

บทที่ 3

วิธีการดำเนินงานและผล

ในการศึกษาคุณสมบัติเชิงแสงและปริมาณฝุ่นละออง (aerosol load) ในบรรยากาศของประเทศ ไทย ผู้วิจัยจะใช้วิธีการต่างๆ ได้แก่ การคำนวณจากข้อมูลสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ การวิเคราะห์จาก ข้อมูลความเข้มรังสีตรง การวิเคราะห์การลดลงของรังสีรวมเนื่องจากฝุ่นละออง และการคำนวณจาก ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ในบทนี้จะกล่าวถึง 3 วิธีแรก สำหรับวิธีการคำนวณจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม จะกล่าวถึงในบทถัดไป

3.1 การศึกษาฝุ่นละอองจากข้อมูลสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์

การศึกษาสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองในคอลัมน์ของบรรยากาศที่ให้ผลละเอียดที่สุด คือการ วิเคราะห์จากข้อมูลสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ โดยเครื่องมือวัดโดยทั่วไปจะเรียกว่า sunphotometer หรือ sky radiometer เครื่องวัดดังกล่าวจะวัดสเปกตรัมรังสีตรงจากดวงอาทิตย์เพียงอย่างเดียว หรือวัดรังสีตรง จากดวงอาทิตย์และรังสีกระจายจากท้องฟ้าในช่วงความยาวคลื่นแคบ (1-10 nm) ที่ไม่มีการดูดกลืนของ ไอน้ำและก๊าซต่างๆ ในบรรยากาศ จากการวิเคราะห์สเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์โดยอาศัยแบบจำลองการ ดูดกลืนและการกระเจิงรังสี จะทำให้เรารู้คุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละอองได้ ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจะทำการ วัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ โดยใช้ sunphotometer ที่สถานีวัดจังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา และนำข้อมูลมาวิเคราะห์หาคุณสมบัติเชิงแสงของฝุ่นละออง โดยสถานีนครปฐม จะทำการวิเคราะห์ข้อมูลเก่าซึ่งทำการวัดด้วย multi-filter shadow band radiometer ด้วย ตามรายละเอียด ดังนี้

3.1.1 เครื่องมือและข้อมูล

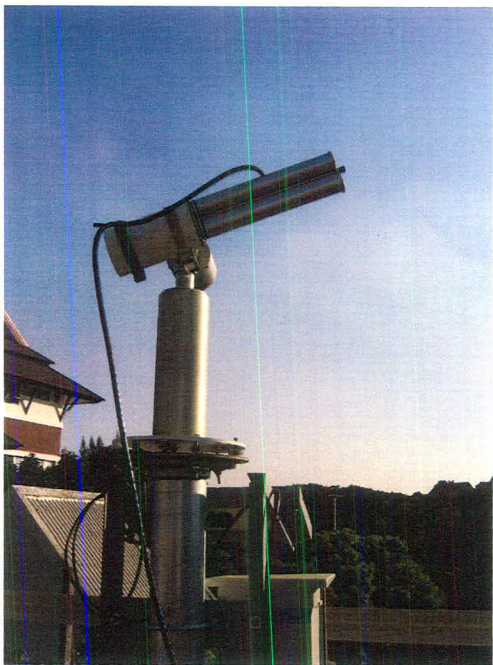
มหาวิทยาลัยศิลปากร โดยหน่วยวิจัยฟิสิกส์บรรยากาศได้ติดตั้งเครื่อง multi-filter shadow band radiometer (MFR) ซึ่งผลิตโดยของบริษัท Yankee Environment system (model MFR SR1) เพื่อ วัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์สำหรับใช้ศึกษาสมบัติของฝุ่นละอองที่คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัย ศิลปากร จังหวัดนครปฐม เมื่อ ค.ศ. 1998 จากนั้นผู้วิจัยได้นำข้อมูลที่ได้ในช่วงเดือนมิถุนายน ค.ศ. 1998 ถึงเดือนมกราคม ค.ศ. 2000 มาหาการแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient, β) และได้ตีพิมพ์เผยแพร่ตามรายงานของ Janjai et al. (2003) หลังจาก ปี ค.ศ. 2000 จนถึง 2003 เครื่องมือขาดข้อง ผู้วิจัยได้ส่งเครื่องมือดังกล่าวไปซ่อมแซมและสอบเทียบและ เริ่มนำมาติดตั้งทำการวัดใหม่ เมื่อ ปี ค.ศ. 2004 โดยผู้วิจัยได้นำข้อมูลช่วงปี ค.ศ. 2004-2005 มาทำการ วิเคราะห์และตีพิมพ์เผยแพร่ตามรายงานของ Janjai et al. (2009) ต่อมาในปี ค.ศ. 2006 ผู้วิจัยได้จัดซื้อ sunphotometer จากบริษัท CIMEL (model CE-318) เพื่อใช้วัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ที่มหาวิทยาลัย

ศิลปินกร ต่อเนื่องจากเครื่อง MFR ซึ่งเริ่มเสื่อมสภาพ ต่อมาเครื่อง sunphotometer ดังกล่าวได้เข้าเป็นสมาชิกของ Aerosol Robotic Network (AERONET) ขององค์การนาซา (NASA) โดยนาซาจะช่วยประมวลผลข้อมูลและสอบเทียบเครื่องมือ

ต่อมาผู้วิจัยได้ขยายเครือข่ายการวัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ด้วย sunphotometer ไปจังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี และสงขลา โดยเครื่องวัดทั้ง 3 แห่ง ได้เข้าเป็นสมาชิกของ AERONET เช่นเดียวกับเครื่องวัดของสถานีนครปฐม ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจะนำข้อมูลที่ได้จาก sunphotometer ทั้ง 4 สถานี มาทำการวิเคราะห์ กรณีของสถานีอุบลราชธานีในช่วงแรกจะใช้ sunphotometer ยี่ห้อ Prede (model PGS-100) โดยรายละเอียดของเครื่องมือและช่วงเวลาข้อมูลแสดงไว้ในตารางที่ 3.1 และรูปสถานีวัดแสดงในรูปที่ 3.1

ตารางที่ 3.1 รายละเอียดเครื่องมือวัดและข้อมูลที่น่ามาวิเคราะห์

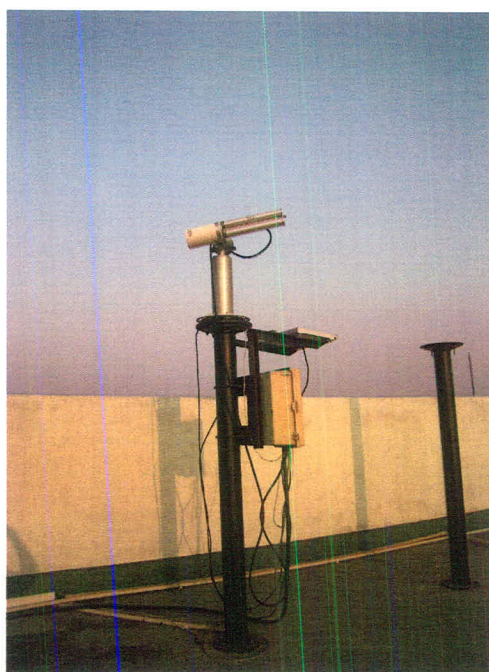
สถานีวัด	เครื่องมือ	ช่วงเวลาของข้อมูล
1. นครปฐม	เครื่อง sunphotometer ยี่ห้อ CIMEL (model 318)	2006-2010
2. เชียงใหม่	เครื่อง sunphotometer ยี่ห้อ CIMEL (model 318)	2006-2009
3. สงขลา	เครื่อง sunphotometer ยี่ห้อ CIMEL (model 318)	2007-2010
4. อุบลราชธานี	เครื่อง sunphotometer ยี่ห้อ Prede (model PGS-100)	2008-2009
	เครื่อง sunphotometer ยี่ห้อ CIMEL (model 318)	2009-2011



รูปที่ 3.1 ภาพเครื่อง sunphotometer ที่ติดตั้งที่จังหวัดเชียงใหม่



รูปที่ 3.2 ภาพเครื่อง sunphotometer ที่ติดตั้งที่จังหวัดอุบลราชธานี



รูปที่ 3.3 ภาพเครื่อง sunphotometer ที่ติดตั้งที่จังหวัดนครปฐม



รูปที่ 3.4 ภาพเครื่อง sunphotometer ที่ติดตั้งที่จังหวัดสงขลา

3.1.2 วิธีวิเคราะห์ข้อมูล

ก) การหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD)

ในการหาค่า AOD ผู้วิจัยจะใช้เทคนิคของ Langley (Valient, 1996) โดยเริ่มจากสมการความเข้มรังสีตรงของดวงอาทิตย์ในช่วงเวลาที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ดังสมการ

$$I_{n\lambda} = I_{on} \exp - [(\tau'_{g\lambda} + \tau'_{r\lambda} + \tau'_{o\lambda} + \tau'_{w\lambda} + \tau'_{a\lambda})]m_a \tag{3.1}$$

- เมื่อ $I_{n\lambda}$ = ความเข้มรังสีตรงเฉพาะขณะ (irradiance) ซึ่งตกตั้งฉากกับทิศของรังสีตรงที่พื้นผิวโลก (W/m^2)
- I_{on} = ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์เฉพาะขณะนอกบรรยากาศซึ่งตกตั้งฉากกับทิศของรังสีตรง (W/m^2)
- $\tau'_{g\lambda}$ = ค่าความลึกเชิงแสง (optical depth) เนื่องจากการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของก๊าซต่างๆ
- $\tau'_{r\lambda}$ = ค่าความลึกเชิงแสงเนื่องจากการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของโมเลกุลอากาศ (Rayleigh scattering)
- $\tau'_{o\lambda}$ = ค่าความลึกเชิงแสงเนื่องจากการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของโอโซน
- $\tau'_{w\lambda}$ = ค่าความลึกเชิงแสงเนื่องจากการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของไอน้ำ

$\tau'_{a\lambda}$ = ค่าความลึกเชิงแสงเนื่องจากการกระเจิงและการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์
ของ aerosols

จากนั้นทำการหาค่า $\log$ ของ $I_{n\lambda}$ ดังสมการ

$$\ln I_{n\lambda} = \ln I_{on} - m_a (\tau'_{g\lambda} + \tau'_{r\lambda} + \tau'_{o\lambda} + \tau'_{w\lambda} + \tau'_{a\lambda}) \quad (3.2)$$

แต่เนื่องจากเครื่อง sunphotometer วัดสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์เป็นค่าในหน่วยจำนวน
นับต่อเวลา (count/s, C) ซึ่งมีค่าแปรผันโดยตรงกับความเข้มสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์

$$I_{n\lambda} \propto C_{n\lambda} \quad (3.3)$$

เมื่อ $C_{n\lambda}$ = สเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ที่ได้จาก sunphotometer (count/s)

ดังนั้นสมการ (3.2) สามารถเขียนใหม่ได้ดังนี้

$$\ln C_{n\lambda} = \ln C_{on} - m_a (\tau'_{g\lambda} + \tau'_{r\lambda} + \tau'_{o\lambda} + \tau'_{w\lambda} + \tau'_{a\lambda}) \quad (3.4)$$

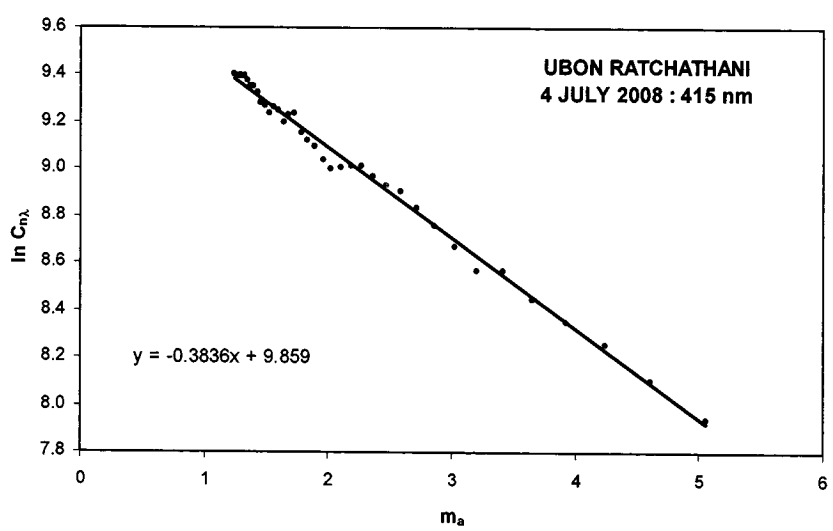
จากสมการ (3.4) สามารถเขียนในรูปของสมการเส้นตรงได้ดังนี้

$$y = a_1 - a_2 x \quad (3.5)$$

โดยที่ a_1 เป็นจุดตัดแกน y (y-intercept) ซึ่งมีค่าเท่ากับ $\ln C_{on}$

a_2 เป็นความชันของกราฟเส้นตรงซึ่งมีค่าเท่ากับ $(\tau'_{g\lambda} + \tau'_{r\lambda} + \tau'_{o\lambda} + \tau'_{w\lambda} + \tau'_{a\lambda})$

เมื่อเรานำค่า $\ln C_{n\lambda}$ มาเขียนกราฟกับค่า m_a จะได้สมการเส้นตรงดังตัวอย่างในรูปที่ 3.5



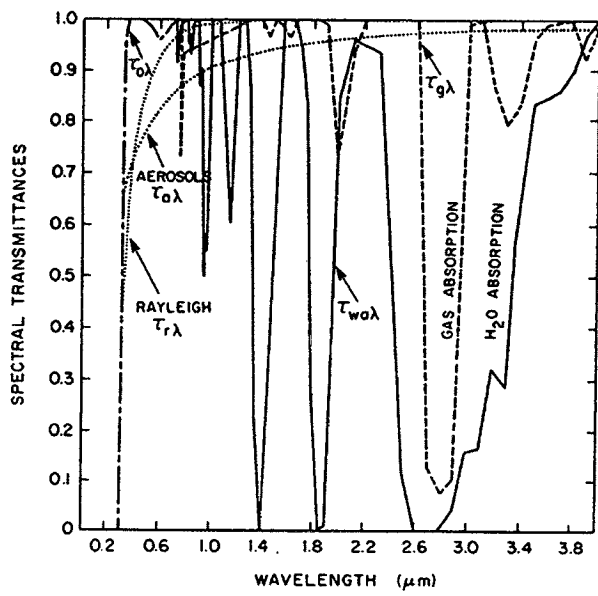
รูปที่ 3.5 กราฟความสัมพันธ์ระหว่าง $\ln C_m$ กับ m_a ที่ความยาวคลื่น 415 นาโนเมตรของสถานี
อุบลราชธานี เมื่อวันที่ 4 กรกฎาคม พ.ศ. 2551

จากกราฟรูปที่ 3.5 จะสามารถเขียนสมการแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความชื้นและผลรวม
ของค่าความลึกเชิงแสงได้ดังนี้

$$a_2 = (\tau'_{g\lambda} + \tau'_{r\lambda} + \tau'_{o\lambda} + \tau'_{w\lambda} + \tau'_{a\lambda}) \tag{3.6}$$

จากสมการ (3.6) ถ้าทำการจัดรูปสมการใหม่ จะได้ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol
optical depth, $\tau'_{a\lambda}$) ดังสมการ

$$\tau'_{a\lambda} = a_2 - (\tau'_{g\lambda} + \tau'_{r\lambda} + \tau'_{o\lambda} + \tau'_{w\lambda}) \tag{3.7}$$



รูปที่ 3.6 การกระเจิงและดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์โดยองค์ประกอบของบรรยากาศที่ความยาวคลื่นต่างๆ
(Iqbal, 1983)

เนื่องจากสเปกตรัมรังสีตรงของดวงอาทิตย์ที่ใช้เป็นความยาวคลื่น ซึ่งไม่มีการดูดกลืนของไอน้ำและก๊าซอื่นๆ (รูปที่ 3.6) ดังนั้นจึงสามารถตัดพจน์ $\tau'_{g\lambda}$, $\tau'_{o\lambda}$ และ $\tau'_{w\lambda}$ ออกจากสมการ (3.7) ได้ ดังนั้นสมการ (3.7) จึงสามารถเขียนใหม่ได้ดังนี้

$$\tau'_{a\lambda} = a_2 - \tau'_{r\lambda} \quad (3.8)$$

ค่า $\tau'_{r\lambda}$ สามารถคำนวณได้จากสมการ (Iqbal, 1983)

$$\tau'_{r\lambda} = 0.008735\lambda^{-4.08} \quad (3.9)$$

เมื่อ λ คือ ความยาวคลื่น (μm)

ดังนั้นจากค่าความชันที่ได้จากกราฟ และค่า $\tau'_{r\lambda}$ เราสามารถคำนวณค่าความลึกเชิงแสงของฟุ้งละออง ($\tau'_{a\lambda}$) ได้

ข) การหาค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศ (β) และตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (α)

จากสูตรของ Angstrom (1929) ค่าความลึกเชิงแสงของฟุ้งละอองจะสัมพันธ์กับค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient, β) ดังสมการ

$$\tau'_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (3.10)$$

เมื่อ α คือ ตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (Angstrom wavelength exponent) [-]

β คือ ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient) [-]

ถ้าเราใช้ข้อมูลจากการวัดที่ 2 ความยาวคลื่นนั้นคือ λ_1 และ λ_2 เราจะสามารถคำนวณค่าความลึกเชิงแสงของแต่ละความยาวคลื่นได้ดังสมการ

$$\tau'_{a\lambda_1} = \beta\lambda_1^{-\alpha} \quad (3.11)$$

$$\tau'_{a\lambda_2} = \beta\lambda_2^{-\alpha} \quad (3.12)$$

จากสมการ (3.11) และ (3.12) เราสามารถหาค่า α และ β ได้ดังสมการ (3.13) และ (3.14) ตามลำดับ

$$\alpha = \frac{\ln\left(\frac{\tau'_{a\lambda_1}}{\tau'_{a\lambda_2}}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)} \quad (3.13)$$

และ

$$\beta = \frac{\tau'_{a\lambda_1}}{\lambda_1^{-\alpha}} \quad \text{หรือ} \quad \beta = \frac{\tau'_{a\lambda_2}}{\lambda_2^{-\alpha}} \quad (3.14)$$

ค) การหาค่าสัมประสิทธิ์การกระเจิงแสง (Single scattering albedo, SSA) ของฝุ่นละออง

เมื่อรังสีดวงอาทิตย์ตกกระทบฝุ่นละอองจะถูกฝุ่นละอองกระเจิงออกไปรอบๆ และบางส่วนถูกฝุ่นละอองดูดกลืน ทำให้รังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านฝุ่นละอองลงมายังพื้นผิวโลกลดลง สัมประสิทธิ์การกระเจิงของฝุ่นละออง (SSA) จะเป็นตัวบอกความสามารถในการกระเจิงแสงของฝุ่นละออง

ในการหาค่า SSA จะต้องใช้ข้อมูลสเปกตรัมรังสีตรงและรังสีกระเจาย ซึ่งสามารถวัดได้จากเครื่อง sunphotometer ของ CIMEL ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจะใช้วิธีที่พัฒนาโดย Dobovik และคณะ (2002) คำนวณค่า SSA วิธีการดังกล่าวจะพิจารณาว่าฝุ่นละอองมีลักษณะเป็นทรงกลมและกระเจิงแสงตามทฤษฎีการกระเจิงแสงของ Mie จากนั้นจะทำการแปรค่า SSA ของฝุ่นละอองจนได้ค่าสเปกตรัมรังสีตรงและรังสีกระเจาเท่ากับค่าจากการวัด โดยค่า SSA ที่ให้ผลดังกล่าวจะเป็นค่า SSA ของฝุ่นละอองที่ต้องการหา

ง) การหาการแจกแจงของขนาดของฝุ่นละออง (aerosol particle size distribution)

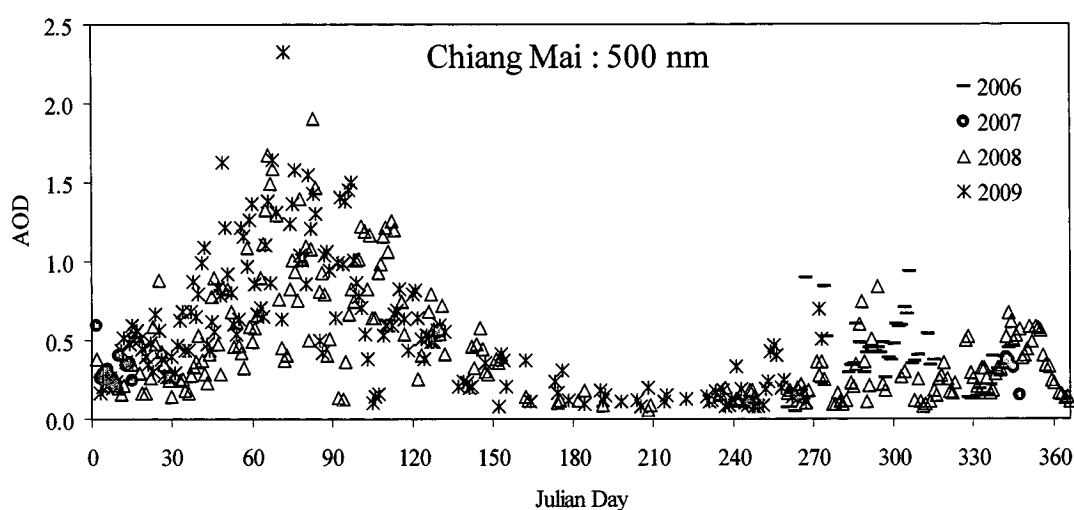
ฝุ่นละอองที่กระเจาอยู่ในบรรยากาศจะมีขนาดไม่เท่ากัน โดยเราสามารถนำขนาดมาแจกแจงความถี่และเขียนกราฟของการแจกแจงได้ ลักษณะกราฟดังกล่าวจะขึ้นกับชนิดของฝุ่นละออง ลักษณะของการแจกแจงจะทำให้เราจำแนกชนิดของฝุ่นละอองได้

ในการหาการแจกแจงขนาดของฝุ่นละออง ผู้วิจัยจะใช้วิธีของ Dubovik และ King (2000) ซึ่งจะกำหนดให้ฝุ่นละอองเป็นทรงกลมและใช้ทฤษฎีของ Mie ทำการคำนวณแสงที่ถูกกระเจิงโดยฝุ่นละอองซึ่งมีการแจกแจงแบบต่างๆ จากนั้นจะเอาค่าความเข้มแสงที่ได้จาก sunphotometer ที่ความยาวคลื่น 440 675 870 และ 1,020 นาโนเมตร ทั้งรังสีตรงและรังสีกระเจา มาเปรียบเทียบกับค่าการกระเจิงแสงจากการคำนวณและเลือกการแจกแจงที่ให้ผลสอดคล้องกับการวัดมากที่สุด จะทำให้ได้การแจกแจงของฝุ่นละอองนั้น

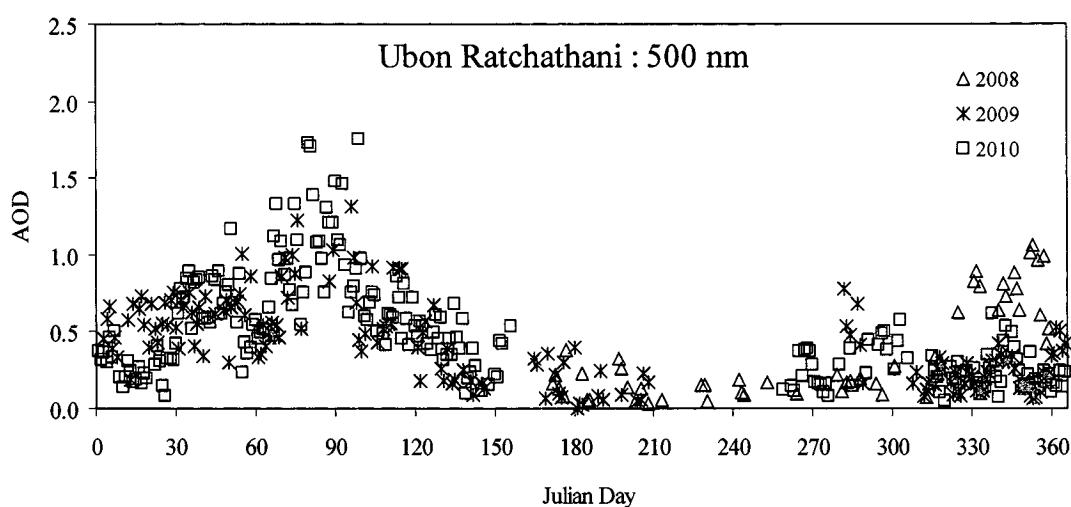
3.1.3 ผลการวิเคราะห์ข้อมูล

ก) ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD)

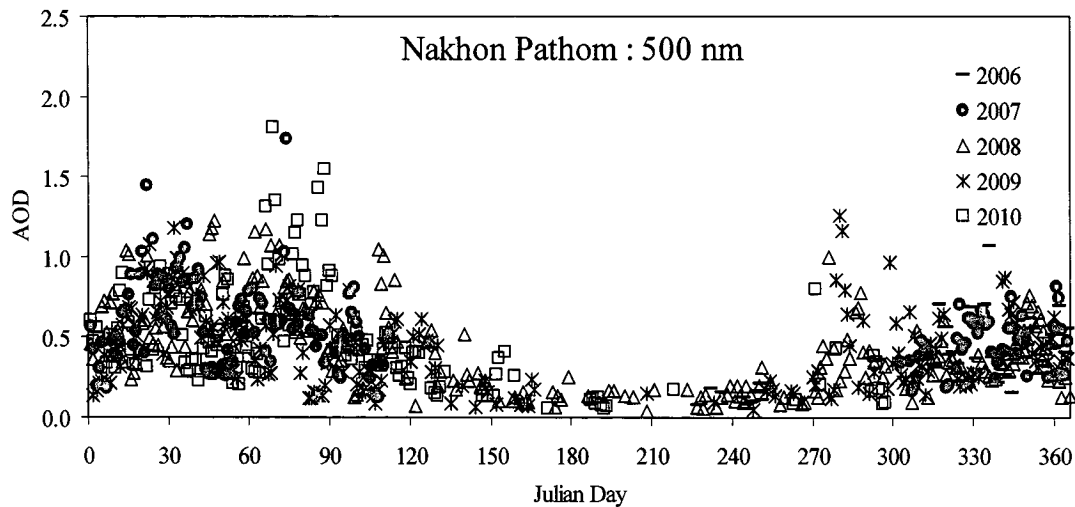
ในลำดับแรก ผู้วิจัยจะศึกษาการเปลี่ยนแปลงของค่า AOD ตามเวลาในรอบปีที่สถานี เชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา โดยการนำค่า AOD ที่ความยาวคลื่น 500 nm เฉลี่ยรายวัน ทั้งหมดมาเขียนกราฟกับเวลา ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.7-3.10 นอกจากนี้ผู้วิจัยยังได้ทำการหาค่า รายวันเฉลี่ยต่อเดือนของ AOD ของทั้ง 4 สถานี ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.11-3.14



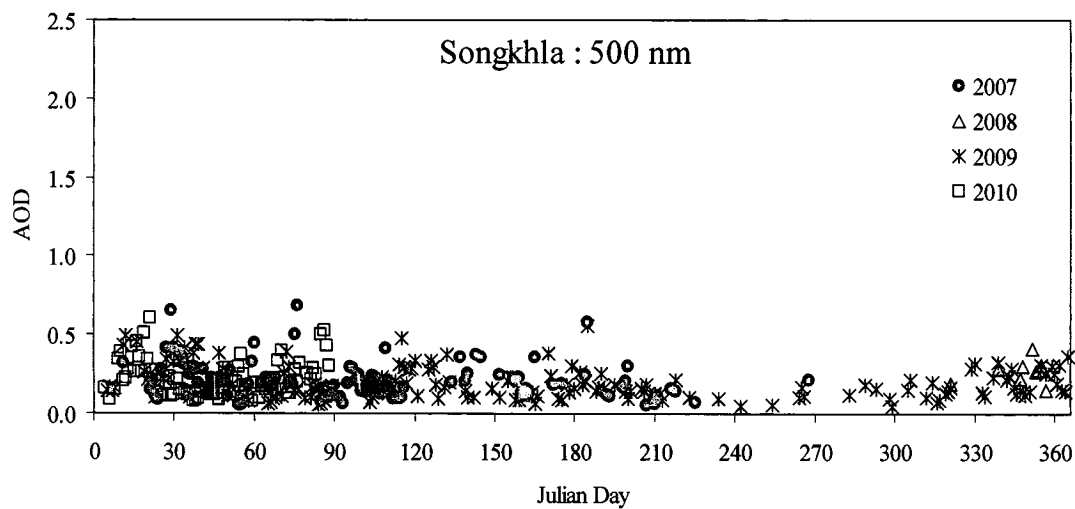
รูปที่ 3.7 การแปรค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 nm เฉลี่ยรายวันที่สถานี เชียงใหม่



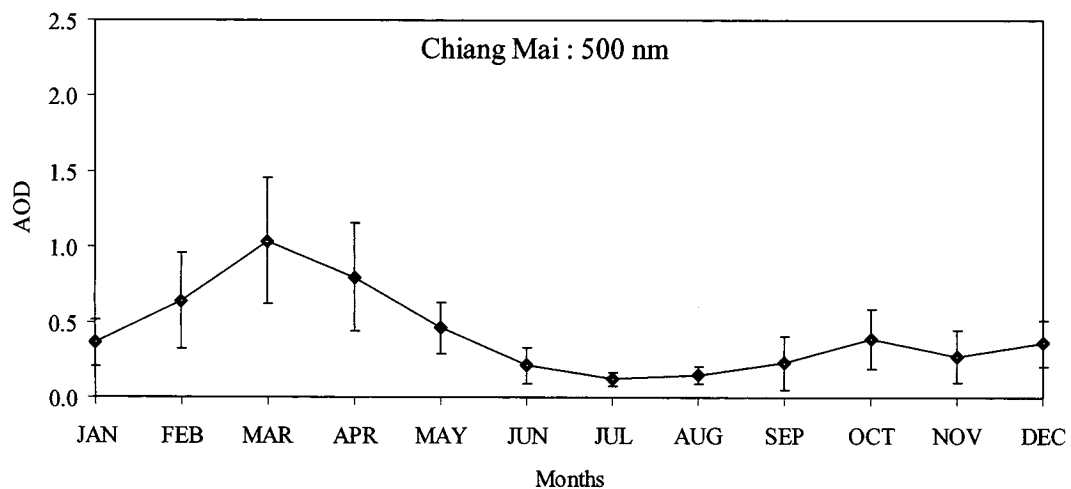
รูปที่ 3.8 การแปรค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 nm เฉลี่ยรายวันที่สถานี อุบลราชธานี



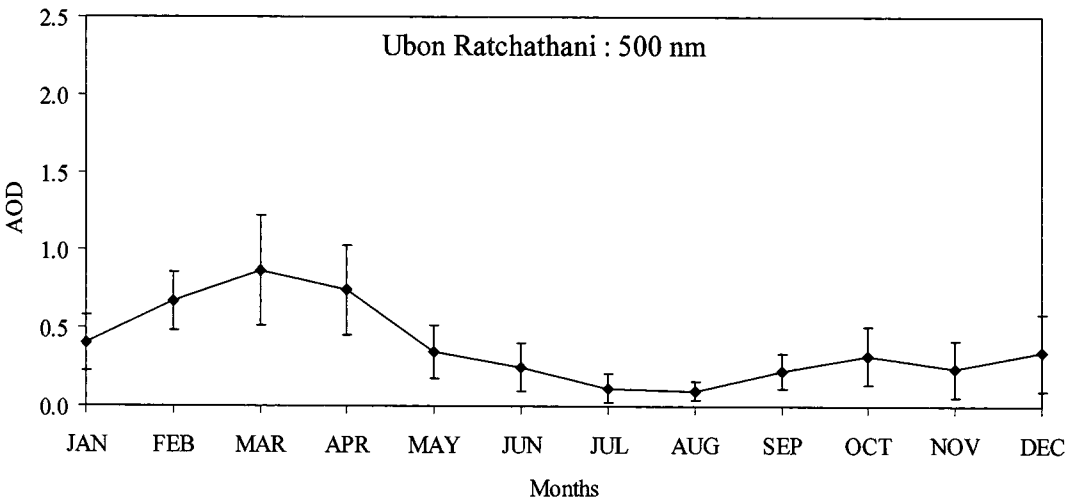
รูปที่ 3.9 การแปรค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 nm เฉลี่ยรายวันที่สถานี นครปฐม



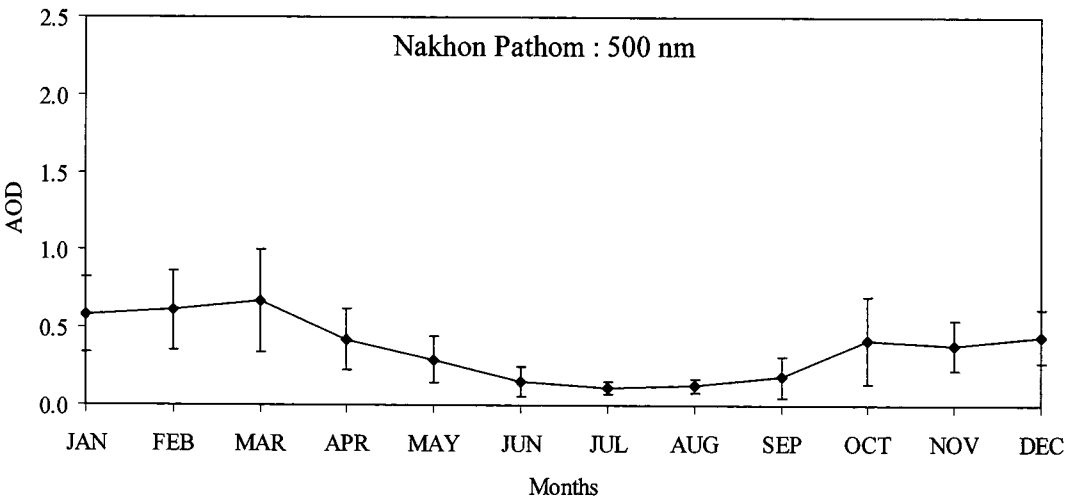
รูปที่ 3.10 การแปรค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น 500 nm เฉลี่ยรายวันที่สถานี สงขลา



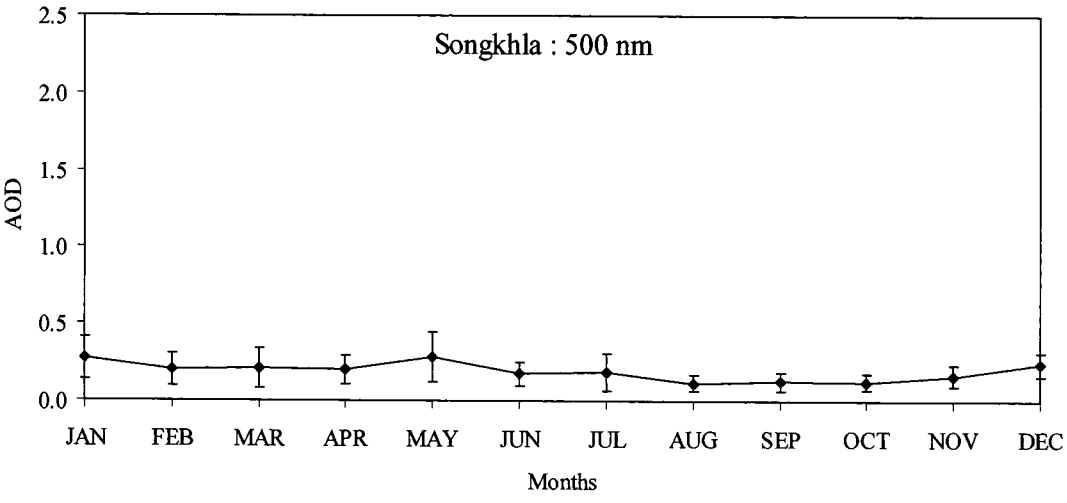
รูปที่ 3.11 การแปรค่า AOD รายวันเฉลี่ยต่อเดือนของข้อมูลจากสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.12 การแปลค่า AOD รายวันเฉลี่ยต่อเดือนของข้อมูลจากสถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.13 การแปลค่า AOD รายวันเฉลี่ยต่อเดือนของข้อมูลจากสถานีนครปฐม



