

RELATIONSHIP BETWEEN OPTICAL PROPERTIES AND WATER
VAPOR IN THE ATMOSPHERE AT THE OBSERVATORY FOR
ATMOSPHERIC RESEARCH, AMPHOE PHIMAI, CHANGWAT
NAKHON RATCHASIMA DURING DECEMBER 2005 – MAY 2006

MISS SHELIYA WANMESBANSATIT

A REPORT SUBMITTED IN PARTIAL FULFILLMENT OF
THE REQUIRMENTS FOR THE DEGREE OF
THE BACHELOR OF SCIENCE,
DEPARTMENT OF GEOLOGY,
CHULALONGKORN UNIVERSITY,
ACEDEMIC YEAR 2010

การหาความสัมพันธ์ระหว่างคุณสมบัติของแสงกับปริมาณไอน้ำ ในบรรยากาศ
ณ สถานีวิจัยในบรรยากาศ อำเภอพิมาย จังหวัดนครราชสีมา ระหว่างเดือน
ธันวาคม 2548 – พฤษภาคม 2549

นางสาว เซลียาห์ วันเมษบาลสถิต

รายงานนี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรวิทยาศาสตรบัณฑิต
ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
ปีการศึกษา 2552

RELATIONSHIP BETWEEN OPTICAL PROPERTIES AND WATER VAPOR
IN THE ATMOSPHERE AT THE OBSERVATORY FOR ATMOSPHERIC
RESEARCH, AMPHOE PHIMAI, CHANGWAT NAKHON RATCHASIMA
DURING DECEMBER 2005 – MAY 2006

Sheliya Wanmesbansatit

Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, 10330, Thailand;

Tel : 08-58368123, e-mail : benble_huhu@hotmail.com

Abstract : Water vapor play important rule effecting on energy budget in the atmosphere due to water vapor is the most influencial green house gass. Solar radiation and water determine weather and climate on earth, also result in geological change. This study has investigated distribution of amount of water vapor and rainfall to differential season. By using microwave radiometer of measuring water vapor at the observatory for atmospheric research Amphoe Phimai, Changwat Nakhon Ratchasima during December 2005 to May 2006. Rainfall information cooperated from Thai meteorological department in the similar period. Consider diffuse and direct radiation from the selected date of water vapor is among dry air and moist air. Then analyze optical propoties of scattering and absorption radiation which is described by single scattering albedo (SSA) derived from i-sky radiometer at the observatory for atmospheric research Amphoe Phimai, Changwat Nakhon Ratchasima during January 2006 to May 2006, based on 1020 nanometre wavelength specified cloud droplets, and prove the relationship between SSA and water vapor. Results show that the amount of water vapor reverse variation to SSA on cloudy day.

Keyword : Water vapor, Single Scattering Albedo, Amphoe Phimai

การหาความสัมพันธ์ระหว่างคุณสมบัติของแสงกับปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ ณ สถานี
วิจัยในบรรยากาศ อำเภอพิมาย จังหวัดนครราชสีมา ระหว่างเดือนธันวาคม 2548 –
พฤษภาคม 2549

เชลียาห์ วันเมฆบาลสถิต

ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย 10330

โทรศัพท์ : 08-58368123, e-mail : benble_huhu@hotmail.com

บทคัดย่อ ไอน้ำในบรรยากาศมีบทบาทสำคัญต่อสมดุลพลังงานของรังสีแสงอาทิตย์ เนื่องจากไอน้ำเป็นก๊าซเรือนกระจกที่มีปริมาณการดูดกลืนรังสีมากที่สุด รังสีแสงอาทิตย์และน้ำเป็นตัวกำหนดสภาพอากาศ และมีผลต่อกระบวนการเปลี่ยนแปลงทางธรณีวิทยา ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยได้ทำการศึกษาการเปลี่ยนแปลงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมในบรรยากาศ เพื่ออธิบายลักษณะของสภาพอากาศในฤดูกาลที่แตกต่างกัน โดยใช้ข้อมูลไอน้ำจากเครื่องมือโครเวฟ เรดิโอมิเตอร์ ณ สถานีวิจัยในบรรยากาศ อำเภอพิมาย จังหวัดนครราชสีมา ระหว่างเดือนธันวาคม 2548 ถึงเดือนพฤษภาคม 2549 และใช้ข้อมูลน้ำฝนจากกรมอุตุนิยมวิทยาในช่วงเวลาเดียวกัน ต่อมาพิจารณาเลือกข้อมูลไอน้ำในบรรยากาศ ที่มีปริมาณน้อยและมากจนก่อให้เกิดฝนตก และวิเคราะห์รังสีกระจายและรังสีตรงในวันดังกล่าว จากนั้นศึกษาคุณสมบัติการกระเจิงและดูดกลืนของแสงโดยใช้ค่า Single Scattering Albedo (SSA) จากเครื่องไอสกายเรดิโอมิเตอร์ที่ความยาวคลื่น 1020 นาโนเมตรซึ่งเป็นช่วงการดูดกลืนของหยาดน้ำฟ้าในเมฆ ณ สถานีวิจัยในบรรยากาศ อำเภอพิมาย จังหวัดนครราชสีมา ระหว่างเดือน มกราคม ถึงเดือนพฤษภาคม 2549 เพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่างค่า SSA กับปริมาณไอน้ำ ผลการวิเคราะห์พบว่า ในช่วงวันก่อนเกิดฝนตกปริมาณไอน้ำเพิ่มขึ้นแต่ค่า SSA น้อยลง

กิตติกรรมประกาศ

การศึกษางานวิจัยนี้ได้รับการสนับสนุนอย่างเต็มที่จากอาจารย์ที่ปรึกษาโครงการ อาจารย์ บุศราศิริ ฐนะ และพีปริญญาโทห้องโลกศาสตร์ ที่คอยให้คำแนะนำและกำลังใจที่ดีมาโดยตลอด ทำให้งานวิจัยชิ้นนี้สำเร็จลุล่วงไปได้ด้วยดี ทั้งนี้ขอขอบคุณฝ่ายบรรณารักษ์ห้องสมุดกรมอุตุฯ มหาวิทยาลัย และฝ่ายแผนที่อากาศที่สะดวกจัดหาข้อมูลให้ด้วยความเต็มใจ

ขอขอบคุณคณาจารย์ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัยทุกท่าน รวมทั้งเพื่อน ๆ น้อง ๆ ที่คอยให้กำลังใจเพื่อผ่านพ้นอุปสรรคและปัญหาต่าง ๆ มาได้ และสุดท้ายขอขอบคุณคุณแม่ที่คอยเป็นแรงผลักดันสำคัญ ผู้เขียนจะพัฒนาความรู้ความสามารถเพื่อนำไปประกอบอาชีพที่มีคุณค่าในอนาคต

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ	a
บทคัดย่อภาษาไทย	b
กิตติกรรมประกาศ	c
สารบัญ	d
สารบัญรูปภาพ	e
สารบัญตาราง	f
บทที่ 1 บทนำ	
1.1 กล่าวนำ	1
1.2 เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	2
1.3 ทฤษฎี	6
1.4 วัตถุประสงค์	7
1.5 ขอบเขตงานวิจัย	8
1.6 ผลที่คาดว่าจะได้รับ	8
บทที่ 2 วิธีดำเนินงานวิจัย การรวบรวมข้อมูล และการวิเคราะห์ข้อมูล	
2.1 วิธีดำเนินงานวิจัย	8
2.2 การรวบรวมข้อมูล	9
2.3 เครื่องมือที่ใช้ในงานวิจัย	9
2.4 การวิเคราะห์ข้อมูล	15
บทที่ 3 ผลการวิเคราะห์ข้อมูล และการอภิปรายผล	
3.1 ผลการวิเคราะห์ข้อมูล	20
3.2. การอภิปรายผล	31

บทที่ 4	สรุป และข้อเสนอแนะ	
4.1	สรุปผลการวิจัย	32
4.2	ข้อเสนอแนะ	33
	รายการอ้างอิง	34
	ภาคผนวก ก	36
	ภาคผนวก ข	40

สารบัญรูปภาพ

รูปที่ 1	แสดงเครื่อง microwave radiometer ณ สถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา	10
รูปที่ 2	แสดงเครื่อง i-sky radiometer ณ สถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา	12
รูปที่ 3	แสดงตัวอย่างไฟล์นามสกุล par จากโปรแกรม skyrad.pack	14
รูปที่ 4	แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยราย 1 เดือนตั้งแต่เดือนธันวาคม 2548 – พฤษภาคม 2549	15
รูปที่ 5	แสดงปริมาณรังสีตรง รังสีกระจาย และรังสีรวมของวันที่ 21 มกราคม 2549	16
รูปที่ 6	แสดงค่า SSA ในวันที่ 1 มกราคม 2549	18
รูปที่ 7	แสดงค่า SSA กับปริมาณไอน้ำในวันที่ 1 มกราคม 2549 มีค่า $r = 0.23$	19
รูปที่ 8	แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนธันวาคม 2548	20
รูปที่ 9	แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนมกราคม 2549	21
รูปที่ 10	แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนกุมภาพันธ์ 2549	22
รูปที่ 11	แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนมีนาคม 2549	22
รูปที่ 12	แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนเมษายน 2549	23
รูปที่ 14	แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนพฤษภาคม 2549	24
รูปที่ 15-16	แสดงปริมาณรังสีตรง รังสีกระจาย และรังสีรวมของวันที่ 12-13 มกราคม 2549	26
รูปที่ 17	แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมวันที่ 9-15 เมษายน 2549	27

	หน้า
รูปที่ 18-21 แสดงปริมาณรังสีตรง,รังสีกระจาย และรังสีรวมของวันที่ 12-15 เมษายน 2549	29
รูปที่ 22 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่า SSA กับปริมาณไอน้ำจากข้อมูลทั้งหมด	29
รูปที่ 23 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนพฤษภาคม 2549	30
รูปที่ 24 แสดงค่าสหสัมพันธ์ (r) ในวันที่ 27 พฤษภาคม 2549	30

สารบัญตาราง

ตารางที่ 1 ลักษณะข้อมูลที่วิเคราะห์แล้วจะถูกเก็บไว้ในไฟล์นามสกุล los	11
ตารางที่ 2 แสดงข้อมูล SSA ของวันที่ 1 มกราคม 2549 ที่ความยาวคลื่น 1020 นาโนเมตร	17
ตารางที่ 3 แสดงข้อมูล SSA และปริมาณไอน้ำในวันที่ 1 มกราคม 2549	18

บทที่ 1 บทนำ

1.1 กล่าวนำ

ดวงอาทิตย์เป็นแหล่งพลังงานที่สำคัญของสิ่งมีชีวิตบนโลก เริ่มต้นจากการที่พืชได้รับพลังงานจากแสงอาทิตย์โดยผ่านกระบวนการสังเคราะห์แสงเปลี่ยนเป็นอาหารของพืช การนำแสงอาทิตย์มาเปลี่ยนเป็นพลังงานไฟฟ้าและความร้อน ซึ่งมนุษย์สามารถนำมาใช้ประโยชน์ได้โดยตรงทันที ทำให้เกิดปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยาที่สำคัญ ดวงอาทิตย์แผ่รังสีคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าออกมาในช่วงรังสีคลื่นสั้น (short-wave radiation) การที่อุณหภูมิของโลกอยู่ในรูปแบบของภาวะเสถียร ซึ่งไม่ร้อนขึ้นหรือเย็นลงอย่างรวดเร็วเกินไปเนื่องจากโลกห่อหุ้มด้วยชั้นบรรยากาศ รังสีแสงอาทิตย์ที่แผ่เข้ามาในชั้นบรรยากาศโลก (incoming absorbed solar radiation) จะต้องอยู่ในภาวะสมดุลกับรังสีที่สะท้อนกลับออกสู่อวกาศ (outgoing longwave radiation) เมื่อพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ที่แผ่รังสีเข้ามาในชั้นบรรยากาศ (incoming radiant energy) เกิดการกระเจิงสะท้อน หรือถูกดูดกลืนโดยเมฆและละอองลอย จากนั้นแสงอาทิตย์ที่ผ่านลงมา (transmitted radiation) จะถูกดูดกลืนหรือสะท้อนโดยพื้นผิวโลกอีกครั้งหนึ่ง ดังนั้นจะเห็นได้ว่าในเวลากลางวันแสงอาทิตย์ที่ผ่านลงมาโดยตรงยังโลกเรานั้น มีพลังงานและอุณหภูมิที่สูงมาก หากโลกเราไม่ได้รับการป้องกันแสงอาทิตย์จากสิ่งแวดล้อมต่าง ๆ ภายในชั้นบรรยากาศ สิ่งมีชีวิตอาจได้รับอันตรายได้ เพราะฉะนั้น เมฆ ก๊าซ ละอองลอยต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศนี้มีความสำคัญอย่างมากต่อการเปลี่ยนแปลงระดับพลังงานของรังสีแสงอาทิตย์ให้มีปริมาณพอเหมาะกับสิ่งมีชีวิตบนโลกจากการกระเจิงและดูดกลืนตามที่กล่าวมาข้างต้น นอกจากนี้รังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์จะถูกเปลี่ยนให้อยู่ในรูปพลังงานความร้อนแฝง ซึ่งเกี่ยวข้องกับกระบวนการเปลี่ยนสถานะของน้ำ พลังงานศักย์ พลังงานจลน์ ก่อนที่พลังงานจะถูกปล่อยออกสู่อวกาศในรูปพลังงานรังสีคลื่นยาว (Trenberth et al., 2009) ซึ่งพลังงานที่ลดระดับลงดังกล่าว มีอุณหภูมิและสภาวะที่เหมาะสมแก่การดำรงชีวิตของสิ่งมีชีวิต

ไอน้ำ (water vapor) มีบทบาทสำคัญอย่างมาก เนื่องจากไอน้ำในบรรยากาศคือตัวการสำคัญของการเกิดลมฟ้าอากาศ โดยเปลี่ยนสถานะของน้ำเกิดเป็นวัฏจักรของน้ำ ในบรรยากาศจะมีไอน้ำอยู่เสมอไม่ว่าอากาศนั้นจะแห้งเพียงใดก็ตาม ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศจะมีการเปลี่ยน

แปลงอยู่ตลอดเวลา การสะสมตัวของไอน้ำมากขึ้นน้อยต่างกันไปตามภูมิภาคโดยไอน้ำในบรรยากาศจะมีมากที่สุดบริเวณชายฝั่งเขตร้อน กิจกรรมของมนุษย์ไม่มีผลโดยตรงต่อไอน้ำยกเว้นพื้นที่ระดับจุลภาค (เช่น บริเวณใกล้พื้นที่เกษตรที่มีระบบชลประทาน) เมื่อพิจารณาถึงสมดุลของพลังงาน ในเวลากลางวันโลกจะดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์และในขณะที่เดียวกันก็จะปลดปล่อยรังสีความร้อนกลับคืนสู่อวกาศ ส่วนในเวลากลางคืนโลกจะปลดปล่อยรังสีคลื่นยาวกลับคืนออกสู่อวกาศเพียงอย่างเดียว ถ้าโลกไม่มีชั้นบรรยากาศห่อหุ้มจะทำให้อุณหภูมิที่ผิวโลกมีค่าต่ำกว่าปกติ จนสิ่งมีชีวิตไม่สามารถอาศัยอยู่ได้เช่นกัน ไอน้ำและก๊าซต่างๆ ในชั้นบรรยากาศจะดูดกลืนรังสีคลื่นยาว เมื่อไอน้ำดูดกลืนรังสีที่ถ่ายเทจากพื้นผิวโลกทำให้บรรยากาศมีอุณหภูมิสูงขึ้นไอน้ำก็จะเกิดการถ่ายเทความร้อนกลับลงมาสู่พื้นผิวโลก กลไกการแลกเปลี่ยนหรือการถ่ายเทความร้อนโดยการแผ่รังสีระหว่างโลกและบรรยากาศจะเกิดขึ้นอยู่ตลอดเวลา ไอน้ำนอกจากจะเป็นตัวแปรที่ใช้ในการบ่งชี้ถึงเสถียรภาพของบรรยากาศ และยังเป็นตัวแปรที่ใช้ในการบ่งชี้ถึงความขุ่นมัวของบรรยากาศ (atmospheric turbidity) นอกจากนี้ไอน้ำมีความสำคัญต่อกระบวนการดูดกลืนรังสีคลื่นยาว โดยเฉพาะอย่างยิ่งมีผลต่อสเปกตรัมของรังสีแสงอาทิตย์ที่ผ่านลงมาในชั้นบรรยากาศ เป็นผลให้พลังงานของรังสีแสงอาทิตย์บางช่วงคลื่นมีค่าลดลงเมื่อเปรียบเทียบกับค่าพลังงานจากนอกชั้นบรรยากาศโลก (จอมภพ, 2546) ในงานวิจัยชิ้นนี้ผู้วิจัยได้ใช้ค่าการดูดกลืนและการกระเจิงแสงจากเครื่อง sky radiometer และปริมาณไอน้ำในบรรยากาศซึ่งวัดโดยเครื่อง microwave radiometer อุปกรณ์วัดนี้จะรับคลื่นพลังงานไมโครเวฟที่ปล่อยออกมาโดยตรงจากวัตถุภายในโลก โดยอาศัยคุณสมบัติทางฟิสิกส์เกี่ยวกับการดูดกลืนและแผ่รังสีของก๊าซในบรรยากาศ

