

รายงานการวิจัย

โครงการวิจัยเรื่อง

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองในบรรยากาศต่อปริมาณรังสี
แสงอาทิตย์ บริเวณสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ
อำเภอพิมาย จังหวัดนครราชสีมา

**Relationship between Aerosol and Solar Radiation at The
Observatory for Atmospheric Research at Phimai,
Nakhonratchasima**

โดย

นางสาวบุศราศิริ ณะ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัย

งบประมาณแผ่นดิน ประจำปีงบประมาณ 2551

บทคัดย่อ

ละอองลอย (aerosol) เป็นส่วนประกอบหนึ่งของบรรยากาศที่มีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลาทั้งในมิติของเวลาและพื้นที่ อิทธิพลของละอองลอยต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพอากาศยังไม่เป็นที่แน่ชัดอันเป็นผลเนื่องจากการขาดข้อมูลและพฤติกรรมที่ซับซ้อนของในบรรยากาศ สถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ ณ อำเภอพิมาย จังหวัดนครราชสีมา ตั้งขึ้นเมื่อปี พ.ศ. 2548 เพื่อทำการตรวจวัดการเปลี่ยนแปลงของละอองลอยตลอดจนข้อมูลเกี่ยวกับสภาพของบรรยากาศอื่นๆ ซึ่งสถานีนี้เป็นสถานีวิจัยแห่งเดียวที่ตั้งอยู่บนพื้นที่ทวีปบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ในงานวิจัยครั้งนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาการเปลี่ยนแปลงของคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยระหว่างเดือนพฤษภาคม พ.ศ. 2548 ถึงเดือนเมษายน พ.ศ. 2549 ได้แก่ ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย ค่าคงที่ของอังสตรอม และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย จากผลที่ได้จากการตรวจวัดสามารถแบ่งละอองลอยออกได้เป็น 4 กลุ่ม ดังนี้

กลุ่มที่แรกประกอบด้วยละอองลอยขนาดอนุภาคหยาบ (เส้นผ่านศูนย์กลางมากกว่า 6 ไมครอน) แขนงลอยอยู่ในบรรยากาศช่วงเดือนสิงหาคมถึงกันยายน มีส่วนประกอบของเหล็กออกไซด์ซึ่งเป็นธาตุที่มีอยู่มากในดินบริเวณที่ทำการศึกษา มีสมบัติในการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์สูงโดยมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย

0.77±0.15, 0.79±0.15 และ 0.86±0.17 ในช่วงความยาวคลื่น 0.4, 0.5 และ 0.87 ไมครอนตามลำดับ

กลุ่มที่ 2 ประกอบด้วยละอองลอยขนาดอนุภาคหยาบเช่นเดียวกับกับกลุ่มที่แรกแต่มีขนาดหยาบกว่าและสมบัติการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยต่ำกว่า ซึ่งอาจเป็นละอองลอยประเภทเกลือ เนื่องจากในบริเวณที่ทำการศึกษา มีการพบแร่เกลือหินเป็นจำนวนมาก ละอองลอยกลุ่มที่ 2 นี้พบว่าแขนงลอยอยู่ในบรรยากาศช่วงเดือนตุลาคมถึงธันวาคม

ละอองลอยกลุ่มที่ 3 และ 4 มีขนาดละเอียดกว่าละอองลอยกลุ่มที่ 1 และ 2 อย่างเห็นได้ชัด โดยมีค่าคงที่ของอังสตรอม 1.13±0.25 และ 1.15±0.40 สำหรับละอองลอยกลุ่มที่ 3 และ 4 ตามลำดับ ความแตกต่างระหว่างละอองลอยทั้ง 2 กลุ่ม คือ ละอองลอยกลุ่มที่ 3 มีสมบัติในการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์มากกว่าละอองลอยกลุ่มที่ 4 ซึ่งเมื่อพิจารณาพร้อมกับข้อมูลอื่น ทำให้คาดว่าละอองลอยกลุ่มที่ 3 และ 4 น่าที่จะเป็นละอองลอยที่เกิดจากการเผาไหม้มวลชีวภาพเช่นเดียวกัน แต่ละอองลอยกลุ่มที่ 3 เกิดจากการเผาไหม้ในสภาพความชื้นสัมพัทธ์ในบรรยากาศต่ำกว่าจึงส่งผลทำให้มีสมบัติในการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์มากกว่า

เมื่อพิจารณาค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศร่วมกับปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดพบว่า ละอองลอยทำให้ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์หายไปจากคุณพลังงานบนพื้นผิวโลกประมาณ 53.56 วัตต์ต่อตารางเมตร

Abstract

Aerosol is an atmospheric constituent that is high temporal and spatial variation. The aerosol effects are not cleared due to lack of data and complex behaviors in the atmosphere. The observatory for atmospheric research at Phimai, Nakhon Ratchasima was established in 2005 in order to observe aerosol variation and related parameters. It is only one observatory that located in Southeast Asia. The objective of this study is to investigate the variation of aerosol optical properties from the observatory from May 2005 to April 2006. The properties consist of aerosol optical depth (AOD), Angstrom exponent and single scattering albedo (SSA).

According to aerosol optical properties, we can divide aerosol at the observatory for atmospheric research at Phimai, Nakhon ratchasima into 4 groups as below;

The first group consists of coarse mode aerosol with high absorption aerosols. They suspend in the atmosphere during August to September which is rainy season. It may be local dust that is compound of iron oxide or hematite. Resulting is low SSA aerosol distributed during this period. SSA are 0.77 ± 0.15 , 0.79 ± 0.15 and 0.86 ± 0.17 in channel 0.4, 0.5 and $0.87\ \mu\text{m}$, in respectively.

The second group is major by coarse mode aerosol and low absorption. It is possibly consisted of rock salt (halite) that exposes near the study area or the other soluble aerosol. This group of aerosol is found in during October to December. The second group of aerosol is coarser than the first group because of the lower Angstrom exponent.

For the third and forth group of aerosol, they are fine mode aerosol which Angstrom exponent are 1.13 ± 0.25 for the third group and 1.15 ± 0.40 for the forth group. The different between these two groups is SSA is lower for the third group. SSA of the third group of aerosol is 0.78 ± 0.11 , 0.76 ± 0.13 and 0.77 ± 0.12 for the different wavelength that express absorbing aerosol characteristic. Therefore, they may be the aerosol from biomass burning under long flaming stage that suppose with low humidity during January to February. The forth group appear during March to April which is the crop preparation period. Aerosols are high SSA in this time.

According to the AOD data, solar radiation is disappeared about $53.23\ \text{W/m}^2$ from the earth's energy budget due to aerosol direct effect.

กิตติกรรมประกาศ

การศึกษาวิจัยในครั้งนี้ได้รับความอนุเคราะห์อย่างยิ่งจาก Center for Climate System Research (CCSR) แห่งมหาวิทยาลัยโตเกียว และ Center for Environmental Remote Sensing (CeRES) แห่งมหาวิทยาลัยชิบะ ประเทศญี่ปุ่น ในการใช้เครื่องมือเพื่อทำการเก็บข้อมูล ศูนย์วิจัยปฏิบัติการฝนหลวงเฉลิมพระเกียรติ สำนักงานฝนหลวงและการบินเกษตร ในการอนุเคราะห์พื้นที่สำหรับติดตั้งเครื่องมือและตลอดจนการอำนวยความสะดวกต่างๆ

และขอขอบพระคุณสำนักงานคณะกรรมการการวิจัยแห่งชาติสำหรับเงินทุนสนับสนุนการศึกษาวิจัยจากงบประมาณแผ่นดิน ประจำปีงบประมาณ 2551

เลขหมู่

เลขทะเบียน 014365

วัน, เดือน, ปี 1 ก.พ. 58

สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อ (ภาษาไทย)	ก
บทคัดย่อ (ภาษาอังกฤษ)	ข
กิตติกรรมประกาศ	ค
สารบัญ	ง
สารบัญรูป	ช
สารบัญตาราง	ฉ
บทที่ 1 บทนำ	1
1.1 ละอองลอยและอิทธิพลของละอองลอยต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ	2
1.2 การตรวจวัดละอองลอยในบรรยากาศ	3
1.3 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	6
1.3.1 องค์ประกอบทางเคมีและการจำแนกประเภทของละอองลอย	6
1.3.2 อิทธิพลของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์	7
1.3.3 งานวิจัยเกี่ยวกับละอองลอยที่ทำในประเทศไทย	9
1.4 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย	12
1.5 ขอบเขตของงานวิจัย	12
บทที่ 2 ระเบียบวิธีวิจัย	13
2.1 เครื่องมือที่ใช้ในงานวิจัย	14
2.1.1 ไพราโนมิเตอร์ (Pyranometer) และไพฮีริโอมิเตอร์ (Pyrheliometer)	14
2.1.2 สกายเรดิโอมิเตอร์ (Skyradiometer; POM-01)	15
2.2 การวิเคราะห์คุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย (Aerosol Optical Properties)	17
2.2.1 ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Optical Depth; AOD)	17
2.2.2 ค่าคงที่ของอังสตรอม (Ångstrom Exponent; α)	17
2.2.3 ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo; SSA)	18
2.3 การหาช่วงเวลาท้องฟ้าโปร่ง (Clear Sky identification)	18

	หน้า	
2.3.1	กำจัดอิทธิพลเนื่องจากการสะท้อนรังสีแสงอาทิตย์ของเมฆ (Normalized of total shortwave radiation test)	19
2.3.2	ประมาณค่ารังสีแสงอาทิตย์กระจายมากที่สุด (Maximum diffuse shortwave test)	19
2.3.3	กำจัดค่าความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากเครื่องไพราโนมิเตอร์	19
2.3.4	กำจัดค่าที่ได้จากการกระเจิงของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากเมฆชั้นสูง (Normalized diffuse ratio test)	20
2.4	การประมาณค่าอิทธิพลของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ (Aerosols Radiative Flux)	20
บทที่ 3 ผลและวิจารณ์งานวิจัย		22
3.1	สมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย (Aerosol optical properties)	22
3.1.1	ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Optical Depth; AOD)	24
3.1.2	ค่าคงที่ของอังสตรอม (Ångstrom Exponent; α)	27
3.1.3	ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo; SSA)	28
3.1.4	การเปรียบเทียบค่าคงที่ของอังสตรอมกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย	31
3.1.5	การเปรียบเทียบค่าคงที่ของอังสตรอมกับค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย	34
3.2	เปรียบเทียบปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ	36
บทที่ 4 สรุปผลการวิจัย		40
เอกสารอ้างอิง		42
ภาคผนวก ก	ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack	45
ภาคผนวก ข	สมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยและแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของอนุภาคอากาศ (Backward trajectories)	68
ภาคผนวก ค	รายงานสรุปรายเดือน พื้นที่ปลูก พืชเศรษฐกิจหลัก อำเภอ พิมาย จังหวัด นครราชสีมา	119

	หน้า
ภาคผนวก ง ปริมาณความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยรายเดือน บริเวณสถานีวิจัย ชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา ระหว่างเดือนพฤษภาคม พ.ศ. 2548 – เมษายน 2549	122
ภาคผนวก จ การกระจายของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์	123
ประวัติผู้วิจัยและคณะ	133



สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

สารบัญรูป

	หน้า	
รูปที่ 1-1	ผลกระทบของแก๊สเรือนกระจกและละอองลอยต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศและความรู้ทางวิทยาศาสตร์ที่มีอยู่ในปัจจุบันจากการรวบรวมของ Intergovernmental Panel on Climate Change ถึงปี พ.ศ. 2543 (IPCC, 2007)	2
รูปที่ 1-2	อิทธิพลโดยตรงและอ้อมของละอองฝุ่นค่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับ และอิทธิพลของแก๊สเรือนกระจกค่อปริมาณรังสีจากชั้นบรรยากาศที่พื้นผิวโลกได้รับจากโครงการ INDOEX และจากค่าเฉลี่ยทั่วทั้งโลก (Ramanathan, 2001b)	9
รูปที่ 1-3	องค์ประกอบทางเคมีของละอองฝุ่นอนุภาคละเอียด (ซัลไฟ) ละอองฝุ่นอนุภาคหยาบ (ขาว) ในช่วงเดือนมีนาคม 2544 ถึง ธันวาคม 2545 (สมชาย และคณะ, 2547)	10
รูปที่ 1-4	ปริมาณของละอองฝุ่นในบรรยากาศ โดยแยกตามขนาดของละอองฝุ่นเปรียบเทียบกับปริมาณน้ำฝน	11
รูปที่ 2-1	ที่ตั้งของสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา (A) และสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ (B)	13
รูปที่ 2-2	การทำงานของไพราโนมิเตอร์ (A) และ ไพราโนมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่กับชั้นแทรกเกอร์ (B)	14
รูปที่ 2-3	สกายเรดิโอมิเตอร์	15
รูปที่ 2-4	การตรวจวัดคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยโดยสกายเรดิโอมิเตอร์ จะทำการตรวจวัดปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงโดยการเคลื่อนที่ตามดวงอาทิตย์ (Particular plane scan) และการตรวจวัดปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กระจายโดยการเคลื่อนที่รอบดวงอาทิตย์ (Almucantar plane scan) โดยเครื่องจะทำการคำนวณค่าโคไซน์ของมุมเหนือศีรษะ (cosine of zenith angle) เอง (A) รังสีแสงอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามาในกล้องโทรทัศน์จะผ่านเข้ามาในฟิลเตอร์ซึ่งค่ออยู่กับมอร์เตอร์ เพื่อแยกช่วงความยาวคลื่นที่สนใจจะนำมาศึกษา (B)	16
รูปที่ 3-1	ค่าเฉลี่ยรายเดือนของค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยจากการตรวจวัดโดยเครื่องมือ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) ซึ่งติดตั้งอยู่บนดาวเทียม Terra (ดัดแปลงจาก: Rammanathan, 2007)	23

	หน้า	
รูปที่ 3-2	ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Optical Depth) ในช่วง ความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร ระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม พ.ศ. 2548 ถึง วันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549	26
รูปที่ 3-3	ค่าความขุ่นมัวของ บรรยากาศอันเนื่องมาจากละออง ลอยในช่วง ความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร a) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ ของมวลอากาศ (Backward Trajectories) ของ National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) ที่ระดับ ความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร b) (ที่มา http://www.ready.noaa.gov/hysplitarc-bin/traj1arc.pl วันที่ 6 ตุลาคม พ.ศ. 2551 เวลา 14:00 น.)	27
รูปที่ 3-4	ค่าคงที่ของอังสตรอม (Ångstrom Exponent) ระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม พ.ศ. 2548 ถึง วันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549	28
รูปที่ 3-5	ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo) ในช่วงความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร ระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม พ.ศ. 2548 ถึง วันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549	30
รูปที่ 3-6A	เปรียบเทียบระหว่างค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร และค่าคงที่ของอังสตรอม ระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม ถึง วันที่ 31 ธันวาคม พ.ศ. 2548	32
รูปที่ 3-6B	เปรียบเทียบระหว่างค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร และค่าคงที่ของอังสตรอม ระหว่างวันที่ 1 มกราคม ถึง วันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549	34
รูปที่ 3-7A	เปรียบเทียบระหว่างค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร และค่าคงที่ของอังสตรอม ระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม ถึง วันที่ 31 ธันวาคม พ.ศ. 2548	35
รูปที่ 3-7B	เปรียบเทียบระหว่างค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร และค่าคงที่ของอังสตรอม ระหว่างวันที่ 1 มกราคม ถึง วันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549	36

	หน้า	
รูปที่ 3-8	เปรียบเทียบปริมาณรังสีแสงอาทิตย์และค่าความขุ่นมัวของ บรรยากาศอันเนื่องมาจาก ละอองลอย จากข้อมูลที่ได้จากการ ตรวจวัดในวันที่ 13 เมษายน พ.ศ. 2549 มีค่าสัมประสิทธิ์การ หายไปของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (aerosol efficiency) 41.73 วัตต์ต่อตารางเมตร และมีปริมาณรังสี แสงอาทิตย์ 223.24 วัตต์ต่อตารางเมตร ตามลำดับ	37
รูปที่ 3-9	คุณปริมาณพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกได้รับในลักษณะ อากาศแบบท้องฟ้าโปร่ง โดยพลังงานรังสีแสงอาทิตย์หายไปอัน เนื่องมาจากละอองลอย 53.23 วัตต์ต่อตารางเมตร	39



สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

สารบัญตาราง

	หน้า
ตารางที่ 1-1 เครื่องมือที่ใช้ในการตรวจวัดละอองฝุ่นภาคพื้น (Ground base observation)	5
ตารางที่ 1-2 เปรียบองค์ประกอบทางเคมีของละอองลอยชนิดอนุภาคหยาบและอนุภาคละเอียด (ตัดแปลงจาก Ramanathan, 2001a)	6
ตารางที่ 3-1 ผลจากการเปรียบเทียบปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย	38
ตารางที่ 4-1 สรุปสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม พ.ศ. 2548 ถึง 30 เมษายน พ.ศ. 2549	41

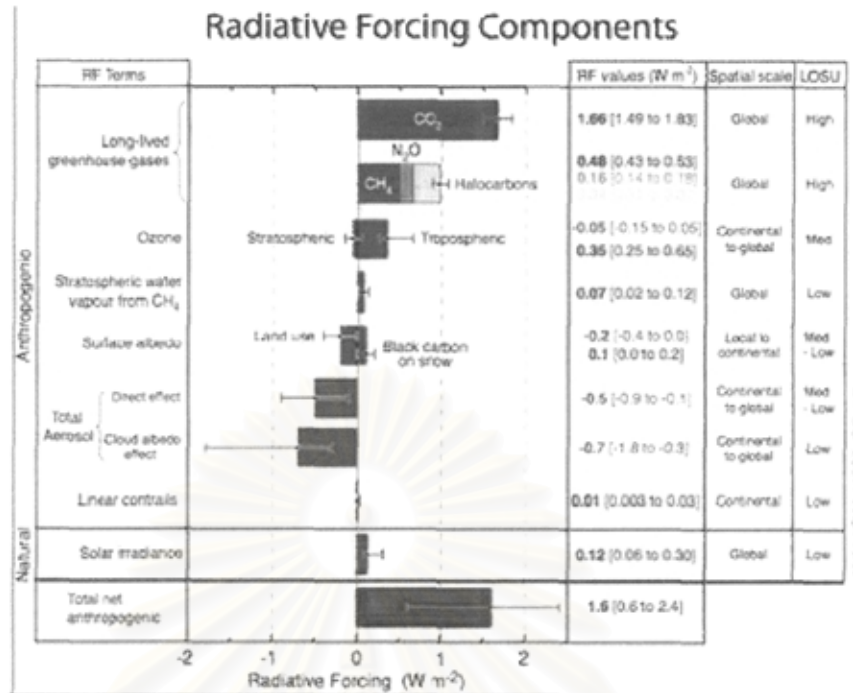


สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

บทที่ 1 บทนำ

การเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ (Climate Change) อันเนื่องมาจากปรากฏการณ์เรือนกระจก (Greenhouse effect) ซึ่งเกิดจากการที่กลุ่มแก๊สเรือนกระจก (Greenhouse gas) เช่น คาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2) มีเทน (CH_4) และไอน้ำ (H_2O) รวมถึงแก๊สเรือนกระจกอื่นๆ ดูดกลืนรังสีคลื่นยาวที่แผ่ออกมาจากพื้นผิวโลก (Terrestrial Radiation) ทำให้โมเลกุลของแก๊สเรือนกระจกไม่มีเสถียรภาพ (unstable) และแผ่รังสีคลื่นยาวกลับลงมายังพื้นผิวโลก (Atmospheric Radiation) ส่งผลให้อุณหภูมิพื้นผิวโลกเพิ่มสูงขึ้น เป็นผลให้เกิดปรากฏการณ์โลกร้อน (Global Warming) อุณหภูมิที่เพิ่มสูงขึ้นนี้ส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงต่างๆ เช่น แผ่นน้ำแข็งบริเวณขั้วโลกละลาย ระดับน้ำทะเลเพิ่มสูงขึ้น เกิดการกัดเซาะบริเวณชายฝั่งและปัญหาน้ำท่วม พายุหมุนเขตร้อน (Tropical cyclone) เกิดขึ้นบ่อยครั้งและมีความรุนแรงเพิ่มขึ้น คลื่นความร้อน และการไหลของกระแสน้ำในมหาสมุทรเปลี่ยนแปลงจากการศึกษาในปัจจุบันพบว่าปรากฏการณ์เรือนกระจกกำลังทวีความรุนแรงมากยิ่งขึ้น อันเป็นผลมาจากการที่ปริมาณแก๊สเรือนกระจกในบรรยากาศเพิ่มมากขึ้นจากการพัฒนาอุตสาหกรรม การเผาไหม้เชื้อเพลิงธรรมชาติ ตลอดจนการทำเกษตร ซึ่งปรากฏการณ์เรือนกระจกส่งผลกระทบต่อการค้างชีวิตของสิ่งมีชีวิตทุกชนิดที่อาศัยอยู่บนโลก และกำลังเป็นหัวข้อที่มีการศึกษากันอย่างกว้างขวางจากการรวบรวมองค์ความรู้ด้านผลกระทบของแก๊สองค์ประกอบของบรรยากาศต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศโดย Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) พบว่าอิทธิพลของแก๊สเรือนกระจกส่งผลกระทบต่อเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของโลกให้มีแนวโน้มสูงขึ้น ซึ่งความรู้ความเข้าใจในเชิงวิทยาศาสตร์ของแก๊สเรือนกระจกต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอันเนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงปริมาณรังสีสุทธิของโลกอยู่ในระดับสูง (รูปที่ 1-1)

แต่อย่างไรก็ตามจากการศึกษาของนักวิทยาศาสตร์หลายท่านพบว่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ส่งผ่านมายังพื้นผิวโลกมีปริมาณลดลงอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol) ที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศ หรือที่เรียกปรากฏการณ์นี้ว่า ปรากฏการณ์โลกสลัว (Global dimming) ซึ่งส่งผลให้เกิดภาวะโลกเย็น (Global Cooling) การศึกษาในเรื่องอิทธิพลของละอองลอยต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศนั้นยังไม่ชัดเจนนัก (รูปที่ 1-1) เนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงของกลุ่มละอองลอยที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศนั้นมีความซับซ้อนเป็นอย่างยิ่งอันเป็นผลเนื่องมาจากกลุ่มของละอองลอยประกอบด้วยสารประกอบทางเคมีที่มีความหลากหลาย เช่น คาร์บอน (C) ซัลเฟต (SO_4) เป็นต้น ยิ่งไปกว่านั้นละอองลอยยังมีการทำปฏิกิริยาเคมีกันในบรรยากาศเกิดเป็นสารประกอบชนิดใหม่ได้ การที่ปริมาณละอองลอยเพิ่มขึ้นในบรรยากาศมีสาเหตุมาจากการพัฒนาทั้งทางด้านเกษตรกรรมและอุตสาหกรรมเช่นเดียวกับแก๊สเรือนกระจก ดังนั้นปรากฏการณ์เรือนกระจกและปรากฏการณ์โลกสลัวจึงดำเนินไปด้วยกันแบบคู่ขนาน การศึกษาและการวางมาตรการป้องกันผลกระทบจากปรากฏการณ์เรือนกระจกจึงควรดำเนินควบคู่ไปกับการศึกษาปรากฏการณ์โลกสลัว



รูปที่ 1-1 ผลกระทบของแก๊สเรือนกระจกและละอองลอยต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศและความรู้ทางวิทยาศาสตร์ที่มีอยู่ในปัจจุบันจากการรวบรวมของ Intergovernmental Panel on Climate Change ถึงปี พ.ศ. 2550 (ดัดแปลงจาก IPCC, 2007)

1.1 ละอองลอยและอิทธิพลของละอองลอยต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ

ละอองลอย (Aerosol) หมายถึงอนุภาคทั้งของแข็งและของเหลวที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศที่มีขนาดตั้งแต่ 0.001 ถึง 0.1 ไมครอน (Haywood, 2000 และ Reist, 1983) จัดอยู่ในส่วนประกอบของบรรยากาศประเภทที่มีปริมาณไม่คงที่ (variable constitution) โดยปะปนอยู่ในบรรยากาศเฉลี่ยประมาณ 0.00001% (Ahrens, 2004) ผลกระทบของละอองลอยต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศเป็นผลเนื่องมาจากละอองลอยทำให้สมดุลพลังงานรังสีที่พื้นผิวโลกได้รับ (Earth surface energy budget) เปลี่ยนแปลงไป โดยอาจสามารถแบ่งอิทธิพลของละอองลอยออกได้เป็น 3 ด้าน ด้วยกันได้แก่

1. อิทธิพลโดยตรงของละอองลอย (aerosol direct effect) เป็นผลอันเนื่องมาจากการที่ละอองลอยสามารถกระเจิง (scattering) รังสีคลื่นสั้น (Shortwave radiation) จากดวงอาทิตย์หรือรังสีแสงอาทิตย์ (solar radiation) ตลอดจนดูดกลืน (absorption) รังสีแสงอาทิตย์หรือรังสีคลื่นยาว (Longwave radiation) ที่แผ่ออกมาจากพื้นผิวโลกและบรรยากาศได้ (Terrestrial and Atmospheric radiation) (Haywood และ Boucher, 2000)

ละอองลอยชนิดหนึ่งที่มีความสำคัญต่อปริมาณรังสีสุทธิที่โลกเราได้รับ คือ ละอองลอยประเภทที่มีธาตุคาร์บอนเป็นองค์ประกอบหลัก ได้แก่ เขม่า (Soot, Black carbon หรือ Elementary carbon) โดยมีแหล่งกำเนิดมาจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงธรรมชาติ เช่น น้ำมัน ถ่านหิน แก๊สธรรมชาติ และละอองลอย

ที่ได้จากการเผาไหม้มวลชีวภาพ (Biomass burning) จากการเกษตร เช่น การเผาซังข้าวโพดภายหลังเก็บเกี่ยว การเผาอ้อยก่อนเก็บเกี่ยว การเผาวัชพืช เป็นต้น จากการศึกษาพบว่าละอองลอยประเภทเขม่าทำให้ปริมาณรังสีสุทธิที่โลกได้รับนั้นมีปริมาณเพิ่มขึ้นจากกระบวนการกระเจิงรังสีแสงอาทิตย์ สำหรับละอองลอยประเภทที่ได้จากการเผาไหม้ชีวภาพจะสามารถดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ได้ดี (Absorbing aerosol) ทั้งนี้ ละอองลอยอาจจะมีคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์เปลี่ยนแปลงไปตามการทำปฏิกิริยากันระหว่างละอองลอยที่มีคาร์บอนเป็นองค์ประกอบหลักกับละอองลอยที่มีองค์ประกอบทางเคมีชนิดอื่นๆ แต่อย่างไรก็ตามละอองลอยประเภทที่มีคาร์บอนเป็นองค์ประกอบหลักนี้คาดว่าจะจะเป็นปัจจัยสำคัญที่อีกปัจจัยหนึ่งที่ทำให้เกิดปรากฏการณ์โลกร้อน โดยอาจเป็นเหตุปัจจัยที่สำคัญรองลงมาจากแก๊สคาร์บอนไดออกไซด์ (Jacobson, 2001, และ Ramanathan, 2001b)

2. อิทธิพลโดยอ้อมของละอองลอย (aerosol indirect effect) ละอองลอยบางชนิดมีคุณสมบัติในการเป็นแกนกลางการควบแน่นของไอน้ำในบรรยากาศ (Cloud Condensation Nuclei; CCN) ทำให้เกิดเป็นหยดน้ำในก้อนเมฆ (Cloud droplet) การเปลี่ยนแปลงปริมาณและองค์ประกอบหลักทางเคมีของละอองลอยจะส่งผลให้ปริมาณคลอจดนชนิดของเมฆเปลี่ยนแปลงไป ซึ่งส่งผลกระทบต่อปริมาณน้ำฝนที่จะนำมาใช้ในการเกษตรกรรม เช่น ละอองลอยชนิดสารประกอบซัลเฟต (SO_4^{2-}) เป็นละอองลอยที่เกิดจากการทำปฏิกิริยาทางเคมีในบรรยากาศของแก๊สซัลเฟอร์ออกไซด์ (SO_x , SO_3^{2-}) ที่ปล่อยออกมาจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงธรรมชาติอย่างไม่สมบูรณ์ ละอองลอยมีขนาดเล็กมีเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 0.05 ไมครอน (Twomey, 1974) เมื่อเป็นแกนกลางการควบแน่นของไอน้ำในการพัฒนาจนกลายเป็นเมฆทำให้ได้หยดน้ำในก้อนเมฆที่มีขนาดเล็ก เมฆที่เกิดขึ้นเป็นเมฆที่มีสีน้ำตาล (Brown cloud) และส่วนมากเป็นเมฆประเภท Cirrus ซึ่งเป็นเมฆชั้นสูง (เมฆที่มีฐานเมฆอยู่ที่ระดับความสูงมากกว่า 6,000 เมตร) ที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศนานและไม่ทำให้เกิดฝน และสะท้อนกลับ (reflection) รังสีแสงอาทิตย์ส่งผลให้สมดุลพลังงานที่พื้นผิวโลกเปลี่ยนแปลงไป (Heywood และ Boucher, 2000)

ละอองลอยที่ละลายน้ำได้ (Water soluble) เช่น ละอองลอยที่มีองค์ประกอบหลักเป็นเกลือ (Sea salts) จะมีขนาดใหญ่ขึ้นเมื่อค่าความชื้นสัมพัทธ์เพิ่มขึ้น (Ackermann, 1998)

3. อิทธิพลแบบกึ่งตรงของละอองลอย (aerosol semi-direct effect) คือ ความสามารถในการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ของละอองลอยบางชนิด เช่น ละอองลอยจากการเผาไหม้มวลชีวภาพ ส่งผลให้เกิดชั้นบรรยากาศที่มีเสถียรภาพสูง (high stability) ซึ่งชั้นบรรยากาศชั้นนี้จะทำหน้าที่คล้ายกับเป็นตัวที่คอยกันไม่ให้การยกตัว (convection) ของมวลอากาศเกิดได้อย่างเต็มที่ ซึ่งส่งผลให้ปริมาณการควบแน่นของไอน้ำในบรรยากาศลดลง ตลอดจนการก่อตัวของเมฆ และทำให้อัตราการเกิดเมฆและปริมาณน้ำฝนลดลงตามลำดับ (Chuang และคณะ, 2003)

1.2 การตรวจวัดละอองลอยในบรรยากาศ

การศึกษาละอองลอยยังมีความไม่ชัดเจนอันเนื่องมาจากความซับซ้อนของการทำปฏิกิริยาเคมีเกิดเป็นสารประกอบใหม่ในบรรยากาศ นอกจากนี้แล้วละอองลอยที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศยังมีการเปลี่ยนแปลงอันเนื่องมาจากกระบวนการอื่นอีก เช่น การแพร่ของละอองลอย (Emission), การเป็น

เนื้อเดียวกันของแกนกลาง (Homogeneous nucleation), การเปลี่ยนสถานะเป็นของแข็ง (Condensation), การละลาย (Dissolution), การพอก (Coagulation), การคงสภาพทางเคมี (Chemical equilibrium), การเคลื่อนย้ายโดยมวลอากาศ (Transport), การชะลงมาพร้อมกับการเกิดฝนตก (Wet deposition), การตกลงมาพร้อมกับการยกตัวของมวลอากาศ (Dry deposition) เป็นต้น (Jacobson, 2001) ดังนั้นการศึกษาการเปลี่ยนแปลงของละอองลอยในบรรยากาศจึงควรทำการศึกษาทั้งทางด้านส่วนประกอบทางเคมี (Chemical composition) คุณสมบัติทางกายภาพ (Physical properties) และทางด้านทัศนศาสตร์ (Optical properties) โดยมีการตรวจวัดอย่างต่อเนื่องเป็นระยะเวลายาวนาน และครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้าง จึงมีการนำการตรวจวัดโดยใช้ดาวเทียมและการตรวจวัดภาคพื้นดิน (ground base observation) โดยเทคนิคโทรสัมผัส (remote sensing) มาใช้ แต่เนื่องจากทั้งสองวิธีต่างก็มีข้อดีและข้อเสียต่างกันไปกล่าวคือการตรวจวัดโดยใช้ดาวเทียมจะได้รับข้อมูลเป็นบริเวณกว้างแต่ข้อมูลที่ได้อาจไม่ต่อเนื่องขึ้นอยู่กับเวลาที่ดาวเทียมโคจรผ่าน สำหรับการตรวจวัดภาคพื้นดินนั้นจะได้ข้อมูลที่ต่อเนื่องแต่ข้อมูลที่ได้อาจจะใช้อ้างอิงได้เฉพาะตำแหน่งเดียว การตรวจวัดทั้งสองแบบจึงควรดำเนินการควบคู่กันไป

การตรวจวัดละอองลอยภาคพื้นดินนั้นส่วนใหญ่จะทำการตรวจวัดเป็นช่วง ๆ ตามโครงการวิจัยใหญ่ ๆ เช่น โครงการ Indian Ocean Experiment (INDOEX) บริเวณเอเชียใต้และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ โครงการ Atmospheric Brown Cloud (ABC) และโครงการ Aerosol Characterization Experiment (ACE-Asia) บริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ สำหรับการตรวจวัดบริเวณภาคพื้นดินที่มีการตรวจวัดอย่างต่อเนื่อง ได้แก่

- โครงการ AErosol RObotic NETwork (AERONET) ขององค์การบริหารการบินและอวกาศแห่งชาติ (National Aeronautics and Space Administration หรือ NASA) แห่งประเทศสหรัฐอเมริกา โดยใช้เครื่องมือที่เรียกว่า Sunphotometer รุ่น CIMEL (ตารางที่ 2)
- โครงการ SKYradiometer NETwork (SKYNET) ของ Center for Climate System Research (CCSR) แห่งมหาวิทยาลัยโคเกียว ประเทศญี่ปุ่น ใช้เครื่อง Skyradiometer ในการตรวจวัด (ตารางที่ 2)




สถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ. พิมาย จ. นครราชสีมา เป็นสถานีหนึ่งในกลุ่ม SKYNET และยังได้ถูกบรรจุอยู่ในสถานีตรวจวัดหลักของโครงการ Atmospheric Brown Cloud (ABC) โดยความดูแลของสาขาโลกศาสตร์ ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย และนักวิจัยจากมหาวิทยาลัยโคเกียว, มหาวิทยาลัยชิบะ, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), National Institute for Environmental Studies (NIES), Japan Aerospace eXploration Agency (JAXA) และมหาวิทยาลัยฮิโรชิมา เนื่องจากสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย เป็นสถานีที่ประกอบด้วยเครื่องมือที่มีความพร้อมทำการตรวจวัดชั้นบรรยากาศตลอด 24 ชั่วโมง ทำให้สามารถติดตามผลการเปลี่ยนแปลงของสภาพบรรยากาศตลอดจนละอองลอยได้อย่างต่อเนื่อง นอกจากนี้แล้วยังเป็นสถานีเดียวที่ตั้งอยู่ลึกเข้ามาในบริเวณภาคพื้นทวีป บริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งเป็นแหล่ง

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยคอปริมานรังสีแสงอาทิตย์

ผลิผลละอองลอยเนื่องมาจากบริเวณโดยรอบเป็นพื้นที่เกษตรกรรม เครื่องมือในสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย แบ่งออกได้เป็น 5 กลุ่ม ได้แก่

- กลุ่มเครื่องมือที่ใช้ในการศึกษาละอองลอย ได้แก่ สกายเรดิโอมิเตอร์ (Skyradiometer), เนฟฟีโลมิเตอร์ (Nephelometer), แอบซอร์ปชันมิเตอร์ (Absorptionmeter), และไลดาร์ (lidar)
- กลุ่มเครื่องมือที่ใช้ในการศึกษาเมฆและไอน้ำในบรรยากาศ ได้แก่ เครื่องวัดคลื่นไมโครเวฟในบรรยากาศ (Microwave radiometer) และกล้องถ่ายภาพท้องฟ้า (Skyview camera)
- กลุ่มเครื่องมือที่ใช้ในการตรวจวัดปริมาณรังสีและข้อมูลอุตุนิยมวิทยาพื้นฐาน
 - รังสีคลื่นสั้น ได้แก่ รังสีแสงอาทิตย์และรังสีแสงอาทิตย์ที่สะท้อนกลับจากพื้นผิวโลก ตรวจวัดโดยไพร์ราโนมิเตอร์ (Pyranometer)
 - รังสีคลื่นยาว ได้แก่ รังสีที่คลื่นยาวแผ่ออกมาจากพื้นผิวโลกและรังสีคลื่นยาวที่แผ่ออกมาจากบรรยากาศ ตรวจวัดโดยไพร์จีโอมิเตอร์ (Pyrgeometer)
 - เครื่องมือวัดทิศทางและความเร็วลม ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) เทอร์โมมิเตอร์ บาร์โอมิเตอร์ ถังวัดปริมาณน้ำฝน
 - เครื่องมือตรวจวัดสภาพบรรยากาศชั้นบน ได้แก่ วินด์โพรไฟเลอร์ (Wind profiler)
- เครื่องมือตรวจบรรยากาศชั้นบน (Upper Atmosphere) ได้แก่ เครื่องวัดสนามแม่เหล็กโลก (Magnetometer)
- เครื่องมือตรวจวัดปริมาณของแก๊สเรือนกระจก ได้แก่ เครื่องมือตรวจวัดโอโซน (Ozone monitor) และคาร์บอนมอนอกไซด์ (Carbon monoxide)

ตารางที่ 1-1 เครื่องมือที่ใช้ในการตรวจวัดละอองลอยภาคพื้น (Ground base observation)

รูป			
เครื่องมือ	Sunphotometer	Skyradiometer	Sunphotometer
ความยาวคลื่นที่ตรวจวัด	368, 500, 675, 778, 862, 938 nm	315, 400, 500, 675, 778, 870, 940, 1020 nm	340, 380, 440, 500, 670, 870, 1020 nm
ลักษณะการตรวจวัด	รังสีแสงอาทิตย์ตรง (Direct radiation)	รังสีแสงอาทิตย์ตรงและกระจาย (Direct and Diffuse radiation)	รังสีแสงอาทิตย์ตรงและกระจาย (Direct and Diffuse radiation)

เครื่องมือทั้งหมดทำงานโดยอัตโนมัติและส่งข้อมูลมายังเครื่องคอมพิวเตอร์แม่ข่าย (Server) ของภาควิชาธรณีวิทยา เพื่อให้ นักวิจัยที่ร่วมโครงการสามารถนำข้อมูลไปใช้ได้ต่อไป

1.3 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

1.3.1 องค์ประกอบทางเคมีและการจำแนกประเภทของละอองลอย

จากการศึกษาองค์ประกอบทางเคมีของละอองลอยโดย Ramanathan และคณะ (2001) ตามโครงการ India Ocean Experiment (INDOEX) บริเวณเอเชียใต้และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ได้แบ่งละอองฝุ่นออกเป็น 2 ชนิดตามขนาด คือ ละอองลอยอนุภาคละเอียด (Fine aerosols) ได้แก่ ละอองลอยที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางน้อยกว่า 1 ไมครอน และละอองลอยอนุภาคหยาบ (Coarse aerosols) ได้แก่ ละอองลอยที่มีขนาดรัศมีประมาณ 3.4 ไมครอน ผลจากการศึกษาองค์ประกอบทางเคมีได้นำเสนอรายละเอียดในตารางที่ 1

ตารางที่ 1-2 เปรียบองค์ประกอบทางเคมีของละอองลอยชนิดอนุภาคหยาบและอนุภาคละเอียด (ตัดแปลงจาก Ramanathan, 2001a)

องค์ประกอบทางเคมีของละอองลอย	อัตราส่วน (%)	
	ละอองลอยอนุภาคละเอียด (Fine mode aerosols)	ละอองลอยอนุภาคหยาบ (Coarse mode aerosols)
ซัลเฟต	32	26
อินทรีย์สาร	26	17
เขม่า	14	11
ฝุ่น	10	12
แอมโมเนีย	8	12
เถ้า	5	7
โพแทสเซียม	2	2
เกลือทะเล	1	11
อื่นๆ	2	2

นอกจากการจำแนกประเภทของละอองลอยตามองค์ประกอบหลักทางเคมีแล้ว ยังสามารถจำแนกได้อีกหลายวิธีตามวัตถุประสงค์ในการศึกษา ได้แก่

- คุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ เช่น Nakajima และคณะ (2003) จำแนกละอองลอยออกเป็น 4 ประเภทด้วยกัน คือ ละอองลอยอนุภาคขนาดเล็กไม่ดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ ละอองลอยอนุภาคขนาดเล็กดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ ละอองลอยอนุภาคขนาดใหญ่ไม่ดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์และ ละอองลอยอนุภาคขนาดใหญ่ดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์

- แหล่งกำเนิด เช่น Heywood และ Boucher (2000) จำแนกละอองลอยออกเป็นละอองลอยแบบปฐมภูมิ (Primary aerosol) ได้แก่ ละอองลอยที่ปลดปล่อยมาจากแหล่งกำเนิดโดยตรง เช่น ฝุ่นดินที่ถูกลมพัดขึ้นมาแขวนลอยในบรรยากาศ และมลพิษทางอากาศที่ปล่อยออกมาจากท่อไอเสียรถยนต์ และละอองลอยแบบทุติยภูมิ (Secondary aerosol) ได้แก่ ละอองลอยที่เกิดขึ้นจากการทำปฏิกิริยาทางเคมีของแก๊สในบรรยากาศ เช่น การทำปฏิกิริยาทางเคมีของสารประกอบซัลเฟอร์จากการเผาไหม้เชื้อเพลิง และไดเมทิลซัลไฟด์ (Dimethylsulfide : DMS) ที่ปล่อยออกมาจากแพลงตอนในทะเล

1.3.2 อิทธิพลของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

ในการศึกษาอิทธิพลของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์นั้นเราจะเน้นไปที่หาคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย ได้แก่

- สัมประสิทธิ์การหายไปของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Extinction coefficient) และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Optical Depth; AOD หรือ τ_a) ซึ่งได้แก่ ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่หายไปในบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยทั้งจากการกระเจิงของแสงและการดูดกลืนแสงรังสีแสงอาทิตย์ โดยค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยคือการนำเอาค่าสัมประสิทธิ์การหายไปของรังสีแสงอาทิตย์ตลอดทั้งความสูงของชั้นบรรยากาศที่มีละอองลอยมารวมกัน

- อัตราส่วนการกระเจิงต่อการหายไปของรังสีแสงอาทิตย์ (Single Scattering Albedo; SSA) SSA เป็นตัวแปรหนึ่งที่นิยมนำมาใช้ในการศึกษาคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยเนื่องจาก SSA สามารถบอกถึงปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ถูกดูดกลืนโดยละอองลอยได้ โดยเฉพาะละอองลอยประเภทที่เกิดจากการเผาไหม้มวลชีวภาพซึ่งสามารถดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ได้มากจนอาจเรียกว่าเป็นละอองลอยประเภทดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ (Absorbing aerosol) มีค่า SSA อยู่ที่ 0.2 ในขณะที่ละอองลอยประเภทที่มีซัลเฟต (sulfate) เป็นองค์ประกอบหลัก มีค่า SSA ประมาณ 1.0

จากการศึกษาของ Ramanathan และคณะ (2001a) พบว่าบริเวณซีกโลกเหนือ (Northern Hemisphere) ค่า SSA ที่ตรวจวัดได้จะมีค่าอยู่ที่ 0.85 ถึง 0.95

- ค่าฟังก์ชันการกระเจิงของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Scattering phase function) หาได้จากการคำนวณ angular distribution of scattered radiation (Kiehl และ Briegleb, 1993) ผลที่ได้จะทำให้ทราบว่ารังสีแสงอาทิตย์มีการกระเจิงโดยละอองลอยในบรรยากาศอย่างไร

- ค่าอังกstrom (Ångstrom exponent) ใช้ในการบอกขนาดของละอองลอยอย่างคร่าวๆ ได้จากการคำนวณเปรียบเทียบอัตราส่วนระหว่างค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยของความยาวคลื่นรังสีแสงอาทิตย์ต่างๆ เทียบกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่มีความยาวคลื่นรังสีแสงอาทิตย์ 500 นาโนเมตร

นอกจากนี้แล้วยังมีการใช้ ค่าอัตราส่วนระหว่างขนาดของอนุภาคละอองฝุ่นต่อปริมาตรของมวลอากาศ (aerosol volume size distribution) ค่าดัชนีการหักเห (Refractive index) ซึ่งรายละเอียดของตัวแปรเหล่านี้จะนำเสนอในบทถัดไป

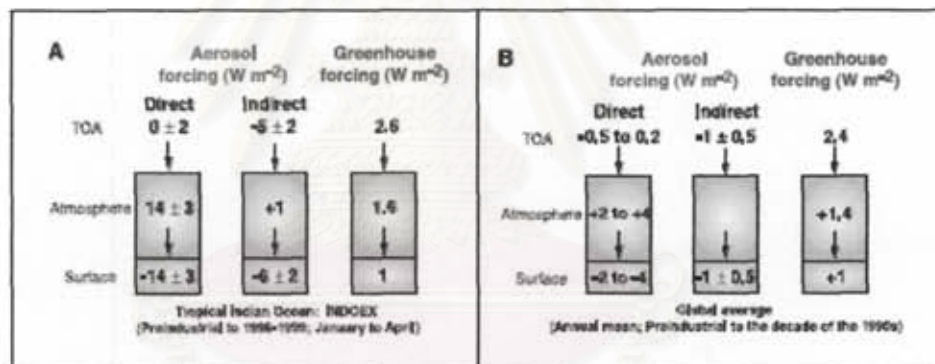
ทั้งนี้ค่าคุณสมบัติต่างๆ ของละอองลอยจะสัมพันธ์กับสภาพทางอุตุนิยมวิทยา ในช่วงเวลานั้นๆ ด้วย (Satheesh et al., 1999) ตัวอย่างเช่น ในบรรยากาศชั้นขอบ (Planetary Boundary Layer, PBL) ละอองลอยสามารถเปลี่ยนขนาดของอนุภาค (Size distribution) และค่าดัชนีการหักเห (Refractive index) ปริมาณความชื้นสัมพันธ์เปลี่ยนไป (Ackermann, 1998) หรือค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย สามารถเปลี่ยนแปลงตามแหล่งกำเนิดและมวลอากาศที่เคลื่อนที่ผ่านเข้ามา (Satheesh et al., 1999) Dobovik และคณะ (2002) ได้ทำการสรุปผลข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดตามโครงการ AERONET จากสถานีตรวจวัดทั่วโลกกว่า 100 สถานี แต่ละสถานีทำการตรวจวัดต่อเนื่องอย่างน้อย 8 ปี โดยจำแนกชนิดของละอองลอยออกเป็น 4 ประเภทตามแหล่งกำเนิด ได้แก่ ละอองลอยที่เกิดจากโรงงานอุตสาหกรรม ละอองลอยที่เกิดจากการเผาไหม้ของมวลชีวภาพ ละอองลอยจากทะเลทรายและละอองลอยจากเกลือทะเล ผลจากการศึกษาพบว่าละอองลอยจากทะเลทรายมีการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ต่ำมากที่ความยาวคลื่นรังสีแสงอาทิตย์มากกว่า 550 นาโนเมตร มีค่า SSA 0.96 – 0.99 ละอองลอยจากการเผาไหม้ที่รวมถึงไฟไหม้ป่าคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยมีความแตกต่างกันตามชนิดของพืช อัตราการเผาไหม้เช่น ผลจากไฟไหม้ป่าที่ป่าอเมซอน ได้ละอองลอยที่มีค่าการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ต่ำโดยมีค่า SSA ที่ประมาณ 0.94 ในขณะที่ละอองลอยจากการเผาไหม้ที่ทุ่งหญ้าซาวันนา (Savanna) มีค่าการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์สูงโดยมีค่า SSA ที่ประมาณ 0.88 เช่นเดียวกับละอองลอยที่ได้จากโรงงานอุตสาหกรรมในเขตเมืองมีการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ต่ำมากค่า SSA ประมาณ 0.98 ในขณะที่ในเขตอุตสาหกรรมหนาแน่น เช่น เมืองเม็กซิโกซิตี ละอองลอยมีการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์สูงมาก SSA เท่ากับ 0.90 ในขณะที่สถานีฮานิมาดู (Hanimadhoo) ประเทศสาธารณรัฐมัลดีฟ (Maldives) ซึ่งเป็นประเทศที่มีพื้นที่ประกอบด้วยหมู่เกาะจำนวนมาก ตั้งอยู่กลางมหาสมุทรอินเดีย ทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ของประเทศอินเดียและศรีลังกา มีค่า SSA เท่ากับ 0.89 แสดงถึงการที่ละอองลอยที่มีค่าการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์สูงที่ถูกพัดพามาจากภาคพื้นทวีป

ในการอธิบายถึงผลกระทบของละอองลอยที่มีผลต่อการเพิ่มขึ้นหรือลดลงของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่โลกได้รับนิยมใช้ ค่าอิทธิพลของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ (Aerosols Radiative Forcing; ARF) โดยเปรียบเทียบความสัมพันธ์เชิงเส้นระหว่างค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกได้รับ ร่วมกับ SSA ซึ่งจะช่วยให้ทราบการเปลี่ยนแปลงของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ และสามารถทำความเข้าใจอิทธิพลของละอองลอยที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศต่อไป (Ramanathan et al., 2001, Nakajima et al., 2003 และ Kim et al., 2004)

ผลการตรวจวัดจากโครงการ ACE-Asia บริเวณเอเชียตะวันออกเฉียง โดยใช้อัตราส่วนระหว่างปริมาณพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ต่อค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Radiative Efficiency; ARE) ให้ผลตรงกันว่าละอองลอยทำให้ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ลดลงประมาณ 286

วัดค่าต่อตารางเมตรต่อค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย $[(W/m^2)/\tau_a]$ เช่นกันกับผลที่ได้จากการตรวจวัดบริเวณประเทศเครือรัฐเปอร์โตริโก (Commonwealth of Puerto Rico) ซึ่งตั้งอยู่กลางมหาสมุทรแอตแลนติกตามโครงการ Puerto Rico Dust Experiment 2000 (PRIDE2000) พบว่าละอองลอยทำให้ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ลดลงประมาณ 176 วัดค่าต่อตารางเมตรต่อค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย

จากการศึกษาของ Ramanathan (2001a) โดยใช้ข้อมูลจากโครงการ INDOEX พบว่าอิทธิพลโดยตรงของละอองลอยทำให้พลังงานรังสีแสงอาทิตย์บริเวณเอเชียใต้ลดลงประมาณ 14 วัดค่าต่อตารางเมตร (W/m^2) อันเป็นผลเนื่องมาจากชั้นละอองลอยที่หนาประมาณ 3 กิโลเมตรถูกพัดพาเข้ามาทำให้เกิดการดูดกลืนพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ของละอองลอยในชั้นบรรยากาศ โดยพบว่าในชั้นละอองลอยประกอบด้วยละอองลอยที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์มากกว่า 75% สำหรับอิทธิพลโดยอ้อมของละอองลอยจากการศึกษาโดยใช้แบบจำลองพบว่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ลดลงประมาณ 5 วัดค่าต่อตารางเมตร สำหรับค่าเฉลี่ยทั่วโลกจากการศึกษาโดยใช้แบบจำลองพบว่าอิทธิพลโดยตรงของละอองลอยจะทำให้พลังงานรังสีแสงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับลดลง 2 – 4 วัดค่าต่อตารางเมตรขึ้นอยู่กับชนิดของละอองลอย (รูปที่ 1-2)

