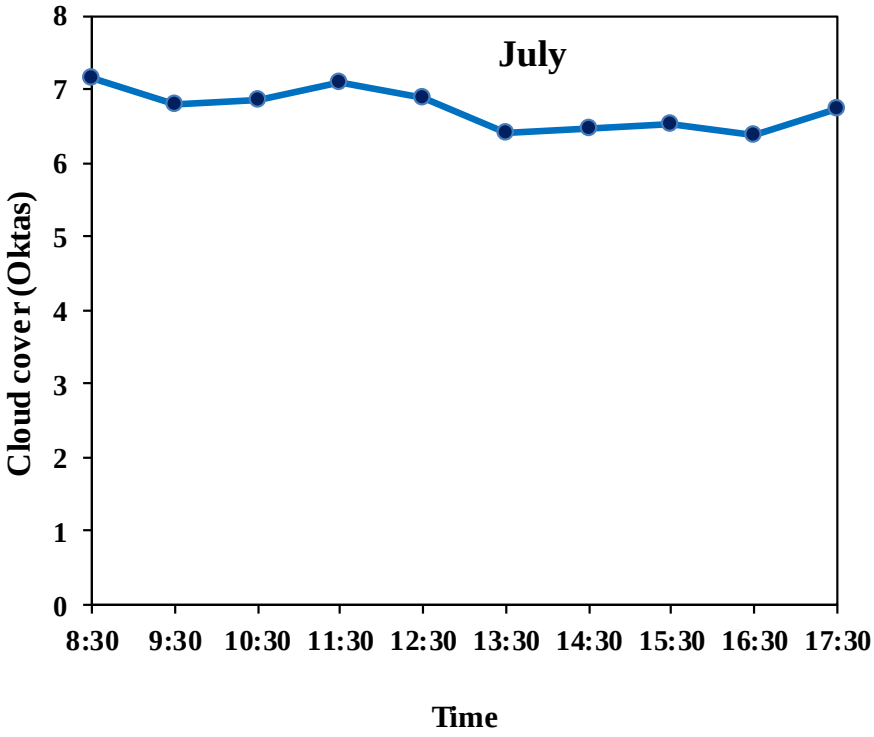

April
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
9:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time

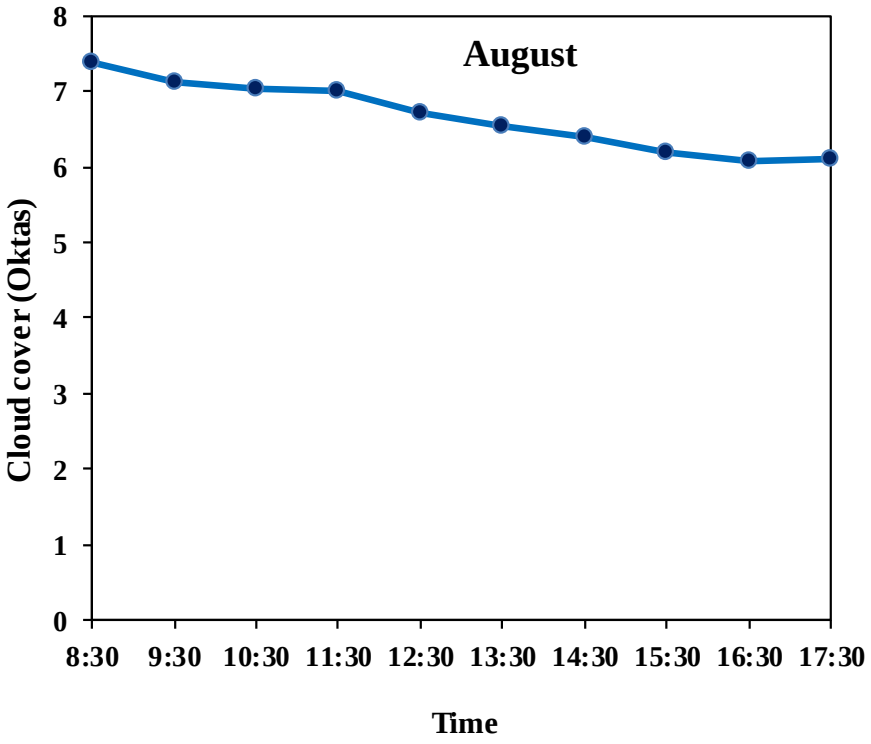
รูปที่ 3.42 (ต่อ)


May
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
9:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time

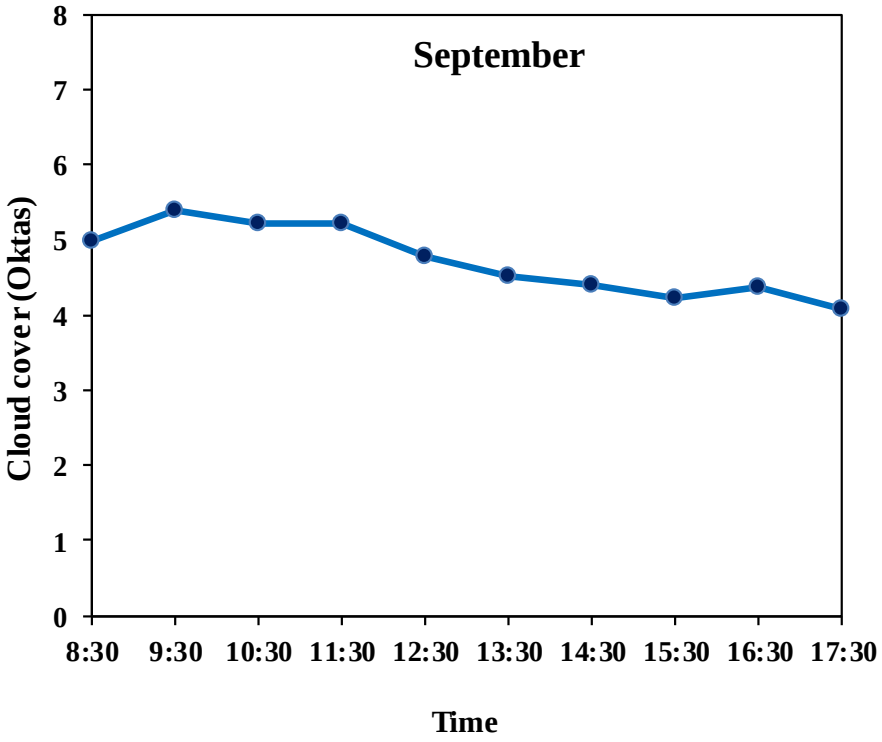

June
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
9:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time