1.2 เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

LUKÁČ และ Vitek (1985) กล่าวว่าไอน้ำมีบทบาทสำคัญต่อการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ในชั้นบรรยากาศมีปริมาณไอน้ำประมาณ 0.02-2% และปริมาณไอน้ำจะลดลงที่ระดับความสูงเหนือขึ้นไปจากพื้นดิน พลังงานรังสีที่ถูกดูดกลืนจะถูกเปลี่ยนให้อยู่ในรูปความร้อนและอุณหภูมิในรูปรังสีคลื่นยาว (long-wave radiation) ปล่อยสู่สิ่งแวดล้อม สเปกตรัมการดูดกลืนรังสีโดยไอน้ำมี

ขอบเขตที่กว้าง ประกอบไปด้วยเส้นการดูดกลืน (absorption line) และแถบการดูดกลืน (absorption band) ซึ่งอยู่ในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด

การดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ทั้งหมดโดยไอน้ำอธิบายจากสมการ (1)

$$A = f(mw) \quad (1)$$

โดยที่ $A =$ พลังงานการดูดกลืน [Wm^{-2}]

$m =$ มวลอากาศ (air mass)

$w =$ หยาดน้ำฟ้า (precipitable water) [cm]

Sinha และ Harries (1997) กล่าวถึงไอน้ำซึ่งมีอิทธิพลต่อกระบวนการสมดุลของรังสี (earth's radiation budget) และมีความเกี่ยวข้องกับปรากฏการณ์เรือนกระจก โดยศึกษาความสัมพันธ์ของไอน้ำกับรังสีคลื่นยาวที่สะท้อนกลับออกสู่อวกาศ (Outgoing Longwave Radiation : OLR) ที่ชั้นบรรยากาศด้านบน โดยได้แบ่งการทดลองความผันแปรของ OLR ดังนี้

1) พิจารณาจากพื้นที่ (Regional behavior) สนใจศึกษาที่ตัวก๊าซเรือนกระจกชนิดต่างๆ ยกเว้น ไอน้ำ และ โอโซน ซึ่งมักเกิดขึ้นตลอดเวลาทุกสถานที่ ปัจจัยที่มีผลต่อ OLR ได้แก่ อุณหภูมิพื้นผิว (T_s), อุณหภูมิบรรยากาศ (T), ไอน้ำ, โอโซน และเมฆ พบว่าการเปลี่ยนแปลง OLR นอกจากขึ้นกับการกระจายปริมาณของพารามิเตอร์ในแนวตั้งแล้ว ยังขึ้นกับการกระจายปริมาณของพารามิเตอร์ในแนวราบอีกด้วย ในเดือนมกราคมถึงกรกฎาคมพบว่า OLR เปลี่ยนแปลงอย่างมากจากบริเวณเส้นศูนย์สูตรที่มีปริมาณเป็นศูนย์เพิ่มขึ้นหรือลดลงไปตามละติจูดจนถึงขั้วโลกคิดเป็น $\pm 50 \text{ Wm}^{-2}$ เมื่อเปรียบเทียบระหว่างสภาพท้องฟ้าโปร่ง และท้องฟ้าโดยรวมทั่วทั้งโลกพบว่า การกระจายของ OLR ไม่ได้ต่างกันมากนัก แต่เมื่อเจาะจงไปที่บริเวณเส้นศูนย์สูตรซึ่งมีความหลากหลายของเมฆและฤดูกาล พบว่าการกระจายตัวของ OLR ตามฤดูกาลสัมพันธ์กับสภาวะไรมเมฆมากกว่าสภาวะมีเมฆ

2) พิจารณาจากสเปกตรัม (Spectral effects) แบ่งการพิจารณาช่วงของสเปกตรัมเป็น water pure rotation band ($\lambda > 15$ ไมโครเมตร) , window region ($15 > \lambda > 8$ ไมโครเมตร) และ

vibration rotation band ($8 > \lambda > 4$ ไมโครเมตร) พบว่าปริมาณของ OLR ในช่วง pure rotation band เพิ่มขึ้นตามละติจูดนับจากเส้นศูนย์สูตรและกระจายตัวปริมาณ 30% และเพิ่มเป็น 70-80% ที่บริเวณขั้วโลก แต่ในบริเวณที่มีการพาความร้อนสูง เช่น แอฟริกาตะวันออก และแอฟริกาตะวันตกมีปริมาณถึง 50-60% ในขณะที่ช่วง window region กระจายตัวตรงกันข้ามโดยลดลงตามละติจูด มีปริมาณ 40-50% ในช่วงกลาง และลดลงเหลือ 10% หรือน้อยกว่าที่บริเวณขั้วโลก ส่วน vibration rotation band มีปริมาณ 10-20% ในซีกโลกเหนือ และ 20-30% ในซีกโลกใต้ นอกจากนี้ยังได้แบ่งช่วงสเปกตรัมในช่วง far infrared (FIR) ที่มีความยาวคลื่น 20-30 ไมโครเมตร ซึ่ง OLR กระจายตัว 40-60% ในบริเวณละติจูดสูง ซึ่งคล้ายๆ ของ water pure rotation band กระจายตัว 20-30% ช่วงกลาง และพบว่าปริมาณการกระจายตัวในบริเวณที่พาความร้อนสูงเหมือนช่วง window region สรุปได้ว่าระดับความสูงมีผลต่อปริมาณไอน้ำ เมื่อสังเกต ในบริเวณที่มีการพาความร้อนสูง ความชื้นมักกระจายอยู่ในชั้นบรรยากาศโทรโพสเฟียร์ชั้นบนและชั้นกลางที่ความดัน 800 และ 500 mb และในช่วงความยาวคลื่น far infrared มีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลง OLR ในสภาวะท้องฟ้าโปร่งมากที่สุด

McDonald (1960) ทำการวัดค่าการดูดกลืนรังสี ณ สถานีตรวจวัด Mt.Wilson ที่ความดันอากาศ 830 mb ที่ระดับน้ำทะเล และสรุปว่าความดันไม่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงการดูดกลืนรังสี ต่อมาทำการทดลองอีกครั้งที่ห้องแล็บในกรุงวอชิงตัน ดี ซี ที่ความดัน ของระดับน้ำทะเล โดยใช้สเปกตรัมในช่วงของไอน้ำ 6 band ซึ่งมีความยาวคลื่นในช่วง 0.70-0.74, 0.79-0.84, 0.86-0.99, 1.03-1.23, 1.24-1.53 และ 1.53-2.10 ไมโครเมตร พบว่าปริมาณไอน้ำมีการเปลี่ยนแปลง 0.5 เซนติเมตร และเมื่อทดลองในช่วงสเปกตรัมนี้ที่ Mt.Wilson ปริมาณไอน้ำมีการเปลี่ยนแปลง 0.5 – 8 เซนติเมตร แสดงให้เห็นอีกว่า ปริมาณการดูดกลืนรังสีในอากาศแห้งคิดเป็น 5% ของอากาศชื้น James ใช้ข้อมูลของ Fowle 's absorption ในการหา heating rate ของรังสีแสงอาทิตย์จาก scattering coefficient และได้ทดลองหาค่า heating rate ของการดูดกลืนที่ระดับความสูง ต่างๆ โดยเลือกพื้นที่บริเวณ Phoenix, Arizona เดือนกรกฎาคม 1957 ในชั้นโทรโพสเฟียร์ ทั้งชั้น พบว่าที่ค่าความดันระหว่าง 250 – 950 mb ค่าการดูดกลืนของรังสีแสงอาทิตย์เปลี่ยนแปลงเพียง 6% เมื่อพิจารณาที่ระดับชั้นบรรยากาศ โทรโพสเฟียร์ชั้นบนซึ่งมีค่าความดันสูงสุด 400 mb พบว่าผลที่ได้มีความเชื่อมโยงกับข้อมูลของ Fowle และมีการเปลี่ยนแปลง การดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ 10% เขาใช้

กราฟเอ็กโพเนนเชียลของผลการทดลองเปรียบเทียบกับของนักวิจัยอีก 4 คน พบว่าของ Houghton มีการเปลี่ยนแปลงการดูดกลืนถึง 30% ซึ่งเป็นค่าที่สูงมาก จึงสรุปว่าการเปลี่ยนแปลงค่าการดูดกลืนของ รังสีแสงอาทิตย์ในระดับความดันต่างๆ ไม่มีทางเปลี่ยนแปลงมากกว่า 30%

Yamamoto (1962) พิจารณาค่าการดูดกลืนรังสีแสงอาทิตย์ในช่วง red visible และ near infrared O_2 band โดยประมาณช่วงการดูดกลืนของ H_2O band ที่ 0.7 – 6.3 ไมโครเมตร และหาค่าเฉลี่ย ของ heating rate ภายใต้ท้องฟ้าโปร่งในเดือนกรกฎาคม บริเวณ $10 - 20^\circ N$ พบว่าค่าการดูดกลืนของ H_2O band มีอิทธิพลมากที่สุด ณ ชั้นโทรโปสเฟียร์ชั้นล่าง ส่วนในชั้นสตราโทสเฟียร์ที่ความดันอากาศมีค่าต่ำกว่า 100 mb ค่า heating rate จะขึ้นกับ CO_2 ซึ่งค่าความดันที่ต่ำ นี้ มาจากการดูดกลืนที่ลดลงจนเป็นศูนย์ เนื่องจาก absorption line น้อยมาก สรุปได้ว่าการดูดกลืนของ $CO_2 + O_2$ เพิ่มขึ้นตามระดับตามระดับความสูง ซึ่งมาจากการดูดกลืนในชั้นโอโซนของรังสีอัลตราไวโอเล็ตที่ระดับความสูง 25 – 60 กิโลเมตร อย่างไรก็ตามที่ ระดับความสูง ต่ำกว่า 60 กิโลเมตร โอโซนลดลงอย่างรวดเร็ว การดูดกลืน near infrared $CO_2 + O_2$ จึงมีบทบาทสำคัญต่อสมดุลความร้อนระหว่างชั้นโอโซนสเฟียร์และไอโอโนสเฟียร์ ที่ระดับความสูง 60 – 80 กิโลเมตร ซึ่งสัดส่วนของ CO_2 ไม่เปลี่ยนแปลง

Sengupta และคณะ (1990) กล่าวว่าไอน้ำที่ระเหยสู่ชั้นบรรยากาศสามารถช่วยในการแพร่กระจายคลื่นวิทยุ โดยเฉพาะช่วงคลื่นไมโครเวฟ นอกจากนี้ยังส่งผลต่อสมดุล ของระบบพลังงานความร้อนและ พลังงานกลรวมถึงปฏิกิริยาทางแสง และปฏิกิริยาทางเคมี ในชั้นบรรยากาศ โดยทำการคำนวณการระเหยของน้ำที่อุณหภูมิต่างๆโดยใช้เครื่องมือ microwave radiometer ที่ความถี่ 22.235 GHz เพื่อหาการแผ่รังสีความร้อนในบรรยากาศ

Cheng และคณะ (2006) ทำการศึกษาละอองลอยขนาดที่มองเห็นได้ด้วยตาเปล่าในทะเลทราย Hunshan Lake ประเทศจีน โดยใช้เครื่อง sky radiometer ที่ความยาวคลื่น 440, 670, 870 และ 1020 นาโนเมตร เพื่อพิจารณาส่วนประกอบของฝุ่นบริเวณผิวน้ำทรายที่มีการกระจาย รังสีอย่างสม่ำเสมอ ซึ่งฝุ่นละอองนี้เป็นส่วนสำคัญ ที่กำหนดสภาพอากาศและวงจรเคมี ชีวภาพ ฝุ่นละอองเหล่านี้ได้ถูกพัดพา จากบริเวณที่แห้งและกึ่งแห้งในจีนและมองโกเลีย ไปยังชั้นบรรยากาศ

โทรโพสเฟียร์ ทั้งนี้สัดส่วนการกระเจิงและดูดกลืนแสงขึ้นกับฝุ่นละอองที่มีขนาดและรูปร่างต่างๆกัน

1.3 ทฤษฎี

การส่งผ่าน (transmission) ของพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ผ่านชั้นบรรยากาศซึ่งมีโมเลกุลของก๊าซและละอองลอยในชั้นบรรยากาศนั้นทำให้เกิดการดูดกลืน (absorption) พลังงานและการกระเจิง (scattering) ซึ่งเป็นคุณสมบัติที่สำคัญของแสง ละอองลอยในบรรยากาศมีหลายชนิดทั้งขนาดและองค์ประกอบ แต่มีละอองลอยอยู่หลายประเภทที่แม้จะมีขนาดเท่ากันและองค์ประกอบเหมือนกัน แต่มีคุณสมบัติต่างกันโดยสิ้นเชิง ทั้งในคุณสมบัติเชิงแสงเช่น การดูดกลืน การสะท้อนแสง และอิทธิพลต่อบรรยากาศเช่น วัฏจักรน้ำ สมดุลและการถ่ายเทความร้อนในบรรยากาศ ไหลเวียนของลมตามความสูง ความแตกต่างที่กล่าวมานั้น ตัวอย่างเช่น คิวคิวและคิวคิว ซึ่งมีขนาดเท่ากันและมีคาร์บอนเป็นองค์ประกอบ แต่คิวคิวมีการสะท้อนแสงสูง ส่งผลให้แสงสะท้อนออกสู่อวกาศ ทำให้บรรยากาศชั้นล่างเย็นแต่ชั้นบนอุ่น ในขณะที่คิวคิวมีการสะท้อนแสงต่ำ ทำให้ดูดกลืนแสงได้ดีส่งผลให้บรรยากาศร้อนขึ้นเพราะสมดุลรังสีเปลี่ยนไป ไม่สามารถทำให้รังสีกระจายออกนอกบรรยากาศจากการกระเจิงได้ดั้งเดิม คุณสมบัติเชิงแสงที่สามารถบ่งชี้ความแตกต่างนี้ได้คือ Single Scattering Albedo (SSA)

SSA เป็นปริมาณที่บอกอัตราส่วนของการกระเจิงของสเปกตรัมของรังสีตรงต่อปริมาณสเปกตรัมของรังสีตรงที่ลดทอนทั้งหมดเมื่อผ่านละอองลอยนั้น ๆ ไป อัตราส่วนของปริมาณดังกล่าวสามารถหาได้จากอัตราส่วนของสัมประสิทธิ์การกระเจิงต่อสัมประสิทธิ์ของการลดทอนตามสมการ (2)

$$\omega = \frac{Q_{sca}}{Q_{ext}} = \frac{Q_{sca}}{Q_{sca} + Q_{abs}} \quad (2)$$

โดย Q_{sca} = สัมประสิทธิ์การกระเจิง (scattering coefficient)

Q_{ext} = สัมประสิทธิ์การลดทอน (extinction coefficient)

Q_{abs} = สัมประสิทธิ์การดูดกลืน (absorption coefficient)