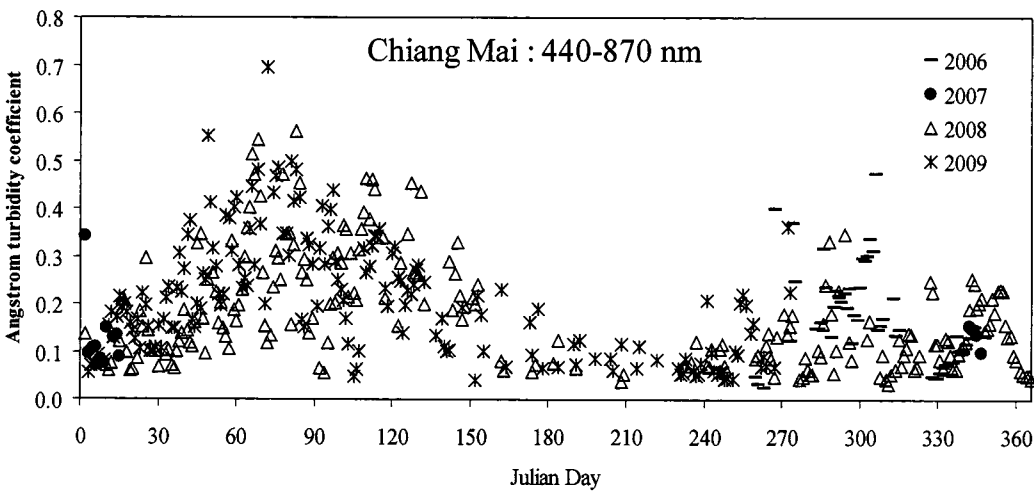
รูปที่ 3.14 การแปลค่า AOD รายวันเฉลี่ยต่อเดือนของข้อมูลจากสถานีสงขลา

จากกราฟการแปรค่า AOD ทั้งค่าเฉลี่ยรายวัน และค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนจะเห็นว่าข้อมูลจากสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม จะมีลักษณะการแปรค่าคล้ายกัน กล่าวคือ AOD จะมีค่าสูงในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-เมษายน) และมีค่าต่ำในช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม) ทั้งนี้เพราะในช่วงฤดูแล้งจะมีฝุ่นละอองทั้งจากการเผาไหม้ชีวมวลและฝุ่นละอองที่เกิดจากพื้นดินมาก สำหรับในช่วงฤดูฝนจะมีการชะล้างฝุ่นละอองจากบรรยากาศลงสู่พื้นผิวโลก AOD จึงมีค่าต่ำ กรณีของสถานีสงขลา ค่า AOD จะเปลี่ยนแปลงในรอบปีค่อนข้างน้อย ทั้งนี้เพราะสถานีสงขลาตั้งอยู่ใกล้ชายทะเลและฝุ่นละอองส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือ ซึ่งพัดเข้าสู่ฝั่งตลอดทั้งปี นอกจากนี้สงขลาตั้งอยู่ในภาคใต้ซึ่งมีฤดูฝนยาวนานจึงมีการชะล้างฝุ่นละอองในบรรยากาศลงสู่พื้นผิวโลกเกือบตลอดทั้งปี

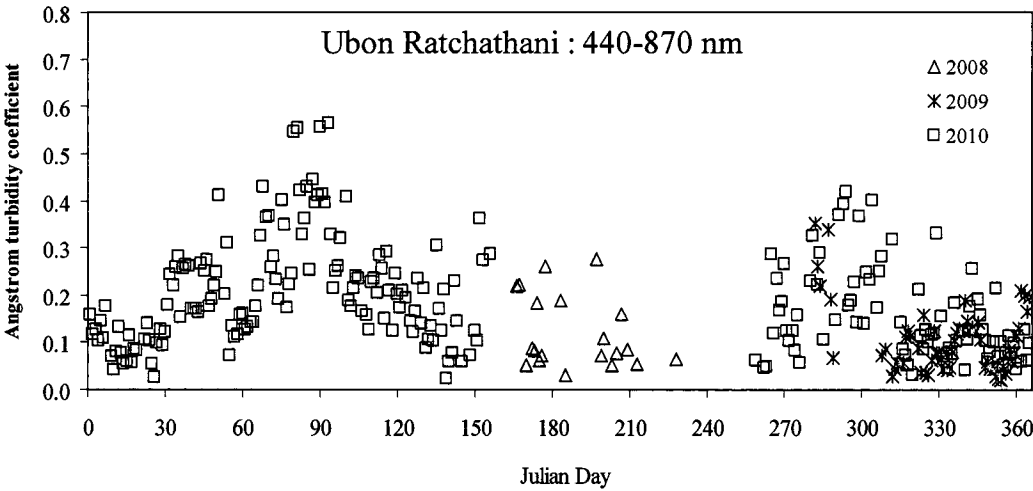
ข) ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศ (Angstrom turbidity coefficient, β)

ผู้วิจัยได้นำค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม (β) เฉลี่ยรายวันของข้อมูลทั้งหมดจาก 4 สถานี มาเขียนกราฟกับเวลา ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.15-3.18 นอกจากนี้ยังได้หาค่าเฉลี่ยรายเดือน และนำมาเขียนกราฟกับเวลาด้วย (รูปที่ 3.19-3.22)

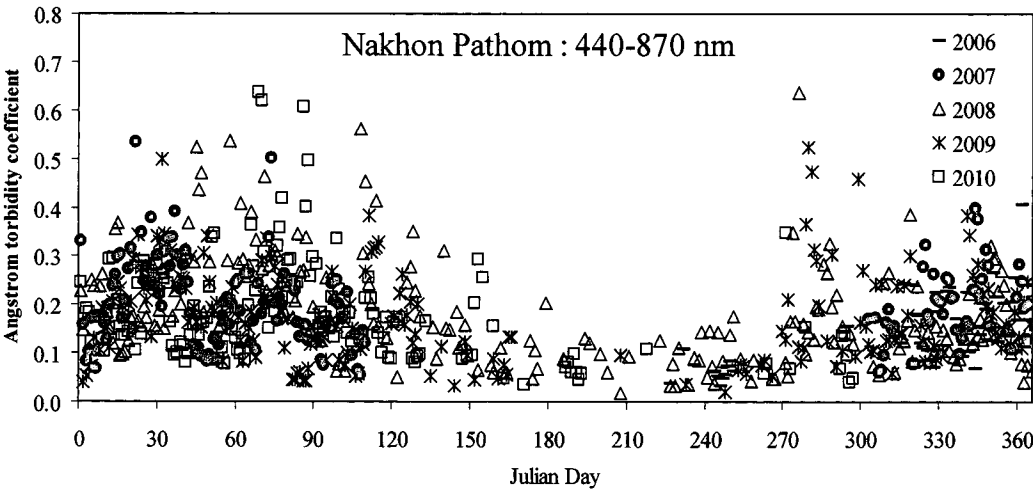
จากกราฟของข้อมูลเฉลี่ยรายวันและข้อมูลเฉลี่ยรายเดือน จะเห็นว่าการแปรค่าของ β ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม จะมีลักษณะเหมือนกัน กล่าวคือ β จะมีค่าสูงในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน – เมษายน) เพราะเป็นช่วงที่พื้นดินแห้งจึงมีการฟุ้งกระจายของอนุภาคของแข็งจากพื้นดินขึ้นมาในบรรยากาศมาก นอกจากนี้ยังเป็นช่วงที่มีการเผาไหม้ชีวมวลมาก สำหรับของสถานีสงขลา ค่า β จะค่อนข้างต่ำตลอดทั้งปี เพราะฝุ่นละอองส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือจากทะเล ซึ่งมีการพัดเข้าสู่พื้นดินตลอดทั้งปี



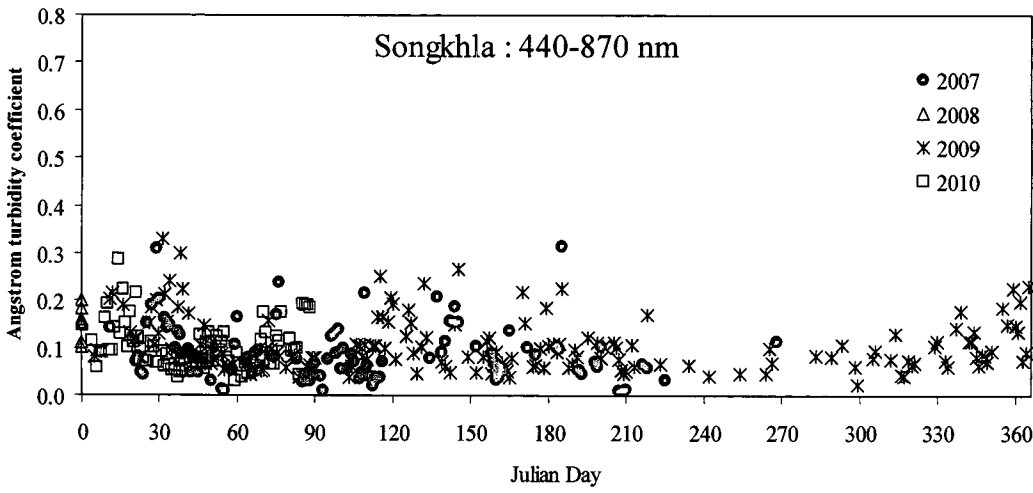
รูปที่ 3.15 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมเฉลี่ยรายวันของสถานีเชียงใหม่



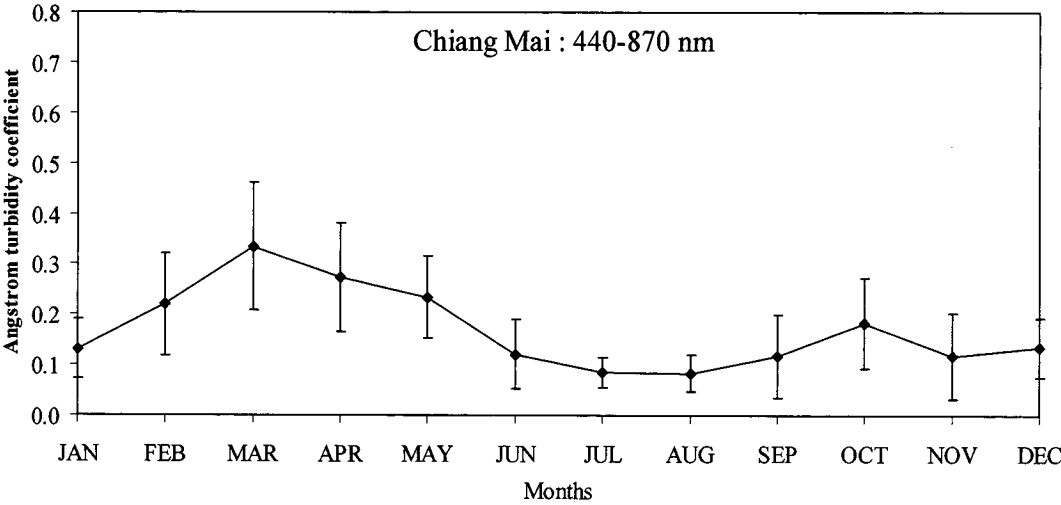
รูปที่ 3.16 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมเฉลี่ยรายวันของสถานี
อุบลราชธานี



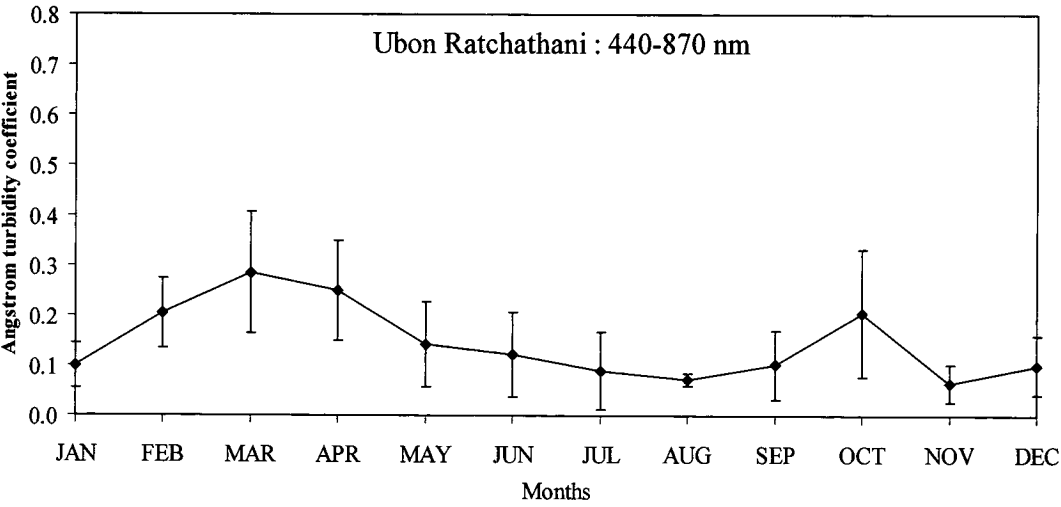
รูปที่ 3.17 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมเฉลี่ยรายวันของสถานี
นครปฐม



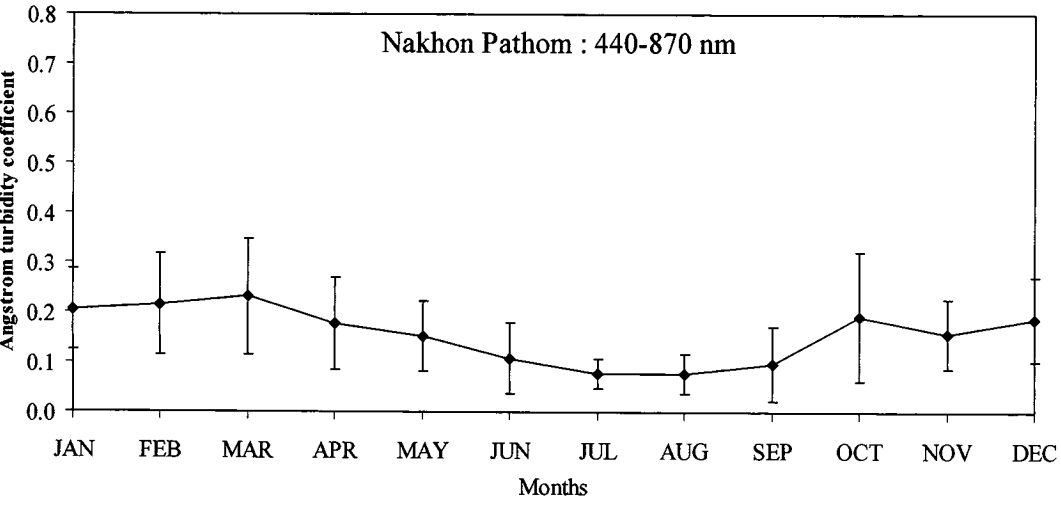
รูปที่ 3.18 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมเฉลี่ยรายวันของสถานี
สงขลา



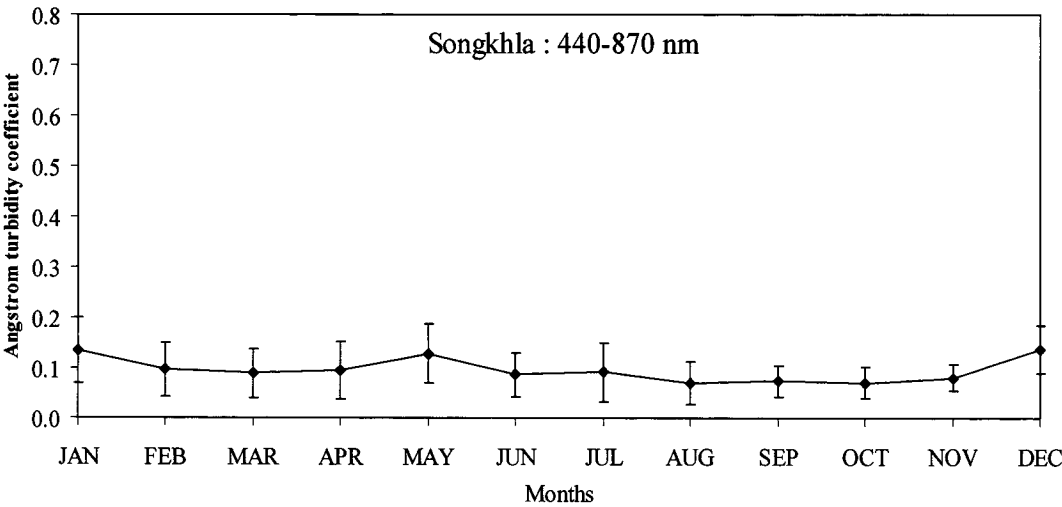
รูปที่ 3.19 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.20 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.21 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีนครปฐม

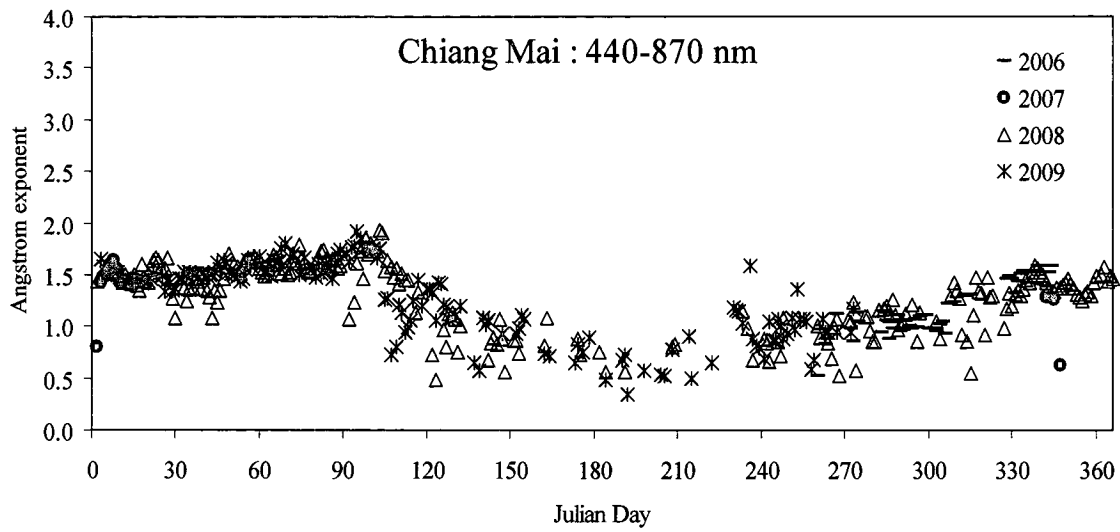


รูปที่ 3.22 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีสงขลา

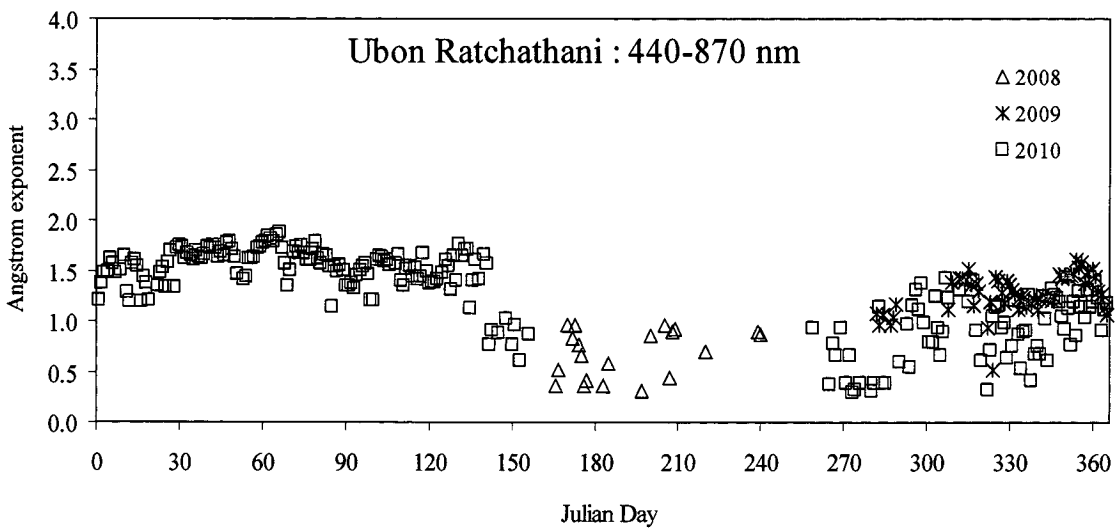
ค) ตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (Angstrom’s wavelength exponent, α)

ค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (Angstrom’s wavelength exponent, α) จะเป็นตัวบ่งชี้ขนาดของฝุ่นละออง โดยค่ามากจะหมายถึงฝุ่นละอองมีขนาดเล็ก และค่าน้อยฝุ่นละอองจะมีขนาดใหญ่ ผู้วิจัยได้นำค่า α เฉลี่ยรายวันของข้อมูลทั้งหมด และค่าเฉลี่ยรายเดือนมาเขียนกราฟกับเวลา ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.23-3.30

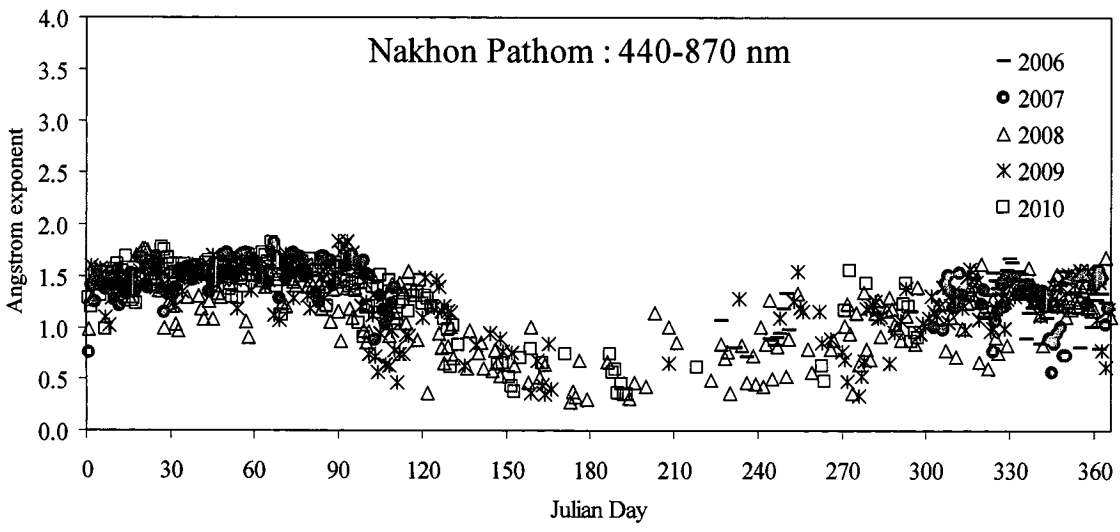
จากกราฟของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม จะเห็นว่าค่า α มีการเปลี่ยนแปลงในรอบปี แสดงว่าขนาดของฝุ่นละอองมีการเปลี่ยนแปลง ทั้งนี้เพราะแหล่งกำเนิดของฝุ่นละอองมีการเปลี่ยนแปลง โดยในฤดูแล้งแหล่งกำเนิดส่วนใหญ่จะมาจากพื้นดินและการเผาไหม้ชีวมวล ซึ่งอาจมีกระแสมพัดพามาจากบริเวณอื่นที่อยู่ห่างไกล ส่วนในฤดูฝนจะเป็นฝุ่นละอองที่อยู่ในท้องถิ่นนั้นๆ สำหรับกรณีสถานีสงขลา α ค่อนข้างคงที่ตลอดปี ทั้งนี้เพราะฝุ่นละอองส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือซึ่งมีแหล่งกำเนิดจากทะเล ซึ่งปล่อยฝุ่นละอองประเภทละอองเกลือขึ้นสู่บรรยากาศอย่างสม่ำเสมอทั้งปี



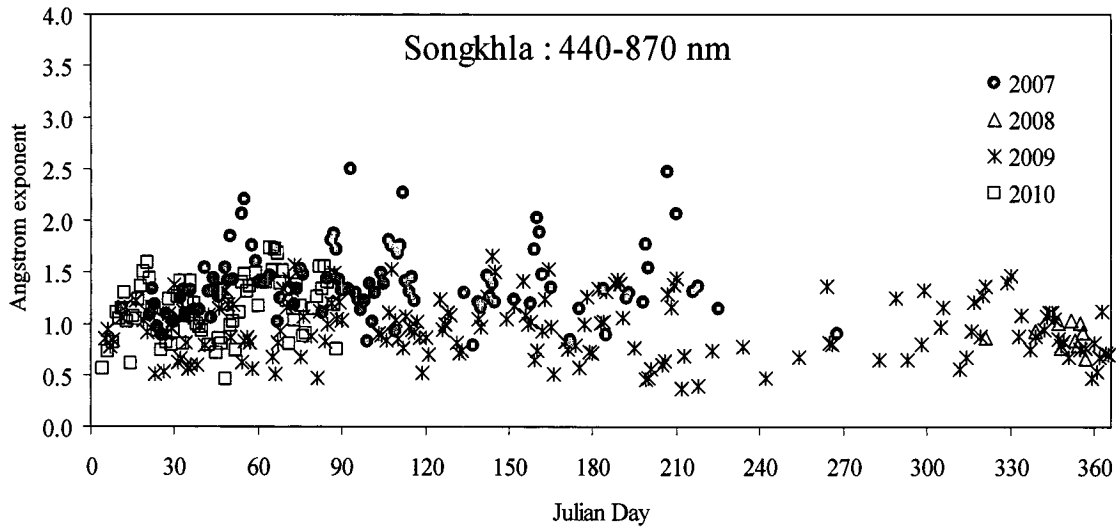
รูปที่ 3.23 การแปรค่าของตัวเลขกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยรายวันของสถานีเชียงใหม่



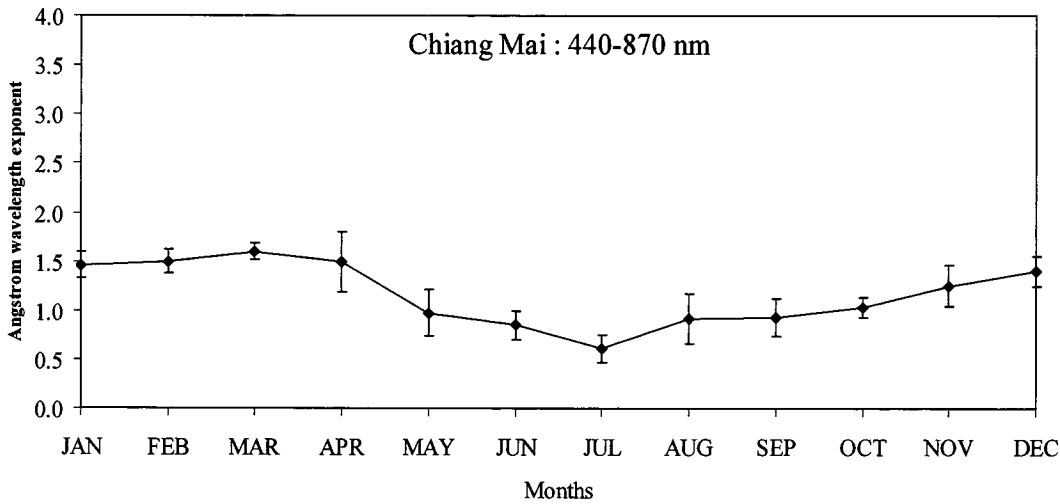
รูปที่ 3.24 การแปรค่าของตัวเลขกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยรายวันของสถานีอุบลราชธานี



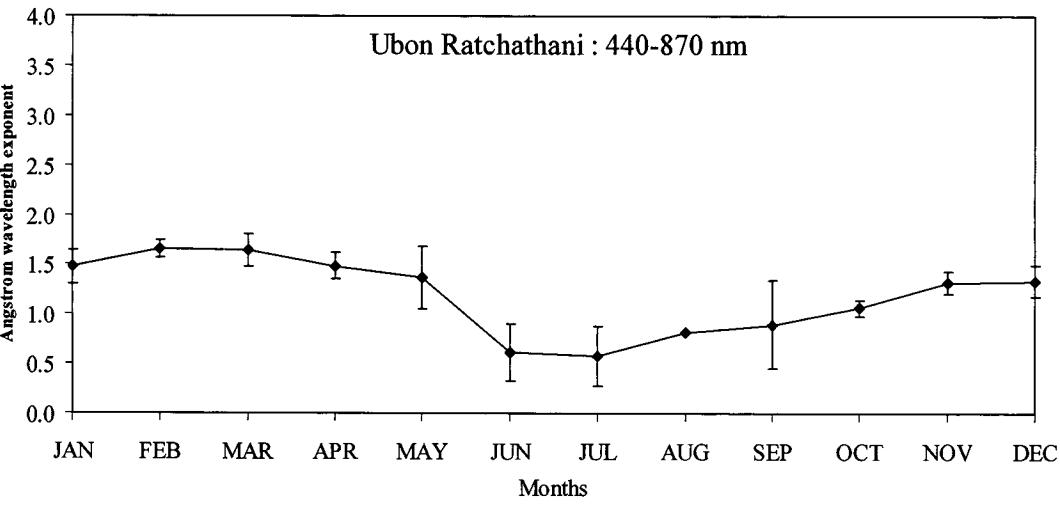
รูปที่ 3.25 การแปรค่าของตัวเลขกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยรายวันของสถานีนครปฐม



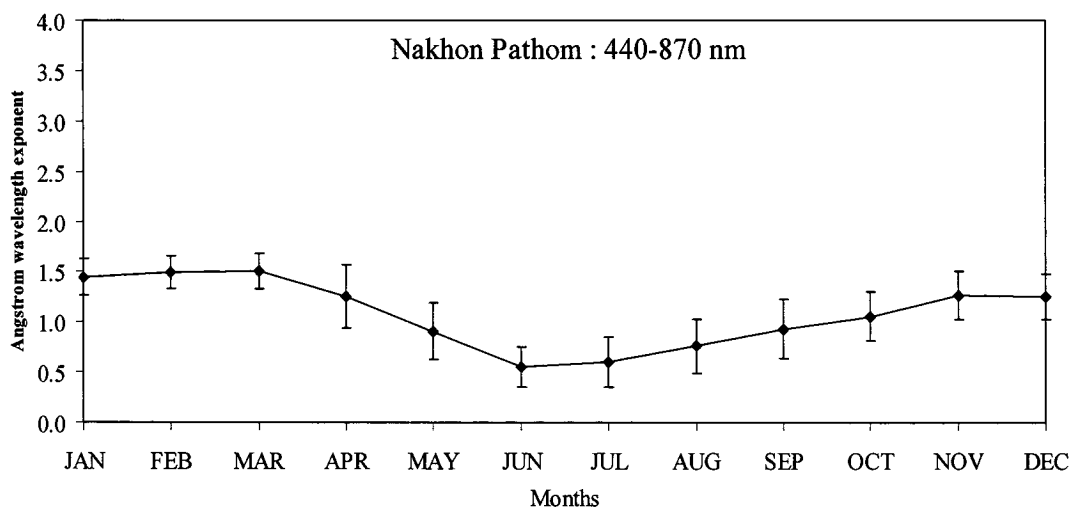
รูปที่ 3.26 การแปรค่าของตัวเลขกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยรายวันของสถานีสงขลา



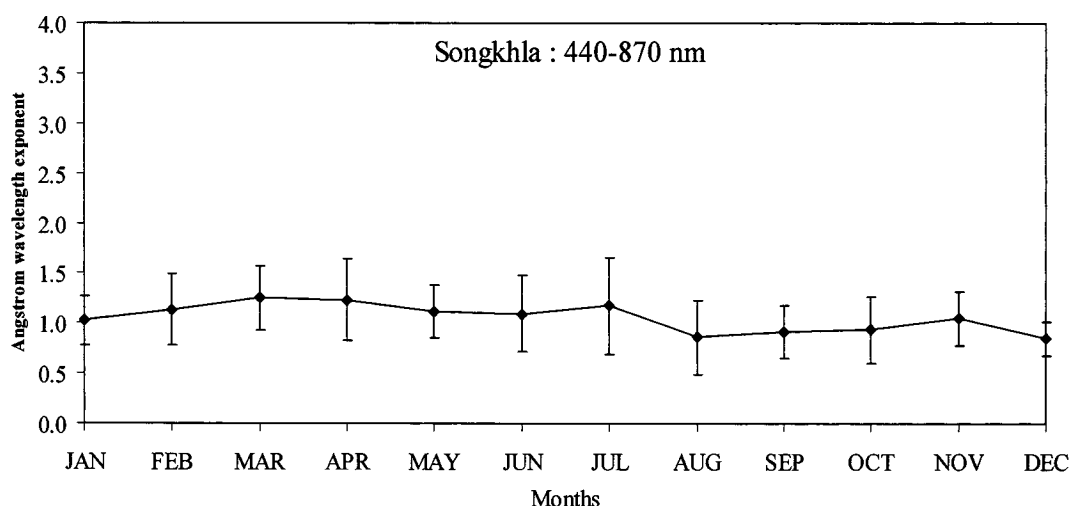
รูปที่ 3.27 การแปรค่าของตัวเลขกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.28 การแปรค่าของตัวเลขกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.29 การแปรค่าของตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีนครปฐม

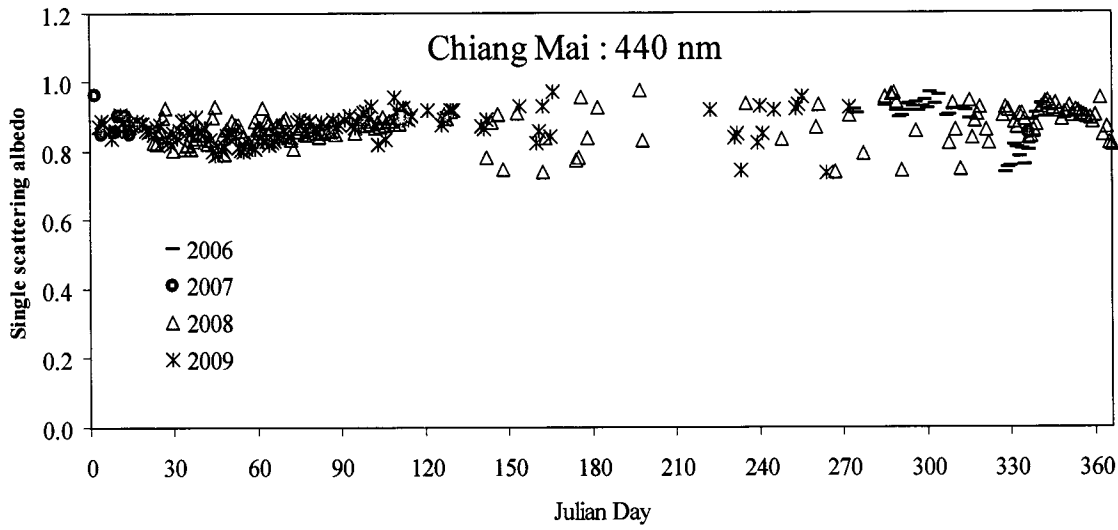


รูปที่ 3.30 การแปรค่าของตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีสงขลา

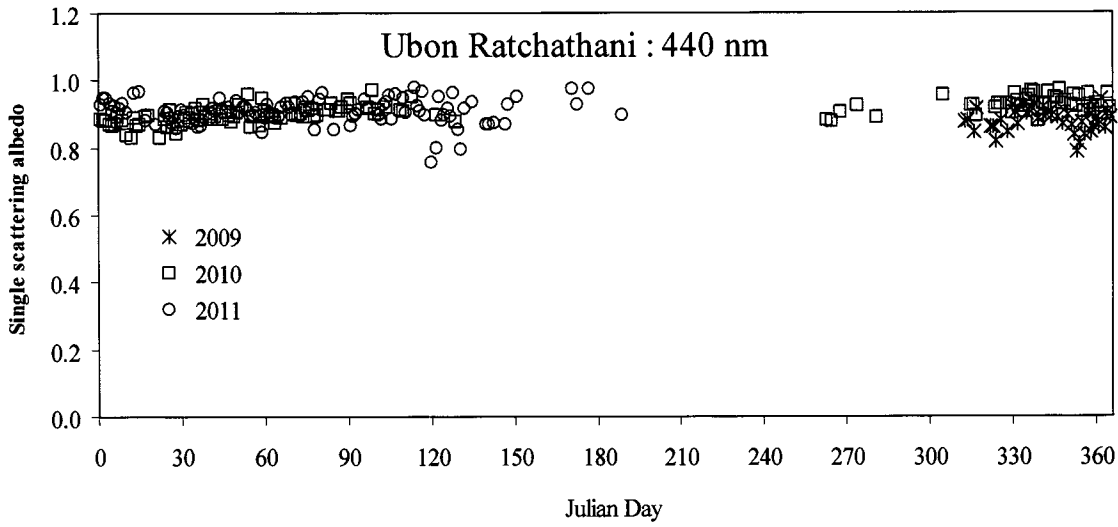
ง) ค่าสัมประสิทธิ์การกระเจิงแสง (Single scattering albedo, SSA) ของฝุ่นละออง

ค่า SSA จะเป็นตัวบ่งชี้ความสามารถในการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของฝุ่นละออง ผู้วิจัยได้นำค่า SSA เฉลี่ยรายวันของข้อมูลทั้งหมด และข้อมูลเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา มาเขียนกราฟกับเวลา (รูปที่ 3.31-3.38)

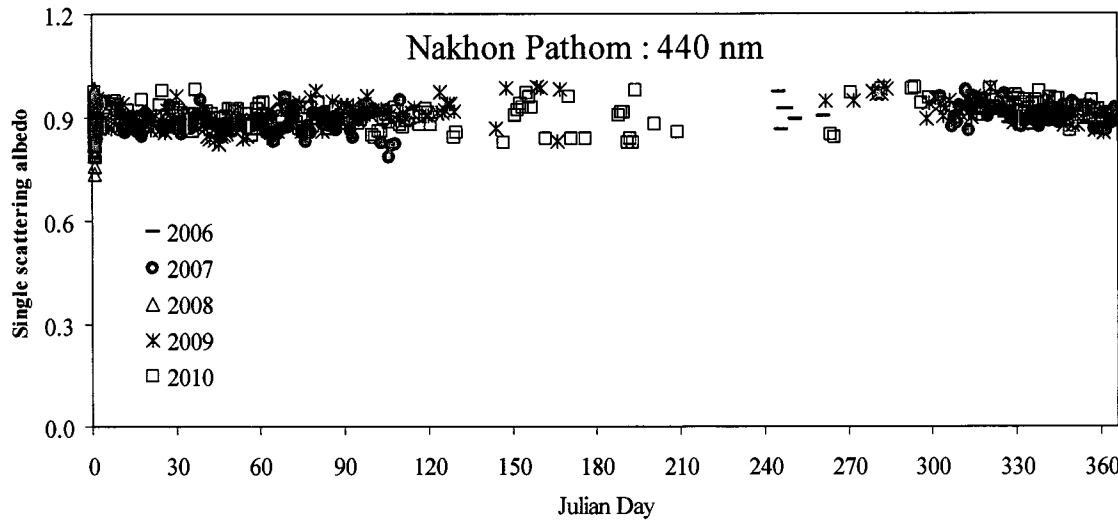
จากกราฟจะเห็นว่า SSA ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐมจะมีลักษณะคล้ายกัน โดยฝุ่นละอองส่วนใหญ่จะกระเจิงแสงประมาณ 90% ทั้งนี้เพราะส่วนใหญ่เป็นฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดจากพื้นดิน (continental aerosols) และจากการเผาไหม้ของชีวมวลซึ่งมีการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์บางส่วน สำหรับกรณีของสถานีสงขลา SSA มีการกระจายค่อนข้างมาก โดยบางส่วนจะกระเจิงแสงเกือบ 100% ทั้งนี้เพราะเป็นฝุ่นละอองประเภทละอองเกลือ



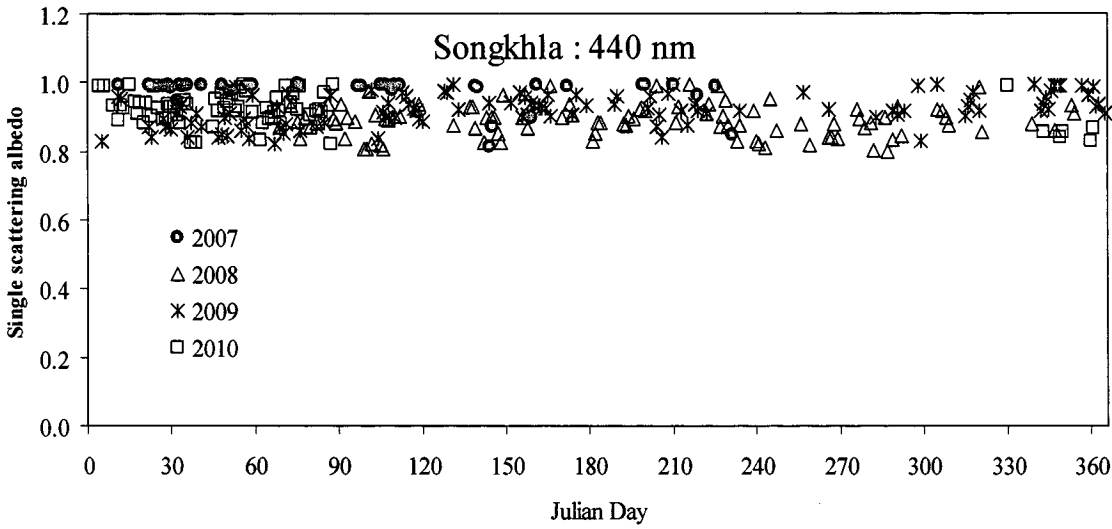
รูปที่ 3.31 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของฝุ่นละอองเฉลี่ยรายวันที่สถานีเชียงใหม่



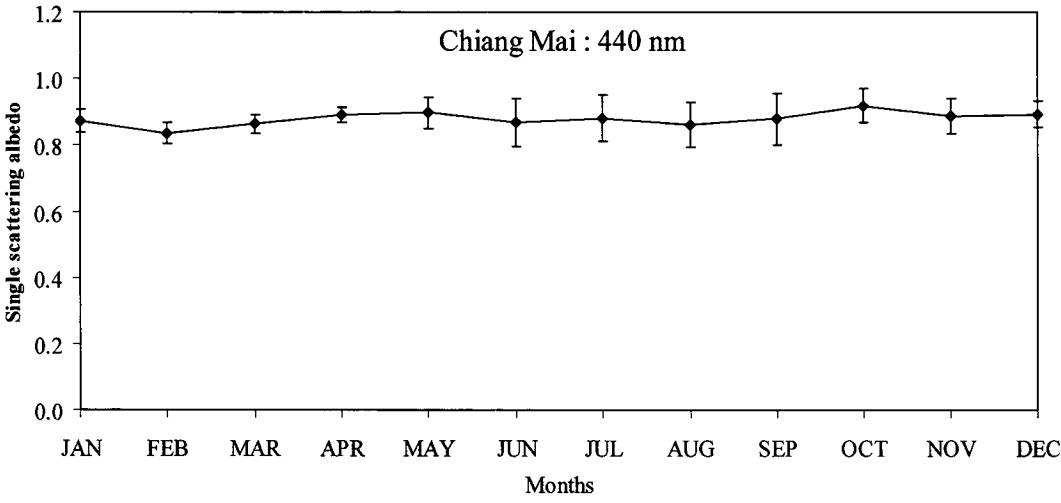
รูปที่ 3.32 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของฝุ่นละอองเฉลี่ยรายวันที่สถานีอุบลราชธานี



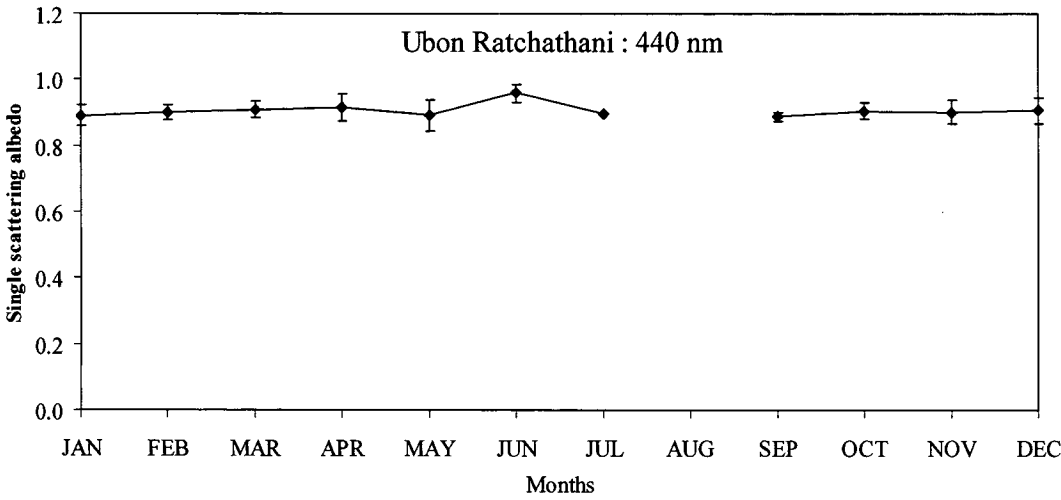
รูปที่ 3.33 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของฝุ่นละอองเฉลี่ยรายวันที่สถานีนครปฐม



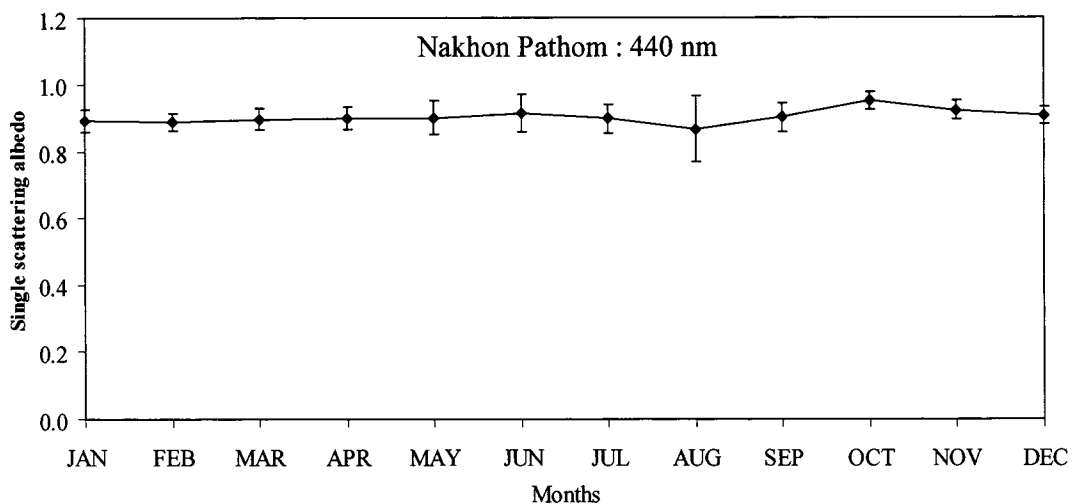
รูปที่ 3.34 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของฝุ่นละอองเฉลี่ยรายวันที่สถานีสงขลา



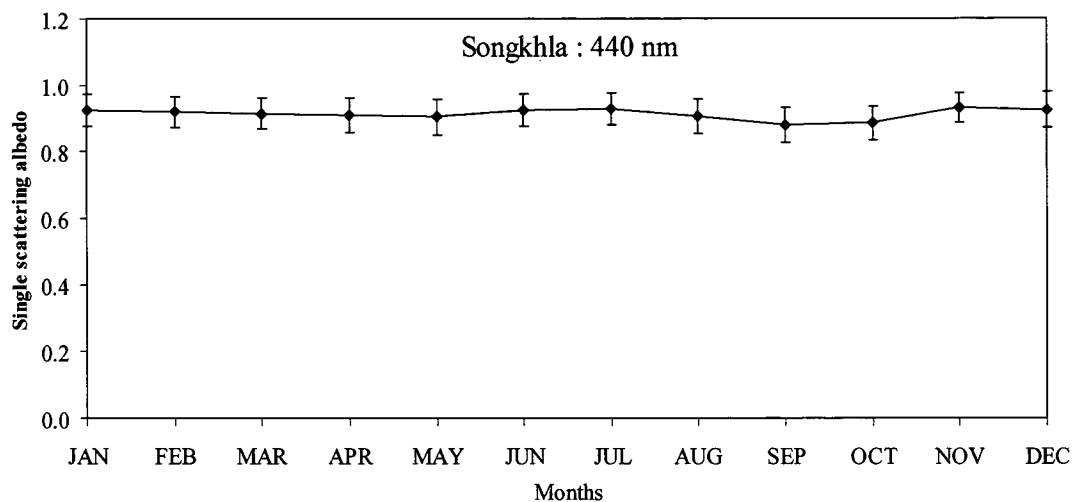
รูปที่ 3.35 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของฝุ่นละอองเฉลี่ยต่อเดือนที่สถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.36 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของฝุ่นละอองเฉลี่ยต่อเดือนที่สถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.37 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของฝุ่นละอองเฉลี่ยต่อเดือนที่สถานีนครปฐม



รูปที่ 3.38 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของฝุ่นละอองเฉลี่ยต่อเดือนที่สถานีสงขลา

จ) การแจกแจงของขนาดของฝุ่นละออง (aerosol particle size distribution)

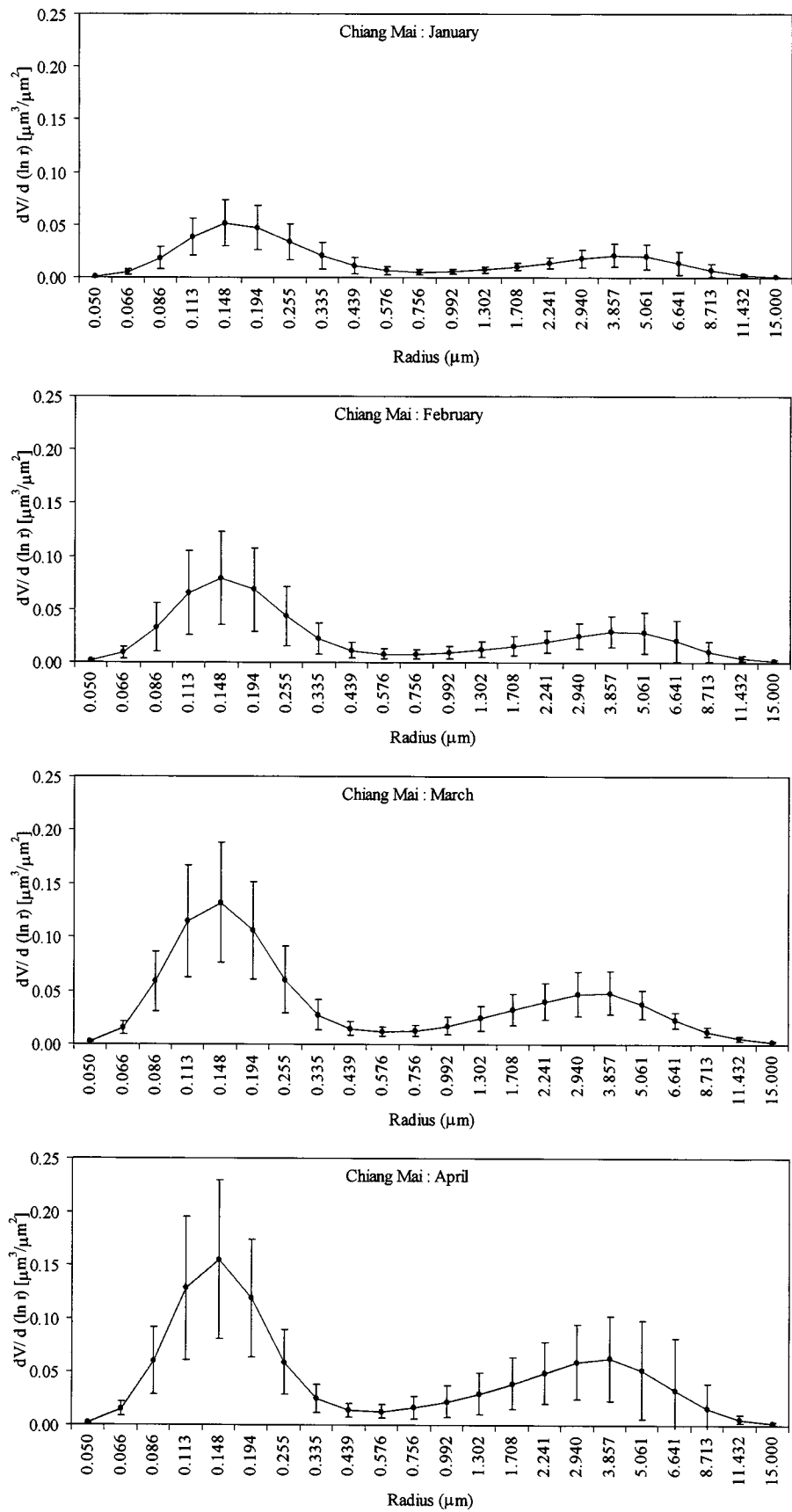
โดยทั่วไปขนาดของฝุ่นละอองขึ้นกับชนิดของฝุ่นละอองและแหล่งกำเนิด ผู้วิจัยได้ทำการหาการแจกแจงของฝุ่นละอองที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา โดยพิจารณาค่าเฉลี่ยรายเดือน ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.39-3.42

จากกราฟการแจกแจงของสถานีเชียงใหม่ จะพบว่ากราฟแบ่งได้เป็น 2 peak คือ peak ด้านซ้ายมือเป็นของฝุ่นละอองขนาดเล็กและด้านขวามือจะเป็นของฝุ่นละอองขนาดใหญ่ ในช่วงเดือนมกราคมถึงเมษายน peak ของ ฝุ่นละอองขนาดเล็กจะสูงกว่า peak ของฝุ่นละอองขนาดใหญ่ ทั้งนี้เพราะช่วงเวลาดังกล่าว ฝุ่นละอองในบรรยากาศส่วนใหญ่จะเป็นควันไฟที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวลซึ่งมีขนาดของอนุภาคเล็ก ส่วน peak ของฝุ่นละอองขนาดใหญ่จะเป็นฝุ่นละอองที่เป็น background ซึ่งเกิดจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิล และฝุ่นละอองที่มาจากผิวดิน สำหรับในช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-

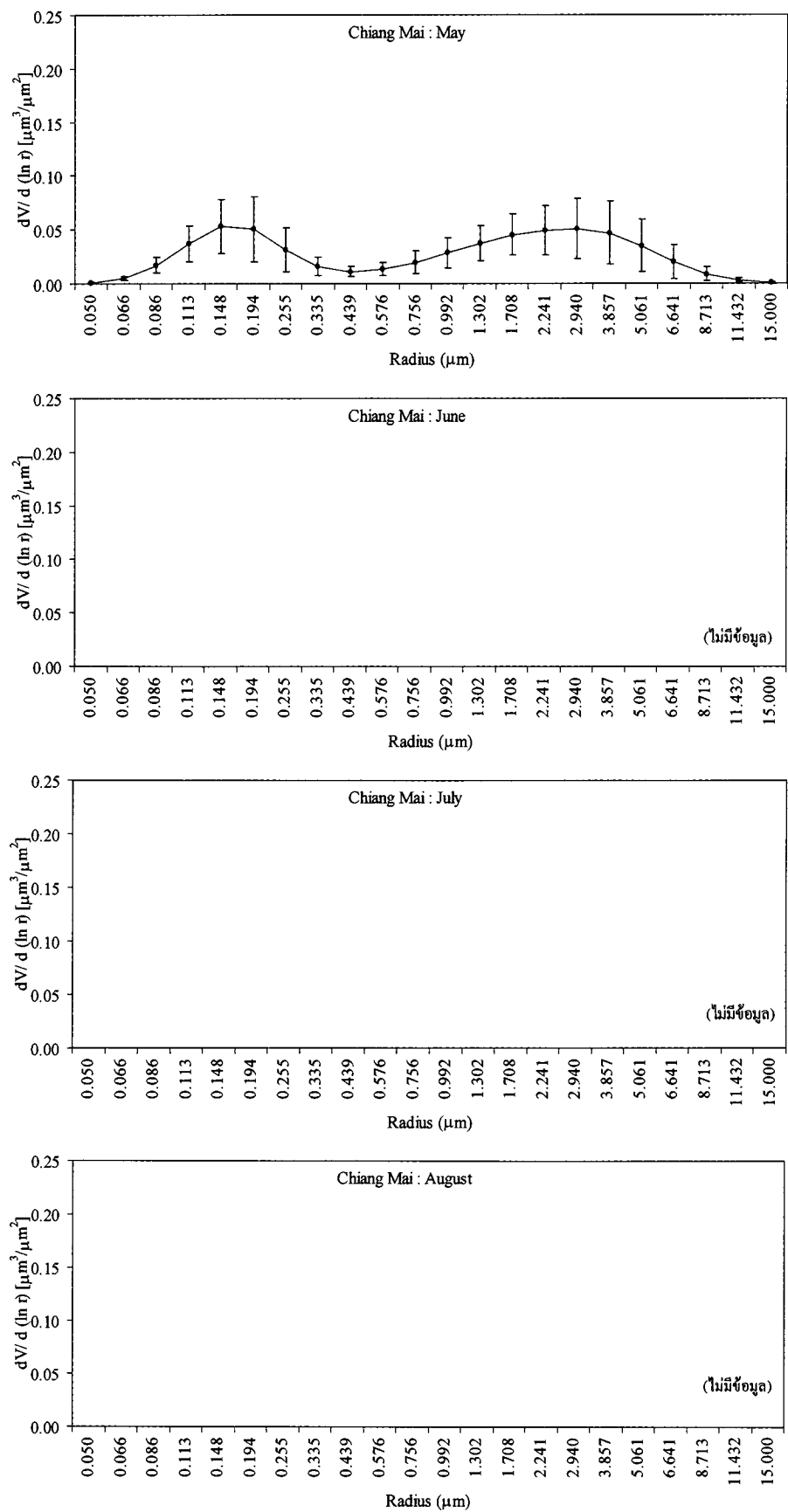
กันยายน) ข้อมูลมีจำนวนน้อยเนื่องจากท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมไม่สามารถคำนวณการแจกแจงได้ อย่างไรก็ตามถ้าสังเกตกราฟของเดือนกันยายนจะเห็นว่า peak ของฝุ่นละอองขนาดใหญ่จะสูงกว่าของฝุ่นละอองขนาดเล็ก ทั้งนี้เพราะในช่วงฤดูฝน ฝุ่นละอองขนาดเล็กจากการเผาไหม้ชีวมวลมีน้อย หลังจากเดือนกันยายนจนถึงเดือนธันวาคม peak ของฝุ่นละอองขนาดเล็กจะกลับมาสูงอีกครั้งหนึ่ง ทั้งนี้เพราะเป็นช่วงฤดูแล้ง ฝุ่นละอองขนาดเล็กจากการเผาไหม้ชีวมวลจะมีมากขึ้น

กรณีของการแจกแจงของสถานีอุบลราชธานี และสถานีนครปฐมจะคล้ายกับของสถานีเชียงใหม่ กล่าวคือในช่วงเดือนมกราคมถึงมีนาคม ฝุ่นละอองขนาดเล็กจะมีมากกว่าขนาดใหญ่ โดยในเดือนเมษายนฝุ่นละอองขนาดเล็กและขนาดใหญ่จะมีการแจกแจงคล้ายกันทั้ง 2 peak หลังจากนั้นจะเข้าสู่ฤดูฝนจนถึงเดือนกันยายน peak ของฝุ่นละอองขนาดใหญ่จะสูงกว่าของฝุ่นละอองขนาดเล็ก จากเดือนตุลาคมจนถึงเดือนธันวาคม ซึ่งเป็นช่วงฤดูแล้งฝุ่นละอองขนาดเล็กจะมีมากขึ้นอีกครั้งหนึ่ง

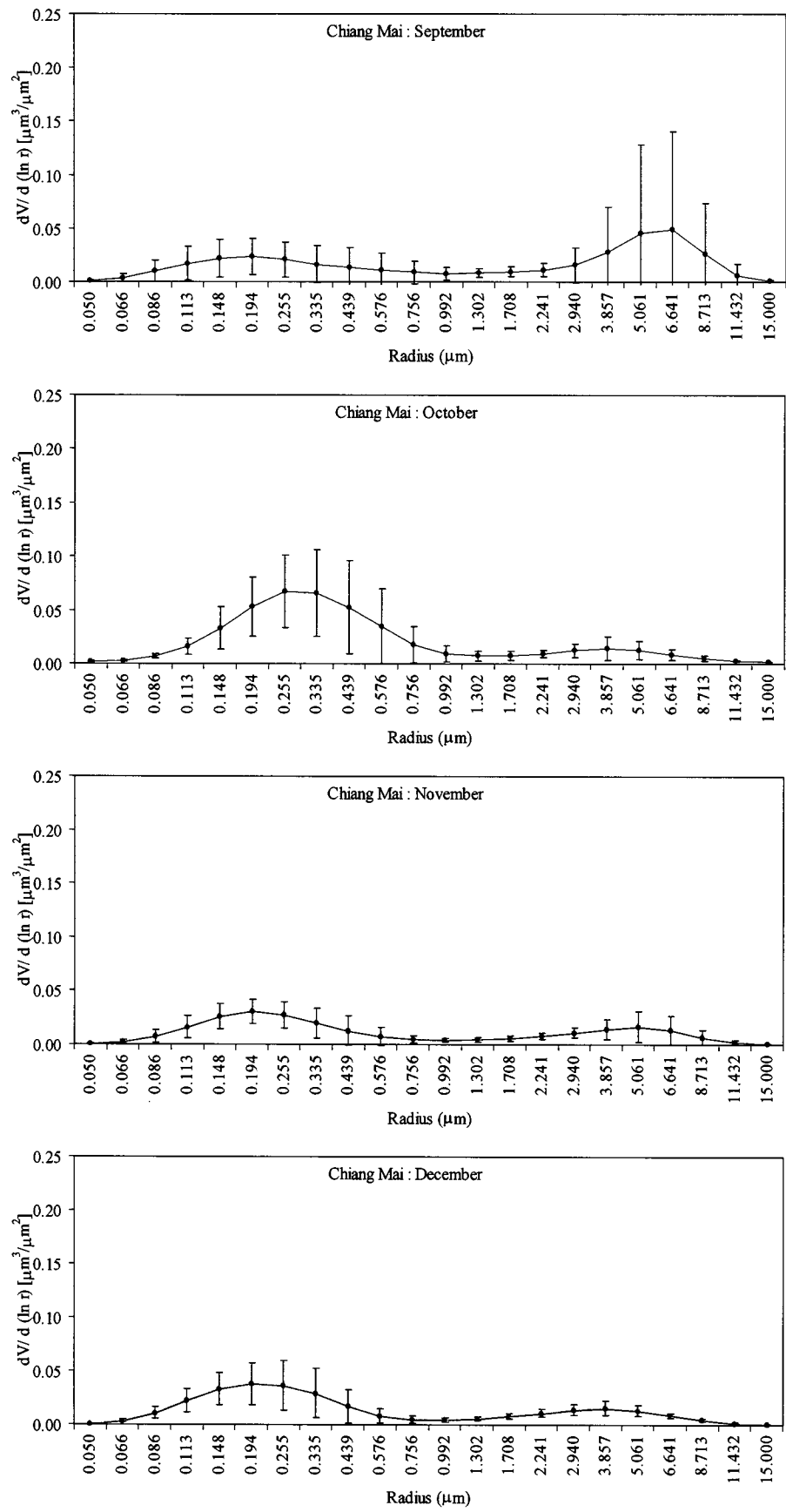
ในด้านของการแจกแจงของฝุ่นละอองที่สถานีสงขลา peak ของฝุ่นละอองขนาดใหญ่จะสูงกว่าของขนาดเล็กตลอดทั้งปี ทั้งนี้เพราะฝุ่นละอองในบริเวณดังกล่าวเป็นละอองเกลือจากน้ำทะเลเป็นหลัก ซึ่งโดยทั่วไปจะมีขนาดใหญ่กว่าฝุ่นละอองจากการเผาไหม้ชีวมวล



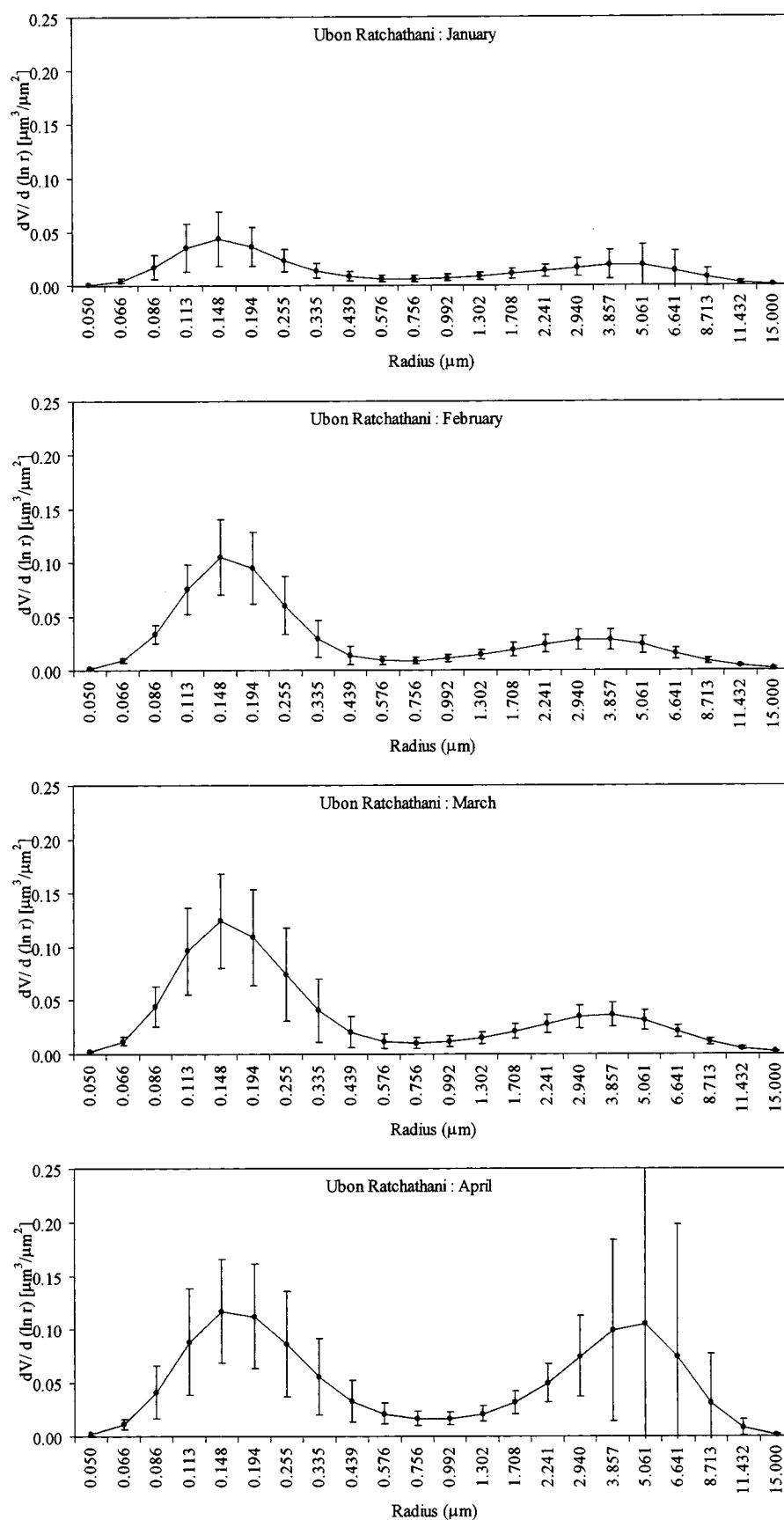
รูปที่ 3.39 การแจกแจงของขนาดของฝุ่นละออง ($dV/d \ln (r)$) ของสถานีเชียงใหม่ในเดือนต่างๆ



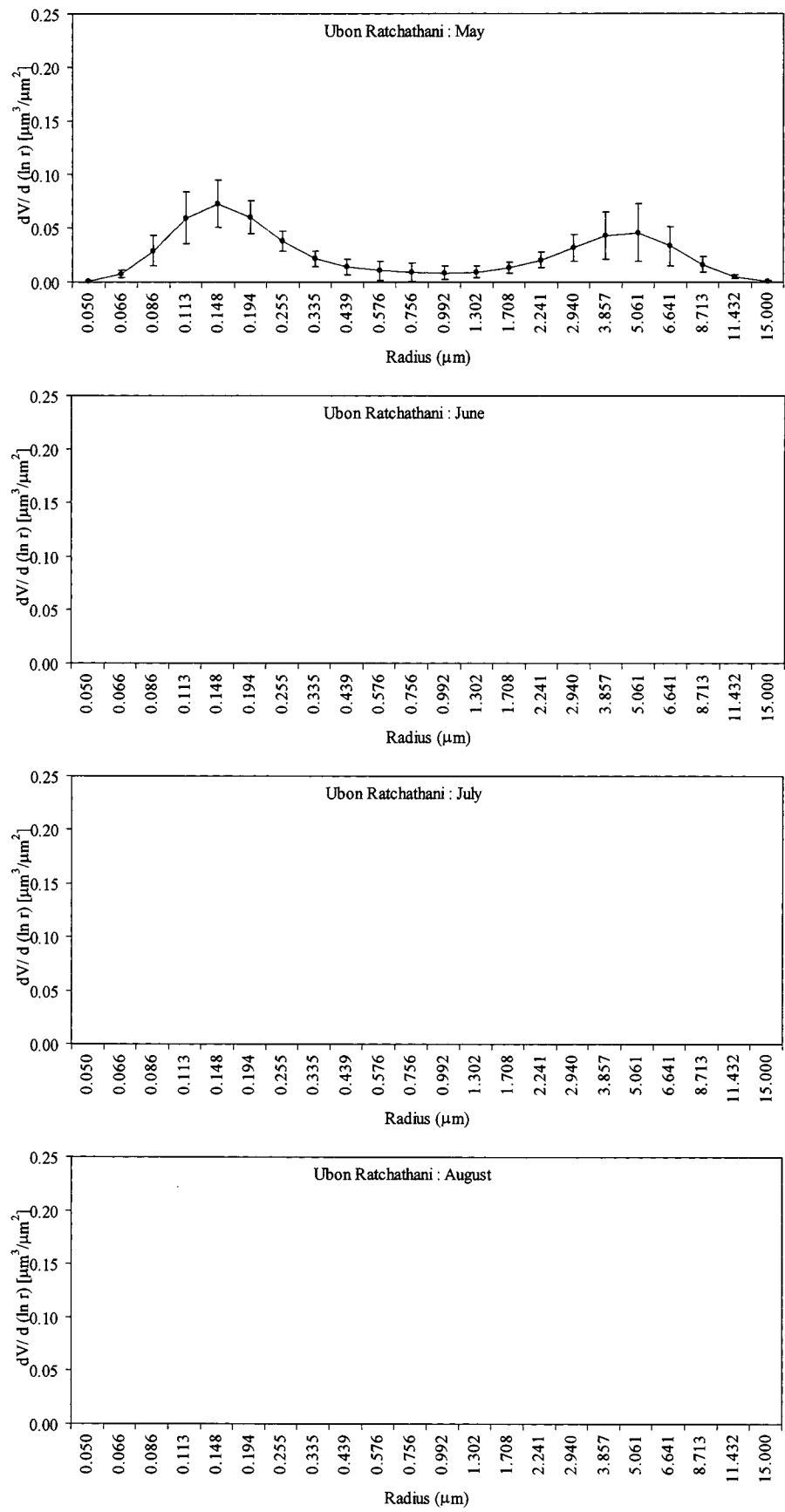
รูปที่ 3.39 (ต่อ)