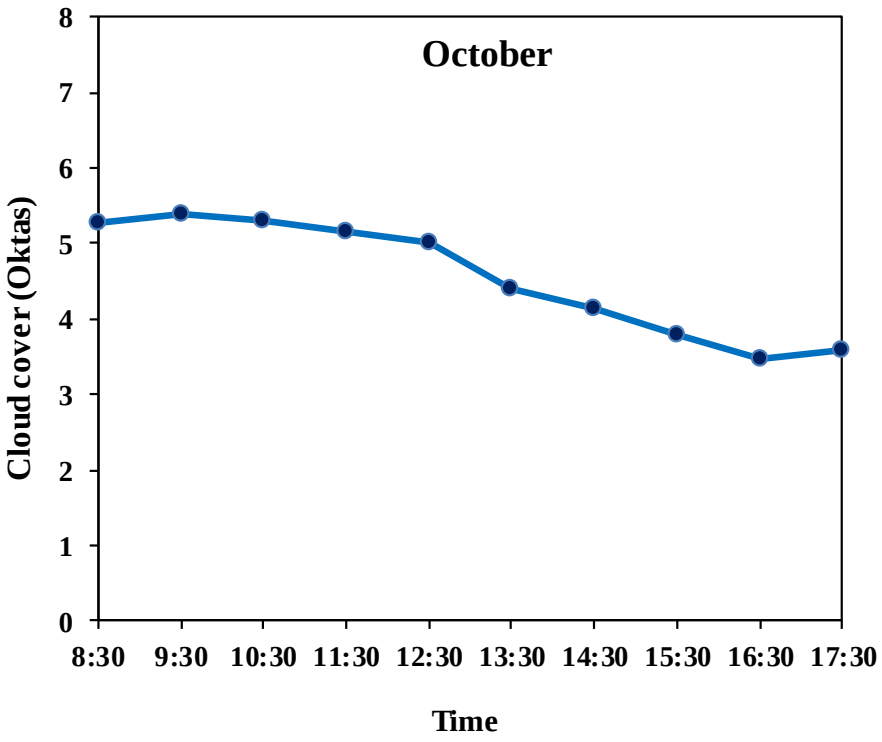
รูปที่ 3.42 (ต่อ)


July
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
9:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time

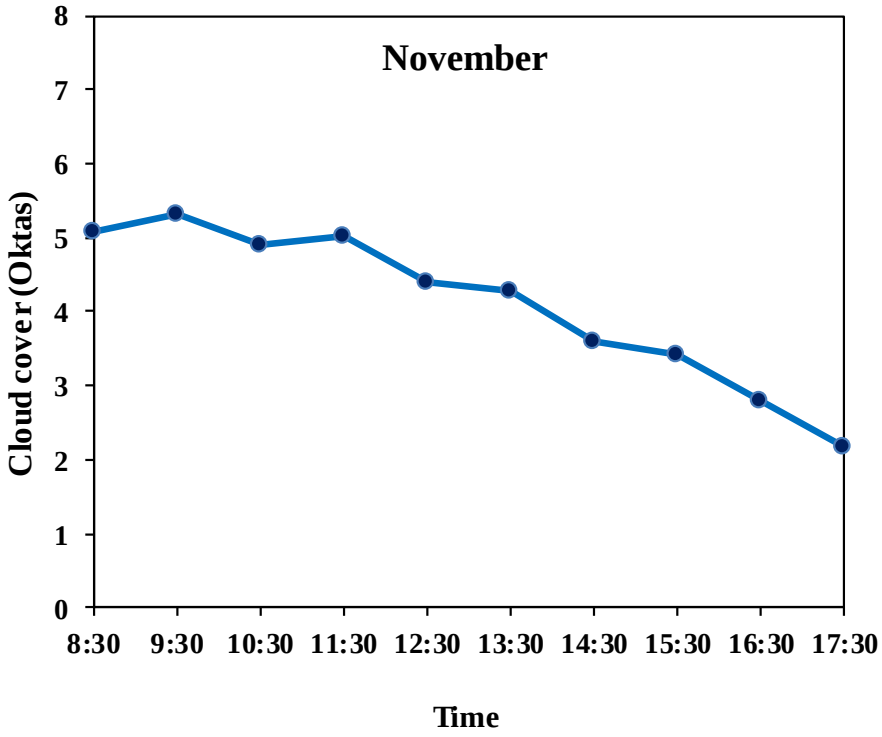

August
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
9:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time

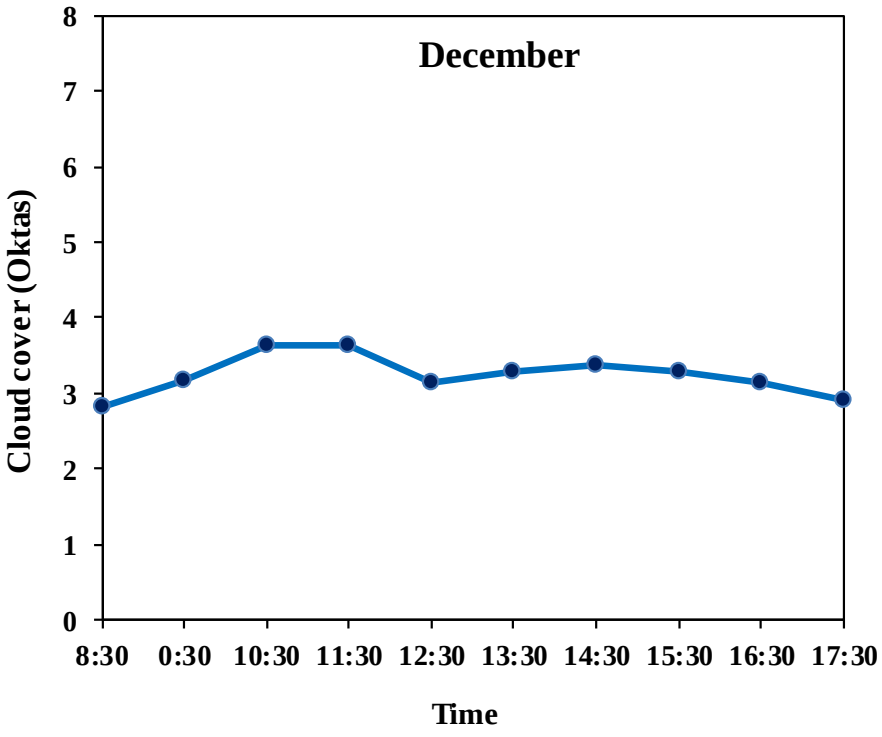
รูปที่ 3.42 (ต่อ)