ทั้งนี้ค่า SSA ขึ้นกับความยาวคลื่นแสงที่ตกกระทบอีกด้วย กล่าวคือแสงความยาวคลื่นสั้นจะกระเจิงได้ดีกว่าแสงความยาวคลื่นยาวทำให้ SSA มีค่ามากในช่วงความยาวคลื่นสั้น นอกจากนี้จะขึ้นกับความยาวคลื่นแสงที่ตกกระทบแล้วยังขึ้นกับความแตกต่างของขนาดอนุภาคละอองลอยกับความยาวคลื่นแสงที่ตกกระทบด้วย เนื่องจากแสงจะกระเจิงได้ดีเมื่อขนาดละอองลอยกับความยาวคลื่นมีค่าใกล้เคียงกัน (วิทยา ทานะมัย, 2550) เนื่องจากเป็นอัตราส่วน ค่า SSA จึงมีค่าน้อยกว่าหรือเท่ากับ 1 ถ้าค่า SSA เข้าใกล้หนึ่ง แสดงว่ามีการกระเจิงมาก การดูดกลืนน้อย ถ้ามากกว่า 0.9 ก็จะกระเจิงได้ดี แต่ถ้าน้อยกว่า 0.9 ก็จะดูดกลืนได้ดี ส่วนถ้าค่า SSA เข้าใกล้ศูนย์ แสดงว่ามีการกระเจิงน้อย การดูดกลืนมากในชั้นบรรยากาศ โดยปกติแล้วค่าจะมีค่าปกติอยู่ที่ 0.9 ซึ่งเป็นค่าปกติของละอองลอยทั่ว ๆ ไปซึ่งไม่ส่งผลใดต่อสมดุลรังสี ถ้าค่า SSA เปลี่ยนแปลงโดยลดลงจาก 0.9 เป็น 0.8 ส่งผลให้สมดุลของพลังงานรังสีจากดวงอาทิตย์ (radiative forcing) เปลี่ยนแปลงจากลบเป็นบวก ซึ่งขึ้นกับค่าสัมประสิทธิ์ของการสะท้อนรังสีของพื้นผิว (albedo) และระดับความสูงของละอองลอยนั้น ๆ (Hansen และคณะ, 1997)

1.4 วัตถุประสงค์

เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างสัดส่วนการกระเจิงและการดูดกลืนแสงกับปริมาณ อนุภาคน้ำ ในบรรยากาศ

1.5 ขอบเขตงานวิจัย

ข้อมูลสัดส่วนการกระเจิง และการดูดกลืนแสงจากเครื่องมือ sky radiometer กับปริมาณไอน้ำใน บรรยากาศจากเครื่องมือ microwave radiometer ระหว่างเดือนธันวาคม 2548 – พฤษภาคม 2549 ระยะเวลา 6 เดือน จากสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา

1.6 ผลที่คาดว่าจะได้รับ

1.6.1 ทราบการเปลี่ยนแปลงของไอน้ำในบรรยากาศที่ผันแปรไปแต่ละเดือน รวมทั้งการผันแปรระหว่างฤดูกาล

1.6.2 ทราบผลกระทบโดยตรงของไอน้ำต่อปริมาณแสงอาทิตย์ที่โลกได้รับ

บทที่ 2 วิธีดำเนินการวิจัย การรวบรวมข้อมูล และการวิเคราะห์ข้อมูล

2.1 วิธีดำเนินการวิจัย

ในการศึกษาเกี่ยวกับสมบัติการกระเจิงและการดูดกลืนแสงจำเป็นต้องพิจารณาถึงตัวแปรต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศ ผู้วิจัยได้เลือกใช้ข้อมูลไอน้ำ (water vapor) ซึ่งเป็นตัวแปรสำคัญลำดับต้น ๆ ในชั้นบรรยากาศ และข้อมูลน้ำฝน (rainfall amount) ศึกษาควบคู่กับไอน้ำในช่วงเวลาเดียวกัน เนื่องจาก ไอน้ำเป็นองค์ประกอบหนึ่งของบรรยากาศและมีการเปลี่ยนแปลงสถานะ จากไอไปเป็นของเหลว เพื่ออธิบายการเปลี่ยนแปลงลักษณะอากาศในช่วงฤดูแล้ง ช่วงเปลี่ยนฤดูและฤดูร้อน นอกจากนี้ยังศึกษาปริมาณรังสีตรง (direct radiation) และรังสีกระจาย (diffuse radiation) ซึ่งค่าทั้งสองนี้จะทำให้สามารถหาสัดส่วนการกระเจิงต่อการดูดกลืนแสง (Single Scattering Albedo:SSA) ซึ่งเป็นคุณสมบัติเชิงแสงที่สำคัญ และหาความสัมพันธ์ระหว่างค่า SSA ที่ความยาว

คลื่น 1020 นาโนเมตร กับปริมาณไอน้ำ และได้ค่าสหสัมพันธ์ (R) เพื่ออธิบายแนวโน้มของอิทธิพลของไอน้ำในสภาวะอากาศที่แตกต่างกันต่อค่า SSA

2.2 การรวบรวมข้อมูล

2.2.1. ปริมาณไอน้ำจากเครื่อง microwave radiometer ซึ่งมีการตรวจวัดทุก ๆ นาที ปริมาณรังสีตรงและรังสีกระจาย และสัดส่วนการกระเจิงต่อการดูดกลืนแสง (SSA) จากเครื่อง I-skyradiometer ซึ่งมีการตรวจวัดทุก ๆ 15 นาที จากสถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ. นครราชสีมา (15.184°N, 102.565°E) ในช่วงเดือนธันวาคม 2548 – เดือนพฤษภาคม 2549

2.2.2. ปริมาณน้ำฝนสะสมรายชั่วโมงจากสถานีอุตุนิยมวิทยา จังหวัดนครราชสีมา ในช่วงเดือนธันวาคม 2548 – เดือนพฤษภาคม 2549

2.3 เครื่องมือที่ใช้ในงานวิจัย

2.3.1 เครื่องไมโครเวฟเรดิโอมิเตอร์ (microwave radiometer) (รูปที่ 1) เป็นเครื่องมือที่รับคลื่นพลังงานไมโครเวฟ (microwave radiation) ที่สะท้อนหรือเปล่งออกจากแหล่งกำเนิดตามธรรมชาติ โดยอาศัยคุณสมบัติทางฟิสิกส์เกี่ยวกับการดูดกลืนและแผ่รังสีของก๊าซในบรรยากาศ ซึ่งไอน้ำเป็น ดูดกลืนรังสีจำเพาะ (elective absorber) เครื่องจะรับความถี่ 23.8 GHz และ 31.4 GHz จึงมีการทำงานแบบ passive sensor เป็นระบบไม่กวาดภาพและไม่ถ่ายภาพ เครื่องถูกควบคุมการทำงานโดยโปรแกรมซึ่งเขียนด้วยภาษา Fortran ทำให้ได้ tipping-curve calibration ของไอน้ำ ปริมาณ น้ำในก้อนเมฆ ปริมาณของ sky brightness temperature (ซึ่งมีค่าเท่ากับ black body temperature) และปริมาณไอน้ำ



รูปที่ 1 แสดงเครื่อง microwave radiometer ณ สถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา

ไอน้ำมีจุด hinge point ที่ความถี่ 23.8 GHz โดยที่ emission ไม่เปลี่ยนแปลงตาม altitude (pressure) ในการอธิบาย brightness temperature (T_B) ขึ้นกับพื้นที่ (local thermodynamic equilibrium) มีรูปสมการดังนี้

$$T_B = T_C e^{-\tau(\infty)} + \int_{sfc}^{\infty} T(s) \alpha(s) e^{-\tau(s)} ds \quad (3)$$

α คือ absorption coefficient ที่ความถี่ที่สนใจ

$\tau(s)$ คือ frequency ขึ้นกับ atmospheric opacity

T_C คือ blackbody temperature of outer space มีค่าประมาณ 2.75 เคลวิน

จาก (3) ทำให้เป็นสมการเส้นตรงดังนี้

$$T_B = T_C e^{-\tau} + [1 - e^{-\tau}] T_{MR} \quad (4)$$

$$\tau = \ln \left[\frac{T_{MR} - T_C}{T_{MR} - T_D} \right] \quad (5)$$

T_{MR} คือ ค่าอุณหภูมิเฉลี่ยจากการแผ่รังสีของบรรยากาศ (mean radiating temperature)

จากความสัมพันธ์ตามสมการ (5) สามารถคำนวณปริมาณไอน้ำตามสมการ (6)

$$\text{water vapor} = c_0(\text{vap}) + c_1(\text{vap}) \tau_{23.8} + c_2(\text{vap}) \tau_{31.4} \quad (6)$$

เมื่อ $\tau_{23.8}$ และ $\tau_{31.4}$ คือค่าการดูดกลืนที่ความถี่ 23.8 GHz และ 31.4 GHz สามารถคำนวณได้จากค่า T_{MR} ของแต่ละความถี่ตามสมการ (5) ส่วนค่า c_0, c_1, c_2 เป็นค่าสัมประสิทธิ์ซึ่งจะแตกต่างกันตามพื้นที่ทางภูมิศาสตร์จำเป็นต้องมีการปรับแก้ โดยข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดได้ถูกคำนวณตามสมการที่ 3-6 ลักษณะข้อมูลที่ได้แสดงตามตารางที่ 1

ตารางที่ 1 ลักษณะข้อมูลที่วิเคราะห์แล้วจะถูกเก็บไว้ในไฟล์นามสกุล los

date	time	TbSky23	TbSky31	TkBB	VapCM	LiqCM	DelCM	AZact	ELact	Tau23	Tau31
12/24/05	0:00:46	67.74	27.23	301.14	4.545	0.0041	29.54	0	90	0.2694	0.0949
12/24/05	0:02:02	150.57	73.52	301.13	12.568	0.0483	81.69	0	160.2	0.77	0.3031
12/24/05	0:03:19	113.61	51.39	301.12	8.476	0.0264	55.1	0	149.8	0.5154	0.1982
12/24/05	0:04:35	87.92	37.49	301.11	6.154	0.0134	40	0	135	0.3702	0.1374
12/24/05	0:05:51	75.86	31.53	301.1	5.161	0.0084	33.55	0	120.2	0.3087	0.1125
12/24/05	0:07:07	67.8	27.71	301.09	4.527	0.0053	29.43	0	90	0.2696	0.0968
12/24/05	0:08:23	150.61	75.05	301.08	12.482	0.053	81.13	0	19.8	0.7704	0.3108
12/24/05	0:09:39	113.57	52.21	301.08	8.427	0.0288	54.77	0	30.1	0.5152	0.2018
12/24/05	0:10:55	88.92	38.49	301.07	6.215	0.0151	40.4	0	45	0.3755	0.1416
12/24/05	0:12:12	75.66	31.95	301.07	5.119	0.0096	33.28	0	59.9	0.3078	0.1142

* column 6 (VapCM) แสดงค่า water vapor

2.3.2. เครื่องไอสกายเรดิโอมิเตอร์ (I-skyradiometer)(รูปที่ 2) เป็นเครื่องมือที่ใช้ในการตรวจวัดค่าปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องผ่านชั้นบรรยากาศลงมา ประกอบไปด้วย sun tracking system, sun-scanning spectral radiometer, sun sensor และเครื่องคอมพิวเตอร์เพื่อควบคุมการทำงาน โดยข้อมูลที่ตรวจวัดมีทั้งปริมาณรังสีตรง (direct radiation) และรังสีกระจาย (diffuse radiation) การติดตามดวงอาทิตย์โดยปรับตามมุมแสงอาทิตย์และหยุดตรวจโดยอัตโนมัติเมื่อดวงอาทิตย์ตกดินหรือฝนตก ความยาวคลื่นที่ใช้ในการตรวจวัด ได้แก่ 315, 400, 500, 675, 870, 940, และ 1020 นาโนเมตร เครื่องจะตรวจวัดปริมาณรังสีตรงทุก ๆ 20 นาที ส่วนปริมาณรังสีกระจายจะถูกตรวจวัดทุก ๆ 1 นาที จากค่าทั้งสองนี้จะทำให้สามารถหาคุณสมบัติเชิงแสง เช่น Single Scattering Albedo (SSA) โดยใช้ชุดโปรแกรมสำเร็จรูป Skyrad.pack (version 4.2) ในการคำนวณค่าดังกล่าว



รูปที่ 2 แสดงเครื่อง i-sky radiometer ณ สถานีวิจัยชั้นบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมา

เครื่อง I-skyradiometer จะทำการตรวจวัดรังสีจากดวงอาทิตย์สองรูปแบบด้วยกันดังนี้

- 1) เมื่อแนวลำกล้องส่องตรงไปยังดวงอาทิตย์ซึ่งจะได้ค่ารังสีตรงจากดวงอาทิตย์
- 2) เมื่อแนวลำกล้องเคลื่อนจากดวงอาทิตย์ขนานไปกับระนาบของดวงอาทิตย์จะได้รังสี

กระจายจากดวงอาทิตย์

โปรแกรมสกายแรดแพค (Skyrad.pack) ใช้วิธีการวิเคราะห์หาค่าของ SSA โดยใช้ค่าปริมาณรังสีตรง (Direct radiation) และปริมาณรังสีกระจาย (Diffuse radiation) จากดวงอาทิตย์มาคำนวณ โดยมีสมการหลักที่เกี่ยวข้องดังนี้

สมการ Direct solar flux density ซึ่งแสดงถึงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ผ่านชั้นบรรยากาศลงมายังพื้นผิวโลก กับปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับทั้งหมด ซึ่งเราสามารถหาค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศ (Optical thickness) ได้จากสมการ (7)

$$F = F_0 \exp(-m_0 \tau) \quad (7)$$

F คือ the monochromatic direct solar flux density [$\text{W m}^{-2}/\mu\text{m}^{-1}$]

F_0 คือ the flux at the upper limit of the atmosphere

τ คือ the total optical thickness

m_0 คือ optical air mass ($m_0 = 1/\cos\theta_0$)

สมการ Diffuse sky flux density เป็นสมการที่ใช้หาค่า SSA โดยอาศัยค่า Direct solar flux density ที่ได้มาก่อนหน้านี้ ในการคำนวณด้วยตามสมการ (8)

$$E(\theta_0, \theta) \equiv E(\theta) = F m_0 \Delta \Omega [\omega \tau P(\theta) + q(\theta)] \quad (8)$$

$E(\theta)$ คือ the monochromatic diffuse sky flux density E [$\text{W m}^{-2}/\mu\text{m}^{-1}$]

ω คือ single scattering albedo of whole air mass

$P(\theta)$ คือ the total phase function at scattering angle θ .

$q(\theta)$ คือ indicate the multiple scattering (MS) contribution

$\Delta\Omega$ คือ the solid view angle of the skyradiometer total phases

ในส่วนแสดงผลลัพธ์ที่ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูล จะได้ไฟล์ที่มีนามสกุล Par โดยมีรายละเอียดไฟล์ (รูปที่ 3) ดังนี้

- 1 : Serial number.
- 2 : Date
- 3 : Time.
- 4 : Longitude and latitude.
- 5 : Solar height.
- 6 : Maximum scattering angles for measurement and for use.
- 7 : Retrieval flags for complex refractive index (two values).
- 8 : Retrieval error.
- 9 : Number of iteration.
- 10 : Convergence flag (*_or ** or __).
- 11 : Wavelength in micron.
- 12 : Optical thickness (measured).
- 13 : Optical thickness (Retrieved).
- 14 : Single scattering albedo.
- 15 : Real part of complex refractive index.
- 16 : Imaginary part of complex refractive index.