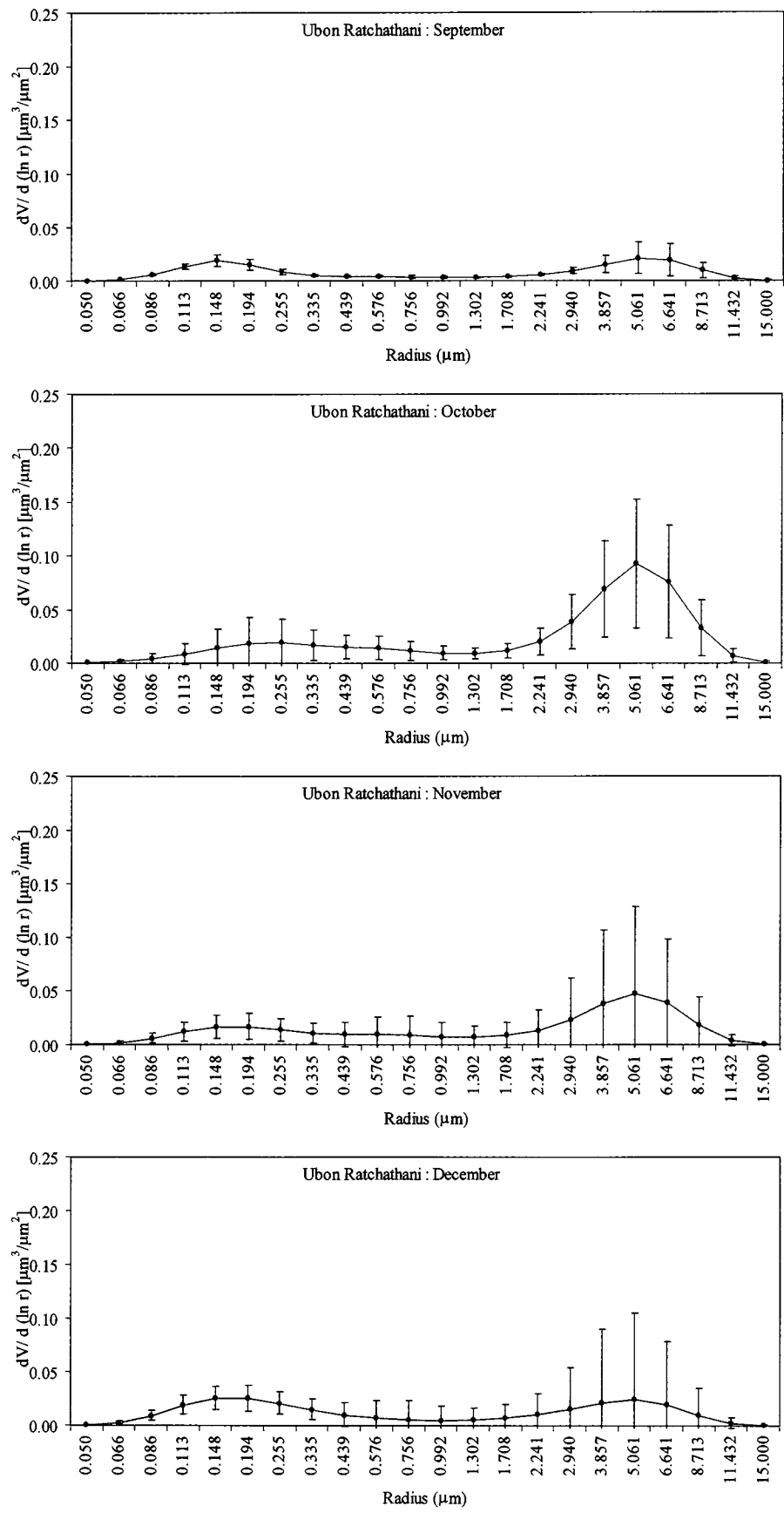
รูปที่ 3.39 (ต่อ)



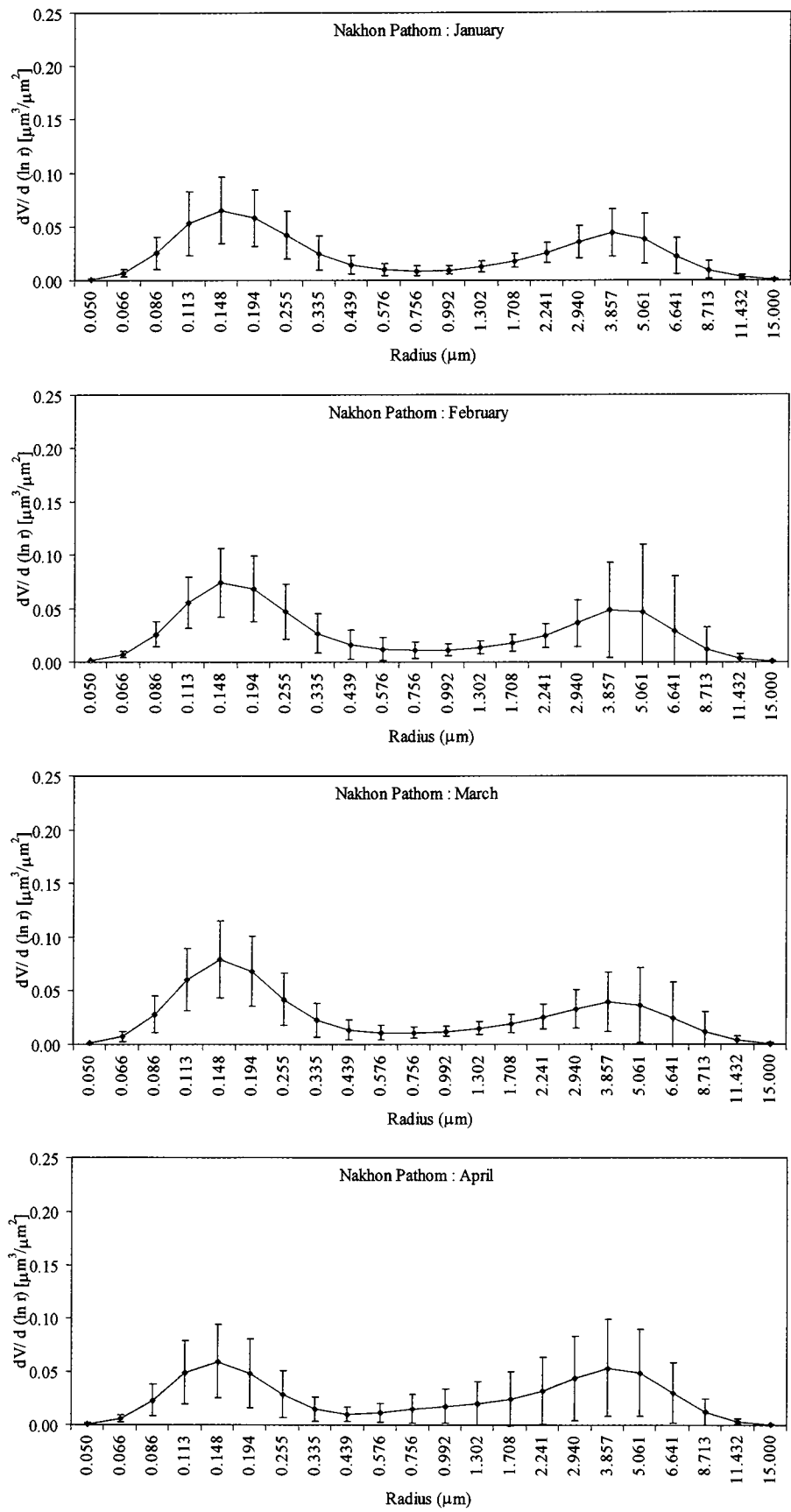
รูปที่ 3.40 การแจกแจงของขนาดของฝุ่นละออง ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีอุบลราชธานีในเดือนต่างๆ



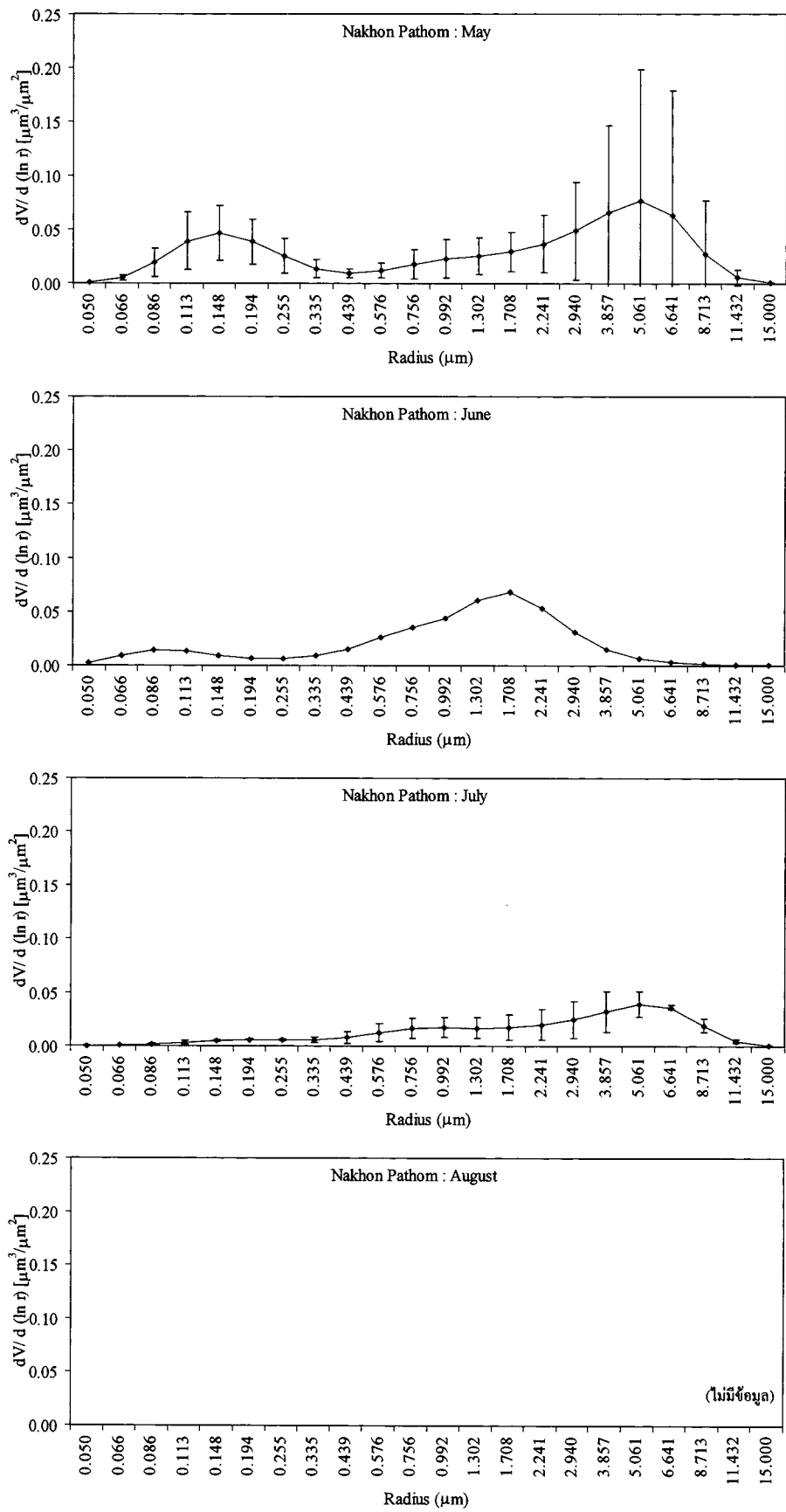
รูปที่ 3.40 (ต่อ)



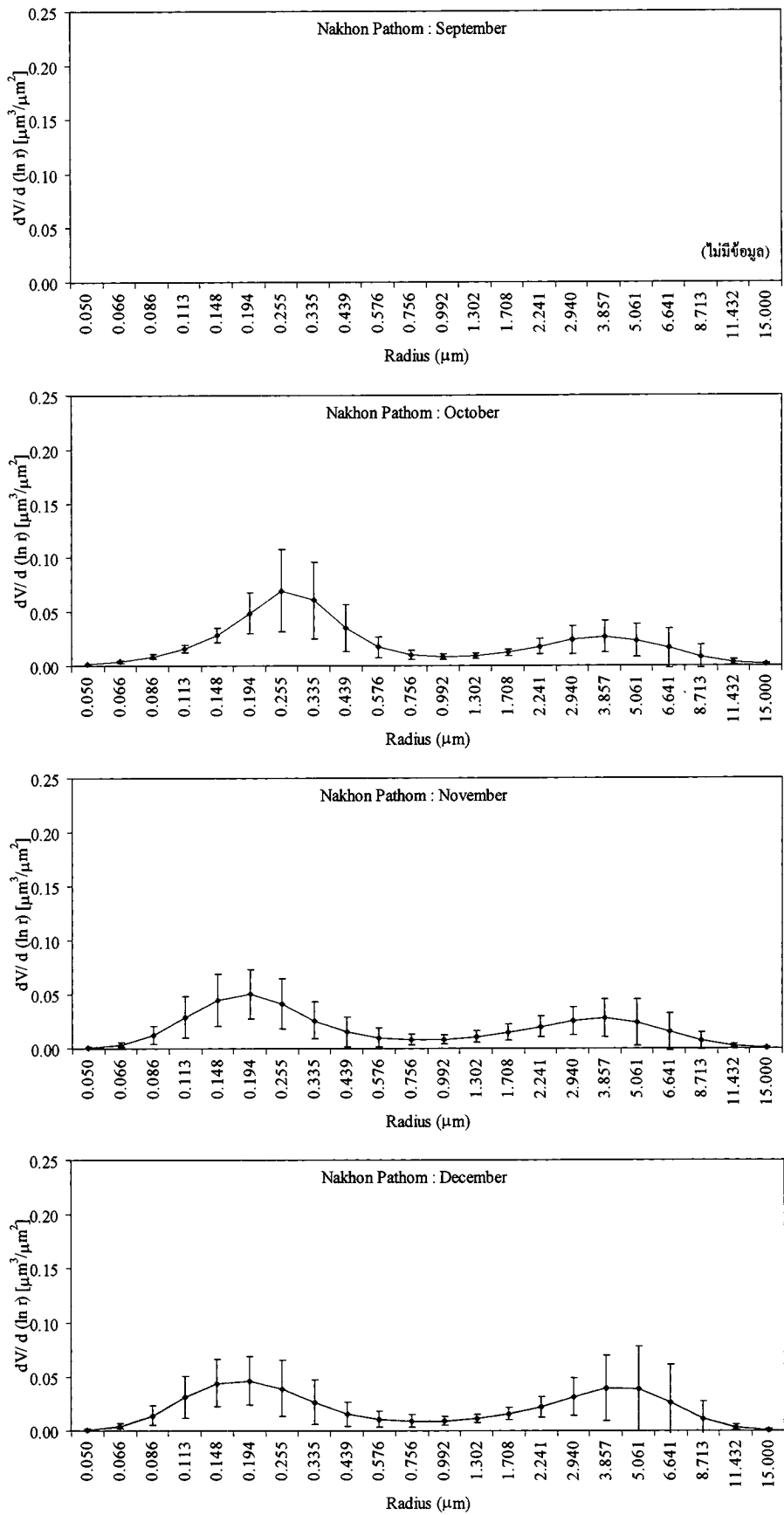
รูปที่ 3.40 (ต่อ)



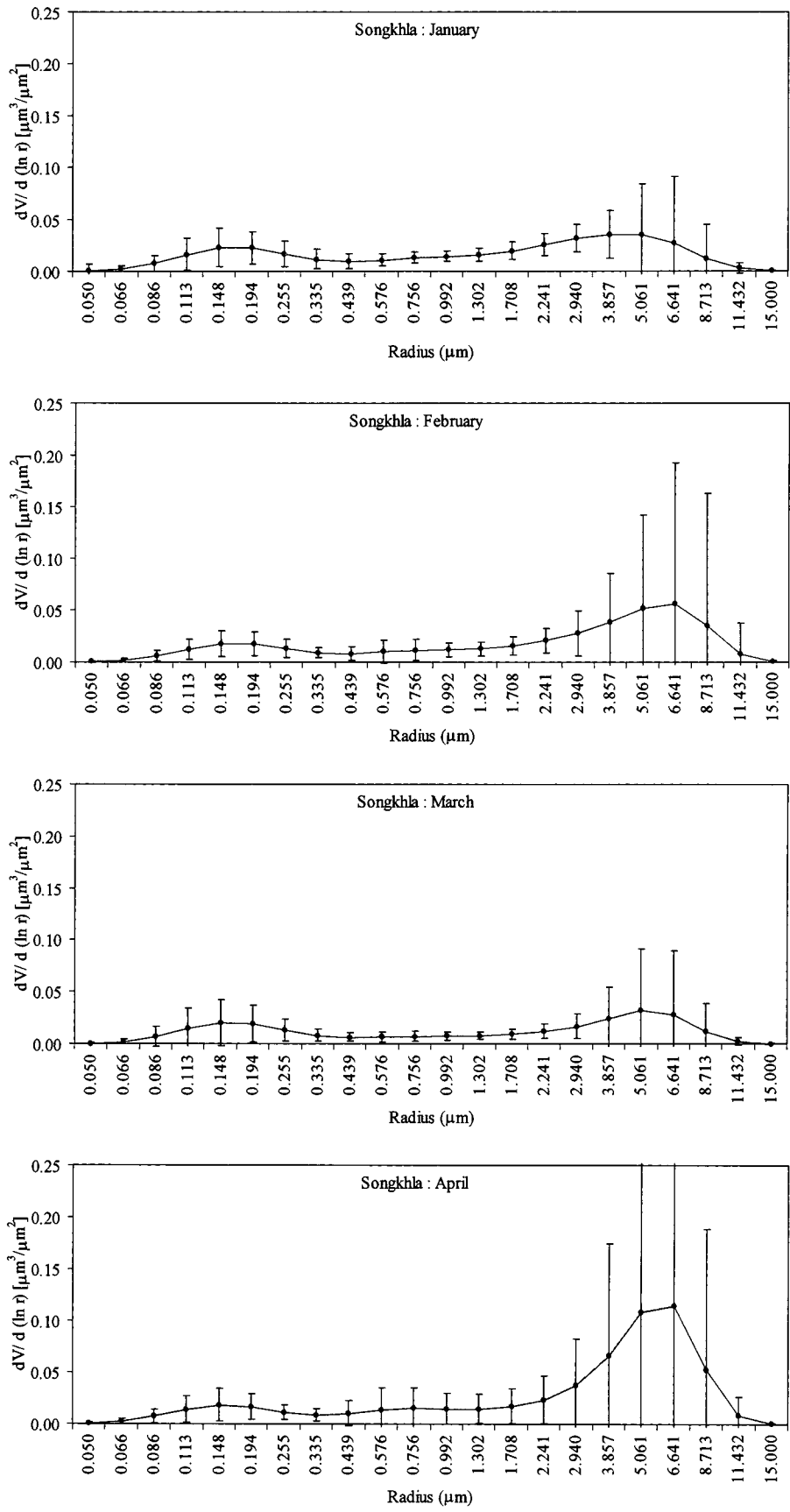
รูปที่ 3.41 การแจกแจงของขนาดของฝุ่นละออง ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีนครปฐมในเดือนต่างๆ



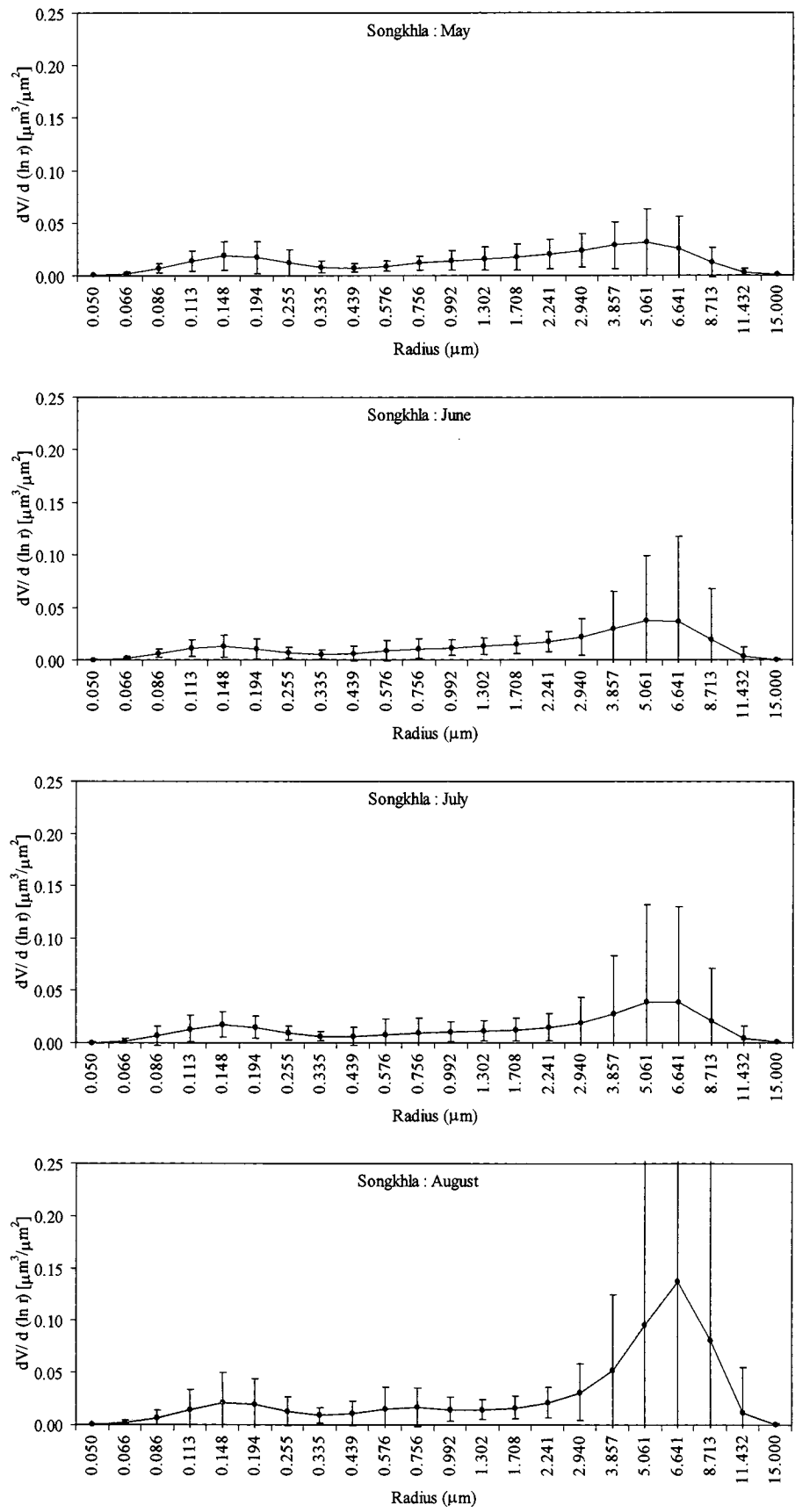
รูปที่ 3.41 (ต่อ)



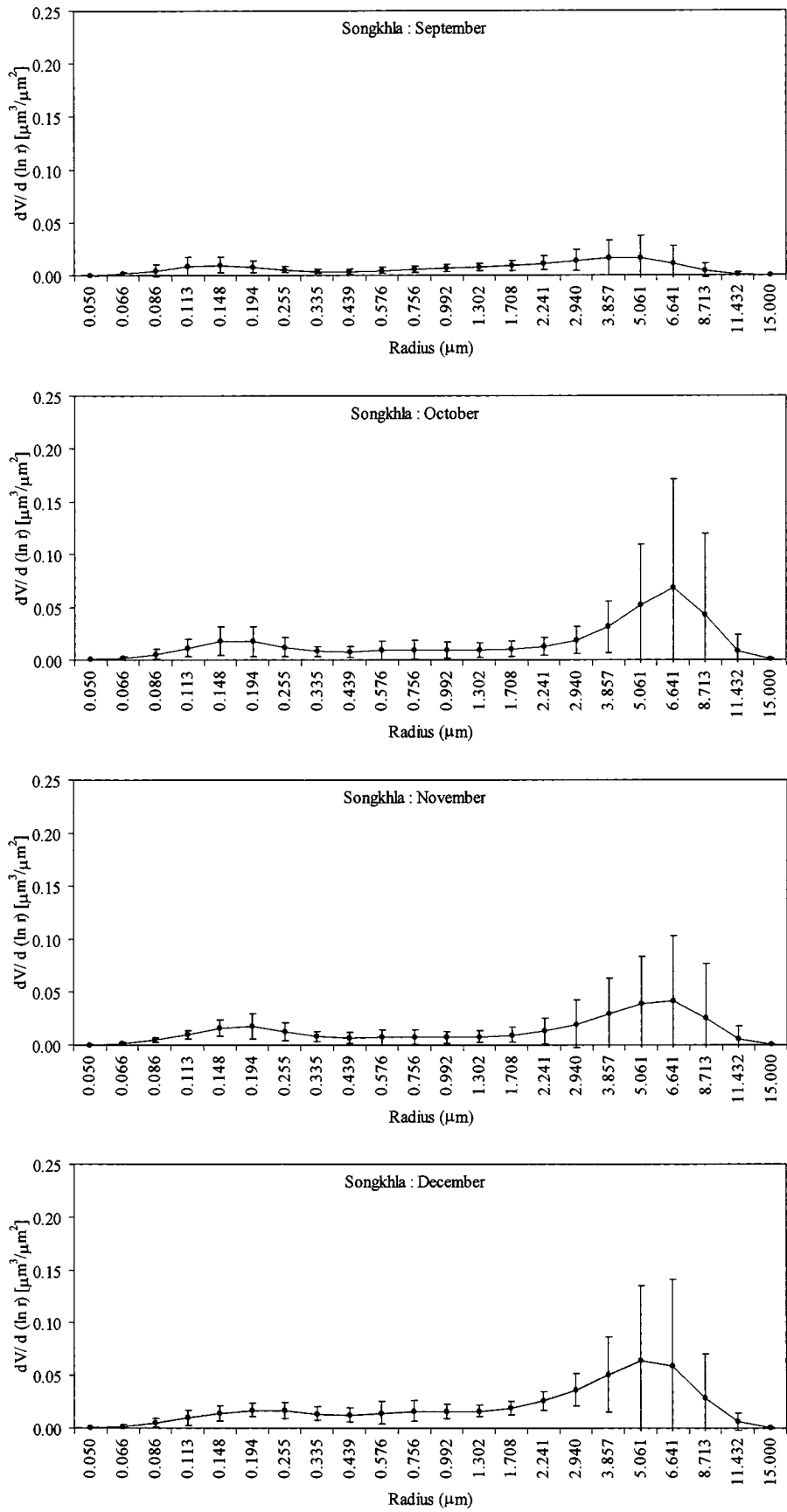
รูปที่ 3.41 (ต่อ)



รูปที่ 3.42 การแจกแจงของขนาดของฝุ่นละออง ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีสงขลาในเดือนต่างๆ



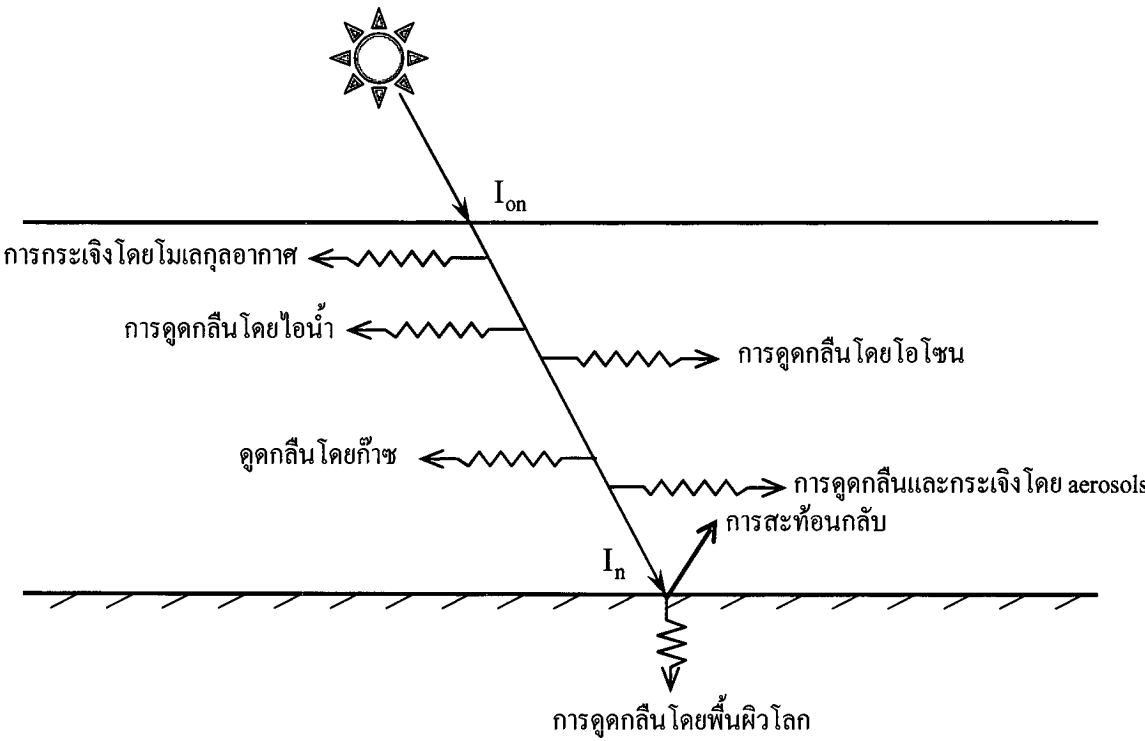
รูปที่ 3.42 (ต่อ)



รูปที่ 3.42 (ต่อ)

3.2 การหาสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมจากข้อมูลความเข้มรังสีตรง

เนื่องจากค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอม (β) ที่หาจากข้อมูลสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์เป็นข้อมูลระยะสั้น ดังนั้นผู้วิจัยจึงหาค่า β จากข้อมูลความเข้มรังสีตรงซึ่งเป็นข้อมูลระยะยาว 14 ปี (ค.ศ. 1995-2008) ที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา โดยใช้วิธีของ Louche และคณะ (1987) ตามรายละเอียดดังนี้



รูปที่ 3.43 แผนภูมิแสดงการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ที่เคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก
ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ

ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ เมื่อรังสีตรงตกกระทบที่ส่วนบนสุดของบรรยากาศ (Top of atmosphere, TOA) เป็นปริมาณ I_{on} รังสีดังกล่าวจะถูกกระเจิงด้วยโมเลกุลอากาศและฝุ่นละออง และถูกดูดกลืนด้วยไอน้ำ โอโซน ก๊าซอื่นๆ และฝุ่นละออง โดยจะมาถึงพื้นผิวโลกจะเหลือเท่ากับ I_n ซึ่งสามารถหาได้จากสมการ

$$I_n = I_{on} \tau_r \tau_w \tau_o \tau_{aer} \tau_g \tag{3.15}$$

หรือ

$$I_n = E_o I_{sc} \tau_r \tau_w \tau_o \tau_{aer} \tau_g \tag{3.16}$$

เมื่อ I_n คือ รังสีตรงที่ตกบนระนาบตั้งฉากกับลำแสง (W/m^2)

E_0 คือ แพลเตอร์สำหรับแก้ผลจากการเปลี่ยนแปลงระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์

I_{sc} คือ ค่าคงที่รังสีดวงอาทิตย์ (solar constant)

τ_r คือ สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ

τ_g คือ สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการดูดกลืนของก๊าซต่างๆ

τ_w คือ สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการดูดกลืนของไอน้ำ

τ_o คือ สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการดูดกลืนของโอโซน

τ_{aer} คือ สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการดูดกลืนและการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของฝุ่นละออง

สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ (Rayleigh scattering) สามารถหาได้จากสมการ (Iqbal, 1983)

$$\tau_r = 0.972 - 0.08262m_a + 0.00933m_a^2 - 0.00095m_a^3 + 0.000437m_a^4 \quad (3.17)$$

เมื่อ m_a คือ มวลอากาศ ซึ่งสามารถหาได้จากสมการ

$$m_a = m_r(p/1013.25) \quad (3.18)$$

เมื่อ p คือ ความดันบรรยากาศที่สถานีวัด (mbar)

m_r คือ มวลอากาศที่อุณหภูมิและความดันบรรยากาศมาตรฐาน (NTP) ซึ่งสามารถคำนวณได้จากสมการ

$$m_r = [\cos\theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (3.19)$$

เมื่อ θ_z คือ มุมเซนธิ์ (องศา)

ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการดูดกลืนของโอโซน หาได้จากสมการ (Iqbal, 1983)

$$\tau_o = 1 - \left[\frac{0.02118U_3}{1 + 0.042U_3 + 3.23 \times 10^{-4}U_3^2} + \frac{1.082U_3}{(1 + 138.6U_3)^{0.805}} + \frac{0.0658U_3}{1 + (103.6U_3)^3} \right] \quad (3.20)$$

โดยที่ $U_3 = \text{Im}_r$ (3.21)

เมื่อ 1 คือ ปริมาณของก๊าซโอโซนในคอลัมน์ของบรรยากาศเมื่อสมมติว่าน้ำก๊าซดังกล่าวตลอดทั้งคอลัมน์ของบรรยากาศที่ตั้งฉากกับผิวโลกมาไว้ที่ผิวโลกที่อุณหภูมิและความดันมาตรฐาน (NTP) (cm)

ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการดูดกลืนของไอน้ำสามารถหาได้จากสมการ (Iqbal, 1983)

$$\tau_r = 1 - \left[\frac{2.9U_1}{(1 + 141.5U_1)^{0.635} + 5.925U_1} \right] \quad (3.22)$$

โดยที่ $U_1 = \text{wm}_r$ (3.23)

เมื่อ w คือ ปริมาณไอน้ำ (precipitable water) ซึ่งวัดเป็นความสูงของน้ำในสภาพของเหลว เมื่อสมมติว่าน้ำไอน้ำดังกล่าวในคอลัมน์ของอากาศมากล้นตัวที่พื้นผิวโลก (cm)

ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการดูดกลืนของก๊าซต่างๆ สามารถหาได้จากสมการ (Iqbal, 1983)

$$\tau_g = \exp(-0.0127m_a^{0.26}) \quad (3.24)$$

ค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศอันเนื่องมาจากการดูดกลืนและการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของฝุ่นละออง หาได้จากสมการ (Iqbal, 1983)

$$\tau_{aer} = (0.12445\alpha - 0.0162) + (1.003 - 0.125\alpha) \times \exp[-\beta m_a (1.089\alpha + 0.5123)] \quad (3.25)$$

เมื่อ β คือ สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศ

α คือ ตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (wavelength exponent)

เมื่อแทนค่า $\tau_r, \tau_g, \tau_o, \tau_w, \tau_{aer}$ ลงในสมการ (3.16) จะได้ว่า

$$\beta = \frac{1}{m_a D} \ln \left(\frac{C}{A - B} \right) \quad (3.26)$$

เมื่อ
$$A = \frac{I_n}{(E_o I_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w)} \quad (3.27)$$

$$B = 0.12445\alpha - 0.0162 \quad (3.28)$$

$$C = 1.003 - 0.125\alpha \quad (3.29)$$

$$D = 1.089\alpha + 0.5123 \quad (3.30)$$

ดังนั้น จากสมการ (3.16) ถ้าเรารู้ค่าความเข้มรังสีตรงของดวงอาทิตย์ (I_n) ค่าปริมาณโอโซน (1) ค่าปริมาณไอน้ำ (w) ค่าตัวเลขยกกำลังของอังกษตรอม (α) เราจะสามารถหาค่า β ได้ ในการหาค่าตัวแปรต่างๆ ของแบบจำลองจะดำเนินการดังนี้

3.2.1 การหาค่าความเข้มรังสีตรง

เนื่องจากผู้วิจัยไม่มีข้อมูลความเข้มรังสีตรง แต่ได้ทำการวัดรังสีรวมและรังสีกระจาย ซึ่งสามารถนำมาคำนวณหาค่าความเข้มรังสีตรงได้ ดังนั้นผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลรังสีรวมและรังสีกระจาย ซึ่งผู้วิจัยได้ทำการวัดที่สถานีวัดจังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา ในช่วงเวลาดังแต่ปี ค.ศ. 1995 ถึง 2008 เพื่อนำมาคำนวณหาค่ารังสีตรงสำหรับใช้ในแบบจำลอง

เนื่องจากข้อมูลรังสีดวงอาทิตย์เป็นข้อมูลซึ่งมีปริมาณมาก และผ่านขั้นตอนในการวัดและเก็บข้อมูลหลายขั้นตอน จึงมีโอกาที่จะเกิดความผิดพลาดได้ในขั้นตอนต่างๆ ในการนำข้อมูลมาใช้งานจึงจำเป็นต้องมีการควบคุมคุณภาพของข้อมูล โดยเริ่มต้นจากการนำข้อมูลซึ่งได้จากเครื่องบันทึกข้อมูลซึ่งอยู่ในรูปของศักย์ไฟฟ้ามาแปลงเป็นค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์เฉพาะขณะ (irradiance, W/m^2) และดำเนินการตรวจสอบ ดังนี้

1) เปรียบเทียบกับค่ารังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก โดยทั่วไปรังสีดวงอาทิตย์ เมื่อผ่านบรรยากาศโลกจะถูกอากาศ ไอน้ำ เมฆ และฝุ่นละออง ดูดกลืนและกระเจิง เมื่อมาถึงพื้นโลก จะมีค่าน้อยกว่ารังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกเสมอ รังสีดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก (I_0) สามารถคำนวณได้จากสมการ

$$I_0 = \frac{12 \times 3600 I_{sc}}{\pi} [1 + 0.033 \cos(360n/365)] \times [\cos \phi \cos \delta (\sin \omega_2 - \sin \omega_1) + (2\pi(\omega_2 - \omega_1) \sin \phi \sin \delta) / 360] \quad (3.31)$$

- เมื่อ I_{sc} = ค่าคงที่รังสีดวงอาทิตย์ [W/m^2]
 n = ลำดับวัน โดยนับจากวันที่ 1 มกราคม ถึงวันที่ต้องการคำนวณ
 ϕ = ตำแหน่งเส้นรุ้งของสถานที่ที่ต้องการคำนวณค่า I_0 [องศา]
 δ = มุมเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์ (solar declination) [องศา]
 ω_1 = มุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์ที่ต้นชั่วโมงของช่วงเวลา 1 ชั่วโมงที่ต้องการคำนวณค่า I_0
 ω_2 = มุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์ที่ท้ายชั่วโมงของช่วงเวลา 1 ชั่วโมงที่ต้องการคำนวณค่า I_0

ค่ารังสีรวมรายชั่วโมง (I) ของดวงอาทิตย์ที่ไม่สอดคล้องกับเงื่อนไขต่อไปนี้ ถือว่าเป็นข้อมูลที่ผิดพลาด

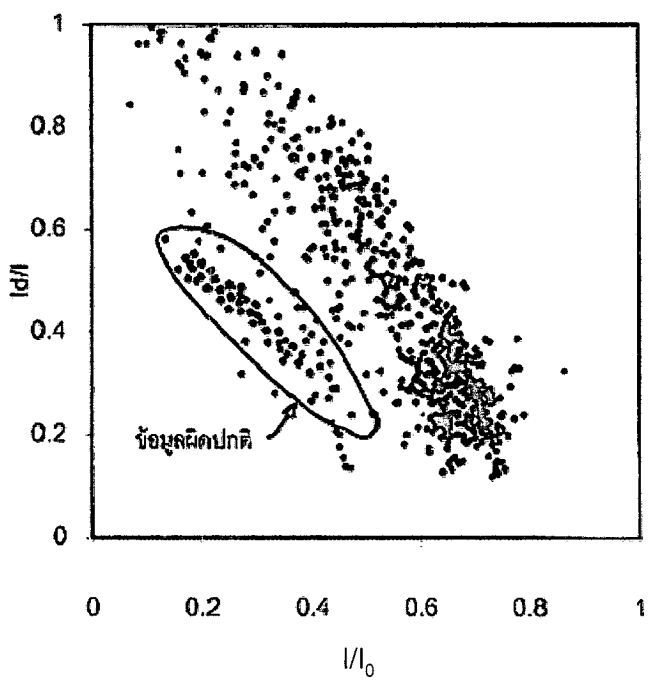
$$I < 0.90 I_0 \quad (3.32)$$

2) เปรียบเทียบกับข้อมูลรังสีกระจาย โดยทั่วไปรังสีรวมจะมีค่าเท่ากับหรือมากกว่ารังสีกระจาย ข้อมูลกรณีรายชั่วโมงที่ค่ารังสีกระจายมากกว่ารังสีรวม ถือว่าข้อมูลรังสีกระจายนั้นผิดพลาดไม่สามารถนำมาใช้งานได้ หรือเขียนในรูปของเงื่อนไขได้ดังนี้

$$I_d \leq I \quad (3.33)$$

- เมื่อ I_d = รังสีกระจายรายชั่วโมง
 I = รังสีรวมรายชั่วโมง

3) ใช้การสังเกตจากความสัมพันธ์ทางสถิติระหว่างรังสีรวมกับรังสีกระจาย โดยเขียนกราฟแยกเป็นข้อมูลจากแต่ละเดือนหรือแต่ละปี ลักษณะของจุดในกราฟที่แตกต่างไปจากข้อมูลส่วนใหญ่ จำเป็นต้องทำการตรวจสอบเพราะอาจเป็นข้อมูลที่มีความผิดพลาด ตัวอย่างของข้อมูลที่ผิดปกติแสดงไว้ในรูปที่ 3.44



รูปที่ 3.44 ลักษณะข้อมูลที่ผิดปกติ ซึ่งจำเป็นต้องตรวจสอบ

ในการหาค่าความเข้มรังสีตรงบนระนาบตั้งฉากกับลำแสง ลำดับแรกจะทำการคำนวณความเข้มรังสีตรงบนพื้นราบจากผลต่างระหว่างรังสีรวมและรังสีกระจายดังสมการ

$$I_b = I - I_d \tag{3.34}$$

- เมื่อ I_b = ความเข้มรังสีตรงบนพื้นราบ
- I = ความเข้มรังสีรวม
- I_d = ความเข้มรังสีกระจาย

เนื่องจากความเข้มรังสีตรงที่ได้จากสมการ (3.34) เป็นความเข้มรังสีตรงบนพื้นราบ (direct horizontal solar irradiance) ดังนั้นจึงต้องทำการแปลงให้เป็นความเข้มรังสีตรงที่ตกตั้งฉากกับทิศของรังสีดวงอาทิตย์ (direct normal solar irradiance) โดยการหารด้วยค่าโคไซน์ของมุมเซนิธของดวงอาทิตย์ ดังนี้

$$I_{bn} = \frac{I_b}{\cos \theta_z} \tag{3.35}$$

- เมื่อ I_{bn} = ความเข้มรังสีตรงที่ตกตั้งฉากกับทิศของรังสีดวงอาทิตย์
- I_b = ความเข้มรังสีตรงบนพื้นราบ
- θ_z = มุมเซนิธของดวงอาทิตย์

ซึ่งค่า $\cos \theta_z$ สามารถหาได้จากสมการ

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \tag{3.36}$$

- เมื่อ δ = มุมเดคลิเนชันของดวงอาทิตย์ (solar declination) (องศา)
 ϕ = ตำแหน่งละติจูด (latitude) (องศา)
 ω = มุมชั่วโมง (องศา)

ก่อนที่ผู้วิจัยจะนำข้อมูลรังสีตรงที่คำนวณจากข้อมูลรังสีรวมและรังสีกระจายดังกล่าวมาใช้งาน ผู้วิจัยจะทำการตรวจสอบความละเอียดถูกต้องของรังสีตรงที่คำนวณได้ โดยการเปรียบเทียบกับข้อมูลรังสีตรง ซึ่งกรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงานได้มอบหมายให้ผู้วิจัยทำการติดตั้งที่สถานีวัดทั้ง 4 แห่ง ในปลายปี ค.ศ. 2007 (รูปที่ 3.45-3.48) จากผลการเปรียบเทียบพบว่า ค่าความเข้มรังสีตรงที่คำนวณจากรังสีรวมและรังสีกระจายส่วนใหญ่สอดคล้องกับค่ารังสีตรงที่ได้จากการวัดโดยตรง (รูปที่ 3.49)



(ก)



(ข)



(ค)

รูปที่ 3.45 เครื่องวัดรังสีดวงอาทิตย์ของสถานีเชียงใหม่ (ก) เครื่องวัดรังสีรวม (ข) เครื่องวัดรังสีกระจาย
(ค) เครื่องวัดรังสีตรง

เครื่องวัดรังสีกระจาย

เครื่องวัดรังสีรวม



(ก)



(ข)

รูปที่ 3.46 เครื่องวัดรังสีดวงอาทิตย์ของสถานีอุบลราชธานี (ก) เครื่องวัดรังสีรวมและรังสีกระจาย
(ข) เครื่องวัดรังสีตรง



(ก)



(ข)



(ค)

รูปที่ 3.47 เครื่องวัดรังสีดวงอาทิตย์ของสถานีนครปฐม (ก) เครื่องวัดรังสีรวม (ข) เครื่องวัดรังสีกระจาย (ค) เครื่องวัดรังสีตรง



(ก)

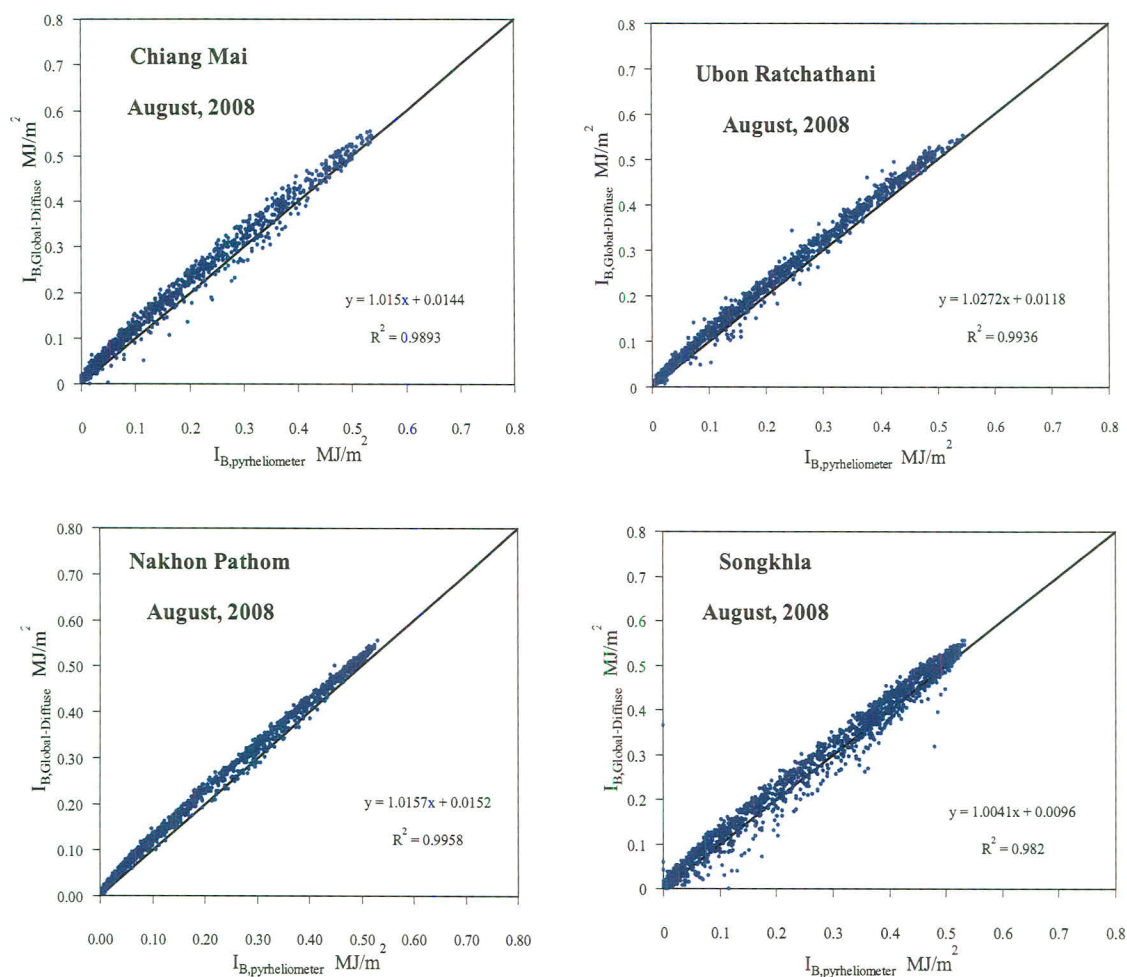


(ข)



(ค)

รูปที่ 3.48 เครื่องวัดรังสีดวงอาทิตย์ของสถานีสงขลา (ก) เครื่องวัดรังสีรวม (ข) เครื่องวัดรังสีกระจาย
(ค) เครื่องวัดรังสีตรง



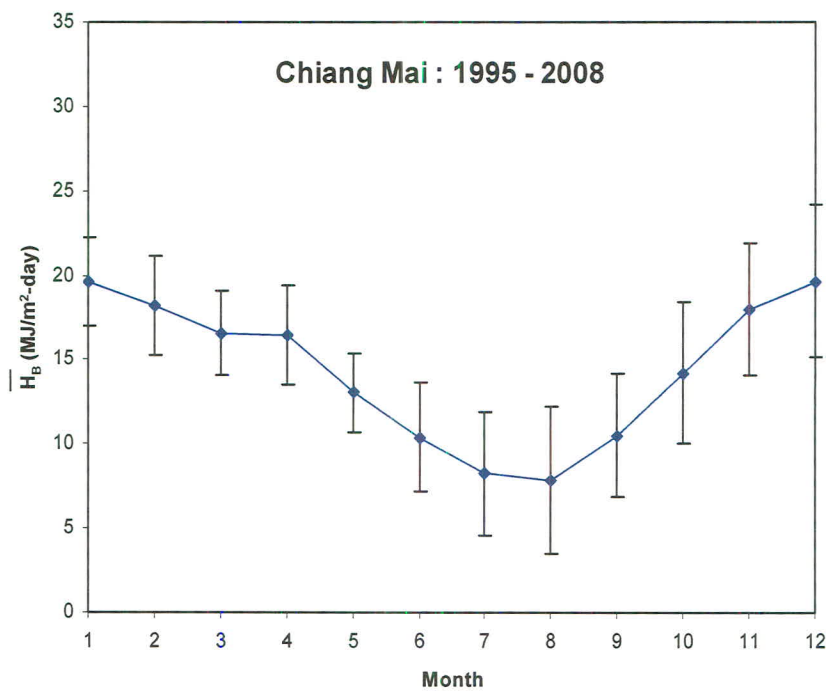
รูปที่ 3.49 การเปรียบเทียบข้อมูลรังสีตรงที่คำนวณได้จากรังสีรวมและรังสีกระจาย ($I_{B,global-diffuse}$) กับ รังสีตรงที่วัดได้จากเครื่องวัดรังสีตรง ($I_{B,pyrheliometer}$) ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา

หลังจากที่เปรียบเทียบข้อมูลรังสีตรงที่ได้จากการคำนวณและรังสีตรงจากการวัดแล้ว ผู้วิจัยได้ทำการรวบรวมข้อมูลรังสีรวมและข้อมูลรังสีกระจายจากสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา สถานีละ 14 ปี (ค.ศ. 1995- 2008) โดยแต่ละสถานีมีรายละเอียดที่ดัง การวัด และการบันทึกข้อมูลตามตารางที่ 3.2

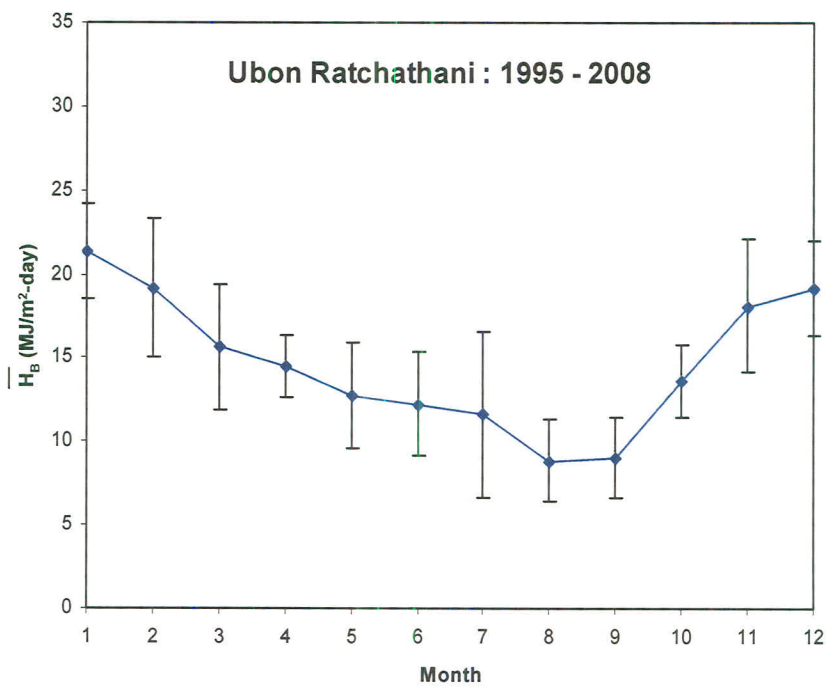
ตารางที่ 3.2 แสดงตำแหน่ง ที่ตั้งของสถานีวัดรังสีดวงอาทิตย์ และระยะเวลาของข้อมูลที่นำมาใช้ในการ
หาค่า β

สถานี	ที่ตั้ง	ละติจูด	ลองจิจูด	ระยะเวลาของข้อมูล ที่จะนำมาใช้
1. เชียงใหม่	ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่	18.78°N	98.98°N	1995 – 2008
2. อุบลราชธานี	ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาค ตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี	15.25°N	104.87°N	1995 – 2008
3. นครปฐม	คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม	13.82°N	100.04°N	1995 – 2008
4. สงขลา	ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ จังหวัดสงขลา	7.20°N	100.60°N	1995 – 2008

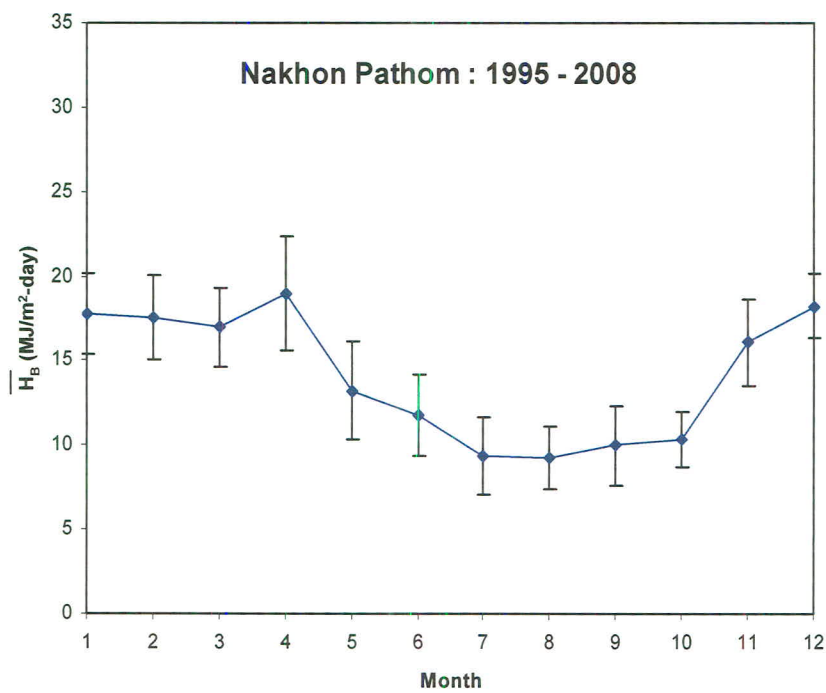
จากนั้น ผู้วิจัยได้หาค่าเฉลี่ยระยะยาวของความเข้มรังสีตรง โดยจะทำการหาค่าเฉลี่ยของเดือนเดียวกันจากข้อมูลทั้ง 13 ปี แล้วนำมาเขียนกราฟกับเวลา (รูปที่ 3.50-3.53) จะเห็นแนวโน้มว่ารังสีตรงจะแปรตามฤดูในรอบปี โดยรังสีตรงจาก 3 สถานี ได้แก่ เชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม มีลักษณะคล้ายกันกล่าวคือ ความเข้มรังสีตรงจะมีค่าลดลงจากเดือนมกราคมจนถึงค่าต่ำสุดในเดือนสิงหาคม แล้วเพิ่มขึ้นจนถึงเดือนธันวาคม โดยช่วงที่มีค่าต่ำจะอยู่ในช่วงฤดูฝนเนื่องจากอิทธิพลจากเมฆและฝน สำหรับกรณีของสถานีสงขลา ความเข้มรังสีตรงจะมีค่าค่อนข้างสูงในช่วงเดือนกุมภาพันธ์ถึงเมษายน จากนั้นจะค่อยๆ ลดลงจนถึงเดือนธันวาคมและมกราคม ทั้งนี้เพราะสถานีสงขลาตั้งอยู่ในภาคใต้ซึ่งมีฤดูฝนยาวนานจนถึงเดือนธันวาคมหรือมกราคม



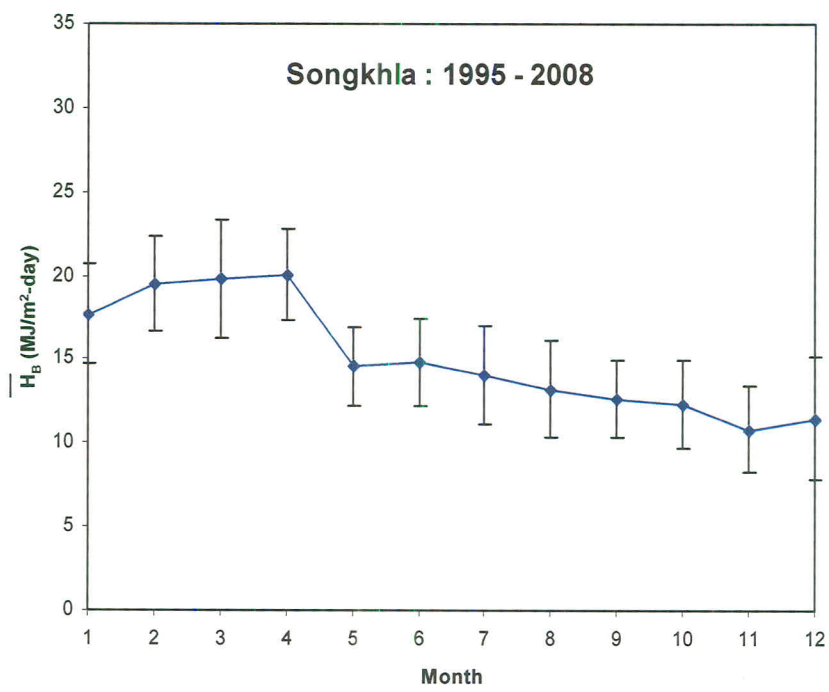
รูปที่ 3.50 แสดงการแปรค่าความเข้มรังสีตรงรายวันเฉลี่ยต่อเดือนปี 1995-2008 ของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.51 แสดงการแปรค่าความเข้มรังสีตรงรายวันเฉลี่ยต่อเดือนปี 1995-2008 ของสถานีอุบลราชธานี

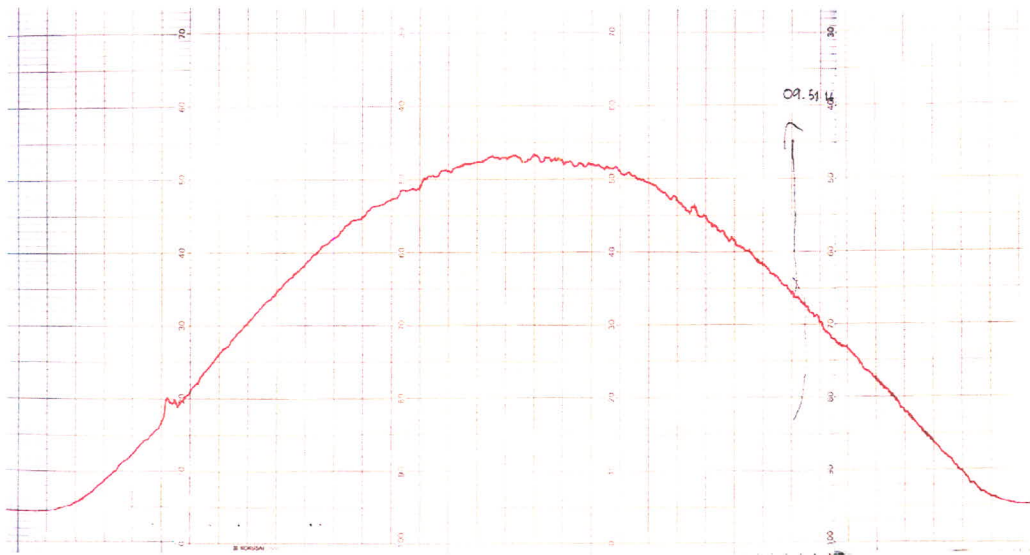


รูปที่ 3.52 แสดงการแปรค่าความเข้มรังสีตรงรายวันเฉลี่ยต่อเดือนปี 1995-2008 ของสถานีนครปฐม



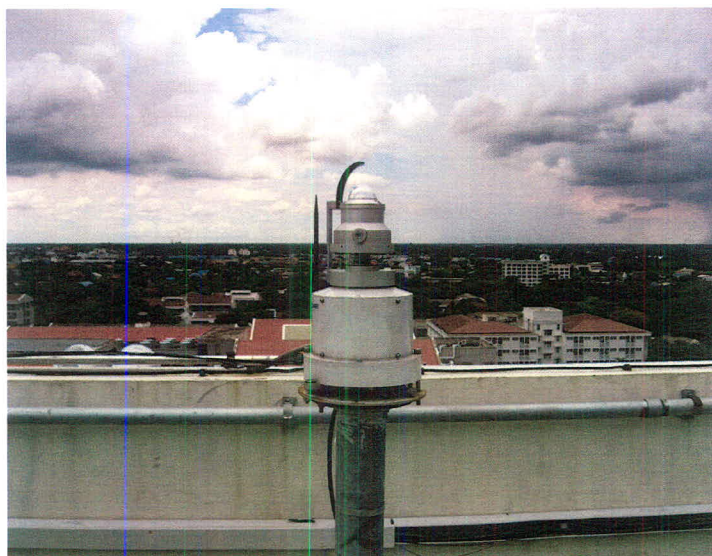
รูปที่ 3.53 แสดงการแปรค่าความเข้มรังสีตรงรายวันเฉลี่ยต่อเดือนปี 1995-2008 ของสถานีสงขลา

ในการคำนวณค่า β จากความเข้มรังสีตรง จะต้องเลือกเฉพาะช่วงเวลาที่ดวงอาทิตย์ไม่มีเมฆบดบัง ทั้งนี้เพราะในแบบจำลองจะไม่คิดผลจากการดูดกลืนและการกระกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของเมฆ ในการเลือกช่วงเวลาที่ดวงอาทิตย์ไม่มีเมฆบดบัง ผู้วิจัยจะสังเกตการเปลี่ยนแปลงของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในรอบวัน โดยช่วงที่ไม่มีเมฆบดบังลักษณะของกราฟจะมีลักษณะคล้ายกับกราฟของโคไซน์ (รูปที่ 3.54)

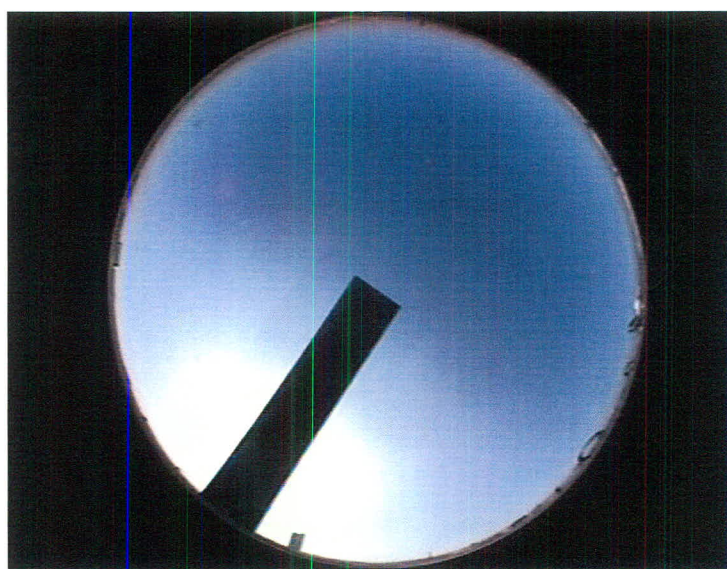


รูปที่ 3.54 ตัวอย่างลักษณะการแปรค่าของรังสีดวงอาทิตย์ในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใส (clear sky)

ในช่วงปี ค.ศ. 2006-2009 ผู้วิจัยได้ติดตั้งเครื่อง sky view ที่สถานีวัดทั้ง 4 แห่ง (รูปที่ 3.55) สำหรับอุปกรณ์ดังกล่าวจะบันทึกภาพท้องฟ้าทุกๆ 15 นาที (รูปที่ 3.56) ดังนั้นผู้วิจัยจะนำภาพถ่ายท้องฟ้าที่ได้มาช่วยในการคัดเลือกช่วงเวลาที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆประกอบกับการสังเกตกราฟการเปลี่ยนแปลงค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์



รูปที่ 3.55 sky view ที่สถานีนครปฐม



รูปที่ 3.56 ตัวอย่างภาพท้องฟ้าที่ปราศจากเมฆ ซึ่งได้จาก sky view

3.2.2 การหาค่าปริมาณ **precipitable water**

เนื่องจากในแบบจำลองคำนวณหาสัมประสิทธิ์ความชุ่มชื้นของบรรยากาศของอังสตรอม (β) โดยอาศัยวิธีการของ Louche และคณะ (1987) นอกจากจะต้องทราบค่ารังสีตรงแล้วยังต้องทราบค่าปริมาณ precipitable water ด้วย ดังนั้นผู้วิจัยจะหาค่า precipitable water โดยคำนวณจากอุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ ซึ่งได้จากข้อมูลตรวจอากาศชั้นบนที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี กรุงเทพฯ และ สงขลา โดยอาศัยสมการ (3.37) (Pierrehumbert, 1972)

$$w = \int_{p_0}^0 \left(\frac{M}{g} \right) dp \quad (3.37)$$

เมื่อ

w คือ precipitable water [cm]

M คือ mixing ratio ที่ความดัน P [-]

p คือ ความดันบรรยากาศที่ความสูงใดๆ [mbar]

p_0 คือ ความดันบรรยากาศที่พื้นผิวโลก [mbar]

g คือ ความเร่งเนื่องจากความโน้มถ่วงของโลก [980 cm/s^2]

Mixing ratio (M) เป็นอัตราส่วนของมวลของไอน้ำต่อมวลของอากาศแห้งในหนึ่งหน่วยปริมาตร ซึ่งหาได้จากสมการ

$$M = 0.622 \frac{p_v}{p - p_{vs}} \quad (3.38)$$

เมื่อ

p_v คือ ความดันไอน้ำ [mbar]

p คือ ความดันบรรยากาศ [mbar]

ค่าความดันไอน้ำหาได้จากความชื้นสัมพัทธ์ของบรรยากาศ ดังสมการ

$$rh = \frac{p_v}{p_{vs}} \quad (3.39)$$

เมื่อ

rh คือ ความชื้นสัมพัทธ์ของบรรยากาศ [decimal]

p_v คือ ความดันไอน้ำ [mbar]

p_{vs} คือ ความดันไอน้ำอิ่มตัว (saturated vapour water) [mbar]

สำหรับค่าความดันไอน้ำอิ่มตัวสามารถคำนวณได้จากสมการ

$$p_{vs} = \begin{cases} 6.1078 \times 10^{(7.5T/(273.3+T))} & ; T > 0 \text{ } ^\circ\text{C} \\ 6.1078 \times 10^{((9.321T)/(261.24+T))} & ; T < 0 \text{ } ^\circ\text{C} \end{cases} \quad (3.40)$$

เมื่อ T คือ อุณหภูมิของอากาศ [$^\circ\text{C}$]

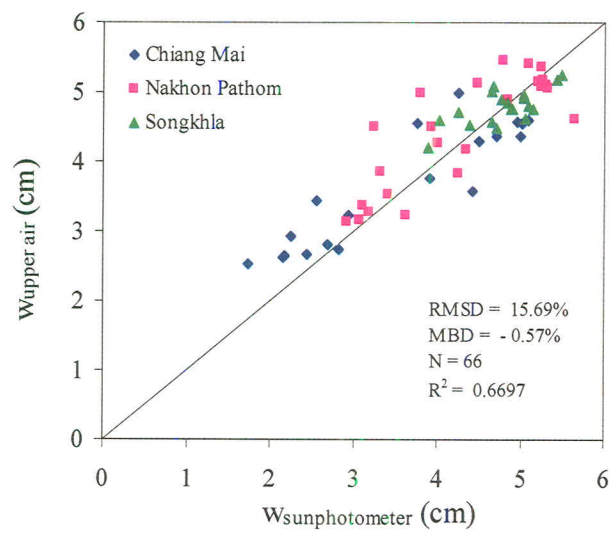
โดยค่าอุณหภูมิ T จะหาจากข้อมูลตรวจอากาศชั้นบน

ในการคำนวณปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ ผู้วิจัยได้แบ่งชั้นบรรยากาศออกเป็นชั้นย่อย ๆ ตามค่าความดันบรรยากาศที่บันทึกได้เป็นช่วงๆ จาก radiosonde และทำการแปลงสมการ (3.37) ให้อยู่ในรูปของสมการ

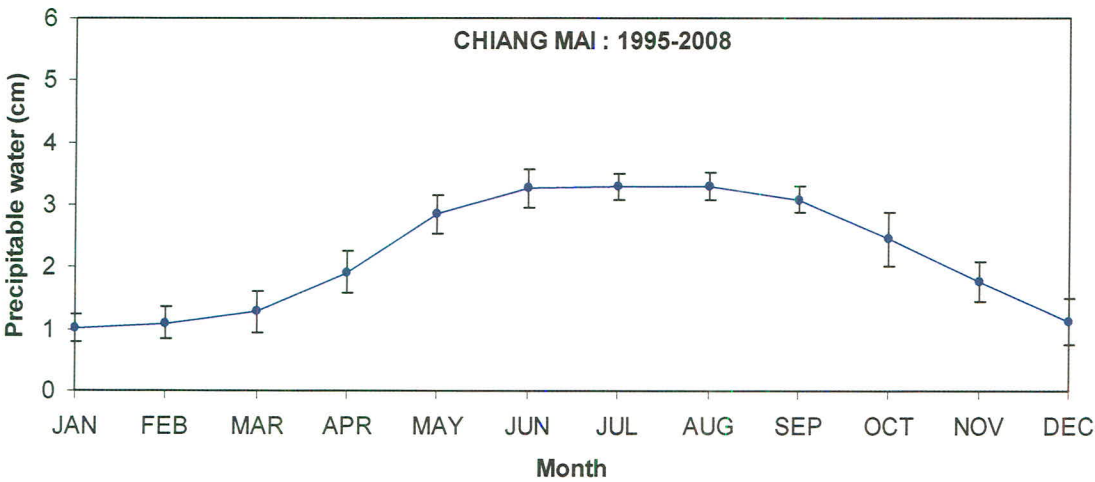
$$w = [(P_0 - P_1)M_1 + (P_1 - P_2)M_2 + (P_2 - P_3)M_3 + \dots + (P_n - P_{n-1})M_{n-1}] / g \tag{3.41}$$

เมื่อ P_i คือ ความดันบรรยากาศชั้นที่ i โดยที่ $i=1,2,3,\dots,n$
 M_i คือ mixing ratio ของบรรยากาศชั้นที่ i

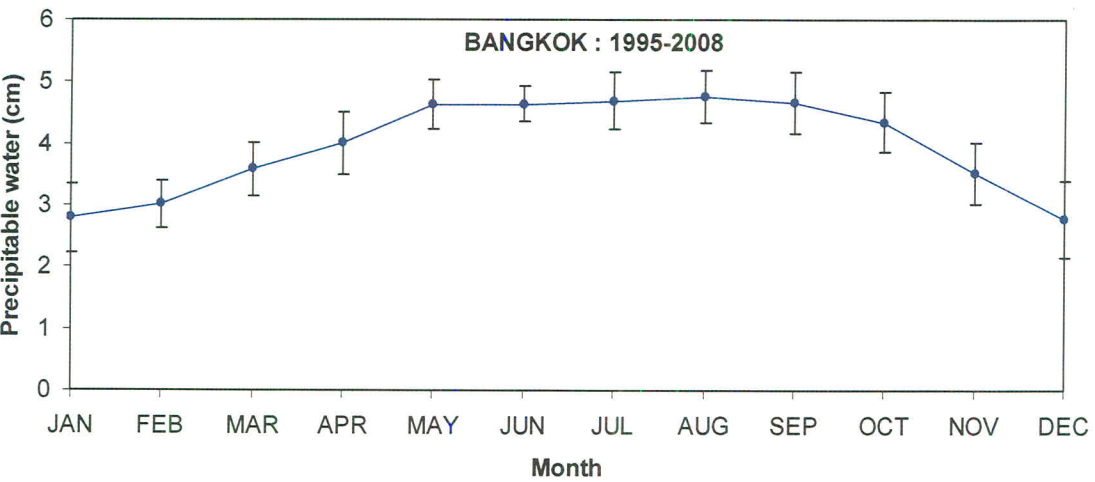
เนื่องจากเครื่อง sunphotometer สามารถวัดค่าปริมาณไอน้ำในบรรยากาศได้ ดังนั้นผู้วิจัยจึงนำค่าปริมาณไอน้ำที่ได้จากการคำนวณโดยใช้ข้อมูลตรวจอากาศชั้นบนมาเปรียบเทียบกับค่าที่ได้จาก sunphotometer ที่สถานีเชียงใหม่ นครปฐม และสงขลา ผลที่ได้แสดงในรูปที่ 3.57 จากผลที่ได้พบว่าค่าจากการคำนวณกับค่าจาก sunphotometer ส่วนใหญ่สอดคล้องกัน หลังจากนั้นผู้วิจัยได้ทำการคำนวณปริมาณไอน้ำที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา สำหรับกรณีนครปฐมจะใช้ข้อมูลตรวจอากาศชั้นบนที่กรุงเทพฯ ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.58-3.61 จากกราฟจะเห็นว่า precipitable water ของสถานีเชียงใหม่ กรุงเทพฯ และอุบลราชธานี จะมีการแปรค่าตามเดือนต่างๆ ในรอบปีคล้ายกัน กล่าวคือจะค่อยๆ เพิ่มขึ้นจากเดือนมกราคม และมีค่าสูงสุดในช่วงฤดูฝน (พฤษภาคมถึงตุลาคม) และค่อยๆ ลดลงจนถึงเดือนธันวาคม สำหรับ precipitable water ของจังหวัดสงขลาจะมีค่าสูงตลอดทั้งปี เพราะได้รับอิทธิพลจากทะเลด้านอ่าวไทย และทะเลอันดามันตลอดทั้งปี เนื่องจากสถานีนครปฐมไม่มีการตรวจอากาศชั้นบน ดังนั้นผู้วิจัยจะใช้ข้อมูล precipitable water ของสถานีกรุงเทพฯ ซึ่งอยู่ห่างออกไปประมาณ 70 กิโลเมตรแทน



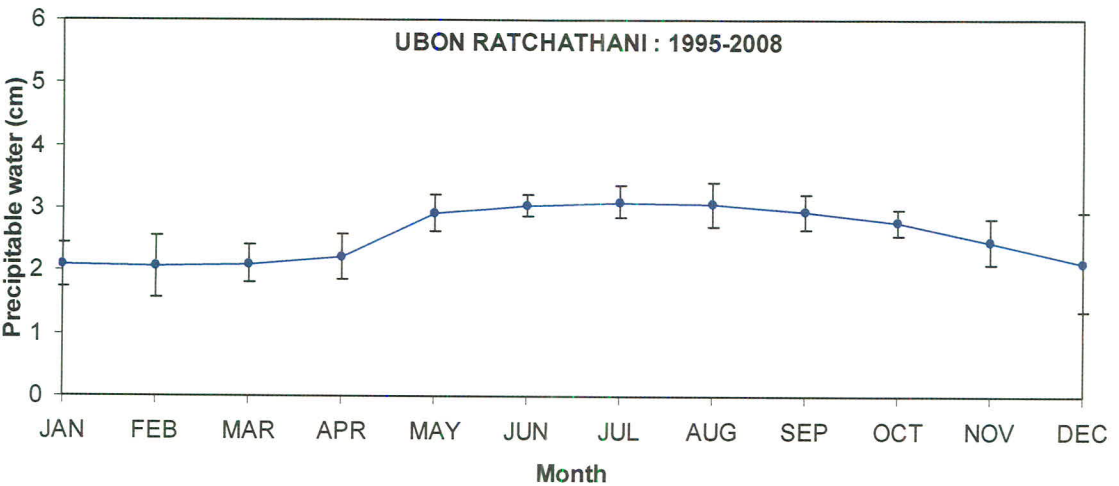
รูปที่ 3.57 การเปรียบเทียบปริมาณไอน้ำที่คำนวณได้จากข้อมูลตรวจอากาศชั้นบน ($W_{upper\ air}$) กับค่าที่ได้จาก sunphotometer ($W_{sunphotometer}$)



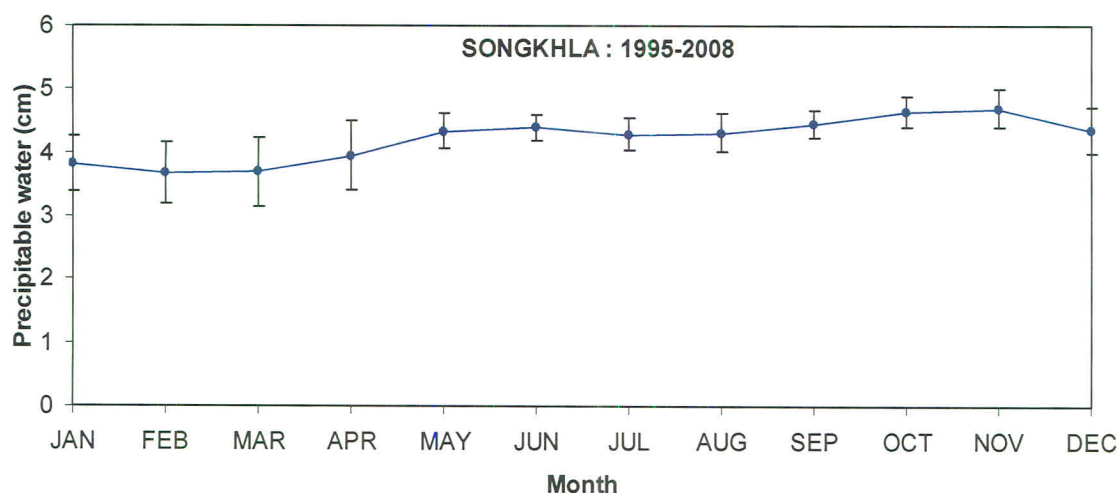
รูปที่ 3.58 การแปรค่าของ precipitable water ที่สถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.59 การแปรค่าของ precipitable water ที่สถานีกรุงเทพฯ



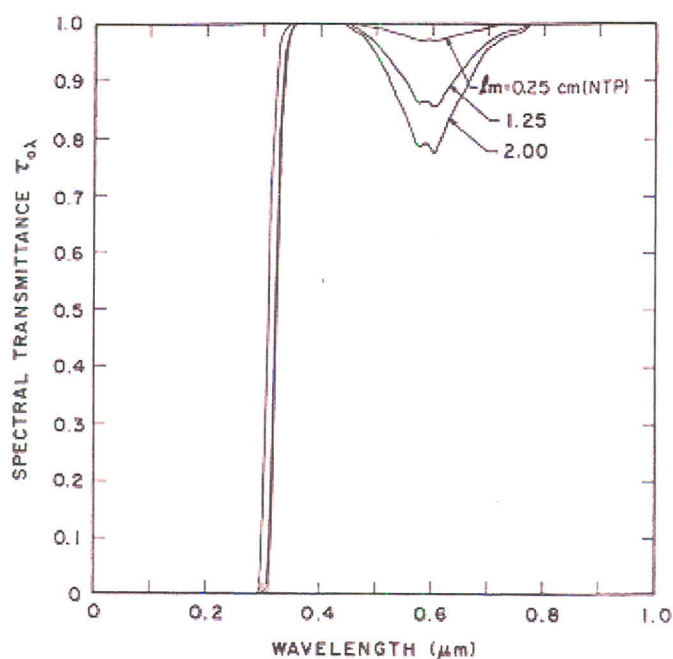
รูปที่ 3.60 การแปรค่าของ precipitable water ที่สถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.61 การแปรค่าของ precipitable water ที่สถานีสงขลา

3.2.3 การหาปริมาณโอโซน

โอโซนมีผลต่อความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่เดินทางผ่านชั้นบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก ทั้งนี้เพราะโอโซนจะดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงความยาวคลื่นรังสีอัลตราไวโอเล็ตและแสงสว่าง ซึ่งแบบจำลองที่ใช้คำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังกstrom (β) จะต้องทราบปริมาณโอโซนด้วย โดยทั่วไปปริมาณโอโซนจะมีการเปลี่ยนแปลงตามระดับความสูง โดย 90% ของโอโซนจะอยู่ที่ระดับความสูงประมาณ 25 กิโลเมตร หรือที่บรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์

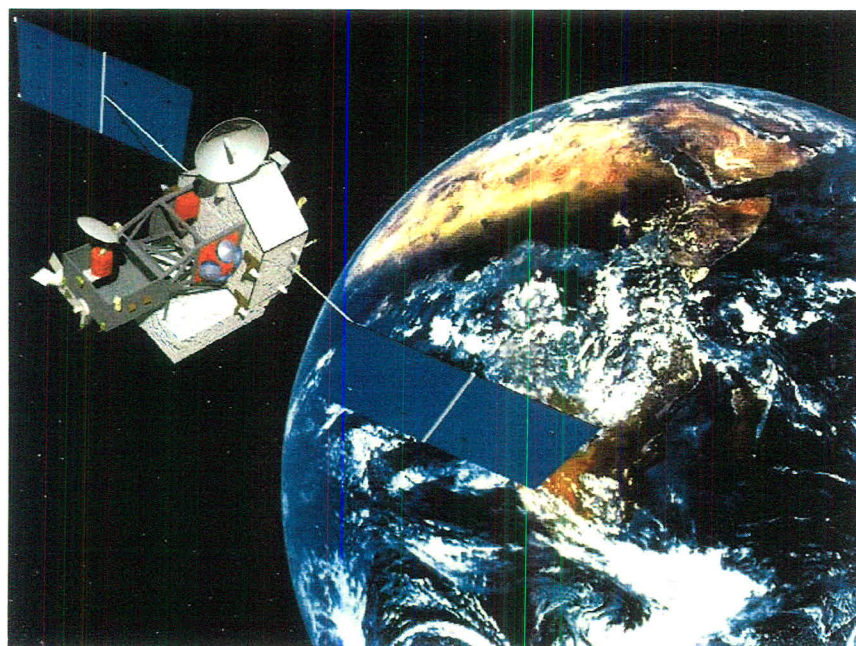


รูปที่ 3.62 แสดงสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของโอโซน

นอกจากนี้ปริมาณโอโซนจะมีการเปลี่ยนแปลงตามละติจูดและฤดูกาลในรอบปี ในด้านการเปลี่ยนแปลงตามละติจูด ปริมาณโอโซนจะมีค่าต่ำสุดบริเวณศูนย์สูตรแล้วค่อยๆ เพิ่มขึ้นตามละติจูดจนถึงบริเวณขั้วโลก สำหรับการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลในรอบปีในประเทศเขตศูนย์สูตร ปริมาณโอโซนจะมีค่าต่ำในช่วงเดือนมกราคม และค่อยๆ เพิ่มขึ้นจนถึงค่าสูงสุดในช่วงกลางปีแล้วจึงลดลงจนถึงค่าต่ำสุดในตอนปลายปี

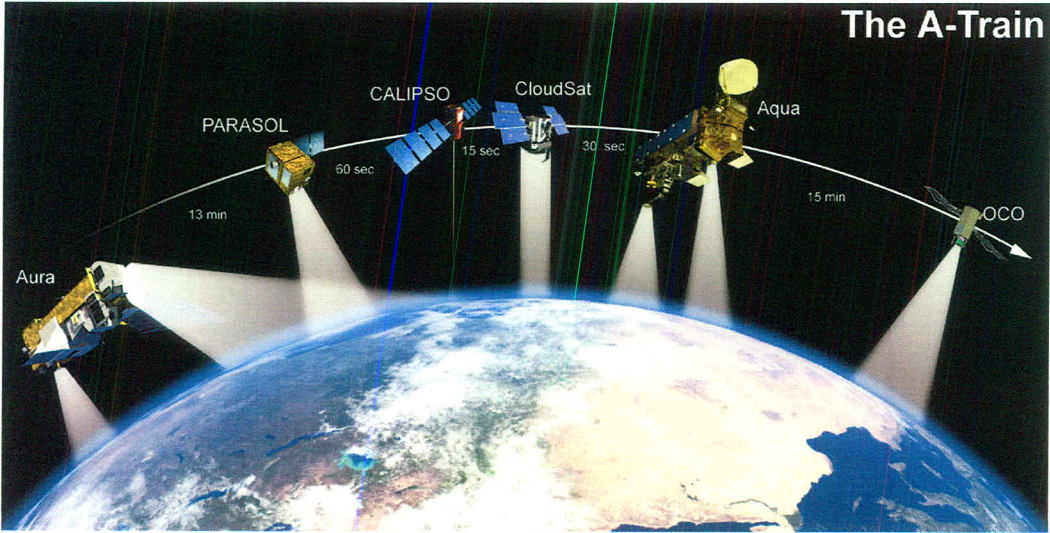
โดยทั่วไป ปริมาณโอโซนจะทำการวัดโดยใช้ Dobson spectrophotometer ปัจจุบันมีอุปกรณ์หลายชนิดที่สามารถใช้วัดปริมาณโอโซนได้เช่น Brewer spectrophotometer, GUV radiometer และ Multi-filter shadow band radiometer

ปริมาณโอโซนเป็นข้อมูลที่สำคัญในงานวิจัยหลายด้าน เช่น ด้านสิ่งแวดล้อม ฟิสิกส์บรรยากาศ และอุตุนิยมวิทยา เป็นต้น ในปัจจุบันการวัดปริมาณโอโซนด้วยเครื่องวัดภาคพื้นดินมีเฉพาะที่สถานีอุตุนิยมวิทยาบางแห่งเท่านั้น ทั้งนี้เพราะเครื่องมือวัดดังกล่าวมีกลไกการทำงานที่ซับซ้อนและมีราคาแพงและต้องควบคุมดูแลใกล้ชิด ดังนั้นจึงได้มีการพัฒนาเทคนิคการวัดโอโซนด้วยดาวเทียมขึ้นโดยดาวเทียมดวงแรกที่ติดตั้งเครื่องวัดปริมาณโอโซนคือดาวเทียม Nimbus 7 ของสหรัฐอเมริกา ซึ่งมีอุปกรณ์ Total ozone mapping spectroradiometer (TOMS) สำหรับวัดปริมาณโอโซน ดาวเทียมดวงถัดไปที่ติดตั้งเครื่องวัดโอโซนคือดาวเทียม Earth Probe หรือ EP/TOMS ดาวเทียมดังกล่าวเป็นดาวเทียมแบบ polar orbiting ซึ่งจะโคจรผ่านพื้นที่ประเทศต่างๆ 1 ครั้งต่อวัน ดังแสดงในรูปที่ 3.63



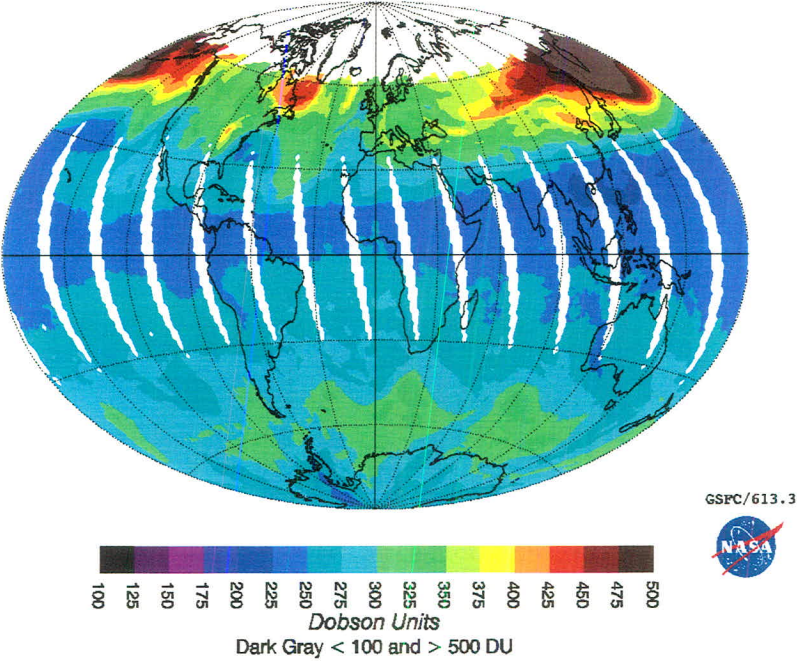
รูปที่ 3.63 แสดงลักษณะดาวเทียม Earth Probe

ในปี ค.ศ. 2004 องค์การ NASA ได้พัฒนาโครงการวิจัยด้านบรรยากาศ ใช้ชื่อว่า AURA's Mission ซึ่งได้ส่งดาวเทียมชุด A-Train อันประกอบไปด้วยดาวเทียมจำนวน 6 ดวง (รูปที่ 3.64) โดยมีดาวเทียม AURA เป็นหนึ่งในภารกิจนั้น ภายในดาวเทียมดังกล่าวได้ติดตั้งอุปกรณ์วัดปริมาณโอโซน มีชื่อเรียกว่า Ozone Monitoring Instrument หรือ OMI ข้อมูลดาวเทียมที่ได้จากดาวเทียมดังกล่าวมีความเที่ยงตรงและความละเอียดเชิงพื้นที่ในการกวาดภาพสูงกว่าดาวเทียม EP/TOMS โดยมีความละเอียดเชิงพื้นที่ตามแนวละติจูดและลองจิจูดเท่ากับ 0.25×0.25 องศา ทั้งนี้นับตั้งแต่ปี ค.ศ. 2005 เป็นต้นมาฐานข้อมูลโอโซนขององค์การ NASA ได้ถูกแทนที่ด้วยข้อมูลที่ได้จากดาวเทียม OMI ลักษณะการกวาดพื้นที่เพื่อวัดปริมาณโอโซนของดาวเทียม EP/TOMS และ OMI แสดงไว้ในรูปที่ 3.65 และ 3.66 ตามลำดับ



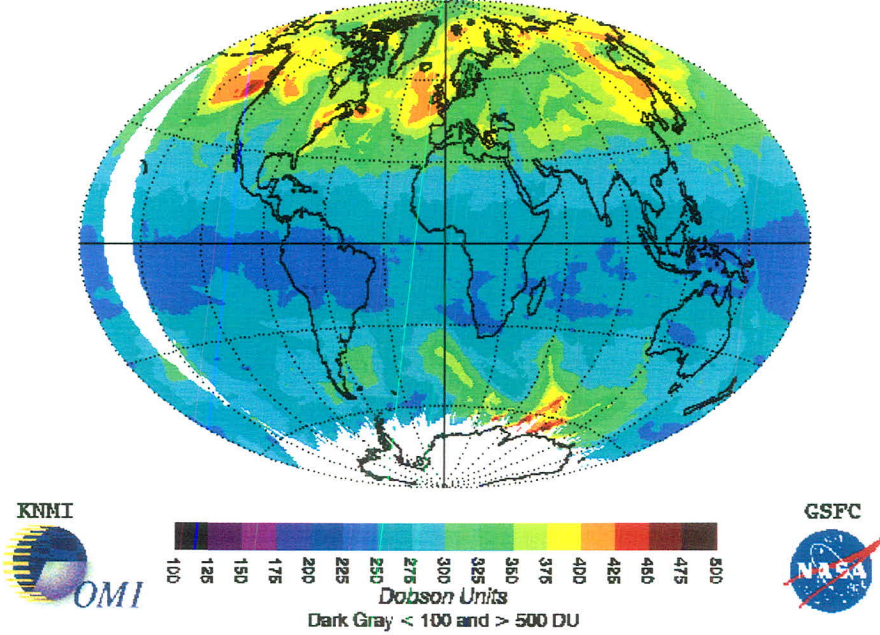
รูปที่ 3.64 แสดงดาวเทียม A-Train ขององค์การ NASA

EP/TOMS Corrected Total Ozone Jan 20, 2001



รูปที่ 3.65 แสดงปริมาณ โอโซนที่ได้จากดาวเทียม EP/TOMS

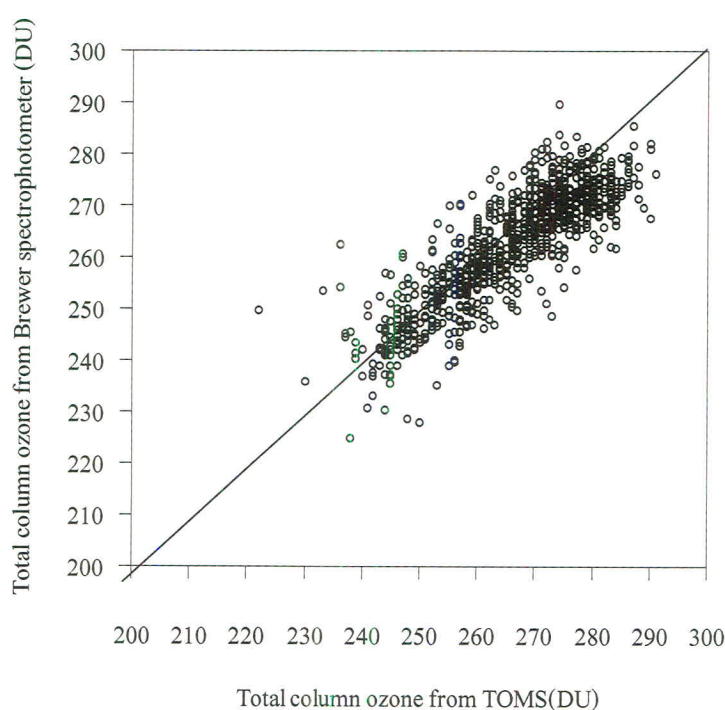
OMI Total Ozone May 21, 2005



รูปที่ 3.66 แสดงปริมาณ โอโซนที่ได้จากดาวเทียม OMI

เนื่องจากข้อมูลโอโซนเป็นตัวแปรที่สำคัญที่มีผลต่อความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่เดินทางผ่านชั้นบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก แต่ประเทศไทยมีสถานีวัดเพียง 2 แห่ง ได้แก่ ที่กรมอุตุนิยมวิทยากรุงเทพฯ และที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา ดังนั้นในงานวิจัยนี้จึงทำการจัดหาข้อมูลปริมาณโอโซนจากดาวเทียม EP/TOMS และดาวเทียม OMI ครอบคลุมช่วงระยะเวลา 14 ปี โดยเป็นข้อมูลตั้งแต่เดือนมกราคม ปี ค.ศ. 1995 ถึงเดือนธันวาคม ปี ค.ศ. 2008

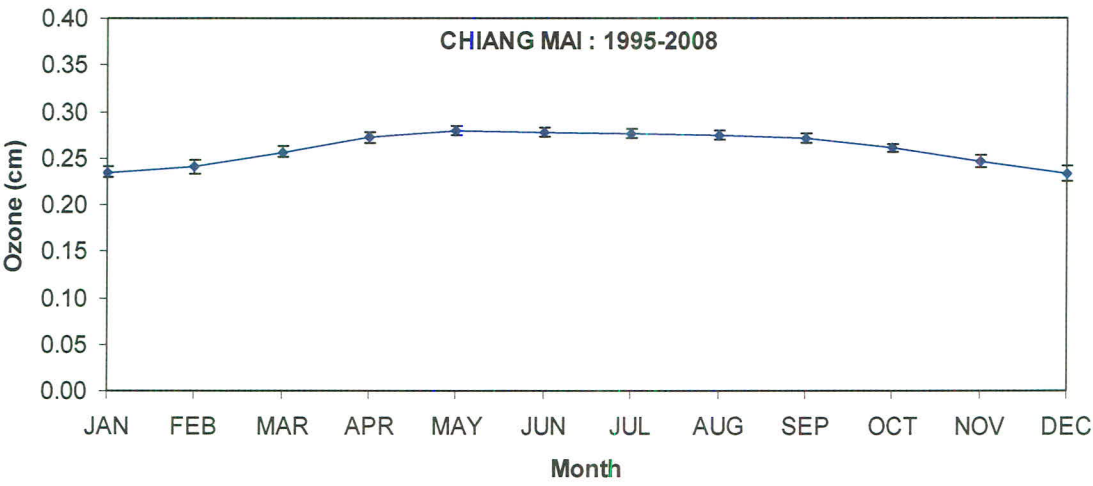
ก่อนนำข้อมูลดังกล่าวไปใช้งาน ผู้วิจัยได้นำข้อมูลปริมาณโอโซนจากดาวเทียมไปเปรียบเทียบกับข้อมูลโอโซนซึ่งวัดด้วยเครื่องวัด Brewer spectrophotometer ของกรมอุตุนิยมวิทยาที่บางนา ผลการเปรียบเทียบแสดงไว้ในรูปที่ 3.67



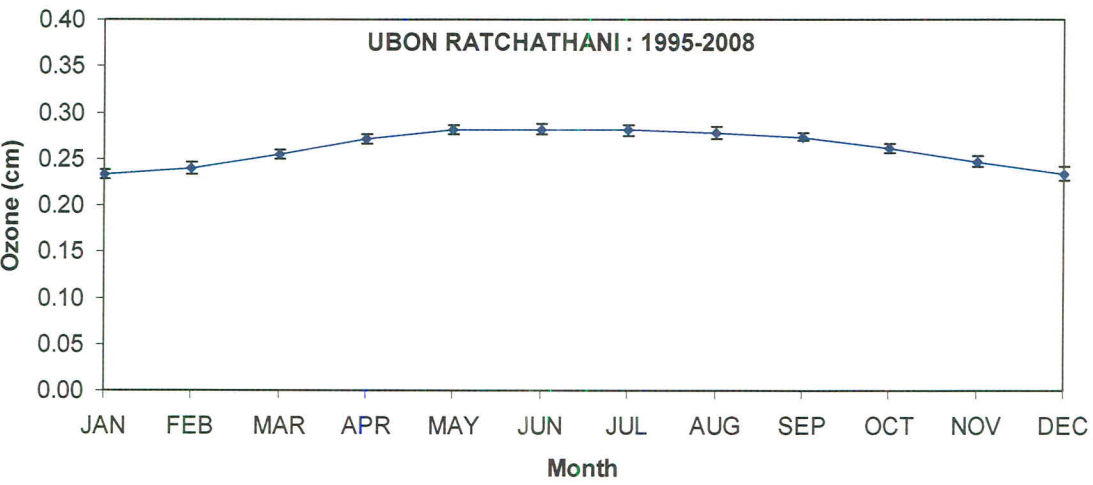
รูปที่ 3.67 การเปรียบเทียบปริมาณ โอโซนซึ่งวัดจาก TOMS และที่วัดจาก Brewer spectrophotometer

จากผลการเปรียบเทียบพบว่าปริมาณโอโซนที่วัดจาก TOMS มีความละเอียดถูกต้องในเกณฑ์ที่สามารถนำมาใช้ในงานวิจัยนี้ได้ จากนั้นผู้วิจัยจึงได้นำข้อมูลปริมาณโอโซนจาก TOMS ที่ตำแหน่งของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา มาศึกษาการเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบปี ผลที่ได้แสดงในรูปที่ 3.68-3.71

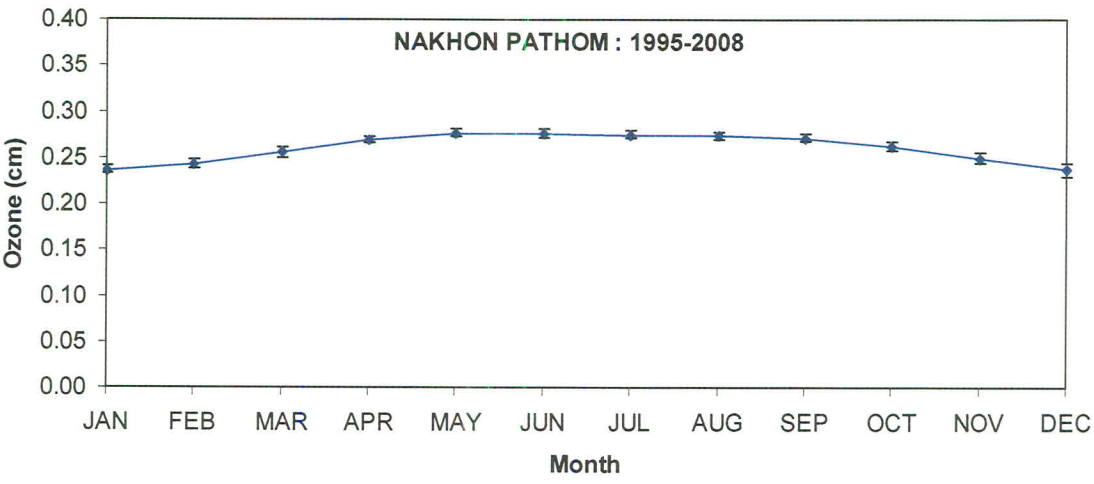
ผลที่ได้พบว่า ปริมาณโอโซนของทั้ง 4 สถานี จะค่อยๆ เพิ่มขึ้นจากเดือนมกราคมและมีค่าค่อนข้างคงที่จากเดือนเมษายนถึงเดือนกันยายน และลดลงในช่วงปลายปี ข้อมูลโอโซนที่ได้นี้จะนำไปใช้คำนวณหา Angstrom turbidity coefficient ในหัวข้อถัดไป



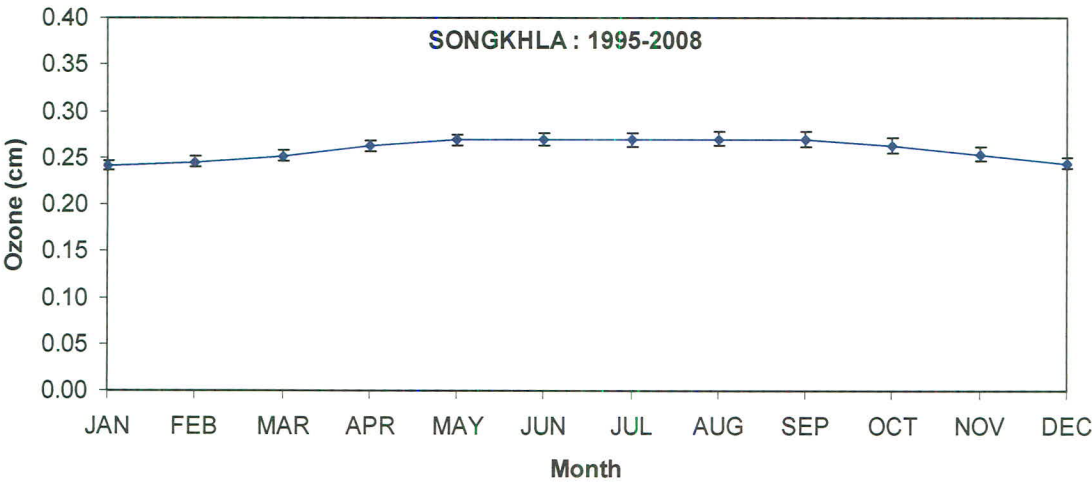
รูปที่ 3.68 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณ โอโซนของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 3.69 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณ โอโซนของสถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 3.70 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณ โอโซนของสถานีนครปฐม