September
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
9:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time


October
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
9:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time

รูปที่ 3.42 (ต่อ)


November
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
9:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time


December
Cloud cover (Oktas)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
8:30
0:30
10:30
11:30
12:30
13:30
14:30
15:30
16:30
17:30
Time

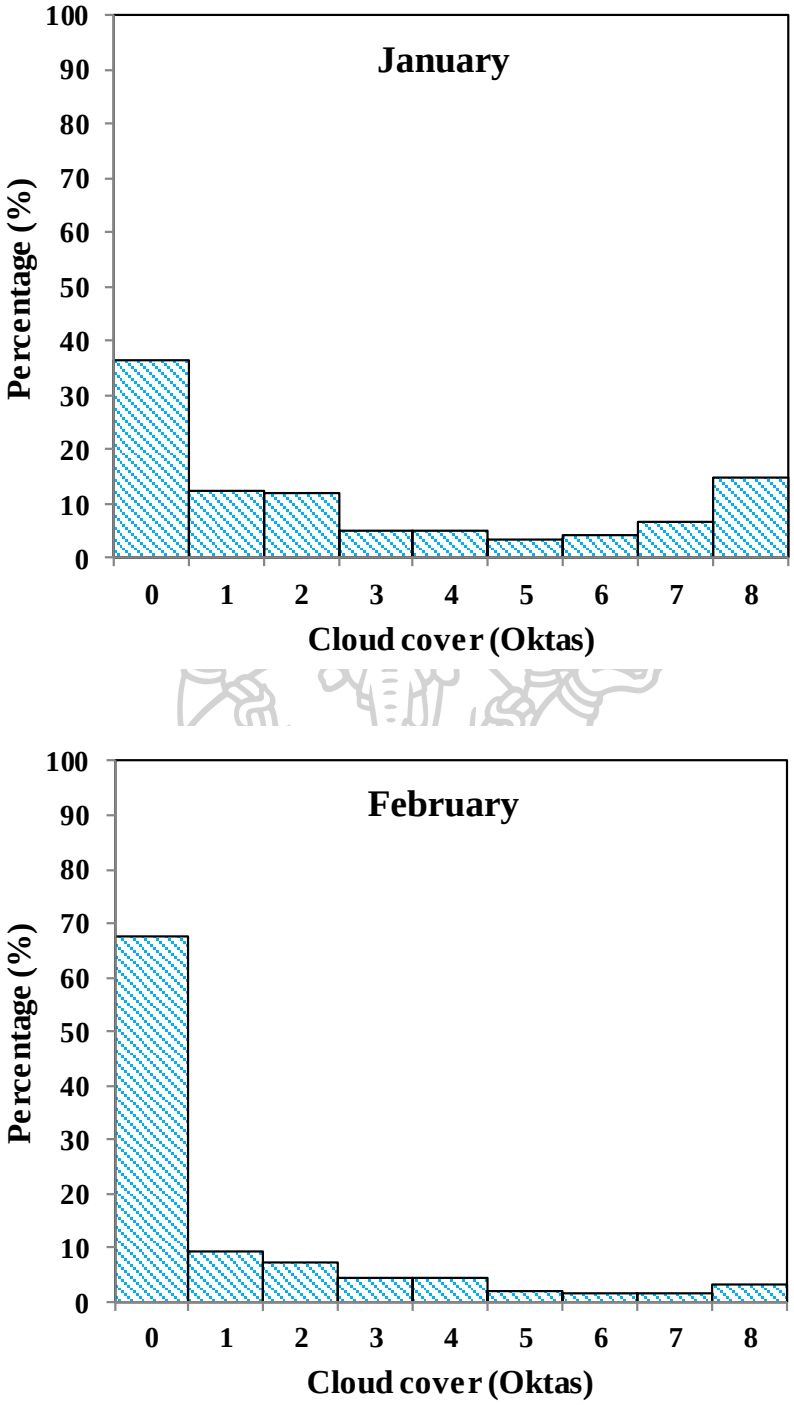
รูปที่ 3.42 (ต่อ)