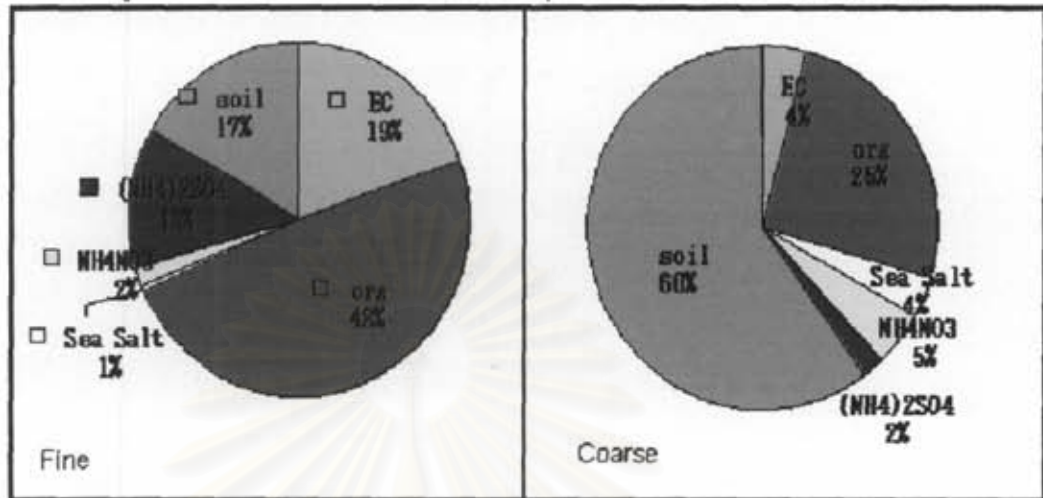


รูปที่ 1-2 อิทธิพลโดยตรงและอ้อมของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่พื้นโลกได้รับ และอิทธิพลของแก๊สเรือนกระจกต่อปริมาณรังสีจากชั้นบรรยากาศที่พื้นผิวโลกได้รับจากโครงการ INDOEX และจากค่าเฉลี่ยทั่วทั้งโลก (Ramanathan, 2001a)

1.3.3 งานวิจัยเกี่ยวกับละอองลอยที่ทำในประเทศไทย

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ และคณะ 2547 ทำการตรวจวัด ณ ณ สถานีตรวจวัดการแผ่รังสีในชั้นบรรยากาศ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย ในช่วง มีนาคม พ.ศ. 2544 - ธันวาคม พ.ศ. 2545 โดยทำการเก็บตัวอย่างละอองลอยเดือนละครั้ง และระหว่างวันที่ 23 เมษายน ถึง 5 มิถุนายน 2546 ทำการเก็บตัวอย่างละอองลอยทุก ๆ 2 วัน ในการวิเคราะห์ที่ได้แบ่งละอองฝุ่นออกเป็น ละอองฝุ่นอนุภาคละเอียดมีเส้นผ่านศูนย์กลางน้อยกว่า 2.5 ไมครอน ละอองลอยอนุภาคหยาบมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางตั้งแต่ 2.5 ถึง 10 ไมครอน และทำการเปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำฝนจากสถานีตรวจอากาศเกษตร อ. ศรีสำโรง

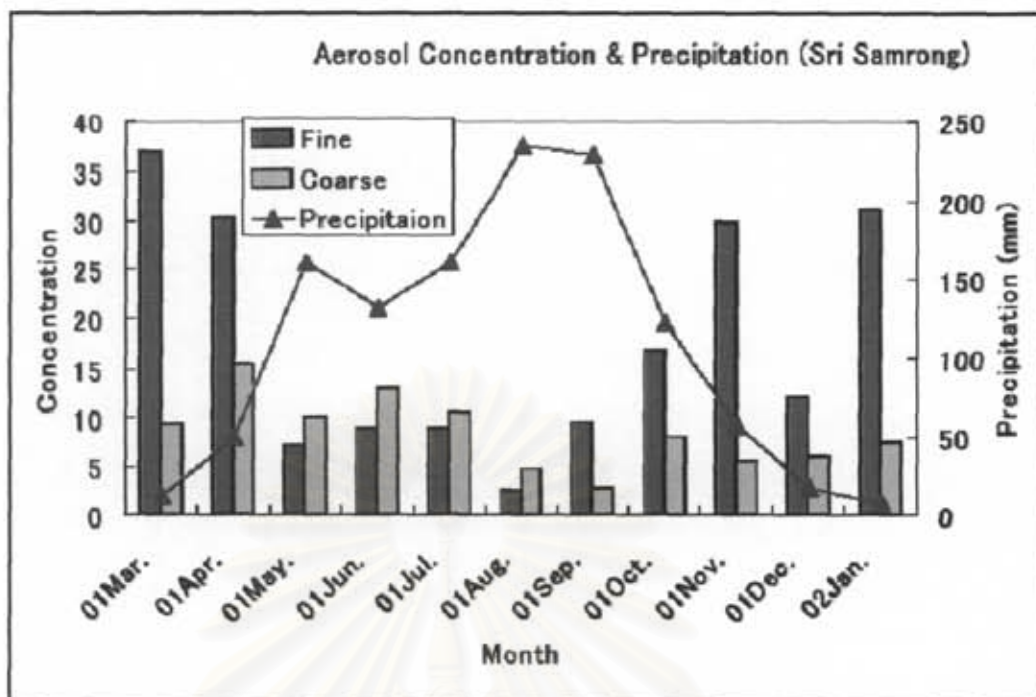
จ.สุโขทัย ในช่วงระยะเวลาที่ทำการศึกษ พบว่าละอองลอยอนุภาคหยาบจะมีปริมาณมากกว่าละอองลอยอนุภาคละเอียดอย่างชัดเจนในช่วงฤดูฝนและลดต่ำลงในฤดูแล้ง ในขณะที่ละอองลอยอนุภาคละเอียดมีปริมาณมากในฤดูแล้งเมื่อเทียบสัดส่วนกับละอองลอยอนุภาคหยาบในช่วงช่วงเวลาเดียวกัน



รูปที่ 1-3 องค์ประกอบทางเคมีของละอองลอยอนุภาคละเอียด (ซ้าย) ละอองลอยอนุภาคหยาบ (ขวา) ในช่วงเดือนมีนาคม 2544 ถึง ธันวาคม 2545 (สมชาย และคณะ, 2547)

จากการวิเคราะห์องค์ประกอบทางเคมีของละอองลอยในระหว่างเดือนมีนาคม 2544 ถึงเดือน ธันวาคม 2545 โดยพิจารณาองค์ประกอบดังต่อไปนี้คือ ฝุ่นดิน, อินทรีย์สาร (organic), เขม่า (EC), เกลือทะเล (sea salt), แอมโมเนียมซัลเฟต ((NH₄)₂SO₄), แอมโมเนียมไนเตรด ((NH₄)NO₃) โดยแบ่งตามขนาดของละอองลอยดังรูปที่ 3 จะเห็นได้ว่าในช่วงเวลาที่ทำการตรวจวัดละอองลอยอนุภาคละเอียด มีสัดส่วนของอินทรีย์สารประมาณ 48% ในขณะที่สัดส่วนของแอมโมเนียมซัลเฟต, ฝุ่นดิน และเขม่า มีสัดส่วนใกล้เคียงกันคือ 13%, 17% และ 19% ตามลำดับ ในขณะที่ละอองลอยอนุภาคหยาบจะมีสัดส่วนของฝุ่นดินสูงที่สุดคือ 60% และรองลงมาคืออินทรีย์สาร 25% นอกจากนั้นมีสัดส่วนเพียงเล็กน้อย

ละอองลอยมีปริมาณไม่มากนักในช่วงฤดูฝน โดยเฉพาะละอองลอยอนุภาคละเอียด ปริมาณละอองลอยเฉลี่ยเท่ากับ 26 ไมโครกรัมต่อลูกบาศก์เมตร (µg/m³) ในละอองลอยอนุภาคหยาบจะมีฝุ่นดินเป็นองค์ประกอบหลักตลอดช่วงที่ทำการศึกษา ปริมาณของอินทรีย์สารเพิ่มขึ้นชัดเจนทั้งอนุภาคละเอียดและอนุภาคหยาบในขณะที่ปริมาณของเขม่าลดลง โดยมีปริมาณแอมโมเนียมไนเตรดเพียงเล็กน้อยเท่านั้น นอกจากนี้ยังพบว่าละอองลอยในพื้นที่ศึกษามีอินทรีย์สารมากกว่าเขม่าตลอดปี ค่าเฉลี่ยของสัดส่วนระหว่างอินทรีย์สารกับเขม่าในละอองลอยอนุภาคละเอียด และละอองลอยอนุภาคหยาบ และปริมาณทั้งหมด เท่ากับ 1.57, 2.48 และ 2.03 ตามลำดับ (รูปที่ 1-3)



รูปที่ 1-4 ปริมาณของละอองลอยในบรรยากาศ โดยแยกตามขนาดของละอองลอยเปรียบเทียบกับปริมาณน้ำฝน

เมื่อเปรียบเทียบกับปริมาณฝนจะเห็นได้ว่าปริมาณของอนุภาคละอองลอยทั้งสองชนิดมีความสัมพันธ์แบบแปรผกผันกับปริมาณน้ำฝน กล่าวคือละอองลอยมีปริมาณลดลงอย่างเห็นได้ชัดในช่วงที่มีปริมาณฝนเพิ่มขึ้น ดังรูปที่ 1-4 จะเห็นได้อย่างชัดเจนในเดือนสิงหาคมถึงกันยายนมีปริมาณของละอองลอยลดลงอย่างชัดเจน ในช่วงที่มีการเก็บตัวอย่างละอองลอยระหว่างปี 2544-2545 พบว่าปริมาณของละอองลอยอนุภาคหยาบอยู่ที่ประมาณ 5-15 ไมโครกรัมต่อลูกบาศก์เมตร และละอองลอยอนุภาคละเอียดอยู่ที่ประมาณ 3-37 ไมโครกรัมต่อลูกบาศก์เมตรแต่ปริมาณของละอองลอยอนุภาคละเอียดมีความผันแปรกับปริมาณฝนที่ตกในพื้นที่อย่างชัดเจน

บริเวณพื้นที่อำเภอศรีสำโรง จังหวัดสุโขทัยมีลักษณะเป็นสิ่งแวดล้อมแบบชนบท กล่าวคือมีการทำเกษตรกรรมอยู่ในพื้นที่ เมื่อพิจารณาสัดส่วนระหว่างองค์ประกอบที่เป็นแบบอินทรีย์และเขม่าพบว่ามีสัดส่วนใกล้เคียงกัน (มีค่าเข้าใกล้ 1) ละอองลอยที่มีองค์ประกอบหลักเป็นเกลือทะเล (sea salt) มีน้อยมากซึ่งสอดคล้องกับลักษณะภูมิประเทศซึ่งห่างไกลจากทะเลพอสมควร นอกจากนี้ยังพบองค์ประกอบที่เกิดจากการเผาไหม้มวลชีวภาพที่เหลือจากการเกษตร (biomass burning) มีปริมาณมากอย่างเห็นได้ชัดในฤดูหนาว และปริมาณละอองลอยมีความสัมพันธ์ในทางตรงกันข้ามกับปริมาณฝน (รูปที่ 1-4) ซึ่งสอดคล้องกับผลการศึกษาของ Kim และคณะ (2004) ได้ทำการวิเคราะห์คุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยบริเวณ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย โดยใช้เครื่อง Sky Radiometer พบว่า ละอองลอยส่วนใหญ่ประกอบด้วยละอองฝุ่นจากการเผาไหม้มวลชีวภาพในช่วงฤดูหนาว มีค่า SSA ประมาณ 8.8 มากกว่าบริเวณทุ่งหญ้าชาวันนาในแอฟริกาเล็กน้อย (SSA = 8.5) แต่สูงกว่าไฟไหม้ป่าบริเวณป่าเมซอน (SSA =

0.93) แต่หลังจากช่วงเดือนมกราคมค่า SSA มีค่าประมาณ 9.1 ซึ่งอาจเป็นผลเนื่องมาจากซากสิ่งมีชีวิตที่ถูกเผาไหม้ต่างกัน

1.4 วัตถุประสงค์ของงานวิจัย

1. ศึกษาคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยและอิทธิพลโดยตรงของละอองลอยต่อพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ที่ส่งมายังพื้นโลกบริเวณประเทศไทย
2. ศึกษาการเปลี่ยนแปลงของละอองลอยในแต่ละฤดูกาล

1.5 ขอบเขตของงานวิจัย

วิเคราะห์ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ (Aerosol Optical Depth) ค่าสัมประสิทธิ์ของอังสตรอม (Angstrom Exponent) และค่าอัตราการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo; SSA) ที่ได้จากเครื่อง Sky Radiometer เปรียบเทียบกับปริมาณรังสีแสงอาทิตย์จากเครื่อง Pyranometer ที่ทำการติดตั้งอยู่ ณ สถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ. พิมาย จ. นครราชสีมา ที่ทำการตรวจวัดระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม 2548 ถึง 30 เมษายน พ.ศ. 2549



สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

บทที่ 2 ระเบียบวิธีวิจัย

จากความร่วมมือของนักวิชาการจากประเทศญี่ปุ่นภายใต้โครงการ GEWEX Asian Monsoon Experiment – Tropics (GAME-Tropics) จึงได้มีการติดตั้งเครื่องมือเพื่อทำการตรวจวัดปริมาณการแผ่รังสีในชั้นบรรยากาศและปัจจัยต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้อง ในบริเวณสถานีวิจัยฟิซโร อ. ศรีสำโรง จ. สุโขทัย ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2540 และเรียกชื่อสถานีว่า สถานีตรวจวัดการแผ่รังสีในชั้นบรรยากาศ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย (Observatory for Atmospheric Radiation Research at Sri Samrong, Sukhothai) ซึ่งข้อมูลที่ได้รับเป็นที่สนใจของคณะนักวิจัยทั้งชาวไทยและชาวต่างชาติเป็นจำนวนมาก ต่อมาได้ย้ายสถานีดังกล่าวไปยังศูนย์วิจัยปฏิบัติการฝนหลวงเฉลิมพระเกียรติ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา ซึ่งมีการติดตั้งเรดาร์ตรวจอากาศ ทำให้ได้ข้อมูลอากาศชั้นบนเพิ่มขึ้นอีกด้วย



รูปที่ 2-1 ที่ตั้งของสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา (A) และสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ (B)

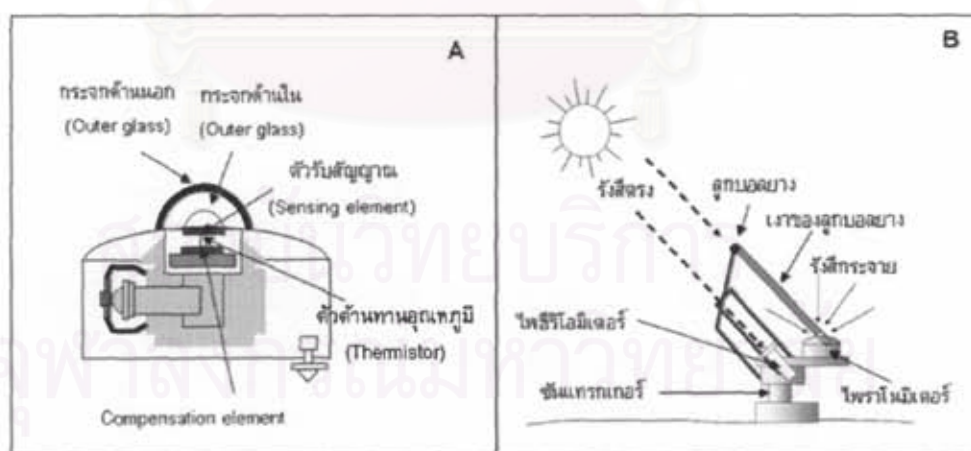
โดยได้มีการย้ายเครื่องมือจาก สถานีตรวจวัดการแผ่รังสีในชั้นบรรยากาศ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย ไปทำการติดตั้งบริเวณ ศูนย์วิจัยปฏิบัติการฝนหลวงเฉลิมพระเกียรติ อ.พิมาย จ. นครราชสีมา ตั้งแต่เดือน มกราคม พ.ศ. 2548 จนถึงปัจจุบัน สถานีที่สร้างขึ้นใหม่นี้เรียกว่า สถานีวิจัยในชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา (The Observatory for Atmospheric Research at Phimai, Nakhon Ratchasima) (รูปที่ 2-1)

โครงการวิจัยการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ จะนำข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดบริเวณสถานีวิจัยในชั้นบรรยากาศแห่งนี้มาใช้เพื่อศึกษาถึงอิทธิพลของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ โดยใช้ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดจากไพราโนมิเตอร์ (Pyranometer), ไพฮีริโอมิเตอร์ (Pyrheliometer) และสกายเรดิโอมิเตอร์ (Sky Radiometer; POM-01) ดังรายละเอียดที่จะนำเสนอต่อไป

2.1 เครื่องมือที่ใช้ในงานวิจัย

2.1.1 ไพราโนมิเตอร์ (Pyranometer) และไพฮีริโอมิเตอร์ (Pyrheliometer)

ไพราโนมิเตอร์เป็นเครื่องมือที่ใช้ในการตรวจวัดปริมาณรังสีแสงอาทิตย์โดยใช้หลักการขยายตัวของโลหะเมื่อได้รับพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ (Thermopile) ทำให้วงจรไฟฟ้าของระบบเชื่อมต่อกันส่งสัญญาณไปยังคอมพิวเตอร์ (รูปที่ 2-2A) ไพราโนมิเตอร์ที่ใช้ในการวิจัยครั้งนี้เป็นไพราโนมิเตอร์ของบริษัท Kipp&Zonen รุ่น CM-31 โดยไพราโนมิเตอร์จะติดตั้งอยู่บนชั้นแทรกเกอร์ (Suntracker) ซึ่งจะเคลื่อนที่ตามการโคจรของดวงอาทิตย์ และมีการติดตั้งลูกบอลเอาไวบนชั้นแทรกเกอร์ ซึ่งทำให้เงาของลูกบอลที่ติดอยู่กับชั้นแทรกเกอร์จะบังรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ (Direct radiation; I_{dir}) ที่จะผ่านเข้ามาที่ไพราโนมิเตอร์พอดี ทำให้ตรวจวัดได้เฉพาะรังสีกระจายจากดวงอาทิตย์ (Diffuse radiation; I_{dif}) (รูปที่ 2-2B) สำหรับไพฮีริโอมิเตอร์จะใช้ในการตรวจวัดรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ ไพราโนมิเตอร์ และ ไพฮีริโอมิเตอร์จะทำการตรวจวัดทุกๆ 10 วินาที



รูปที่ 2-2 การทำงานของไพราโนมิเตอร์ (A) และ ไพราโนมิเตอร์ที่ติดตั้งอยู่กับชั้นแทรกเกอร์ (B)

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

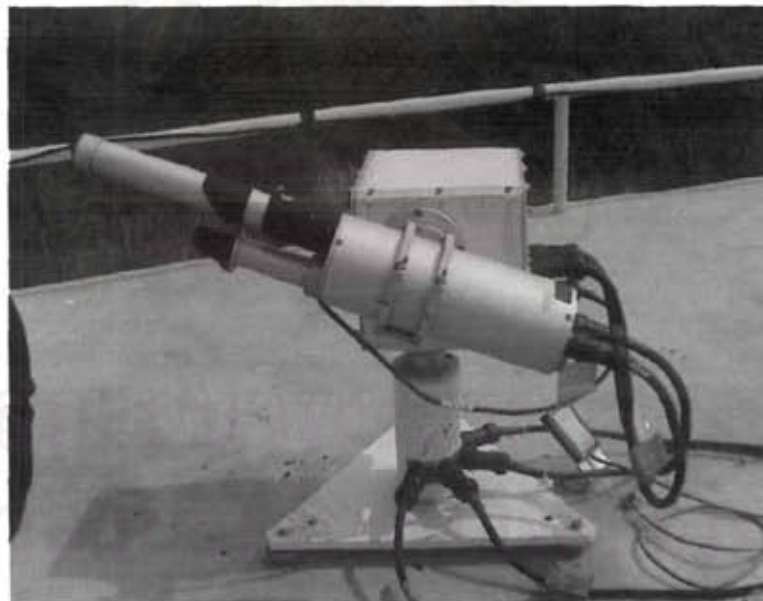
พลังงานรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ (Total radiation; I_T) สามารถคำนวณได้จากผลรวมของรังสีตรงและรังสีกระจายจากดวงอาทิตย์ ดังนี้

$$I_T = I_{dir} \mu_o + I_{dif}$$

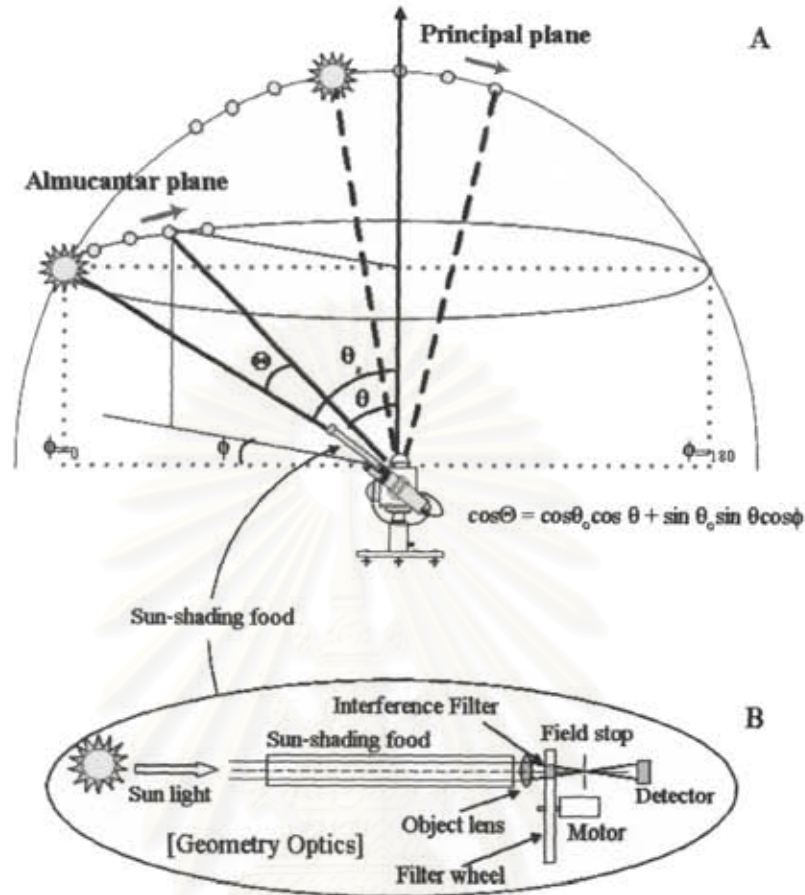
เมื่อ μ_o เป็นค่าโคไซน์ของมุมซันนิต์ (Zenith angle) หรือมุมระหว่างแนวตั้งฉากกับระนาบพื้นผิวโลกและแนวรังสีแสงอาทิตย์

2.1.2 สกายเรดิโอมิเตอร์ (Skyradiometer; POM-01)

สกายเรดิโอมิเตอร์เป็นเครื่องมือที่ออกแบบมาเพื่อใช้ในการตรวจวัดปริมาณรังสีตรงและกระจายจากดวงอาทิตย์ (รูปที่ 2-3) มีส่วนประกอบ 4 ส่วน ได้แก่ กล้องโทรทรรศน์ (Telescope), ชันแทรกเกอร์ (Suntracker), กล่องควบคุมการทำงาน (Control box) และคอมพิวเตอร์ที่ใช้ในการประมวลผล โดยทำงาน 2 แบบ คือ การเคลื่อนที่ตั้งฉากกับพื้นระนาบตามการโคจรของดวงอาทิตย์ (Principle plane scan) เพื่อตรวจวัดปริมาณรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ และการเคลื่อนที่รูปโคจรรอบดวงอาทิตย์ (Almucantar plane scan) เพื่อตรวจวัดปริมาณรังสีกระจายจากดวงอาทิตย์ (รูปที่ 2-4)



รูปที่ 2-3 สกายเรดิโอมิเตอร์



รูปที่ 2-4 การตรวจวัดคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์โดยสกายเรดิโอมิเตอร์ จะทำการตรวจวัดปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงโดยการเคลื่อนที่ตามดวงอาทิตย์ (Particular plane scan) และการตรวจวัดปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กระจายโดยการเคลื่อนที่รอบดวงอาทิตย์ (Almucantar plane scan) โดยเครื่องจะทำการคำนวณค่าโคไซน์ของมุมเหนือศีรษะ (cosine of zenith angle) เอง (A) รังสีแสงอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามาในกล้องโทรทัศนจะผ่านเข้ามาในฟิลเตอร์ซึ่งต่อกับมอเตอร์ เพื่อแยกช่วงความยาวคลื่นที่สนใจจะนำมาศึกษา (B)

รังสีแสงอาทิตย์ที่ตรวจวัดได้จะผ่านเข้ามาในลำกล้องของสกายเรดิโอมิเตอร์ซึ่งติดตั้งฟิลเตอร์ (Filters) อยู่ภายใน ซึ่งจะทำการแยกช่วงความยาวคลื่นที่จะนำมาใช้ในการประมวลผลหาคคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยโดยใช้ชุดโปรแกรมสกายแรดแพ็ค รุ่น 4.2 (Skyrad.pack V4.2) ซึ่งนำเสนอรายละเอียดในภาคผนวก ก.

ช่วงความยาวคลื่นที่ใช้ในการตรวจวัดได้แก่ 315 นาโนเมตร ใช้ตรวจวัดโอโซน, 400, 500, 675, 778, 870, และ 940 นาโนเมตร ใช้ในการตรวจวัดละอองฝุ่น, และ 1020 นาโนเมตร สำหรับหยาดน้ำฟ้า (รูปที่ 2-3C) สกายเรดิโอมิเตอร์จะทำการการตรวจวัดทุกๆ 10 – 15 นาที

2.2 การวิเคราะห์คุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย (Aerosol Optical Properties)

ดังได้กล่าวในบทที่ 1 ผลกระทบของละอองลอยต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศเป็นผลเนื่องมาจากละอองลอยทำให้สมดุลพลังงานรังสีที่พื้นผิวโลกได้รับเปลี่ยนแปลงไป โดยสามารถแบ่งอิทธิพลของละอองลอยออกได้เป็น 3 ด้าน ได้แก่ การกระเจิงและดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์และรังสีคลื่นยาวจากชั้นบรรยากาศและจากพื้นโลก เป็นแกนกลางการควบแน่นของไอน้ำในบรรยากาศ และทำให้เกิดชั้นบรรยากาศที่มีเสถียรภาพทำให้อนุภาคของอากาศไม่สามารถยกตัวได้

ในการวิจัยครั้งนี้จึงมุ่งเน้นที่จะทำการวิเคราะห์สมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย (Aerosol Optical Properties) ซึ่งส่งผลกระทบต่อสมดุลพลังงานรังสีที่พื้นผิวโลกได้รับ ได้แก่ ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Optical Depth; AOD), ค่าคงที่ของอังสตรอม (Ångstrom Exponent; σ), และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo; SSA)

2.2.1 ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Optical Depth; AOD)

ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยหมายถึง ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่หายไป (Attenuation) ในบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย อันเป็นผลมาจากการกระเจิงและการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ของละอองลอย

ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยสามารถหาได้จากสมการของ Beer-Lambert-Bouguer law ตามสมการที่ (1) ดังนี้

$$I = I_0 \text{EXP}(-\tau_{a,\lambda} m) \quad (1)$$

เมื่อ I และ I_0 คือปริมาณรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัด [วัตต์ต่อตารางเมตร] และปริมาณรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ก่อนที่จะหายไปเนื่องจากละอองลอย [วัตต์ต่อตารางเมตร] m เป็นค่ามวลของบรรยากาศและ $\tau_{a,\lambda}$ คือค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ความยาวคลื่นต่างๆ

2.2.2 ค่าคงที่ของอังสตรอม (Ångstrom Exponent; α)

ค่าคงที่ของอังสตรอมเป็นค่าคงที่ที่ได้จากการเปรียบเทียบค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ความยาวคลื่นหนึ่งๆ เทียบกับความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร ดังสมการที่ (2)

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

$$\alpha = \frac{\ln\left(\frac{\tau_{a,500}}{\tau_{a,\lambda_x}}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_x}{\lambda_{500}}\right)} \quad (2)$$

เมื่อ λ_x และ τ_{a,λ_x} คือความยาวคลื่นและค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ความยาวคลื่นใดๆ

เนื่องจากละอองลอยที่มีขนาดต่างกันจะมีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ความยาวคลื่นหนึ่งๆ ต่างกัน ดังนั้นค่าคงที่ของอัสโตรอมจึงสามารถนำมาใช้ในการบอกขนาดของละอองลอยได้ โดยละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคหยาบ (Coarse mode aerosol) จะมีค่าคงที่ของอัสโตรอมน้อยและละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคละเอียด (Fine mode aerosol) จะมีค่าคงที่ของอัสโตรอมมาก โดยทั่วไปถ้าค่าคงที่ของอัสโตรอมน้อยกว่า 0.8 จะเรียกว่าเป็นละอองลอยอนุภาคหยาบ และถ้าค่าคงที่ของอัสโตรอมมากกว่า 1.25 จะเรียกว่าเป็นละอองลอยอนุภาคละเอียด (Eck และคณะ, 1999)

2.2.3 ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo; SSA)

ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยเป็นการเปรียบเทียบปริมาณรังสีกระจายจากดวงอาทิตย์ต่อค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย ดังสมการที่ (3)

$$SSA = \frac{\sigma_{scat}}{\tau_{a,\lambda}} = \frac{\sigma_{scat}}{(\sigma_{scat} + \sigma_{abs})} \quad (3)$$

เมื่อ σ_{scat} เป็นสัมประสิทธิ์รังสีกระจายจากดวงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย

σ_{abs} เป็นสัมประสิทธิ์รังสีแสงอาทิตย์ที่ถูกดูดกลืนโดยละอองลอย

2.3 การหาช่วงเวลาท้องฟ้าโปร่ง (Clear Sky Identification)

เนื่องจากข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์มีเป็นจำนวนมาก และเพื่อเป็นการกำจัดข้อมูลจากการสะท้อน (Reflection) และการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากเมฆ ออกจากชุดข้อมูลที่จะนำมาทำการวิเคราะห์ จึงนำวิธีการของ Long และคณะ (2000) มาใช้ในการหาช่วงเวลาท้องฟ้าโปร่งจากข้อมูลไพราโนมิเตอร์ โดยแบ่งออกเป็น 4 ขั้นตอน ดังนี้

2.3.1 กำจัดอิทธิพลเนื่องจากการสะท้อนรังสีแสงอาทิตย์ของเมฆ (Normalized of total shortwave radiation test)

การกำจัดอิทธิพลเนื่องจากการสะท้อนรังสีแสงอาทิตย์ของเมฆทำได้โดยหาค่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์เมื่อตั้งฉากกับพื้นผิวโลก (Normalized of total shortwave radiation; F_n) โดยตั้งสมมุติฐานว่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์เมื่อตั้งฉากกับพื้นผิวโลกจะมีค่าเปลี่ยนแปลงอยู่ในช่วงจำกัด ค่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์เมื่อตั้งฉากกับพื้นผิวโลกหาได้จากสมการที่ (4)

$$F_n = \frac{F_{\downarrow}}{\mu_o} \quad (4)$$

เมื่อ F_{\downarrow} เป็นปริมาณรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัด μ_o คือ โคไซน์ของมุมซินิทในช่วงเวลาต่างๆ b เป็นค่าคงที่ในที่นี้จะใช้ 1.4 ซึ่งได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดตลอดช่วงระยะเวลา (พฤษภาคม 2548 – เมษายน 2549) ในการวิจัย

หลังจากนั้นหาค่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์เมื่อตั้งฉากกับพื้นผิวโลกมากที่สุดและน้อยที่สุดจากค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation)

2.3.2 ประเมินค่ารังสีกระจายจากดวงอาทิตย์มากที่สุด (Maximum diffuse shortwave test)

การประมาณค่ากระจายจากดวงอาทิตย์มากที่สุดเพื่อจำกัดค่ารังสีกระจายจากดวงอาทิตย์ในช่วงท้องฟ้าโปร่ง ดังสมการที่ (5)

$$D_{lim} = D_{max} \mu_o^{0.5} \quad (5)$$

เมื่อ D_{max} เป็นค่ารังสีแสงอาทิตย์กระจายมากที่สุด โดยในที่นี้ใช้ค่า $D_{max} = 280$ วัตต์ต่อตารางเมตร ซึ่งได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลรังสีกระจายจากดวงอาทิตย์ตลอดช่วงระยะเวลาที่ทำการวิจัย

2.3.3 กำจัดค่าความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากเครื่องไพราโนมิเตอร์

การกำจัดค่าความคลาดเคลื่อนอันเนื่องมาจากไพราโนมิเตอร์ได้จากการเปรียบเทียบปริมาณรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัด กับปริมาณรังสีรวมจากดวงอาทิตย์บริเวณบรรยากาศชั้นบน (Top of atmosphere)

ปริมาณรังสีรวมจากดวงอาทิตย์บริเวณบรรยากาศชั้นบนคำนวณ (F_{Tr}) จากผลคูณระหว่างค่าคงที่รังสีแสงอาทิตย์ (1,365 วัตต์ต่อตารางเมตร) และค่าโคไซน์ของมุมซินิทในช่วงเวลาต่างๆ ดังนี้

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

$$F_{\downarrow r} = S_o \mu_o$$

และหาช่วงความน่าเชื่อถือของเครื่องไพราโนมิเตอร์จากค่ามากที่สุด (MAX) และน้อยที่สุด (MIN) จากสมการ (6) และ (7) ตามลำดับ

$$MAX = \left| \frac{\Delta F_{\downarrow r}}{\Delta t} \right| + C \mu_o \quad (6)$$

$$MAX = \left| \frac{\Delta F_{\downarrow r}}{\Delta t} \right| - \left[\frac{R_i (\mu_o^{noon} + 0.1)}{\mu_o} \right] \quad (7)$$

เมื่อ R_i และ C คือ การเปลี่ยนแปลงของปริมาณรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ต่อหน้าที่และการเปลี่ยนแปลงของปริมาณรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ในช่วงท้องฟ้าโปร่ง สำหรับไพราโนมิเตอร์รุ่น CM-31 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ต่อหน้าที่ในช่วงท้องฟ้าโปร่งมีค่าเท่ากับ 2 วัตต์ต่อตารางเมตร และการเปลี่ยนแปลงของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ในช่วงท้องฟ้าโปร่งมีค่าเท่ากับ 2.33 วัตต์ต่อตารางเมตรตามลำดับ

และ μ_o^{noon} เป็นค่าโคไซน์ของมุมซันิทของดวงอาทิตย์ ณ เวลาเที่ยงวัน

2.3.4 กำจัดค่าที่ได้จากการกระเจิงของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากเมฆชั้นสูง (Normalized diffuse ratio test)

การกำจัดค่าที่ได้จากการกระเจิงของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากเมฆชั้นสูง ใช้อัตราส่วนระหว่างปริมาณรังสีกระจายต่อปริมาณรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ดังกล่าวกับพื้นผิวโลก (Normalized diffuse ratio; D_n) ดังสมการที่ (8)

$$D_n = \frac{D_{\downarrow}}{\mu_o} \quad (8)$$

เมื่อ b เป็นค่าคงที่มีค่าเท่ากับ 0.5 และ D_{\downarrow} เป็นค่าอัตราส่วนระหว่างปริมาณรังสีกระจายต่อรังสีรวมจากดวงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัด

2.4 การประมาณค่าอิทธิพลของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ (Aerosols Radiative Flux)

เป็นการเปรียบเทียบปริมาณพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกได้รับ ในกรณีที่มีละอองลอยแขวนลอยอยู่ในชั้นบรรยากาศ (F_a) และกรณีที่ไม่มียะลองลอยแขวนลอยอยู่ในชั้นบรรยากาศชั้นบนสุด (F_{TOA}) ดังสมการที่ (9)

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

$$\Delta_a F = F_a - F_{TOA} \quad (9)$$

ข้อมูลปริมาณรวมจากดวงอาทิตย์ที่ได้จากไพราโนมิเตอร์และไพริโอมิเตอร์ในแนวตั้งฉากกับพื้นผิวโลกจะนำมาใช้เปรียบเทียบกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ได้จากการตรวจวัดโดยสกายเรดิโอมิเตอร์โดยใช้ความสัมพันธ์เชิงเส้นตรง (Least square method) เพื่อประมาณค่าอิทธิพลของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ โดยเลือกใช้ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร ซึ่งเป็นช่วงความยาวคลื่นรังสีแสงอาทิตย์ที่มีความเข้มมากที่สุด ดังสมการที่ (10)

$$\Delta_a F = \beta \Delta \tau_{500} \quad (10)$$



สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

บทที่ 3 ผลและวิจารณ์งานวิจัย

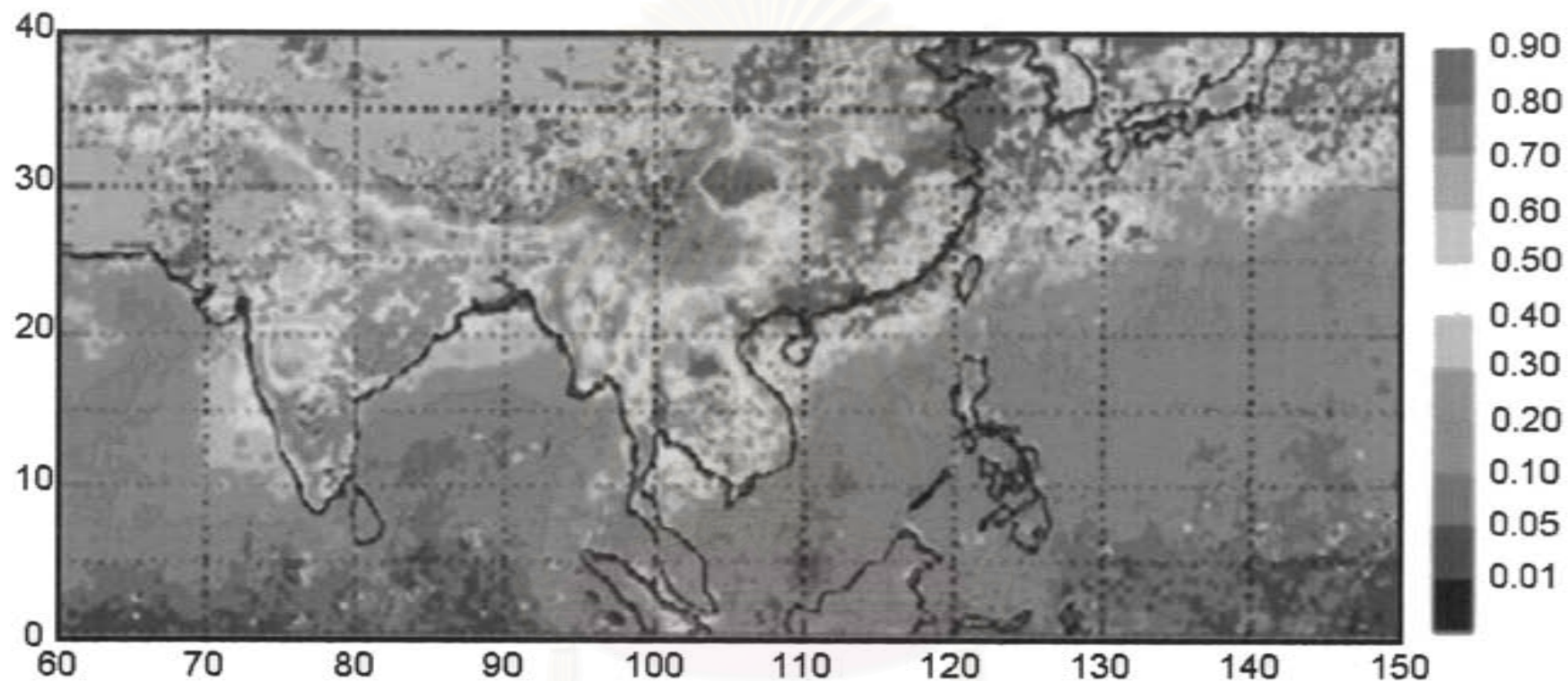
ในรายงานวิจัยฉบับนี้นำเสนอผลที่ได้รับจากการตรวจวัดสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย และปริมาณรังสีแสงอาทิตย์โดยแบ่งออกเป็น 2 หัวข้อ ได้แก่ สมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย (Aerosol optical properties) ซึ่งได้จากการตรวจวัดโดยใช้สกายเรดิโอมิเตอร์ (Sky Radiometer) และ การศึกษาเปรียบเทียบระหว่างค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol optical depth; AOD) กับปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยใช้ไพราโนมิเตอร์ (Pyranometer) เพื่อหาอิทธิพลโดยตรงของละอองลอย

3.1 สมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย (Aerosol optical properties)

ในการวิจัยครั้งนี้เครื่องมือที่ใช้ในการตรวจวัดละอองลอยคือสกายเรดิโอมิเตอร์ (รายละเอียดใน บทที่ 2) ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดโดยสกายเรดิโอมิเตอร์จะถูกนำมาประมวลผลโดยชุดโปรแกรมสกาย แลคแพค (skyrad.pack) (รายละเอียดในภาคผนวก ก) สมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยที่ได้รับจาก การประมวลผลโดยชุดโปรแกรมสกายแลคแพคประกอบด้วย ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอัน เนื่องมาจากละอองลอย ค่าคงที่ของอังสตรอม (Ångstrom Exponent; α) ค่าการกระเจิงกลับของรังสี แสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo; SSA) และการกระจายตัวของรัศมี ของละอองลอยต่อปริมาตรของบรรยากาศ (Aerosol volume size distribution) ละอองลอยที่มี องค์ประกอบทางเคมีต่างกันจะทำให้ละอองลอยมีสมบัติทางทัศนศาสตร์ต่างกัน เช่น ละอองลอยประเภท เขม่า (Soot) ซึ่งเป็นละอองลอยที่มีแหล่งกำเนิดมาจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงธรรมชาติและมวลชีวภาพ (Biomass burning) เช่น การเผาเพื่อการเตรียมพื้นที่สำหรับการเพาะปลูกหรือไฟไหม้ป่า เป็นต้น ละอองลอยประเภทนี้จะทำให้สมบัติในการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ (Absorbing aerosol) ก่อนที่จะปล่อย รังสีคลื่นยาวลงมาสู่พื้นโลกซึ่งคล้ายกันกับกระบวนการที่กระทำโดยแก๊สเรือนกระจก (Greenhouse gas) ละอองลอยประเภทนี้อาจจะเป็นปัจจัยสำคัญรองจากแก๊สคาร์บอนไดออกไซด์ที่ทำให้เกิดปรากฏการณ์ สภาวะโลกร้อน (Jacobson, 2001) นอกจากนี้แล้วชั้นละอองลอยที่ดูดกลืนพลังงานความร้อนจากรังสี แสงอาทิตย์ไว้ยังทำให้เกิดชั้นบรรยากาศที่มีเสถียรภาพสูงซึ่งส่งผลกระทบต่อกระบวนการยกตัวของมวล อากาศ การเกิดเมฆและฝน คามลำดับ ซึ่งเรียกว่าอิทธิพลแบบกึ่งตรงของละอองลอย (Chuang et al., 2003)

ในหัวข้อนี้จะนำเสนอสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยโดยใช้ค่าเฉลี่ยรายวันเพื่อศึกษาถึง การเปลี่ยนแปลงชนิดของละอองลอยในแต่ละฤดูกาลตลอดช่วงที่ทำการศึกษ อันเป็นผลเนื่องมาจาก ประเทศไทยตั้งอยู่ในเขตเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และอยู่ระหว่างประเทศจีนและอินเดียซึ่งเป็น แหล่งกำเนิดของละอองลอยจากกิจกรรมในชีวิตประจำวันของมนุษย์แหล่งใหญ่ของโลก (รูปที่ 3-1) ทำให้ ประเทศไทยได้รับผลกระทบโดยตรงจากละอองลอยที่ถูกพัดพาเข้ามาอันเนื่องมาจากอิทธิพลของลม มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและตะวันตกเฉียงใต้

MODIS AOD, APR 2002



23

รูปที่ 3-1 ค่าเฉลี่ยรายเดือนของค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยจากการตรวจวัดโดยเครื่องมือ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) ซึ่งติดตั้งอยู่บนดาวเทียม Terra (ดัดแปลงจาก: Rammanathan, 2007)

นอกจากนี้ได้ทำการเปรียบเทียบสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย ได้แก่ ค่าคงที่ของอัตรารวมกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยและค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย เพื่อศึกษาว่าชนิดของละอองลอยที่มีผลกระทบต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ในบริเวณพื้นที่ศึกษามากที่สุด

3.1.1 ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Optical Depth; AOD)

ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยหมายถึงดัชนีที่ละอองลอยในบรรยากาศส่งผลต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ลดลงเนื่องมาจากกระบวนการกระเจิง (scattering) และการดูดกลืน (absorption) รังสีแสงอาทิตย์ตลอดชั้นละอองลอยที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศโดยทั่วไปจะมีค่าลดลงเมื่อความยาวคลื่นเพิ่มขึ้นโดยมีค่าการเปลี่ยนแปลงค่อนข้างกว้างขึ้นอยู่กับสภาวะในบรรยากาศขณะนั้น โดยปกติจะมีค่าอยู่ระหว่าง 0.02 – 0.2 ในช่วงความยาวของคลื่นแสงที่ตาสามารถมองเห็น (<http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?p=1&query=Aerosol+Optical+Depth>; วันที่ 9 ตุลาคม พ.ศ. 2551 เวลา 14:00 น.) หากค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศน้อยกว่า 0.2 จะแสดงถึงบรรยากาศในขณะนั้นมีปริมาณฝุ่นละอองฝุ่นละอองไม่มากนักส่งผลในทัศนวิสัยดี ในการวิจัยครั้งนี้จะพิจารณาค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ความยาวคลื่น 400 และ 870 นาโนเมตร ซึ่งเป็นความยาวคลื่นที่ไม่เกิดอันตรกิริยา (interaction) กับแก๊สองค์ประกอบหลักในบรรยากาศ และ 500 นาโนเมตร ซึ่งเป็นช่วงความยาวคลื่นที่รังสีแสงอาทิตย์ส่งออกมามากที่สุด

จากข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดพบว่าค่าเฉลี่ยตลอดทั้งปีของค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร คือ 0.91 ± 0.42 , 0.68 ± 0.34 และ 0.37 ± 0.26 ตามลำดับ

ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยโดยเฉลี่ยในช่วงฤดูฝน (กลางเดือนพฤษภาคม-กลางเดือนตุลาคม) คือ 1.01 ± 0.46 , 0.81 ± 0.42 และ 0.51 ± 0.38 (รูปที่ 3-2) ซึ่งมีค่าค่อนข้างสูงเมื่อเทียบกับค่าเฉลี่ยจากการตรวจวัดตลอดช่วงที่ทำการศึกษาและการตรวจวัดในกรณีท้องฟ้าโปร่งซึ่งมีค่าโดยเฉลี่ยประมาณ 0.25 (Eck, 2005) แสดงถึงชั้นละอองลอยที่มีความหนาแน่นสูงแขวนลอยอยู่ในบรรยากาศในช่วงฤดูฝนหรืออาจเป็นผลมาจากละอองลอยที่มีองค์ประกอบทางเคมีที่ทำอันตรกิริยากับรังสีแสงอาทิตย์สูง สำหรับผลที่ได้จากการตรวจวัดในช่วงฤดูหนาว (กลางเดือนพฤศจิกายน-กลางเดือนกุมภาพันธ์) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศมีค่าต่ำที่สุดโดยมีค่า 0.87 ± 0.28 , 0.64 ± 0.22 และ 0.32 ± 0.15 และฤดูร้อนมีค่า 0.90 ± 0.44 , 0.68 ± 0.35 และ 0.37 ± 0.27 ตามลำดับ (รูปที่ 3-2)

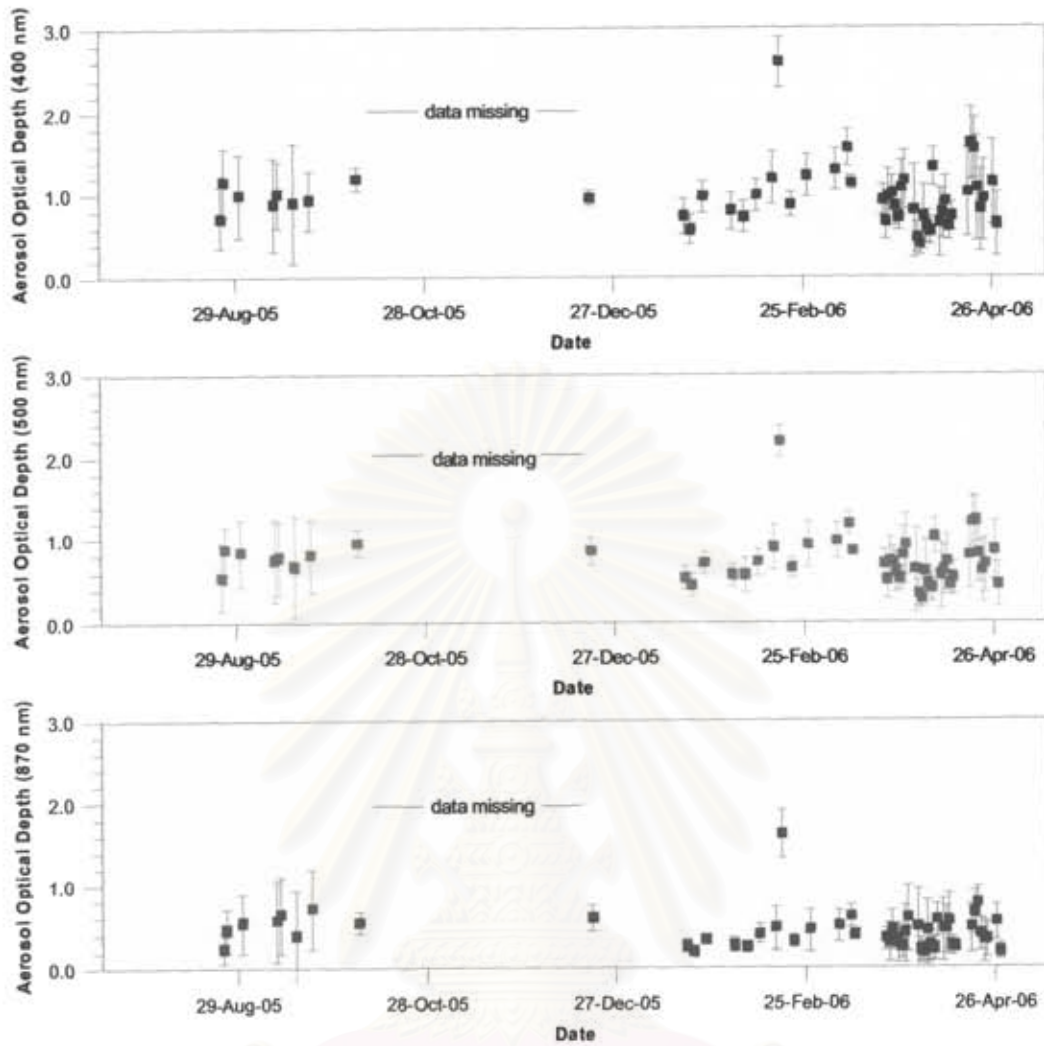
ผลที่ได้จากการตรวจวัดในงานวิจัยครั้งนี้มีความแตกต่างจากผลการศึกษาอื่นที่ทำในบริเวณประเทศไทย ได้แก่ สมชายและคณะ (2547) ซึ่งได้ทำการศึกษาปริมาณและองค์ประกอบทางเคมีของละอองลอยบริเวณ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย พบว่าความหนาแน่นของละอองลอยแปรผันผกผันกับปริมาณน้ำฝน ซึ่งคาดว่าความหนาแน่นของละอองลอยที่ลดลงนี้เป็นผลเนื่องมาจากการที่ละอองลอยกลายเป็นแกนกลางการกลั่นตัว (condensation nuclei) ของหยดน้ำซึ่งจะรวมตัวกันกลายเป็นเม็ดเมฆ (cloud

condensation nuclei) ในขณะเดียวกันละอองลอยที่เหลือได้ถูกชะลงมาพร้อมกับการเกิดฝนตกในที่สุดทำให้มีความหนาแน่นของละอองลอยมีค่าน้อยในช่วงฤดูฝน ซึ่งผลการศึกษาของสมชายและคณะ (2547) สอดคล้องกับผลการศึกษาของ Kim (2004) ที่ทำการศึกษาในบริเวณเดียวกัน โดยรายงานว่าค่าความชุ่มชื้นของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยลดลงในช่วงฤดูฝนประมาณกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคมและมีค่าน้อยกว่าช่วงฤดูแล้ง โดยพบว่าในช่วงฤดูแล้งเป็นช่วงที่มีค่าความชุ่มชื้นของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยสูงสุด อันเป็นผลเนื่องมาจากการเผาไหม้ของมวลชีวภาพเพื่อเตรียมพื้นที่สำหรับการเพาะปลูกและไฟไหม้ป่า

จากรูปที่ 3-2 จะพบว่าค่าความชุ่มชื้นของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยมีค่าสูงระหว่างเดือนสิงหาคม-ธันวาคม พ.ศ. 2548 ก่อนที่จะมีค่าลดลงในช่วงเดือนมกราคม พ.ศ. 2549 และมีค่าค่อยๆ สูงขึ้นในช่วงเดือนกุมภาพันธ์ โดยจะมีค่าสูงที่สุดในวันที่ 17 กุมภาพันธ์ 2549 ซึ่งจากข้อมูลแบบจำลองการเคลื่อนที่ของมวลอากาศแบบย้อนกลับ (Backward Trajectories) ของ National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) พบว่าลมชั้นบนที่ระดับความสูง 2,500 และ 1,500 เมตร เคลื่อนที่มาจากตอนใต้ของประเทศจีน และลมชั้นล่างที่ระดับความสูง 500 เมตร พัดมาจากบริเวณประเทศมองโกเลีย ก่อนที่จะเคลื่อนที่ผ่านทะเลจีนใต้เข้าสู่ประเทศไทยทางอ่าวไทย ค่าความชุ่มชื้นของบรรยากาศมีค่าประมาณ 2.61 ± 0.29 , 2.19 ± 0.19 และ 1.62 ± 0.29 ตามลำดับ (รูปที่ 3-3) หลังจากวันที่ 11 มีนาคม 2549 ค่าความชุ่มชื้นของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยมีแนวโน้มลดลงแต่มีค่าความแปรปรวนมาก รายละเอียดสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยและแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของอนุภาคอากาศ นำเสนอในภาคผนวก ข

สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

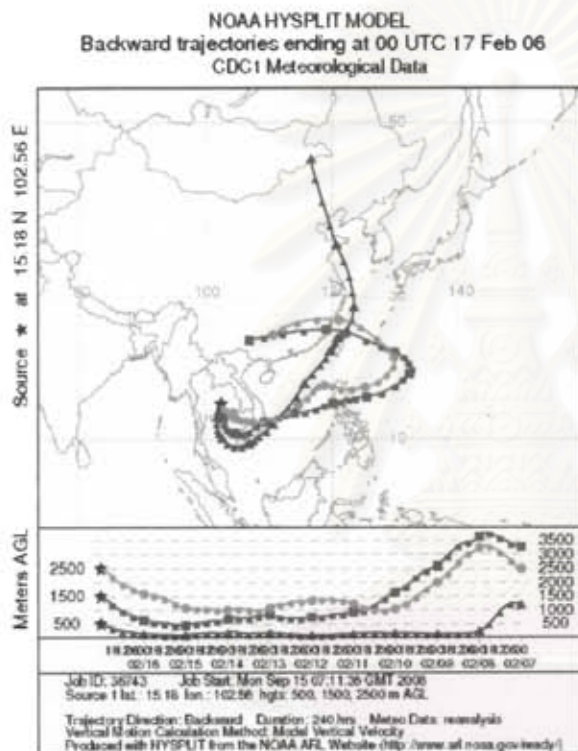


รูปที่ 3-2 ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Optical Depth) ในช่วงความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร ระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม พ.ศ. 2548 ถึงวันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549

สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



a)



b)

รูปที่ 3-3 ค่าความขุ่นมัวของ
บรรยากาศอันเนื่องมาจากละออง
ลอยในช่วงความยาวคลื่น 400, 500
และ 870 นาโนเมตร a) และ
แบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่
ของมวลอากาศ (Backward
Trajectories) ของ National
Oceanic and Atmospheric
Administration (NOAA) ที่ระดับ
ความสูง 500, 1500 และ 2500
เมตร b) (ที่มา [http://www.ready.n
oaa.gov/hysplitarc-bin/traj1arc.pl](http://www.ready.n
oaa.gov/hysplitarc-bin/traj1arc.pl)
วันที่ 6 ตุลาคม พ.ศ. 2551 เวลา
14:00 น.)