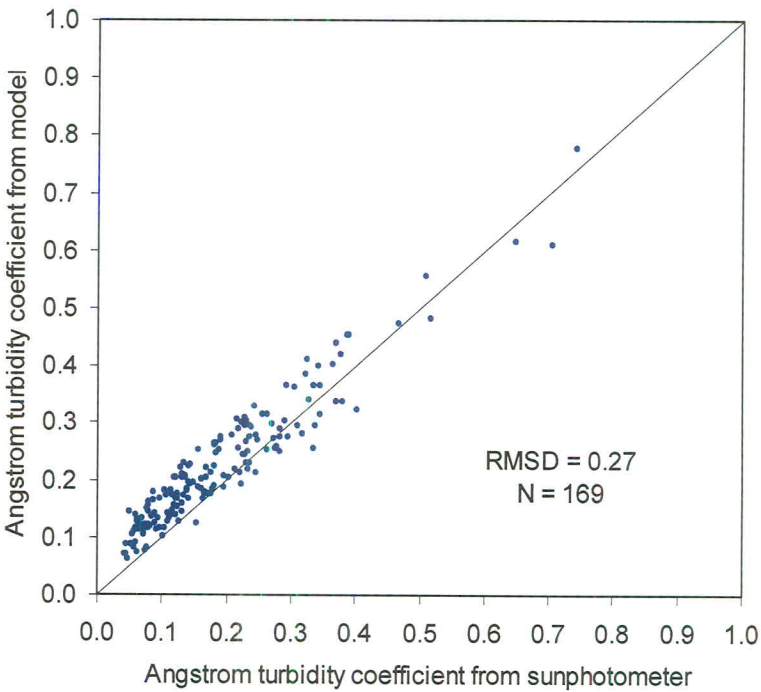
รูปที่ 3.71 การเปลี่ยนแปลงของปริมาณโอโซนของสถานีสงขลา

3.2.4 การทดสอบแบบจำลอง

เนื่องจากค่า β ที่ได้เป็นค่าที่ได้จากแบบจำลอง ถึงแม้ว่าวิธีการของ Louche และคณะ จะพิสูจน์แล้วว่าใช้ได้ผลดีกับการคำนวณสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวในประเทศฝรั่งเศสและสเปน (Pedros et al., 1999) แต่ภูมิอากาศของประเทศดังกล่าวแตกต่างจากประเทศไทยซึ่งเป็นแบบเขตร้อนชื้น (tropical climate) ดังนั้นก่อนที่จะนำแบบจำลองดังกล่าวไปคำนวณค่า β ที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา จำเป็นที่จะต้องทำการทดสอบแบบจำลองดังกล่าว โดยการนำแบบจำลองนี้ไปทำการคำนวณค่า β ที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา และทำการเปรียบเทียบผลการคำนวณกับค่าที่ได้จากเครื่อง sunphotometer ซึ่งทำการวัดค่า β ได้โดยตรง



รูปที่ 3.72 แสดงเครื่อง sunphotometer ของสถานีนครปฐม



รูปที่ 3.73 การเปรียบเทียบค่า β ที่ได้จากแบบจำลองและการวัดด้วย sunphotometer

จากกราฟรูปที่ 3.73 จะเห็นว่ากราฟส่วนใหญ่เรียงตามแนวทแยงมุม แสดงว่าค่า β ที่คำนวณจากรังสีตรงส่วนใหญ่สอดคล้องกับค่าจากการวัดด้วย sunphotometer โดยมีความแตกต่างในรูป root mean square different (RMSD) เท่ากับ 0.27 โดยผู้วิจัยจะนำวิธีการดังกล่าวที่ทดสอบแล้วนี้ไปคำนวณ β ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา ตั้งแต่ปี 1995 ถึง 2008 รวมทั้งหมด 14 ปี

3.2.5 ผลการหาค่าสัมประสิทธิ์การขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสรอม

หลังจากที่ได้จัดเตรียมข้อมูลความเข้มรังสีตรง ปริมาณไอน้ำ และโอโซนในบรรยากาศแล้ว ผู้วิจัยได้นำข้อมูลดังกล่าวแทนค่าในแบบจำลองของ Louche และคณะ (สมการ (3.15)-(3.30)) และทำการคำนวณค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสรอม (β) ที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา ในช่วงเวลา 14 ปี (ค.ศ. 1995-2008) โดยเป็นค่าเฉลี่ยต่อเดือน ผลที่ได้แสดงไว้ในตารางที่ 3.3-3.6

จากตารางที่ 3.3-3.6 จะเห็นว่าจะมีบางเดือนที่ข้อมูลขาดไปที่เป็นเช่นนี้เนื่องจากว่าแบบจำลองที่ผู้วิจัยใช้ในการหาค่า β นั้นจะต้องเลือกช่วงเวลาที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆมาคำนวณ ฉะนั้นถ้าเดือนใดที่ท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมก็จะไม่สามารถทำการคำนวณได้ หรือบางเดือนอาจจะมีบางช่วงเวลาที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆจำนวนน้อยมากซึ่งไม่สามารถนำมาเป็นตัวแทนค่าเฉลี่ยของเดือนนั้นได้ จากนั้นผู้วิจัยจึงทำการหาค่า β รายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาว โดยจะทำการหาค่าเฉลี่ยของเดือนเดียวกันจากข้อมูลทั้ง 14 ปี แล้วนำผลที่ได้มาเขียนกราฟกับเวลาดังแสดงในรูปที่ 3.74

จากตารางที่ 3.3-3.6 จะเห็นว่าค่า β แปรจากปีหนึ่งไปยังอีกปีหนึ่งของเดือนเดียวกันค่อนข้างมาก เนื่องจากว่าสภาพท้องฟ้าในเดือนเดียวกันของแต่ละปีจะไม่เหมือนกัน อย่างไรก็ตามเมื่อพิจารณากราฟรูปที่ 3.74 จะเห็นว่าค่า β รายวันเฉลี่ยต่อเดือนระยะยาวของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม มีแนวโน้มแปรตามฤดูกาลในรอบปีที่คล้ายคลึงกัน กล่าวคือในช่วงเดือนพฤศจิกายน ถึง เมษายนหรือช่วงฤดูแล้ง ค่า β จะค่อนข้างสูงเนื่องจากในช่วงนี้เกษตรกรจะมีการเผาเศษซากพืชที่เหลือจากการเกษตรกันค่อนข้างมาก และอากาศในช่วงนี้ค่อนข้างแห้งทำให้เกิดการฟุ้งกระจายของฝุ่นละอองจากพื้นผิวดินขึ้นสู่บรรยากาศ ส่วนในช่วงหน้าฝน (rainy season) ค่า β จะค่อนข้างต่ำเนื่องจากฝุ่นละอองจะถูกชะล้างโดยฝนที่ตกลงมา ส่วนสถานีสงขลาจะมีรูปแบบที่แตกต่างไปจากสถานีอื่น กล่าวคือค่า β ในรอบปีจะไม่ค่อยมีการเปลี่ยนแปลงมากนัก เนื่องจากสถานีสงขลาอยู่ติดทะเลดังนั้นฝุ่นละอองบริเวณนี้ส่วนใหญ่จึงเป็นฝุ่นละอองเกลือที่มาจากทะเล (maritime aerosols) นอกจากนั้นบริเวณนี้ยังได้รับอิทธิพลของฝนเกือบตลอดทั้งปี การแปรค่าของ β ซึ่งได้จากการคำนวณจากค่าความเข้มรังสีตรงจะแตกต่างจาก β ที่ได้จาก sunphotometer เนื่องจาก β จากความเข้มรังสีตรงเป็นข้อมูลระยะยาว 14 ปี อย่างไรก็ตามแนวโน้มส่วนใหญ่จะคล้ายกัน

ตารางที่ 3.3 ข้อมูลสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนของสถานี
เชียงใหม่

Year	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1995	—	—	—	—	—	—	—	0.390	—	0.178	0.174	0.173
1996	0.165	0.158	0.383	0.210	0.375	—	—	—	—	—	—	0.332
1997	0.193	0.229	—	0.318	0.149	—	—	—	0.154	—	—	—
1998	0.127	—	—	—	0.177	—	—	—	0.266	0.264	0.223	0.172
1999	—	0.653	0.282	0.186	—	—	—	—	—	—	0.189	0.113
2000	—	0.194	0.281	0.140	—	—	—	—	—	—	—	—
2001	0.229	0.403	—	0.418	0.124	0.108	0.096	0.091	0.260	0.234	0.171	0.133
2002	0.218	0.254	0.356	0.240	—	—	0.132	0.168	0.255	0.232	0.197	—
2003	0.174	0.180	0.213	0.291	0.179	0.180	0.112	0.163	0.204	0.283	—	—
2004	0.248	0.274	0.364	0.263	0.137	0.198	0.128	0.126	0.213	0.390	—	—
2005	0.220	0.292	—	0.193	0.177	0.210	0.095	—	—	0.338	0.160	0.160
2006	0.160	0.234	—	—	—	—	0.118	0.201	0.185	—	0.225	0.190
2007	0.168	0.217	0.362	0.216	0.093	—	0.137	0.118	0.270	0.333	0.187	0.177
2008	0.194	0.201	0.318	0.293	—	0.294	0.296	0.130	0.194	0.246	0.163	0.234

ตารางที่ 3.4 ข้อมูลสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนของสถานี
อุบลราชธานี

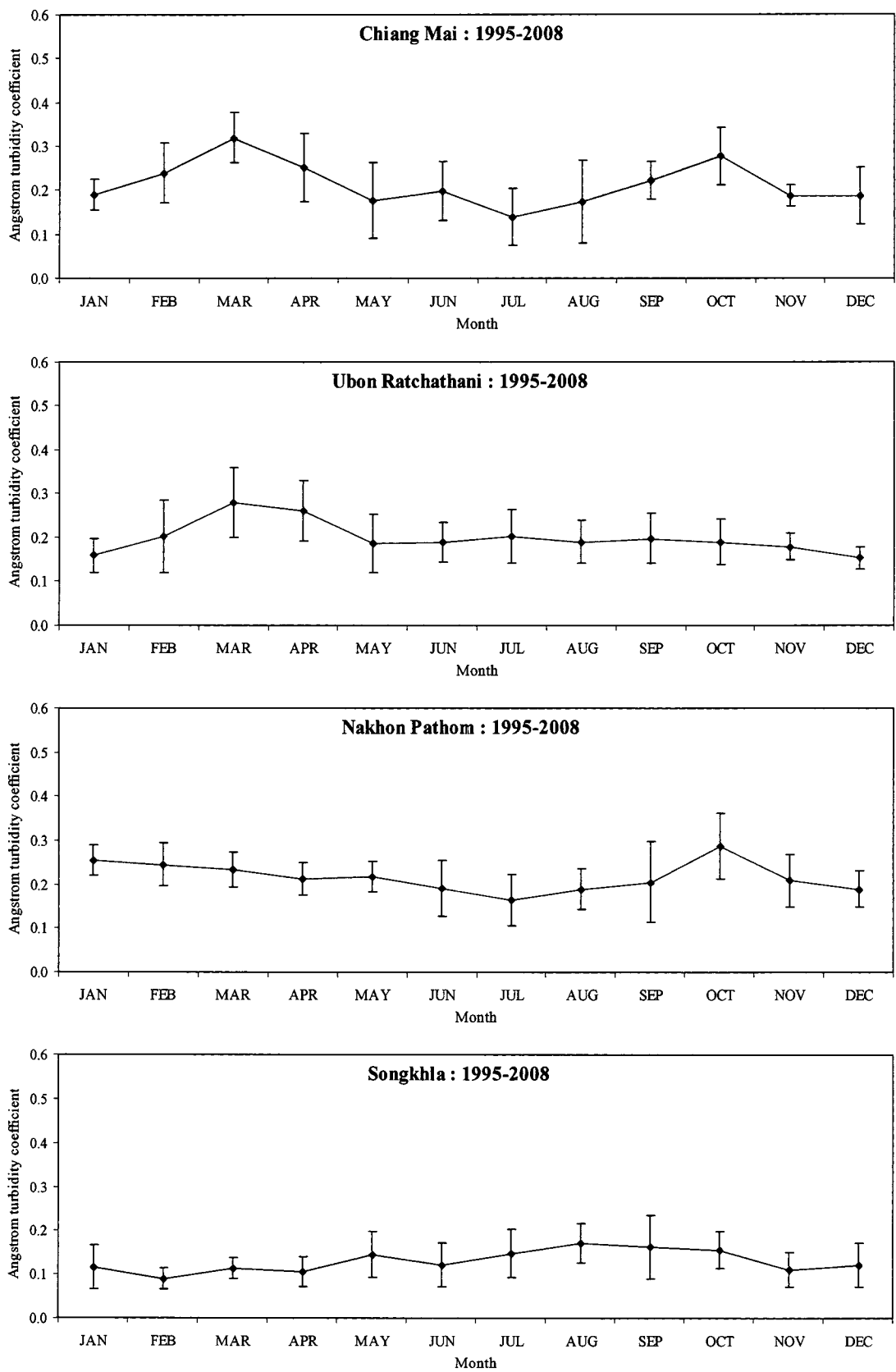
Year	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1995	0.106	—	0.322	0.194	0.095	—	—	—	—	0.117	—	0.127
1996	0.124	0.107	0.208	0.204	—	—	—	—	—	—	—	0.155
1997	0.204	—	0.232	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1998	0.118	0.189	0.247	—	—	—	—	—	—	0.104	—	0.150
1999	—	0.152	0.239	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2000	—	0.085	0.105	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2001	—	—	0.273	0.264	0.174	0.225	0.264	0.235	0.171	0.228	0.189	0.157
2002	0.174	—	0.345	0.183	0.178	—	0.149	—	—	0.154	—	—
2003	0.140	0.306	0.227	0.266	0.194	0.174	0.099	0.142	0.102	0.193	—	—
2004	0.205	0.275	0.430	0.304	0.164	0.138	0.211	0.122	0.243	0.246	0.142	—
2005	—	—	0.338	0.351	0.256	0.213	0.262	—	—	0.197	0.147	—
2006	0.151	0.156	0.321	0.222	0.160	0.141	0.192	0.248	0.191	0.195	0.176	0.135
2007	0.158	0.285	0.279	0.242	0.133	—	—	0.196	0.263	0.228	0.211	—
2008	0.211	0.273	0.357	0.394	0.321	0.246	0.242	0.197	0.217	0.244	0.211	0.201

ตารางที่ 3.5 ข้อมูลสัมประสิทธิ์ความชุ่มชื้นของบรรยากาศของอังสตรอมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนของสถานี นครปฐม

Year	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1995	—	0.220	0.289	0.228	0.210	—	—	—	—	—	0.162	0.207
1996	0.225	0.213	0.187	0.209	—	—	—	—	—	—	0.119	0.188
1997	0.251	0.218	0.294	0.170	—	0.091	—	—	—	—	0.224	
1998	0.238	0.199	0.249	0.310	—	—	0.089	0.104	—	0.410	0.314	0.152
1999	0.311	0.289	0.161	—	—	—	—	—	—	—	0.137	0.144
2000	0.275	0.170	0.182	0.167	—	—	—	—	—	—	0.150	0.137
2001	—	0.314	0.248	0.174	—	0.130	0.120	—	0.389	—	0.212	0.173
2002	0.293	0.344	0.270	0.249	0.215	0.238	0.138	0.207	0.207	—	—	—
2003	0.196	0.245	0.213	0.214	0.228	0.258	0.222	0.246	—	—	—	—
2004	0.256	0.221	0.241	0.203	0.145	—	0.131	0.182	0.121	0.216	0.245	0.257
2005	—	0.264	—	0.225	0.237	—	0.255	—	0.112	0.324	0.265	0.228
2006	—	—	0.218	0.196	0.240	0.237	—	0.163	0.203	0.239	0.270	—
2007	0.268	0.219	0.230	0.212	0.200	0.161	0.210	0.214	0.199	0.305	0.228	0.234
2008	0.234	0.274	0.259	0.203	0.263	0.220	0.149	0.210	0.209	0.224	0.183	0.172

ตารางที่ 3.6 ข้อมูลสัมประสิทธิ์ความชุ่มชื้นของบรรยากาศของอังสตรอมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนของสถานี สงขลา

Year	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1995	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1996	0.085	0.078	0.117	0.088	—	0.045	—	0.186	—	—	0.043	—
1997	0.095	0.053	0.088	0.062	0.113	0.072	—	0.156	—	0.095	—	—
1998	0.097	0.058	0.080	0.148	—	—	—	—	0.045	—	—	—
1999	—	—	0.104	—	0.078	0.085	—	—	—	—	—	—
2000	0.026	0.103	0.169	—	—	—	0.085	0.079	—	—	—	0.039
2001	—	0.095	0.123	0.063	0.083	0.065	0.087	—	—	—	—	—
2002	0.195	0.100	0.108	0.125	0.162	0.156	0.201	0.164	—	0.193	—	—
2003	0.120	0.106	0.120	0.096	0.258	0.166	0.177	0.237	0.225	0.204	0.146	0.148
2004	0.086	0.092	0.100	0.168	0.139	0.171	0.116	0.166	0.251	0.144	0.120	0.166
2005	—	0.112	0.139	0.106	0.180	0.133	0.195	0.170	—	0.182	0.154	—
2006	0.131	0.064	0.117	0.104	0.147	0.169	0.227	0.169	0.168	0.192	0.133	—
2007	0.182	0.082	0.115	—	0.115	—	0.089	0.150	0.152	0.121	0.081	0.145
2008	0.145	0.135	0.098	0.096	0.173	0.162	0.151	0.241	0.138	0.115	0.103	0.113

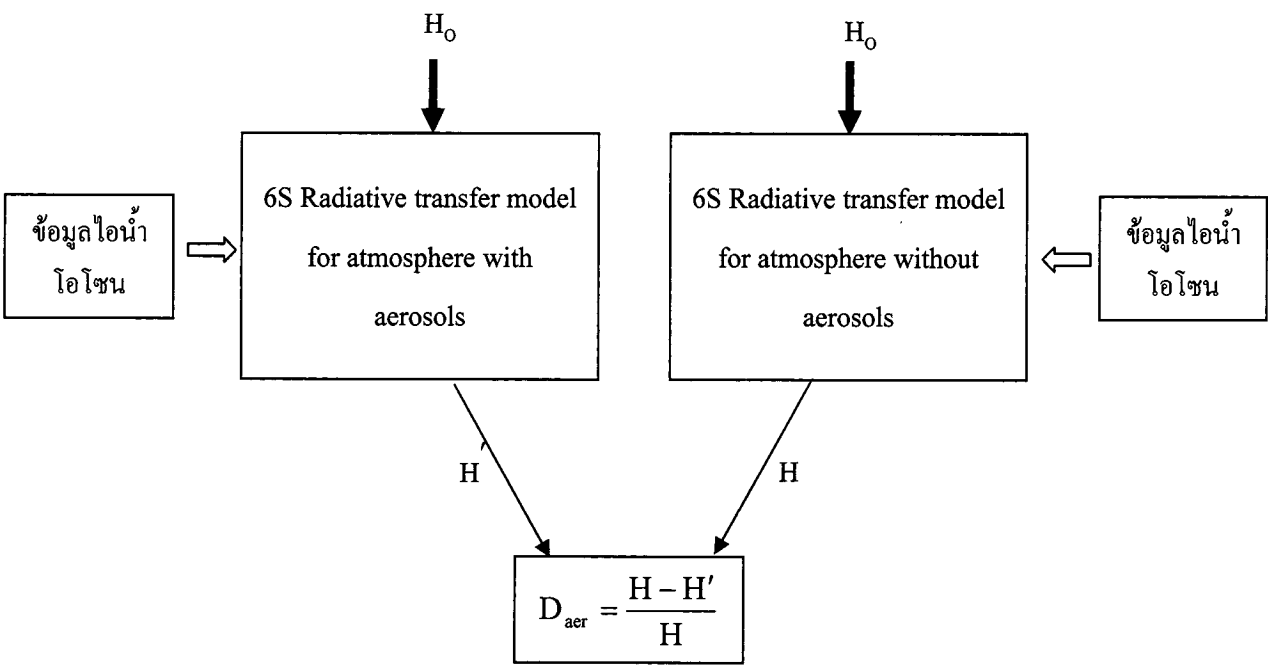


รูปที่ 3.74 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมรายวันเฉลี่ยต่อเดือนทั้ง 4 สถานี

3.3 การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง

ปริมาณการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง ถือเป็นพารามิเตอร์หนึ่งที่ใช้บอกปริมาณและคุณสมบัติการดูดกลืนและการกระเจิงแสงของฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ (anthropogenic aerosols) มีทั้งที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวล (biomass burning) และเกิดจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงในโรงงานอุตสาหกรรม และยานยนต์ต่างๆ จะมีองค์ประกอบและสมบัติทางฟิสิกส์แตกต่างกัน ตัวอย่างเช่นฝุ่นละอองจากการเผาไหม้ชีวมวลจะเป็น organic carbon (OC) ซึ่งกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ได้ถึง 90% (Kaufman et al., 2002) ส่วนฝุ่นละอองจากการเผาไหม้ในเครื่องจักรของโรงงานอุตสาหกรรมและยานยนต์ ส่วนใหญ่จะเป็น black carbon (BC) ซึ่งดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ได้มากกว่า 50% และจะมีผลโดยตรงกับการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านชั้นบรรยากาศมายังพื้นผิวโลก ทั้งนี้เพราะฝุ่นละอองจะดูดกลืน (absorb) และกระเจิง (scatter) รังสีดวงอาทิตย์ (solar radiation) ที่ผ่านบรรยากาศเข้ามา โดยปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลดลงนี้จะส่งผลกระทบต่ออัตราการระเหยของน้ำ การสังเคราะห์แสงของพืช และอุณหภูมิของพื้นผิวโลก จากการคำนวณสมดุลของพลังงานที่ระดับบนสุดของบรรยากาศ (IPCC, 2007) พบว่าฝุ่นละอองที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวลจะมีผลทำให้อุณหภูมิของบรรยากาศลดลง แต่ฝุ่นละอองที่เป็น black carbon ซึ่งมีแหล่งกำเนิดจากโรงงานอุตสาหกรรมและการเผาไหม้เชื้อเพลิงในยานยนต์ต่างๆ จะดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ ส่งผลทำให้อุณหภูมิของบรรยากาศเพิ่มขึ้น และทำให้อุณหภูมิของพื้นผิวโลกลดลง ซึ่งมีผลทำให้เกรเดียนต์ของอุณหภูมิในบรรยากาศในแนวตั้งลดลง การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวจะทำให้อัตราการระเหยของน้ำลดลง ซึ่งทำให้การก่อตัวของเมฆลดลงด้วย ซึ่งผลดังกล่าวยืนยันได้จากงานวิจัยในประเทศบราซิลและอินเดีย (Hansen et al., 1997; Ramanathan and Raman, 2005) ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงทำการหาอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองเพื่อศึกษาการเปลี่ยนแปลงตามพื้นที่และเวลาในรอบปี

ในการหาอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง ผู้วิจัยจะใช้แบบจำลองการถ่ายเทรังสี (radiative transfer model) ชื่อ Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum หรือ 6S (Vermote et al., 1997) เพื่อคำนวณค่าความเข้มรังสีรวมที่สถานีวัดของกรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน (พพ.) 38 สถานี ในสภาพที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ โดยคำนวณในสภาพที่มีฝุ่นละอองอยู่ และเปรียบเทียบกับผลการคำนวณในสภาพที่ท้องฟ้าไม่มีฝุ่นละออง แล้วนำผลต่างระหว่าง 2 กรณีดังกล่าวมาหาการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง วิธีการดังกล่าวแสดงผังแผนภูมิในรูปที่ 3.75

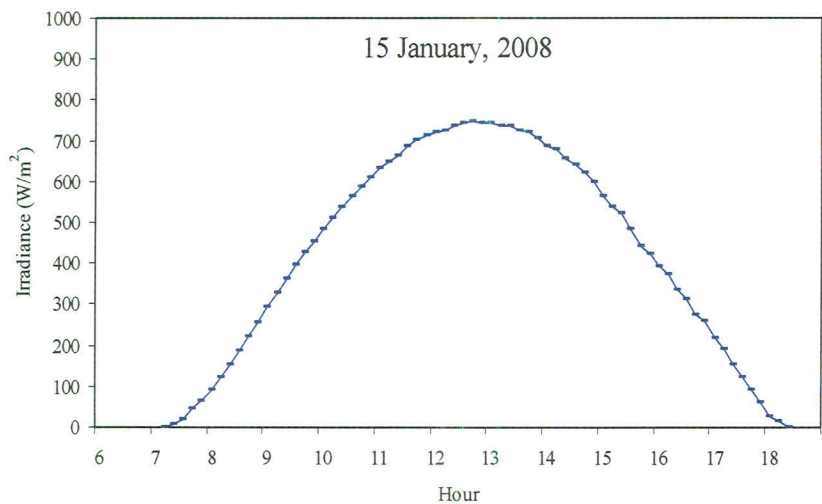


รูปที่ 3.75 แผนภูมิแสดงวิธีการคำนวณการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง

อินพุตที่สำคัญของโปรแกรม 6S ได้แก่ ข้อมูลทัศนวิสัย (visibility) ปริมาณไอน้ำ และโอโซน ในบรรยากาศ โดยข้อมูลทัศนวิสัยผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลจากสถานีอุตุนิยมวิทยา 80 แห่ง จะทำการ interpolation ให้ครอบคลุมพื้นที่ทั่วประเทศ ในด้านของข้อมูลปริมาณไอน้ำ ผู้วิจัยจะทำการคำนวณจากข้อมูลอุณหภูมิและความชื้นสัมพัทธ์ซึ่งวัดที่สถานีอุตุนิยมวิทยา 80 แห่ง และทำการ interpolation ให้ครอบคลุมพื้นที่ทั่วประเทศ เช่นเดียวกับกรณีของข้อมูลทัศนวิสัย โดยรายละเอียดของการคำนวณจะกล่าวในหัวข้อการหาปริมาณฝุ่นละอองด้วยข้อมูลดาวเทียมในบทที่ 4 สำหรับข้อมูลปริมาณโอโซน ผู้วิจัยจะใช้ปริมาณโอโซนที่ทำการวัดโดยดาวเทียม EP/TOMS และ OURA/OMI

วิธีการหาการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง ในขั้นตอนแรกผู้วิจัยจะนำข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ จากเครือข่ายความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่มหาวิทยาลัยศิลปากรจัดตั้งให้กับกรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน (พพ.) จำนวน 38 แห่ง มาทำการเขียนกราฟกับเวลาและสังเกตจากลักษณะของเส้นกราฟ เพื่อคัดเลือกว่าวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ตัวอย่างกราฟวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆแสดงดังรูปที่ 3.76

เครือข่ายสถานีวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ดังกล่าว ได้จัดตั้งขึ้นเมื่อ พ.ศ. 2544 โดยครั้งแรกมีจำนวน 25 แห่ง ต่อมาได้ติดตั้งเพิ่มเติมโดยปัจจุบัน (2553) มีสถานีวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ทั้งสิ้น 38 สถานี กระจายอยู่ตามพื้นที่ต่างๆ ทั่วประเทศ ดังแสดงในรูปที่ 3.77 และรายละเอียดของสถานีต่างๆ แสดงในตารางที่ 3.7



รูปที่ 3.76 ตัวอย่างกราฟรังสีดวงอาทิตย์ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆวันที่ 15 มกราคม 2008 ของสถานี เพชรบูรณ์



รูปที่ 3.77 แสดงที่ตั้งเครือข่ายสถานีวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ของกรมพัฒนาพลังงานทดแทน และอนุรักษ์พลังงาน (พพ.) ทั้ง 38 แห่ง

ตารางที่ 3.7 แสดงรายชื่อ และที่ตั้งของสถานีวิัด และ เดือน ปี ที่ทำการติดตั้งเครื่องวัดของเครือข่าย
สถานีวิัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ของกรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน

ลำดับ	รายชื่อสถานี	ที่ตั้ง	ละติจูด	ลองจิจูด	เดือน ปีที่ติดตั้ง
	ภาคเหนือ				
1	ศูนย์สำรวจอุทกวิทยา จ.เชียงราย	อ.เมือง จ.เชียงราย	20.08	99.88	ม.ค.2545
2	โครงการไฟฟ้าพลังน้ำแม่สาง จ.แม่ฮ่องสอน	อ.เมือง จ.แม่ฮ่องสอน	19.48	97.95	พ.ย.2544
3	ศูนย์ทดลองวิชาการพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน จ. เชียงใหม่	อ.สันทราย จ.เชียงใหม่	18.83	98.88	พ.ย.2544
4	ศูนย์บริการโครงการสูบน้ำด้วยไฟฟ้า จ.น่าน	อ.เมือง จ.น่าน	18.72	100.75	ม.ค.2545
5	ศูนย์ควบคุมและรายงานคอยอินทนนท์ กองทัพอากาศ (เรดาร์)	อ.จอมทอง จ.เชียงใหม่	18.59	98.49	ธ.ค.2548
6	สำนักงานอุทยานแห่งชาติคอยอินทนนท์ (สำนักงาน)	อ.จอมทอง จ.เชียงใหม่	18.54	98.52	มี.ค.2548
7	ศูนย์บริการนักท่องเที่ยวอุทยานแห่งชาติคอยอินทนนท์ (แม่กลาง)	อ.จอมทอง จ.เชียงใหม่	18.49	98.67	มี.ค.2548
8	สถานีอุตุนิยมวิทยาแม่สะเรียง	อ.แม่สะเรียง จ. แม่ฮ่องสอน	18.17	97.93	ก.ย.2547
9	สถานีอุตุนิยมวิทยาแพร่	อ.เมือง จ.แพร่	18.06	100.06	ก.ย.2547
10	สถานีตรวจอากาศเกษตรคอยมุเซอ	อ.เมือง จ.ตาก	16.80	98.90	ธ.ค.2544
11	ศูนย์ทดลองวิชาการพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน จ. พิชณุโลก	อ.เมือง จ.พิษณุโลก	16.78	100.27	ธ.ค.2544
	ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ				
12	ศูนย์สำรวจอุทกวิทยาหนองคาย	อ.เมือง จ.หนองคาย	17.87	102.72	ธ.ค.2544
13	สถานีอุตุนิยมวิทยาเลย (กลุ่มงานอากาศเกษตร)	อ.เมือง จ.เลย	17.40	101.00	มี.ค.2548
14**	สถานีอุตุนิยมวิทยานครพนม	อ.เมือง จ.นครพนม	16.97	104.73	ธ.ค.2544
15***	สถานีเรดาร์ตรวจอากาศขอนแก่น	อ.เมือง จ.ขอนแก่น	16.19	102.80	ม.ค.2545
16	สถานีตรวจอากาศเกษตรร้อยเอ็ด	อ.เมือง จ.ร้อยเอ็ด	16.07	103.00	มี.ค.2549
17*	สถานีตรวจอากาศเกษตรอุบลราชธานี	อ.เมือง จ.อุบลราชธานี	15.25	104.87	ม.ค.2545
18	สถานีอุตุนิยมวิทยานครราชสีมา	อ.เมือง จ.นครราชสีมา	14.97	102.08	ธ.ค.2544
19	สถานีตรวจอากาศเกษตรสุรินทร์	อ.เมือง จ.สุรินทร์	14.88	103.50	ธ.ค.2544
	ภาคกลาง				
20	สถานีอุตุนิยมวิทยาเพชรบูรณ์	อ.เมือง จ.เพชรบูรณ์	16.43	101.15	ธ.ค.2544
21****	สถานีอุตุนิยมวิทยานครสวรรค์	อ.เมือง จ.นครสวรรค์	15.67	100.12	พ.ย.2544
22	สถานีอุตุนิยมวิทยาอุทกบัวชุม	อ.ชัยบาดาล จ.ลพบุรี	14.83	100.62	ธ.ค.2544
23	สถานีอุตุนิยมวิทยาทองผาภูมิ	อ.ทองผาภูมิ จ.กาญจนบุรี	14.73	98.63	ม.ค.2545
24	สถานีอุตุนิยมวิทยากาญจนบุรี	อ.เมือง จ.กาญจนบุรี	14.02	99.53	ธ.ค.2547
25	กรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน	เขตปทุมวัน กรุงเทพมหานคร	13.75	100.52	มี.ค.2545

ลำดับ	รายชื่อสถานี	ที่ตั้ง	ละติจูด	ลองจิจูด	เริ่มติดตั้ง
26	สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์	อ.เมือง จ.ประจวบคีรีขันธ์	11.83	99.83	ธ.ค.2544
	ภาคตะวันออก				
27	ศูนย์บริการโครงการสูบน้ำด้วยไฟฟ้า จ.ปราจีนบุรี	อ.กบินทร์บุรี จ.ปราจีนบุรี	13.97	101.70	ธ.ค.2544
28	สถานีอุตุนิยมวิทยาสระแก้ว	อ.อรัญประเทศ จ.สระแก้ว	13.70	102.58	พ.ย.2549
29	สถานีอุตุนิยมวิทยาชลบุรี	อ.เมือง จ.ชลบุรี	13.37	100.97	มี.ค.2548
30*	สถานีอุตุนิยมวิทยาดราด	อ.คลองใหญ่ จ.ตราด	11.77	102.88	มี.ค.2549
	ภาคใต้				
31	สถานีอุตุนิยมวิทยาชุมพร	อ.เมือง จ.ชุมพร	10.40	99.18	ก.พ.2548
32	สถานีอุตุนิยมวิทยาระนอง	อ.เมือง จ.ระนอง	9.98	98.62	ธ.ค.2544
33	สถานีตรวจอากาศเกาะสมุย	อ.เกาะสมุย จ.สุราษฎร์ธานี	9.47	100.05	ม.ค.2545
34	สถานีอุตุนิยมวิทยาสุราษฎร์ธานี	อ.พุนพิน จ.สุราษฎร์ธานี	9.13	99.15	มี.ค.2548
35	ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันตก	อ.เมือง จ.ภูเก็ต	8.13	98.30	ธ.ค.2544
36	สถานีอุตุนิยมวิทยาตรัง	อ.เมือง จ.ตรัง	7.52	99.62	มี.ค.2548
37	สำนักงานพัฒนาและส่งเสริมพลังงาน ภูมิภาคที่ 4	อ.หาดใหญ่ จ.สงขลา	6.92	100.43	ม.ค.2545
38	สถานีอุตุนิยมวิทยานราธิวาส	อ.เมือง จ.นราธิวาส	6.40	101.82	ม.ค.2545

หมายเหตุ

- * ย้ายมาจากศูนย์บริการโครงการสูบน้ำด้วยไฟฟ้า จ. จันทบุรี เมื่อเดือนมีนาคม พ.ศ. 2549
- ** ย้ายมาจากศูนย์บริการโครงการสูบน้ำด้วยไฟฟ้า จ. นครพนม เมื่อเดือนพฤษภาคม พ.ศ. 2549
- *** ย้ายมาจากศูนย์บริการโครงการสูบน้ำด้วยไฟฟ้า จ. ขอนแก่น เมื่อเดือนเมษายน พ.ศ. 2549
- **** ย้ายมาจากศูนย์บริการโครงการสูบน้ำด้วยไฟฟ้า จ. นครสวรรค์ เมื่อเดือนมกราคม พ.ศ. 2550

เมื่อได้คัดเลือกวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆซึ่งเป็นตัวแทนของแต่ละเดือนแล้ว ผู้วิจัยจะทำการ คำนวณหาค่ามุมซินิกซ์ และอาซิมุท ที่เวลาเที่ยงวันในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆที่เป็นตัวแทนของเดือน นั้นๆ ส่วนค่าปริมาณไอน้ำ และโอโซน ผู้วิจัยจะใช้ค่าเฉลี่ยรายเดือนเป็นอินพุท ส่วนค่าทัศนวิสัยผู้วิจัย จะใช้ข้อมูลที่สังเกตการณ์เมื่อเวลา 13 นาฬิกา จากนั้นจึงทำการคำนวณหาค่าความเข้มรังสีรวมทั้งที่ พื้นผิวโลกกรณีบรรยากาศปราศจากฝุ่นละออง และความเข้มรังสีรวมทั้งที่พื้นผิวโลกกรณีบรรยากาศมีฝุ่น ละอองที่เวลาเที่ยงวัน