3.2.2.1 การแจกแจงความถี่สะสมของปริมาณเมฆรายเดือน

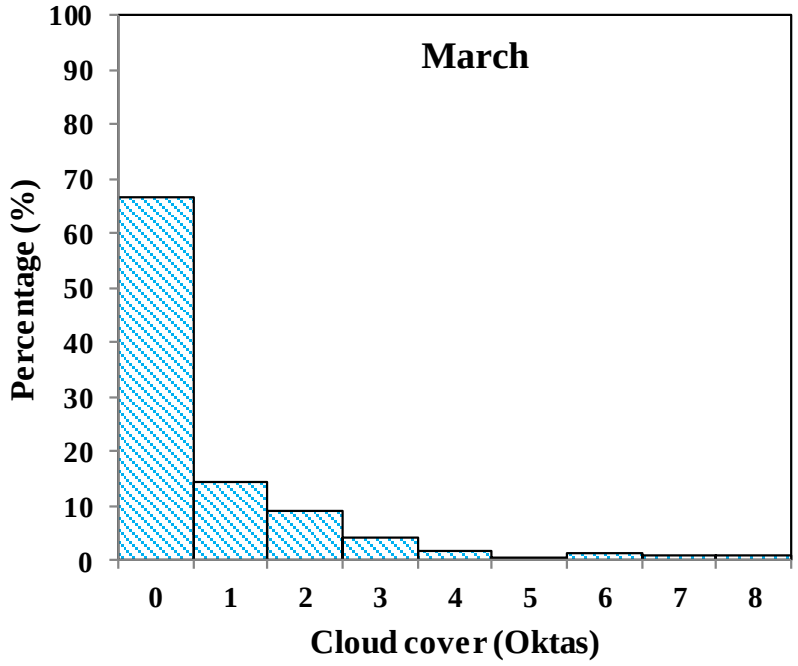
นอกจากการวิเคราะห์การแปรค่าปริมาณเมฆรายชั่วโมงเฉลี่ยต่อเดือนดังกล่าวแล้ว ผู้วิจัยได้นำข้อมูลปริมาณเมฆรายชั่วโมงในแต่ละเดือนที่ทำการบันทึกไว้ในช่วงเวลาเดียวกัน มาทำการแจกแจงความถี่เป็นเปอร์เซ็นต์ของปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าของเดือนต่าง ๆ ในรอบปี ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 3.43

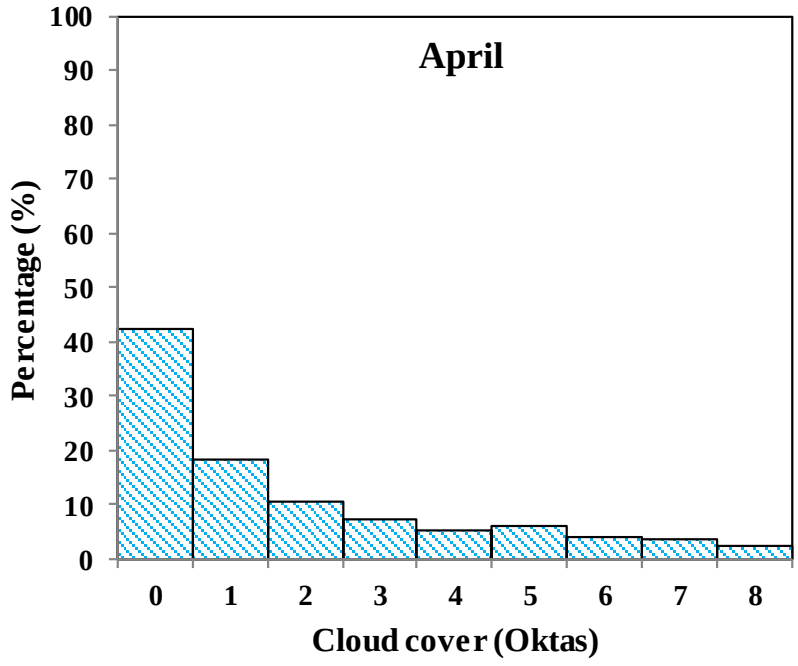
จากรูปที่ 3.43 พบว่าในเดือน มกราคม-เมษายน และธันวาคม ท้องฟ้าส่วนใหญ่ปราศจากเมฆ เนื่องจากเป็นช่วงฤดูหนาวและฤดูร้อน อากาศส่วนใหญ่เป็นอากาศแห้งมีไอน้ำน้อยทำให้มีปริมาณเมฆน้อย ส่วนในเดือนพฤษภาคม-สิงหาคม ปริมาณเมฆส่วนใหญ่จะมีค่าเป็น 8 Oktas นั่นคือท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมทั้งหมด เนื่องจากเป็นฤดูฝนที่ได้รับอิทธิพลมาจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ทำให้ท้องฟ้าส่วนใหญ่มีเมฆมาก ในเดือนกันยายน-พฤศจิกายน มีปริมาณเมฆตั้งแต่ 0-8 Oktas นั่นคือมีทุกสภาพท้องฟ้า ได้แก่ ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆบางส่วน ท้องฟ้ามีเมฆมาก และท้องฟ้าปกคลุมด้วยเมฆทั้งหมด