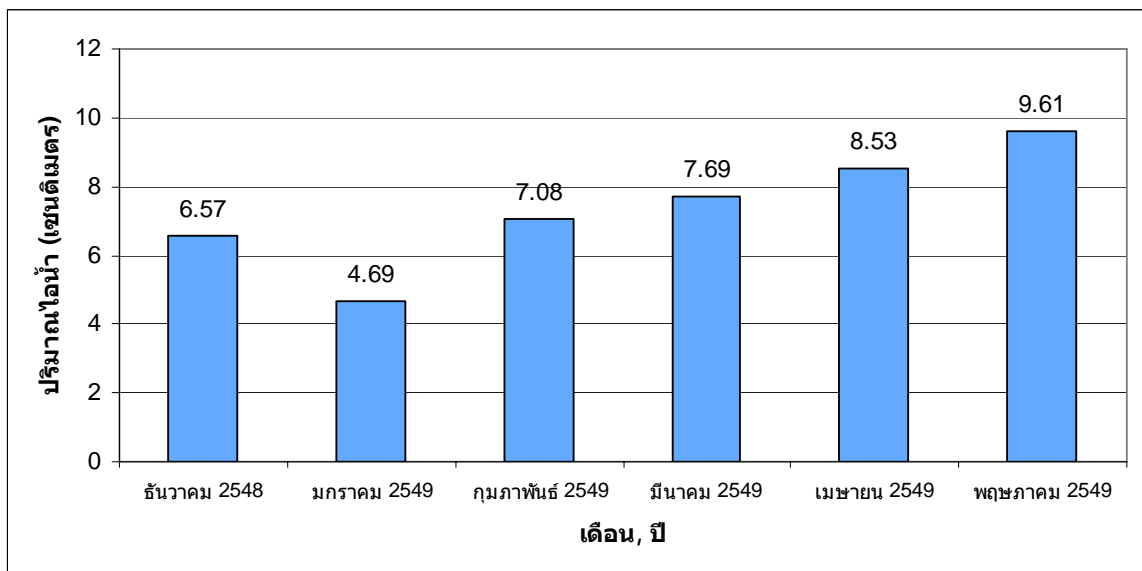
1	2003	5	29	5	33	3	139	32	35	75	4	8	55	160	0	161	8	1	17	0	0.319	8	(4)	9	**	1	0	
0	4000			0	.4639		0	.4588		0	.9690		1	.4040		-0	.00299												
0	5000			0	.3709		0	.3726		0	.9816		1	.4164		-0	.00169												
0	6750			0	.2502		0	.2541		0	.9836		1	.4168		-0	.00138												
0	8700			0	.1817		0	.1823		0	.9920		1	.4147		-0	.00063												
1	0200	11		0	.1513	12	0	.1496	13	0	.9969	14	1	.4061	15	-0	.00024	16											

รูปที่ 3 แสดงตัวอย่างไฟล์นามสกุล par จากโปรแกรม skyrad.pack

2.4. การวิเคราะห์ข้อมูล

2.4.1. ข้อมูลไอน้ำ

ข้อมูลไอน้ำที่ได้จากไฟล์นามสกุล los ตรวจสอบจากเครื่อง microwave radiometer ของวันที่ 24, 26-31 ธันวาคม 2548 และมกราคมถึงพฤษภาคม 2549 นำมาหาค่าปริมาณไอน้ำเฉลี่ย คิดเป็นราย 6 ชั่วโมงในแต่ละวัน โดยแบ่งเป็น 4 ช่วงเวลา คือ 00.00 - 05.59 น., 06.00 - 11.59 น., 12.00 - 17.59 น. และ 18.00 - 23.59 น. เพื่ออธิบายลักษณะอากาศที่แตกต่างกันระหว่างช่วงเวลากลางวันและกลางคืน และนำข้อมูลน้ำฝนในช่วงวันเดียวกัน(ราย 6 ชั่วโมง) มาพล็อตกราฟร่วมกัน เพื่ออธิบายการเกิดฝนในแต่ละช่วงวันเวลาที่แตกต่างกันไปในแต่ละฤดู



รูปที่ 4 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยราย 1 เดือนตั้งแต่เดือนธันวาคม 2548 – พฤษภาคม 2549

จากรูปที่ 4 จะเห็นว่าในช่วงของการศึกษาความชื้นในอากาศน้อยที่สุดในเดือนธันวาคม 2548 และมกราคม 2549 ซึ่งเป็นฤดูหนาวและค่อย ๆ เพิ่มขึ้นตามลำดับไปจนถึงเดือนพฤษภาคม 2549 ซึ่งเข้าฤดูฝน

2.4.2. ข้อมูลรังสี

นำข้อมูลรังสีมาพล็อตกราฟจากสมการรังสี (ปริมาณรังสีรวม = รังสีตรง + รังสีกระจาย)

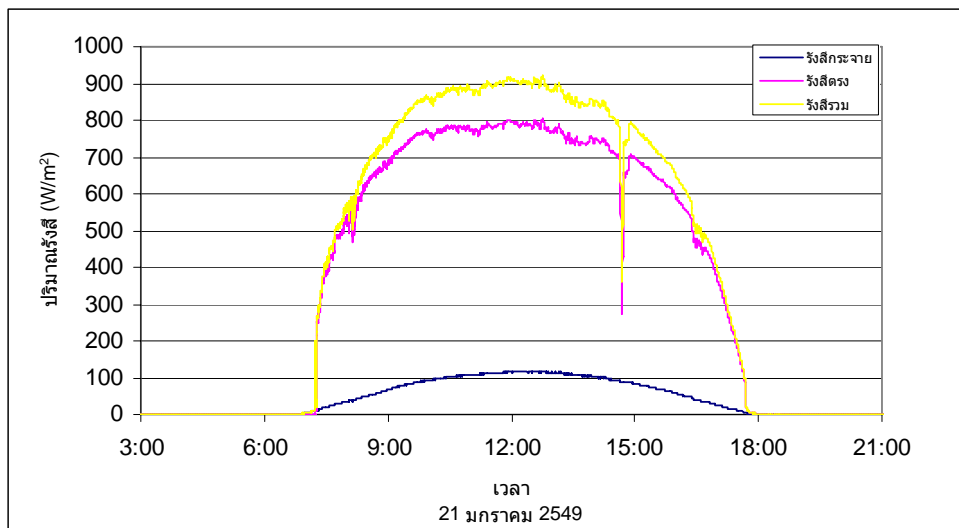
โดยนำข้อมูลรังสีตรงและรังสีกระจายมาคำนวณค่าคงที่ดังนี้

1) รังสีกระจาย (diffuse radiation) ; $\text{data}/(20.38E - 6)$

2) รังสีตรง (direct radiation) ; $\text{data}/[(4.65E - 6)*\cos(\theta)]$

$$\text{โดยที่} \quad \theta = 23.45 \frac{\pi}{180} \sin\left[2\pi \left(\frac{284+n}{365.25}\right)\right]$$

จากนั้นทำการเลือกวันที่มีข้อมูลปริมาณ ใอน้ำตรงกับข้อมูลปริมาณรังสี ผู้วิจัยใช้เกณฑ์ความขึ้นในการเลือกวัน โดยเลือกช่วงที่อากาศแห้งที่สุดและช่วงที่ฝนตก จากรูปที่ 5 จะเห็นได้ว่าค่าความเข้มแสงของรังสีตรงจะมีค่ามากกว่ากระจาย และมีข้อสังเกต คือลักษณะของการกระจายจะมีลักษณะคล้ายระฆังคว่ำ และค่าความเข้มแสงมีความผันแปรเนื่องจาก ในวันดังกล่าวน่าจะมี เมฆมาบดบังในบางช่วงเวลาทำการตรวจวัด



รูปที่ 5 แสดงปริมาณรังสีตรง รังสีกระจาย และรังสีรวมของวันที่ 21 มกราคม 2549

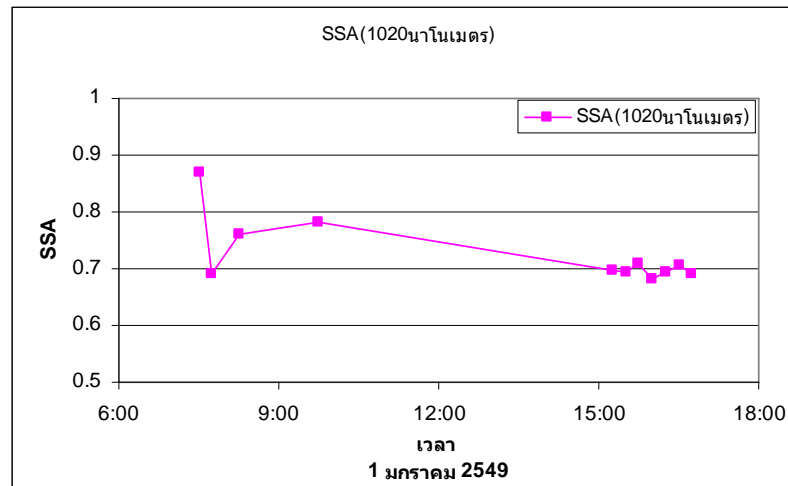
2.4.3. ข้อมูล single scattering albedo (SSA)

จากโปรแกรมสกายเรดแพค (Skyrad.pack) ซึ่งตรวจวัดจากเครื่อง i-skyradiometer โดยวัดข้อมูลทุก ๆ 15 นาที ของวันที่ 1-30 มกราคม, 1-28 กุมภาพันธ์, 1-19 มีนาคม, 19-30 เมษายน, 1-17 ถึง 26-29 พฤษภาคม 2549 หลักการสำคัญคือ ใอน้ำมีความไวต่อความยาวคลื่น 940 นาโนเมตร ซึ่งเป็นความยาวคลื่นในช่วง near infrared แต่เนื่องจากเครื่อง i-sky radiometer ณ สถานีวิจัยวิจัยในบรรยากาศ อ.พิมาย จ.นครราชสีมาไม่ได้ตรวจวัดความยาวคลื่นนี้ ผู้วิจัยใช้ข้อมูลรังสีความยาวคลื่น 1020 นาโนเมตรซึ่งมีความไวต่อน้ำในเมฆ(cloud droplets) ด้วยเหตุผลของการเปลี่ยนสถานะของน้ำ จากไอน้ำไปเป็นหยดน้ำในเมฆ แต่ในช่วงความยาวคลื่น 1020 นาโนเมตรของเครื่องมือนี้จะทำการตรวจวัดน้ำใน เมฆและละอองลอยไปพร้อมกัน ซึ่งอาจจะเป็นอุปสรรคต่อ การวิเคราะห์ข้อมูลด้วยเช่นกัน

ตารางที่ 2 แสดงข้อมูล SSA ของวันที่ 1 มกราคม 2549 ที่ความยาวคลื่น 1020 นาโนเมตร

เวลา	ความยาวคลื่น 1020 นาโนเมตร
7.30	0.8701
7.45	0.6903
8.15	0.7618
9.45	0.7833
15.15	0.6984
15.30	0.6932
15.45	0.709
16.00	0.6829
16.15	0.6929
16.30	0.7052
16.45	0.6899

จากข้อมูล SSA ที่ได้ในวันที่ 1 มกราคม 2549 เมื่อนำมาแสดงในรูปกราฟ จะเห็นการเปลี่ยนแปลงของค่า SSA ไปตามเวลาในระหว่างวัน ดังรูปที่ 6

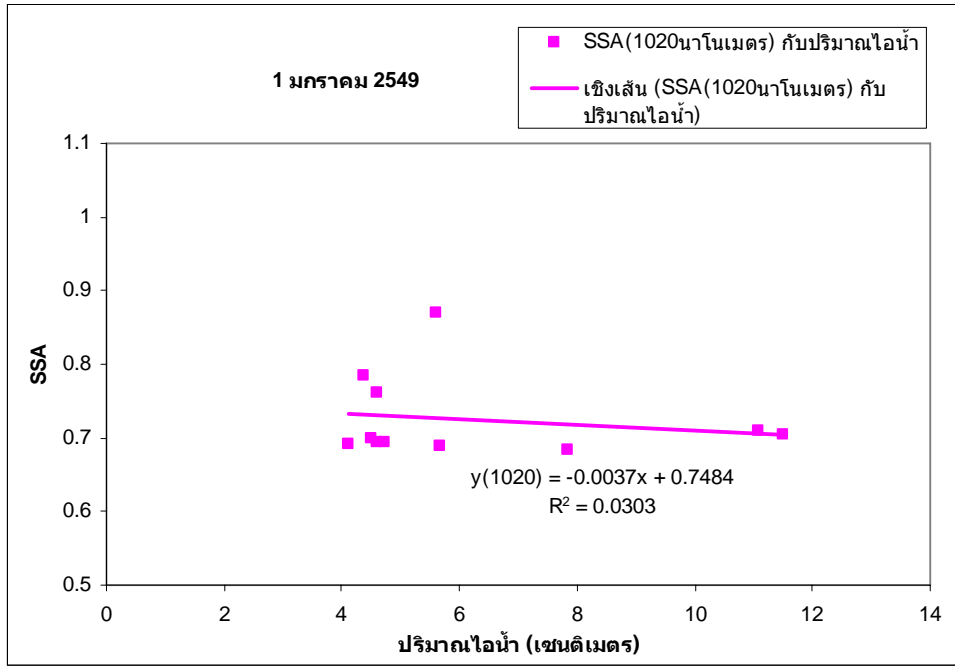


รูปที่ 6 แสดงค่า SSA ในวันที่ 1 มกราคม 2549

2.4.4. หาความสัมพันธ์ระหว่าง SSA กับปริมาณไอน้ำ โดยจับคู่ข้อมูล SSA กับปริมาณไอน้ำที่ได้จากการตรวจวัดในเวลาเดียวกัน ในที่นี้ได้ยกตัวอย่างข้อมูลวันที่ 1 มกราคม 2549 ตามตารางที่ 3 จากนั้นนำข้อมูลทั้งหมดมาพล็อตหาค่าสหสัมพันธ์ (r) โดยให้ปริมาณไอน้ำแทนด้วยแกน X ค่า SSA แทนด้วยแกน Y แสดงดังรูปที่ 7

ตารางที่ 3 แสดงข้อมูล SSA และปริมาณไอน้ำในวันที่ 1 มกราคม 2549

เวลา	ค่า SSA ที่ความยาวคลื่น 1020 นาโนเมตร	ปริมาณไอน้ำ (เซนติเมตร)
7.15	0.8087	4.098
7.30	0.8433	9.1225
7.45	0.8177	5.581
8.00	0.8474	4.141
8.15	0.8356	7.742
8.30	0.8362	4.685
12.30	0.7055	9.965
12.45	0.7061	5.891
13.00	0.7911	4.387
14.45	0.721	8.111



รูปที่ 7 แสดงค่า SSA กับปริมาณไอน้ำในวันที่ 1 มกราคม 2549 มีค่า $r = 0.23$

จากรูปที่ 7 จะเห็นได้ว่าค่าความสัมพันธ์ระหว่างค่า SSA กับปริมาณไอน้ำเท่ากับ 0.23 ซึ่งมีค่าน้อยมาก ซึ่งแสดงถึงความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรทั้งสองในเชิงเส้นตรงน้อยมาก ซึ่งขัดแย้งกับทฤษฎีเนื่องจากไอน้ำเป็นตัวแปรหนึ่งที่สำคัญในการดูดกลืนแสง จึงมีความจำเป็นต้องแบ่งการศึกษาออกเป็นกรณีย่อยโดยพิจารณาจากค่า SSA เป็นหลัก

2.4.5. แบ่งกรณีศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างค่า SSA กับปริมาณไอน้ำเป็น 2 กรณี คือ

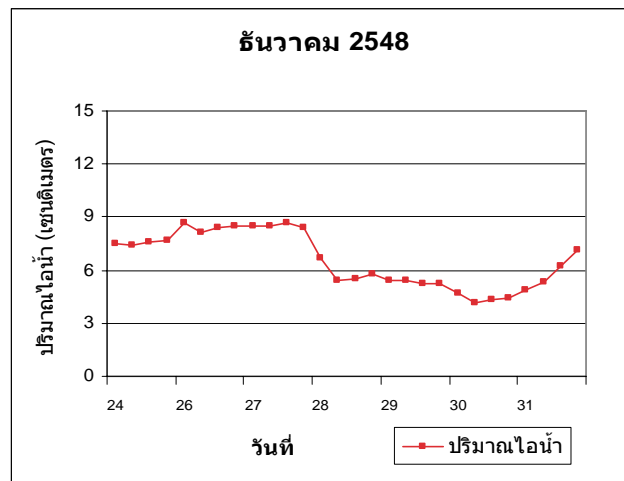
- 1) ค่า SSA เข้าใกล้ 1 ซึ่งจะแสดงคุณสมบัติทางแสงที่มีการกระเจิงมาก
- 2) ค่า SSA ในช่วงวันก่อนเกิดฝนตก ซึ่งมีการเปลี่ยนสถานะของน้ำจากไอน้ำในบรรยากาศ เป็นน้ำในก้อนเมฆ ซึ่งจะส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงค่า SSA โดยการเพิ่มปริมาณน้ำในเมฆ (เม็ดเมฆ) ได้ ดังนั้นเมื่อปริมาณไอน้ำในบรรยากาศน้อยลงปริมาณน้ำในเมฆเพิ่มขึ้น