3.1.2 ค่าคงที่ของอังสตรอม (Ångstrom Exponent; α)

ค่าคงที่ของอังสตรอม (α) เป็นดัชนีที่ใช้บอกขนาดของละอองลอย (Ångstrom, 1929) หากค่า α น้อยกว่าหรือเท่ากับหนึ่ง แสดงถึงการกระจายตัวของละอองลอยซึ่งส่วนใหญ่เป็นอนุภาคหยาบ (coarse mode) มีรัศมีมากกว่าหรือเท่ากับ 0.5 ไมโครเมตร ซึ่งโดยทั่วไปจะเป็นฝุ่นทรายหรืออนุภาคของเกลือในทะเล หากค่า α มากกว่าหรือเท่ากับสอง มักจะมีการกระจายตัวของอนุภาคละเอียด (fine mode) เป็นส่วนใหญ่ โดยมีรัศมีน้อยกว่าหรือเท่ากับ 0.5 ไมโครเมตรซึ่งจะเป็นอนุภาคที่เกิดจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงในชุมชนเมืองหรือการเผาไหม้ทางการเกษตร (Eck, 1999) การเปรียบเทียบค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยในช่วงความยาวคลื่นต่าง ๆ ค่าคงที่ของอังสตรอมใช้ในการพิจารณาขนาดของละอองลอย โดยในการศึกษาค้างนี้กำหนดให้ถ้าค่าคงที่ของอังสตรอมมีค่ามากกว่า

1.25 ละอองลอยที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศมีขนาดอนุภาคละเอียด แต่ถ้ามีค่าน้อยกว่า 0.80 ละอองลอยที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศมีขนาดอนุภาคหยาบ ค่าคงที่ของอังสตรอมเฉลี่ยรายวันตลอดช่วงที่ทำการศึกษา มีค่า 1.13 ± 0.39 แสดงถึงละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคค่อนข้างละเอียด โดยในช่วงฤดูฝนมีค่าคงที่ของอังสตรอมน้อยที่สุดรองลงมาคือฤดูหนาวและมีค่ามากที่สุดในช่วงฤดูร้อน 0.92 ± 0.44 , 1.10 ± 0.24 และ 1.14 ± 0.40 ในช่วงคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร ตามลำดับ (รูปที่ 3-4) แสดงถึงขนาดของละอองลอยมีขนาดลดลงจากฤดูฝนถึงฤดูร้อนตามลำดับ

ผลที่ได้จากการตรวจวัดสอดคล้องกับผลการศึกษาของ Takeuchi (2003) สมชายและคณะ (2547) และ Kim (2004) ซึ่งทำการศึกษาบริเวณ อ.ศรีสำโรง จ. สุโขทัย โดยอธิบายว่าการที่ละอองลอยมีอนุภาคหยาบอาจเนื่องมาจากการพายุทรายจากบริเวณทะเลทรายจากอินเดียโดยลมชั้นบนและลดลงในช่วงฤดูฝนเป็นผลมาจากการฟุ้งกระจายของละอองลอยในบริเวณที่ทำการศึกษา และค่าคงที่ของอังสตรอมมีค่าเพิ่มขึ้นในช่วงเดือนมกราคมถึงมีนาคมแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงชนิดของละอองลอยในฤดูแล้ง



รูปที่ 3-4 ค่าคงที่ของอังสตรอม (Ångstrom Exponent) ระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม พ.ศ. 2548 ถึงวันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549

3.1.3 ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo; SSA)

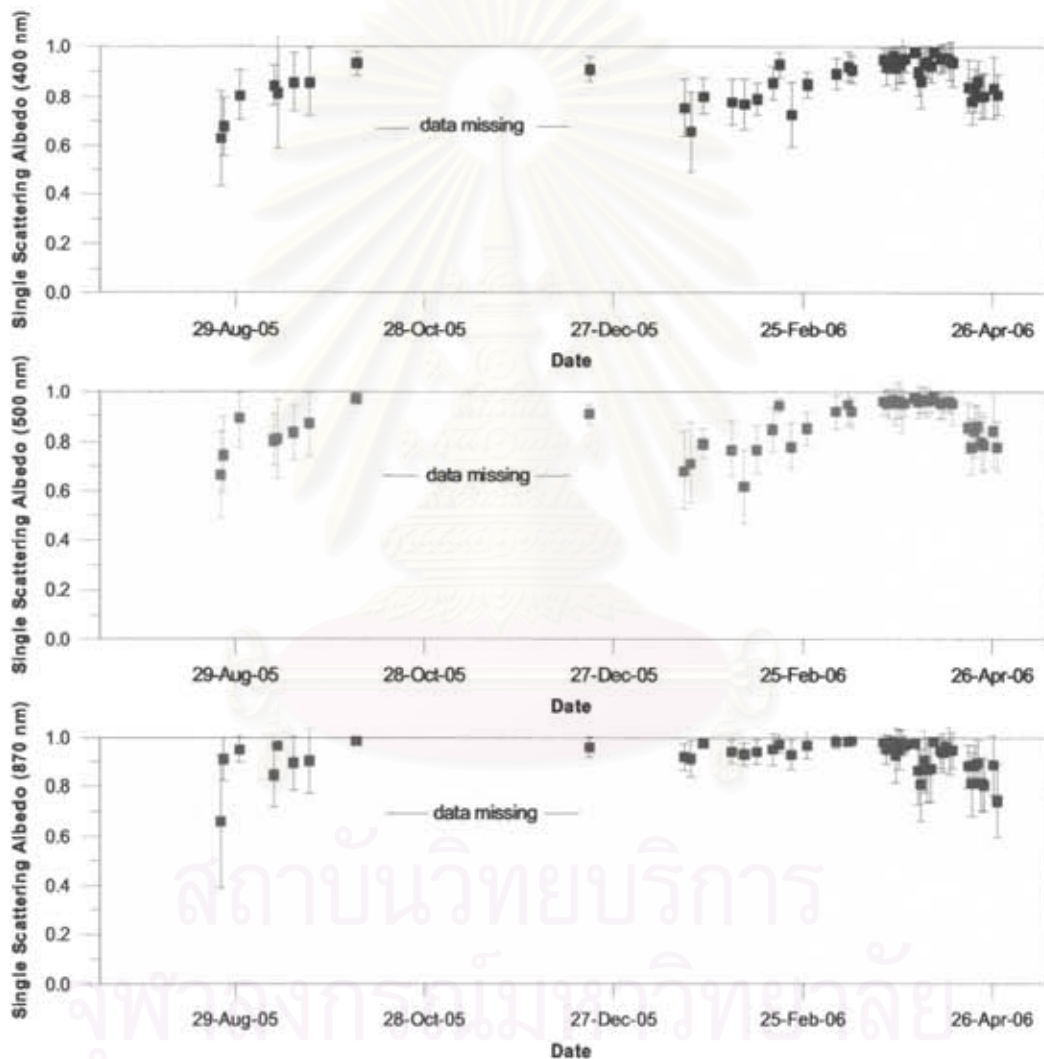
ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยเป็นตัวแปรที่มีความสำคัญมากในการพิจารณาถึงอิทธิพลของละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์เป็นอัตราส่วนระหว่างปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่หายไปเนื่องจากการกระเจิงและปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่หายไปทั้งหมด (การกระเจิงและการดูดกลืน) อันเนื่องมาจากละอองลอย ดังนั้นถ้าค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยมีค่าเข้าใกล้ 1 แสดงว่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่หายไปเป็นผลมาจากการกระเจิง (การดูดกลืนแสงน้อยมาก) โดยละอองลอยแต่ละชนิดมีคุณสมบัติในการกระเจิงและดูดกลืนแสงแตกต่างกัน เช่น ละอองลอยประเภทแบล็คคาร์บอน (Black carbon, BC) จะมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยประมาณ 0.2 ละอองลอยประเภท

สารประกอบซัลเฟต (sulfate) จะมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยประมาณ 1 เป็นต้น จากการศึกษาของ Ramanathan et al., (2001) พบว่าละอองลอยที่แขวนลอยในบรรยากาศทางด้านซีกโลกเหนือ จะมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยประมาณ 0.85 - 0.95

สำหรับค่าเฉลี่ยของค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยที่ได้จากการตรวจวัดบริเวณสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา แสดงในรูปที่ 3-5 โดยมีค่าเฉลี่ยตลอดทั้งปี 0.88 ± 0.11 , 0.89 ± 0.12 และ 0.92 ± 0.11 ในช่วงความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร ตามลำดับ ในฤดูหนาวมีค่าเฉลี่ยน้อยที่สุดคือ 0.79 ± 0.11 , 0.75 ± 0.14 , และ 0.94 ± 0.05 ตามลำดับแสดงถึงการที่ละอองลอยที่พบในฤดูหนาวมีคุณสมบัติการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์มากที่สุด ซึ่งจะตรงกันข้ามกับช่วงฤดูร้อนซึ่งมีค่าเฉลี่ยการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย 0.90 ± 0.10 , 0.92 ± 0.10 และ 0.92 ± 0.11 ตามลำดับแสดงถึงการที่ละอองลอยทำให้มีการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์สูง โดยเมื่อพิจารณาร่วมกับข้อมูลค่าคงที่ของอังสตรอมซึ่งมีค่าสูงในทั้งสองช่วงแสดงถึงละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคละเอียด (รูปที่ 3-4)

สมชายและคณะ 2544 และ Takeuchi (2003) รายงานว่าละอองลอยที่พบในช่วงฤดูหนาวและฤดูร้อนบริเวณสถานีตรวจวัดการแผ่รังสีในชั้นบรรยากาศ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย มีองค์ประกอบทางเคมีเป็นคาร์บอนซึ่งเกิดจากการเผาไหม้ของมวลชีวภาพ ซึ่งจะทำให้ได้ละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคละเอียด และจากการศึกษาของ Kim (2004) ละอองลอยในช่วงฤดูแล้ง (พฤษภาคม - เมษายน) ของบริเวณ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย มีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยสูงประมาณ 0.92 - 0.94 และ Dobovik (2002) นำเสนอข้อมูลที่สอดคล้องกันว่าการเผาไหม้ของมวลชีวภาพจะให้ละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคละเอียดและค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยต่างกันขึ้นอยู่กับช่วงเวลาที่เกิดการคุไหม้และการเกิดเปลวไฟ (smoldered และ flaming stage) โดยช่วงเวลาที่เกิดการคุไหม้และการเกิดเปลวไฟมีความแตกต่างกันอันเป็นผลเนื่องมาจากปัจจัยหลายอย่าง เช่น องค์ประกอบของเชื้อเพลิง จากการศึกษาของ Ward (1992 และ 1996) พบว่าบริเวณทุ่งหญ้าซาวันนา (savanna) ขณะที่เกิดการเผาไหม้จะมีช่วงการเกิดเปลวไฟ 85% และการเผาป่าจะมีช่วงการเกิดเปลวไฟ 50% นอกจากนี้แล้วยังมีองค์ประกอบอื่น ๆ ที่เข้ามาเกี่ยวข้องอีกอันได้แก่ ปริมาณความชื้นของเชื้อเพลิง (Reid, 1999 และ Jacobson, 2001) อุณหภูมิ, ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) และความรุนแรงของการเผาไหม้ ซึ่งเมื่อนำละอองลอยที่เกิดในช่วงการคุไหม้และการเกิดเปลวไฟมาเปรียบเทียบกับสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยพบว่า ละอองลอยที่เกิดจากการเผาไหม้ของมวลชีวภาพที่มีช่วงเวลาการคุไหม้นานจะให้ละอองลอยที่มีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์สูงกว่า ละอองลอยที่เกิดจากช่วงที่มีเปลวไฟนาน โดยจากการศึกษาของ Radke (1991) แสดงให้เห็นถึงการที่ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์มีค่าเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วจากเปลวไฟถึงช่วงคุไหม้ ซึ่งพบว่าในช่วงที่มีการเผาไหม้อย่างรุนแรงค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์มีค่าน้อยกว่า 0.7 และหลังจากจุดไฟประมาณ 60 นาทีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์มีค่าประมาณ 0.92 เกือบจะคงที่

จากรายงานสรุปรายเดือนพื้นที่เพาะปลูกพืชเศรษฐกิจหลักของ อ.พิมาย จ. นครราชสีมา ระหว่าง ปี พ.ศ. 2549 – 2550 (ภาคผนวก ค) พืชเศรษฐกิจหลักคือ อ้อยและมันสำปะหลัง ซึ่งอ้อยและมันสำปะหลังมีช่วงการเตรียมพื้นที่สำหรับทำการเพาะปลูกระหว่างเดือนมกราคมถึงเมษายน และในระหว่างเตรียมการเพาะปลูกนั้นจะต้องมีการเผาวัชพืช แต่เนื่องจากช่วงเดือนมกราคมถึงกุมภาพันธ์ซึ่งอยู่ในช่วงฤดูหนาวที่มีปริมาณความชื้นในบรรยากาศต่ำกว่าในช่วงฤดูร้อน (ภาคผนวก ง) เพราะฉะนั้นการเผาในช่วงฤดูหนาวจึงน่าที่จะมีระยะเวลาการคุ้หม้นน้อยกว่าในช่วงฤดูร้อน ทำให้ละอองลอยที่ได้จากการเผาไหม้ส่งผลให้ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์น้อยกว่าในช่วงฤดูร้อน



รูปที่ 3-5 ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo) ในช่วงความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร ระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม พ.ศ. 2548 ถึง วันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549

สำหรับในช่วงฤดูฝนค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์มีค่า 0.85 ± 0.14 , 0.86 ± 0.14 , และ 0.91 ± 0.14 ตามลำดับ และมีค่าคงที่ของอังสตรอมต่ำ เป็นผลเนื่องมาจากการที่ละอองลอยที่พบในช่วงนี้

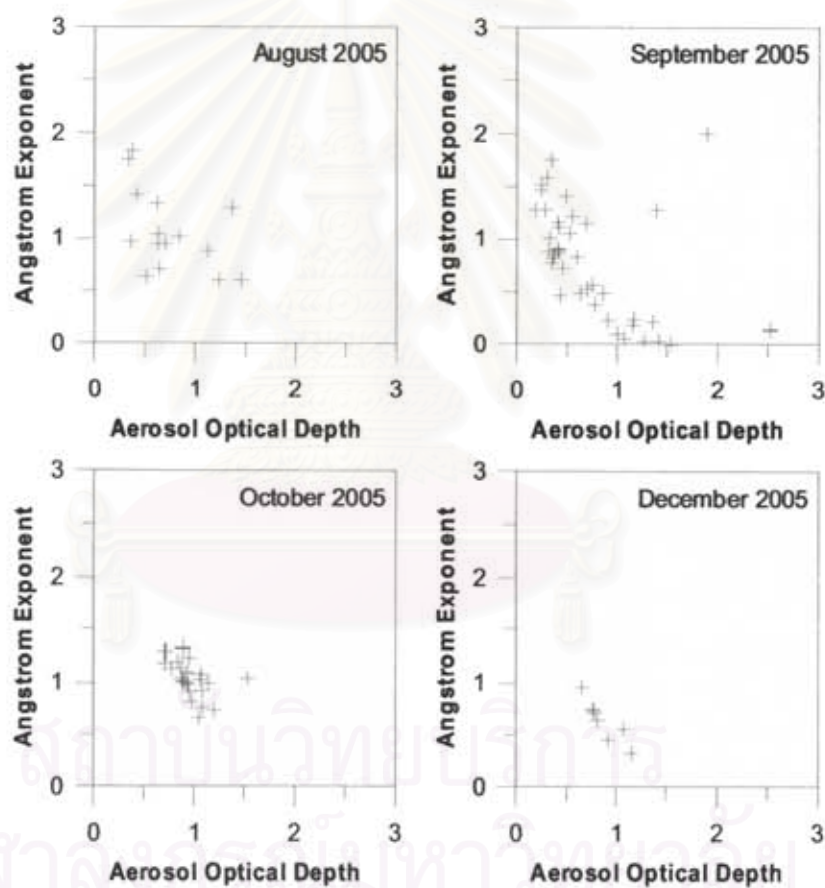
เป็นละอองลอยที่เกิดจากฟุ้งกระจายของฝุ่นดินในบริเวณที่ทำการศึกษา ซึ่งในพื้นที่ดังกล่าวเป็น
ชุดดินพินายซึ่งมีลักษณะเป็นดินลึก เนื้อดินเป็นดินเหนียวตลอด หน้าดินมีสีเทาเข้มหรือสีน้ำตาล ปนเทา
เข้ม ดินล่างมีสีเทาหรือสีเทาอ่อน มักพบจุดประสีน้ำตาลแก่ สีน้ำตาลปนเหลือง น้ำตาลปนแดงหรือแดง
ปนเหลืองตลอดหน้าตัดดิน ฤดูแล้งหน้าดินจะแตกกระแทงกว้างและลึกพบรอยไถลชัดเจนและอาจพบก้อน
เหล็กหรือแมงกานีสสะสม (ที่มา: http://www.idd.go.th/thaisoils_museum/pf_desc/northeast/Pm.htm;
วันที่ 30 กันยายน พ.ศ. 2551 เวลา 10:00 น.) ซึ่งแสดงให้เห็นว่าเป็นดินที่มีแร่เหล็กออกไซด์เป็น
องค์ประกอบ (hematite) จากการศึกษาของ Chaquin, 1998, 1999 และ Sokolik and Toon, 1999
พบว่าการที่มีแร่เหล็กออกไซด์เป็นองค์ประกอบร่วมกับแร่ควอตซ์ (quartz) และดิน ละอองลอยชนิดนี้มีการ
ดูดกลืนแสงในช่วงที่ตามองเห็นได้เพิ่มขึ้น อันเป็นผลทำให้ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อัน
เนื่องมาจากละอองลอยมีค่าต่ำ แต่จากรูปที่ 3-5 จะพบว่าในช่วงฤดูฝนค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐานของ
การกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์มีค่ามาก ซึ่งคาดว่าอาจจะเป็นผลร่วมกันจากการที่พื้นที่บริเวณ
อ.พินาย มีหินซุคมหาสารคาม (Maha sarakhma formation) ซึ่งมีแร่เกลือหิน (halite) อยู่ ทำให้ละออง
ลอยบางส่วนเป็นละอองลอยจำพวกเกลือ (NaCl) ซึ่งสามารถละลายน้ำได้ (water-soluble aerosol) เมื่อ
มีความชื้นสัมพัทธ์ในบรรยากาศสูง จากการศึกษาละอองลอยที่มีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์
สูง โดย Hartley (2000) พบว่าละอองลอยที่สามารถละลายน้ำมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์
ประมาณ 0.95 ± 0.03 ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตรซึ่งสอดคล้องกับการตรวจวัดในการศึกษานี้

3.1.4 การเปรียบเทียบค่าคงที่ของอังสตรอมกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจาก ละอองลอย

ดังได้กล่าวมาแล้วข้างต้นจากการตรวจวัดค่าคงที่ของอังสตรอมพบว่า ละอองลอยที่แขวนลอยอยู่
ในบรรยากาศบริเวณสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พินาย จ.นครราชสีมา มีการเปลี่ยนแปลงขนาดของ
อนุภาคลดลงจากช่วงฤดูฝนถึงฤดูร้อน ซึ่งเมื่อนำมาเปรียบเทียบกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอัน
เนื่องมาจากละอองลอยในแต่ละเดือน พบว่าค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศของละอองลอยแปรผกผันกับ
ค่าคงที่ของอังสตรอม ซึ่งตรงกันข้ามกับผลที่ได้จากการตรวจวัดบริเวณ อ.ศรีสำโรง จ.สุโขทัย (Kim,
2004) ซึ่งเห็นได้ชัดเจนในช่วงฤดูฝน ระหว่างเดือนสิงหาคม – ตุลาคม พ.ศ. 2548 รวมถึงเดือนธันวาคม
พ.ศ. 2548 ซึ่งอยู่ในช่วงฤดูหนาวด้วย (รูปที่ 3.6A) โดยเฉพาะในช่วงเดือนกันยายนจะเห็นได้ว่าละออง
ลอยที่มีขนาดต่ำกว่า 0.8 จะมีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยมากกว่า 0.5 ส่วน
ละอองลอยที่มีขนาดละเอียดส่วนใหญ่ (ค่าคงที่ของอังสตรอมมากกว่า 1.25) มีค่าความขุ่นมัวของ
บรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลายน้อยกว่า 0.5

ในช่วงเดือนกันยายน ตุลาคมและธันวาคม จะพบว่าความสัมพันธ์ระหว่างค่าคงที่ของอังสตรอม
และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย มีการแปรผกผันเป็นเส้นตรง (linear
regression) อย่างชัดเจน (รูปที่ 3-6A) ซึ่งแสดงให้เห็นว่าในช่วงดังกล่าวลักษณะการกระจายของฝุ่น
ละอองในบรรยากาศที่มีขนาดหยาบจะมีความหนาแน่นอยู่ในบรรยากาศมากกว่าฝุ่นละอองขนาดเล็ก

สำหรับในเดือนมกราคม พ.ศ. 2549 จะพบว่าละอองลอยในบรรยากาศเริ่มที่จะมีละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดเข้ามาปะปนอยู่มากขึ้น ดังจะเห็นได้จากการที่ละอองลอยที่มีค่าคงที่ของอังสตรอมมากกว่า 1.25 เกาะกลุ่มกันหนาแน่น แต่อย่างไรก็ตามความหนาแน่นของละอองลอยในบรรยากาศยังคงไม่มากนักซึ่งสอดคล้องกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดของในเดือนนี้ยังมีค่าใกล้เคียงกันกับช่วงระหว่างเดือน สิงหาคม ถึง ธันวาคม พ.ศ. 2548 โดยมีค่าไม่เกิน 1.00 แต่ละอองลอยขนาดหยาบที่มีค่าคงที่ของอังสตรอมน้อยกว่า 0.8 ซึ่งมีความแตกต่างจากข้อมูลช่วงระหว่างเดือน สิงหาคม ถึง ธันวาคม พ.ศ. 2548 อย่างเห็นได้ชัดคือ ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยมีค่าประมาณ 0.50 แสดงให้เห็นอย่างชัดเจนว่าละอองลอยของอนุภาคละเอียดมีความหนาแน่นมากกว่าละอองลอยของอนุภาคหยาบ โดยจะเห็นได้จากค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยสูงกว่าละอองลอยอนุภาคหยาบในช่วงเดือนมกราคม (รูปที่ 3-6B)



รูปที่ 3-6A เปรียบเทียบระหว่างค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร และค่าคงที่ของอังสตรอม ระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม ถึง วันที่ 31 ธันวาคม พ.ศ. 2548

ละอองลอยส่วนใหญ่ในช่วงเดือนกุมภาพันธ์ใกล้เคียงกับเดือนมกราคมและมีค่าคงที่ของอังสตรอมค่อนข้างสูง แต่ละอองลอยที่มีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยมีค่าสูง

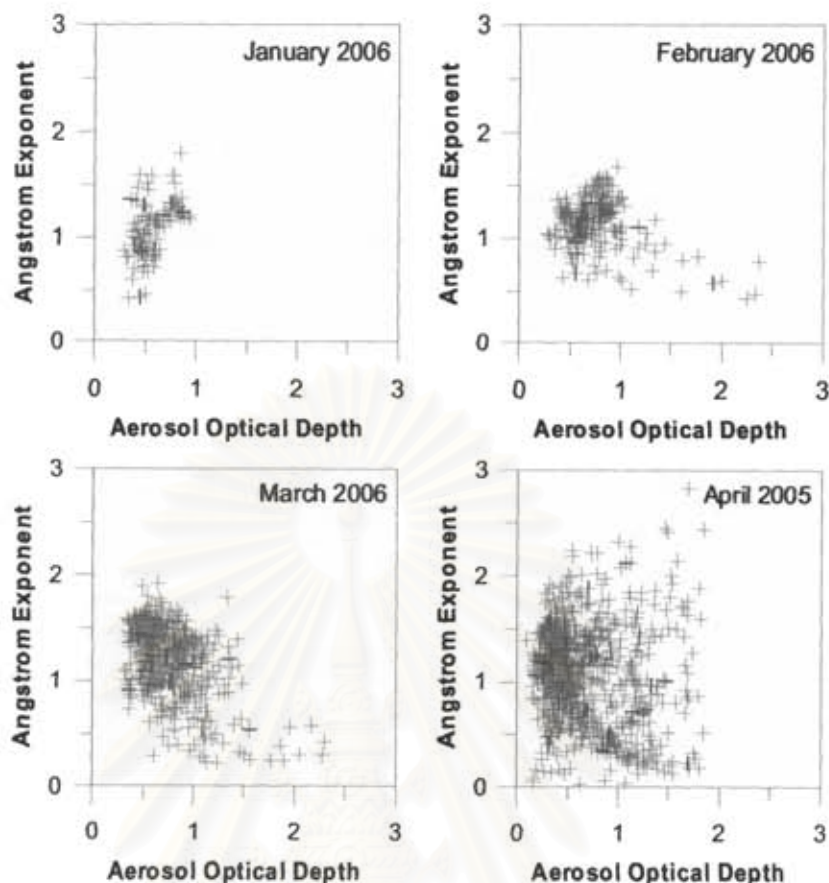
กลับเป็นละอองลอยขนาดอนุภาคหยาบโดยในช่วงทำให้ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องจากละอองลอยมีค่าสูงถึง 1.50 - 2.50 สำหรับละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดมีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องจากละอองลอยเช่นเดียวกันกับในเดือนมกราคม คือมีค่าไม่เกิน 1.00

ในเดือนมกราคมและกุมภาพันธ์ละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคละเอียดมีค่าคงที่ของอังสตรอมเปรียบเทียบกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอยแปรผันตามกัน แต่สำหรับอนุภาคหยาบค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอยในเดือนมกราคมค่อนข้างที่จะคงที่ ในขณะที่ในเดือนกุมภาพันธ์ค่าคงที่ของอังสตรอมแปรผันผกผันกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอย (รูปที่ 3-6B)

ในเดือนมีนาคมและเมษายน พ.ศ. 2549 พบว่ามีการกระจายตัวของขนาดอนุภาคจากค่าคงที่ของอังสตรอมตั้งแต่ต่ำกว่า 0.50 ถึงมากกว่า 2.00 โดยในช่วงเดือนมีนาคมการเปรียบเทียบค่าคงที่ของอังสตรอมกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอยมีลักษณะคล้ายกันกับข้อมูลในเดือนกุมภาพันธ์

ในขณะที่ในเดือนเมษายนค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดส่วนใหญ่เกาะกลุ่มกันค่อนข้างที่จะเปลี่ยนแปลงไม่มากนักคล้ายกับข้อมูลในเดือนก่อนๆ แต่ก็มีละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดอีกเป็นจำนวนมากเช่นกันที่มีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอยมากกว่า 1.00 สำหรับละอองลอยขนาดอนุภาคหยาบในเดือนนี้ส่วนใหญ่มีค่าคงที่ของอังสตรอมแปรผันแบบผกผันกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอย แต่เช่นเดียวกันกับละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดมีละอองลอยอนุภาคหยาบจำนวนมากที่มีค่าคงที่ของอังสตรอมต่ำกว่า 0.50 ถึงมากกว่า 1.50

จากข้อมูลที่ได้จากการศึกษาเปรียบเทียบค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ แสดงให้เห็นอย่างชัดเจนว่าละอองลอยขนาดอนุภาคหยาบในช่วงเดือนมกราคมเป็นละอองลอยคนละชนิดกันกับที่พบในช่วงเดือนอื่นๆ เนื่องจากมีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอยค่อนข้างต่ำ และละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดในช่วงระหว่างเดือนสิงหาคม - ธันวาคม พ.ศ. 2548 เป็นคนละชนิดกับละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดในช่วงเดือนมกราคม - เมษายน พ.ศ. 2549 เนื่องจากค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอยต่างกันมาก นอกจากนี้แล้วละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดในช่วงเดือนมีนาคม - เมษายน ยังมีละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดจำนวนมากที่มีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอยสูงมากกว่าช่วงเดือนมกราคม - กุมภาพันธ์มาก โดยจะเห็นได้อย่างชัดเจนในช่วงเดือนเมษายน



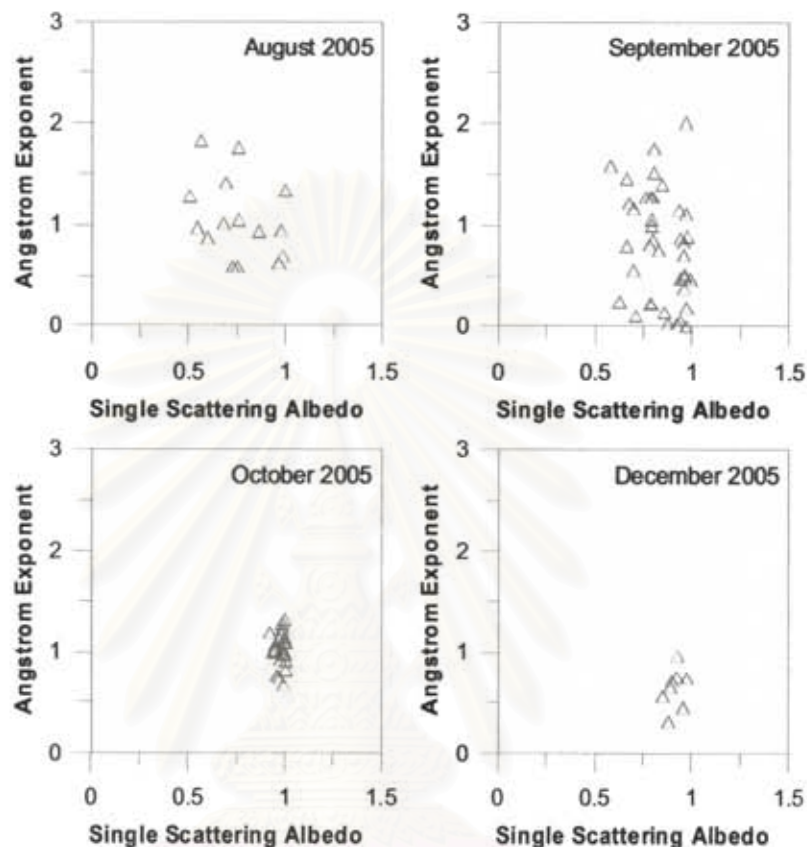
รูปที่ 3-6B เปรียบเทียบระหว่างค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร และค่าคงที่ของอังสตรอม ระหว่างวันที่ 1 มกราคม ถึง วันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549

3.1.5 การเปรียบเทียบค่าคงที่ของอังสตรอมกับค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย

จากการเปรียบเทียบค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยพบว่าในช่วงเดือนสิงหาคมและกันยายน พ.ศ. 2548 ทั้งละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคละเอียดและขนาดอนุภาคหยาบส่วนใหญ่แล้วต่างก็แสดงให้เห็นว่ามีค่าการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ค่อนข้างสูง ในขณะที่ข้อมูลในเดือนตุลาคมและธันวาคมละอองลอยทั้งขนาดอนุภาคละเอียดและอนุภาคหยาบมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์สูง (รูปที่ 3-7A)

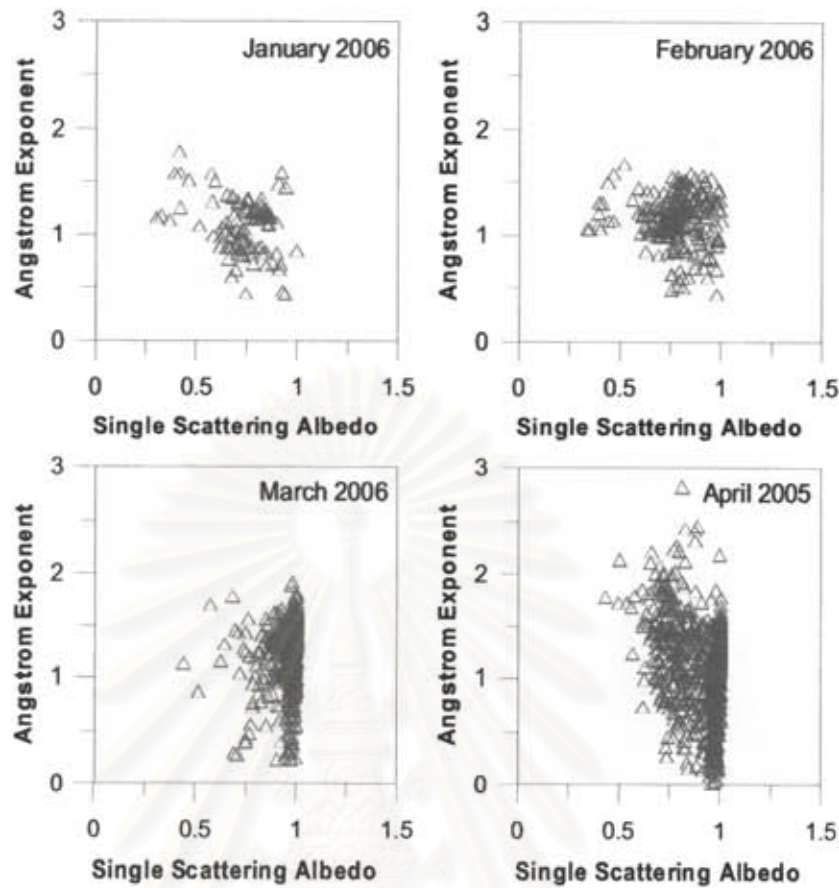
สำหรับในช่วงเดือนมกราคมถึงกุมภาพันธ์ 2549 ละอองลอยทั้งขนาดอนุภาคละเอียดและอนุภาคหยาบต่างก็แสดงผลคล้ายคลึงกับข้อมูลในเดือนสิงหาคมและกันยายน 2548 แต่ละอองลอยส่วนใหญ่แล้วเป็นละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดซึ่งมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์มากกว่าละอองลอยขนาดอนุภาคหยาบ โดยในบางช่วงละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคละเอียดมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์น้อยกว่า 0.50 (รูปที่ 3-7B)

ในขณะที่ช่วงเดือนมีนาคม - เมษายน 2549 ละอองลอยทั้งขนาดอนุภาคละเอียดและอนุภาคหยาบส่วนใหญ่จะมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์ค่อนข้างสูง และละอองลอยขนาดอนุภาคละเอียดบางส่วนแสดงสมบัติในการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์สูงกว่าละอองลอยขนาดอนุภาคหยาบ (รูปที่ 3-7B)



รูปที่ 3-7A เปรียบเทียบระหว่างค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร และค่าคงที่ของอังสตรอมระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม ถึง วันที่ 31 ธันวาคม พ.ศ. 2548

สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

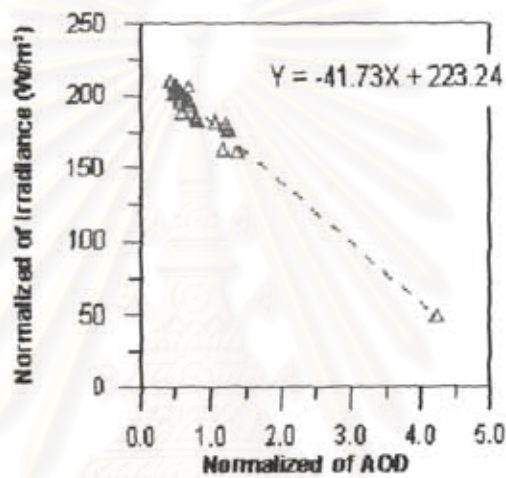


รูปที่ 3-7B เปรียบเทียบระหว่างค่าคงที่ของอังสตรอมและค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อื่น
เนื่องมาจากละอองลอย ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร และค่าคงที่ของอังสตรอม
ระหว่างวันที่ 1 มกราคม ถึง วันที่ 30 เมษายน พ.ศ. 2549

3.2 เปรียบเทียบปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ

ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยใช้ไพราโนมิเตอร์ (รายละเอียดในภาคผนวก จ) จะถูกนำมาหาค่าเฉลี่ยทุกๆ 10 นาที และนำมาหาช่วงสภาวะท้องฟ้าโปร่ง โดยวิธีของ Long (2000) แต่เนื่องจากข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดในแต่ละวันมีน้อย อาจเนื่องจากหลายสาเหตุ เช่น ท้องฟ้ามีเมฆมาก ฝนตก หรือเครื่องมือหยุดทำงาน ระบบการจับเก็บข้อมูลอัตโนมัติขัดข้อง เป็นต้น ในการศึกษาครั้งนี้จึงเลือกเฉพาะวันที่มีข้อมูลปริมาณรังสีแสงอาทิตย์มากกว่า 10 ข้อมูลมาทำการวิเคราะห์ ข้อมูลที่ผ่านการคัดเลือกแล้วส่วนใหญ่อยู่ในเดือนมกราคม กุมภาพันธ์ มีนาคม และเมษายน 2549 ทั้งหมด 29 วัน หลังจากนั้นจึงนำข้อมูลที่ได้มาทำการเปรียบเทียบกับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยโดยวิธีการหาความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงโดยการประยุกต์ใช้จากการศึกษาของ Ramana และคณะ (2004) ซึ่งได้ศึกษาปริมาณรังสีสุทธิ (radiative forcing) ที่เปลี่ยนแปลงไปเนื่องจากละอองลอยที่เมืองกฐามาณคุ และเมืองโกดาวาลิ ประเทศเนปาล โดยใช้ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศเท่ากับ 0.34 ที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร พบว่าปริมาณรังสีสุทธิมีค่าเท่ากับ 76 วัตต์ต่อตารางเมตร และ 73 วัตต์

ต่อตารางเมตรตามลำดับ สำหรับในการศึกษานี้ใช้ค่ารังสีรวมจากดวงอาทิตย์ (global radiative fluxes) จากตัวอย่างวันที่ 13 ลบด้วยค่าที่เป็นรังสีที่กลับขึ้นไปในบรรยากาศ ในการหาค่าสัมประสิทธิ์รังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (aerosol efficiency) จากค่าความชันของสมการเส้นตรง (รูปที่ 3-8) มีค่าเท่ากับ -41.73 วัตต์ต่อตารางเมตร ซึ่งการศึกษานี้ค่าความชันมีของบรรยากาศเฉลี่ยเท่ากับ 0.56 เมื่อนำไปคูณกับสัมประสิทธิ์ของรังสีแสงอาทิตย์เนื่องจากละอองลอย ดังนั้นปริมาณรังสีแสงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองในการศึกษานี้มีเท่ากับ -23.36 วัตต์ต่อตารางเมตร ซึ่งเป็นปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่หายไปเนื่องจากบรรยากาศมีละอองลอยอยู่ในระดับของค่าความชันมีข้างต้น ส่วนรายละเอียดทั้งหมดนำเสนอในตารางที่ 3-1

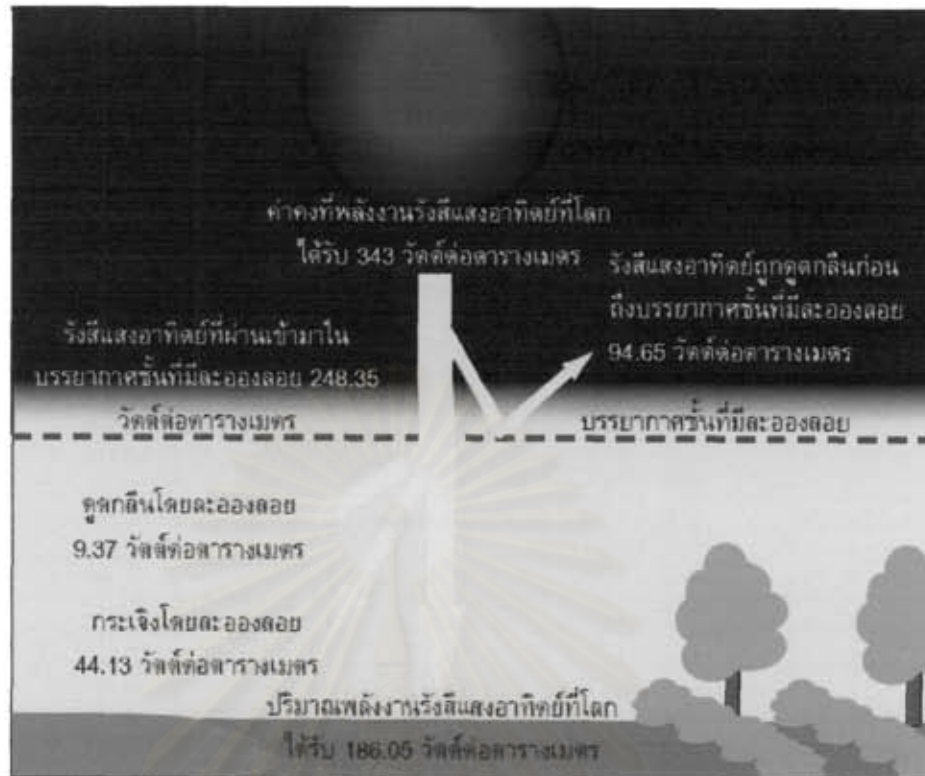


รูปที่ 3-8 เปรียบเทียบปริมาณรังสีแสงอาทิตย์และค่าความชันมีของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย จากข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดในวันที่ 13 เมษายน พ.ศ. 2549 มีค่าสัมประสิทธิ์การหายไปของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (aerosol efficiency) 41.73 วัตต์ต่อตารางเมตร และมีปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ 223.24 วัตต์ต่อตารางเมตร ตามลำดับ

สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

รางที่ 3-1 ผลจากการเปรียบเทียบปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กับค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย

วันที่	ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย	ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ (วัตต์ต่อตารางเมตร)	ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ในกรณีที่ไม่มีละอองลอย (วัตต์ต่อตารางเมตร)	ค่าสัมประสิทธิ์การหายไปของรังสีแสงอาทิตย์
1/18/2006	0.92	182.21	275.83	101.26
2/10/2006	0.98	177.68	252.31	76.30
2/21/2006	0.87	171.9	229.32	65.96
3/22/2006	0.82	173.64	250.61	94.07
3/23/2006	0.54	198.55	277.01	144.72
3/26/2006	0.60	193.74	234.74	67.93
3/27/2006	0.63	192.13	260.31	108.22
4/2/2006	0.47	200.28	283.85	179.35
4/3/2006	0.44	207.02	271.52	148.11
4/5/2006	0.53	195.78	276.92	153.53
4/6/2006	0.62	198.17	243.35	73.43
4/9/2006	0.45	206.97	282.12	166.04
4/10/2006	0.85	172.38	229.51	67.56
4/11/2006	1.22	141.48	187.29	37.68
4/12/2006	0.86	172.66	205.24	37.95
4/13/2006	0.88	186.49	223.24	41.73
4/22/2006	0.90	191.85	238.74	52.16
ค่าเฉลี่ย	0.74	186.05	248.35	95.06
ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน	0.22	16.58	28.21	47.07



รูปที่ 3-9 คูณปริมาณพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกได้รับในลักษณะอากาศแบบท้องฟ้าโปร่ง โดยพลังงานรังสีแสงอาทิตย์หายไปอันเนื่องมาจากละอองลอย 53.23 วัตต์ต่อตารางเมตร

จากการประมวลผลข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดตลอดช่วงที่ทำการศึกษ สามารถสรุปได้ดังรูปที่ 3-9 ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์เฉลี่ยที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ 186.05 วัตต์ต่อตารางเมตร ตลอดช่วงระยะเวลาที่ทำการศึกษา จากการหาความสัมพันธ์แบบถดถอยเชิงเส้นตรงระหว่างปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่บริเวณผิวพื้นกับปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ในชั้นบรรยากาศที่ปราศจากละอองลอย จากความสัมพันธ์ดังกล่าวพบว่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ผ่านเข้ามาก่อนถึงชั้นบรรยากาศที่มีละอองลอยมีปริมาณ 248.35 วัตต์ต่อตารางเมตร โดยคิดค่าความขุ่นมัวของอากาศ 0.56 หากพิจารณาค่ารังสีแสงอาทิตย์ที่เข้ามาในชั้นบรรยากาศมีค่าคงที่ 343 วัตต์ต่อตารางเมตร ดังนั้นปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่หายไปก่อนถึงบรรยากาศที่มีละอองลอยเท่ากับ 94.65 วัตต์ต่อตารางเมตร และปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่หายไปชั้นบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยเท่ากับ 53.50 วัตต์ต่อตารางเมตร การหายไปของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์เป็นผลมาจากการกระบวนกรกระเจิงและการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์โดยละอองลอย ซึ่งเมื่อนำค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยมาประมวลผลร่วมทำให้พบว่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่หายไปเนื่องจากการกระบวนกรกระเจิง 44.13 วัตต์ต่อตารางเมตร และจากการกระบวนกรดูดกลืน 9.37 วัตต์ต่อตารางเมตร

บทที่ 4 สรุปผลการวิจัย

จากการวิเคราะห์ข้อมูลสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยโดยเครื่องสกายเรดิโอมิเตอร์พบว่า ละอองลอยที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศบริเวณ สถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา อาจสามารถแบ่งออกได้เป็น 4 ประเภทตามแหล่งกำเนิด ได้แก่