มหาวิทยาลัยศิลปากร

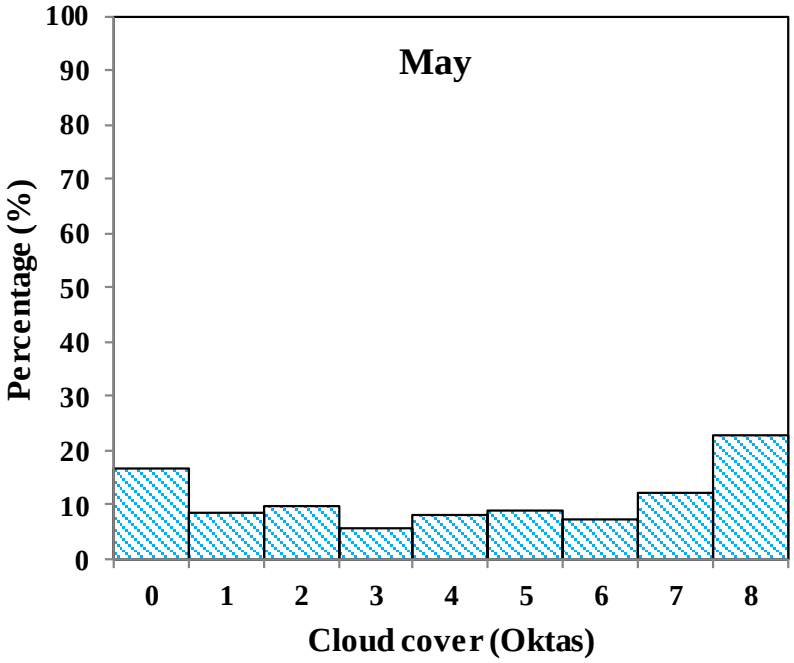


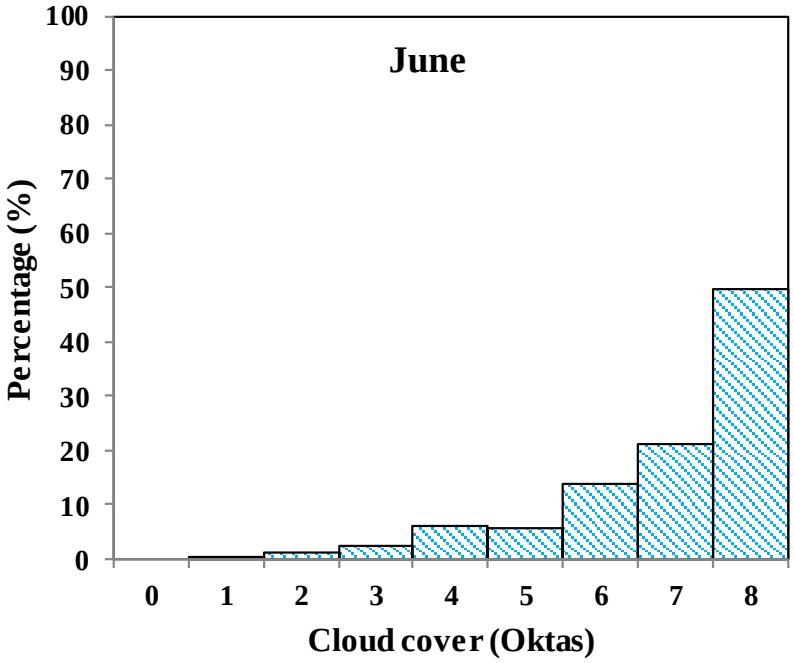
รูปที่ 3.43 การแจกแจงปริมาณเมฆรายเดือน ในเดือนต่าง ๆ


March
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)

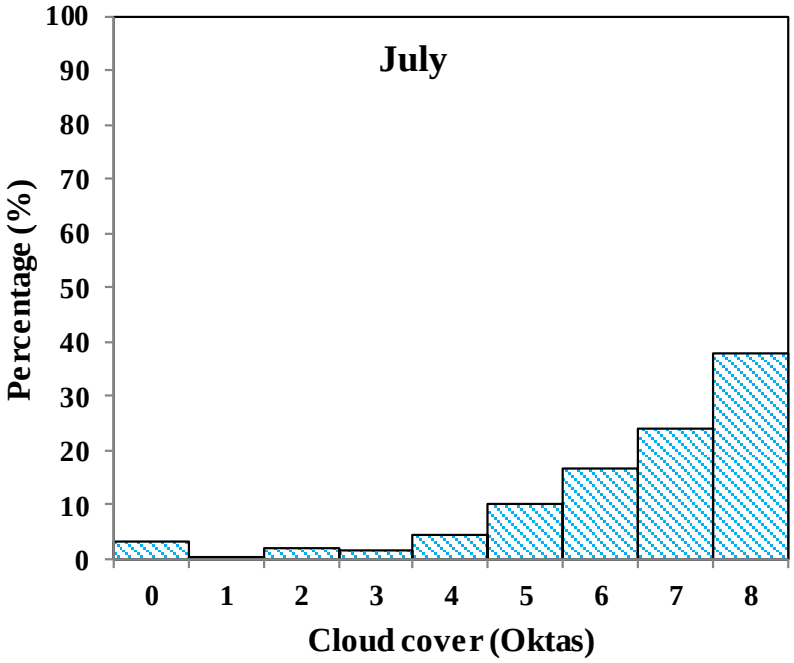

April
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)

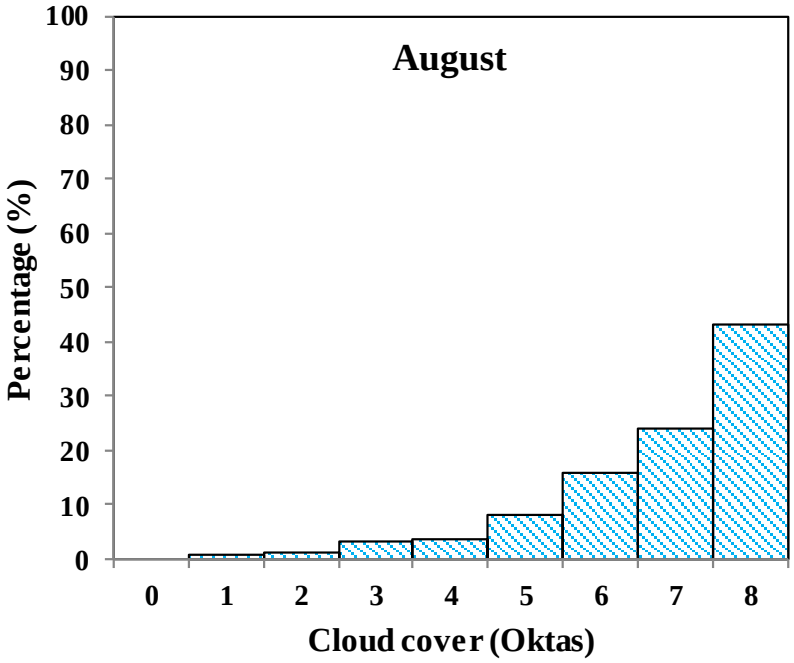
รูปที่ 3.43 (ต่อ)


May
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)