บทที่ 3 ผลการวิเคราะห์ข้อมูลและอภิปรายผล

3.1 การวิเคราะห์ข้อมูล

3.1.1 การเปลี่ยนแปลงปริมาณไอน้ำในแต่ละเดือน

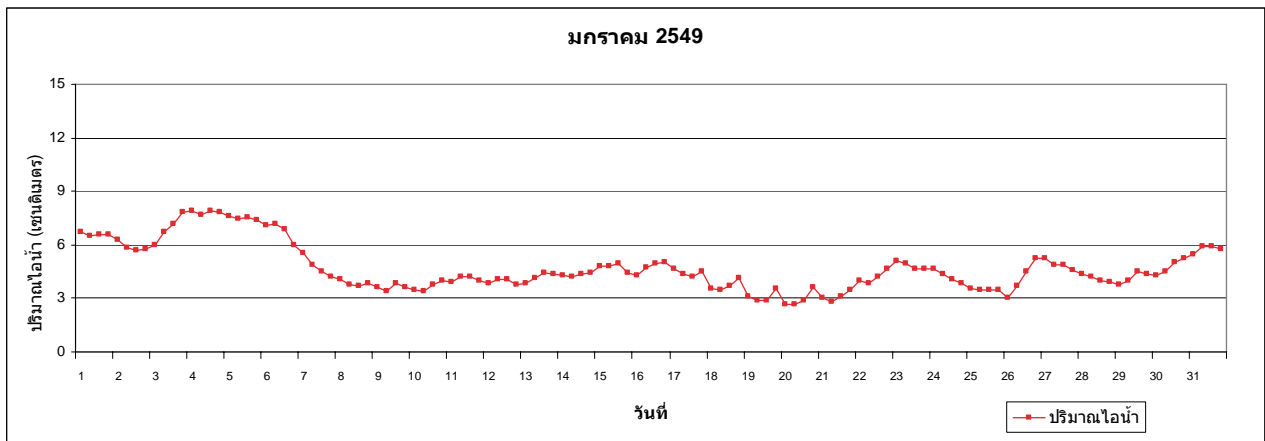
1) จากรูปที่ 8 ในวันที่ 24-27 ธันวาคม 2548 ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยประมาณ 7.5 เซนติเมตร ลดลงอย่างรวดเร็วเมื่อเข้าสู่วันที่ 28 ธันวาคม ทำให้ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยของครึ่งสัปดาห์หลังต่ำกว่า 6.0 เซนติเมตร ในช่วงเวลาดังกล่าวสอดคล้องกับรายงานกรมอุตุนิยมวิทยาซึ่งรายงานว่าบริเวณความกดอากาศสูงจากประเทศจีนปกคลุมตลอดสัปดาห์ โดยในวันสุดท้ายของสัปดาห์บริเวณความกดอากาศสูงอีกระลอกหนึ่งได้แผ่เสริมลงมาปกคลุม ทำให้มีอากาศหนาวเย็นโดยทั่วไป



รูปที่ 8 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนธันวาคม 2548

2) จากรูปที่ 9 ในวันที่ 1-6 มกราคม 2549 ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยขึ้นไปสูงกว่า 6.0 เซนติเมตรอีกครั้ง กรมอุตุนิยมวิทยารายงานว่าในช่วงเวลาดังกล่าวบริเวณความกดอากาศสูงปกคลุมประเทศไทยในวันแรกของสัปดาห์ จากนั้นมีกำลังอ่อนลงและในระยะครึ่งหลังของสัปดาห์ (6-8 มกราคม 2549) และบริเวณความกดอากาศกำลังแรงระลอกใหม่จากประเทศจีนได้แผ่เสริมลงมาปกคลุม

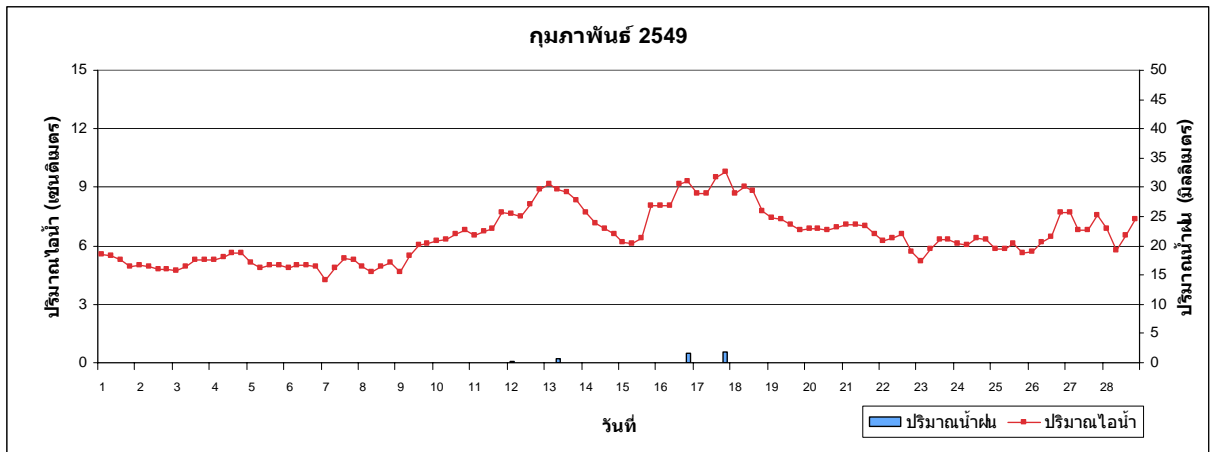
ประเทศไทยในวันที่ 5-6 มกราคม 2549 และปกคลุมต่อเนื่อง ทำให้ปริมาณไอน้ำเฉลี่ย ลดลงต่ำกว่า 6.0 เซนติเมตร ต่อเนื่องไปจนถึงวันที่ 19 มกราคม 2549 จากนั้นในวันที่ 20-22 มกราคม 2549 บริเวณความกดอากาศสูงกำลังปานกลางระลอกใหม่จากประเทศจีนได้แผ่เสริมลงมาปกคลุมประเทศไทยอีกครั้งและปกคลุมต่อเนื่องไปจนถึงสิ้นเดือน และอ่อนกำลังลงในช่วงท้าย ทำให้มีอากาศหนาวเย็นโดยทั่วไป



รูปที่ 9 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนมกราคม 2549

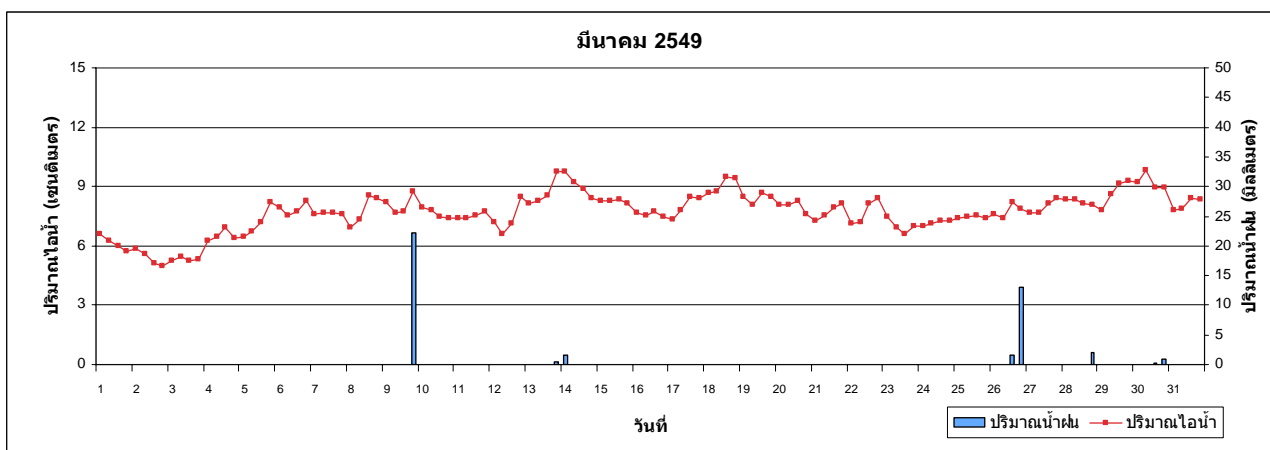
จากรูปที่ 8 และ 9 แสดงความสัมพันธ์ที่ชัดเจนระหว่างการเปลี่ยนแปลงความชื้นในบรรยากาศกับการเคลื่อนที่ของมวลอากาศเย็นซึ่งเป็นมวลอากาศที่มีความชื้นต่ำ

3) จากรูปที่ 10 ในวันที่ 1-9 กุมภาพันธ์ 2549 ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยยังคงต่ำกว่า 6.0 เซนติเมตร เนื่องจากอิทธิพลของความกดอากาศสูงกำลังปานกลาง แล้วค่อย ๆ เพิ่มสูงขึ้นไปถึง 9.0 เซนติเมตร ในวันที่ 12-13 กุมภาพันธ์ 2549 ซึ่งมีฝนตกเล็กน้อย จากนั้นปริมาณไอน้ำลดต่ำลงมาอยู่ที่ 6.0 เซนติเมตรในวันที่ 15-14 กุมภาพันธ์ 2549 เนื่องจากความกดอากาศสูงกำลังปานกลางผ่านเข้ามาอีกระลอกหนึ่งซึ่งเป็นช่วงฝนหยุดตก และขึ้นไปสูงกว่า 9.0 เซนติเมตรอีกครั้งในวันที่ 16-18 กุมภาพันธ์ 2549 ซึ่งมีฝนตก และหลังจากวันที่ 18 กุมภาพันธ์ 2549 เป็นต้นไป ปริมาณไอน้ำเฉลี่ย ลดลงมาที่ 6.0 เซนติเมตรเช่นเดิม และความกดอากาศสูงกำลังปานกลางได้เข้ามาอีกระลอก ในเดือนกุมภาพันธ์เป็นเดือนที่เปลี่ยนจากฤดูหนาวเข้าสู่ฤดูร้อนปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ จึงไม่คงที่



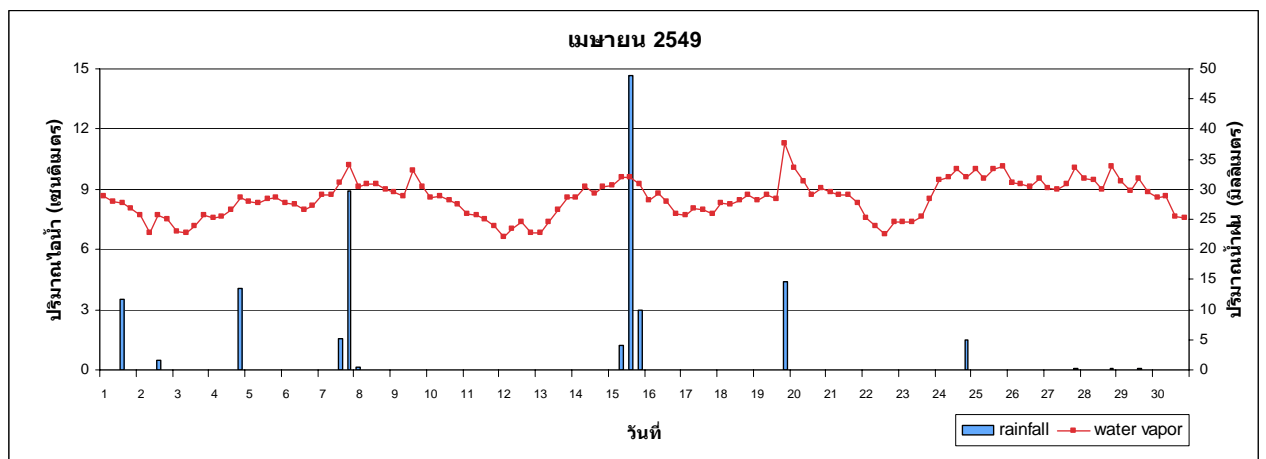
รูปที่ 10 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนกุมภาพันธ์ 2549

4) จากรูปที่ 11 ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยโดยมีค่า 7.5 เซนติเมตร มีลักษณะขึ้นลงในช่วงสั้น ๆ ตลอดทั้งเดือน ปริมาณไอน้ำเพิ่มขึ้นเนื่องจากอากาศเริ่มร้อนขึ้น ในวันที่ 1-8 มีนาคม 2549 ความกดอากาศสูงกำลังปานกลางระลอกหนึ่งลงมาและอ่อนกำลังลงในช่วงท้ายสัปดาห์ ทำให้มีฝนฟ้าคะนองกระจายและมีเมฆ ในวันที่ 9 มีนาคม 2549 หย่อมความกดอากาศต่ำจากความร้อนเริ่มเข้ามาปกคลุม ทำให้ตั้งแต่นั้นเป็นต้นไปมีอากาศร้อน ฝนตกปานกลาง ในช่วงสัปดาห์ที่สี่แนวพัดสอบของลมตะวันออกเฉียงใต้และลมใต้พัดผ่านประเทศไทย และในช่วงสัปดาห์สุดท้ายคลื่นกระแสลมตะวันตกจากประเทศพม่าทำให้มีอากาศร้อนและมีฝนตกเล็กน้อยถึงปานกลาง



รูปที่ 11 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนมีนาคม 2549

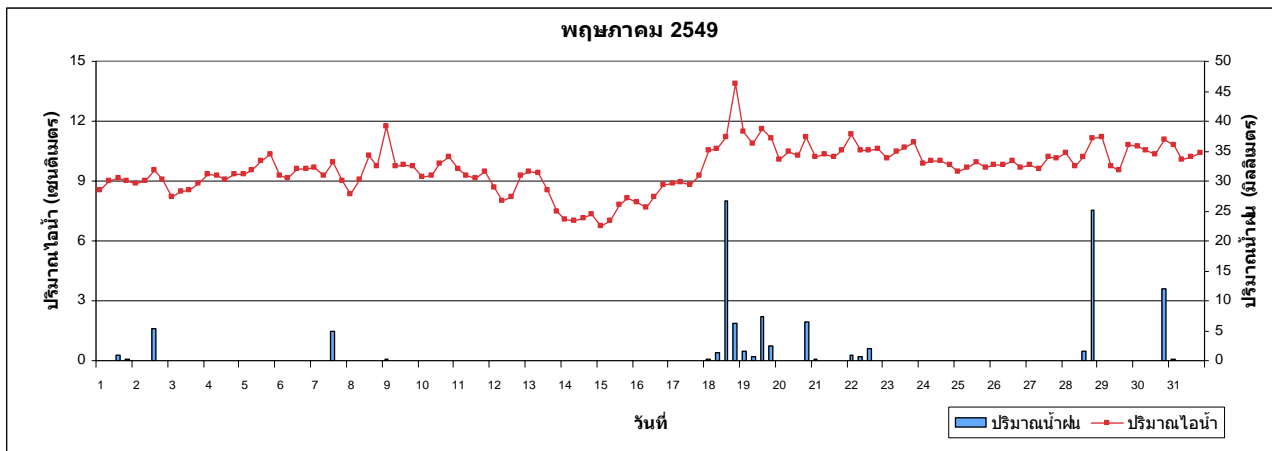
5) จากรูปที่ 12 ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยมีค่า 8.5 เซนติเมตร ทำให้ฝนตกเล็กน้อยถึงปานกลาง กรมอุตุนิยมวิทยารายงานว่าลมใต้และลมตะวันออกเฉียงใต้พัดผ่าน หย่อมความกดอากาศต่ำ กำลัง แรง และบริเวณความกดอากาศสูงจากประเทศจีนลงมาปกคลุม ระหว่างวันที่ 10-16 เมษายน 2549 มีอากาศร้อนถึงร้อนจัดและมีฝนตกหนักในปลายสัปดาห์ ในวันที่ 12 เมษายน 2549 มีหย่อมความกดอากาศสูงกำลังอ่อนเข้ามาทำให้ปริมาณไอน้ำลดลงที่ 7.0 เซนติเมตร ระหว่างวันที่ 17-23 มีนาคม 2549 ยังคงมีอากาศร้อนในตอนกลางวันและปริมาณไอน้ำเพิ่มสูงขึ้น เป็น 9.0 เซนติเมตร และในวันที่ 24-30 เมษายน 2549 ปริมาณไอน้ำเพิ่มสูงขึ้นมากกว่า 9.0 เซนติเมตร เนื่องจากหย่อมความกดอากาศต่ำในอ่าวเบงกอลตอนล่างได้ทวีความแรงขึ้นเป็นพายุ ดีเปรสชัน ประกอบกับบริเวณความกดอากาศสูงจากจีนแผ่ลงมาปกคลุมทำให้มีฝนตกต่อเนื่องเกือบทุกวัน