กลุ่มที่ 1 ละอองลอยประเภทที่มีฝุ่นดินที่ฟุ้งกระจายขึ้นมาจากในบริเวณพื้นที่ที่ทำการศึกษาคือ องค์ประกอบหลัก ละอองลอยที่พบจะมีค่าคงที่ของอังสตรอมน้อยกว่า 0.92 ± 0.47 มีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ความยาวคลื่นเฉลี่ย 0.90 ± 0.51 และมีค่าการกระเจิงกลับของรังสี แสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยต่ำคือ 0.77 ± 0.15 , 0.79 ± 0.15 และ 0.86 ± 0.17 ที่ความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร แสดงถึงละอองลอยที่มีขนาดอนุภาคหยาบและมีลักษณะเด่นคือมีสมบัติ เป็นละอองลอยประเภทดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ (absorbing aerosol) เนื่องจากฝุ่นดินบริเวณที่ ทำการศึกษาเป็นส่วนประกอบของแร่เหล็กออกไซด์ (hematite)

ละอองลอยกลุ่มที่ 1 พบในช่วงเดือนสิงหาคม และ กันยายน

กลุ่มที่ 2 ละอองลอยประเภทแร่เกลือ (halite) หรือละอองลอยที่มีสมบัติดูดกลืนน้ำได้เป็น องค์ประกอบหลัก มีค่าคงที่ของอังสตรอม 0.84 ± 0.20 มีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจาก ละอองลอยสูงกว่าละอองลอยในกลุ่มที่ 1 ในช่วงความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร ลักษณะ เด่นที่แตกต่างจากละอองลอยในกลุ่มที่ 1 คือ มีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์มากกว่า แสดงถึง สมบัติทำให้เกิดกระบวนการกระเจิงของรังสีแสงอาทิตย์ของละอองลอย

ละอองลอยกลุ่มที่ 2 พบในช่วงเดือนตุลาคม และ ธันวาคม

กลุ่มที่ 3 ละอองลอยประเภทคาร์บอนจากการเผาไหม้ของมวลชีวภาพในช่วงที่มีปริมาณ ความชื้นสัมพัทธ์ต่ำเป็นองค์ประกอบหลัก ละอองลอยกลุ่มนี้เกิดจากการเผาไหม้พืชเพื่อเตรียมการ เพาะปลูก เนื่องจากในช่วงฤดูหนาวมีความชื้นในบรรยากาศค่อนข้างต่ำทำให้ช่วงฤดูหนาว ละอองลอยใน กลุ่มนี้จะมีย่านอนุภาคละเอียดกว่าสองกลุ่มแรกอย่างเห็นได้ชัด โดยมีค่าคงที่ของอังสตรอม 1.13 ± 0.25 มีค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยต่ำที่สุดในทุกช่วงความยาวคลื่น และมีสมบัติ ในการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์โดยมีค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์ 0.78 ± 0.11 , 0.76 ± 0.13 และ 0.77 ± 0.12 ในช่วงความยาวคลื่น 400, 500 และ 870 นาโนเมตร ตามลำดับ

กลุ่มที่ 4 ละอองลอยประเภทคาร์บอนจากการเผาไหม้ของมวลชีวภาพในช่วงที่มีปริมาณ ความชื้นสัมพัทธ์ต่ำเป็นองค์ประกอบหลัก เป็นละอองลอยที่พบในช่วงฤดูร้อนคือเดือนมีนาคมและ เมษายน ละอองลอยที่พบมีค่าคงที่ของอังสตรอม 1.15 ± 0.40 ขนาดของละอองลอยมีขนาดละเอียดที่สุด ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศมีค่า 0.92 ± 0.41 ในช่วงความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร ละอองลอยในกลุ่ม ที่ 4 ต่างจากกลุ่มที่ 3 คือ ละอองลอยมีสมบัติในการกระเจิงรังสีแสงอาทิตย์มาก ค่าการกระเจิงกลับของ รังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยได้แก่ 0.91 ± 0.09 , 0.91 ± 0.10 และ 0.91 ± 0.10 ตามลำดับ รายละเอียดของสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยทั้ง 4 กลุ่ม นำเสนอในตารางที่ 4-1 ดังนี้

ตารางที่ 4-1 สรุปสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยระหว่างวันที่ 1 พฤษภาคม พ.ศ. 2548 ถึง 30 เมษายน พ.ศ. 2549

ละออง ลอย กลุ่มที่	ค่าคงที่ของ อังสตรอม	ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ เนื่องมาจากละอองลอย			ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์ เนื่องมาจากละอองลอย		
		0.40 μm	0.50 μm	0.87 μm	0.40 μm	0.50 μm	0.87 μm
1	0.93 ± 0.47	0.94 ± 0.51	0.94 ± 0.51	0.74 ± 0.45	0.77 ± 0.15	0.79 ± 0.15	0.86 ± 0.17
2	0.84 ± 0.18	1.08 ± 0.13	1.08 ± 0.13	0.90 ± 0.17	0.92 ± 0.05	0.94 ± 0.03	0.98 ± 0.03
3	1.13 ± 0.25	0.89 ± 0.30	0.89 ± 0.30	0.65 ± 0.24	0.78 ± 0.11	0.76 ± 0.13	0.77 ± 0.12
4	1.15 ± 0.39	0.92 ± 0.41	0.92 ± 0.41	0.69 ± 0.33	0.91 ± 0.09	0.93 ± 0.10	0.93 ± 0.10

โดยอิทธิพลโดยตรงของละอองลอยซึ่งได้แก่ การการกระเจิง และกระบวนการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ในชั้นบรรยากาศ จากการศึกษาครั้งนี้พบว่าปริมาณรังสีแสงอาทิตย์โดยรวมที่เกิดจากละอองลอยเท่ากับ 53.50 วัตต์ต่อตารางเมตร โดยคำนวณที่ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศเนื่องมาจากละอองลอยเฉลี่ย 0.56 และมีความแตกต่างของชนิดของละอองลอยในแต่ละฤดู

สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

เอกสารอ้างอิง

1. Ahrens, D. C., 2006, *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*, Edition eight, Thompson, Brooks/Cole. United States.
2. American Meteorological Society, 2007, *Glossary of Meteorology*, (<http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?p=1&query=Aerosol+Optical+Depth>. วันที่ 9 ตุลาคม พ.ศ. 2551 เวลา 14:00 น.)
3. Claquin, T., M. Schulz, Y. Balkanski, and O. Boucher, 1998: Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust. *Tellus*, 50, 491–505.
4. Claquin, T., M. Schulz, and Y. Balkanski, 1999: Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources. *J. Geophys. Res.*, 104, 22,243–22,256.
5. Chuang, P. Y., R. M. Duvall, M. S. Bae, A. Jefferson, J. J. Schauer, H. Yang, J. Z. Yu, and J. Kim (2003), Observations of elemental carbon and absorption during ACE-Asia and implications for aerosol radiative properties and climate forcing, *J. Geophys. Res.*, 108(D23), 8634, doi:10.1029/2002JD003254.
6. Dubovik, O., B. N. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanre, and I. Slutsker (2002a), Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590–608.
7. Eck, T. F., Holben, N. B., Reid, S. J., Dubovik, O., Smirnov, A., O'Neill, T. N., Slutsker, I., and Kinne, S., 1999, Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols, *J. Geophys. Res.*, 104, 31,333–31,349.
8. Eck T. F., Holben, N. B., Dubovik, O., Smirnov, A., Goloub, P., Chen, B. H., Chatenet, B., Gomes, L., Zhang, Y. X., Tsay, C. S., Ji, Q., Giles, D., and Slutsker, I., 2005, Columnar aerosol optical properties at AERONET sites in central eastern Asia and aerosol transport to the tropical mid-Pacific, *J. Geophys. Res.*, 110, D06202, doi: 10.1029/2004JD005274
9. Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102, 6831–6864.
10. Hartley, W. S., P. V. Hobbs, J. L. Ross, P. B. Russell, and J. M. Livingston, 2000: Properties of aerosols aloft relevant to direct radiative forcing off the mid-Atlantic coast of the United States. *J. Geophys. Res.*, 105, 9859–9885.
11. Haywood, J. M., and O. Boucher (2000), Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review, *Rev. Geophys.*, 38, 513–543.

12. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007, IPCC Fourth Assessment Report: The Physical Science Basis, <http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg1.htm>. วันที่ 25 กันยายน พ.ศ. 2551 เวลา 10:00 น.
13. Jacobson, M. Z. (2001), Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols, *Nature*, 409, 695–697.
14. Kiehl, T. J., and Briegleb, P. B., 1993, The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing, *Science*, Vol. 260. no. 5106, pp. 311 – 314.
15. Kim, D., B. Sohn, T. Nakajima, T. Takamura, T. Takemura, B. Choi, and S. Yoon (2004), Aerosol optical properties over east Asia determined from ground-based sky radiation measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, D02209, doi:10.1029/2003JD003387.
16. Land Development Department, 2007, Soil Classification of Thailand, http://www.ldd.go.th/thaisoils_museum/pf_desc/northeast/Pm.htm. วันที่ 30 กันยายน พ.ศ. 2551 เวลา 10:00 น.
17. Long, N. C., and Ackerman, P. T., 2000, Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects. *J. Geophys. Res.* 105, No.D12, 15609-15626.
18. Nakajima, T., et al. (2003), Significance of direct and indirect radiative forcings of aerosols in the East China Sea region, *J. Geophys. Res.*, 108(D23), 8658, doi:10.1029/2002JD003261.
19. Radke, L. F., and Coauthors, 1991, Particulate and trace gas emissions from large biomass fires in North America. *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implication*, J. S. Levine, Ed., MIT Press, 209-224.
20. Ramana, M. V., Ramanathan, V., Podgorny, A. I., Pradhan, B. B., and Shrestha, B., 2004, The Direct Observations of Large Aerosol Radiative Forcing in the Himalayan Region. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05111, doi: 10.1029/2003GL018824.
21. Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld (2001a), Aerosol, climate, and hydrological cycle, *Science*, 294, 2119–2124.
22. Ramanathan, V., et al. (2001b), Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze, *J. Geophys. Res.*, 106, 28,371–28,398.
23. Ramanathan, V., 2007, Global dimming by air pollution and global warming by greenhouse gas: Global and regional perspective, Extended abstract of the plenary lecture presented at the 17th International Conference on nucleation and atmospheric aerosol, Galway, Ireland, August 13th – 17th, 2007

24. Reid, J. S., Hobbs, V. P., Rangno, L. A., and Hegg, A. D., 1999, Relationships between cloud droplet effective radius, liquid water content, and droplet concentration for warm clouds in Brazil embedded in biomass smoke, *J. Geophys. Res.*, 104, 6,145-6,153.
25. Reist, P. C., 1993, *Aerosol science and technology*, McGraw-Hill, Singapore.
26. Satheesh, S. K., V. Ramanathan, X.-L. Jones, J. M. Lobert, I. A. Podgorny, J. M. Prospero, B. N. Holben, and N. G. Loeb (1999), A model for the natural and anthropogenic aerosols over the tropical Indian Ocean derived from Indian Ocean Experiment data, *J. Geophys. Res.*, 104, 27,421–27,440.
27. Sokolik and Toon, 1999, Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 104, 9423 – 9444.
28. Takeuchi, N., Yabuki, M., Furusawa, Y., Ohori, M., Kuze, H., Naito, S., Nakajima, T., Chabangborn, A., Nakapadungrat, S., Hashizume, M., Liu, J., and Liu, W., 2002, Seasonal variation of chemical component and optical properties of Aerosol in Thailand and China, Report of Environmental Organization of Chiba University, vol. 28
29. Twomey, S., 1977, *Introduction to the Mathematics of Inversion in Remote Sensing and Indirect Measurements*, Amsterdam: Elsevier.
30. Ward, D. E., and Coauthors, 1992, Smoke and fire characteristic for cerrado and deforestation burns in Brazil: Base-B experiment. *J. Geophys. Res.*, 97, 14,601-14,619.
31. Ward, W. M., Hao, R. A., Susott, R. E., Babbitt, R. W., Shea, J. B., Kaufman, and Justice, C. o., 1996, Effect of fuel composition on combustion efficiency and emission factors for African savanna ecosystem. *J. Geophys. Res.*, 101, 23,569-23,576.
32. สมชาย นาคะผดุงรัตน์ และคณะ 2547, Investigation of Surface Radiation Budget in Thailand. คณะกรรมการการวิจัยแห่งชาติ.

ภาคผนวก ก

ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack

ในการวิเคราะห์คุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยที่ได้จากการตรวจวัดโดยสกายเรดิโอมิเตอร์ (Skyradiometer) รุ่น POM-01 (การทำงานของสกายเรดิโอมิเตอร์นำเสนอใน บทที่ 2) ซึ่งผลิตโดยบริษัท PREDE จะใช้ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ซึ่งพัฒนาโดย Center for Climate System Research (CCSR) แห่งมหาวิทยาลัยโตเกียว ประเทศญี่ปุ่น

1. นิยามค่าที่ได้จากการตรวจวัดและประมวลผล (Definition of Observation and Computed Quantities)

รังสีแสงอาทิตย์ที่ส่งผ่านเข้ามายังบรรยากาศของโลกจะมีการกระเจิง (Scattering) ทำให้เกิดเป็นรังสีแสงอาทิตย์กระจาย (Diffuse radiation; E) ในขณะที่รังสีแสงอาทิตย์อีกส่วนหนึ่งที่ไม่เกิดการกระเจิงเรียกว่ารังสีแสงอาทิตย์ตรง (Direct radiation, F) ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดภาคพื้นดินในสภาวะท้องฟ้าโปร่งเมื่อนำมาประมวลผลโดยใช้ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ร่วมกับแบบจำลองการส่งผ่านพลังงานรังสี (Radiative transfer code) และชุดโปรแกรมย่อยอินเวอร์ชันความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงและไม่เป็นเส้นตรง (Linear and nonlinear inversion scheme) จะได้ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (Aerosol Optical Depth; AOD), ฟังก์ชันมุมกระเจิงเชิงเดี่ยวของรังสีแสงอาทิตย์ (Single scattering phase function), การกระจายตัวของขนาดของละอองลอย (Aerosol size distribution) และดัชนีการหักเหของรังสีแสงอาทิตย์เชิงซ้อน (Complex reflective index)

ความยาวคลื่นที่ใช้ในการตรวจวัดจะเลือกใช้ช่วงความยาวคลื่นที่แก๊สซึ่งเป็นส่วนประกอบของบรรยากาศไม่สามารถดูดกลืนได้ เพื่อศึกษาเฉพาะปรากฏการณ์การกระเจิงของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอยเท่านั้น ในการตรวจวัดหนึ่งครั้งสกายเรดิโอมิเตอร์ จะทำการตรวจวัด 2 แบบ ได้แก่ การตรวจวัดแบบอัลมูแคนตาร์ (Almucantar scane) โดยทำการตรวจวัดเป็นรูปโคเนรอบมุมซันิท (Zenith angle; θ_0) เดียวที่มุมอะซิมุทต่างๆ (Azimuth angle; ϕ) สำหรับการตรวจวัดอีกแบบหนึ่งสกายเรดิโอมิเตอร์จะทำการตรวจวัดเป็นระนาบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก (Plane parallel) โดยมุมอะซิมุทคงที่และมุมซันิทต่างๆ

ความเข้มของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงที่ช่วงความยาวคลื่นเดียว $F(Wm^{-2}\mu m^{-1})$ สามารถพิจารณาได้ดังสมการ

$$F = F_0 \exp(-m\tau) \quad (1)$$

เมื่อ F_0 คือปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงที่ช่วงความยาวคลื่นที่สนใจบริเวณบรรยากาศชั้นบน τ เป็นความขุ่นมัวทั้งหมดของบรรยากาศ และ m คือมวลอากาศ โดยทั่วไป

ค่า m มีค่าประมาณ $\frac{1}{\cos \theta_0}$ เมื่อ $\cos \theta_0 \leq 75^\circ$ สำหรับความเข้มของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กระจายในช่วงความยาวคลื่นเดี่ยว (Monochromatic) $E(Wm^{-2}\mu m^{-1})$ ที่ได้จากการตรวจวัดแบบอัลมูเคดาร์สามารถแสดงได้ดังสมการ

$$E(\theta_0, \phi) = E(\theta) = Fm_0 \Delta\Omega [\omega \tau P(\theta) + q(P)] \quad (2)$$

เมื่อ ω เป็นค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (Single Scattering Albedo; SSA)

$P(\theta)$ เป็นฟังก์ชันมุมกระเจิงทั้งหมด (Total scattering) ของรังสีแสงอาทิตย์ในแต่ละช่วงมุมการกระเจิง θ

$\Delta\Omega$ เป็นมุมตัน (Solid angle) ของอุปกรณ์รับสัญญาณในสกายเรดิโอมิเตอร์

$q(\theta)$ เป็นการกระเจิงเชิงซ้อน (Multiple scattering)

มุมการกระเจิง (θ) มีความสัมพันธ์กับมุมซันิทและมุมอะซิมูทดังนี้

$$\cos \theta = \cos^2 \theta_0 + \sin^2 \theta_0 \cos(\phi - \phi_0)$$

สำหรับมุมการกระเจิงจากการตรวจวัดแบบอัลมูเคดาร์และการตรวจวัดแบบระนาบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก สามารถแสดงได้ดังสมการ

$$\cos \theta = \cos(\theta_0 \pm \theta)$$

เมื่อ มุมการกระเจิงเป็น - เมื่อ $\phi - \phi_0 = 0^\circ$ และเป็น + เมื่อ $\phi + \phi_0 = 180^\circ$

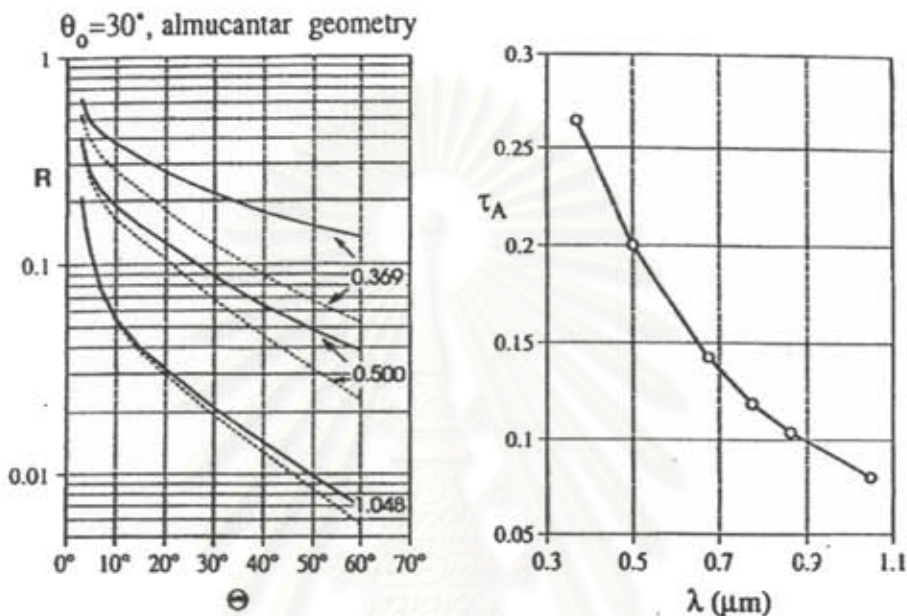
การตรวจวัดแบบอัลมูเคดาร์ $\theta = 0^\circ \leq \theta \leq 2\theta_0$ และสำหรับการตรวจวัดแบบระนาบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก $0^\circ \leq \theta \leq \theta_0 + 90^\circ$

ในการพิจารณารังสีแสงอาทิตย์กระจายจะใช้อัตราส่วนระหว่างรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรง ดังนี้

$$R(\theta) \equiv \frac{E(\theta)}{Fm_0 \Delta\Omega} = \omega \tau P(\theta) + q(\theta) \equiv \beta(\theta) + q(\theta) \quad (3)$$

การตรวจวัดอัตราส่วนระหว่างรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงที่ได้จากการตรวจวัดมีความน่าเชื่อถือมากกว่าการตรวจวัดรังสีแสงอาทิตย์กระจายและใช้ได้ดีในการ

ตรวจวัดระยะยาว การกระเจิงเชิงเดี่ยวของอัตราส่วนระหว่างรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงเท่ากับ ค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมด (Total differential scattering coefficient) $\beta(\theta) \equiv \omega \tau P(\theta)$ ในการตรวจวัดจริงนั้นสมการที่ (1) – (3) ใช้ได้เฉพาะช่วงความยาวคลื่นเดี่ยวและในช่วงความยาวคลื่นที่แคบมากๆ เท่านั้นในการตรวจวัดจริง



รูปที่ ผ.ก.1 ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายและรังสีแสงอาทิตย์ตรง (R) และมุมการกระเจิง (θ) ในช่วงความยาวคลื่น 0.369, 0.500 และ 1.048 ไมครอน รูปด้านซ้ายเส้นประคือการกระเจิงเชิงเดี่ยว (Single scattering) จากการประมาณอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายและรังสีแสงอาทิตย์ตรง เป็นข้อมูลที่ได้จากการประมวลผลโดยใช้ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack จากการตรวจวัดแบบอัลบูแคนดาร์โดยกำหนดตัวแปรต่างๆดังนี้ มุมซันนิต = 30° , ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยในช่วงความยาวคลื่น 0.5 ไมครอน = 0.20, การสะท้อนกลับรังสีแสงอาทิตย์ = 0.20 และดัชนีการหักเหของรังสีแสงอาทิตย์ในชั้นบรรยากาศ = $1.5 - 0.01i$ ค่าการกระจายตัวของขนาดของละอองฝุ่นได้จาก Shettle และ Fenn, 1979 โดยมีช่วงรัศมีของละอองฝุ่นระหว่าง 0.05 ถึง 20 ไมครอน

การกระเจิงเชิงซ้อนมีปริมาณเพิ่มมากขึ้นเมื่อความยาวคลื่นและมุมการกระเจิงมีค่าเพิ่มมากขึ้น และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยมีค่าลดลงเมื่อความยาวคลื่นเพิ่มขึ้นดังแสดงในรูปที่ 1 จากข้อมูล $R(\theta)$ และทำการประมวลผลโดยใช้อัลกอริทึมการกระเจิงเชิงซ้อนจะได้ค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมด และการกระจายตัวของขนาดของละอองฝุ่นต่อปริมาตรประมวลผลจากค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมดและค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ

ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (τ_A) แสดงได้ดังสมการ

$$\tau_A(\lambda) = \int_{r_m}^{r_M} \pi^2 Q_{ext}(x, \tilde{m}) n(r) dr \quad (4)$$

เมื่อ $Q_{ext}(x, \tilde{m})$ เป็นค่าสัมประสิทธิ์พลังงานรังสีแสงอาทิตย์ที่สูญหายไปในบรรยากาศ ทั้งจากการกระเจิงกลับและการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย ซึ่งสามารถแสดงได้โดยทฤษฎีของมีเย (Mie Theory)

$$x = (2\pi / \lambda)r$$

$n(r)$ คือขนาดของละอองฝุ่นที่กระจายตัวอยู่ตลอดทั้งคอลัมน์ของชั้นบรรยากาศ r_m และ r_M เป็นรัศมีน้อยที่สุดและมากที่สุดของละอองลอย

และ $\tilde{m} = m - ki$ เป็นค่าดัชนีเชิงซ้อนการหักเหของรังสีแสงอาทิตย์ (Complex refractive index) ในชั้นละอองลอยที่แขวนลอยอยู่ในชั้นบรรยากาศ

ถ้าแทนค่า Q_{ext} ด้วยฟังก์ชันการกระเจิงในสมการที่ 4 จะได้ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศจากการกระเจิง τ_{AS} ดังนั้นค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองฝุ่นสามารถแสดงได้ดังนี้ $\omega = \frac{\tau_{AS}}{\tau_A}$

ค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงของละอองลอยแสดงได้ดังสมการ

$$\beta_A(\lambda) = \frac{\lambda^2}{2\pi} \int_{r_m}^{r_M} [i_1(\theta, x, \tilde{m}) + i_2(\theta, x, \tilde{m})] n(r) dr \quad (5)$$

เมื่อ i_1 และ i_2 เป็นฟังก์ชันของมีเย (Mie Intensity Function) และเฟสฟังก์ชันของละอองลอย (aerosol phase function) แสดงได้ดังนี้ $P_A(\theta) = \frac{\beta_A(\theta)}{\omega_A \tau_A}$

ขนาดของละอองลอยที่กระจายตัวอยู่ตลอดคอลัมน์ของชั้นบรรยากาศ (n_c) คือจำนวนของละอองลอยที่แขวนลอยอยู่ในคอลัมน์ของชั้นบรรยากาศต่อหนึ่งหน่วยภาคตัดขวาง (Unit cross section) ในชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ใช้คอลัมน์ของ volume spectrum $v(r)$ แทนการกระจายตัวของขนาดของละอองลอยต่อปริมาตร $v(r) \equiv \frac{dV}{d \ln r}$ และ $v(r) = \left(\frac{4\pi}{3}\right) r^4 n(r)$

ดังนั้นสมการที่ (4) และ (5) สามารถจัดอยู่ในรูปดังนี้

$$\tau_A(\lambda) = (2\pi / \lambda) \int_{r_m}^{r_M} K_{ext}(x, \tilde{m}) v(r) d \ln r$$

$$\beta_A(\lambda) = (2\pi/\lambda) \int_0^\infty K(\theta, x, \tilde{m}) v(r) d \ln r \quad (6)$$

โดยค่า K_{ext} และ K เป็นฟังก์ชันของข้อมูลสนับสนุนการประมวลผล (Kernal functions) ดังสมการที่ (7)

$$K_{ext}(x) = \left(\frac{3}{4}\right) \frac{Q_{ext}(x)}{x}$$

$$K(\theta, x, \tilde{m}) = \left(\frac{3}{2}\right) \frac{i_1 + i_2}{x^3} \quad (7)$$

ค่า K_{ext} และ K ในที่นี้เป็นช่วงของรัศมีละอองลอยที่ได้จากข้อมูลคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์และคุณสมบัติทางกายภาพของละอองลอยโดยประมาณ จากการศึกษาพบว่าช่วงรัศมีของละอองลอยในช่วง 0.03 – 3 ไมครอน มีการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์มากที่สุด และรัศมีของละอองลอยในช่วง 0.06 – 10 ไมครอน ทำให้เกิดการกระเจิงของรังสีแสงอาทิตย์มากที่สุด ซึ่งสอดคล้องกับรัศมีของละอองลอยในช่วงช่วง 0.03 – 10 ไมครอน ที่พบว่าทำให้เกิดปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กระจายตั้งฉากกับพื้นผิวโลกมากที่สุดและการสูญหายไปของรังสีแสงอาทิตย์มากที่สุดจากการตรวจวัด

2. SKYRAD.pack Code

2.1 ลักษณะโดยทั่วไปของชุดโปรแกรม SKYRAD.pack

ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ประกอบด้วย 2 ชุดโปรแกรมย่อย ได้แก่ ชุดโปรแกรมย่อย MKDTA ใช้ในการวิเคราะห์ค่ารังสีแสงอาทิตย์ตรงและรังสีแสงอาทิตย์กระเจิงที่ได้จากการตรวจวัด และชุดโปรแกรมย่อย REDML ใช้ในการวิเคราะห์คุณสมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอย

ชุดโปรแกรมย่อย MKDTA ใช้การวิเคราะห์ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัด ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัด (Input data) ประกอบด้วย มุมซันิทและข้อมูลจากการตรวจวัดแบบอัลบูเคดาร์และแบบระนาบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก จำนวนช่วงความยาวคลื่นที่สนใจและปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นที่ทำการตรวจวัดและมุมการกระเจิง การกระจายตัวของขนาดของละอองฝุ่นต่อปริมาตรในรูปของเลขยกกำลัง ขนาดรัศมีเล็กที่สุดและใหญ่ที่สุดของละอองลอย ค่าจำนวนเชิงซ้อนของดัชนีการหักเหในแต่ละช่วงความยาวคลื่น ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยในช่วงความยาวคลื่น 0.5 ไมครอนและการสะท้อนรังสีแสงอาทิตย์ของพื้นผิวโลก (Ground albedo) ในบริเวณที่ศึกษา จากการประมวลผลโดย MKDTA จะได้รับข้อมูล (Output data) ค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก

ละอองฝุ่นในแต่ละช่วงความยาวคลื่น อัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรง
ในแต่ละช่วงความยาวคลื่น และมุมการกระเจิงของรังสีแสงอาทิตย์

สำหรับชุดโปรแกรมย่อย REDML ใช้ประมวลผลลักษณะของละอองฝุ่นจากการตรวจวัด
รังสีแสงอาทิตย์ตรงและรังสีแสงอาทิตย์กระจายตั้งฉากกับพื้นผิวโลก ดังแสดงในรูปที่ 1 ข้อมูลที่
ได้รับ (Input data) ประกอบด้วย มุมซันิทและข้อมูลจากการตรวจวัดแบบอัลบูเคดาร์และระนาบ
ตั้งฉากกับพื้นผิวโลก จำนวนช่วงความยาวคลื่นที่สนใจและปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ในช่วงความ
ยาวคลื่นที่ทำการตรวจวัดและมุมการกระเจิง อัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสี
แสงอาทิตย์ตรงในช่วงความยาวคลื่นและที่มุมการกระเจิงเฉพาะ ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศที่
ความยาวคลื่นเฉพาะ การสะท้อนรังสีแสงอาทิตย์ของพื้นผิวโลกบริเวณที่ศึกษา ค่าจำนวน
เชิงซ้อนของดัชนีการหักเหในแต่ละช่วงความยาวคลื่น ขนาดรัศมีเล็กที่สุดและใหญ่ที่สุดของ
ละอองลอย ผลที่ได้จากการประมวลชุดโปรแกรมย่อย REDML ได้แก่ volume spectrum ของ
ละอองลอย ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย ค่าการกระเจิงกลับของ
รังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย และ aerosol phase function และสร้างตัวแปร
อัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงใหม่ในช่วงความยาวคลื่นและมุมกระเจิง
ที่เลือกไว้

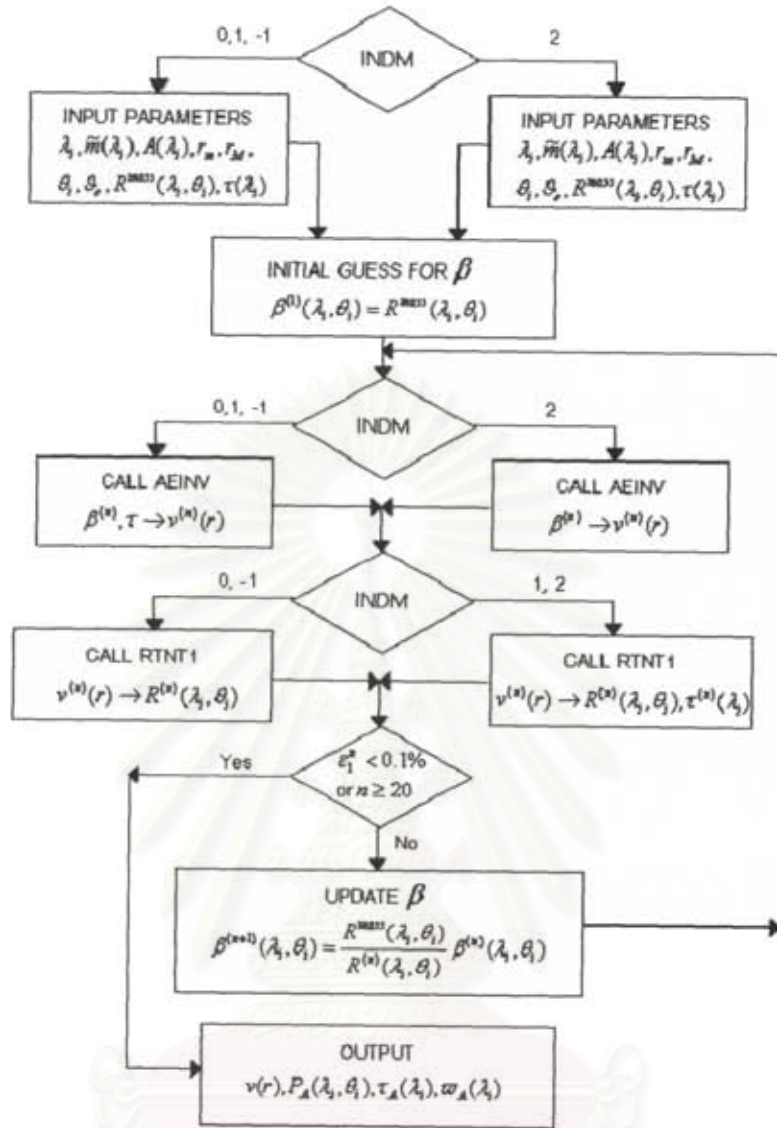
ชุดโปรแกรมย่อย REDML มีโหมดการประมวลผล 4 โหมด ตามค่า INDM เพื่อใช้ใน
การแปลงข้อมูลทัศนศาสตร์ตามแต่ละสภาวะแวดล้อม

กรณีที่ 1 $INDM = 2$ การแปลงข้อมูลทัศนศาสตร์สามารถประมวลจากค่าอัตราส่วนรังสี
แสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงของมุมการกระเจิง ($R(\theta)$) ที่ได้รับจากการ
ประมวลผลโดยชุดโปรแกรมย่อย REDML ได้ทั้งหมดและต้องการการสอบเทียบเฉพาะค่ามุมตัน
($\Delta\Omega$) เท่านั้น ให้ข้อมูล volume spectrum และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจาก
ละอองฝุ่นโดยไม่จำเป็นต้องทำการสอบเทียบกับข้อมูลรังสีแสงอาทิตย์ตรง ซึ่งโหมดนี้จะ
เหมาะสมสำหรับการทำการตรวจวัดอย่างต่อเนื่องยาวนาน

กรณีที่ 2 $INDM = 0$ จะต้องกำหนดค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศและใช้ประมวลผล
ร่วมกับข้อมูลค่าอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงของมุมการกระเจิงที่ได้
จากโปรแกรมย่อย REDML การประมวลผลในโหมดนี้ต้องการการสอบเทียบ

กรณีที่ 3 $INDM = 1$ ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศจะถูกใช้เป็นตัวบ่งชี้ในการวนรอบ
การประมวลผลของในขั้นตอนแรกแต่ยังต้องการการปรับค่าในแต่ละรอบการประมวลผล และค่า
ความขุ่นมัวของบรรยากาศจะนำมาใช้เปรียบเทียบกับค่าอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อ
รังสีแสงอาทิตย์ตรงเพื่อให้น้ำหนักความน่าเชื่อถือ

กรณีที่ 4 $INDM = -1$ ไม่มีค่ามุมตัน ($\Delta\Omega$) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศจะนำมาใช้
ร่วมกับข้อมูลอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงของมุมการกระเจิง
($R(\theta)$) แล้วโปรแกรมจะวนกลับไปใช้โหมดการประมวลผลที่ $INDM = 0$



รูปที่ ผ.ก.2 ลำดับการทำงานของโปรแกรม REDML ซึ่งใช้ในการแปลงค่ารังสีแสงอาทิตย์ตรงและกระจายที่ได้จากการตรวจวัดโดยสกายเรดิโอมิเตอร์

จากรูปที่ 2 การประมวลผลเริ่มจากค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมด (Total differential scattering coefficient) $\beta(\theta)$ เป็นค่าตั้งต้น ที่รอบการประมวลที่ n ทำการประมวลผลใน subroutine AEINV เพื่อหาค่า volume spectrum ($v^{(n)}(r)$) จากข้อมูลสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมดและค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ (ในกรณีนี้ INDEM = 0, 1, -1) และจากค่าอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงของมุมการกระเจิง ($R^{(n)}(\theta)$) และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศในรอบการประมวลผลที่ n ($\tau^{(n)}$) (ในกรณีนี้ INDEM = 1, 2) จาก volume spectrum จากโปรแกรมย่อย IMS radiative transfer ใน subroutine RTRN1 จะได้ค่า $\beta^{(n+1)}(\theta)$ โดยเปรียบเทียบค่าอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจาย

ต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงของมุมการกระเจิงร่วมกับข้อมูลจากการตรวจวัด หลังจากนั้นโปรแกรม จะทำการประมวลผลซ้ำจนกระทั่งจบการทำงาน

ค่าฟังก์ชันของ Mie Intensity และแฟกเตอร์ประสิทธิผล (Efficiency factors) ของอนุภาคทรงกลมประมวลผลจากการตรวจวัดมุมการกระเจิงจาก 0 ถึง 180 องศา รวม 55 จุดที่ทำการตรวจวัด (Grid point) และจากแต่ละช่วงขนาดของอนุภาค (x) ตามมาตราส่วนลอการิทึม (Logarithmically space) จาก 5.42×10^{-2} ถึง 5.84×10^2 รวม 59 จุดที่ทำการตรวจวัด ซึ่งข้อมูลทั้งสองนี้ผู้ใช้สามารถเลือกใช้ได้ตามความเหมาะสม การกระจายตัวของขนาดของละอองลอยต่อปริมาตรประมวลผลจากลักษณะของฮิสโทแกรม (Histogram) โดยแบ่งช่วงการพิจารณาออกเป็น 20 ช่วงย่อยตามรัศมีของอนุภาคจาก 0.01 ถึง 10 ไมครอน

2.2 Radiative Transfer Scheme

ความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมด ($\beta(\theta)$) และค่าอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงของมุมการกระเจิง ($R(\theta)$) ที่ได้จากการตรวจวัดมีการประมวลผลในโปรแกรมย่อย RTE และ MS จากรูปที่ 1 และจากการศึกษาของนักวิจัยหลายๆท่านพบว่าเกิดการกระเจิงเชิงเดี่ยว (Single Scattering) ไม่สามารถเกิดขึ้นจริง (Box และ Deepak, 1978 และ Arao และ Tanaka, 1986) ส่วนหลักของชุดโปรแกรม SKYRAD.pack นั้นได้แก่ โปรแกรมย่อย IMS radiative transfer จากการประมวลผลการตรวจวัดเป็นระนาบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก (Plane parallel) ซึ่งพัฒนาโดย Nakajima และ Tanaka, 1988 ค่า Phase function ของละอองลอยนำเสนอเป็นฟังก์ชัน Delta ร่วมกับ 2M-term series ของ Legendre polynomial ซึ่งขึ้นอยู่กับมุมการกระเจิง โดยพัฒนาจากวิธี Delta-M ซึ่งนำเสนอโดย Wiscombe, 1977 การประมาณค่า Phase function นี้จะถูกนำมาใช้ในโปรแกรมย่อย RTE และสามารถทำให้ลำดับการประมวลผลนี้สมบูรณ์ได้โดยใช้การประมวลผลในรูปเมทริก (Matrix) ของวิธีการประมวลผลไม่ต่อเนื่อง (Discrete ordinate method) ในการแก้ปัญหาสภาวะบรรยากาศต่อการส่งผ่านพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ในระนาบตั้งฉากกับพื้นผิวโลก แต่ปริมาณพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ต่อหนึ่งหน่วยมุมตันต่อตารางเมตร (Radiance; $W Sr^{-1} m^{-2}$) ยังไม่ถูกต้องนักดังจะเห็นได้จากการที่มีค่าพุ่งขึ้นสูง (spike) ที่มุมการกระเจิง 0° และการแกว่งของปริมาณพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ต่อหนึ่งหน่วยมุมตันต่อตารางเมตรที่มุมซันน้อยกว่า 20° จากการเกิดการกระเจิงเชิงซ้อนนั้นการกระเจิงมีแนวโน้มที่จะกระเจิงเท่ากันทุกทิศทาง (isotropic) เมื่อลำดับชั้นการกระเจิง (scattering order) เพิ่มขึ้นและลำดับแรกของการกระเจิงได้แก่รังสีแสงอาทิตย์กระจาย ดังนั้นจึงสามารถกำจัดส่วนที่ไม่เป็นความจริงได้โดยใช้วิธี Delta-M โดยตัดค่าประมาณจากการกระเจิงลำดับแรกและลำดับที่สอง และเพิ่มค่าที่มีความน่าเชื่อถือซึ่งได้จากการประมวลผลโดยตรง

$$\text{เมื่อ } u = \frac{E}{\Delta\Omega} \text{ ลำดับแรกของการกระเจิงคำนวณได้จาก}$$

$$u_1(\tau, \Omega) = \frac{F_o}{|\mu|} \exp(-\tau/\mu) \int_0^\tau dt \omega P(\Omega \cdot \Omega_o) \times \exp\left[\left(\frac{1}{\mu} - \frac{1}{\mu_o}\right)t\right] \quad (8)$$

เมื่อ Ω และ Ω_o เป็นเวกเตอร์หนึ่งหน่วยของทิศทางรังสีแสงอาทิตย์จากแหล่งกำเนิดและการส่งผ่าน

$$\mu = \cos \theta, \quad \mu_o = \cos \theta_o$$

และสำหรับลำดับที่สองของการกระเจิงในตัวกลางเนื้อเดียว (Homogeneous) นั้นแสดงได้ดังนี้

$$\hat{u}(\tau, \Omega) = -(1-f\omega)\hat{\omega}^2 \left[2\hat{P}(\Omega \cdot \Omega_o) - \hat{P}^2(\Omega \cdot \Omega_o) \right] \times h(\tau, \mu, \mu_o^*, \mu_o^*) \quad (9)$$

เมื่อ $\hat{P}^2, \hat{\omega}, \mu_o^*$ และ h แสดงได้ดังนี้

$$\hat{P}^2(x) = \frac{1}{4\pi} \sum_{n=0}^M (2n+1) \bar{g}_n^2 P_n(x)$$

$$\hat{\omega} = \frac{f\omega}{(1-f\omega)}, \quad \mu_o^* = \frac{\mu_o}{(1-f\omega)} \quad (10)$$

$$h(\tau, \mu, \mu', \mu_o) = \frac{\exp(-\tau/\mu)}{\mu\mu'} \int_0^\tau dt \exp\left[\left(\frac{1}{\mu} - \frac{1}{\mu_o}\right)t\right] \times \int_0^t dt' \exp\left[\left(\frac{1}{\mu'} - \frac{1}{\mu_o}\right)t'\right]$$

- เมื่อ \bar{g}_n คือ Legendre moments ของค่าเฉลี่ยของเฟสฟังก์ชันตลอดทั้งคออลัมน์
 P_n คือ Legendre Polynomial
 f คือ ลำดับชั้นการกระเจิงที่ตัดออก

2.3 Inversion Schemes

ในชุดโปรแกรม SKYRAD.pack โปรแกรมย่อย Inversion scheme ใช้ในการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมด ($\beta(\theta)$) และค่าอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงของมุมการกระเจิง ($R(\theta)$) ที่ได้จากการตรวจวัด และการกระจายตัวของขนาดของละอองลอยต่อปริมาตรจากข้อมูลค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมดและค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ (เมื่อ INDM = 0, 1, -1) จากรูปที่ 2 โปรแกรมย่อย inversion ทำการประมวลผลค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงจากวิธีการความสัมพันธ์เชิงเส้นตรง (linear method) แต่ละรอบการคำนวณในแต่ละลำดับชั้นการประมวลผลเพื่อให้ได้คออลัมน์ volume spectrum $v(r)$ ซึ่งจะประกอบด้วยผลการประมวลผลเชิงเดี่ยวในกรณีที่ใช้

วิธีการความสัมพันธ์เชิงเส้นตรง หรือทำการประมวลผลซ้ำแบบวนรอบการคำนวณถ้าใช้วิธีการซ้ำความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรง (nonlinear iterative method)

ในที่นี้จะพิจารณาการใช้วิธีการวนรอบการประมวลผลจากความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรงของ inversion scheme โดยตั้งสมมุติฐานให้ First guest solution มีการปรับค่าในแต่ละรอบการประมวลผลจนกระทั่งผลต่างที่ได้จากการประมวลผลและค่าที่ได้จากการทดลองถึงค่าที่กำหนด ค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมดที่รอบการประมวลผลที่ n จะได้รับการปรับค่าโดย

$$\beta^{(n+1)}(\theta) = \left[\frac{R^{means}(\theta)}{R^{(n)}(\theta)} \right] \beta^{(n)}(\theta) \quad (11)$$

เมื่อค่าตั้งต้น (Initial guest) ของ $\beta^{(n)}(\theta)$ ได้จาก $\beta^1(\theta) = R^{means}(\theta)$ ถ้าเราได้ค่า columnar volume spectrum $v(r)$ จากข้อมูล $\beta^{(n)}$ (INDM=2) การใช้วิธีการซ้ำความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรงจะให้ค่า $v(r)$ จากการวนรอบซ้ำในรอบการประมวลผลที่ m และจุดที่ i ที่ทำการประมวลผล r_i จะปรับค่า $v^{(m)}(r_i)$ จากสมการ

$$v^{(m+1)}(r_i) = v^{(m)}(r_i) \prod_{j=1}^{NM} (1 + \varepsilon_j^m K_{ji}^*), \quad (i = 1, \dots, NS) \quad (12)$$

เมื่อ $K_{ji}^* = \frac{K_{ji}}{K_{max}}$ เป็น normalized kernel

K_{max} เป็นค่ามากที่สุดของ K_{ji}

NM เป็นครั้งที่ของมุมที่ทำการตรวจวัด

ปริมาณ ε_j เป็นค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมดของละอองลอยที่มุม j^{th} และ

รอบการประมวลผลที่ m^{th} ค่า ε_j ได้จาก $\varepsilon_j^m = \left[\frac{\beta_j^{(n)}}{\beta_j^{(m)}} \right] - 1$ เมื่อ $\beta_j^{(m)}$ ประมวลผลโดยใช้ $v^{(m)}(r_i)$, $(i = 1, \dots, NS)$

วิธีการความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงของ Inversion scheme ประกอบด้วยความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงในรูปของเมทริก การประมวลผลคอลลิมนัมน์ volume spectrum $v(r)$ จากค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมด ($\beta^{(n)}$) และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ (τ) (INDM = 0, 1, -1) ดังแสดงโดยสมการความสัมพันธ์ในรูปของเมทริกดังนี้

$$g = Av^{(n)} + \varepsilon \quad (13)$$

เมื่อ g เป็นเวกเตอร์ของข้อมูลค่าสัมประสิทธิ์อนุพันธ์การกระเจิงทั้งหมด ($\beta_A^{(n)}$) และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ (τ_A)

$v^{(n)}$ เป็นเวกเตอร์ไม่ทราบค่าของ $v^{(n)}(r_i)$

ε เป็นค่าความคลาดเคลื่อนของแต่ละชุดข้อมูล

และ A ประกอบด้วยส่วนข้อมูลที่สนับสนุนการประมวลผล (kernel)

เมื่อเพิ่มค่า Smoothing matrix (H) และ Lagrange multiplier (γ) ซึ่งจะเพิ่มน้ำหนักระหว่าง A และ H ดังนั้น

$$v = (A^T A + \gamma H)^{-1} A^T g \quad (14)$$

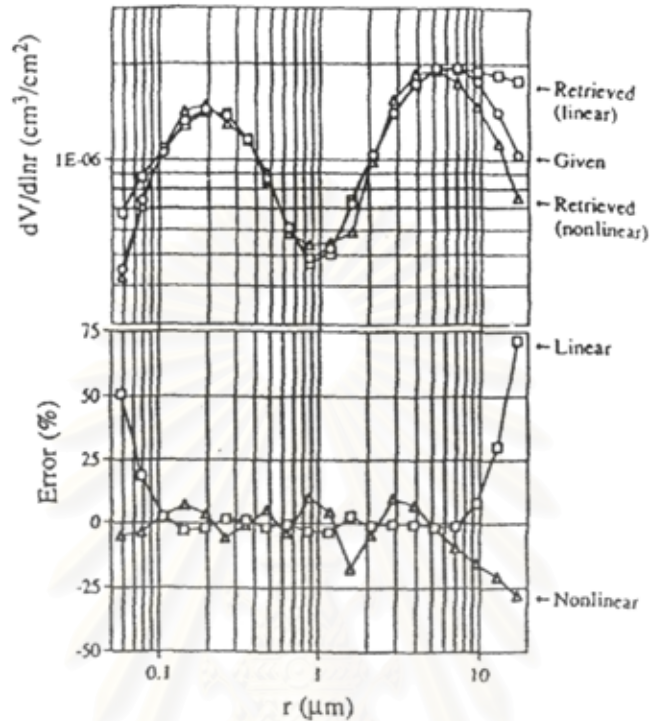
เมื่อ A^T เป็นทรานสโพสของเมทริก A ในชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ตัวแปร γ จำนวนจาก Tanaka, Nakajima และ Takamura, 1982

ข้อดีของการใช้วิธีการหาค่าความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรง (nonlinear iterative method) คือ

1. ผลที่ได้จากการประมวลผลซ้ำจะเป็นค่าบวกในขณะที่ค่าจินตภาพ (unrealistic) ในสเปกตรัมสามารถได้จากความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงของ inversion
2. วิธีความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรง inversion ให้ผลที่มีช่วงความต่างของรัศมีของละอองฝุ่นมากกว่าวิธีความสัมพันธ์เชิงเส้นตรง
3. วิธีความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรงง่ายกว่า
4. ค่าความคลาดเคลื่อนส่งผลต่อค่าที่ได้น้อยกว่า

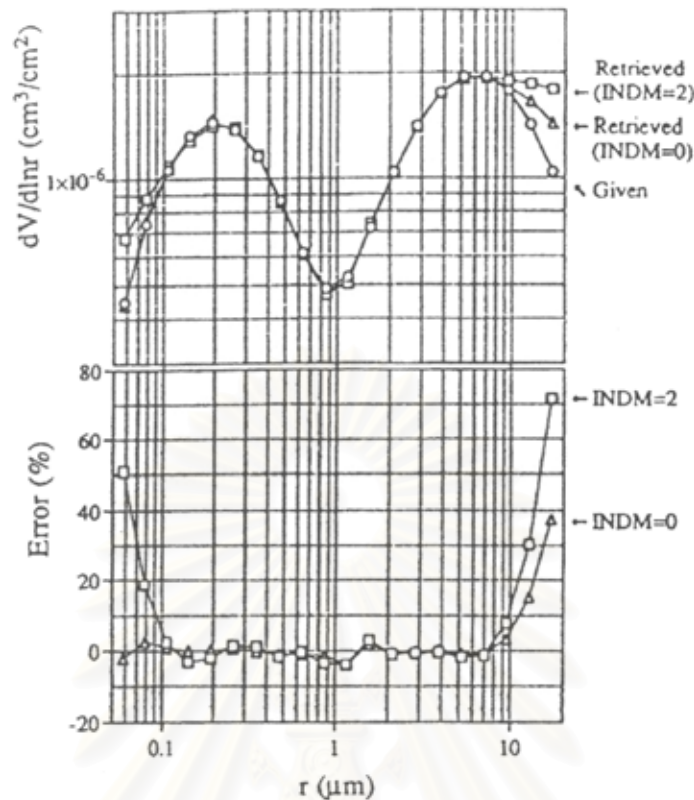
รูปที่ 3 แสดงค่า volume spectra ที่ได้จากข้อมูลอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรง (R) ของรูปที่ 2 (กรณีนี้ INDM = 2) จากโปรแกรมย่อย Inversion โดยวิธีความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรงและวิธีความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงโดยใช้ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack พบว่าวิธีความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงในโปรแกรมย่อย Inversion มีเปอร์เซ็นต์ความคลาดเคลื่อน (Error (%)) ระหว่างค่าการกระจายตัวของรัศมีของอนุภาคที่ใส่ในโปรแกรมและได้รับจากโปรแกรมเป็นฟังก์ชันของรัศมีเพิ่มขึ้นทั้งในกรณีช่วงรัศมีของอนุภาคน้อยที่สุดและมากที่สุดระหว่าง 0.05 – 20 ไมครอน โดยมีค่าความคลาดเคลื่อนเข้าใกล้ 60% ถ้ากำหนดให้ค่าความคลาดเคลื่อนมีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับ 25% ช่วงรัศมีของอนุภาคที่เหมาะสมจะนำมาใช้โดยวิธีความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรงและวิธีความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงมีค่าระหว่าง 0.75 – 11 ไมครอน และ 0.6 – 18 ไมครอน ตามลำดับ เช่นเดียวกับกับการนำวิธีความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรงและวิธีความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงมาใช้กับค่าสัมประสิทธิ์การหายไปและการกระเจิงที่นำเสนอในรูปที่ 4 เมื่อค่า volume spectra ได้จากข้อมูลในรูปที่ 2 ในกรณีที่ INDM = 0 และในกรณีที่ INDM = 2