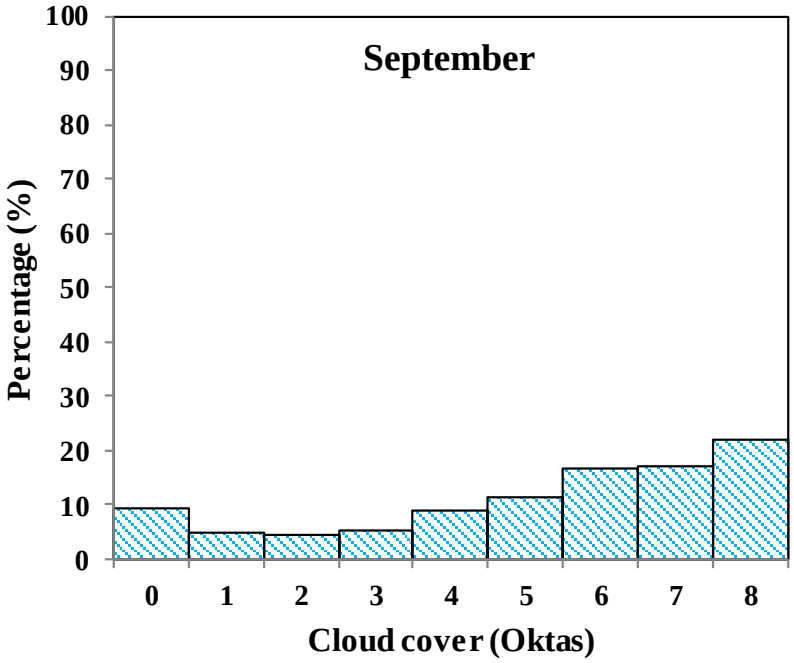

June
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)

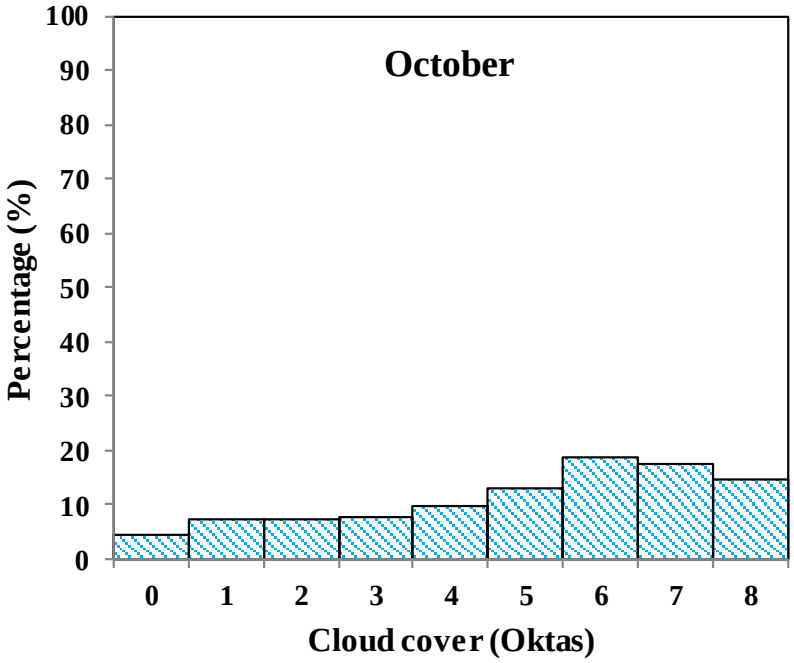
รูปที่ 3.43 (ต่อ)


July
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)

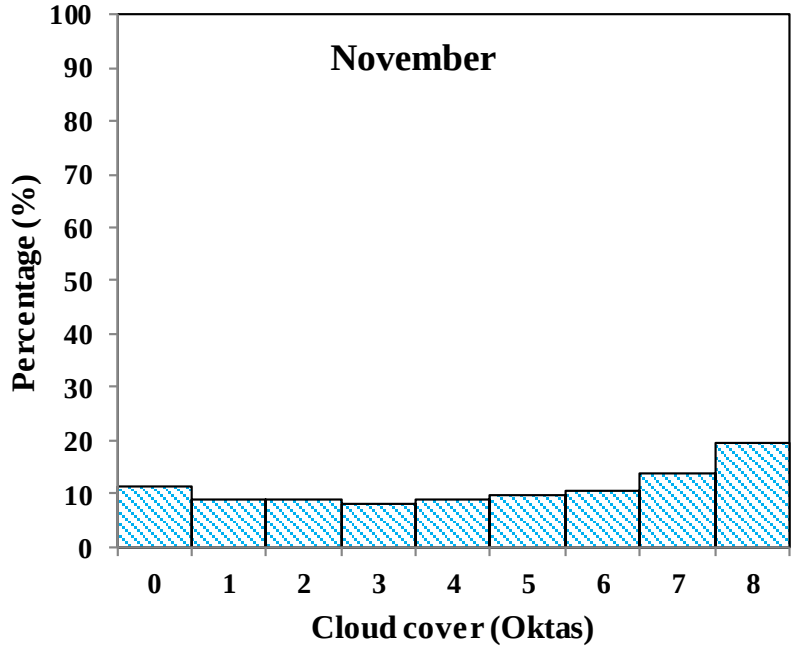

August
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)

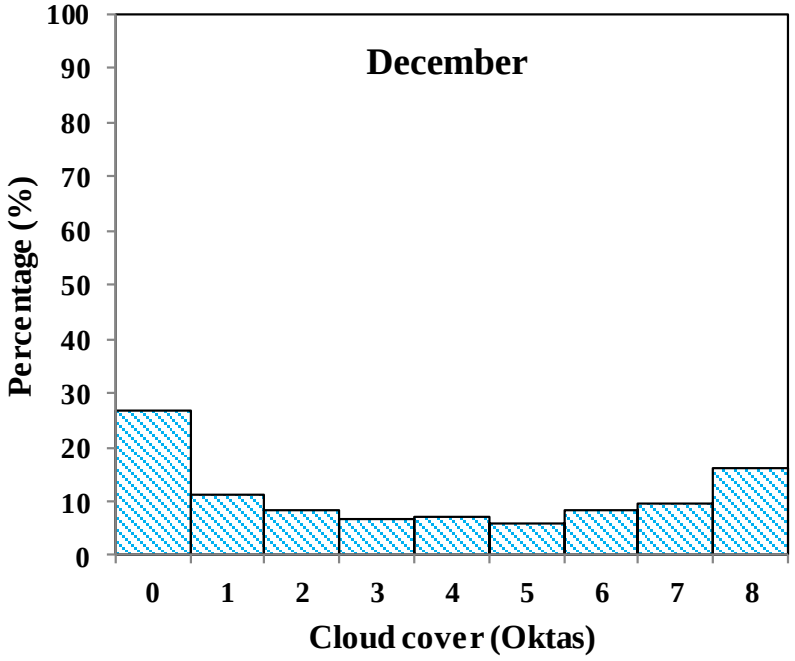
รูปที่ 3.43 (ต่อ)