รูปที่ 12 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนเมษายน 2549

6) จากรูปที่ 13 ในวันที่ 1-13 พฤษภาคม 2549 ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยมีค่า 9.3 เซนติเมตร กรมอุตุนิยมวิทยารายงานว่าในสัปดาห์แรกมีฝนกระจายโดยทั่วไปเนื่องจากอิทธิพลของหย่อมความกดอากาศต่ำและมรสุมตะวันออกเฉียงใต้ซึ่งนำพาความชื้นเข้ามา ในวันที่ 14 พฤษภาคม 2549 บริเวณความกดอากาศสูงจากประเทศได้แผ่ลงมาปกคลุมทำให้ปริมาณไอน้ำลดลงประมาณ 7.0 เซนติเมตร และฝนลดลงจนไม่มีฝนตก ในวันที่ 17 พฤษภาคม 2549 ร่องความกดอากาศต่ำ พาดผ่าน ประกอบกับมรสุมตะวันออกเฉียงใต้ ทำให้ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยเพิ่มขึ้นเป็น 10.3 เซนติเมตร จึงทำให้มีฝนตกชุกหนาแน่นในวันที่ 18-22 พฤษภาคม 2549 ในสัปดาห์สุดท้ายฝนที่ตกต่อเนื่องค่อย ๆ ลดลง

เนื่องจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้อ่อนกำลังลง ต่อมาในวันที่ 18-31 พฤษภาคม 2549 ฝนตกชุกอีกครั้ง



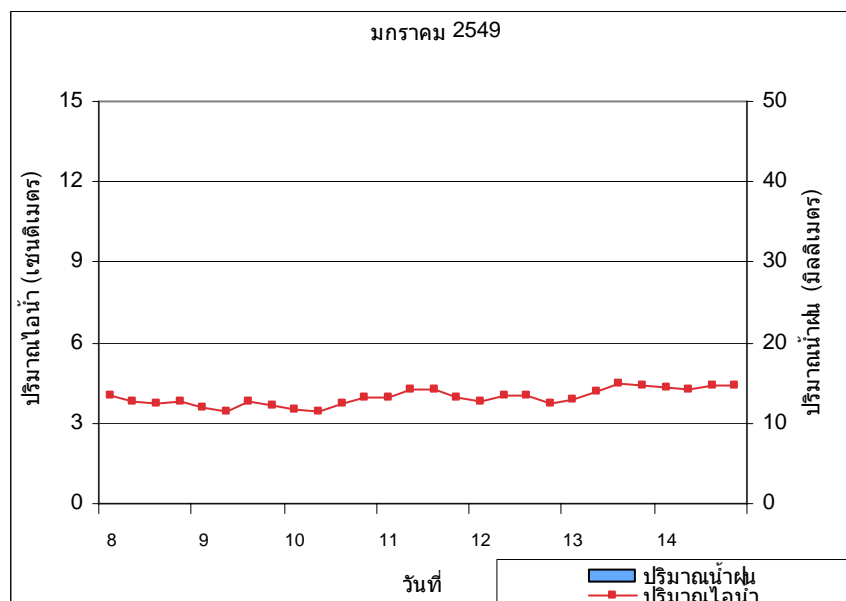
รูปที่ 13 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนพฤษภาคม 2549

3.1.2. ข้อมูลปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสม

พิจารณาปริมาณรังสีตรง รังสีกระจาย และรังสีรวม โดยเลือกช่วงที่ทำการศึกษา 2 กรณี

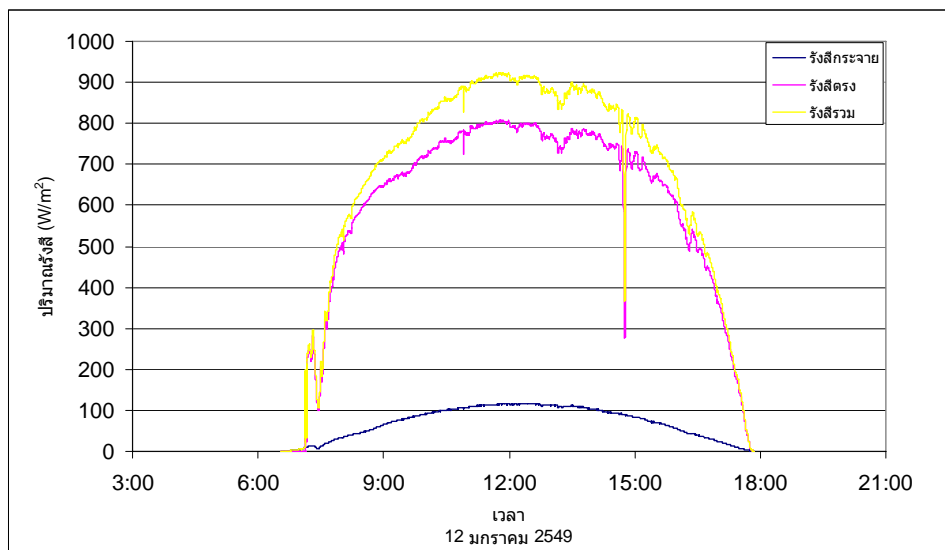
กรณีที่ 1 ช่วงวันที่ 8-14 มกราคม 2549 เป็นช่วงสัปดาห์ที่ปริมาณไอน้ำเฉลี่ย 4.0

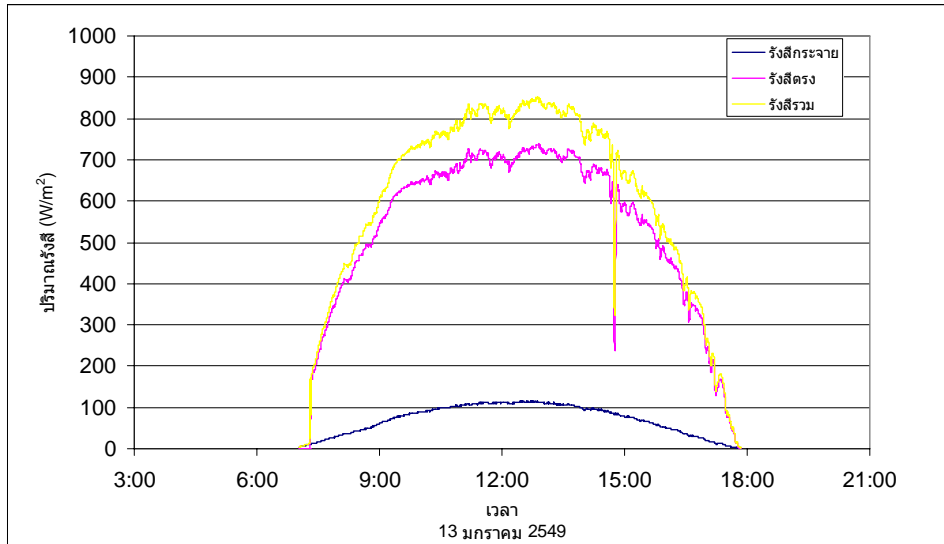
เซนติเมตร เป็นช่วงที่อากาศแห้งมาก ปริมาณไอน้ำต่ำมาก



รูปที่ 14 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมวันที่ 8-14 มกราคม 2549

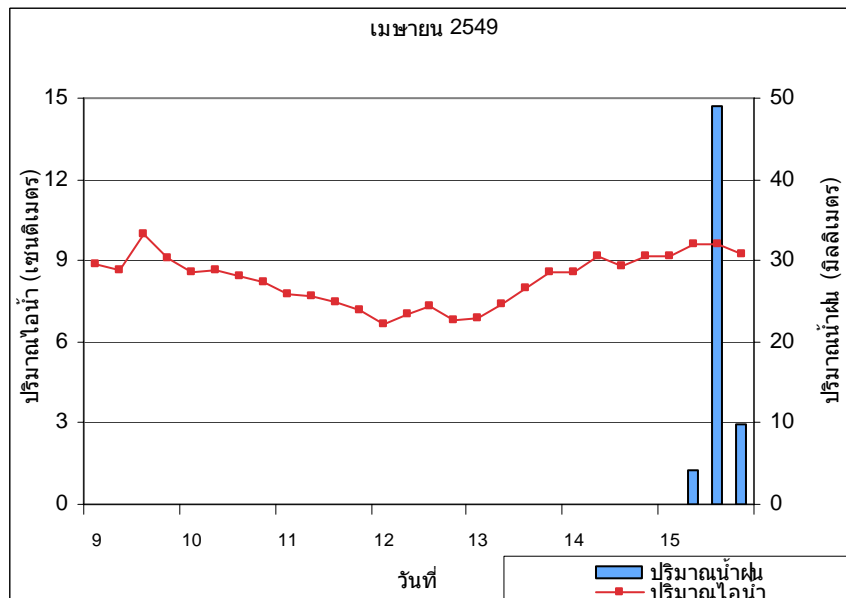
จากกรณีที่ 1 เลือกว่าวันที่ 12-13 มกราคม 2549 เพื่อดูปริมาณรังสีตรง รังสีกระจาย และรังสีรวม จากรูปที่ 15-16 กราฟที่ได้มีลักษณะเป็นระฆังคว่ำ อธิบายได้ว่าในช่วงวันที่อากาศแห้งในฤดูหนาว รังสีส่องลงมาได้มากที่สุด วัดปริมาณรังสีได้ในช่วงเวลา 6.00 – 18.00 น. สังเกตได้ว่ากราฟโค้งขึ้นแปรผันตามเวลาจากประมาณ 6.00 – 12.00 น. ซึ่งเป็นช่วงเวลาจากเช้าถึงเที่ยงวันและอากาศร้อนมากที่สุดในช่วงเที่ยงวัน จากนั้นกราฟโค้งลงแปรผกผันตามเวลาจากประมาณ 13.00 – 18.00 น. ซึ่งเป็นช่วงเวลาที่บ่ายถึงเย็น ซึ่งอากาศค่อย ๆ เย็นลงในช่วงเย็น ในช่วง 15.00 น. เส้นกราฟลดลงมาชัดเจนแสดงว่าในช่วงเวลาดังกล่าวปริมาณรังสีไม่สามารถส่องลงมาได้ดีนักอาจเนื่องจากมีเมฆในช่วงเวลาดังกล่าว ภาพรวมของกราฟในวันดังกล่าวจะเห็นลักษณะกราฟคล้ายระฆังคว่ำ โดยมีบางช่วงเวลาที่ปริมาณรังสีมีค่าลดลงชัดเจนจากเมฆ





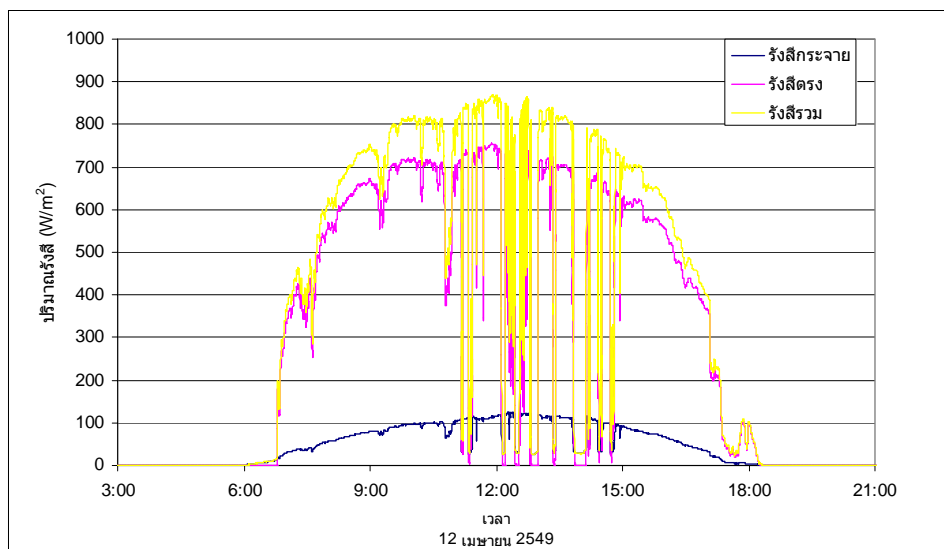
รูปที่ 15-16 แสดงปริมาณรังสีตรง รังสีกระจาย และรังสีรวมของวันที่ 12-13 มกราคม 2549