พบว่าในกรณีที่ $INDM = 0$ จะให้ค่ารัศมีโดยเฉพาะในกรณีที่อนุภาคมีรัศมีน้อยที่สุดจาก 0.75 – 11 ไมครอน ถึง 0.6 – 14 ไมครอน



รูปที่ ผ.ก.3 การกระจายตัวของขนาดของละอองฝุ่นจากวิธีการความสัมพันธ์เชิงเส้นตรง และความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรง (linear and nonlinear method) ในโปรแกรมย่อย Inversion จากอัตราส่วนระหว่างรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงจาก ข้อมูลที่ใช้ในรูปที่ 1 (ในกรณีที่ $INDM = 2$) เมื่อมุมการกระเจิงอยู่ระหว่าง 3° ถึง 30° รูปล่างแสดงความต่างระหว่างค่าที่ได้จากการประมวลผลและการตรวจวัด โปรแกรมย่อย Inversion ที่ใช้ในชุดโปรแกรม SKYRAD.pack โดยสมมุติให้ช่วงรัศมีของละอองลอยมีค่าตั้งแต่ 0.05 ถึง 20 ไมครอน

สำนักงานวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ ๔.๒ การกระจายตัวของขนาดของละอองลอยจากการประมวลผลโดยชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ในกรณีที่ INDM = 0 และ INDM = 2 จากวิธีการความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงในโปรแกรมย่อย Inversion รูปข้างแสดงความต่างระหว่างค่าที่ได้จากการประมวลผลและการตรวจวัด โดยใช้ในรูปที่ 1 เมื่อมุมการกระเจิงอยู่ระหว่าง 3° ถึง 30° สมมุติให้ช่วงรัศมีของละอองฝุ่นมีค่าตั้งแต่ 0.05 ถึง 20 ไมครอน

ในการศึกษาชุดโปรแกรม SKYRAD.pack เราจะใช้ 6 ชุดข้อมูล spectra ของค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศในช่วงความยาวคลื่น 5 ไมครอน $\tau_A(5\mu m) = 0.2$, $A = 0.1$, $\tilde{m} = 1.5 - 0.01i$, $r_m = 0.01$ ไมครอน และ $r_M = 20$ ไมครอน กำหนดค่าความน่าเชื่อถือดังนี้

- $(\varepsilon(v))$ ค่าเฉลี่ยของความคลาดเคลื่อนในแต่ละช่วงรัศมีของละอองลอยมีค่ามากกว่า 5%
- $(\varepsilon(\tau_A))$ การกระจายสัมพันธ์ (relative deviation) ระหว่างค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอยที่ได้จากการประมวลผลและที่ได้จากการตรวจวัด
- และ $(\varepsilon(R))$ การกระจายตัวของค่าเฉลี่ยกำลังสอง (root mean square deviation) ที่ได้จากการประมวลผลและการคำนวณจากอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรง

ผลที่ได้จากการใช้ค่าอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงในกรณีที่ INDM = 2 ตามวิธีความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงให้ค่า $\varepsilon(v)$, $\varepsilon(r_A)$ และ $\varepsilon(R)$ น้อยกว่าวิธีความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรง ในขณะที่วิธีความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรงในโปรแกรมย่อย Inversion ให้ผลที่น่าพอใจในช่วงรัศมีสัมพันธ์ที่กว้างกว่า (a relatively wider radius interval) ผลที่ได้จากวิธีความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรงมีความสัมพันธ์อย่างยิ่งกับค่าสเปกตรัมตั้งต้นที่กำหนด (the first-guess spectrum) เมื่อไม่มีจำนวนจินตภาพในสเปกตรัมปกติของวิธีความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงของโปรแกรมย่อย Inversion

จากผลที่ได้จากการประมวลผลและการตรวจวัดในบริเวณตอนกลางของทะเลเมดิเตอร์เรเนียน, Cagliari ซาดิเนีย ประเทศอิตาลี พบว่าผลที่ได้จากทั้งสองวิธีมีความคล้ายคลึงกันมาก เนื่องจากวิธีความสัมพันธ์ไม่เป็นเส้นตรงในโปรแกรมย่อย Inversion จะต้องมีการประมวลผลซ้ำ ในขณะที่วิธีความสัมพันธ์เชิงเส้นตรงของโปรแกรมย่อย Inversion จะต้องแปลงค่าให้อยู่ในรูปเมทริกซ์สมการที่ 15 และต้องการข้อมูลเพิ่มเติมอีกหลายอย่างในการหาค่า γ

3. โปรแกรมย่อยการสอบเทียบและประมวลผลอย่างละเอียด (Calibration and Data-Elaboration Procedure)

การพิจารณาค่าอัตราส่วนรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรง (R) และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ (τ) ต้องการการประมาณค่ามุมตัน ($\Delta\Omega$) และแรงดันไฟฟ้าตั้งต้นของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรง (V_o) เพื่อใช้ในการประมวลผลตามสมการ

$$V = V_o \exp(-m_o \tau), \quad R(\theta) \equiv \frac{V_E(\theta)}{V m_o \Delta\Omega} = \beta(\theta) + q(\theta) \quad (15)$$

เมื่อ V และ V_E เป็นแรงดันไฟฟ้าของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงที่ได้จากการตรวจวัดและแรงดันไฟฟ่ารังสีแสงอาทิตย์กระเจิง

ในที่นี้ใช้วิธีการสแกนรังสีแสงอาทิตย์ (Sun scanning method) และวิธีการลงจุดแบบแลนลี่ (Langley plot) ที่ปรับปรุงใหม่ในการสอบเทียบข้อมูล

ในการแปลงข้อมูลทัศนศาสตร์ (Optical data) ต้องการการนำเข้าพารามิเตอร์บางตัว ดังนั้นกระบวนการ Inversion ต้องทำการการระบุค่าเฉลี่ย m , k และ A ในทุกช่วงความยาวคลื่นซึ่งสัมพันธ์กับค่า V_o ดังจะแสดงต่อไป

3.1 Determination of the Solid View Angle

มีหลายวิธีการที่สามารถนำมาใช้ในการระบุค่ามุมตันของเครื่องเรดิโอมิเตอร์ ได้แก่

วิธีตะเกียง (Lamp method) คือกำหนดเป้าหมายแหล่งกำเนิดพลังงานการแผ่รังสีที่มีคุณสมบัติในการแผ่รังสีเท่ากันทั้งหมด (Uniform target) โดยทราบค่าความสว่างของแหล่งกำเนิดและให้แหล่งกำเนิดมีลักษณะเป็นรูปทรงกลม ค่ามุมตันแสดงดังสมการ

$$\Delta\Omega = \frac{E}{cL} \quad (16)$$

เมื่อ \bar{L} เป็นค่ากลางของการแผ่รังสี (Radiance) พื้นที่ที่สามารถตรวจวัดได้ (Field of View) E คือค่าพลังงานต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ที่รังสีแสงอาทิตย์กระจาย c คือค่าคงที่

การสอบเทียบโดยใช้วิธีตะเกียงนี้จำเป็นต้องคำนึงถึงแหล่งกำเนิดพลังงานรังสีและพื้นที่รูปผิวของแหล่งกำเนิดเป็นอย่างดี

วิธีระนาบรังสีแสงอาทิตย์กระจาย (Diffuse plate method) คือ การตรวจวัดตามแนวตั้งของวงกลมสุริยะ (Solar disk) แล้วทำการตรวจวัดตามแนวระนาบรังสีแสงอาทิตย์กระจายที่แผ่ออกมารอบจตุรัสแสงอาทิตย์ตรงที่ทำมุม 45 องศา กับแนวตั้ง ถ้าเราทราบค่าการสะท้อนกลับ (Flux reflectance, r) ของระนาบรังสีแสงอาทิตย์กระจายและสมมุติให้มีการสะท้อนกลับเท่ากันทุกทิศทางที่พื้นผิวของวัตถุ ค่ามุมตันจะมีค่าดังนี้

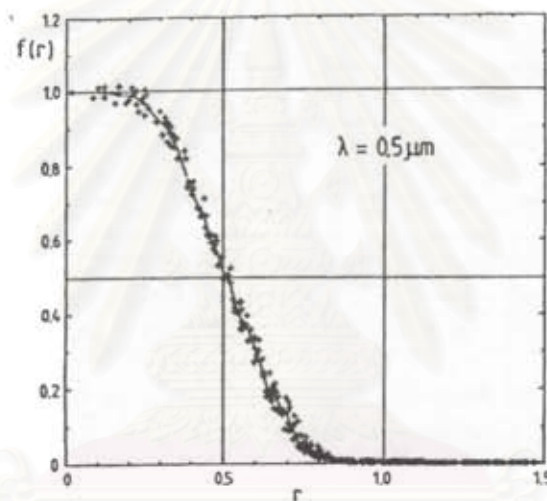
$$\Delta\Omega = \frac{\pi E}{rcF} \quad (17)$$

วิธีชี้ตรงไปยังแหล่งกำเนิดพลังงานการแผ่รังสี (Point-source method) ใช้การตรวจวัดเป็นระนาบตั้งฉากกับแหล่งกำเนิดพลังงานการแผ่รังสี ในการตรวจวัดโดยใช้สกายเรดิโอมิเตอร์ (Skyradiometer, POM-01) ใช้วิธีนี้โดยให้ดวงอาทิตย์เป็นแหล่งกำเนิดพลังงานการแผ่รังสี โดยระบุศูนย์กลางแหล่งกำเนิดพลังงานการแผ่รังสีตามแกนอ้างอิงแนว (x, y) วิธีนี้จะใช้การสแกนรอบๆ ดวงอาทิตย์ ΔA จากวิธีนี้มุมตันสามารถแสดงได้ดังสมการ

$$\Delta\Omega = \frac{\int \int_{\Delta A} E(x, y) dx dy}{E(0,0)} \equiv \int \int_{\Delta A} f(x, y) dx dy \quad (18)$$

เมื่อ $E(x, y)$ เป็นความหนาแน่นพลังงานต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ของรังสีแสงอาทิตย์กระจ่างเมื่อระบุแกนทัศนศาสตร์ (optical axis) ของเครื่องเรดิโอมิเตอร์ตามแนวแกน (x, y) และ $f(x, y)$ เป็นฟังก์ชันของเครื่องเรดิโอมิเตอร์ การทำงานของสกายเรดิโอมิเตอร์โดยใช้วิธีชี้ตรงไปยังแหล่งกำเนิดพลังงานการแผ่รังสีนี้เครื่องสกายเรดิโอมิเตอร์จะทำการสแกน $2^\circ \times 2^\circ$ รอบๆ

วงกลมสุริยะ จากบนลงล่างและซ้ายไปขวา ครั้งละ 0.1° โดยทำการตรวจวัดทั้ง 7 ช่วงความยาวคลื่น หลังจากนั้นสัญญาณที่ได้จะระบุลงตามแนวแกนอ้างอิง (x, y) หลังจากนั้นจะทำการประมวลผลตาม (18) โดยใช้ระบบรูปวงรี (Elliptical system) ให้ศูนย์กลางการสแกนเป็น $(0,0)$ ดังนั้นฟังก์ชันของเครื่องเรดิโอมิเตอร์จึงแสดงโดยฟังก์ชันวงรีที่มีแกนหลัก r , $f(x, y) \equiv f(r)$ ดังแสดงในรูปที่ 5 เมื่อความยาวคลื่นที่ใช้ $\lambda = 0.500$ ไมครอน ค่ามุมตันที่ได้จะมีค่าเข้าใกล้ 2×10^{-4} sr และค่ามุมตันที่ได้จะลดลงตามความยาวคลื่นที่ใช้ในการตรวจวัดเนื่องจากช่วงความยาวคลื่นที่เบี่ยงเบนไปจากเลนส์เดี่ยวในตัวรับสัญญาณของเครื่องเรดิโอมิเตอร์ ดังได้กล่าวข้างต้นสมมุติให้วงกลมสุริยะมีการเปลี่ยนแปลงน้อยมาก ในขณะที่มุมรัศมี (angular radius) มีค่าประมาณ $\sim 0.23^\circ$ จะไม่ส่งผลกระทบต่อสมการ 18 และมุมรัศมีของวงกลมสุริยะมีค่าน้อยกว่าระนาบตรงกลางของพื้นที่ที่สามารถตรวจวัดได้ของเครื่องรับสัญญาณ

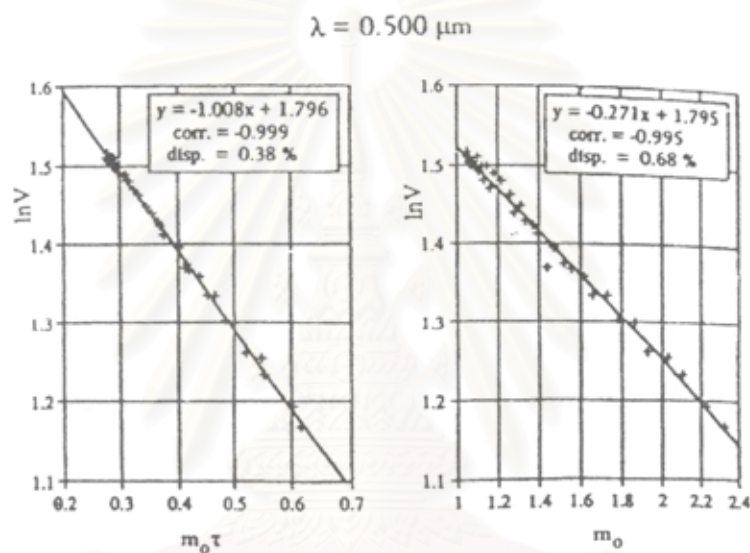


รูปที่ ผ.ก.5 จากการตรวจวัดโดยใช้สกายเรดิโอมิเตอร์โดยหาค่ามุมตันจากวิธีชี้ตรงไปยังแหล่งกำเนิด ฟังก์ชันของเครื่องเรดิโอมิเตอร์ ($f(r)$) มีการเปลี่ยนแปลงตามรัศมีของละอองลอย ที่ความยาวคลื่น 0.5 ไมครอน

3.2 Calibration of Direct Radiation Measurements

วิธีที่นิยมใช้กันทั่วไปในการหาค่าแรงดันไฟฟ้าตั้งต้นของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรง (V_0) คือ วิธีการลงจุดแบบแลนเลย์ (Langley plot) ซึ่งใช้ข้อมูลรังสีแสงอาทิตย์ตรงของแต่ละช่วงความยาวคลื่นจากการหาความสัมพันธ์ระหว่าง $V - m_0$ เมื่อ $m_0 \rightarrow 0$ โดยให้ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศมีค่าคงที่เมื่อทำการสอบเทียบ เนื่องจากเมื่อทำการตรวจวัดอย่างต่อเนื่องไปนานๆ ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศก็จะมีเปลี่ยนแปลงทำให้สมมุติฐานที่ตั้งไว้มีความคลาดเคลื่อนไปเรื่อยๆ จากการศึกษาของ Shaw, 1976 พบว่าค่า V_0 โดยมีค่าความคลาดเคลื่อน $\sim 10\%$

ในที่นี้จะนำเสนอวิธีใหม่ที่นำมาใช้ในการสอบเทียบค่าแรงดันไฟฟ้าตั้งต้นของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงโดยใช้ข้อมูลรังสีแสงอาทิตย์ตรงและกระจายจากการตรวจวัด ซึ่งขยายความมาจากการศึกษาของ Tanaka และคณะ, 1986 โดยให้ค่าอัตราส่วนระหว่างรังสีแสงอาทิตย์กระจายและรังสีแสงอาทิตย์ตรง (R) ที่ได้จากการประมวลผลโดยชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ในกรณีที่ INDM = 2 แทนค่าข้อมูลรังสีแสงอาทิตย์ตรงและกระจายจากการตรวจวัด และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศในช่วงความยาวคลื่นต่างๆใช้ $m_0\tau$ และหาค่า V_0 จากกราฟความสัมพันธ์ระหว่าง $V - m_0\tau$ ดังแสดงในสมการ 15 โดยค่า V_0 ที่ได้รับจากวิธีนี้จะขึ้นอยู่กับข้อมูลที่ใส่เข้าไปเป็นค่าเฉลี่ยที่ได้จากช่วงความยาวคลื่นต่างๆ



รูปที่ ผ.ก.6 เปรียบเทียบการลงจุดแบบเลเยอร์แบบปรับปรุงแล้ว (ซ้าย) และแบบปกติ (ขวา) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศได้จากประมวลผล ในกรณี INDM = 2, $m = 1.4$, $k = 0.01$ และ $A = 0.1$ โดยใช้ข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดบริเวณทะเลเมดิเตอร์เรเนียน Cagliari, ซาร์ดิเนีย

จากรูปที่ 6 เปรียบเทียบการสอบเทียบค่า V_0 ที่ได้จากวิธีการลงจุดแบบเลเยอร์แบบปกติ และแบบที่ปรับปรุงแล้ว โดยใช้ข้อมูลที่ทำกรตรวจวัด ณ Cagliari ซาดีเนีย ประเทศอิตาลี ที่ช่วงความยาวคลื่น 0.5 ไมครอน ผลที่ได้จากวิธีการลงจุดแบบเลเยอร์แบบที่ปรับปรุงแล้วให้ค่าความสัมพันธ์ที่ดีกว่า (Correlation Coefficient) และข้อมูลที่หลุดออกจากเส้นแนวโน้มน้อยกว่า วิธีการลงจุดแบบเลเยอร์แบบปกติ สำหรับในช่วงความยาวคลื่น 0.5 ไมครอนพบว่าความต่างของค่า V_0 ที่ได้จากวิธีการลงจุดแบบเลเยอร์แบบปกติและแบบที่ปรับปรุงแล้วมีความต่างกันประมาณ 0.1% สำหรับในช่วงความยาวคลื่นอื่น พบว่ามีค่า 1.1, -0.06, -0.6, -0.8, -0.9 และ -0.9% ตามลำดับ เมื่อทำการสอบเทียบโดยทำการตรวจวัดในบริเวณใกล้เคียงพบว่ามีค่าต่าง

ประมาณ 3% จากส่วนแรกของสมการที่ 15 ค่าความคลาดเคลื่อนของ V_o ต่อ $m_o\tau$ แสดงตั้งสมการ

$$\frac{d\tau}{\tau} = \frac{1}{m_o\tau} \frac{dV_o}{V_o} \quad (19)$$

จากการทดลองพบว่าค่า $\frac{1}{m_o\tau}$ มีการเปลี่ยนแปลงในช่วง 0.6-1.4, 1.6-3.6, 3.2-7.1, 4.1-9.3, 4.8-11.4 และ 5.6-14.3 ในแต่ละช่วงความยาวคลื่นตามลำดับ ความคลาดเคลื่อนของ V_o 1% อาจทำให้ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศมีความคลาดเคลื่อนได้ถึง 10%

3.3 Data-Elaboration Procedure

ในชุดโปรแกรม SKYRAD.pack มีการใช้กรณีต่างๆในหลายๆกรณีเพื่อให้ข้อมูลมีความละเอียดมากขึ้นทั้งจากการประมวลผลและการตรวจวัด

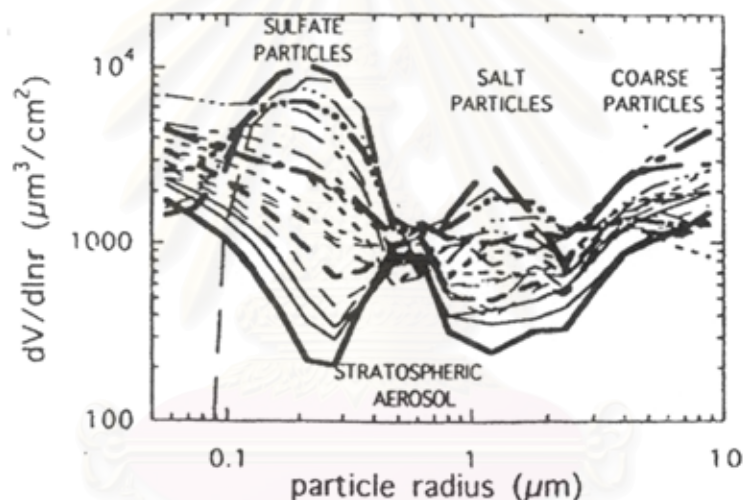
Tonna และคณะ 1995 ใช้แบบจำลองสภาพบรรยากาศ 9 แบบจำลอง โดยอธิบายสภาวะของแบบจำลองโดยใช้ตัวแปร θ_o , A และ τ_A ที่ความยาวคลื่น 0.5 ไมครอนและจากการตรวจวัดในการประมวลผลหาข้อมูลคุณสมบัติทางทัศนศาสตร์เพื่อประมวลผลหาค่า volume spectrum ของละอองลอย ทำการประมวลผลโดยใช้ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ทั้ง 4 กรณี (INDM = -1, 0, 1, 2) โดยใช้อัตราส่วนระหว่างปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงต่อรังสีแสงอาทิตย์กระจายในช่วงมุมกระเจิง $3^\circ \leq \theta \leq 30^\circ$ การกระจายตัวของ volume spectrum ของละอองลอยในการศึกษานี้จะใช้ Bimodel ของ Shettle และ Fenn, 1979 และ Shiobara และคณะ, 1991 ซึ่งใช้ในการพิจารณาละอองลอยที่มีขนาด 0.1 – 10 ไมครอน, โดยมีค่าดัชนีการหักเห (refractive index) 1.48 – 0.055i และ 1.50 – 0.01i ตามลำดับ ผลที่ได้แสดงให้เห็นว่า $\varepsilon(R)$ มีค่าอยู่ในช่วง 0.3% สำหรับในแต่ละกรณีศึกษา $\varepsilon(\tau_A)$ มีค่าอยู่ในช่วง 0.3% และ 1.5% ในกรณีที่ INDM = 0, 1, -1 และ INDM = 2 ตามลำดับ โดยกำหนดค่า r_m , r_M , m , k และ A สำหรับทั้งในการประมวลผลและตรวจวัด

จากการศึกษาของ Kaufman และคณะ 1994a โดยใช้ข้อมูลจากการตรวจวัดภาคพื้นดิน การส่งผ่านพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ (Solar Transmission) และการแผ่รังสีของท้องฟ้า (Sky radiance) ในหลายสภาพภูมิประเทศโดยใช้ค่ากลางของ Sun photometer-radiometer ร่วมกันกับการตรวจวัดใน 8 ช่วงความยาวคลื่นจาก 0.44 – 1.03 ไมครอน สำหรับพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ตรงและใน 3 ช่วงความยาวคลื่น (0.44, 0.62 และ 0.87 ไมครอน) สำหรับการตรวจวัดการแผ่รังสีของท้องฟ้า มุมที่ใช้ในการสแกนการแผ่รังสีของท้องฟ้าในช่วง $2^\circ \leq \theta \leq 40^\circ$ โดยใช้ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ในการประมวลผลการกระจายตัวของขนาดของละอองลอย ในช่วงรัศมี $0.06 < r < 10$ ไมครอน, โดยใช้ bimodal และ trimodel volume spectra ขึ้นอยู่กับพื้นที่ที่ทำการตรวจวัด และค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจาก

ละอองลอย (τ_A) พิจารณาจากทั้งข้อมูลปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงโดยใช้วิธีการลงจุดแบบ เลเยร์ปกติและจากข้อมูลอัตราส่วนระหว่างปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงต่อปริมาณรังสี แสงอาทิตย์กระจายในกรณีที่ INDM = 2

Kaufman และคณะ 1994b ทำการเฉลี่ยค่า Volume size spectra จากการตรวจวัด 160 สถานีตรวจวัดภาคพื้นดิน ณ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือของสหรัฐอเมริกา ระหว่างโครงการ SCAR-A (Sulfate Cloud And Radiation – Atlantic) ในปี 1993 ดึงนำเสนอในรูปที่ 7 จากการศึกษา นี้สามารถแบ่งชนิดของละอองลอยได้ดังนี้

- accumulation mode รัศมีของละอองลอยน้อยกว่า 0.3 ไมครอน
- ละอองลอยในบรรยากาศชั้นสตราโทสเฟียร์มีรัศมีระหว่าง 0.3 ถึง 0.8 ไมครอน
- ละอองลอยประเภทเกลือจากทะเลมีรัศมีระหว่าง 0.8 ถึง 2.5 ไมครอน
- ละอองลอยประเภทอนุภาคหยาบมีรัศมีมากกว่า 2.5 ไมครอน



รูปที่ ผ.ก.7 การกระจายตัวของขนาดละอองลอยต่อปริมาตรจากการตรวจวัดโดย sun/sky radiometer และทำการประมวลผลข้อมูลโดยชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ระหว่างโครงการ SCAR-A โดยทำการเฉลี่ยข้อมูลทุกๆ 5 หรือ 10 ข้อมูล

Dalu และคณะ 1995 ทำการตรวจวัดละอองลอยทั้งองค์ประกอบทางเคมี คุณสมบัติทาง กายภาพและทัศนศาสตร์ ณ ซาดินี ประเทศอิตาลี โดยใช้สกายเรดิโอมิเตอร์ ทำให้ข้อมูลทัศน ศาสตร์มีความละเอียดมากขึ้นโดยใช้ชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ในกรณีศึกษาที่ INDM = 2 ค่ามุมการกระเจิง $3^\circ < r < 35^\circ$ องศา จาก volume spectra ของละอองลอยที่ได้รับจากการ ประมวลผลร่วมกับ trimodel volume size distribution พบว่ารัศมีประมาณ 0.15, 0.5 และ 2 ไมครอน เป็นละอองลอยประเภท background aerosol, ละอองฝุ่นจากทะเลและละอองลอย ชนิดเกลือ มีการพิจารณาลักษณะการเปลี่ยนแปลงของค่าความขุ่นนัวของบรรยากาศอัน

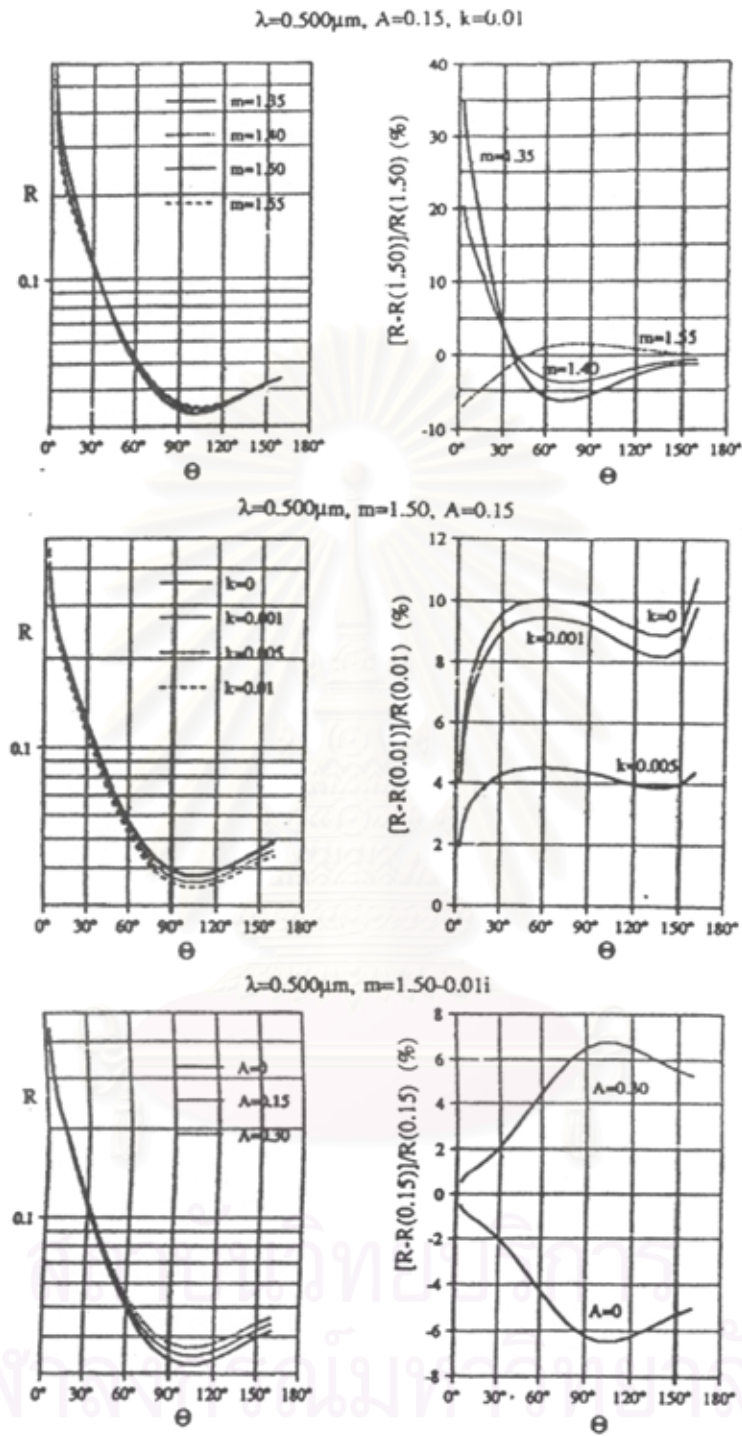
เนื่องมาจากละอองลอยในช่วงวันในการศึกษาครั้งนี้ด้วย โดยเลือกพิจารณาค่าดัชนีการสะท้อนกลับและค่าการสะท้อนกลับอันเนื่องมาจากพื้นผิวโลกมาใช้ในการประมวลผล และทำการพิจารณาค่าเฉลี่ยทางทัศนศาสตร์ตลอดช่วงความยาวคลื่นโดยพิจารณาในแต่ละชั่วโมงจากค่าน้อยที่สุดนำเสนอโดย $\varepsilon(R)$ ซึ่งมีค่าคงที่มากสำหรับในแต่ละค่า m , k และ A โดยกำหนดให้ r_m และ r_M มีค่า 0.01 และ 10 ไมครอน

Tonna และคณะ 1995 ได้ทำการศึกษาปัญหาที่เกี่ยวข้องกับความน่าเชื่อถือของผลต่อการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรควบคุม $\varepsilon(R)$ พบว่าการใส่ตัวแปรควบคุมที่ไม่ถูกต้องสามารถทำให้เกิดความผิดพลาดในการประมวลผลอย่างชัดเจน ดังนั้นการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรควบคุม $\varepsilon(R)$ จึงทำได้ในช่วงที่จำกัดมาก จากการศึกษาข้อมูลที่ถูกทำให้ความละเอียดมากขึ้นสำหรับในกรณีศึกษาที่ INDM = 2 โดยใช้ช่วงความยาวคลื่นมาตรฐานของชุดโปรแกรม SKYRAD.pack ผลที่ได้สรุปได้ดังนี้

- 1) ค่า r_m และ r_M ควรมีค่าอยู่ในช่วง $0.05 \leq r \leq 15$ ไมครอน
- 2) ค่าการสะท้อนกลับรังสีแสงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกควรมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ภายในช่วงประมาณ 15%
- 3) จำนวนจินตภาพของดัชนีการหักเหกลับ m ควรมีเปลี่ยนแปลงอยู่ภายในช่วงประมาณ 30%
- 4) ค่า k ควรมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ภายในช่วงประมาณ 20%

แทนที่จะทำการตรวจวัดค่าดังกล่าวเพิ่มเติม เราจะใช้ค่าอัตราส่วนปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงที่เปลี่ยนแปลงไปตามมุมการกระเจิง ($R(\theta)$) ในทุกช่วงมุมการกระเจิงที่น่าจะเป็นไปได้แทนการกำหนดช่วงของมุมการกระเจิง ค่า $R(\theta)$ จะขึ้นอยู่กับพารามิเตอร์ต่างๆในแต่ละช่วงมุมการกระเจิง โดยอาจใช้ค่าอัตราส่วนปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรงที่เปลี่ยนแปลงไปตามมุมการกระเจิง 2 - 3 ชุดข้อมูล รูปที่ 8 แสดงการเปลี่ยนแปลงของ R กับ m , k และ A ที่ช่วงความยาวคลื่น $\lambda = 0.5$ ไมครอน โดยมุมการกระเจิงอยู่ในช่วง $3^\circ - 160^\circ$ ซึ่งเป็นค่ามุมการกระเจิงที่มีความน่าเชื่อถือสูงที่สุดสำหรับการตรวจวัด ข้อมูลจะถูกนำมาประมวลผลในชุดโปรแกรมย่อย MKDATA ในชุดโปรแกรม SKYRAD.pack โดยใช้ aerosol spectrum ของ Shettle และ Fenn, 1979

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

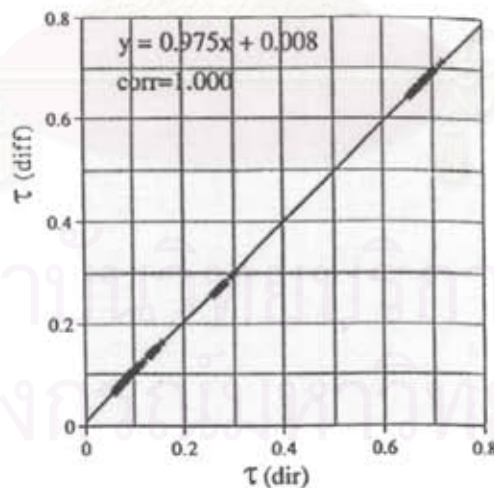


รูปที่ ผ.ก.8 อัตราส่วนระหว่างรังสีแสงอาทิตย์กระจายต่อรังสีแสงอาทิตย์ตรง R เมื่อเปรียบเทียบกับดัชนีการหักเหของแสงในชั้นบรรยากาศ m (รูปบน), จำนวนจินตภาพของดัชนีการหักเหของแสงในชั้นบรรยากาศ k (รูปกลาง), และการสะท้อนกลับ A (รูปล่าง) ทำการประมวลผลโดย SKYRAD.pack และการกระจายตัวของขนาดของละอองลอยต่อปริมาตรใช้วิธีของ Shettle และ Fenn, 1979

จากรูปที่ 8 รูปบนสุดด้านซ้ายแสดงการเปลี่ยนแปลงของ R ตามค่า m ต่าง ๆ 4 ค่า โดยกำหนดค่า k และ A เห็นได้จากรูปบนสุดทางขวาว่าช่วงมุมการกระเจิงที่ทำให้ค่า m มีการเปลี่ยนแปลงมากที่สุดอยู่ระหว่าง 3 – 30 องศา จากรูปที่ 8 รูปกลางทางขวา ค่า R มีค่าเกือบจะคงที่เมื่อมุมการกระเจิงอยู่ในช่วง 30 – 160 องศา ในขณะที่การเปลี่ยนแปลงมากที่สุดของอัตราปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์กระจาย R ต่อ A เมื่อมุมการกระเจิงจาก 90 – 120 องศา

จากข้อมูลพื้นฐานที่ได้จะนำมาใช้ในโปรแกรมการประมวลผลย่อย Inversion สมมุติว่าทำการตรวจวัดตลอดทั้งวันโดยมีข้อมูลที่ตรวจวัดได้อย่างสมบูรณ์อยู่ประมาณ 30 ข้อมูล ภายหลังจากทำการระบุค่ามุมคั่น $\Delta\Omega$ ทำการแปลงค่าแต่ละชุดข้อมูลโดยใช้กรณีศึกษาที่ INDM = 2 โดยมีช่วงมุมการกระเจิง $3^\circ \leq \theta \leq 30^\circ$ สมมุติค่า m มา 6 ค่า ให้ค่า k และ A จากค่าน้อยสุดของ $\varepsilon(R)$ โดยทำการเฉลี่ยตลอดช่วงความยาวคลื่น การเปลี่ยนแปลงของ $\varepsilon(R)$ กับค่า k และ A มีค่าน้อยมากเมื่อพิจารณาช่วงของมุมการกระเจิง

เมื่อทำให้ข้อมูลมีความละเอียดมากขึ้นโดยใช้กรณีศึกษา INDM = 2 สมมุติประมาณค่า k มี 6 ค่า ค่า m ที่ได้จากการตั้งสมมุติฐานข้างต้น และค่า A ในแต่ละความสัมพันธ์ระหว่างค่า k และ A สร้างการลงจุดของเลเยอร์แบบที่ทำการปรับปรุงแล้วโดยทำการเพิ่มเส้นแนวโน้มตามสมการ $\ln V = \ln V_0 - cm_0 \tau$ ในแต่ละช่วงความยาวคลื่น จากค่าน้อยที่สุดสามารถแสดงการเบี่ยงเบน $\varepsilon(c) \equiv (c-1)$ ทำการเฉลี่ยตลอดช่วงความยาวคลื่นสามารถหาค่า k และประมาณกลุ่มของค่า V_0



รูปที่ ผ.ก.9 ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศที่ได้จากข้อมูลรังสีแสงอาทิตย์ตรงจากข้อมูล Sunphotometer โดยตัดแปลงข้อมูลโดยการลงจุดแบบเลเยอร์แบบปรับปรุงแล้ว เปรียบเทียบค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศที่ได้จากข้อมูลรังสีแสงอาทิตย์กระจาย โดยใช้ข้อมูลชุดเดียวกับที่นำเสนอในรูปที่ 6

จากค่ากลางของ V_o เราสามารถหาค่าความชุ่มชื้นของบรรยากาศจากการตรวจวัดแรงดันไฟฟ้า V ที่ได้จากการตรวจวัดรังสีแสงอาทิตย์ตรง รูปที่ 9 ทำการเปรียบเทียบค่าความชุ่มชื้นของบรรยากาศที่ได้จากรังสีแสงอาทิตย์ตรง (r_{dir}) กับค่าความชุ่มชื้นของบรรยากาศที่ได้จากข้อมูลการแผ่รังสีของท้องฟ้า (r_{diff}) จากข้อมูลที่ทำการศึกษา ณ Cagliari, ซาดีเนียร์ จากโปรแกรมย่อยข้างต้น ข้อมูลจาก 6 ช่วงความยาวคลื่นมาตรฐานนำมาประมวลผลรวมกัน ความคลาดเคลื่อน 0.008 อาจเป็นผลมาจากความคลาดเคลื่อนในการสอบเทียบรังสีแสงอาทิตย์ตรง ในขณะที่ค่าคงที่ 0.975 เป็นผลมาจากความคลาดเคลื่อนของมุมต้น ดังได้แสดงในรูปที่ 8 อัตราส่วนปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงต่อรังสีแสงอาทิตย์กระจายในช่วงมุมกระเจิง 90 - 120 องศา จะมีการเปลี่ยนแปลงตามค่าการสะท้อนกลับของรังสีแสงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก ทำให้เราจะต้องสร้างความสัมพันธ์ระหว่างอัตราส่วนปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงต่อรังสีแสงอาทิตย์กระจาย (R) และช่วงมุมกระเจิง (θ) โดยใช้ค่ากลางที่ได้รับข้างต้นและต้องหาค่า A ที่ทำให้ $\varepsilon(R)$ มีค่าน้อยที่สุด ผลที่สุดขั้นตอนนี้ต่อไปสามารถใช้ค่าความชุ่มชื้นของบรรยากาศที่ได้จากรังสีแสงอาทิตย์ตรง (r_{dir}) และอัตราส่วนปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ตรงต่อรังสีแสงอาทิตย์กระจาย (R) และค่าเฉลี่ยข้อมูลเบื้องต้นที่ให้กับชุดโปรแกรม SKYRAD.pack เพื่อเข้าสู่กรณีศึกษา INDM = 0 และประมวลผลขั้นตอนนี้ต่อไป



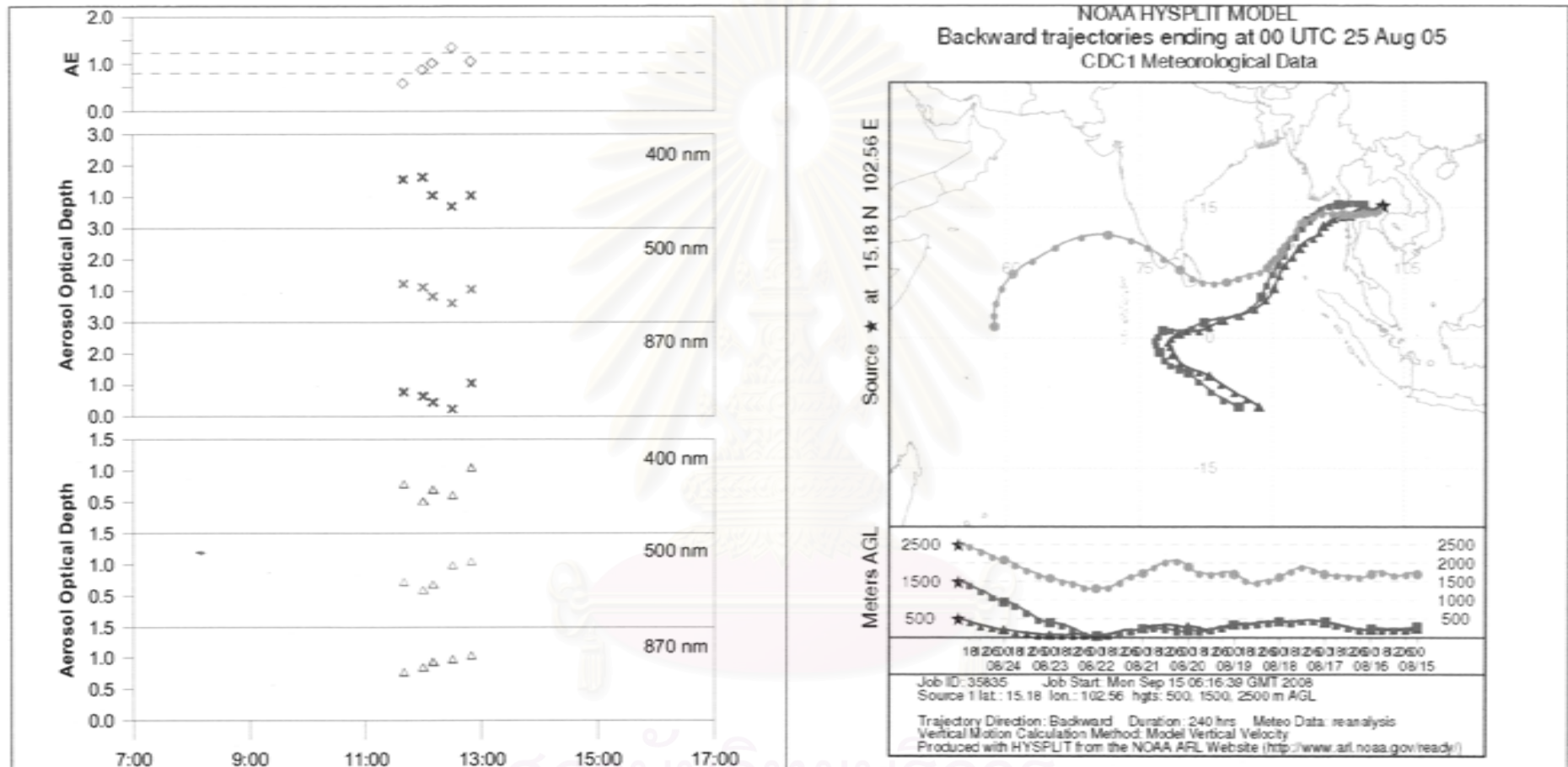
สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ภาคผนวก ข

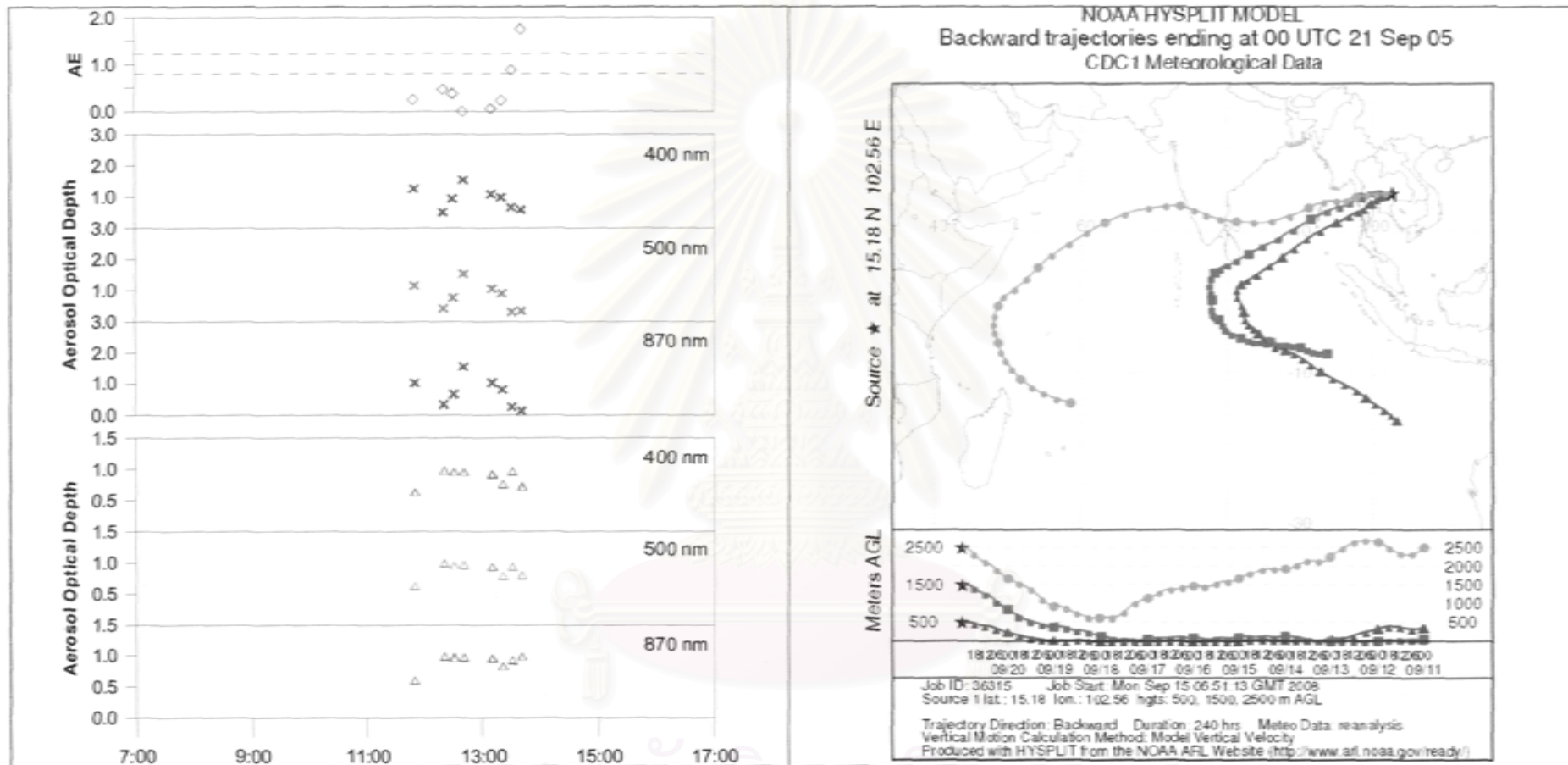
สมบัติทางทัศนศาสตร์ของละอองลอยและแบบจำลองย้อนกลับการ
เคลื่อนที่ของอนุภาคอากาศ (Backward trajectories)

(ที่มา http://www.ready.n_oaa.gov/hysplitarc-bin/traj1arc.pl; วันที่ 6 ตุลาคม พ.ศ. 2551 เวลา
14:00 น.)