September
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)


October
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)

รูปที่ 3.43 (ต่อ)


November
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)


December
Percentage (%)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8
Cloud cover (Oktas)

รูปที่ 3.43 (ต่อ)

บทที่ 4
สรุป

ในงานวิจัย ผู้วิจัยได้วัดความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์ ที่สถานีวัดแห่งหนึ่ง (17.79°N, 98.43°E) ในเขตร้อนชื้นในทางภาคเหนือของประเทศไทย และทำการวิเคราะห์ลักษณะของความสูงของฐานเมฆ ได้แก่ การศึกษาโครงสร้างของเมฆในแนวตั้งและ การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายเดือน การแปรค่าความสูงของฐานเมฆรายวัน และการแจงแจงความถี่ความสูงของฐานเมฆรายเดือน พบว่าความสูงของฐานเมฆมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา โดยเฉพาะในช่วงฤดูฝน ความสูงของฐานเมฆมีการเปลี่ยนแปลงอย่างมาก โดยพบค่าความสูงของฐานเมฆตั้งแต่ชั้นต่ำจนถึงชั้นสูงที่เครื่องมือสามารถตรวจพบได้ ความสูงของฐานเมฆที่เครื่องตรวจวัดได้อยู่ในช่วงต่ำกว่า 2,000 เมตร มี 81 % ของข้อมูลทั้งหมด ซึ่งแสดงว่าเมฆที่ตรวจพบส่วนใหญ่เมฆชั้นต่ำ

จากนั้นผู้วิจัยได้ทำการเปรียบเทียบค่าความสูงของฐานเมฆที่ได้จากเครื่องซีโลมิเตอร์กับเครื่องไลดาร์ พบว่าค่าที่ได้มีความสอดคล้องค่อนข้างดี โดยมีความแตกต่างในรูปของ root mean square difference (RMSD) และ mean bias difference (MBD) เท่ากับ 18.4 % และ 0.5% ตามลำดับ นอกจากนี้ได้ทำการเปรียบเทียบค่าความสูงของฐานเมฆจากเครื่องซีโลมิเตอร์กับดาวเทียม พบว่าค่าความสูงของฐานเมฆที่คำนวณได้จากข้อมูลดาวเทียมมีค่าสูงกว่าเครื่องซีโลมิเตอร์ ทั้งนี้อาจเป็นเพราะความแตกต่างของเครื่องมือที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่ต่างกัน โดยดาวเทียมจะให้ข้อมูลดีสำหรับการวิเคราะห์เชิงพื้นที่ขนาดใหญ่ แต่เครื่องซีโลมิเตอร์นั้นจะให้ลักษณะข้อมูลเฉพาะพื้นที่บริเวณเล็ก ๆ เท่านั้น

สำหรับการศึกษาปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้า พบว่าปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าที่สถานีฝนหลวงนั้นมีการแปรค่าจากเช้าถึงเย็น โดยในแต่ละฤดูกาลมีการแปรค่าแตกต่างกัน ในช่วงฤดูฝน ปริมาณเมฆที่ปกคลุมท้องฟ้าจะมากตลอดทั้งวัน โดยมีค่าอยู่ในช่วง6-8 Oktas ในช่วงฤดูหนาวและฤดูร้อนท้องฟ้าค่อนข้างแจ่มใสและปราศจากเมฆ โดยการเปลี่ยนแปลงปริมาณเมฆที่เกิดขึ้นนี้จะขึ้นอยู่กับปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ ฝุ่นละออง รวมถึงอิทธิพลจากลมมรสุมที่จะเข้าสู่ประเทศไทยในช่วงต่าง ๆ

ข้อเสนอแนะ

เนื่องจากข้อมมูลความสูงของฐานเมฆเป็นข้อมูลพื้นฐานที่สำคัญและในประเทศไทยมีข้อมูลจำกัด ดังนั้นจึงควรเพิ่มเติมการวัดความสูงของฐานเมฆให้ครอบคลุมภูมิภาคต่าง ๆ เพื่อให้ได้ข้อมูลมาใช้ในงานต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องอย่างกว้างขวางต่อไป

ภาคผนวก

ภาคผนวก 1 รายการสัญลักษณ์

ภาคผนวก 1 รายการสัญลักษณ์

LWP	ปริมาณน้ำระหว่างสองตำแหน่งภายในเมฆ [g/m^2]
LWC	ปริมาณน้ำในก้อนเมฆต่อปริมาตรอากาศ [g/m^3]
H	ความหนาของเมฆ [m]
r_e	ขนาดของหยดน้ำในเมฆ [μm]
r	รัศมีของหยดน้ำในเมฆ [μm]
n	ความหนาแน่นของหยดน้ำในเมฆ [cm^{-3}]
N	จำนวนหยดน้ำทั้งหมดในปริมาตร [อนุภาค]
V	ปริมาตรทั้งหมดของเมฆ [cm^{-3}]
COT	ความลึกเชิงแสงของเมฆ [-]
ρ_w	ความหนาแน่นของน้ำ [g/m^{-3}]
R	ระยะทางระหว่างเครื่องซีโลมิเตอร์กับเมฆ [m]
c	อัตราเร็วแสง มีค่าเท่ากับ 3×10^8 m/s
t	เวลาที่ใช้ในการรับและส่งสัญญาณ [s]
P(r)	กำลังของสัญญาณไลดาร์ที่รับได้ที่ระยะ r [W]
K_s	ค่าคงที่ของระบบ หาได้จากสมการที่ 2.7 [-]
$\beta(r)$	ค่าสัมประสิทธิ์การกระเจิงของปริมาตรที่ระยะ r [sr^{-1} m^{-1}]
O(r)	Overlap function [-]
r	พิสัย [m]
α	สัมประสิทธิ์การลดทอน [m^{-1}]
P_0	กำลังของเลเซอร์ตอนเริ่มต้น [W]
τ	Laser pulse duration [s]
A_0	พื้นที่รับแสง [m^2]
η	ประสิทธิภาพรวมของเครื่องมือ [-]
CTH	ความสูงของฐานเมฆ [m]
CTH	ความสูงยอดเมฆ [m]
CGT	ความหนาของเมฆ [m]

รายการอ้างอิง

Ackerman, S., Holz, R., Frey, R., Eloranta, E., Maddux, B., & McGill, M. (2008). Cloud detection with MODIS. Part II: validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 25*(7), 1073-1086.