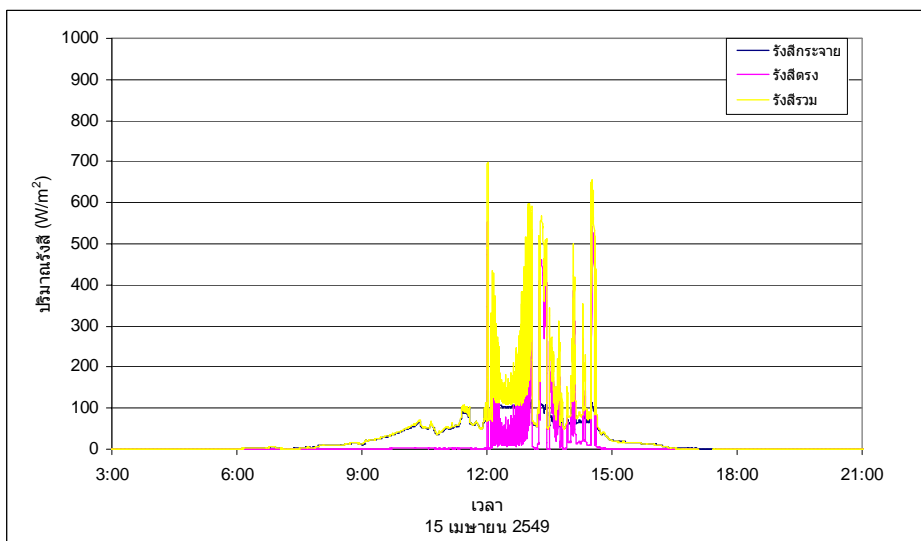
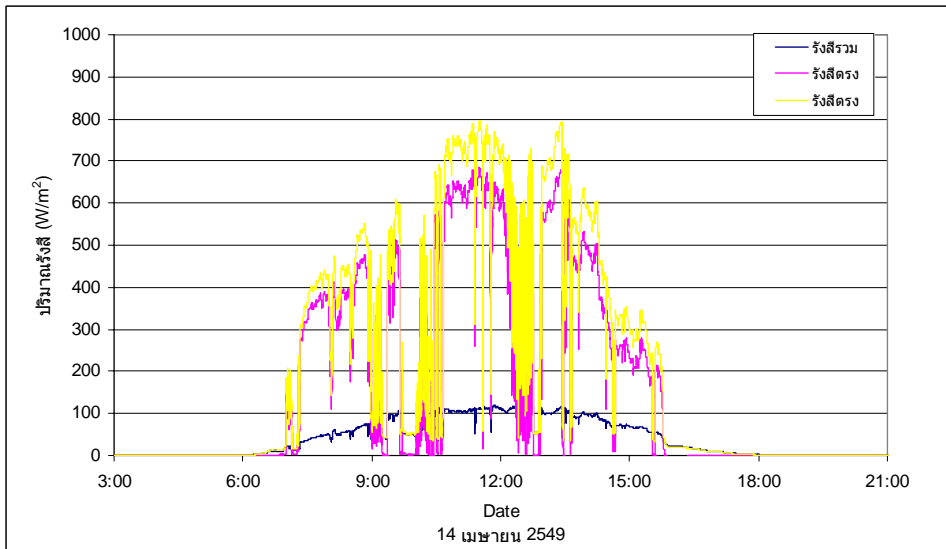
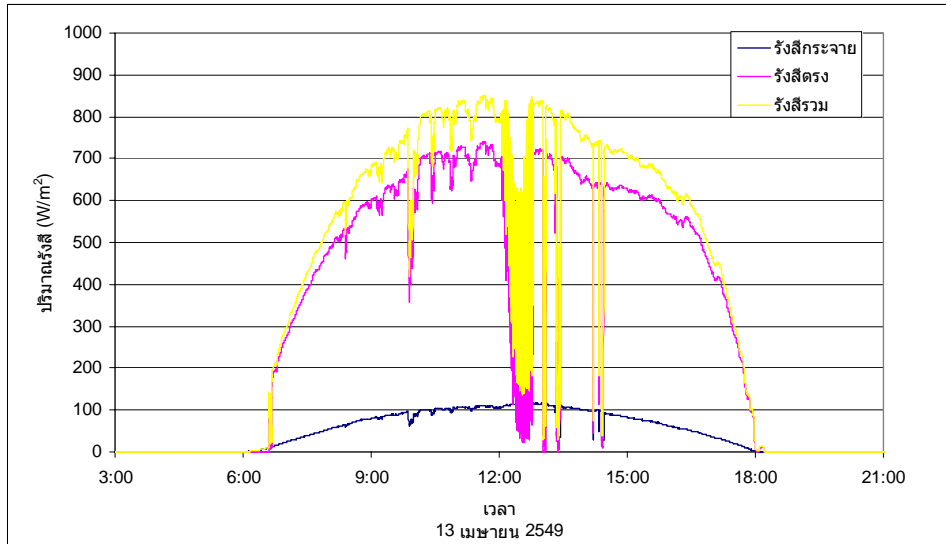
กรณีที่ 2 ช่วงวันที่ 9-15 เมษายน 2549 เป็นช่วงสัปดาห์ที่ปริมาณไอน้ำเฉลี่ย 8.3 เซนติเมตร อยู่ในช่วงที่อากาศร้อนอบอ้าว มีฝนตก ปริมาณไอน้ำจึงไม่คงที่



รูปที่ 17 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมวันที่ 9-15 เมษายน 2549

จากกรณีที่ 2 เลือกวันที่ 12-15 เมษายน 2549 เพื่อดูปริมาณรังสีตรง รังสีกระจาย และรังสีรวม จากรูปที่ 18-21 กราฟมีลักษณะสวิงไปมาจากน้อยไปมาก วันที่ 12-13 เมษายน 2549 กราฟยังมีลักษณะ ระฆังคว่ำ ในช่วงเวลา 11.00 – 15.00 น. แต่มีการตกลงของปริมาณรังสีหลายจุด เนื่องจากเมฆทำให้แสงผ่านลงมาได้ยาก นอกจากนี้ปริมาณไอน้ำที่เพิ่มขึ้นในช่วงเวลานี้ วันที่ 14 เมษายน 2549 ในขณะที่ปริมาณรังสีที่วัดได้ถูกรบกวนจากเมฆทุกช่วงเวลา แสดงว่าแสงผ่านลงมาได้น้อยมากตลอดทั้งวัน ซึ่งปริมาณไอน้ำสะสมต่อเนื่องและเกิดฝน วันที่ 15 เมษายน 2549 จากกราฟที่แสดงปริมาณรังสีจะเห็นได้ว่าในช่วงเวลาดังกล่าวก่อนวันที่จะมีฝนตก แสดงให้เห็นถึงปริมาณเมฆในท้องฟ้าเกือบตลอดทั้งวันเป็นระยะเวลาหลายวันก่อนฝนตกโดยมีการเพิ่มขึ้นของปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ โดยเฉพาะวันที่ 15 เมษายน 2549 ซึ่งมีฝนตกตลอดทั้งวันทำให้กราฟของปริมาณรังสีปรากฏตามรูปที่ 21

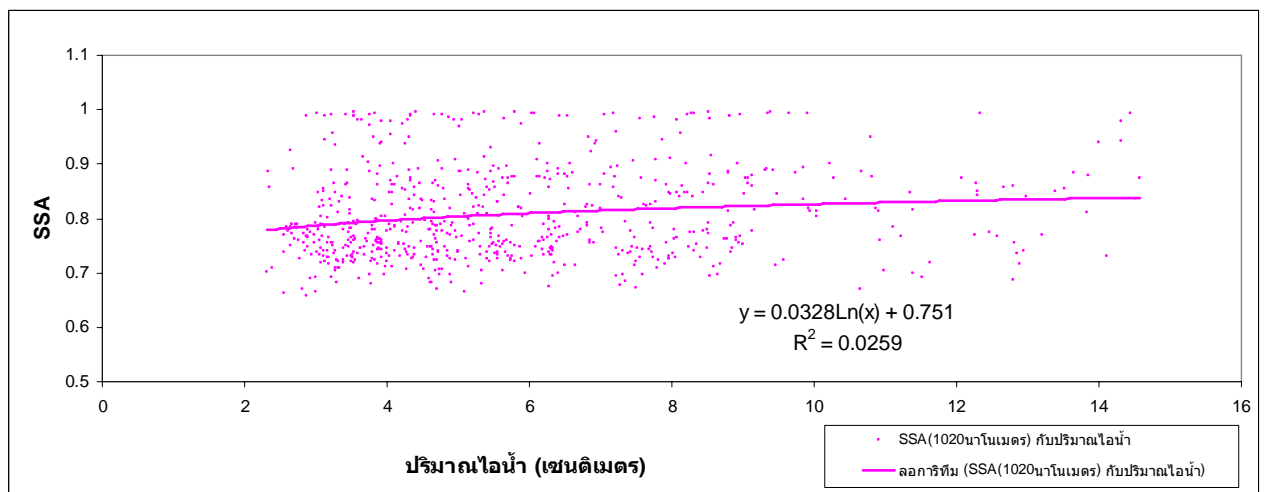




รูปที่ 18-21 แสดงปริมาณรังสีตรง,รังสีกระจาย และรังสีรวมของวันที่ 12-15 เมษายน 2549

3.1.3. หาค่าความสัมพันธ์ระหว่างค่า SSA กับปริมาณไอน้ำทั้งหมด

เมื่อนำข้อมูลปริมาณไอน้ำและ SSA ที่มีการตรวจวัดในเวลาเดียวกันมาหาค่าความสัมพันธ์เชิงเส้นตรง ตามรูปที่ 22 ได้ค่า $r = 0.16$ ซึ่งถือว่าไม่มีความสัมพันธ์ จากกราฟจะเห็นค่า SSA ที่มีค่าเข้าใกล้ 1 ที่ไม่สัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำ และอาจจะมียุคของการเปลี่ยนแปลงปริมาณไอน้ำเนื่องจากสาเหตุอื่น ๆ เนื่องจากค่า SSA ที่ความยาวคลื่น 1020 นาโนเมตร นอกจากจะดูดกลืนช่วงของไอน้ำแล้วยังมีดูดกลืนในช่วงของละอองลอยด้วย ทำให้ยากต่อการแยกประเภทการดูดกลืนรังสีเนื่องจากไอน้ำได้ชัดเจน ในกรณีนี้จำเป็นต้องใช้ข้อมูลอื่นเข้ามาช่วย ในการแยกข้อมูลออกจากกันให้ชัดเจนมากกว่าในงานวิจัยนี้

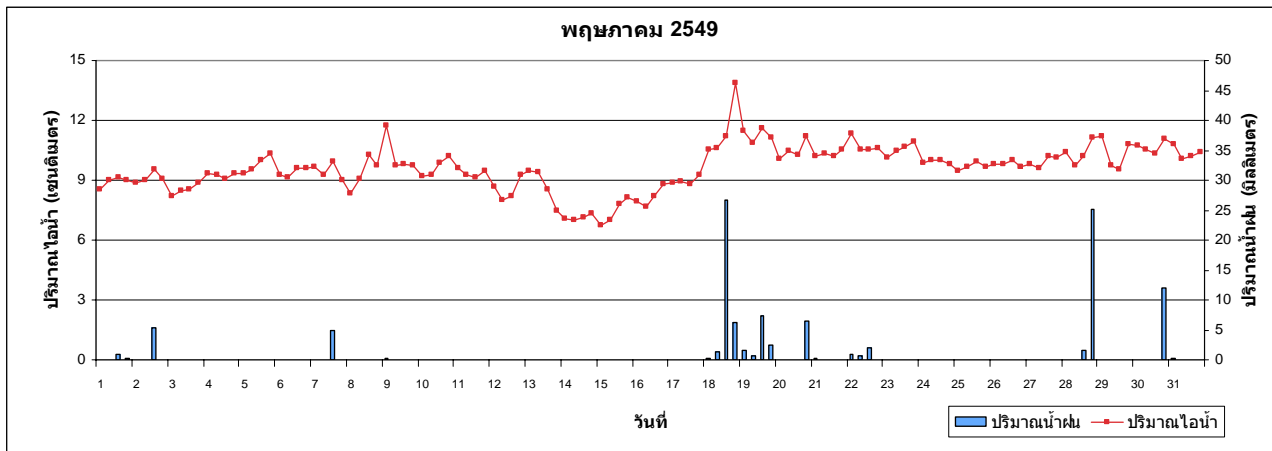


รูปที่ 22 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่า SSA กับปริมาณไอน้ำจากข้อมูลทั้งหมด

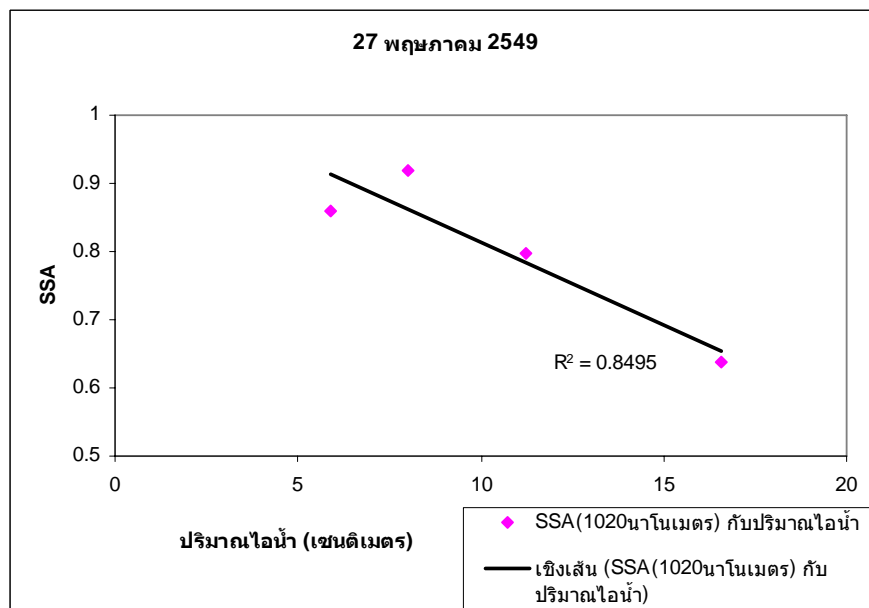
3.1.4. แบ่งกรณีเพื่อหาค่าความสัมพันธ์ระหว่างค่า SSA กับปริมาณไอน้ำ

ในเบื้องต้นสำหรับงานวิจัยนี้ผู้วิจัยได้แยกข้อมูลที่มีค่า SSA เข้าใกล้หนึ่งออก และเลือกข้อมูลที่เป็นช่วงเวลาก่อนเกิดฝน โดยมีสมมติฐานเบื้องต้นว่าในช่วงเวลาก่อนเกิดฝนตก ในบรรยากาศจะมีการเปลี่ยนแปลงสถานะจากไอน้ำในบรรยากาศเป็นหยดน้ำในก้อนเมฆ ดังนั้นในช่วงนี้ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศควรจะลดลง

1) ข้อมูลวันที่ 27 พฤษภาคม 2549 ซึ่งเป็นวันก่อนฝนตก จากรูปที่ 23 ค่า SSA แปรผกผันกับปริมาณไอน้ำ ได้ค่า $r = 0.92$ แสดงให้เห็นว่าปริมาณไอน้ำมีความสัมพันธ์กับค่า SSA ซึ่งจะเห็นว่าความสัมพันธ์ของปริมาณไอน้ำกับ SSA เมื่อมีการคัดแยกข้อมูลจะทำให้เห็นความสัมพันธ์กันมากขึ้น



รูปที่ 23 แสดงปริมาณไอน้ำเฉลี่ยและปริมาณน้ำฝนสะสมเดือนพฤษภาคม 2549



รูปที่ 24 แสดงค่าสหสัมพันธ์ (r) ในวันที่ 27 พฤษภาคม 2549

3.2 อภิปรายผลการวิจัย

ลักษณะภูมิอากาศที่แตกต่างกันไปแต่ละฤดูนี้มีอิทธิพลมาจากลมมรสุมที่พัดเข้าสู่ประเทศไทยในช่วงเวลาต่าง ๆ เป็นที่สังเกตได้ว่าช่วงเวลาก่อนฝนตก ปริมาณไอน้ำมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นชัดเจน จากกราฟที่แสดงปริมาณไอน้ำกับปริมาณฝนก็จะเห็นความสัมพันธ์ของปริมาณไอน้ำที่เพิ่มสูงขึ้นและหลังจากนั้นจะมีฝนตกในที่สุด แต่อย่างไรก็ตามในช่วงฤดูที่อากาศแห้งแล้ว เช่น ในเดือนธันวาคมถึงมกราคมถึงแม้จะมีการเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำในบรรยากาศตามลักษณะการเข้าปกคลุมประเทศไทยของบริเวณความกดอากาศสูงก็ตาม ในช่วงเวลานี้ก็ไม่ทำให้เกิดฝนตกเนื่องจากปริมาณไอน้ำในบรรยากาศมีอยู่น้อย ซึ่งหากพิจารณาจากปริมาณรังสีแสงอาทิตย์ก็จะเห็นได้ชัดว่าในช่วงเวลาก่อนฝนตก ซึ่งเป็นเวลาที่มีการก่อตัวของเมฆนั้น ปริมาณเมฆที่ปกคลุมอยู่ในท้องฟ้าทำให้การวัดค่าปริมาณรังสีเป็นไปได้น้อย ดังแสดงให้เห็นการเปลี่ยนแปลงค่าปริมาณรังสีในช่วงเวลาที่ฝนตกจะมีความผันแปรมาก ซึ่งเกิดจากเมฆบดบังแสงอาทิตย์ รังสีแสงอาทิตย์จึงส่องลงมาได้น้อย

จากการวิเคราะห์ค่า SSA กับปริมาณไอน้ำ โดยนำข้อมูลทั้งหมดมาหาความสัมพันธ์เชิงเส้นตรง พบว่าหากไม่มีการตัดแยกข้อมูลออกจะทำให้ไม่สามารถหาความสัมพันธ์กันได้นื่องมาจากมีข้อมูลที่ตรวจวัดทั้งหมดนั้น มีปัจจัยหลายปัจจัยที่ส่งผลต่อค่า SSA ดังนั้นหากจะมีการศึกษาต่อไปจำเป็นต้องศึกษาวิธีการตัดแยกข้อมูลโดยวิธีการทางสถิติวิธีอื่นก่อนที่จะนำมาหาค่าสหสัมพันธ์ เพื่อตัดแนวโน้มความสัมพันธ์ของข้อมูลจากปัจจัยอื่นออกเสียก่อน แต่งานวิจัยนี้มีข้อจำกัดเรื่องเวลาทำให้ไม่สามารถดำเนินการได้