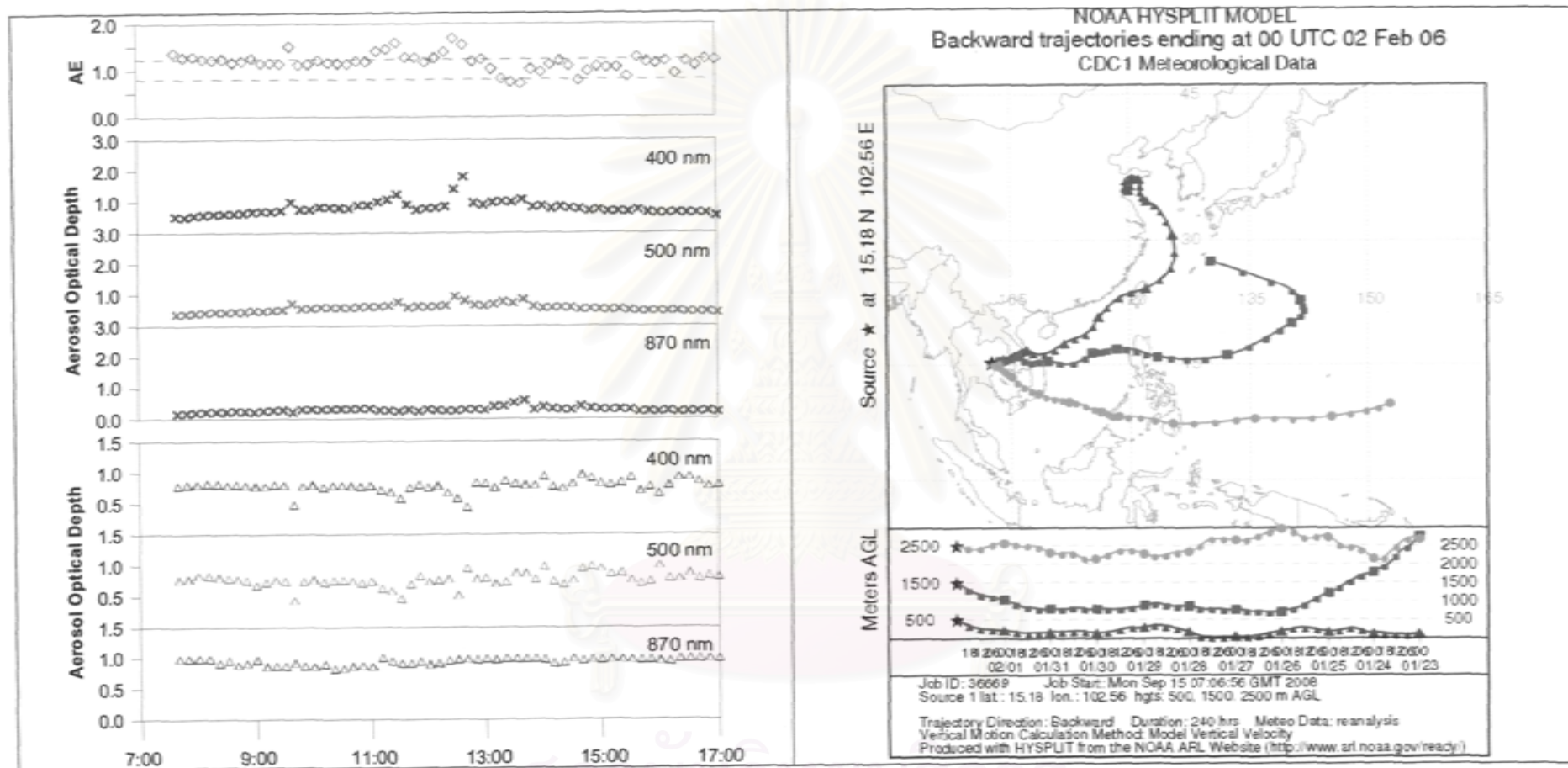
สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



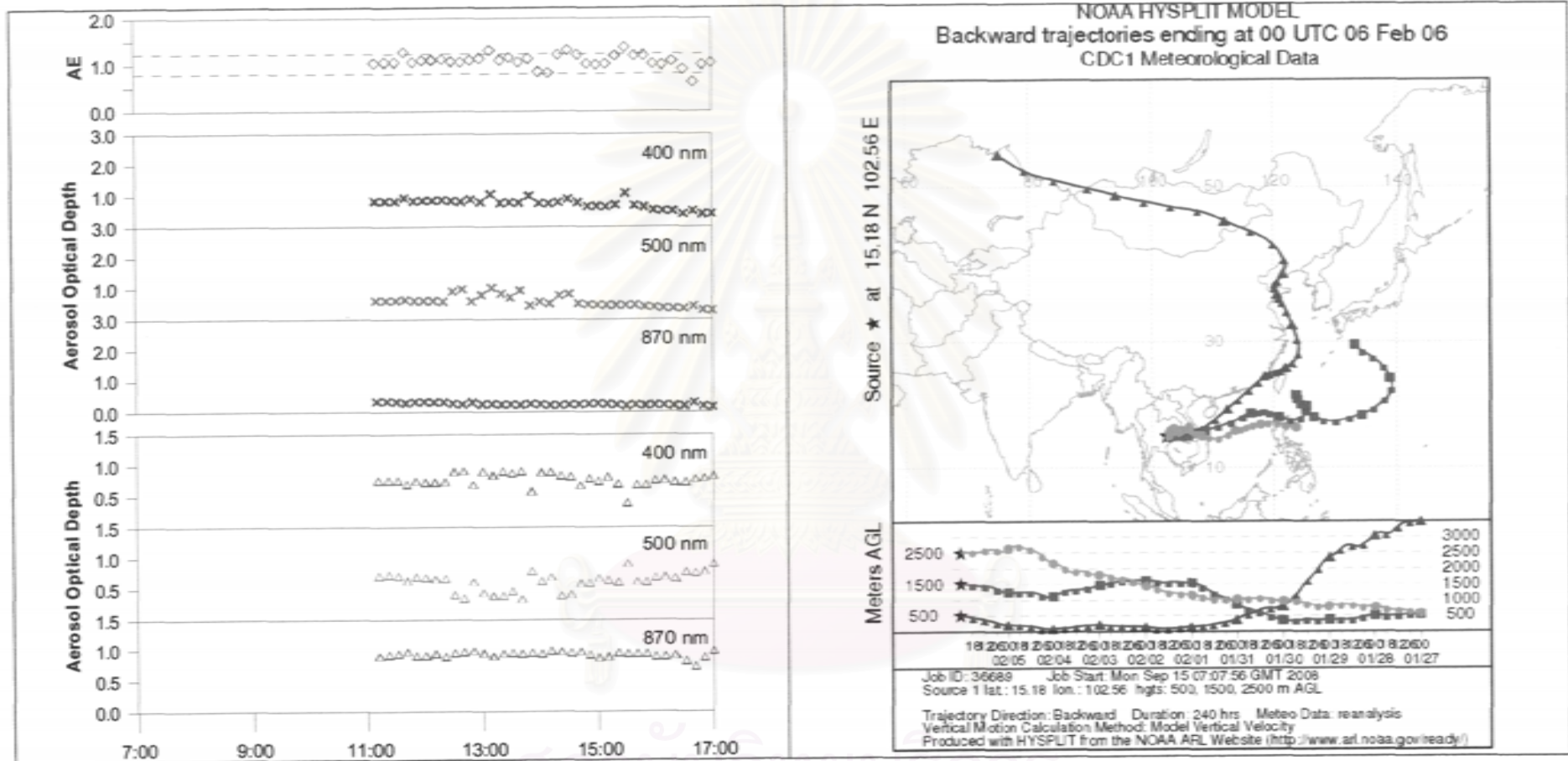
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก
ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
วันที่ 25 สิงหาคม พ.ศ. 2548



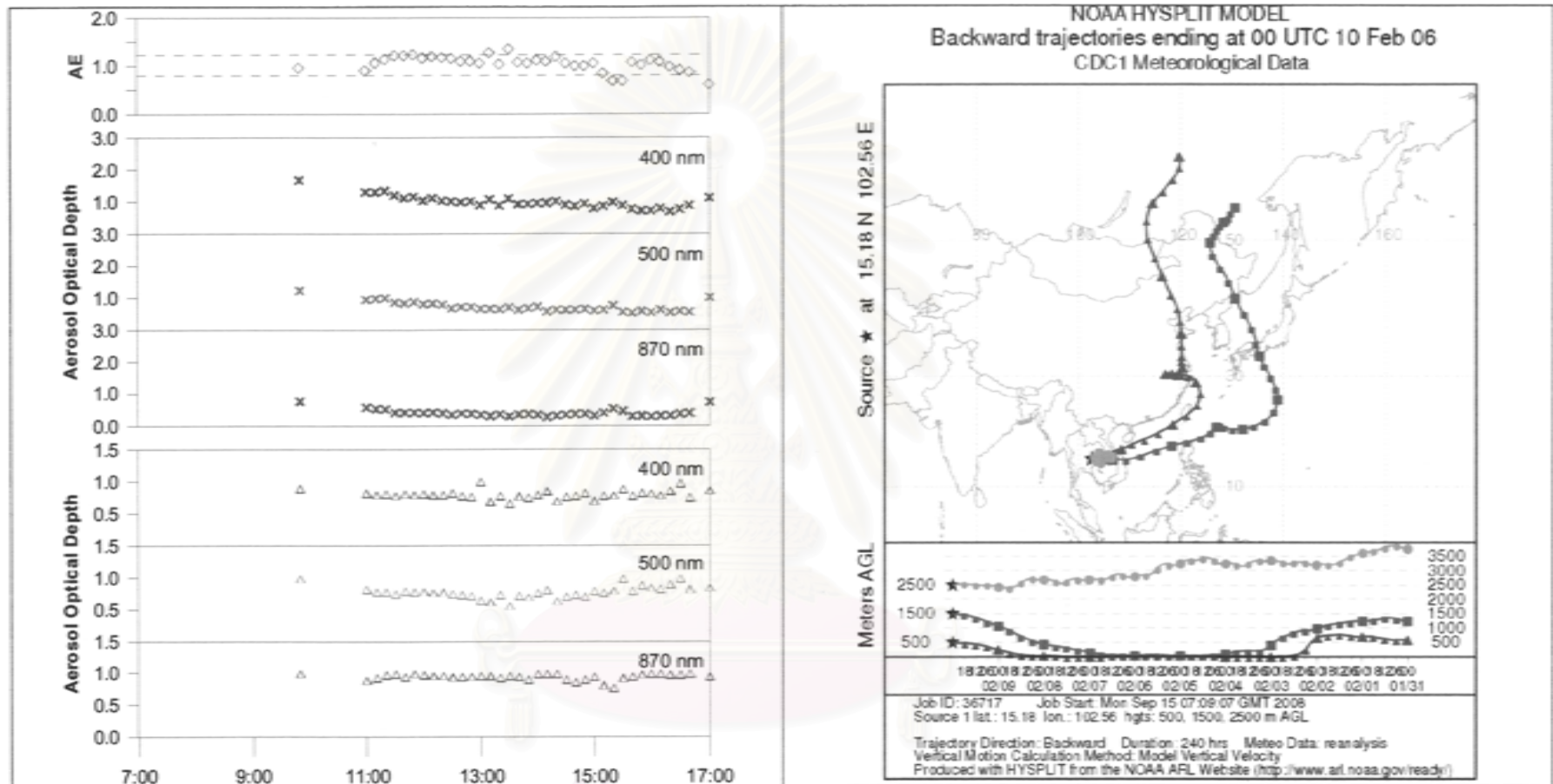
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 21 กันยายน พ.ศ. 2548



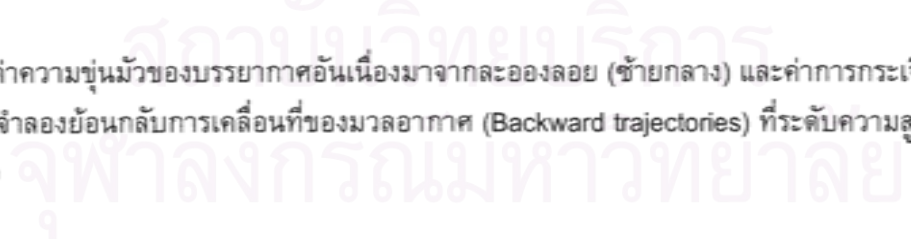
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก
ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
วันที่ 2 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2549

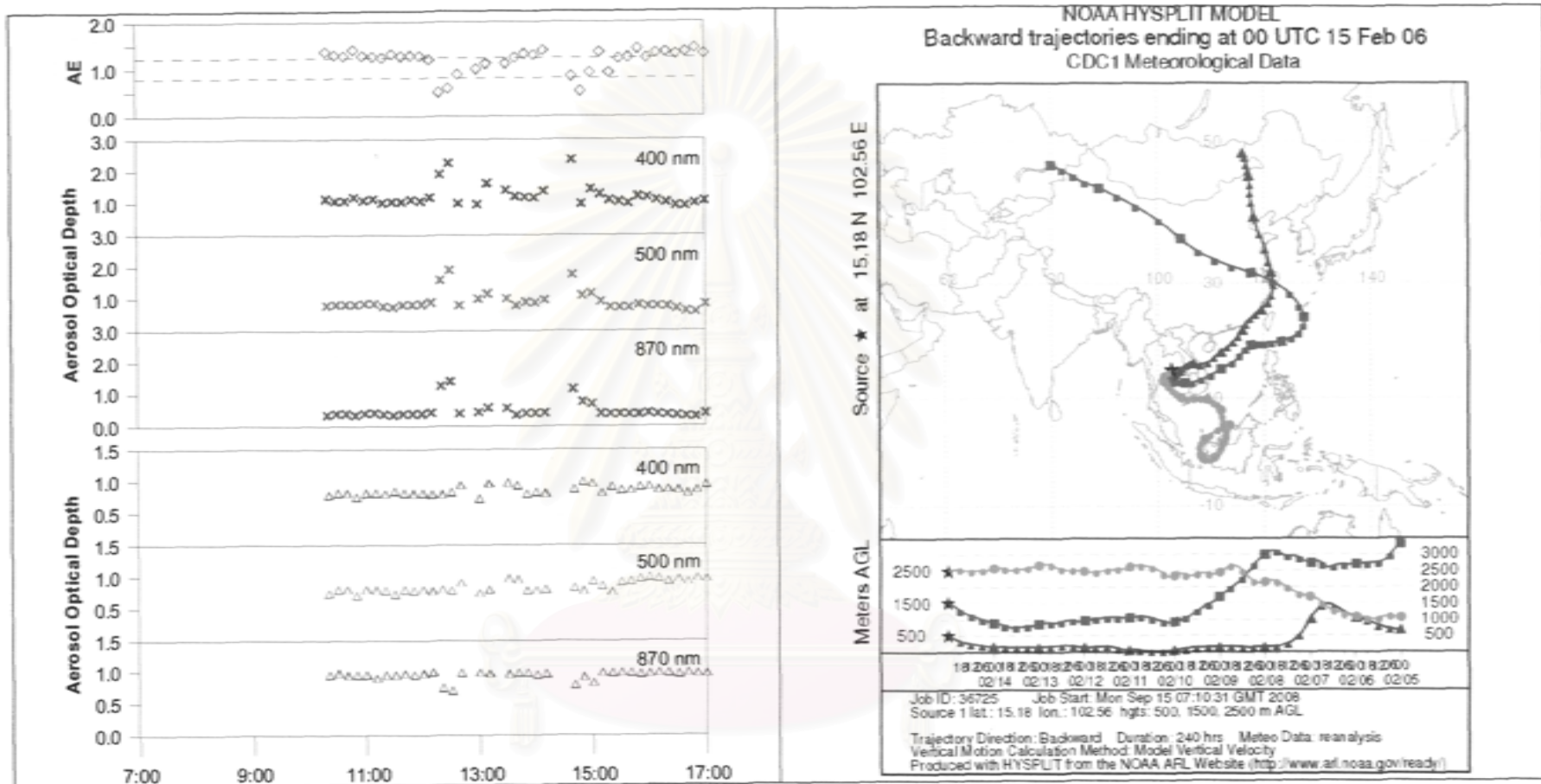


ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 6 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2549

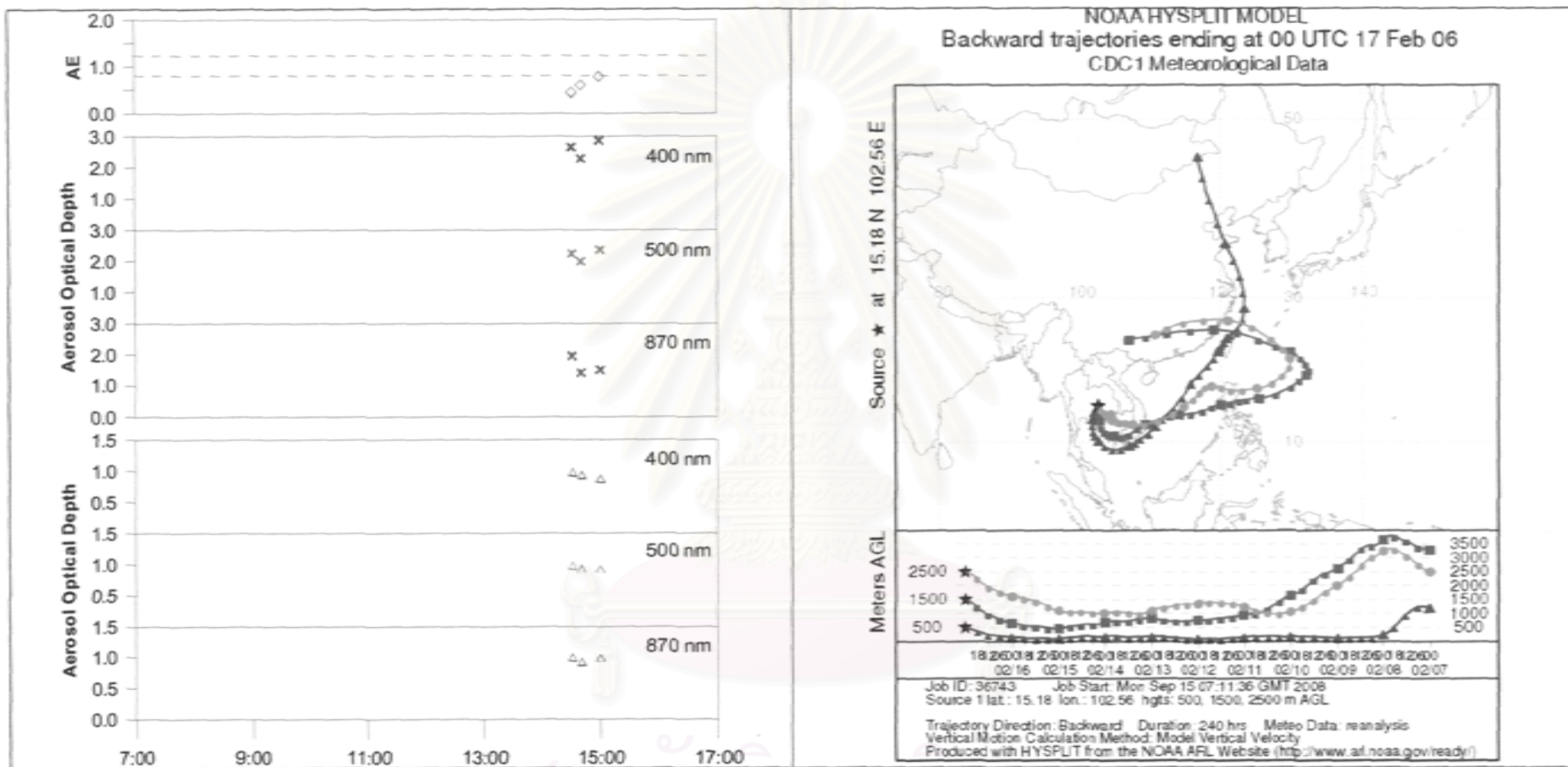


ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน วันที่ 10 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2549



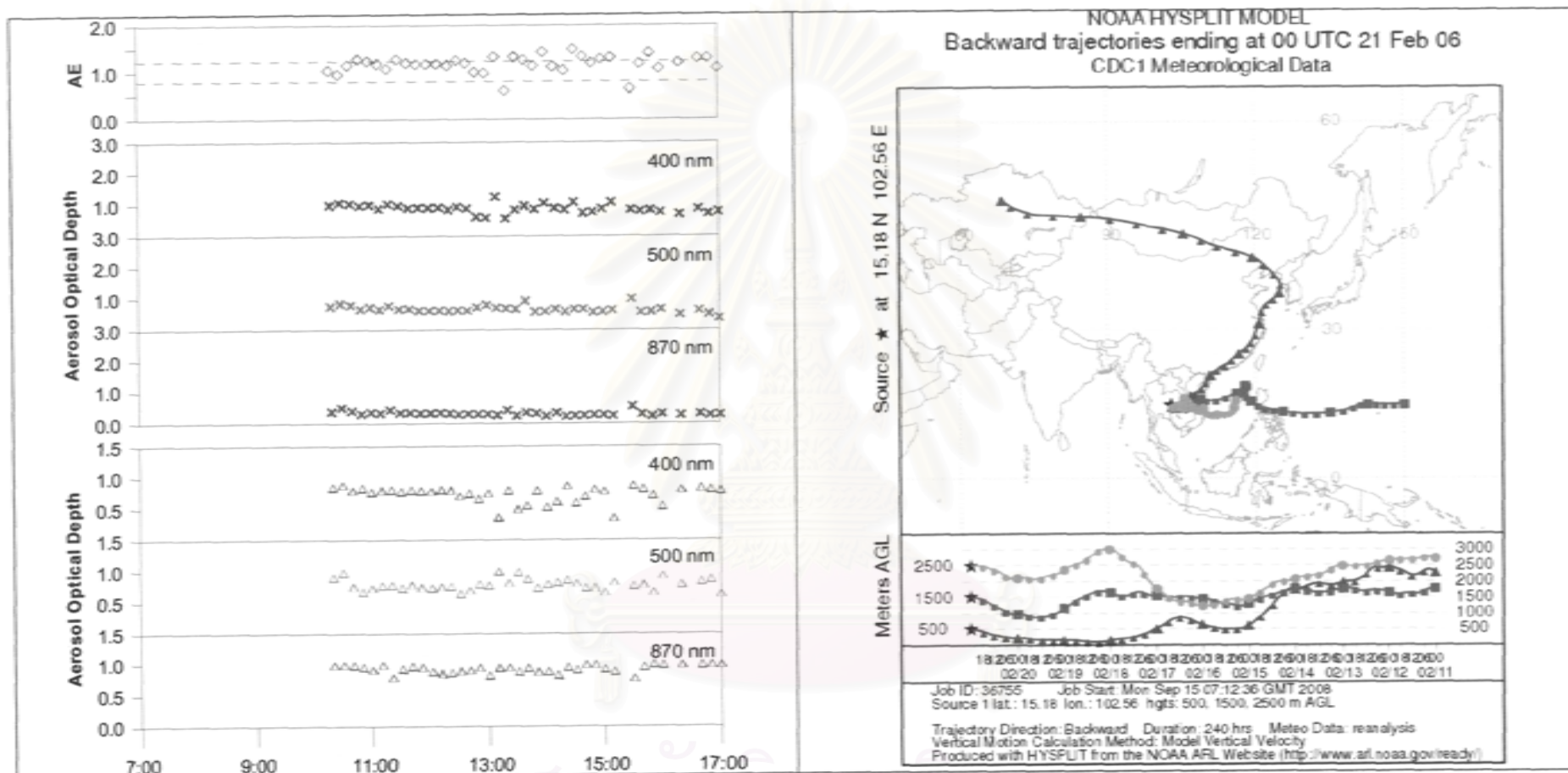


ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอื่นเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อื่นเนื่องมาจาก
ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
วันที่ 15 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2549

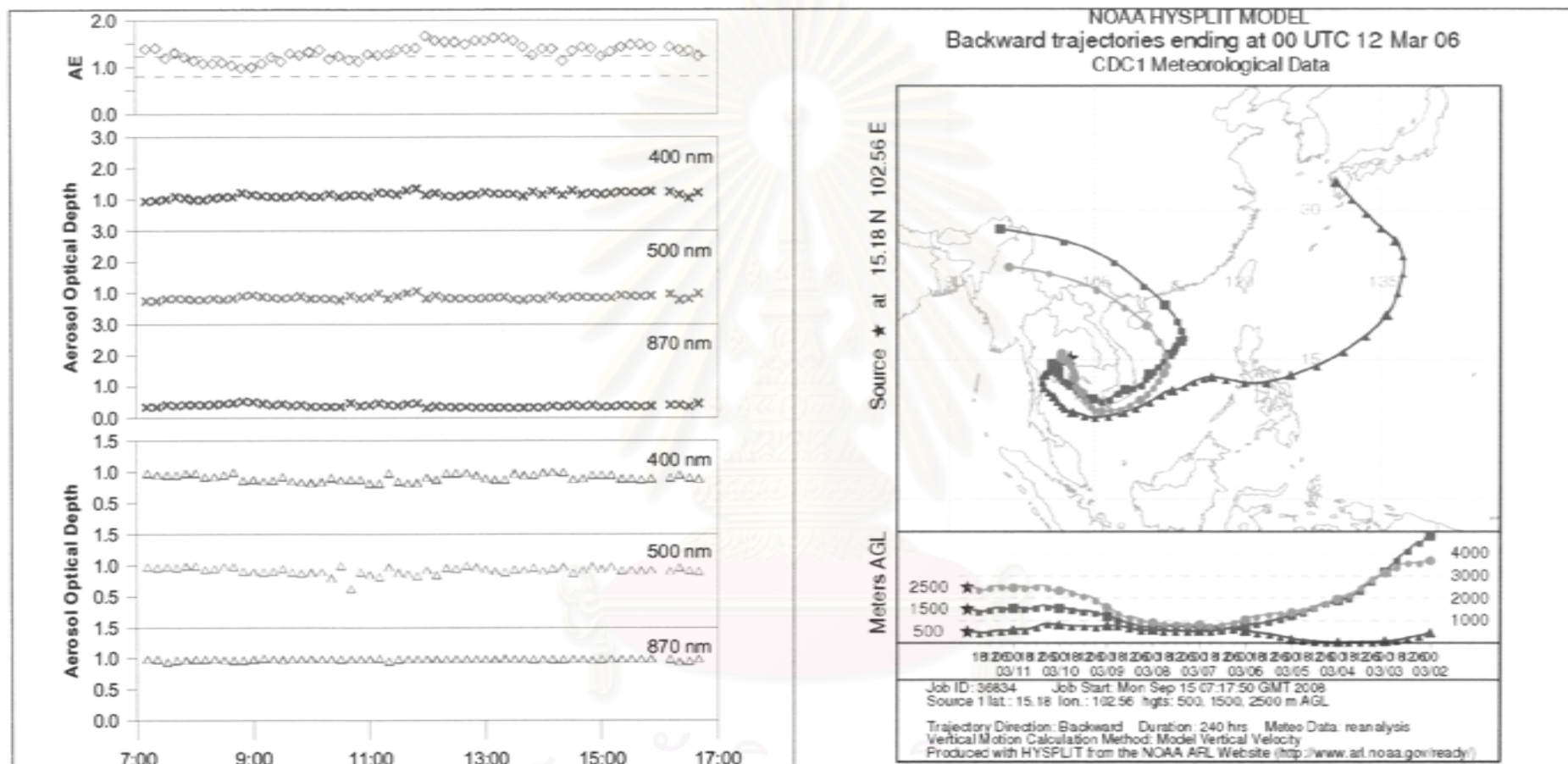


ปกติเมืองที่มีมลพิษทางอากาศของประเทศไทยมีพื้นที่ประสบปัญหา

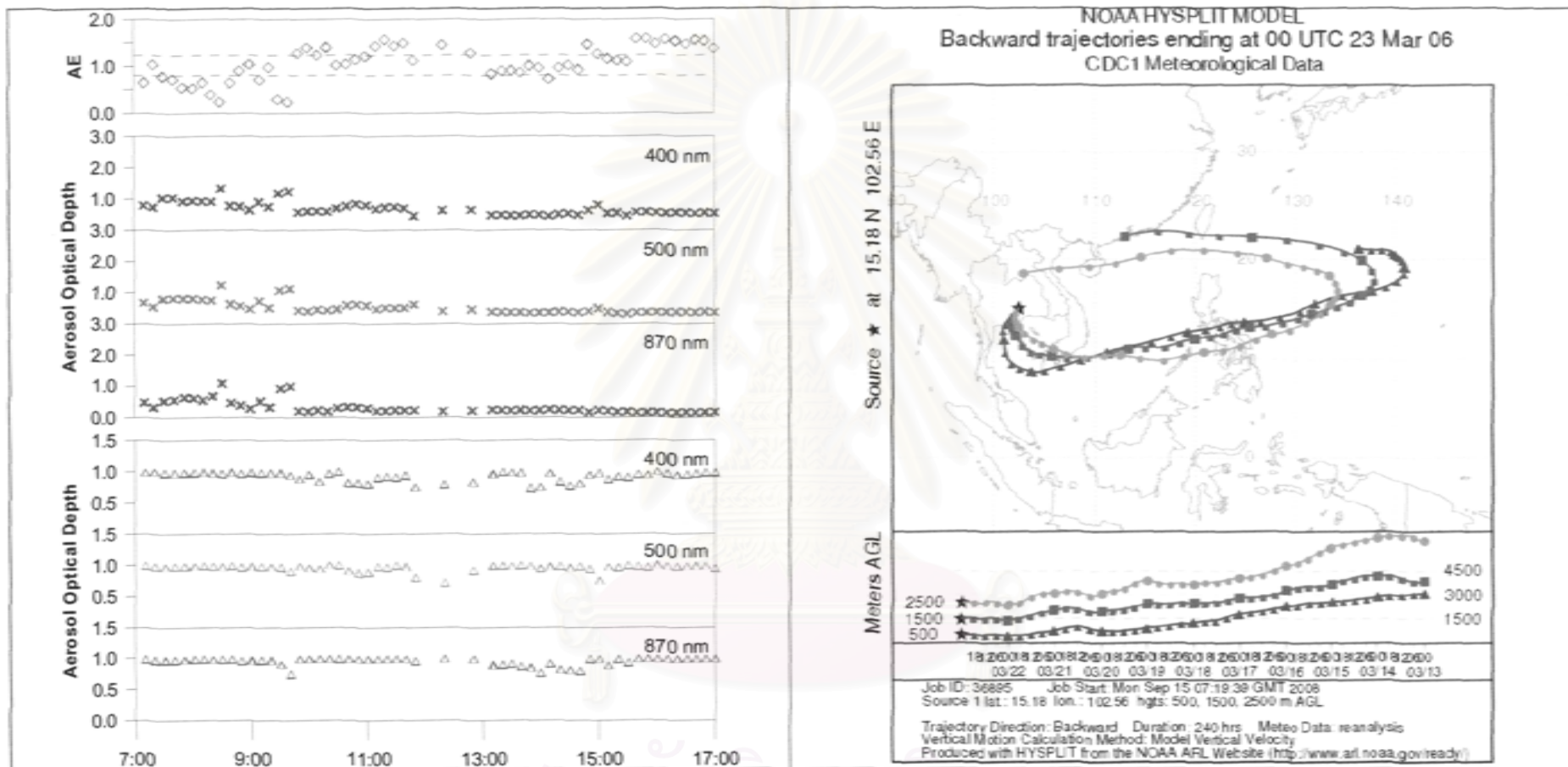
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก
 ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
 วันที่ 17 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2549



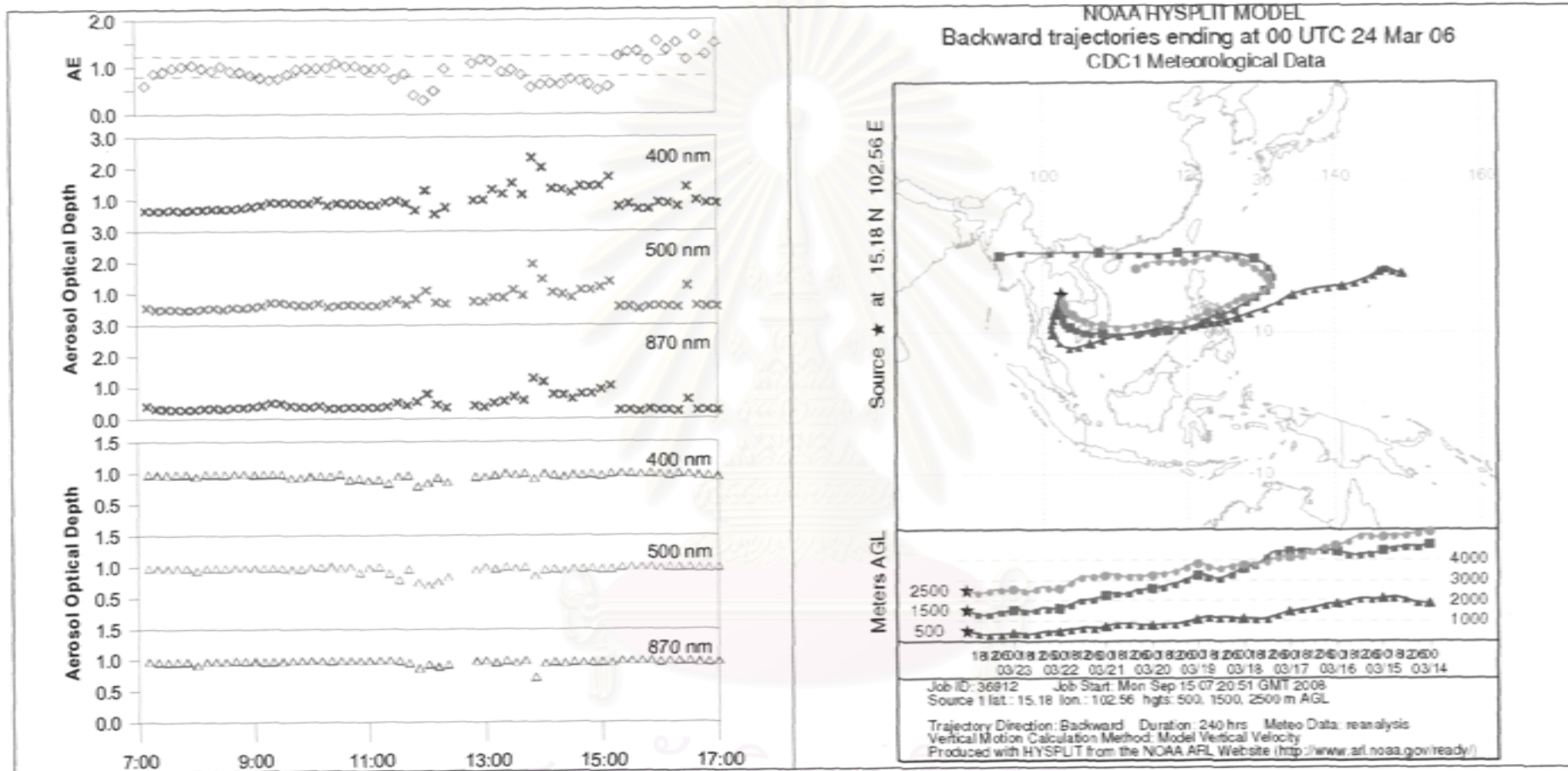
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 21 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2549



ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 12 มีนาคม พ.ศ. 2549

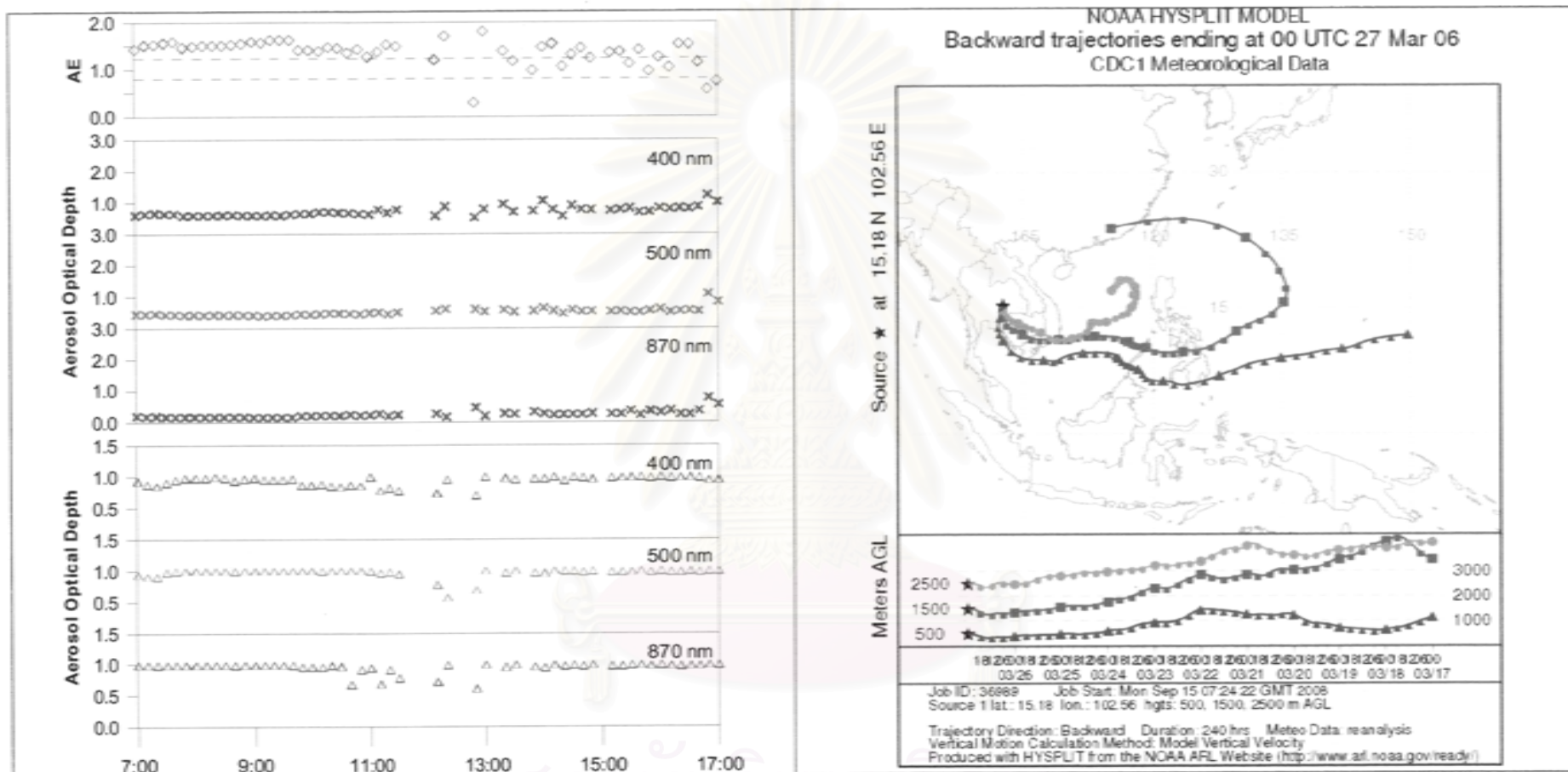


ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก
ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
วันที่ 23 มีนาคม พ.ศ. 2549

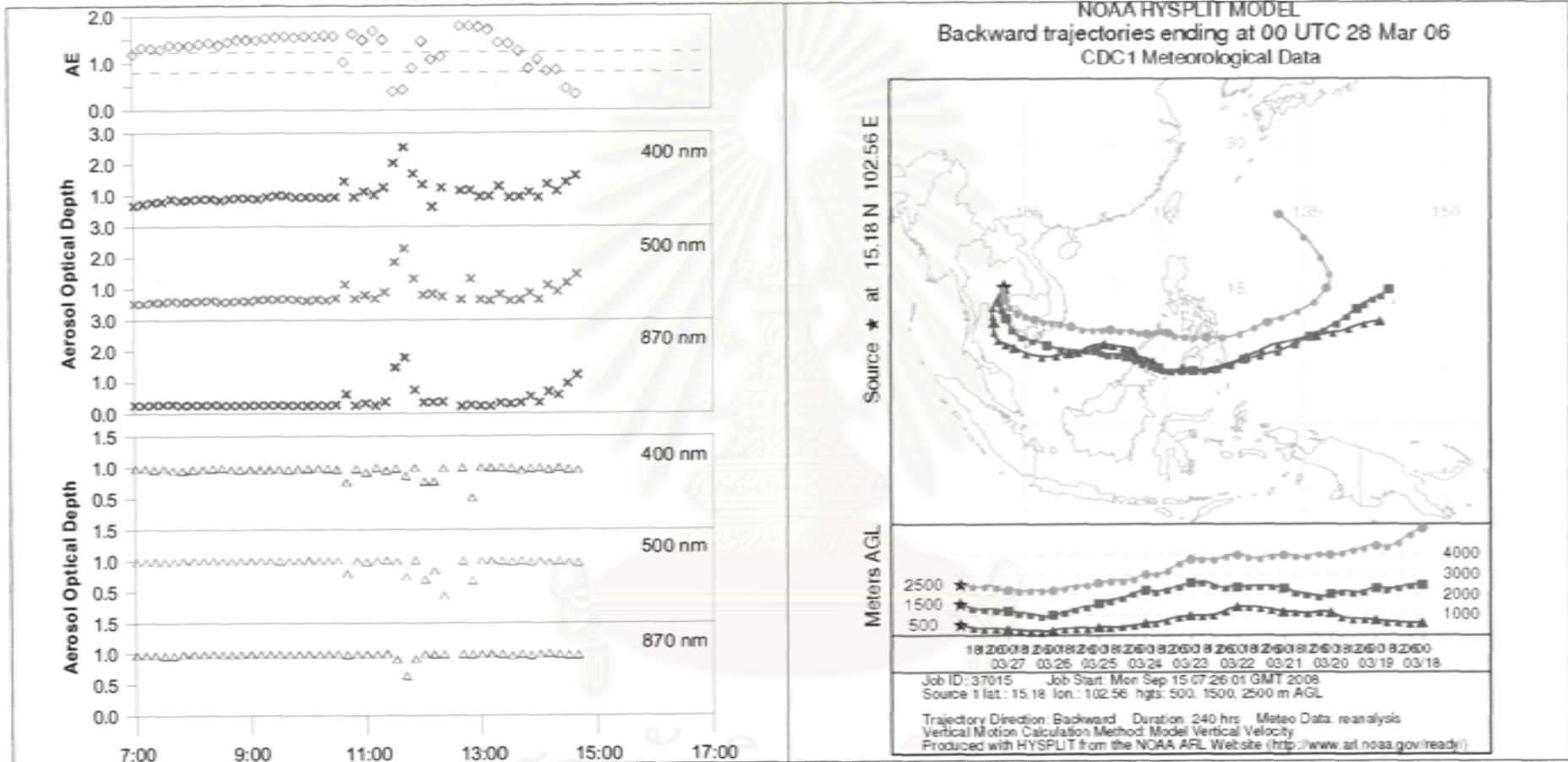


ภาคเกษตรกรรมและสิ่งแวดล้อม

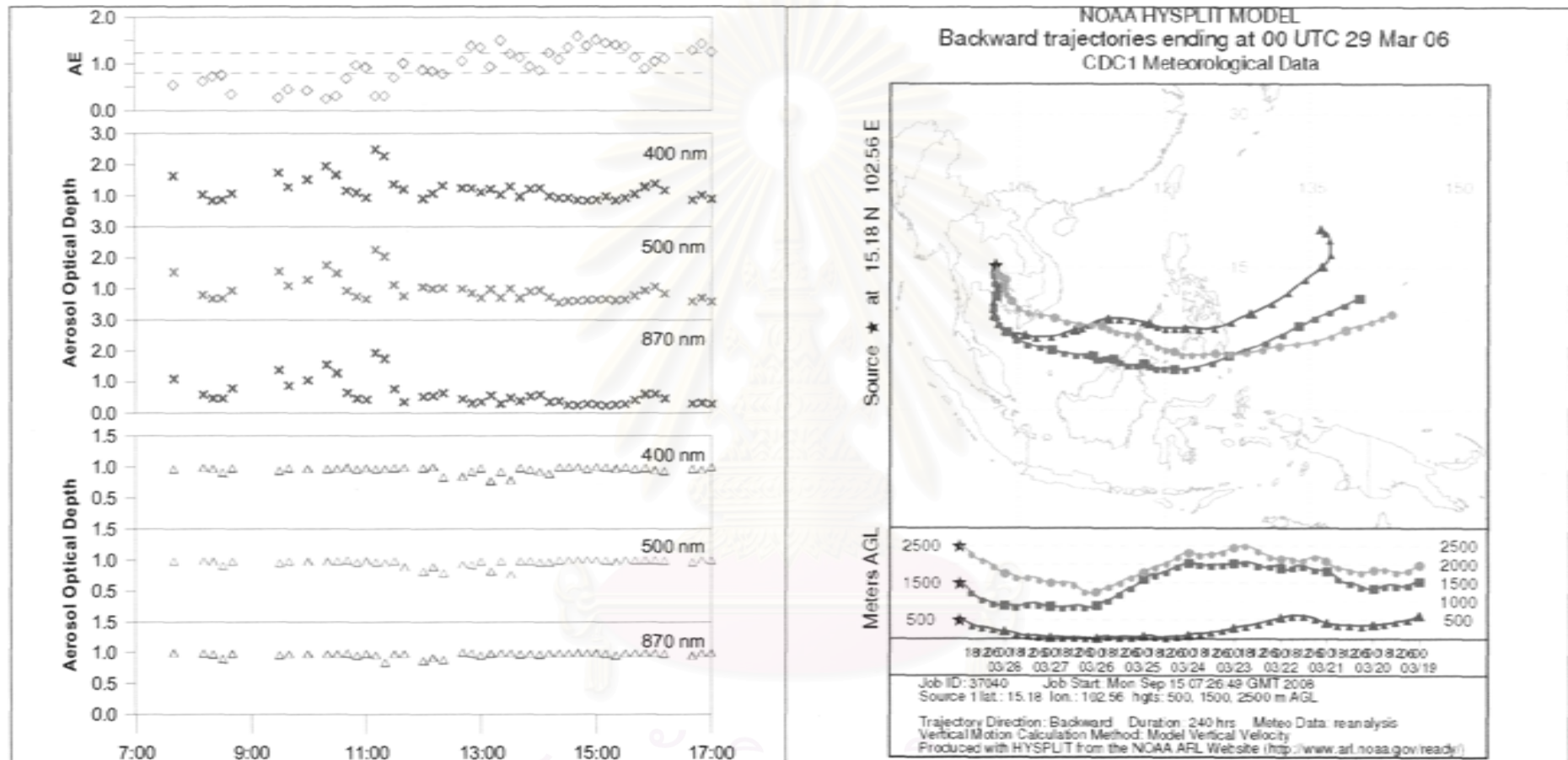
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน วันที่ 24 มีนาคม พ.ศ. 2549



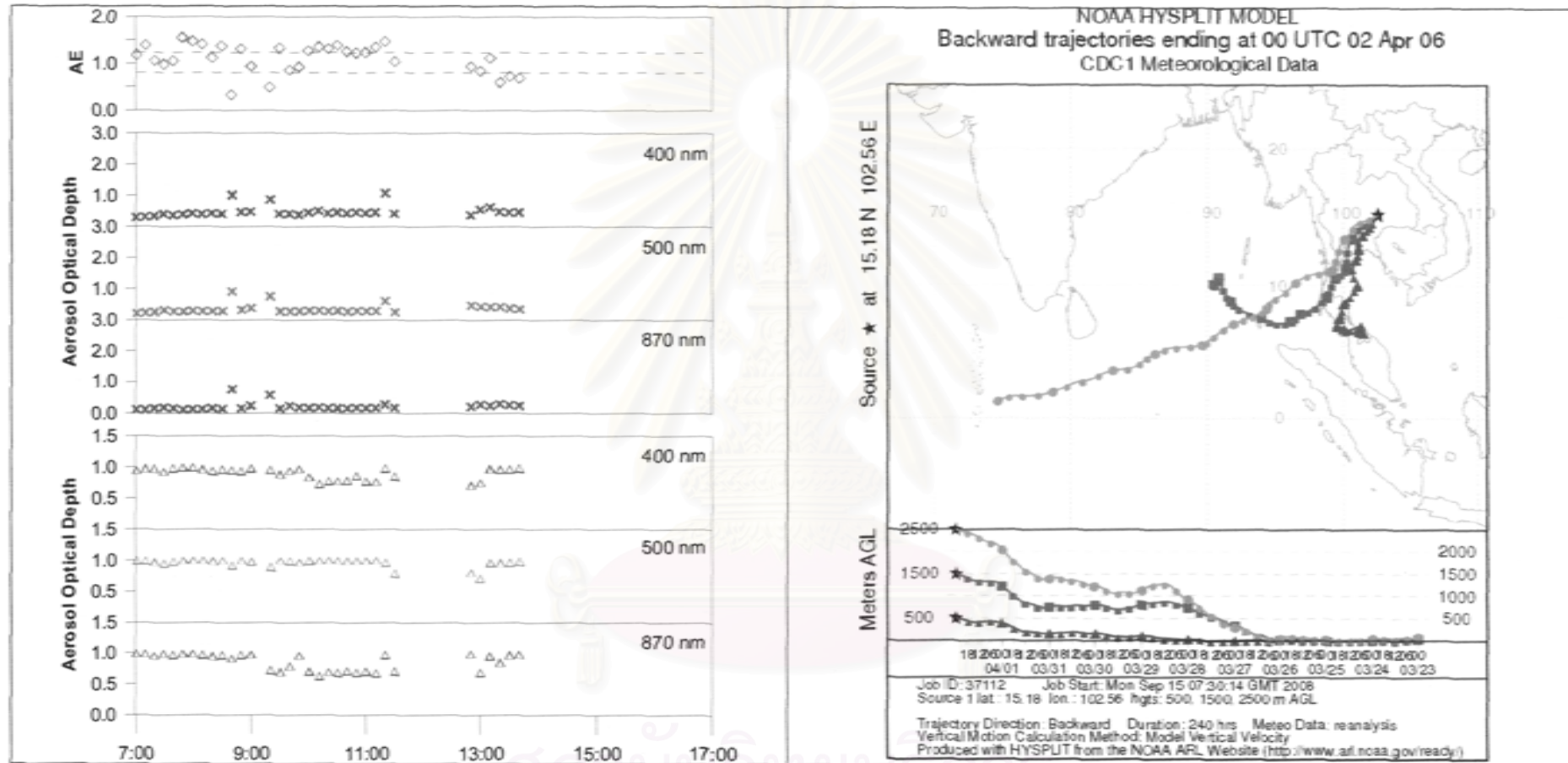
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก
ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
วันที่ 27 มีนาคม พ.ศ. 2549



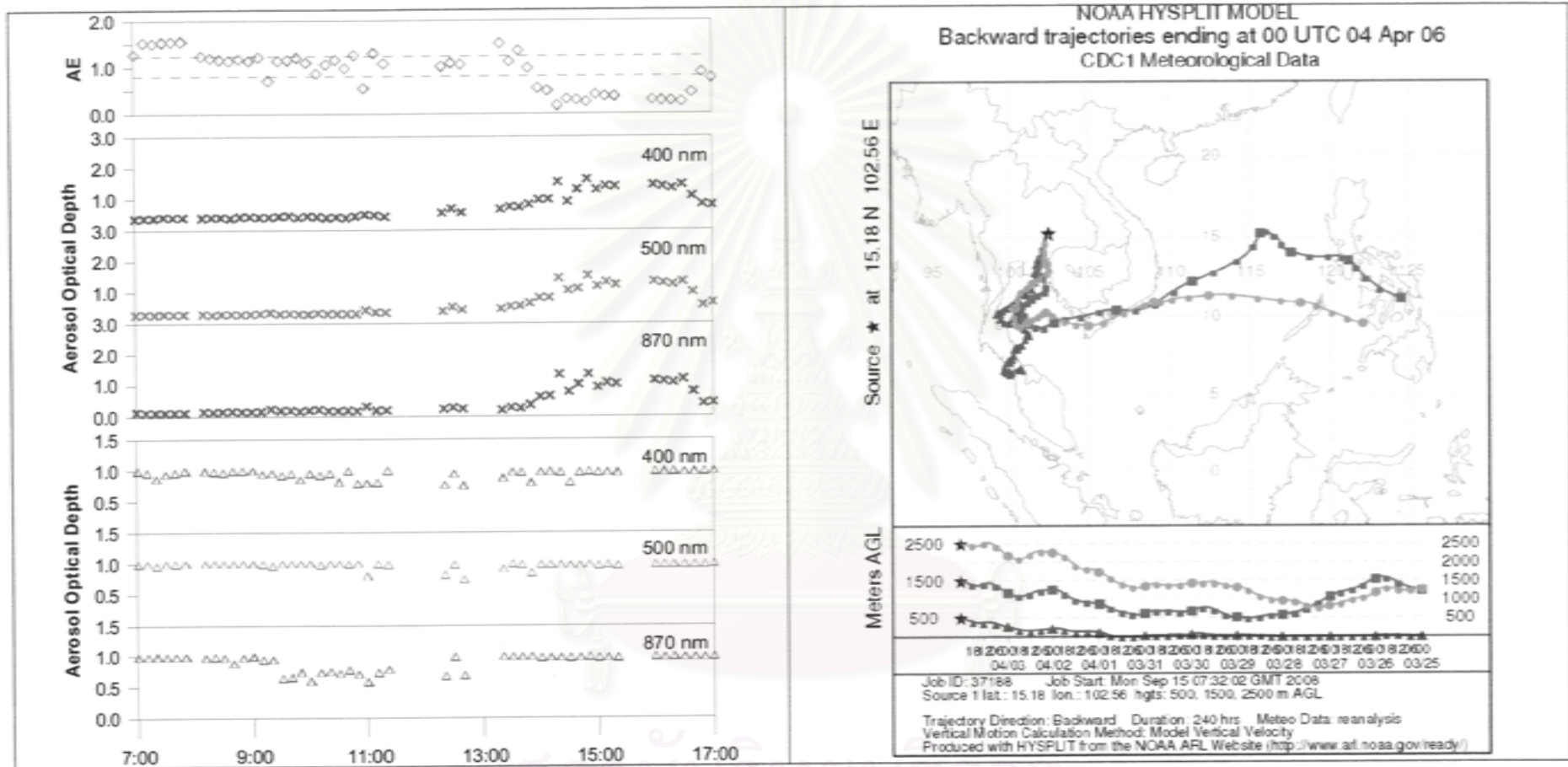
ค่าคงที่ของอังครอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน วันที่ 28 มีนาคม พ.ศ. 2549