Ahrens, C. D. (2011). *Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere*: Cengage Learning.

Choi, Y.-S., Lindzen, R. S., Ho, C.-H., & Kim, J. (2010). Space observations of cold-cloud phase change. *Proceedings of the National Academy of Sciences, 107*(25), 11211-11216.

Costa-Surós, M., Calbó, J., González, J., & Martin-Vide, J. (2013). Behavior of cloud base height from ceilometer measurements. *Atmospheric research, 127*, 64-76.

Frey, R. A., Ackerman, S. A., Liu, Y., Strabala, K. I., Zhang, H., Key, J. R., & Wang, X. (2008). Cloud detection with MODIS. Part I: Improvements in the MODIS cloud mask for collection 5. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 25*(7), 1057-1072.

Greenwald, T. J., Stephens, G. L., Christopher, S. A., & Vonder Haar, T. H. (1995). Observations of the global characteristics and regional radiative effects of marine cloud liquid water. *Journal of Climate, 8*(12), 2928-2946.

Heese, B., Flentje, H., Althausen, D., Ansmann, A., & Frey, S. (2010). Ceilometer-lidar inter-comparison: backscatter coefficient retrieval and signal-to-noise ratio determination. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions, 3*, 3907-3924.

Hey, J. D. V. (2015). Theory of Lidar *A Novel Lidar Ceilometer* (pp. 23-41): Springer.

Iqbal, M. (1983). *An introduction to solar radiation*: Elsevier.

Joro, S., Hyvärinen, O., & Kotro, J. (2010). Comparison of satellite cloud masks with ceilometer sky conditions in southern Finland. *Journal of Applied Meteorology and Climatology, 49*(12), 2508-2526.

Lamb, D., & Verlinde, J. (2011). *Physics and chemistry of clouds*: Cambridge University Press.

Liu, L., Sun, X.-j., Liu, X.-c., Gao, T.-c., & Zhao, S.-j. (2015). Comparison of cloud base height derived from a ground-based infrared cloud measurement and two ceilometers. *Advances in Meteorology, 2015*.

Martucci, G., Milroy, C., & O'Dowd, C. D. (2010). Detection of cloud-base height using Jenoptik

CHM15K and Vaisala CL31 ceilometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 27*(2), 305-318.

Neelin, J. D. (2010). *Climate change and climate modeling*: Cambridge University Press.

Rossow, W. B., & Schiffer, R. A. (1991). ISCCP cloud data products. *Bulletin of the American Meteorological Society, 72*(1), 2-20.

Sharma, S., Vaishnav, R., Shukla, M. V., Kumar, P., Kumar, P., Thapliyal, P. K., . . . Acharya, Y. B. (2016). Evaluation of cloud base height measurements from Ceilometer CL31 and MODIS satellite over Ahmedabad, India. *Atmospheric Measurement Techniques, 9*(2), 711.

Straka, J. M. (2009). *Cloud and precipitation microphysics: principles and parameterizations*: Cambridge University Press.

Thompson, A. (2007). Simulating the adiabatic ascent of atmospheric air parcels using the cloud chamber. *Department of Meteorology, Penn State*.

Vande Hey, J. D. (2013). *Design, implementation, and characterisation of a novel lidar ceilometer.* © Joshua D. Vande Hey.

Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92): Elsevier.

Wandinger, U. (2005). Raman lidar *Lidar* (pp. 241-271): Springer.

Wang, P. K. (2013). *Physics and dynamics of clouds and precipitation*: Cambridge University Press.

Wylie, D. P., & Menzel, W. (1989). Two years of cloud cover statistics using VAS. *Journal of Climate, 2*(4), 380-392.

Yau, M. K., & Rogers, R. (1996). *A short course in cloud physics*: Elsevier.

ธนะ, บ. (2555). แนวปะทะอากาศ Retrieved from http://www.phukhieo.ac.th/obec-media/2555/manual/%A4%D9%E8%C1%D7%CD%E2%C5%A1%B4%D2%C3%D2%C8%D2%CA%B5%C3%EC%E1%C5%D0%CD%C7%A1%D2%C8/60_%E1%B9%C7%BB%D0%B7%D0%CD%D2%A1%D2%C8%20(1).pdf

เพลงวัฒนา, ฤ. เมฆและการเกิดเมฆ (ตอนที่ *2)* การยกตัวของอากาศเนื่องจากมีแรงมากระทำ Retrieved from http://earthscience.ipst.ac.th/wp-content/uploads/sites/19/2015/02/%E0%B9%80%E0%B8%A1%E0%B8%86%E0%B9%81%E0%B8%A5%E0%B8%B0%E0%B8%81%E0%B8%B2%E0%B8%A3%E0%B9%80%E0%B8%81%E0%B8%B4%E0%B8%94%E0%B9%80%E0%B8%A1%E0%B8%86-2.pdf

มหาวิทยาลัยราชภัฏสงขลา. มวลอากาศ แนวปะทะอากาศและพายุหมุน Retrieved from http://oservice.skru.ac.th/ebook/lessoncheck.asp?lesson_code=4317

ประวัติผู้เขียน

ชื่อ-สกุล	นางสาวสหัสยา พึงาม
วัน เดือน ปี เกิด	10 กันยายน 2535
สถานที่เกิด	นครปฐม
วุฒิการศึกษา	วท.บ. (ฟิสิกส์)
ที่อยู่ปัจจุบัน	54/1 ม.5 ต.สามควายเผือก อ.เมือง จ.นครปฐม
ผลงานตีพิมพ์	An investigation of cloud base height in Chiang Mai