บทที่ 4 สรุปและข้อเสนอแนะ

4.1 สรุปผลการวิจัย

จากการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณไอน้ำเฉลี่ย ณ สถานีวิจัยในบรรยากาศ อ.พิมาย จ. นครราชสีมา ตั้งแต่วันที่ 24 ธันวาคม 2548 ถึงเดือนพฤษภาคม 2549 ปริมาณไอน้ำเฉลี่ยรายเดือน มีค่า 6.57, 4.69, 7.08, 7.69, 8.53, 9.61 เซนติเมตร ตามลำดับ โดยปริมาณไอน้ำน้อยสุดในฤดูหนาว และเพิ่มมากขึ้นไปจนถึงฤดูฝน และเมื่อใช้ข้อมูลปริมาณน้ำฝนฝนสะสมร่วมพิจารณาพบว่า ทั้งสองข้อมูลมีความสอดคล้องกัน โดยปริมาณไอน้ำและน้ำฝนมีปริมาณเพิ่มขึ้นเมื่ออยู่ในช่วงระหว่างการเปลี่ยนฤดูกาลและอากาศอุ่นหรือร้อน เมื่อวิเคราะห์ข้อมูลรังสีในวันที่ปริมาณไอน้ำน้อยและไม่มีฝนตก พบว่ารังสีส่องผ่านเข้ามาในช่วงกลางวันและเพิ่มปริมาณขึ้นจากตอนเช้าถึงเที่ยงวันและบ่าย จากนั้นลดลงไปจนถึงช่วงเย็น ทำให้ได้กราฟมีลักษณะระฆังคว่ำ และเมื่อพิจารณาข้อมูลรังสี ในวันที่ปริมาณไอน้ำสูงและฝนตกพบว่ารังสีไม่สามารถผ่านลงมาได้คือนัก

เมื่อวิเคราะห์ค่า Single Scattering Albedo (SSA) จากความยาวคลื่น 1020 นาโนเมตร พบว่ามีค่าอยู่ระหว่าง 0.5 – 1.0 และหาความสัมพันธ์ระหว่างค่า SSA กับปริมาณไอน้ำเฉลี่ย ทั้งหมดแล้ว พบว่ามีความสัมพันธ์หลากหลายรูปแบบทำให้ได้ค่าสหสัมพันธ์ 0.16 ซึ่งอธิบายได้ว่าไม่มี ความสัมพันธ์ในเชิงเส้นตรง ต่อมาแบ่งกรณีศึกษาเพื่อให้หาค่า SSA ได้ โดยกรณีแรกพิจารณาช่วง วันก่อนเกิดฝนตก คือวันที่ 27 พฤษภาคม 2549 ได้ค่าสหสัมพันธ์ 0.92 แสดงให้เห็นว่าการศึกษา ความสัมพันธ์ของปริมาณไอน้ำในบรรยากาศต่อการดูดกลืนแสงมีตัวแปรอื่นเป็นปัจจัยที่ ส่งผลต่อ ความสัมพันธ์ดังกล่าว

4.2 ข้อเสนอแนะ

เนื่องจากงานวิจัยนี้มีข้อจำกัดอยู่หลายด้านอาทิเช่น การขาดหายไปของข้อมูล และเวลาในการทำงานที่จำกัด ทำให้ไม่สามารถดำเนินการวิเคราะห์ข้อมูลได้สมบูรณ์ โดยจะเห็นได้จากการหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณไอน้ำในอากาศกับค่า SSA จำเป็นต้องมีการคัดแยกข้อมูลเพื่อตัดปัจจัยอื่น ๆ ออกเสียก่อน โดยเสนอให้มีการคัดกรองข้อมูลที่มีความเป็นรูปแบบหรือค่าผิดปกติออกก่อนที่จะทำการคัดแยกเพื่อตัดปัจจัยอื่น ๆ โดยใช้วิธีการทางสถิติในการวิเคราะห์ต่อไป

รายการอ้างอิง

- จอมภพ แวศักดิ์. 2546. การกระจายตัวทางตั้งและปริมาณของไอน้ำที่กลั่นตัวได้ในชั้น
บรรยากาศเหนือกรุงเทพฯ. วารสารวิชาการมหาวิทยาลัยหอการค้าไทย. 23(2) : 53-65.
- วิทยา ทานะมัย. 2550. การศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองในภูมิภาคต่างๆของประเทศไทย.
วิทยานิพนธ์ของบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยศิลปากร.
- Cheng, T., Liu, Y., Lu, D., Xu, Y., and Li, H. 2006. Aerosol properties and radiative
Forcing in Hunshan Dake desert, northern China. Journal of Atmospheric
environment. V.40, No.12, (April 2006): p.2169 – 2179.
- Hansen, J.E., Sato, M. and Ruedy, R. 1997. Radiative forcing and climate response.
J. Geophys. V. 102, p. 6831-6864.
- LUKÁČ, J. and Vitek, V. 1985. Absorption of Direct Solar Radiation by Water Vapour
Studia Geophysica et Geodaetica. V.29, No.3 (September 1985): p.315-317.
- McDonald, E. J. 1960. Direct Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Water
Vapor. Journal of the Atmospheric Sciences. V.17, Iss.3 (June 1960):
p. 319-328.
- Sinha, A. and Harries, E. J. 1997. The Earth's Clear-Sky Radiation Budget and Water
Vapor Absorption in the Far Infrared. Journal of climate. V.10, Iss.3 (July
1997): p.1601-1614.
- Sengupta, K. A., Karmakar, K.P., Mitra A., Devgupta K. A., and Dasgupta, K. M. 1990. A
Radiometric studies of clear air attenuation and atmospheric water vapour at . .
22.235 GHz over Calcutta. Bulletin of Atmospheric environment. V.24: . .
p.1909 - 1913.

Trenberth, E. K., Fasullo, T. J., and Kiehl, J. 2009. Earth's global energy budget. Bulletin of the American Meteorological society. V.90, Iss.3 (March 2009): p. 311-323.

Yamamoto, G. 1962. Direct Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Water Vapor, Carbon Dioxide and Molecular Oxygen. Journal of the Atmospheric Sciences. V.19, Iss.2 (March, 1962): p.182-188.

ภาคผนวก ก

รายงานสภาพอากาศจากกรมอุตุนิยมวิทยา



กรมอุตุนิยมวิทยา

๔๓๕๓ ถนนสุขุมวิท บางนา กรุงเทพฯ-1 ๑๐๒๖๐
METEOROLOGICAL DEPARTMENT
453 SUKHUMVIT ROAD, BANGKOK 10260, THAILAND

รายงานอากาศประจำสัปดาห์

๒๖ ธันวาคม ๒๕๕๕ - ๑ มกราคม ๒๕๕๖

และ

การคาดหมายลักษณะอากาศ

๒ - ๘ มกราคม ๒๕๕๖

WEEKLY WEATHER REPORT
26 DECEMBER 2005 -1 JANUARY 2006
AND
WEATHER OUTLOOK
2-8 JANUARY 2006

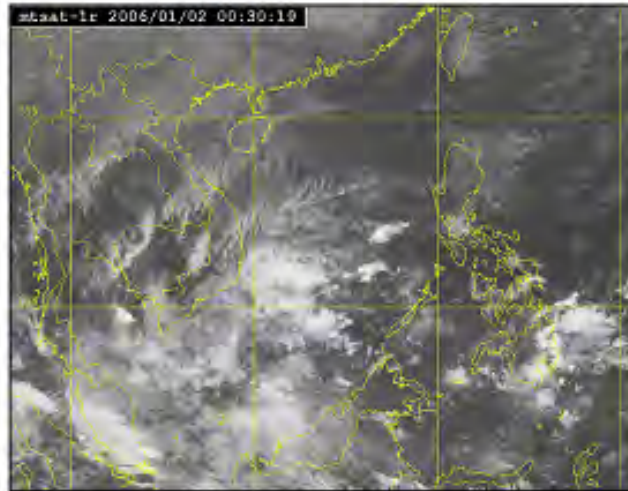
รายงานอากาศเลขที่ ๕๕๕.๕๐๖.๑ -๐๑ - ๒๕๕๕

WEATHER REPORT No. 551.506.1 -01 - 2006

ISBN : 0857 - 2445

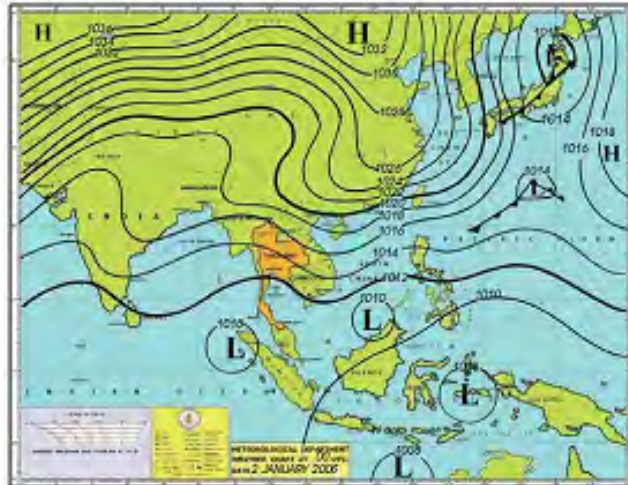
ภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา
(MTSAT-1R/IR)

วันที่ 2 มกราคม 2548 เวลา 07.30 น.



จากภาพถ่ายดาวเทียมประเทศไทยตอนบน มีกลุ่มเมฆชั้นสูงและชั้นกลางปกคลุมเป็นส่วนใหญ่ สำหรับภาคใต้และอ่าวไทย มีเมฆเป็นส่วนมากและมีฝนเล็กน้อยบางแห่ง

แผนที่อากาศผิวพื้น วันที่ 2 มกราคม 2548 เวลา 07.00 น.



L : บริเวณความกดอากาศต่ำ H : บริเวณความกดอากาศสูง
▲▲▲ : แนวปะทะอากาศเย็น ▲▲▲ : แนวปะทะอากาศอุ่น

**สรุปสภาวะอากาศทั่วไปในรอบสี่ปี
ระหว่างวันที่ 26 ธันวาคม 2548 – 1 มกราคม 2549**

1. บริเวณความกดอากาศสูงจากประเทศจีนปกคลุมประเทศไทยตอนบนตลอดสี่ปี โดยในวันสุดท้ายของสี่ปี บริเวณความกดอากาศสูงอีกระลอกหนึ่ง ได้แผ่เสริมลงมาปกคลุมประเทศไทยตอนบนและ อ่าวไทย โดยมีคลื่นกระแสลมตะวันตกเคลื่อนผ่านภาคเหนือ ภาคกลาง และภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยในช่วงวันที่ 26 - 27 ธันวาคม และลมตะวันตกพัดปกคลุมภาคใต้และอ่าวไทยในช่วงดังกล่าว ลักษณะดังกล่าวทำให้บริเวณประเทศไทยตอนบนมีอากาศหนาวเย็นทั่วไป โดยมีฝนในระยะต้นสี่ปี ส่วนภาคใต้มีฝนส่วนมากทางฝั่งตะวันออกของภาค

ภาคเหนือ มีหมอกในตอนเช้ากับอากาศเย็นทั่วไป และอากาศหนาวทางตอนบนของภาคในระยะกลางและปลายสี่ปี ส่วนบริเวณเทือกเขาและยอดดอยมีอากาศหนาวถึงหนาวจัด โดยมีฝนในระยะต้นสี่ปี โดยเฉพาะในวันแรกของสี่ปีที่มีฝนเกือบทั่วไปกับฝนหนักบางพื้นที่ และมีรายงานน้ำค้างแข็งบริเวณยอดดอยอินทนนท์และดอยอ่างขาง จังหวัดเชียงใหม่ในวันที่ 30 ธันวาคม

ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ มีหมอกในตอนเช้ากับอากาศเย็นทั่วไป และอากาศหนาวบางพื้นที่ทางตอนบนของภาค ส่วนบริเวณเทือกเขาและยอดดอยมีอากาศหนาว โดยมีฝนเล็กน้อยบางพื้นที่ในช่วงวันที่ 26-28 ธันวาคม

ภาคกลาง มีหมอกในตอนเช้ากับอากาศเย็นเกือบทั่วไป โดยมีฝนในระยะต้นสี่ปี โดยเฉพาะในวันแรกของสี่ปีที่มีฝนเกือบทั่วไปกับฝนหนักบางพื้นที่

ภาคตะวันออก มีหมอกในตอนเช้ากับอากาศเย็นเกือบทั่วไป โดยมีฝนเป็นแห่ง ๆ ถึงกระจ่ายในระยะต้นสี่ปี แต่ไม่มีรายงานฝนตก

ภาคใต้ฝั่งตะวันออก อากาศเย็นเกือบทั่วไปทางตอนบนของภาค และตั้งแต่จังหวัดชุมพรลงไปมีฝนเป็นแห่ง ๆ ถึงกระจ่ายกับฝนหนักถึงหนักมากบางพื้นที่

ภาคใต้ฝั่งตะวันตก มีฝนกระจ่ายกับฝนหนักบางพื้นที่ในวันแรกของสี่ปี แต่มีฝนบางพื้นที่ถึงเป็นแห่ง ๆ

2. รายงานปริมาณฝนสูงสุดตามภาคต่าง ๆ ของประเทศไทยมีดังนี้

ภาคเหนือ	42.5 มม.	ที่ อ.พิชัย	อ.สุรศักดิ์	เมื่อวันที่	26 ธ.ค.
ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ	6.6 มม.	ที่ อ.ปากซบ	อ.นครราชสีมา	"	27 ธ.ค.
ภาคกลาง	39.8 มม.	ที่ ร.ว.ตศบ.ตที่ 1 อ.เมือง	อ.กาญจนาภิเษการ	"	26 ธ.ค.
ภาคตะวันออก	23.1 มม.	ที่ สกน.พทิว อ.สูง	อ.ฉะเชิงเทรา	"	27 ธ.ค.
ภาคใต้ฝั่งตะวันออก	114.0 มม.	ที่ อ.พรหมคีรี	อ.นครศรีธรรมราช	"	26 ธ.ค.
ภาคใต้ฝั่งตะวันตก	39.6 มม.	ที่ อ.เมือง	อ.ระนอง	"	26 ธ.ค.
กรุงเทพมหานคร	85.5 มม.	ที่ วิทยาลัยพยาบาลเกื้อการุณย์	เขตดุสิต	"	26 ธ.ค.

3. รายงานอุณหภูมิต่ำสุดตามภาคต่าง ๆ ของประเทศไทยมีดังนี้

ภาคเหนือ	10.7 °ซ.	ที่ อ.เมือง	อ.เชียงใหม่	เมื่อวันที่	1 ม.ค.
	(3.5 °ซ.	ที่ ดอยอ่างขาง อ.ฝาง	อ.เชียงใหม่	"	28 ธ.ค.)
ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ	14.2 °ซ.	ที่ สกน.นครพนม อ.เมือง	อ.นครพนม	"	30 ธ.ค.
	(9.0 °ซ.	ที่ สด.วัดกษัตริย์ศึกมีป่าดงหลวง	อ.ภูเรือ อ.เลย	"	31 ธ.ค.)
ภาคกลาง	16.7 °ซ.	ที่ สกน.อุ้มอ่อง	อ.สุพรรณบุรี	"	31 ธ.ค.
ภาคตะวันออก	18.0 °ซ.	ที่ สกน.ตะกั่วป่า อ.สามชัยเขต	อ.ตะกั่วป่า	"	31 ธ.ค.
ภาคใต้ฝั่งตะวันออก	18.0 °ซ.	ที่ สกน.หนองหาน อ.หัวหิน	อ.ประจวบคีรีขันธ์	"	30,31 ธ.ค.
ภาคใต้ฝั่งตะวันตก	20.8 °ซ.	ที่ อ.เมือง	อ.ระนอง	"	31 ธ.ค.
กรุงเทพมหานคร	20.5 °ซ.	ที่ กรมอุตุนิยมวิทยา	เขตบางนา	"	30 ธ.ค.

ภาคผนวก ข

กราฟแสดงค่า SSA รายวันเดือนมกราคม – พฤษภาคม 2549