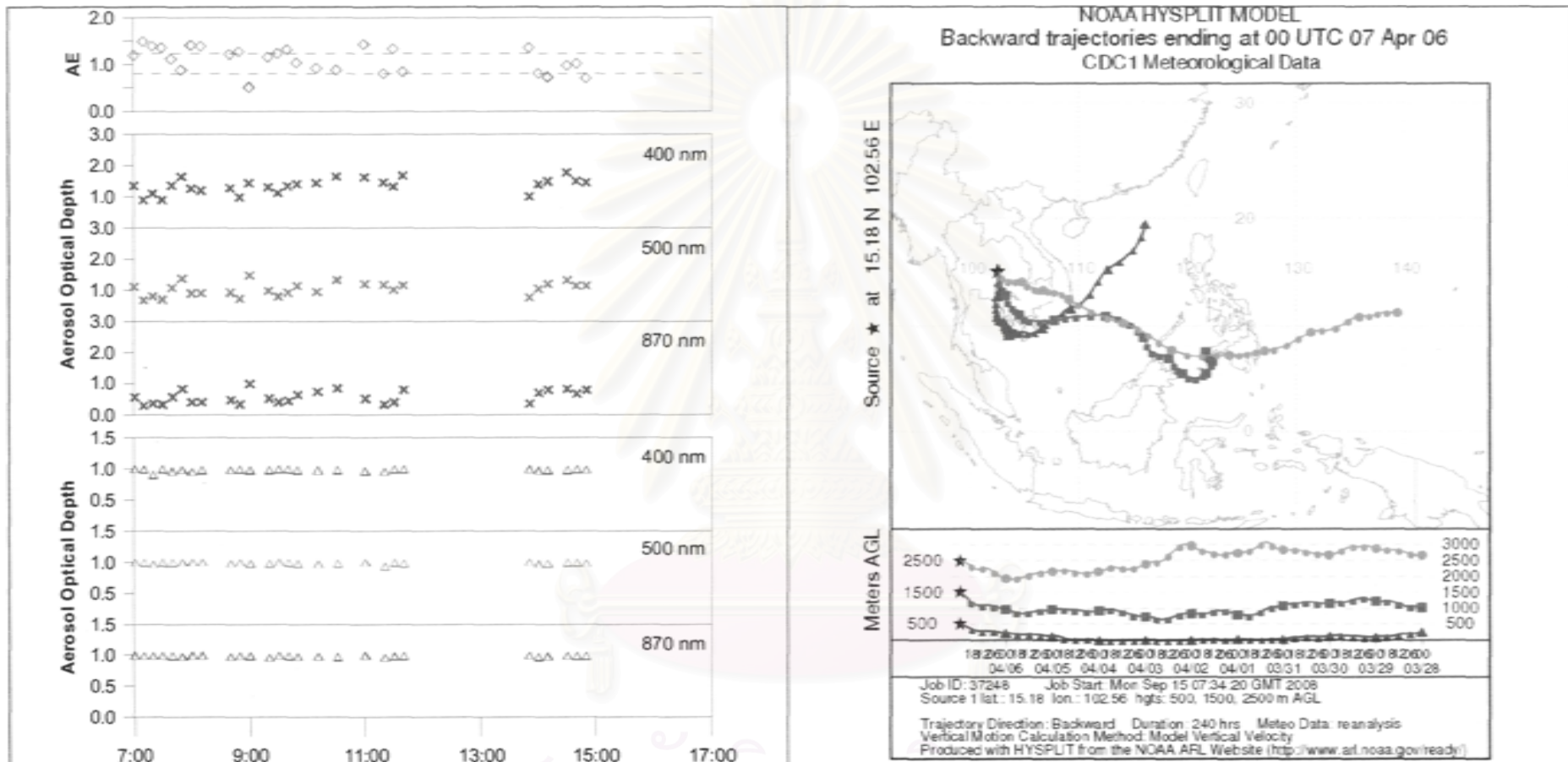
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก
ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
วันที่ 29 มีนาคม พ.ศ. 2549



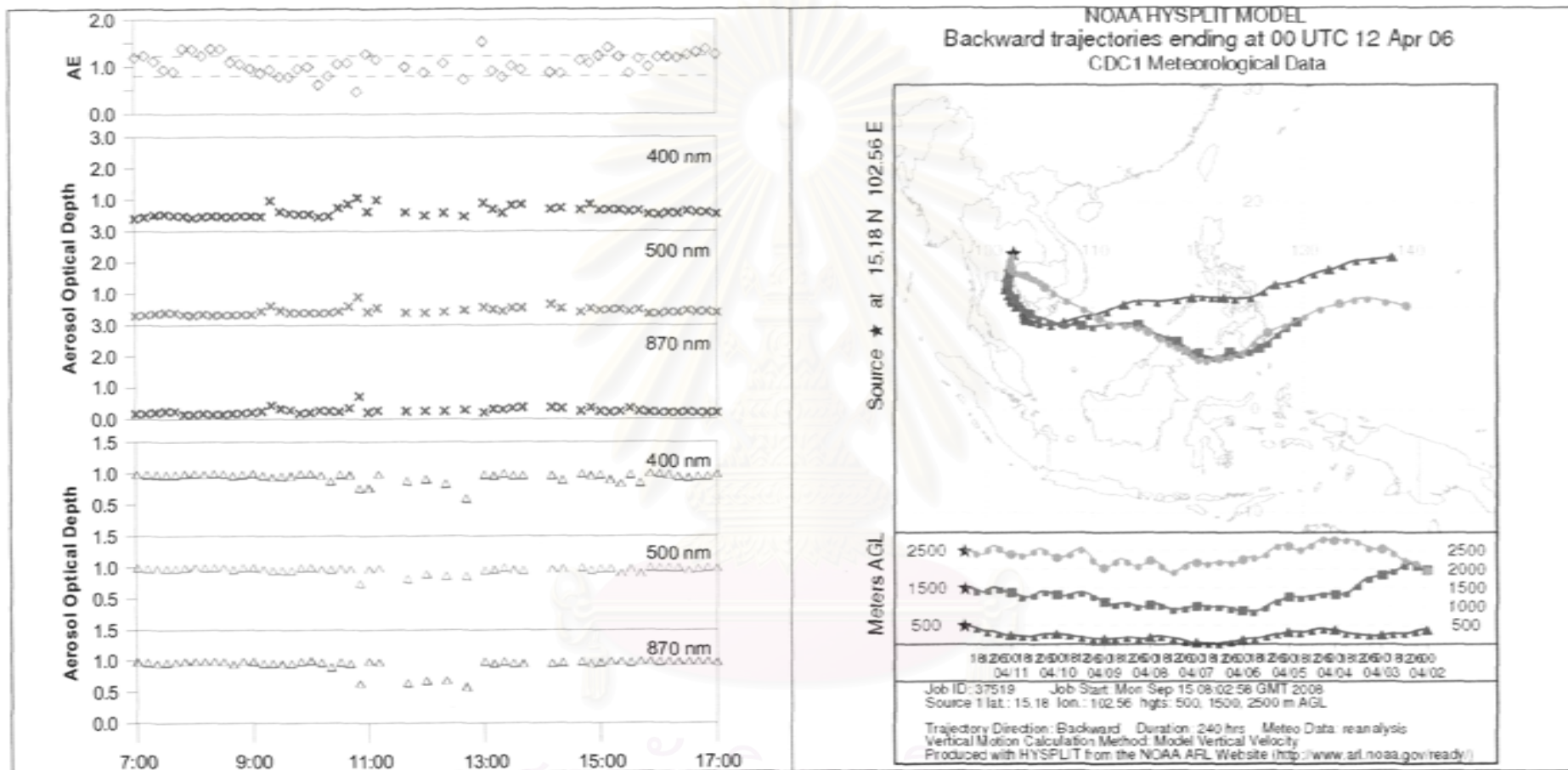
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก
ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
วันที่ 2 เมษายน พ.ศ. 2549



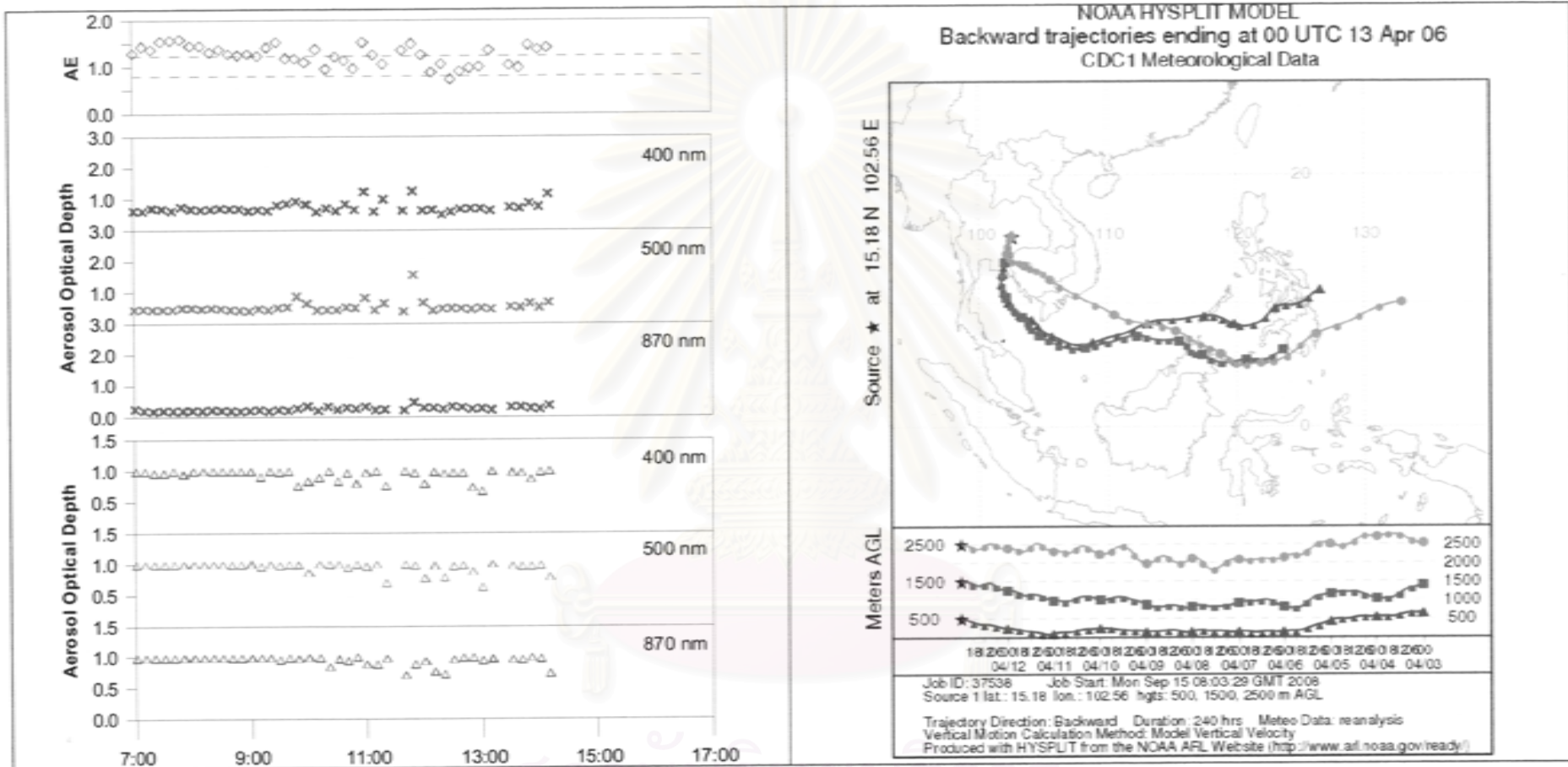
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 4 เมษายน พ.ศ. 2549



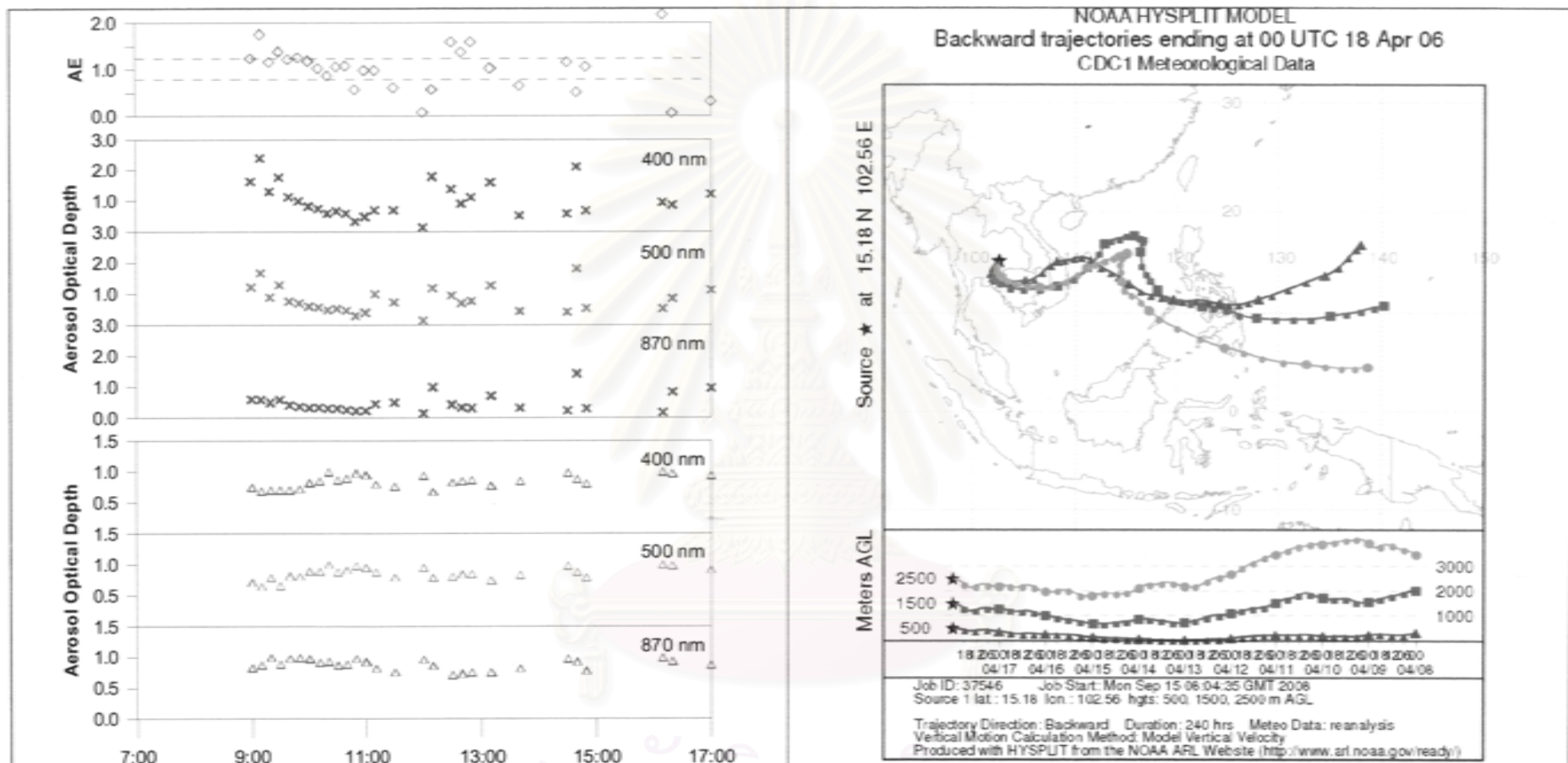
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 7 เมษายน พ.ศ. 2549



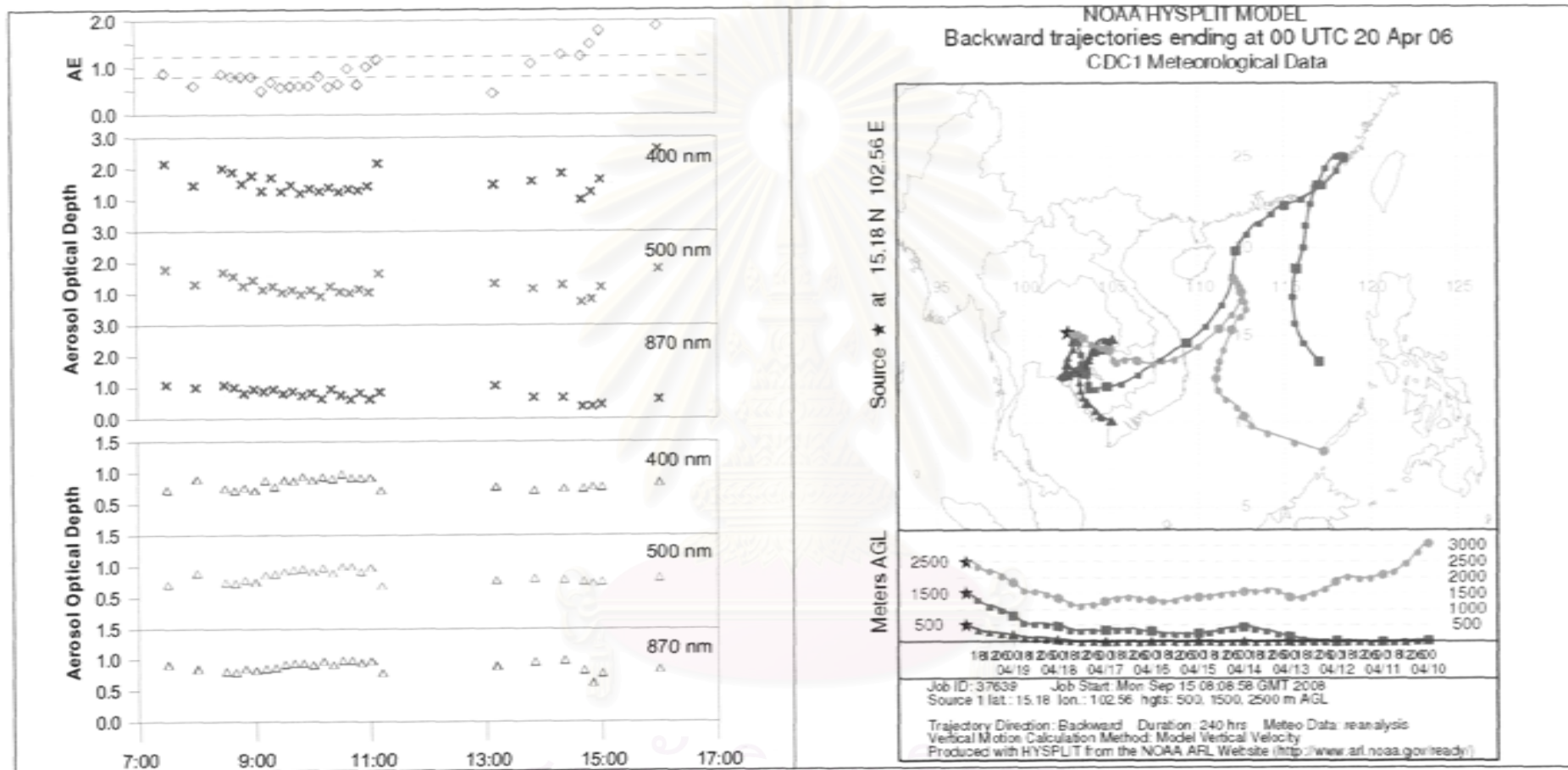
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 12 เมษายน พ.ศ. 2549



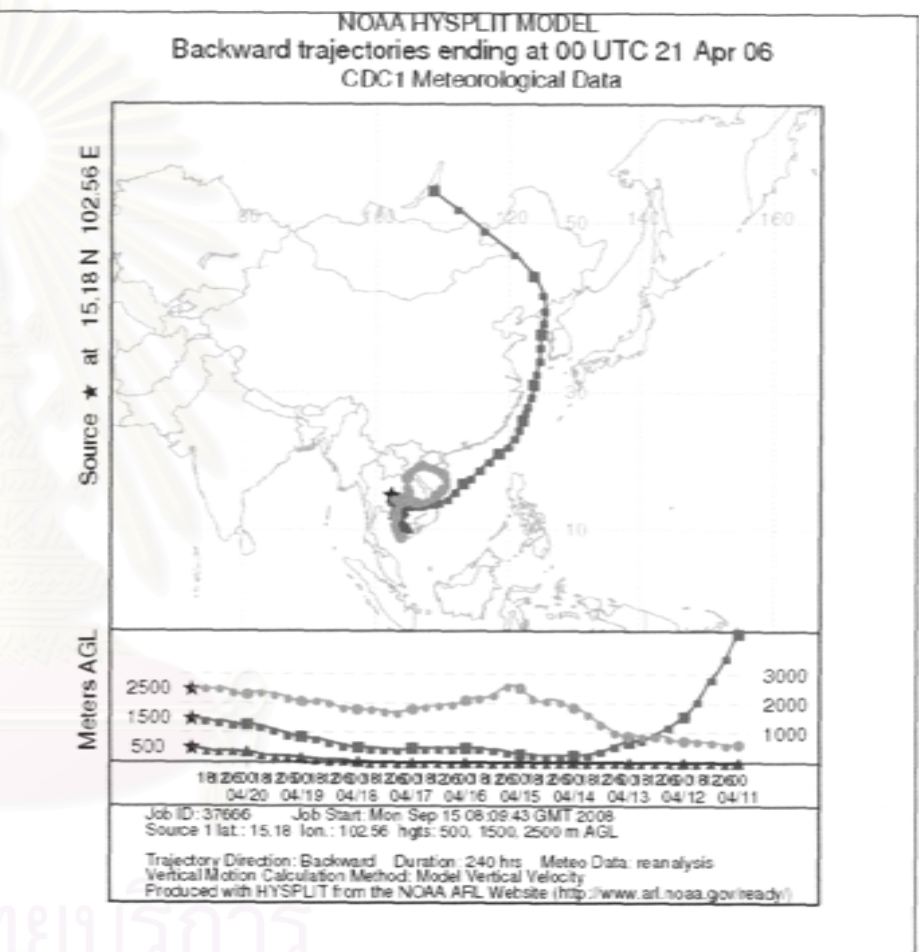
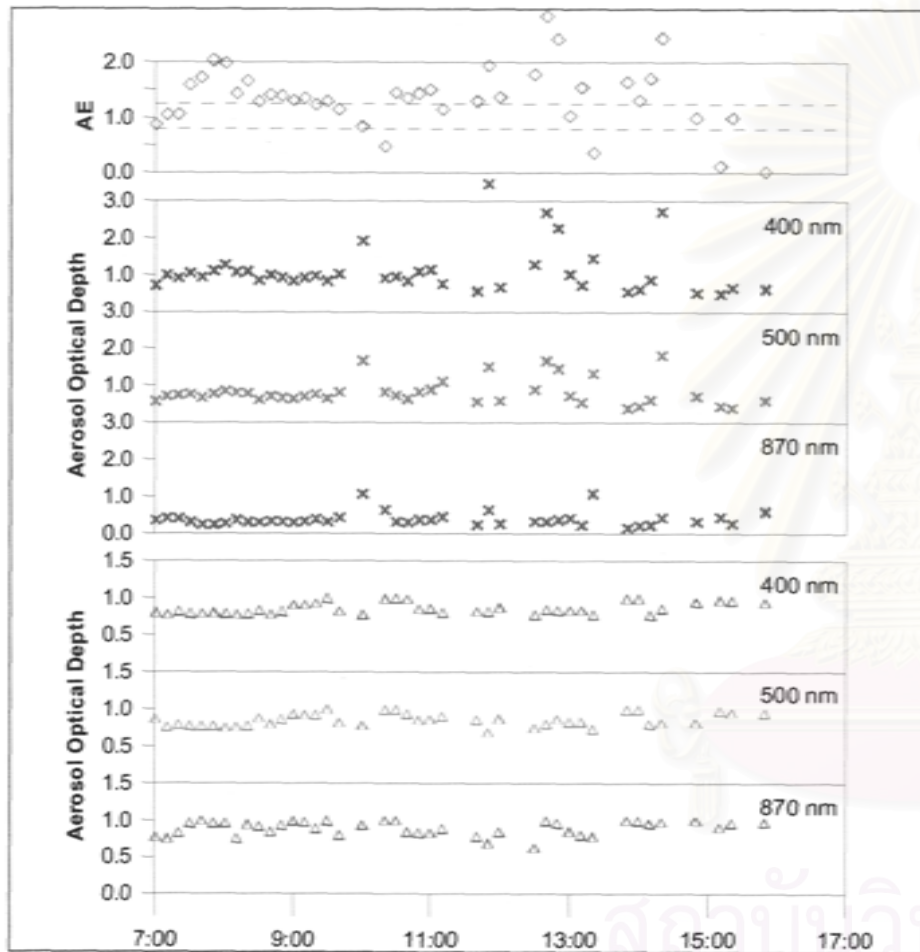
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 13 เมษายน พ.ศ. 2549



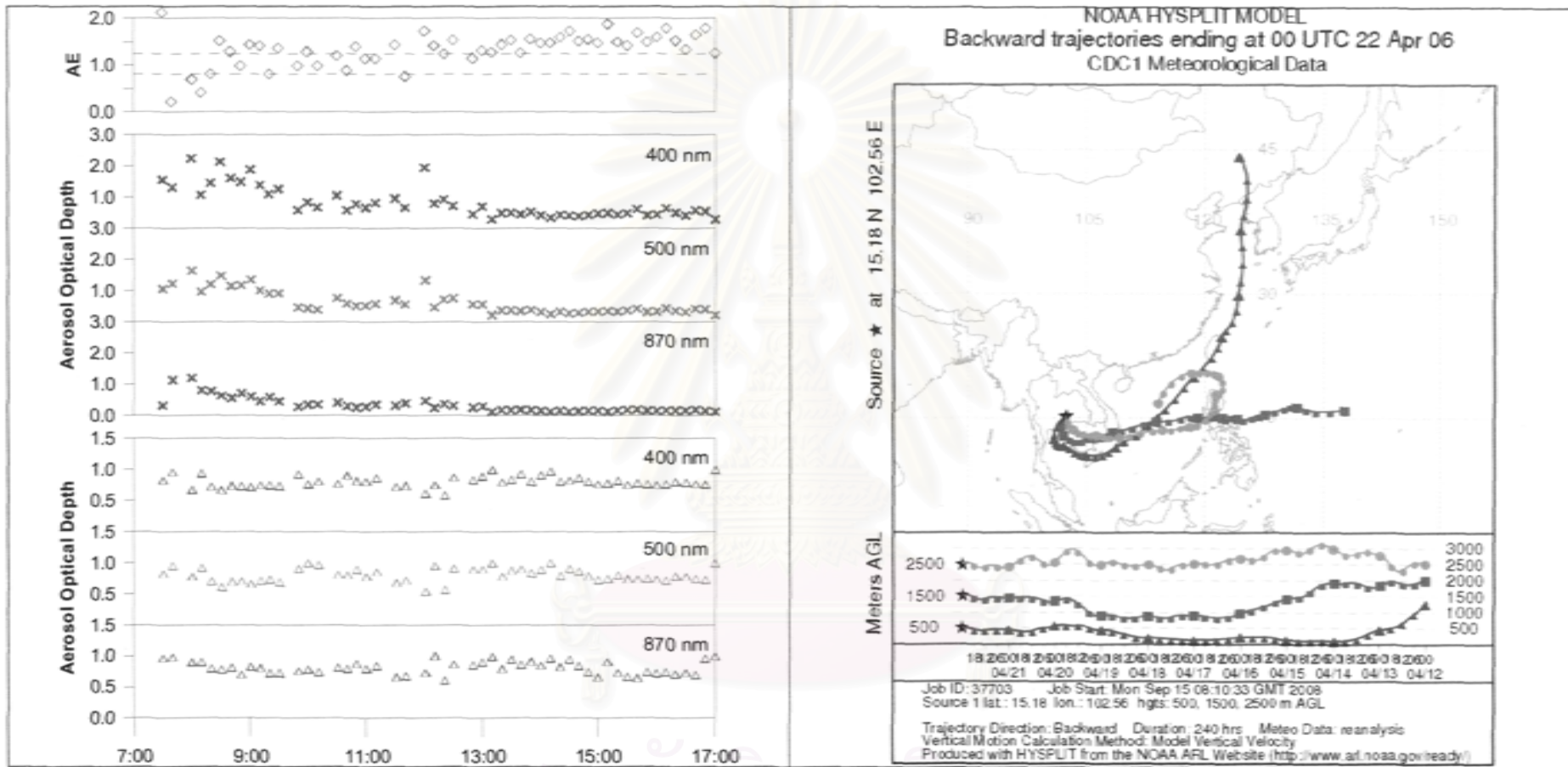
ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 18 เมษายน พ.ศ. 2549



ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก
ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
วันที่ 20 เมษายน พ.ศ. 2549

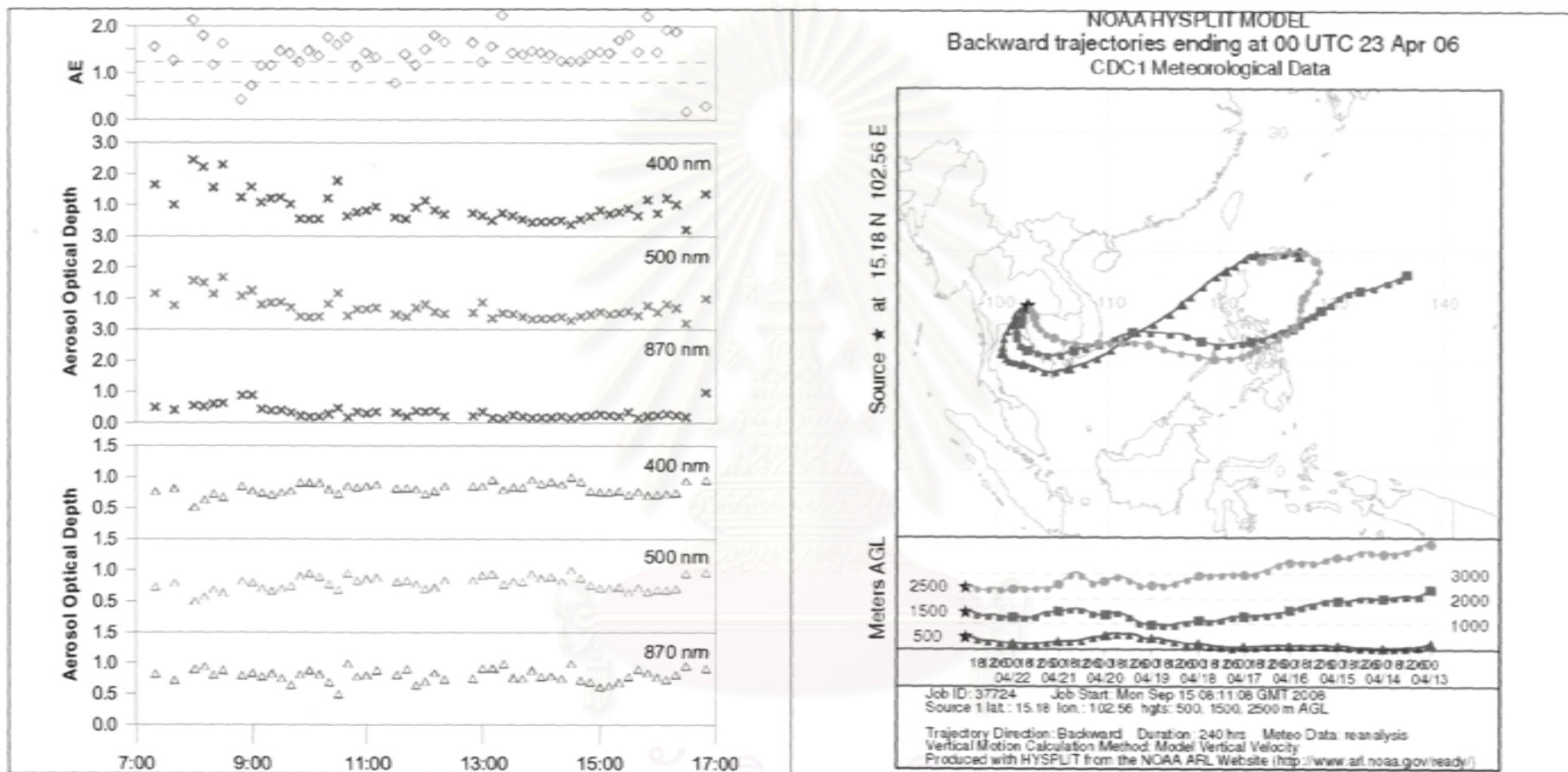


ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 21 เมษายน พ.ศ. 2549



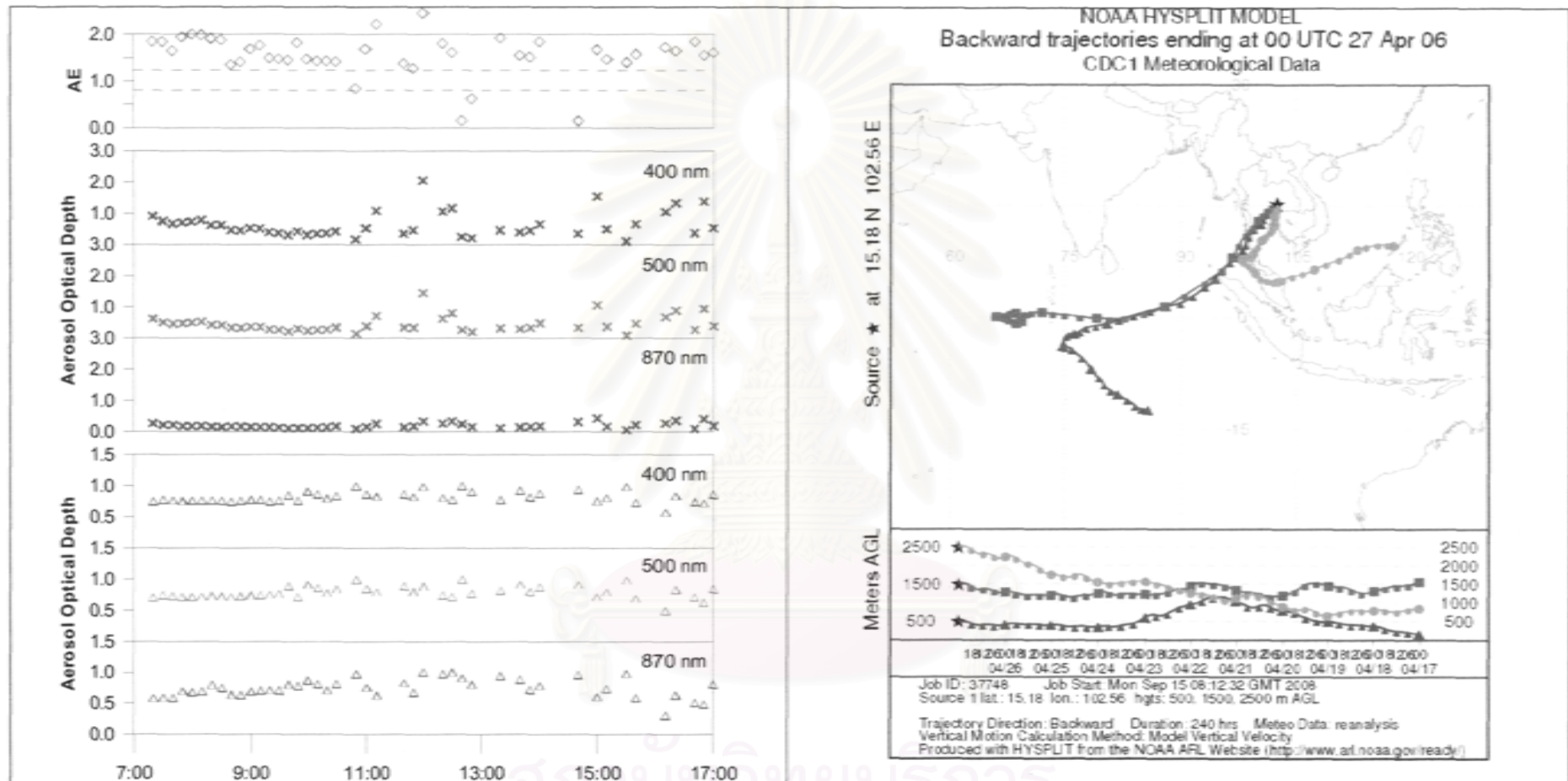
การศึกษาด้านคุณภาพสิ่งแวดล้อมระหว่างสองตอนโดยปรากฏว่าแหล่งกำเนิดอากาศที่

ค่าคงที่ของอองตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก
 ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน
 วันที่ 22 เมษายน พ.ศ. 2549



การคำนวณความเข้มข้นระหว่างละอองลอยปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจาก ละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ใน วันที่ 23 เมษายน พ.ศ. 2549



ค่าคงที่ของอังตรอม (ซ้ายบน) ค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศอันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายกลาง) และค่าการกระเจิงกลับของรังสีแสงอาทิตย์อันเนื่องมาจากละอองลอย (ซ้ายล่าง) และแบบจำลองย้อนกลับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศ (Backward trajectories) ที่ระดับความสูง 500, 1500 และ 2500 เมตร (ขวา) ในวันที่ 27 เมษายน พ.ศ. 2549

ภาคผนวก ค

รายงานสรุปรายเดือน พื้นที่ปลูก พืชเศรษฐกิจหลัก
อำเภอ พิมาย จังหวัด นครราชสีมา



สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

รายงานสรุปรายเดือน พื้นที่ปลูก พืชเศรษฐกิจหลัก
อำเภอ ทิมา ย จังหวัด นครราชสีมา ประจำปี 2549

ลำดับ	ชนิดพืช	ปี 2549												รวม
		ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	
1	ข้าวเจ้านาปี	0	0	0	44,764	204,726	50,758	6,204	1,287	0	0	0	0	307,739
2	ข้าวเหนียนาปี	0	0	0	0	60	1,949	1,707	900	0	0	0	0	4,616
3	ข้าวเจ้านาปรัง	0	0	0	1,340	0	0	0	0	0	0	0	0	1,340
4	ข้าวโพดเลี้ยงสัตว์	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	มันสำปะหลัง โรงงาน	0	0	90	41,286	14,240	3,990	4,330	325	0	0	0	0	64,261
6	อ้อยโรงงาน	100	0	0	34,214	8,914	5,146	963	0	0	0	0	0	49,337
รวม		100	0	90	121,604	227,940	61,843	13,204	2,512	0	0	0	0	427,293

ที่มา: สำนักงานเกษตรจังหวัดนครราชสีมา

สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

**รายงานสรุปรายเดือน พื้นที่ปลูก พืชเศรษฐกิจหลัก
อำเภอ ทิมาย จังหวัด นครราชสีมา ประจำปี 2550**

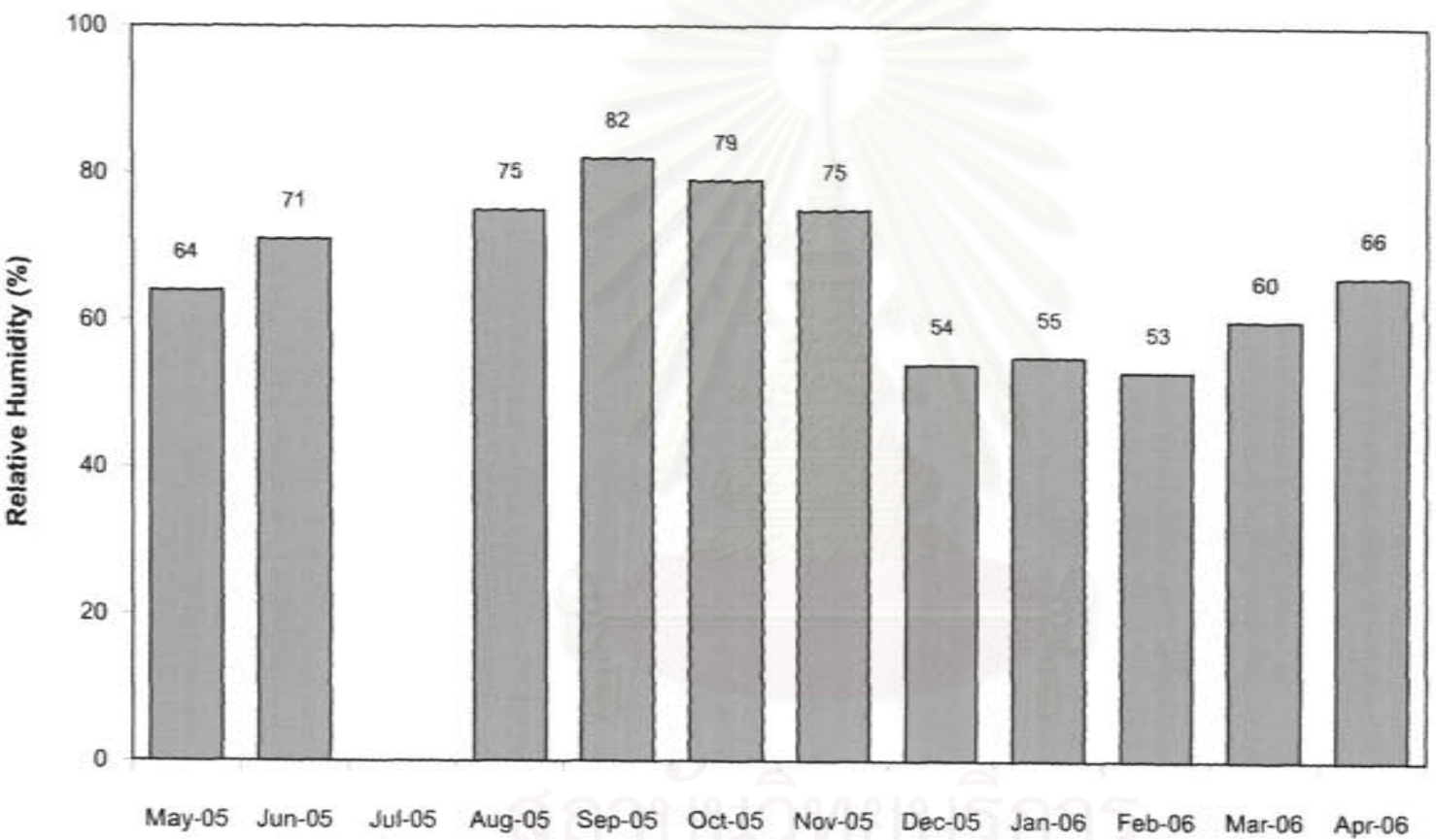
ลำดับ	ชนิดพืช	ปี 2550												รวม
		ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	
1	ข้าวเจ้านาปี	0	0	0	0	76,669	143,747	77,325	11,878	15	0	0	0	305,634
2	ข้าวเหนียนาปี	0	0	0	0	60	700	3,047	0	0	0	0	3,747	
3	ข้าวเจ้านาปรัง	2,306	439	80	130	0	0	0	0	0	0	0	2,955	
4	ข้าวโพดเลี้ยง สัตว์	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
5	มันสำปะหลัง โรงงาน	2,432	3,445	8,235	15,878	13,054	1,547	300	0	0	0	2,343	47,200	
6	อ้อยโรงงาน	6,154	3,847	2,282	15,544	13,461	1,947	256	6	0	0	0	43,497	
รวม		10,892	7,731	10,597	31,552	99,184	147,907	80,928	11,884	0	0	2,343	403,033	

ที่มา: สำนักงานเกษตรจังหวัดนครราชสีมา

สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ภาคผนวก ง

ปริมาณความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยรายเดือน บริเวณสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ
อ.พิมาย จ.นครราชสีมา ระหว่างเดือนพฤษภาคม พ.ศ. 2548 – เมษายน 2549



การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

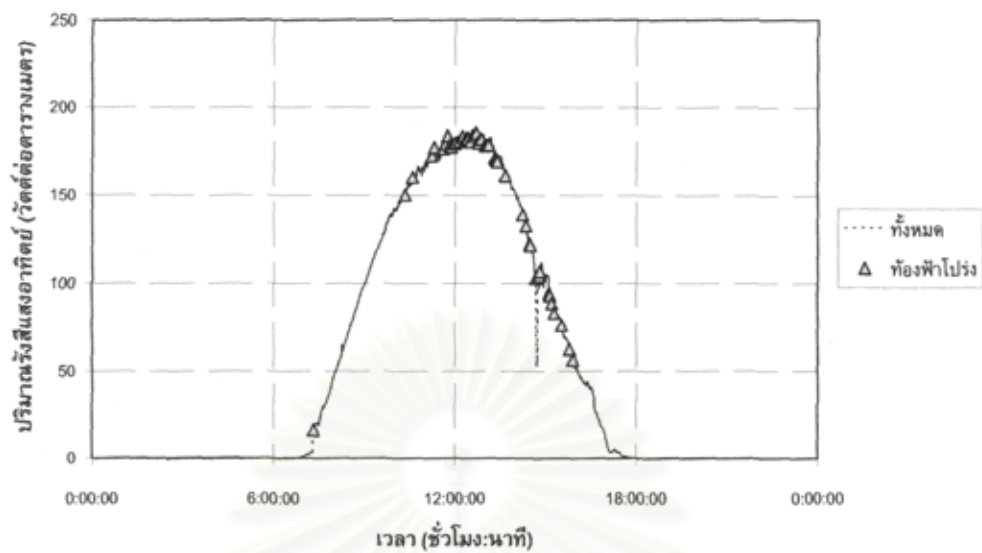
ภาคผนวก จ

การกระจายของปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

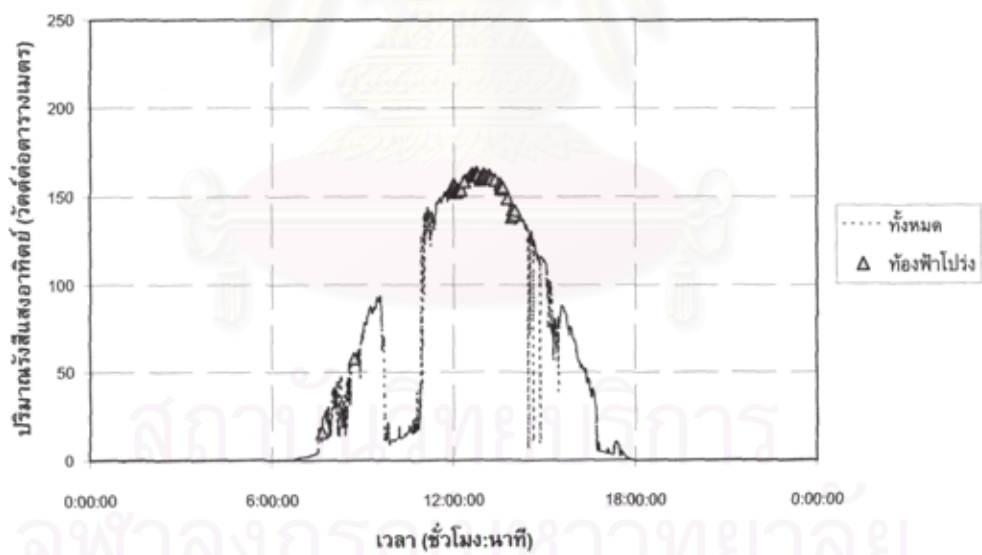


สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

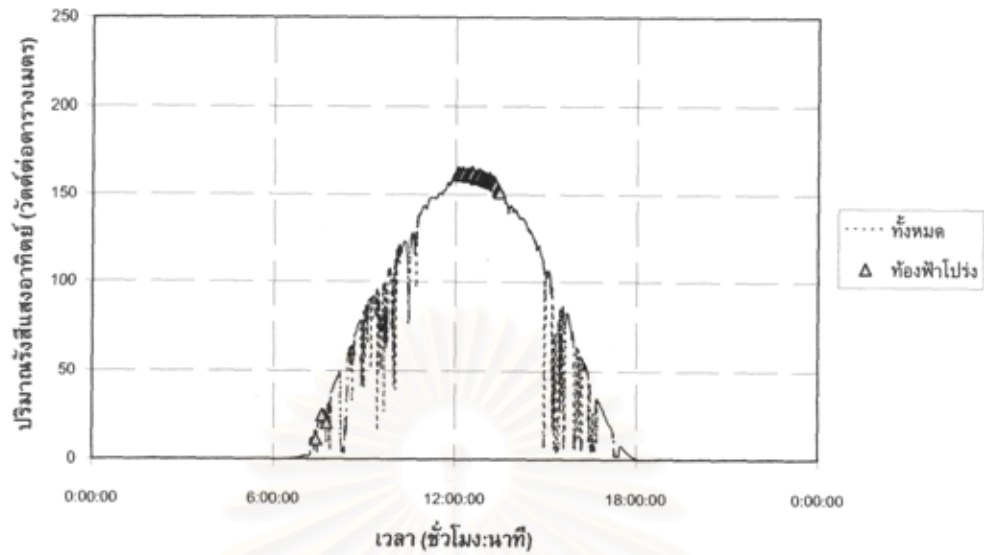


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 18 มกราคม พ.ศ. 2549

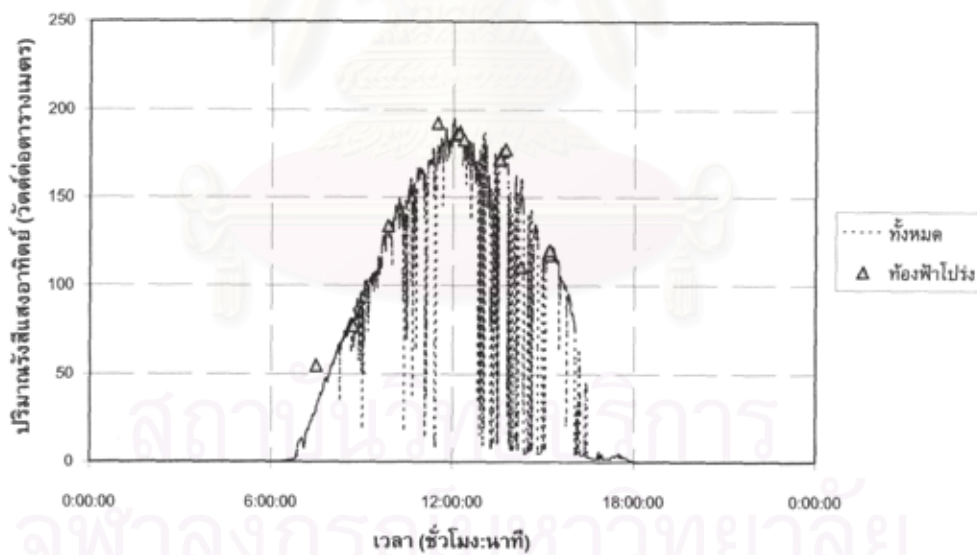


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 10 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2549

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

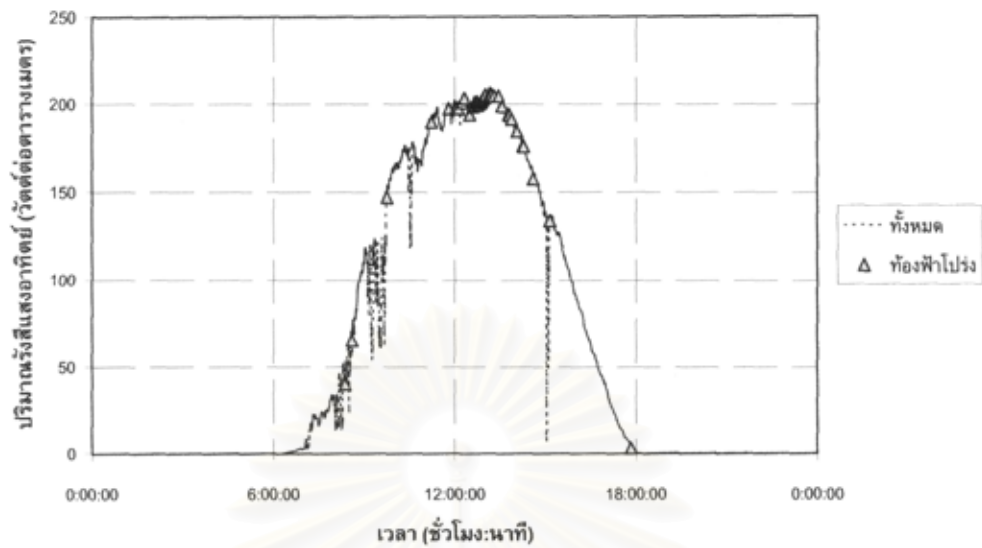


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 21 กุมภาพันธ์ พ.ศ. 2549

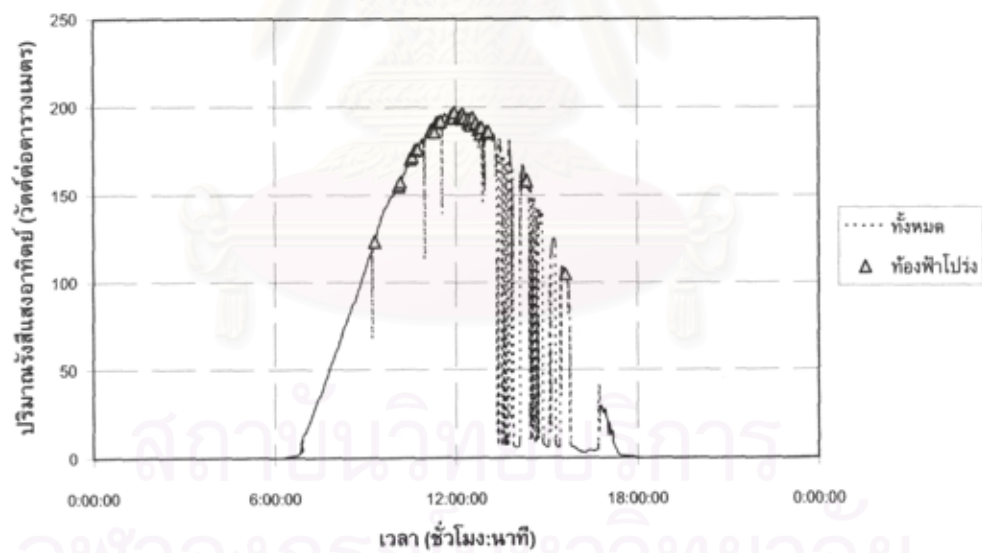


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 22 มีนาคม พ.ศ. 2549

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

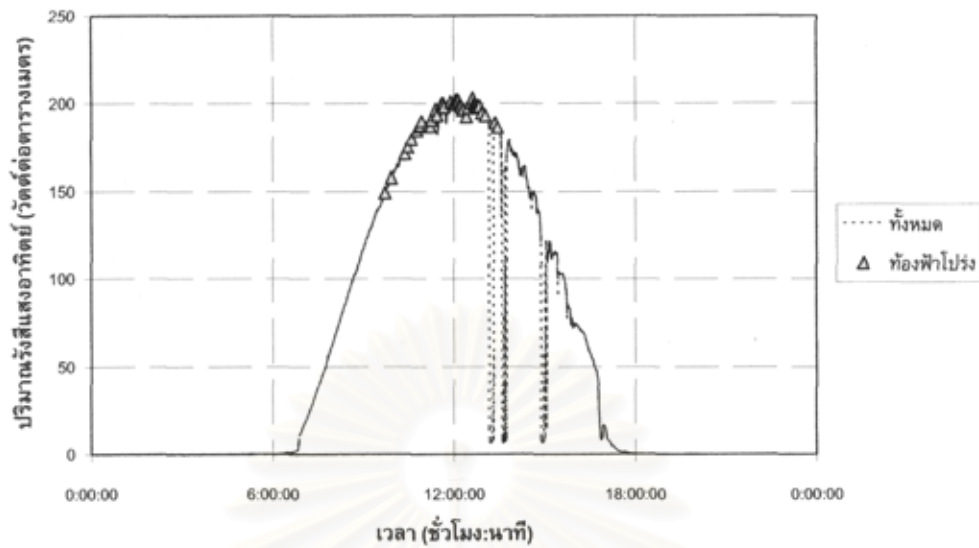


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 23 มีนาคม พ.ศ. 2549

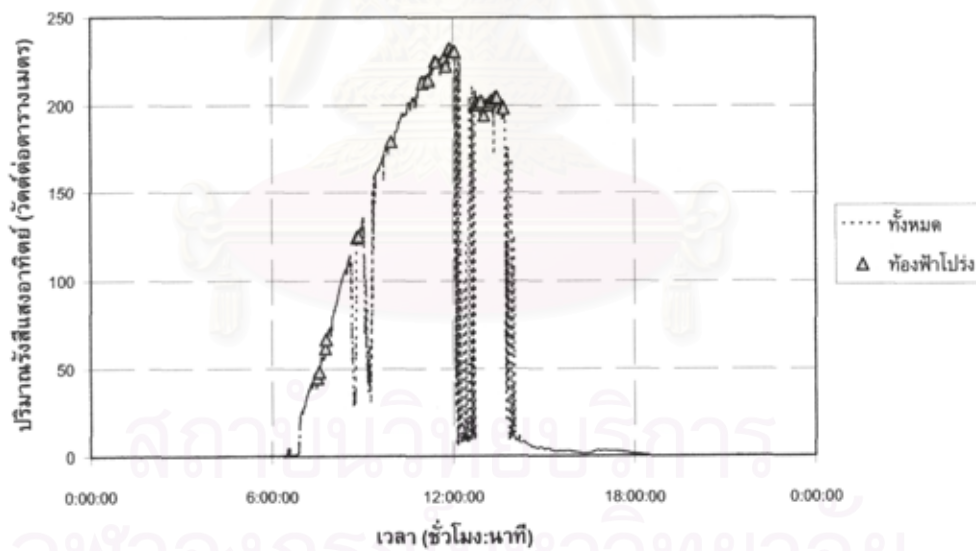


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 26 มีนาคม พ.ศ. 2549

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

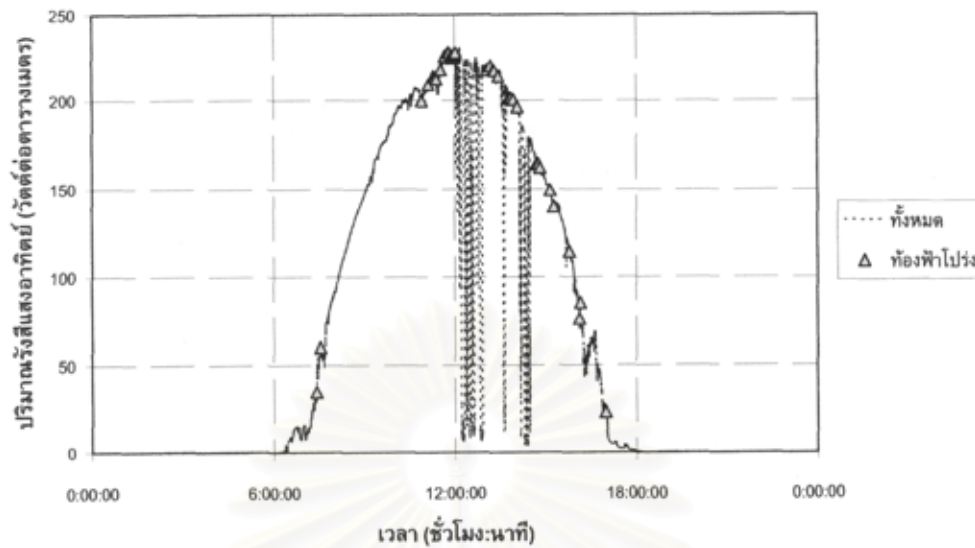


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 27 มีนาคม พ.ศ. 2549

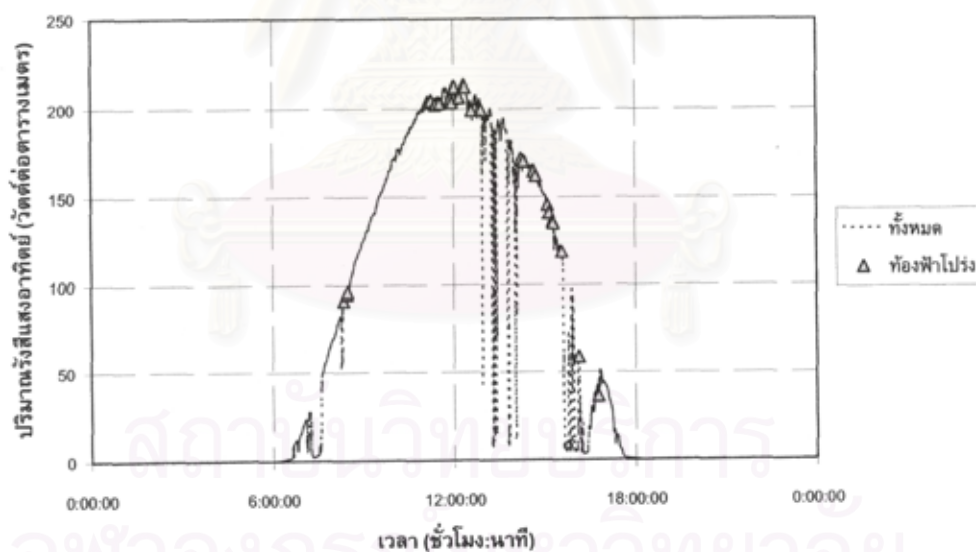


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 2 เมษายน พ.ศ. 2549

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

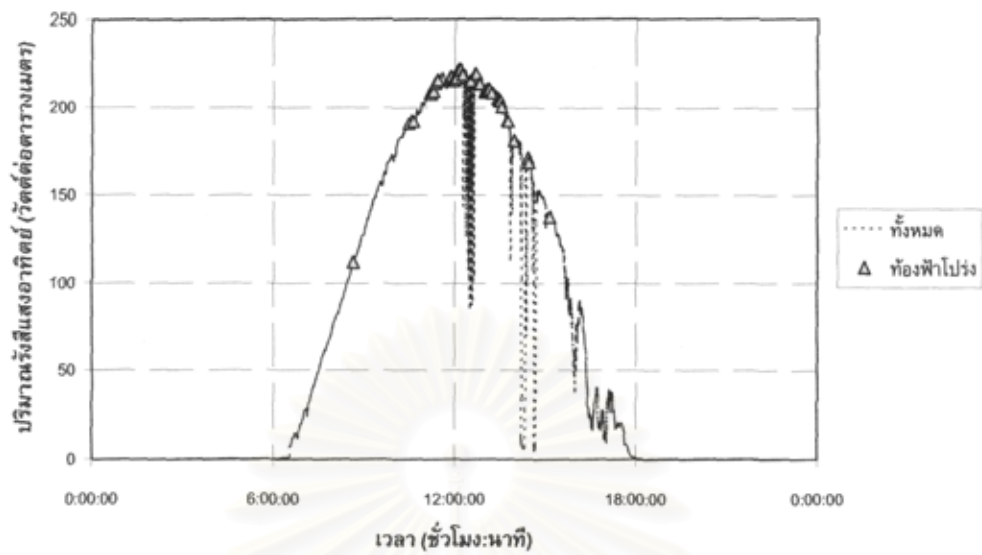


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 3 เมษายน พ.ศ. 2549

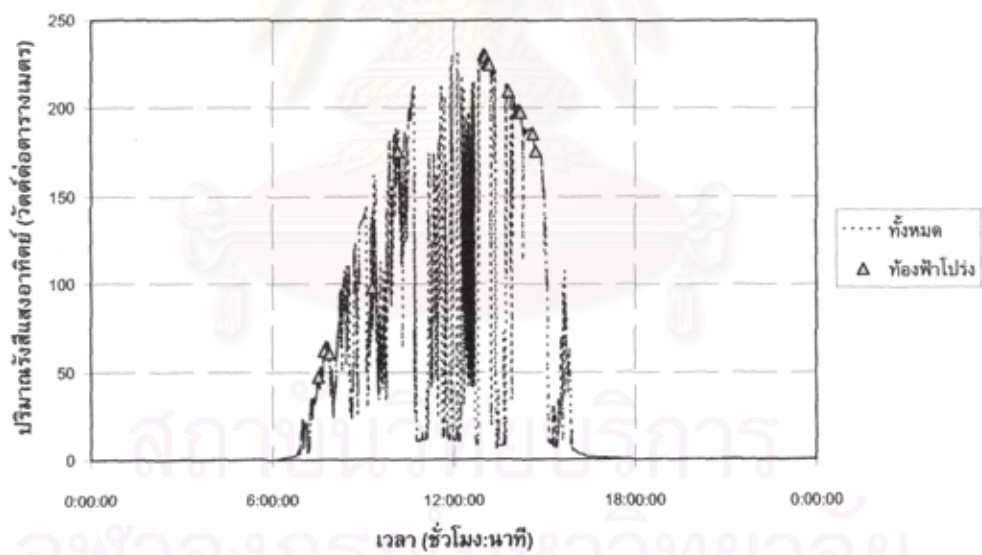


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 5 เมษายน พ.ศ. 2549

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

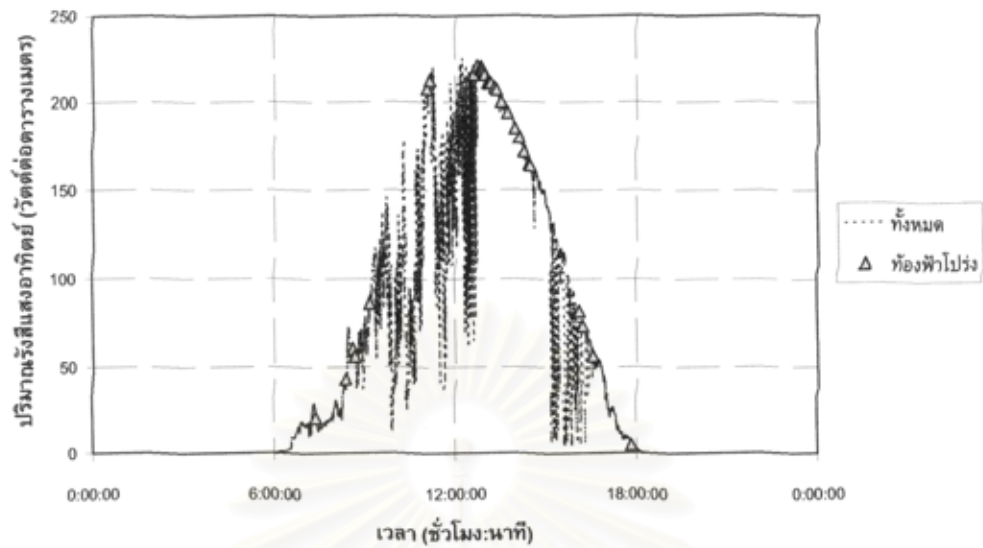


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะห้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 6 เมษายน พ.ศ. 2549

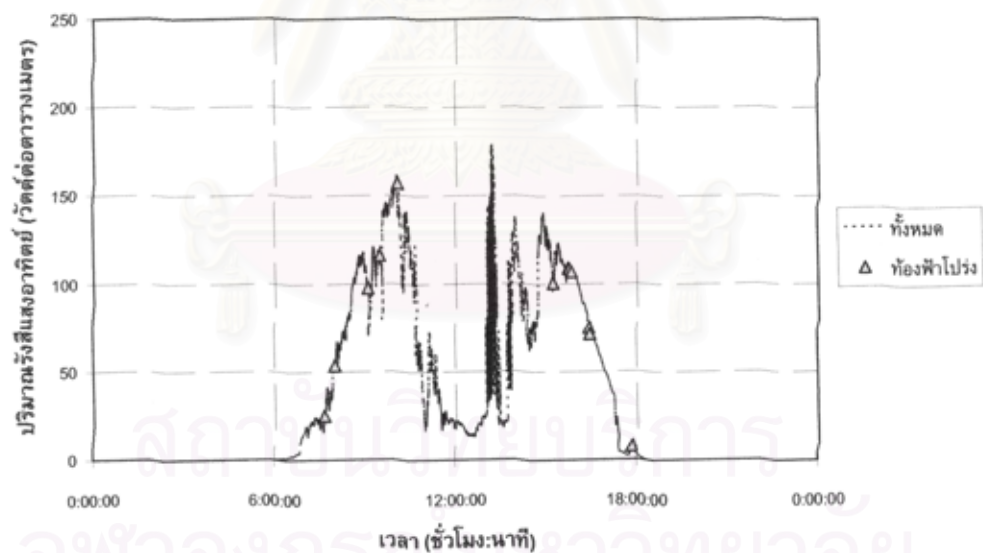


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะห้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 9 เมษายน พ.ศ. 2549

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

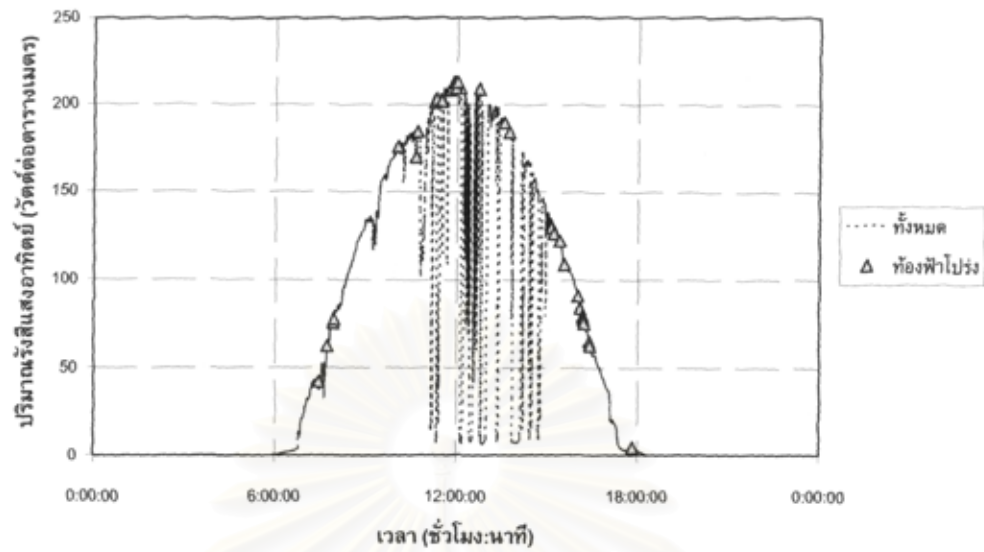


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 10 เมษายน พ.ศ. 2549

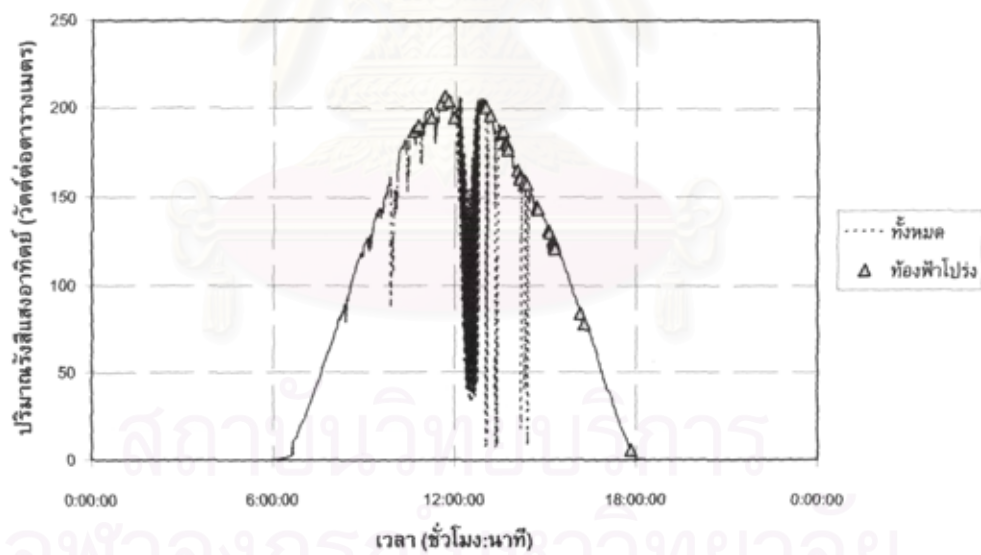


ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 11 เมษายน พ.ศ. 2549

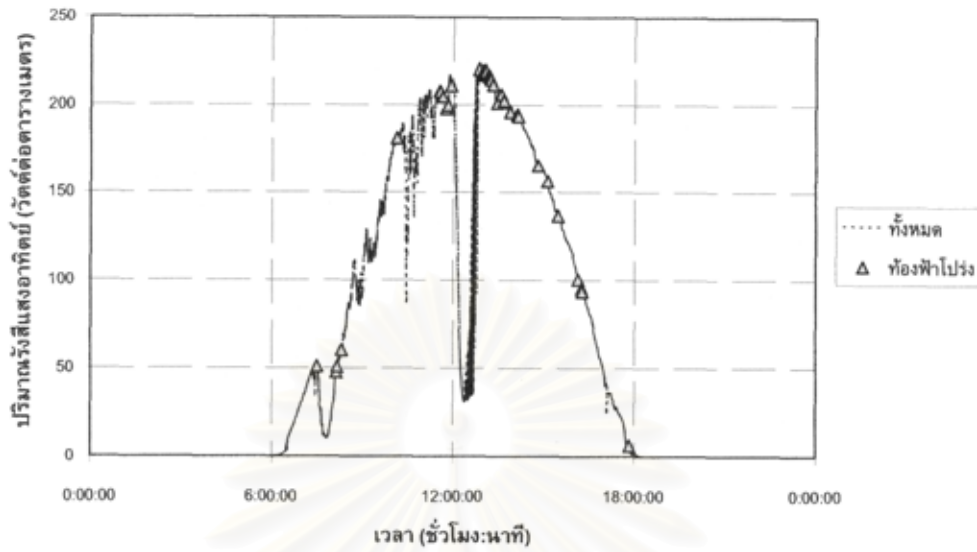
การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองลอยต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์



ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 12 เมษายน พ.ศ. 2549



ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 13 เมษายน พ.ศ. 2549



ปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ที่ได้จากการตรวจวัดโดยไพราโนมิเตอร์ทั้งหมด (เส้นประ) และในสภาวะท้องฟ้าโปร่ง (สามเหลี่ยม) ในวันที่ 22 เมษายน พ.ศ. 2549

สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ประวัติผู้วิจัยและคณะ

หัวหน้าโครงการวิจัย

อาจารย์ บุศราศิริ ธนะ

Boossarasiri Thana

เลขหมายบัตรประจำตัวประชาชน 3 1009 01793 46 2

ตำแหน่งปัจจุบัน อ.

ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ถ.พญาไท ปทุมวัน กทม.

10330

โทร : 022185463

e-mail : boossara@geo.sc.chula.ac.th

ประวัติการศึกษา

วท.บ.	ฟิสิกส์	2531	จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
พบ.ม.	สถิติประยุกต์	2539	สถาบันบัณฑิตพัฒนบริหารศาสตร์
วท.ม.	คณิตศาสตร์ประยุกต์	2541	มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี

สาขาวิชาการที่มีความชำนาญพิเศษ

Atmospheric Science, Climate Change and Modeling

ประสบการณ์ที่เกี่ยวข้องกับการบริหารงานวิจัยทั้งภายในและภายนอกประเทศ

ประวัติการทำงาน

2531-2545	นักอุดมศึกษา กรมอุดมศึกษา
2543-2545	อาจารย์พิเศษ ให้กับนิสิตปริญญาโท สาขาโลกศาสตร์ ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์
2545-ปัจจุบัน	อาจารย์ ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ประสบการณ์การฝึกอบรม:

- 2532 ประกาศนียบัตรทางอุดมศึกษา โดย กรมอุดมศึกษา
- 2535 Certificate in Software Development for Meteorology, ประเทศสิงคโปร์
- 2535 Certificate in The Application of Climate Data for Effective Planning and Management
of Water for Sustainable Irrigated Agriculture, Meteorological Department, Thailand

- 2536 Certificate in Storm Surge for the Bay of Bengal, Meteorological Department, Thailand
- 2537 Certificate in Numerical Weather Prediction, Meteorological Department, Thailand
- 2538 Certificate in AIX V.4 Basic, IBM (Thailand)
- 2539 Certificate in AIX V.4 System Administration, IBM (Thailand)
- 2540 Certificate in AIX V.4 Advanced System Administration, IBM (Thailand)
- 2541 Certificate in Meteorology for Graduate part II, UK Meteorological Office, ประเทศอังกฤษ
- 2542 Training course in UK Meteorological Office for the course of Numerical Weather Prediction and Modeling, ประเทศอังกฤษ
- 2544 Certificate in the Short-Range Forecasting for Forecaster and Meteorologists, Boulder, ประเทศสหรัฐอเมริกา
- 2545 Certificate in The 4th Workshop for Regional Climate Prediction and Applications-Tropical Pacific Islands and Rims, The University of Oklahoma, ประเทศสหรัฐอเมริกา
- 2546 SKYNET Data Analysis workshop at Phimai/SriSamrong จ.ขอนแก่น
- 2547 ABC Workshop ประเทศอินเดีย
- 2547 ABC Training School in Maldives

เอกสารวิชาการ

- Raktabutr, T., Aksom, S., Thana, B., and Bohuwech, D., 1990. Preliminary Investigative Study on Typhoon Gay(8929): Synoptic Aspect, Thai Met.Dept., 28 p.
- Thana, B., 1990. Tropical Cyclone, Thai Met. Dept., 29p. (In Thai)
- Thana, B., 2002. The Effect of Sea Surface Temperature on Rainfalls over Thailand, proceeding in GAME-T workshop.....
- Nakapadungrat, S., et.al., 2003. Investigation of Surface Radiation Budget in Thailand, Report to National Council of Thailand, 67p.(In Thai)
- Thana, B., Chabangborn, A., Hashizume, M., Nakapadungrat, S., 2003. Investigation of surface radiation budget in Thailand, proceeding, proceeding in GAME-T workshop.
- B.Thana, A.Chanbangborn, M.Hashizume, and S.Nakapadungrat, 2004. The Comparison between longwave radiation data at Sri Samrong and Model (extended abstract), Proceedings CD-ROM The 6th International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME.

- A.Chabangborn, B.Thana, M.Hashizume, N.Ohte, K.Tanaka, and S.Nakapadungrat, 2004. Downward Longwave Radiation: Observed and Analysis under Clear Sky Condition (abstract), Proceeding The 25th ACRS (Asian Conference on Remote Sensing).
- Thana, B., Jarupongsakul, T., and Chabangbpm, A. 2005. Hydro-Meteorological Data Analysis for The Study of Coastal Erosion Problem At Pak Phanang River Basin, Nakhon Si Thammarat Province, J. of Metals, Materials and Minerals, Vol.15/2, p.36-40.
- Sojisuporn, P., Jarupongsakul, T., and Thana, B., 2005. Some Physical Oceanographic Characteristic Relating to Coastal Erosion at Pak Phanang River Basin, Nakhon Si Thammarat Province, J. of Metals, Materials and Minerals, Vol.15/2, p.41-53.
- Sojisuporn, P., Phaksopa, J., Jarupongsakul, T., and Thana, B., 2005. Nearshore Sediment Transport Along The Coastline of Pak Phanang River Basin, Nakhon Si Thammarat Province, J. of Metals, Materials and Minerals, Vol.15/2, p.72-82.
- Jarupongsakul, T., Sojisuporn, P., Thana, B., and Suphawajruksakul, A., 2005, Influences of Nearshore Wave and Longshore Sediment Transport on The Future Trends of Coastal Changes at The Pak Phanang River Basin, Nakhon Si Thammarat Province, J. of Metals, Materials and Minerals, Vol.15/2, p.96-105.
- Takeuchi, N., Doolgindachbaporn, T., Thana, B., Nakajima, T., and Kuse, H., 2005, Characteristics of Chemical Component of Aerosol in East Thailand Rainy Season (Submitted to Meteorological Society meeting in Japan)

งานวิจัยในอดีต/ปัจจุบัน

1. "Tropical Storm Track and Intensity Prediction" สนับสนุนโดย สำนักงานคณะกรรมการการวิจัยแห่งชาติ
2. "The effects of SST on Rainfalls in Thailand" สนับสนุนโดย US government/WMO
3. "The study of surface radiation in Thailand" สนับสนุนโดย สำนักงานคณะกรรมการการวิจัยแห่งชาติ
4. "Earth Environmental and Climate Studies" สนับสนุนโดย Center for Climate System Research, The University of Tokyo/Japan Science and Technology Agency ประเทศญี่ปุ่น

ผลงานด้านการจัดประชุม

1. ดำเนินการจัดประชุมเชิงปฏิบัติการในโครงการเชิญผู้เชี่ยวชาญชาวต่างประเทศ โดยได้รับทุนสนับสนุนจาก สำนักงานคณะกรรมการอุดมศึกษาแห่งชาติ โดยคณะกรรมการบริหารเครือข่ายความ

ร่วมมือระหว่าง สถาบันเพื่อการพัฒนาอาจารย์ ควบคู่กับภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ในโครงการเรื่อง การถ่ายทอดเทคโนโลยีด้านการศึกษาวิจัยด้าน
อุคูนิยมวิทยา ระหว่างวันที่ 10-14 พฤศจิกายน 2546

2. ผู้ช่วยเลขานุการ การประชุมนานาชาติ เรื่อง ธรณีวิทยาทางทะเลในภูมิภาคเอเชีย ครั้งที่ 5 ระหว่าง
วันที่ 14-16 มกราคม 2547
3. ดำเนินการจัดประชุมเชิงปฏิบัติการในโครงการเชิญผู้เชี่ยวชาญชาวต่างประเทศ โดยได้รับทุน
สนับสนุนจาก สำนักงานคณะกรรมการอุดมศึกษาแห่งชาติ โดยคณะกรรมการบริหารเครือข่ายความ
ร่วมมือระหว่าง สถาบันเพื่อการพัฒนาอาจารย์ควบคู่กับภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัยในโครงการการถ่ายทอดเทคโนโลยี เรื่อง การศึกษามลภาวะทางอากาศและ
การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ ระหว่างวันที่ 25-29 เมษายน 2548

ผู้ร่วมวิจัย

ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สมชาย นาคะผดุงรัตน์

Assit. Prof. Dr. Somchai Nakapadungrat

เลขหมายบัตรประจำตัวประชาชน 4 1005 00006 80 8

ตำแหน่งปัจจุบัน ผู้ช่วยศาสตราจารย์

ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ถ.พญาไท ปทุมวัน กทม. 10330

โทร : 022185461

e-mail : nsomchai@geo.sc.chula.ac.th

ประวัติการศึกษา

วท.บ. (ธรณีวิทยา) จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

พ.ศ.2515

Ph.D. (Geology) King's College, University of London, UK พ.ศ.2525

สาขาวิชาการที่มีความชำนาญพิเศษ

- Hard Rock

ประสบการณ์ที่เกี่ยวข้องกับการบริหารงานวิจัยทั้งภายในและภายนอกประเทศ

Suensilpong, S., Meesook, a., Nakapadungrat, S. and Putthapiban, P., 1977, The granitic
rocks and mineralization of the Khuntan batholith, Lampang, Thailand. Geol. Soc.
Malaysia Bulletin 9, pp.159-173.

Beckinsale, R.D., and Nakapadungrat, S., 1978, A Late Miocene K-Ar age for the Lavas of
Pulau Kelang, Seram, Indonesia, J, Phys, Earth, 26, Suppl., S 199-S 201.

Beckinsale, R.D. and Nakapadungrat, S., 1981, Geochronology of Thai granites, IGU Report
Series no. 81/15, Institute of Geological Sciences, U.K., 12 p.

- Beckinsale, R.D., Suensilpong, S., Nakapadungrat, S. and Walsh, J.N., 1979, Geochronology and geochemistry of granite magmatism in Thailand in relation to a plate tectonic model, *J. Geol. Soc. London*, v. 136, pp. 529-540.
- Nakapadungrat, S., 1983a, The geochemistry and geology of the Thong Lang granite complex, central Thailand. Paper presented at Conf, Geology and Mineral Resources of Thailand, Bangkok, Dept. Min. Res., 19-28 November, 1983, 11 p.
- Nakapadungrat, S., 1983b, The Isotopic dating of granites in Thailand, Paper presented at Conf. Geology and Mineral Resources of Thailand, Bangkok, Dept. Min. Res., 19-28 November 1983, 5 p.
- Nakapadungrat, S. Beckinsale, R.D. and Suensilpong, S., 1985, Geochronology and Geology of Thai granites, In Proc. Conf. Applications of Geology and the National Development, Supplementary Volume, Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand, pp. 75-93.
- Nakapadungrat, S., 1988, Two contrasting tin-tungsten granites in Ban Thong Lang-Ban Thung Makok Area, Central Thailand, Proc. Fifth International Symposium on Tin/Tungsten granites in southern Asia and the Pacific, IGCP Project no.220, 17-19 October, Shimane University Matsue, Japan, pp. 109-112.
- Nakapadungrat, S., Chulacharit, N., Muntachit, Y., Chotigkrai, T. and Sangsila, S., 1988, The tin-tungsten granites of the Takua Pa area, southern Thailand, In : Geology of tin deposits in Asia and the Pacific, (Edited by Hutchison, C.S.), Springer-Verlag, New York, pp. 649-667.
- Nakapadungrat, S., Mangkhonkarn, B., Pisutha-Armond, V. and Chotigkrai, T., 1990, Geology and tin-tungsten mineralization at Ban Thung Makok in Suphanburi Province, Thailand, in Proc. Conf. Development Geology for Thailand on the Year 2000, Chulalongkorn University, Bangkok 13-14 December 1990, pp. 241-254.
- Nakapadungrat, S., 1990, Comparison of granitic rocks of Ban Thong Lang and Ban Thung Makok and their Sn-W mineralization, in Proc. Conf. Development Geology for Thailand on the Year 2000, Chulalongkorn University, Bangkok 13-14 December 1990, pp.190-209.
- Nakapadungrat, S., 1991, A Study of REE Geochemistry of Thong Lang Granites in Uthai Thani Province, Thailand, in Proc. Int. Conf. Rare Earth Minerals and Minerals for Electronic Uses, Prince of Songkla University 23-25 January 1999, pp. 91-104.
- Nakapadungrat, S., Jungyusuk, N., Putthapiban, P., Kosuwan, S. and Chaimanee, N., 1991, Geological Excursion Guide for Field Trip No. 2, Southern Thailand : Lithophile Mineral Deposits (Ranong-Takuapa-Phuket) 7th GEOSEA Conference, Bangkok, 9-14 November 1991, 76 p.

Nakapadungrat, S., and Putthapiban, P., 1992, Granites and associated mineralization in Thailand, In. Proc. Conf. Geologic Resources of Thailand : Potential for Future Development, Supplementary Volume, C. Piancharoen, editor-in-chief, Dept. Min. Res. Bangkok, pp. 153-171.

Nakapadungrat, S., and Maneenai, D., 1993, The Phuket, Phangnga and Takua Pa Tin-field, Thailand, J. Southeast Asian Earth Sciences, Volum 8, numbers 1-4, pp. 359-368.

Nakapadungrat, S., 1994, Triassic granite magmatism in Thailand, 9th IAGOD Symposium, 12-18 August, 1994, Beijing, China, Vol. 1, pp. 354-355.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ 2525 การวัดอายุแร่และหินโดยวิธี Radio isotopes ข่าวสารการธรณี กรมทรัพยากรธรณี ปีที่ 27 เล่มที่ 7 จำนวน 8 หน้า.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ 2526 อัลลันไนต์ (Allanite) แร่ที่นำรั้ว ข่าวสารสมาคมธรณีวิทยา ปีที่ 15 ฉบับที่ 10 สิงหาคม 2526 น. 39-43.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ ภาณุ มนูญวรวงศ์ และสมชาย เดชवाल 2528 หินแกรนิตและแหล่งแร่ดีบุก-ทังสเตน บริเวณเหมืองนกกอก จังหวัดพังงา งานวิจัยและวัดอายุหินแกรนิต กองธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี 38 หน้า.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ สมชัย ชัยเสน และเดชา มณีน้อย 2528 ธรณีวิทยาและแหล่งแร่ระวางดอย-ป่าขวาง (4840 II) จังหวัดอุทัยธานี งานวิจัยและวัดอายุหินแกรนิต กองธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี 17 หน้า.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ และสมชัย ชัยเสน 2528 ธรณีวิทยาและแหล่งแร่ระวางบ้านทองหลาง (4849 II) รายงานการสำรวจธรณีวิทยา กองธรณีวิทยา หมายเลข T 06-2-0035-85/Geol, 28 หน้า.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ และพิศิษฐ์ สุวัฒน์นันท์ 2529 รายงานข้อมูลธรณีวิทยาและแหล่งแร่บริเวณที่จะขุดคอคอดกระ กองธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี 16 หน้า.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ และสมชัย ชัยเสน 2529 ธรณีวิทยาและแหล่งแร่ระวาง อำเภोजะนะ (5122 IV) รายงานการสำรวจธรณีวิทยา กองธรณีวิทยา หมายเลข T-06-2-0064-86/Geol.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ และสมชัย ชัยเสน 2529 ธรณีวิทยาและแหล่งแร่ระวางเขาพุเคย (4838 I) รายงานการสำรวจธรณีวิทยา กองธรณีวิทยา หมายเลข T-06-2-006-86/GEOL.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ และ สมชัย ชัยเสน 2530. ธรณีวิทยาและแหล่งแร่ระวางจังหวัดนครศรีธรรมราช (4925 I) และอำเภอดวาง (4925 IV) รายงานการสำรวจธรณีวิทยา กองธรณีวิทยา หมายเลข T-06-2-0083-87/GEOL.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ นรรัตน์ บุญกันภัย อภิชาติ จินกุล เสริมศักดิ์ ตียะพันธ์ และนราเมศวร์ วีระรังสิกุล 2531 ธรณีวิทยาและแหล่งแร่อำเภอกเทพา (5122 I) รายงานการสำรวจธรณีวิทยา หมายเลข T-06-2-0109 a-88/GEOL.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ อภิชาติ จินกุล นรรัตน์ บุญกันภัย สุวัฒน์ ตียะไพรัช และเดชา มณีน้อย

ธรณีวิทยาและแหล่งแร่ระวางอำเภอสะบ้าย้อย 5122 II) รายงานการสำรวจธรณีวิทยา
กองธรณีวิทยา หมายเลข T-06-2-0109b-88/GEOL.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ อภิชาติ จินกุล และนรรัตน์ บุญกันภัย 2531 ธรณีวิทยาและแหล่งแร่ระวาง
อำเภอ โศภโพนธ์ (5222 III) รายงานการสำรวจธรณีวิทยา กองธรณีวิทยา หมายเลข
T-06-c-88/GEOL.

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ 2537 การกำหนดอายุทางธรณีวิทยา เอกสารประกอบการสัมมนาทางวิชาการ
เรื่อง " การหาอายุวัตถุในงานด้านโบราณคดีและธรณีวิทยา" 27 กรกฎาคม 2537 คณะกรรมการ
สภาวิจัยแห่งชาติ หน้า 46 - 64

สมชาย นาคะผดุงรัตน์ 2538 การพิทักษ์ทรัพยากรแร่ เอกสารประกอบการประชุมเชิงปฏิบัติการเรื่อง
"มติใหม่ของการจัดการและกฎหมายเกี่ยวกับสิ่งแวดล้อม" 21 พฤศจิกายน - 1 ธันวาคม 2538
สำนักงานโครงการสิ่งแวดล้อมแห่งสหประชาชาติ ประจำภูมิภาคเอเชียและแปซิฟิก(UNEP)12 น.

อาจารย์ ดร. สธน วิจารณ์วรรณลักษณ์

Dr. Sathon Vijarnwannaluk

เลขหมายบัตรประจำตัวประชาชน 3 1201 00326 89 1

ตำแหน่งปัจจุบัน อ.ดร.

ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ถ.พญาไท ปทุมวัน

กทม. 10330

โทร : 022187556

e-mail : Sathon.V@chula.ac.th

ประวัติการศึกษา

- 1986 **B.Sc. in Physics (2nd class honors), Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand**
Project work: "Modification of Guiger-Müller Counter for detecting neutrons"
- 1989 **M.Sc. in Physics, Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand**
Thesis: "Design and construction of a grating spectrograph and its utilization in collecting and preliminary analysis of astronomical data"
- 1997 **MS in Physics, Virginia polytechnic institute and state university, Blacksburg, Virginia, USA.**

- 2002** **Ph.D** in Physics, Virginia polytechnic institute and state university,
Blacksburg, Virginia, USA.
Dissertation "*Optical studies of GaAs:C grown at low temperature and of
localized vibrations in normal GaAs:C*"

สาขาวิชาการที่มีความชำนาญพิเศษ

- **Solid state Physics**

ประสบการณ์ที่เกี่ยวข้องกับการบริหารงานวิจัยทั้งภายในและภายนอกประเทศ

Prior Experience

- 1988-1989 Teaching Assistant for General Physics lab I and II., Chulalongkorn University.
Lecturer for General Physics I and II, Medical Physics and laboratory instructor
for General Physics Lab I and II, Medical Physics Lab. Physics Department,
Chulalongkorn University.
- 1992-1995 Assistant staff director for General Physics lab courses, Chulalongkorn University
- 1996-1997 Student coordinator for the Royal Thai Scholarship students program, Virginia
Tech.
- 1997-2001 Teaching Assistant for General Physics and General Physics lab, Physics
Department, Virginia Tech.
- 2001-2002 Teaching Assistant for Introduction to Quantum and Solid State Physics

Publication and Proceedings

Publications

Properties of carbon-doped low-temperature GaAs and InP grown by solid-source molecular-
beam epitaxy using CBr₄" Liu. W.K., Lubyshev D.I., Specht P., Zhao R., Weber E.R., Gebauer
J., SpringThorpe A.J., Streater R. W., **Vijarnwannaluk, S.**, Songprakob W., Zallen R. Journal of
Vacuum Science & Technology B, vol.18, no.3, May 2000, pp.1594-7. USA

Proceedings

Local-mode infrared absorption in heavily-doped p-type MBE-grown GaAs:C .

S. Vijarnwannaluk, W. Songprakob, R. Zallen (Dept. of Physics, Virginia Tech.), W.K. Liu, K.L.
Bacher (Quantum Epitaxial Designs.) APS 1999 Centennial Meeting, Atlanta, Georgia
Optical studies of GaAs:C grown at low temperatures by molecular beam epitaxy

S. Vijarnwannaluk, R. Zallen (Virginia Tech, Blacksburg, VA), W.K. Liu (IQE Inc., Bethlehem), M.L. Hsieh, R.A. Stradling (Imperial College, London). APS 2001 Meeting, Seattle, Washington

อาจารย์ อัครนีวุธ ชะบางบอน

Akkaneewut Chabangbor

เลขหมายบัตรประจำตัวประชาชน 3 1011 00210 02 8

ตำแหน่งปัจจุบัน อ.

ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ถ.พญาไท ปทุมวัน กทม.

10330

โทร : 022185463

e-mail : akkane@geo.sc.chula.ac.th

ประวัติการศึกษา

คุณวุฒิ	ปี พ.ศ. ที่จบ	สถานที่ศึกษา
M.Sc.	2543	ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
B.Sc.	2546	ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

สาขาวิชาการที่มีความชำนาญพิเศษ

Atmospheric Science

ประสบการณ์ที่เกี่ยวข้องกับการบริหารงานวิจัยทั้งภายในและภายนอกประเทศ

ประสบการณ์ทำงาน

- 2546 - 2547 ผู้ช่วยนักวิจัย ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
2547 - ปัจจุบัน ผู้บรรยาย ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ฝึกอบรม

- 15 – 19 March 2004: GPS Theory and Practice at Department of Survey Engineer, Faculty of Engineer, Chulalongkorn University
10 – 27 July 2004: The 1st KAGI 21 International Summer School on the Active Geosphere at Institute of Teknologi Bandung, Bandung, Indonesia

ผลงานวิจัย

1. Kim, D., T. Nakajima, T. Takamura, B. J. Sohn, N. Takeuchi, M. Hashizume, and **A. Chabangborn**, 2001, *An analysis of GAME and SKYNET radiation data sets*. Proc. GAME AAN/Radiation Workshop, Phuket, 8-10 March, 2001. (Abstract)
2. **A. Chabangborn**, N. Takeuchi, N. Sugimoto, M. Hashizume and S. Nakapadungrat., 2002, *Atmospheric Boundary Layer Structure obtained by Lidar from 1997 to 2002 at the Observatory for Atmospheric Research at Sri Samrong, Shukhothai Province*, Proceeding of 2002 Workshop on GAME-Tropics and Hydrometeorological studies in Thailand and Southeast Asia, 29-31 October 2002, the Dusit Island Resort Hotel, Chaing Rai, Thailand. (Abstract)
3. N. Takeuchi, M. Yabuki, Y. Furusawa, M. Ohori, H. Kuze, S. Naito, T. Nakajima, **A. Chabangborn**, S. Nakapadungrat, M. Hashizume, J. Liu, W. Liu., 2002, *Seasonal variation of chemical component and optical properties of Aerosol in Thailand and China*, Report of Environmental Organization of Chiba University, vol. 28.
4. Dye, D., Yasuoka, Y.; Thana, B.; **Chabangborn, A.**, 2003, *Variability in direct and diffuse PAR at a seasonally moist tropical site and its significance for vegetation canopy photosynthesis*, EGS-AGU-EUG Assembly, Nice, French, 06–11 April 2003. (Poster)
5. B. Thana, **A. Chabangborn**, M. Hashizume and S. Nakapadungrat, 2004, *The comparison between long-wave radiation data at Sri Samrong and model*. Proceeding of the 6th International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME, December 3-5 2004, Kyoto International Community House, Kyoto, Japan.
6. **A. Chabangborn**, B. Thana, M. Hashizume, N. Ohte, K. Tanaka and S. Nakapadungrat., 2004, *Downward Longwave Radiation: Observation and Analysis Under Clear Sky Condition*, Proceeding of the 25th Asian Conference on Remote Sensing, 22-26 November 2004, Sheraton Chiang Mai Hotel, Chaing Mai, Thailand. (Abstract)
7. **A. Chabangborn**, B. Thana, A. Shimizu and S. Nakapadungrat, 2005, *Vertical distribution of aerosol optical properties obtained by lidar above the Observatory for Atmospheric Research at Sri Samrong, Sukhothai in summer season*, Proceeding of the 3rd Asian Pacific International Conference on Pollutants and Control, 12-15 December 2005, Rama Garden Hotel, Bangkok, Thailand. (Poster)
8. S. Nakapadungrat, B. Thana and **A. Chabangborn**, 2006, *The Observatory for Atmospheric Research at Phimai*, Proceeding of the 32nd Congress on Science and

Technology of Thailand, October 10-12, 2006, Queen Sirikit National Convention Center, Bangkok, Thailand. (Poster)

9. W. Chairat, **A. Chabangborn** and B. Thana, 2006, *Aerosol Optical Depth obtained by Multi-Filter Radiometer (MFR-7)*, Proceeding of the 32nd Congress on Science and Technology of Thailand, October 10-12, 2006, Queen Sirikit National Convention Center, Bangkok, Thailand. (Abstract)
10. S. Ruengrungsrot, **A. Chabangborn** and A. Intasorn, 2006, *Troposphere Atmospheric Observation By Mie Scattering Lidar At Sri Samrong*, Proceeding of the 32nd Congress on Science and Technology of Thailand, October 10-12, 2006, Queen Sirikit National Convention Center, Bangkok, Thailand. (Poster)



สถาบันวิทยบริการ
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

สัญญาเลขที่ GRB_๕๓_๕๑_๒๓_๑๓

โครงการวิจัยเรื่อง การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างละอองในบรรยากาศต่อปริมาณรังสีแสงอาทิตย์

บริเวณสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อำเภอพิมาย จังหวัดนครราชสีมา

รายงานการรับ-จ่ายเงิน

	<u>ประมาณการ</u>	<u>งบที่เกิดขึ้นจริง</u>
<u>รายได้</u>		
เงินอุดหนุนงบประมาณแผ่นดิน	459,000.00	459,000.00
รวมรายได้	<u>459,000.00</u>	<u>460,246.74</u>
<u>รายจ่าย</u>		
<u>หมวดค่าจ้างชั่วคราว</u>		
- ค่าจ้างผู้ช่วยวิจัย (ปริญญาโท เดือนละ 6,000 จำนวน 2 คน)	144,000.00	144,000.00
- ค่าจ้างพิเศษสำหรับนักศึกษา	00.00	8,000.00
- ค่าจ้างบุคลากรนอกพื้นที่ (เดือนละ 5,000 บาท จำนวน 6 เดือน)	00.00	30,000.00
<u>หมวดค่าตอบแทน</u>		
- ค่าตอบแทนเหมาจ่ายนักวิจัย	130,000.00	130,000.00
<u>หมวดค่าใช้สอย</u>		
- ค่าเช่ารถ	30,000.00	45,000.00
- ค่าเช่าที่พัก	40,000.00	9,200.00
- ค่าอินเทอร์เน็ต, ไปรษณีย์ ฯลฯ	25,000.00	13,409.00
<u>หมวดค่าวัสดุ</u>		
- วัสดุเชื้อเพลิง	20,000.00	12,870.00
- วัสดุสำนักงาน	10,000.00	4,967.00
- ค่าอะไหล่คอมพิวเตอร์, อุปกรณ์จัดเก็บข้อมูล ฯลฯ	17,000.00	23,783.60
- ค่าหมึกพิมพ์	10,000.00	19,797.60
- ค่าหนังสือ และวารสารสำหรับงานวิจัย	00.00	8,882.34
- ค่าวัสดุอื่นๆ	33,000.00	10,337.20
รวมรายจ่าย	<u>459,000.00</u>	<u>460,246.74</u>
รายรับสูงกว่ารายจ่าย นำส่งส่วนการคลังจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย (เอกสารแนบ)		00.00
ดอกเบี้ย (ถ้ามี)		171.66
รวมจำนวนเงินที่นำส่งส่วนการคลังทั้งสิ้น		<u>171.66</u>

ขอรับรองว่ารายงานการรับ-จ่ายเงินข้างต้นเป็นจริงทุกประการ

ม.ศ.ร.วิจิตร สุข
 (.....)
 (หัวหน้าโครงการวิจัย)
 13 / มี.ค. / 52