ก่อนที่ผู้วิจัยจะนำค่าความเข้มรังสีรวมทั้งที่พื้นผิวโลกทั้ง 2 กรณี ที่ได้จากแบบจำลองไปทำการ คำนวณหาการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง ผู้วิจัยจะดำเนินการทดสอบความถูกต้อง ของแบบจำลองโดยการนำค่าความเข้มรังสีรวมทั้งที่พื้นผิวโลกกรณีบรรยากาศมีฝุ่นละอองมาเปรียบเทียบกับ ค่าความเข้มรังสีรวมทั้งที่พื้นผิวโลกที่ทำการวัดด้วยเครื่องไพราโนมิเตอร์ในวันและเวลาเดียวกัน ผลการเปรียบเทียบแสดงในรูปที่ 3.78

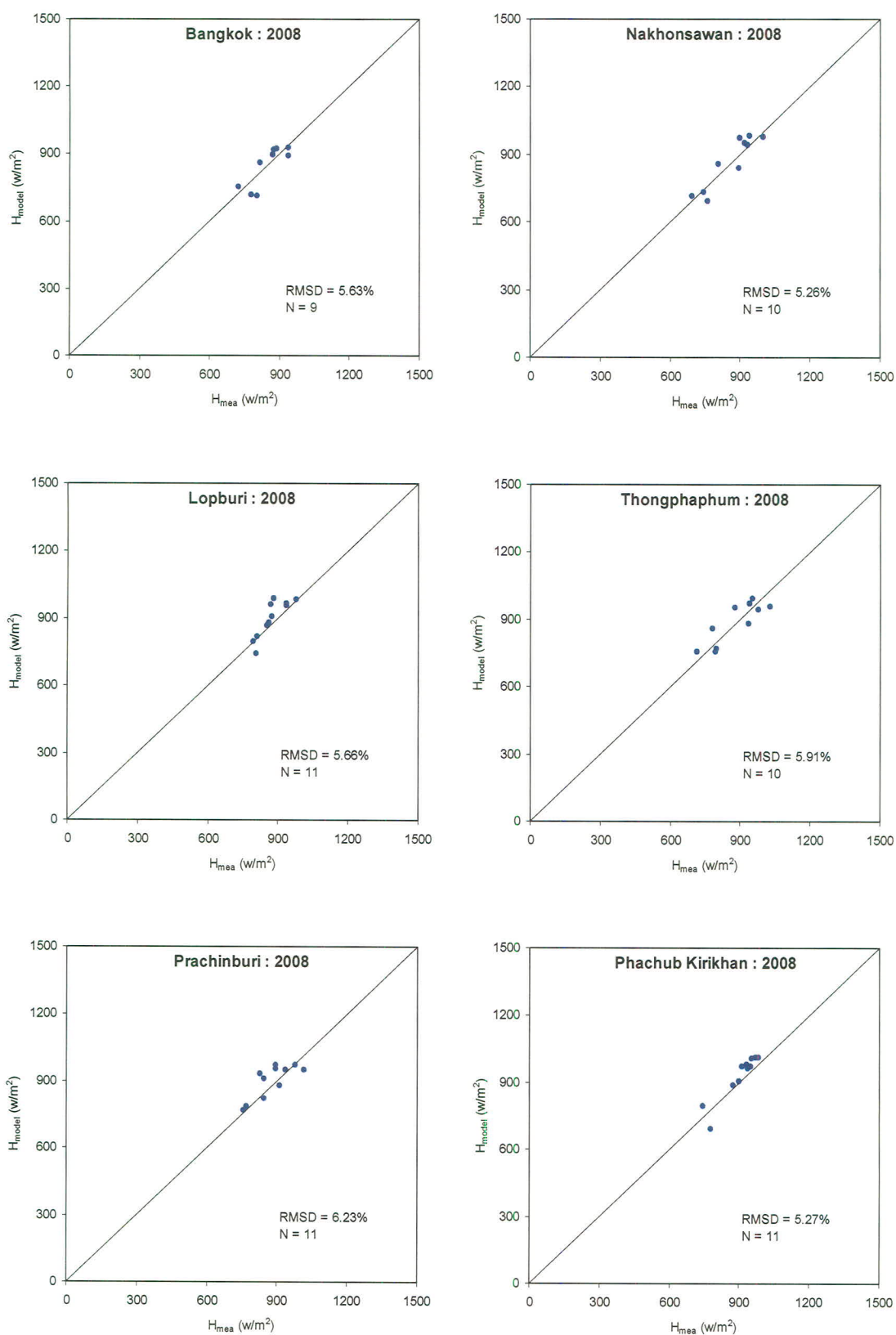
จากผลการเปรียบเทียบค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากแบบจำลองกับค่าที่ได้จากการวัดจะ เห็นว่า แบบจำลองสามารถคำนวณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ได้ใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการวัด จากนั้น

ผู้วิจัยจะนำค่ารังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากแบบจำลองดังกล่าวหาสัมประสิทธิ์การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง (aerosol depletion) โดยใช้สมการ (3.42)

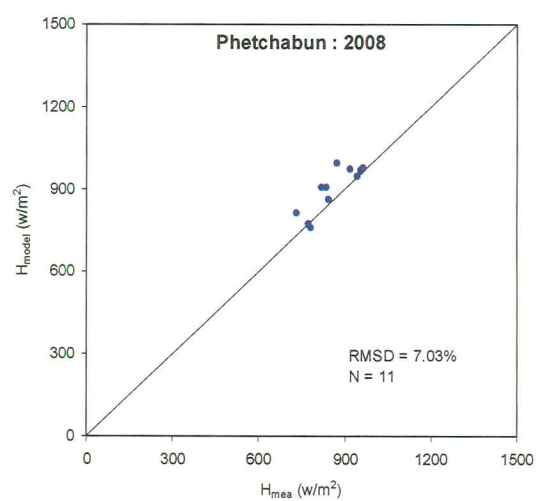
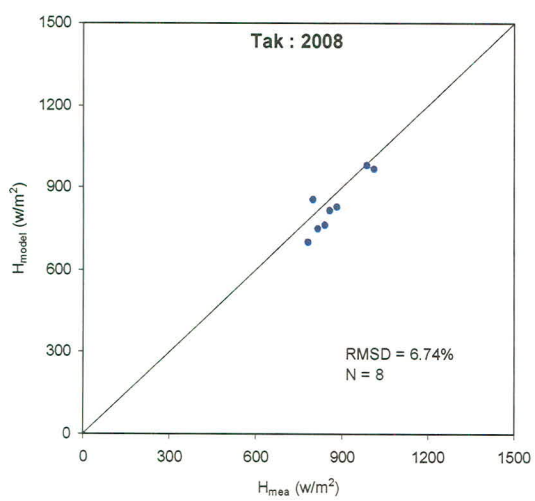
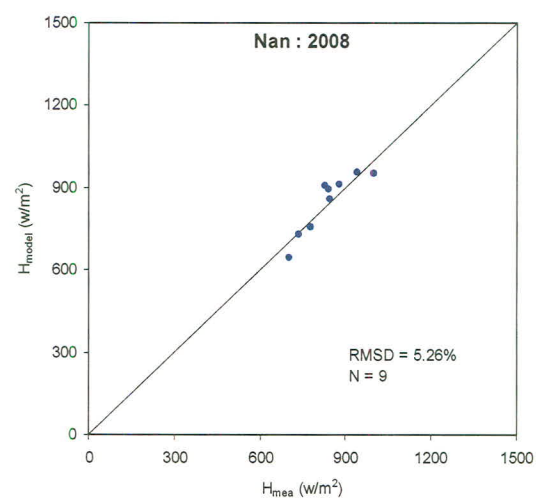
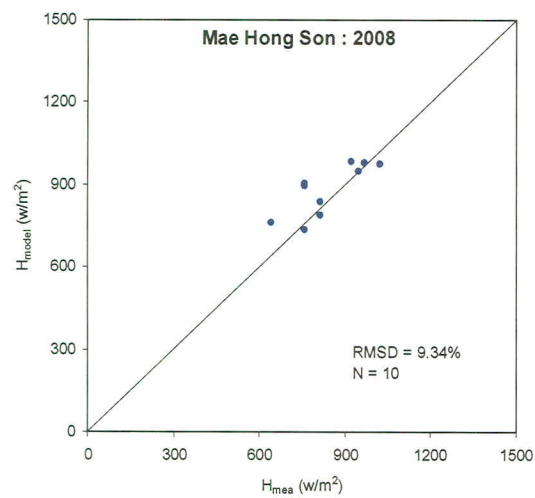
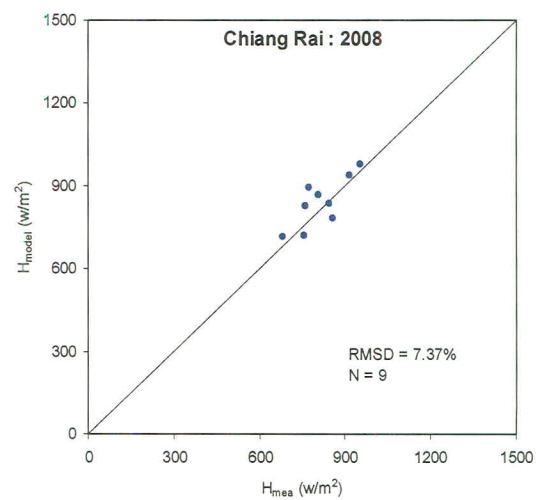
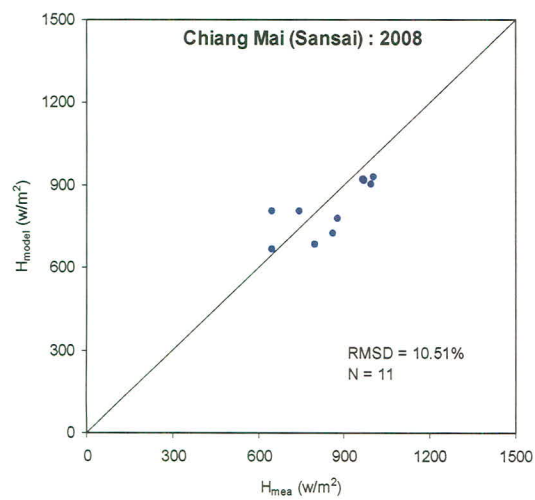
$$D_{\text{aer}} = \frac{H - H'}{H} \tag{3.42}$$

- เมื่อ D_{aer} คือ สัมประสิทธิ์การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง
- H คือ ความเข้มรังสีรวมที่พื้นผิวโลกกรณีบรรยากาศปราศจากฝุ่นละออง
- H' คือ ความเข้มรังสีรวมที่พื้นผิวโลกกรณีบรรยากาศมีฝุ่นละออง

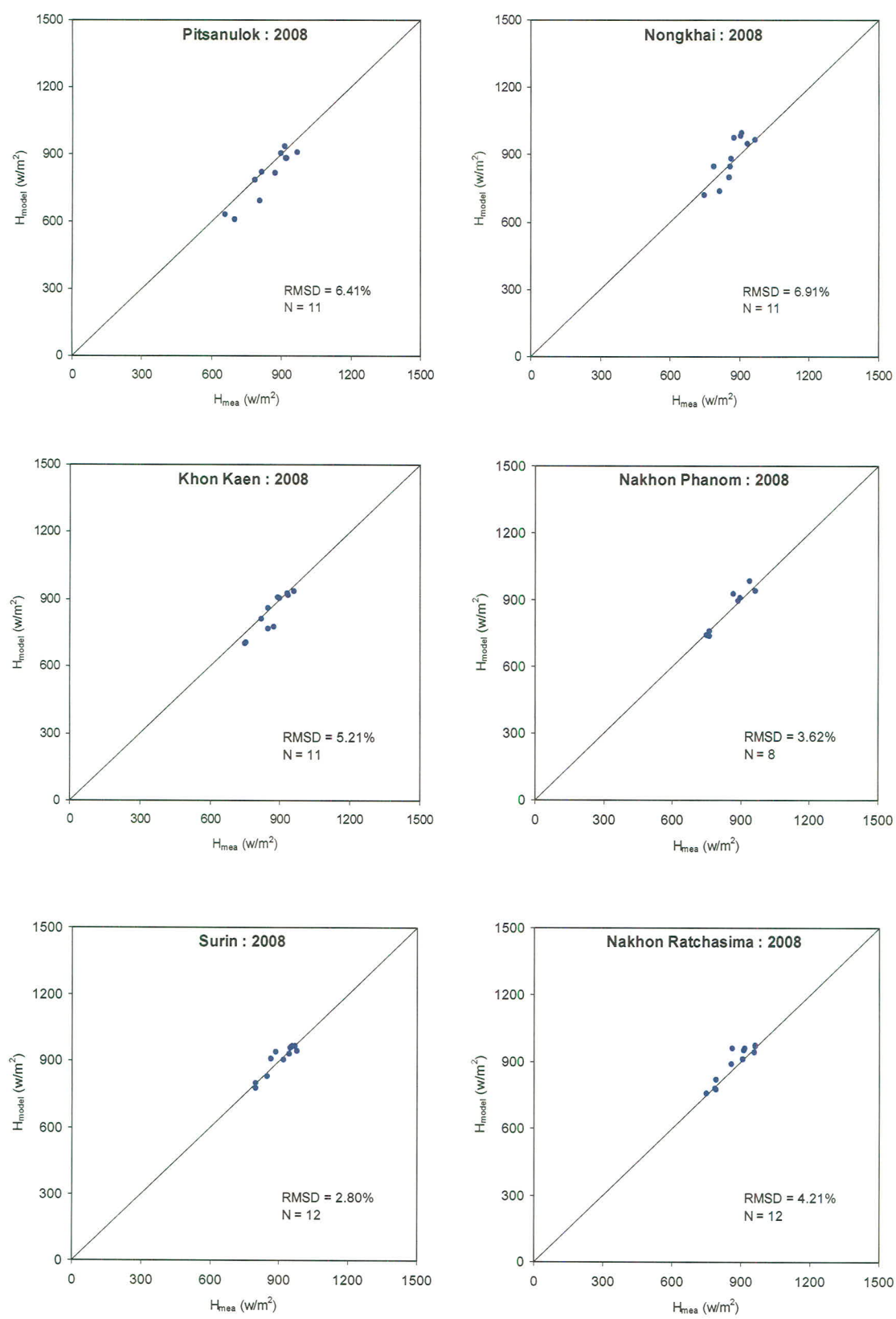
หลังจากนั้น ผู้วิจัยจะนำค่าสัมประสิทธิ์การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองมาหาค่าเฉลี่ยรายเดือนจากข้อมูลทุกปี แล้วนำมาเขียนกราฟกับเวลา ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 3.79



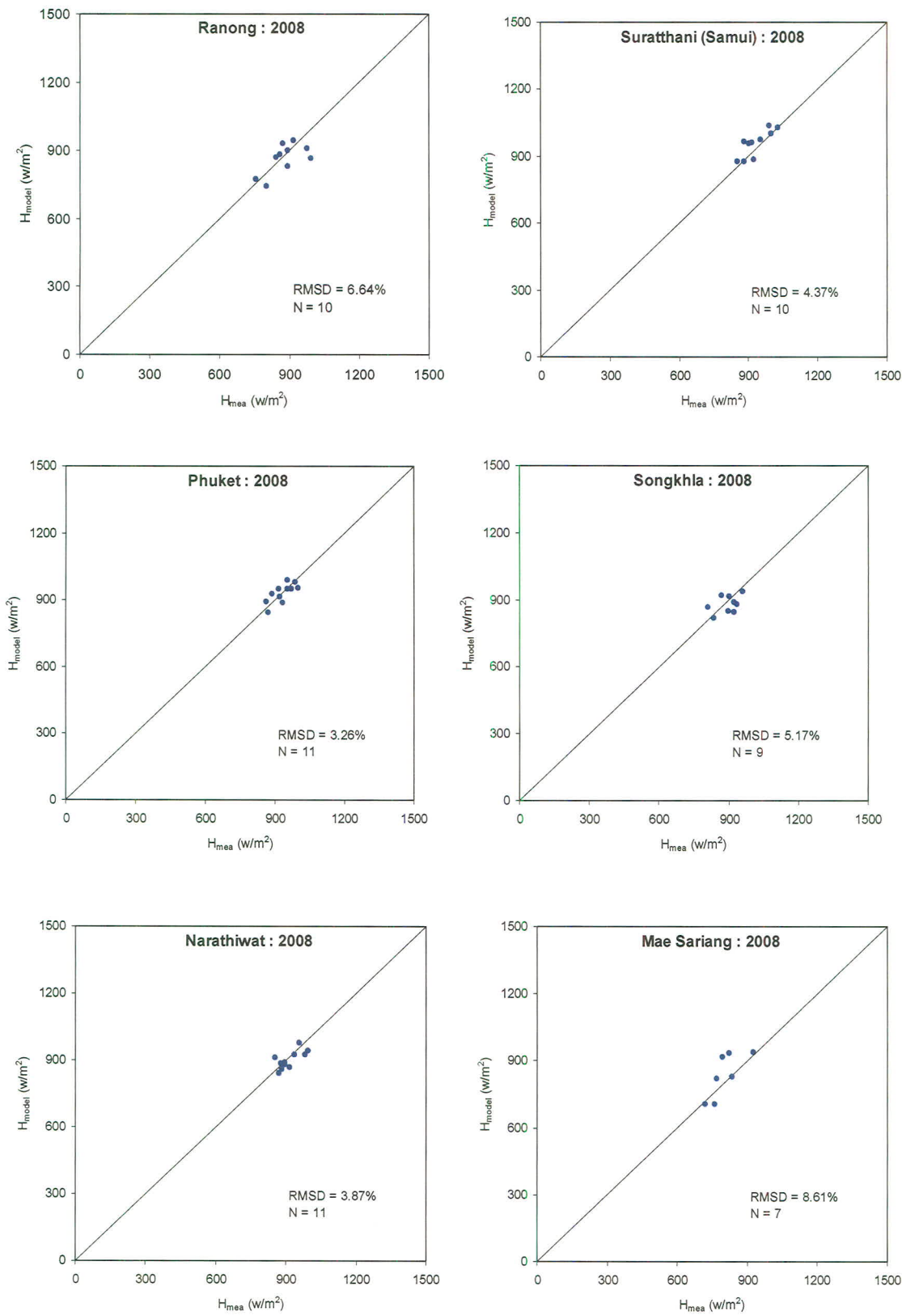
รูปที่ 3.78 การเปรียบเทียบค่ารังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จากแบบจำลอง (H_{model}) กับค่าที่ได้จากการวัดด้วย
 เครื่องไพราโนมิเตอร์ (H_{meas}) ของสถานีวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ของกรมพัฒนาพลังงาน
 ทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน (พพ.)



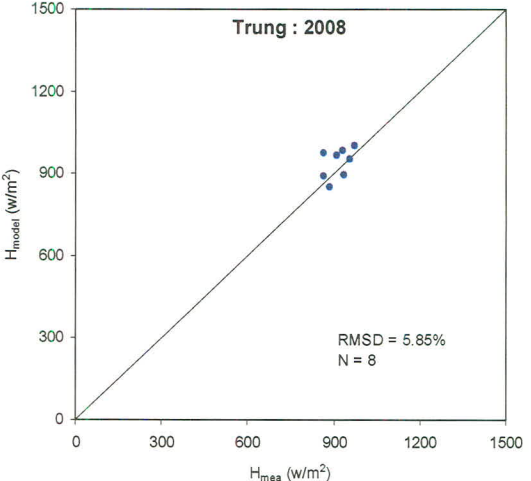
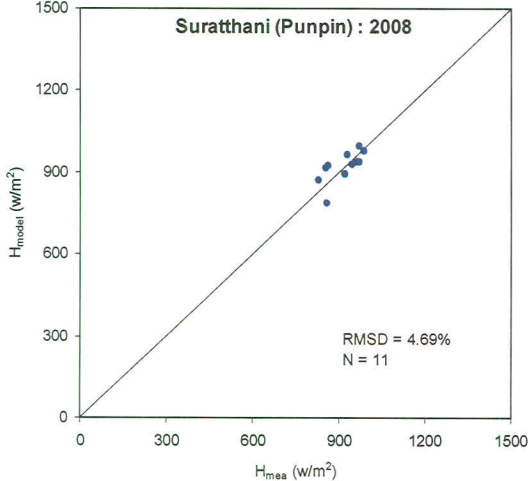
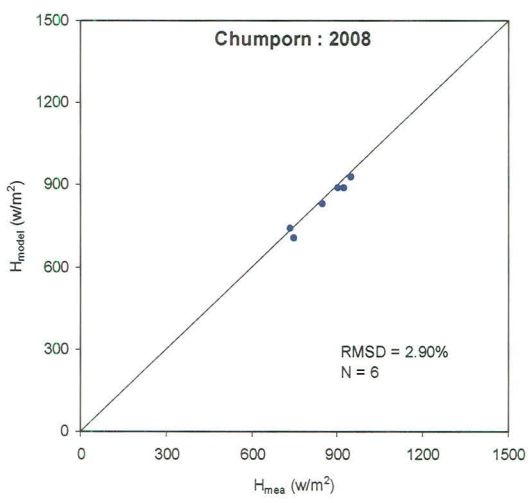
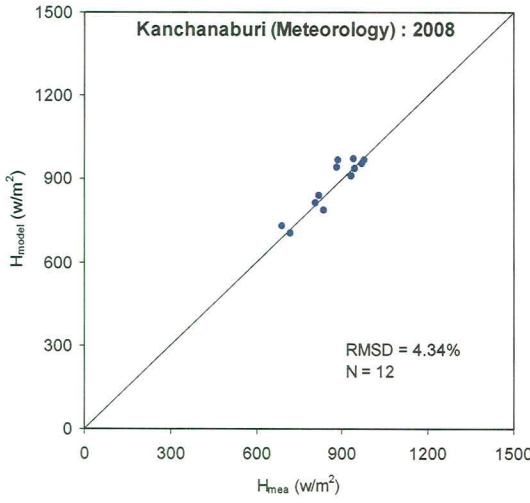
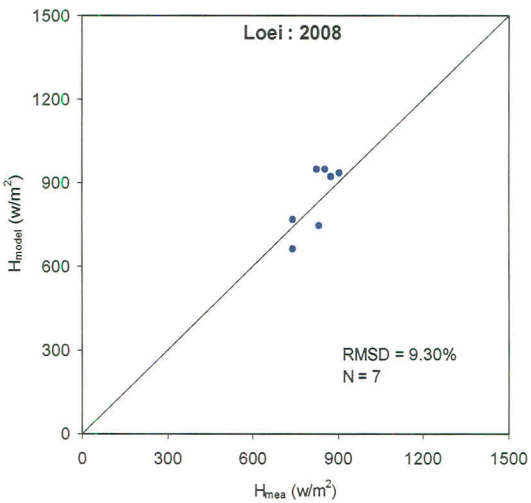
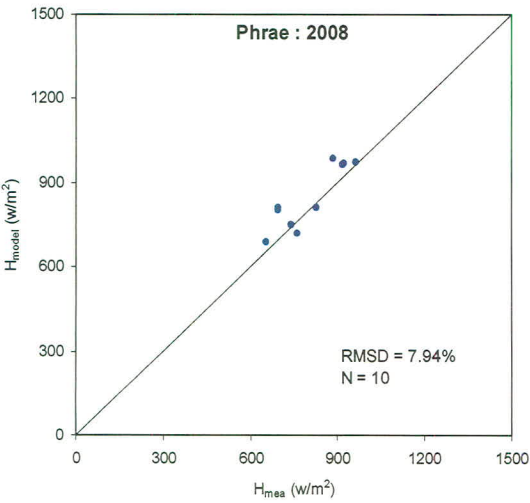
รูปที่ 3.78 (ต่อ)



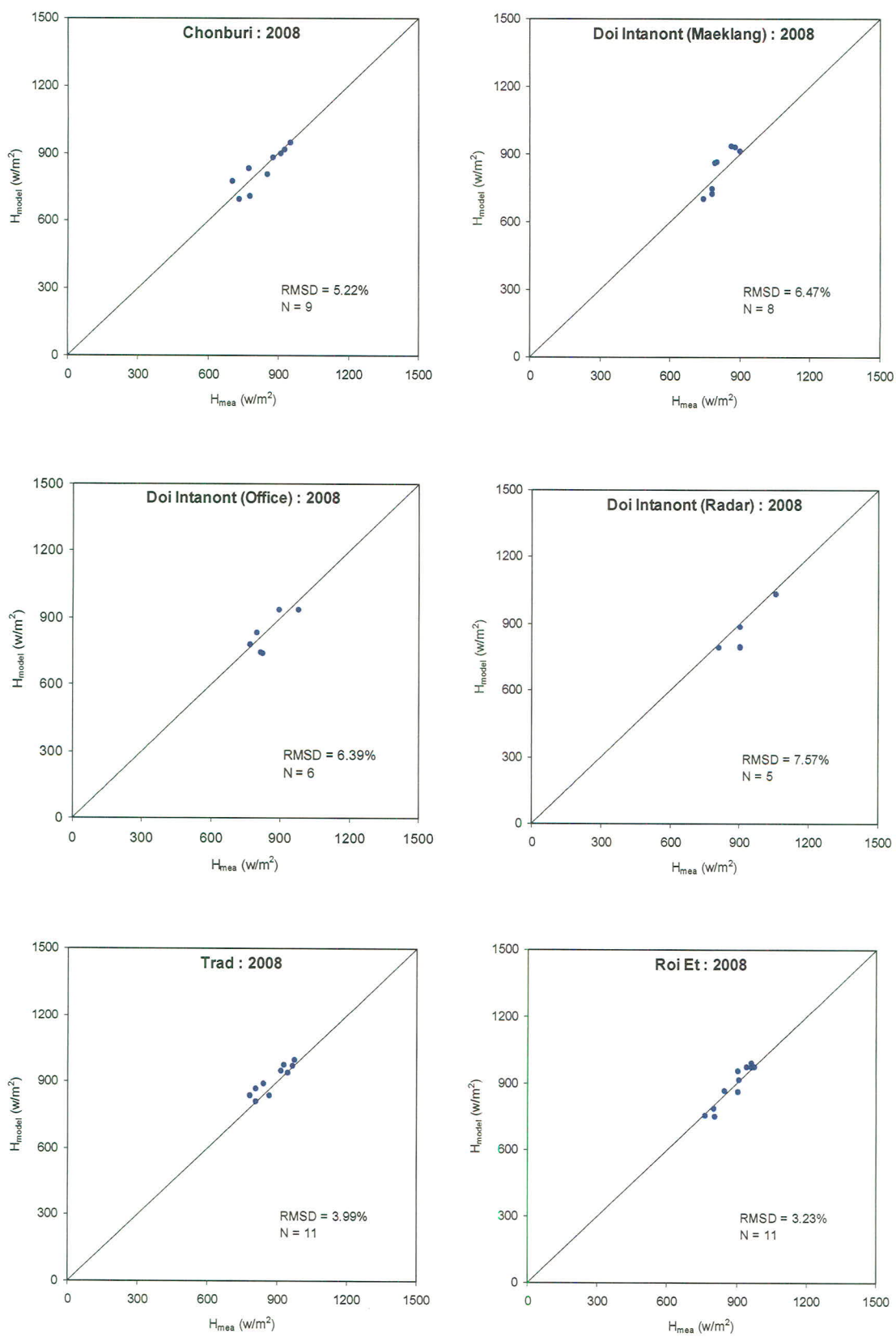
รูปที่ 3.78 (ต่อ)



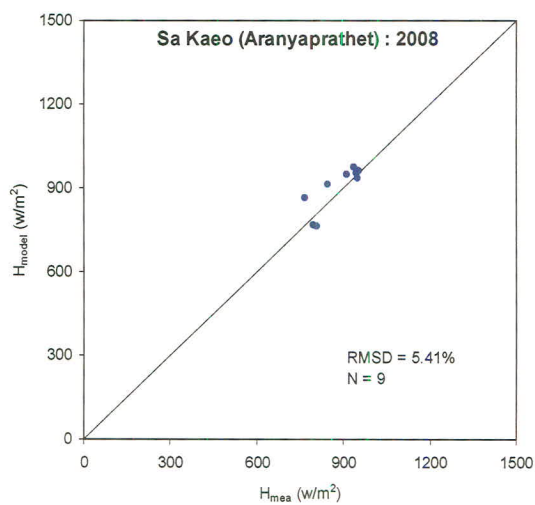
รูปที่ 3.78 (ต่อ)



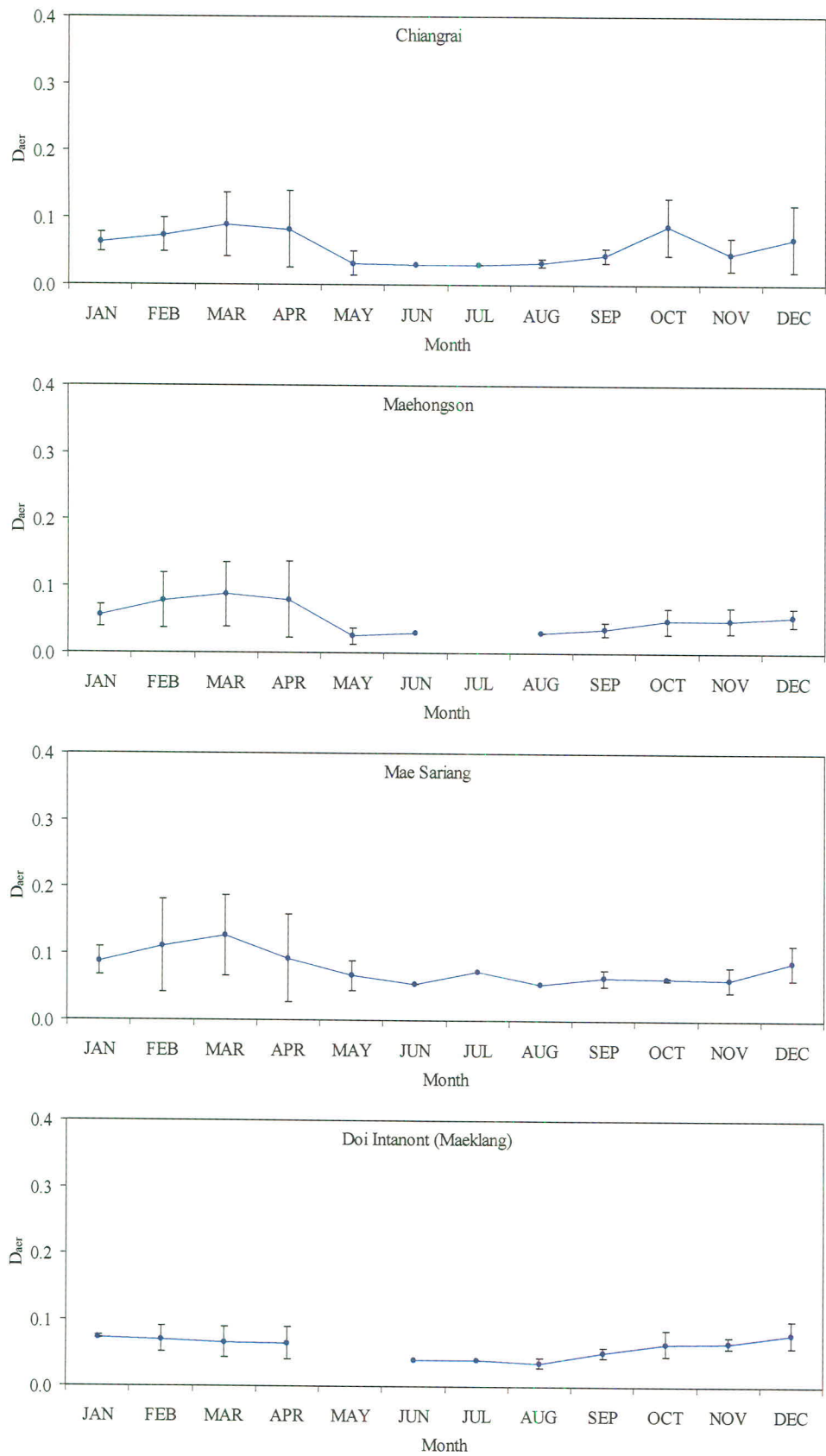
รูปที่ 3.78 (ต่อ)



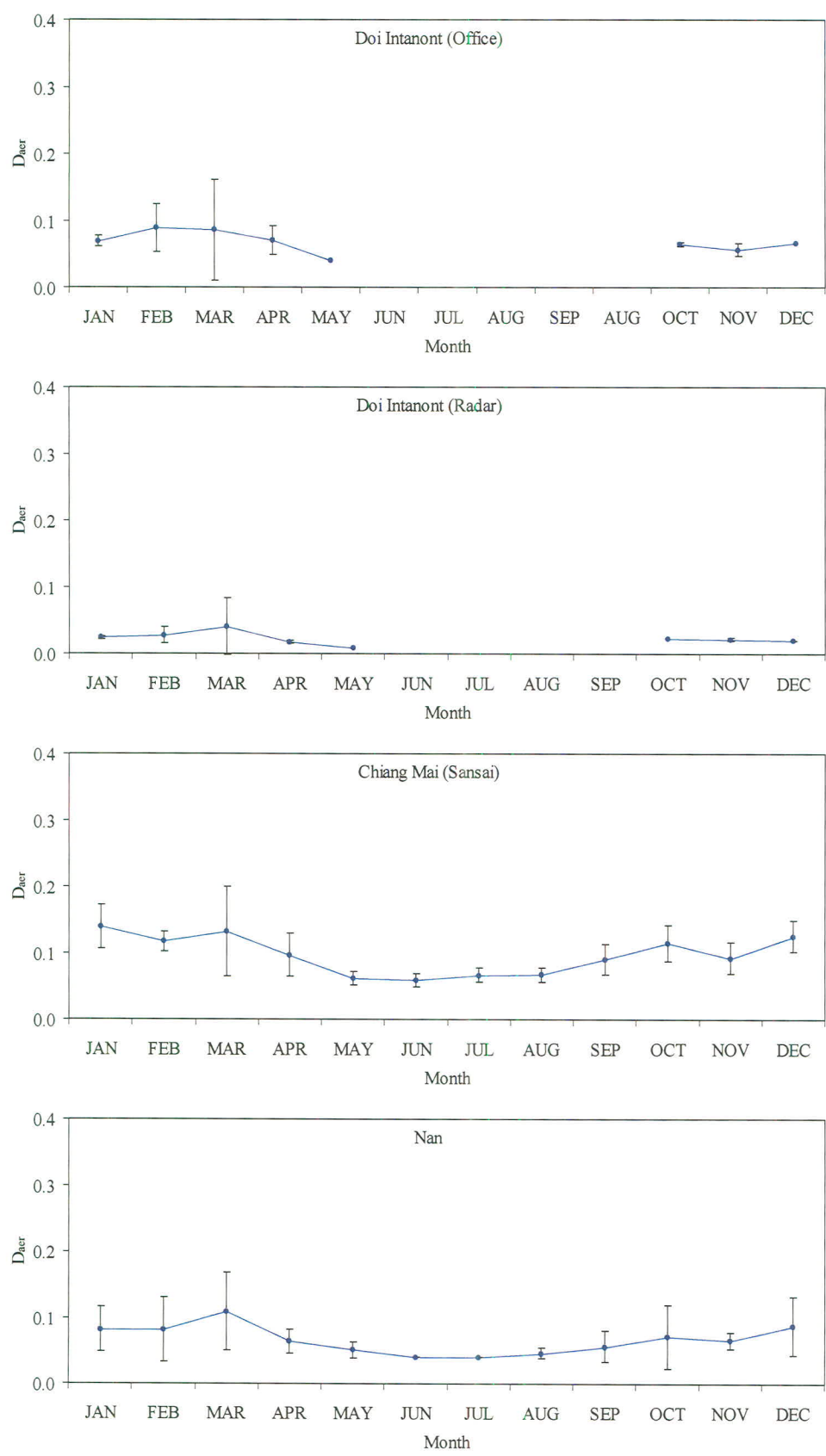
รูปที่ 3.78 (ต่อ)



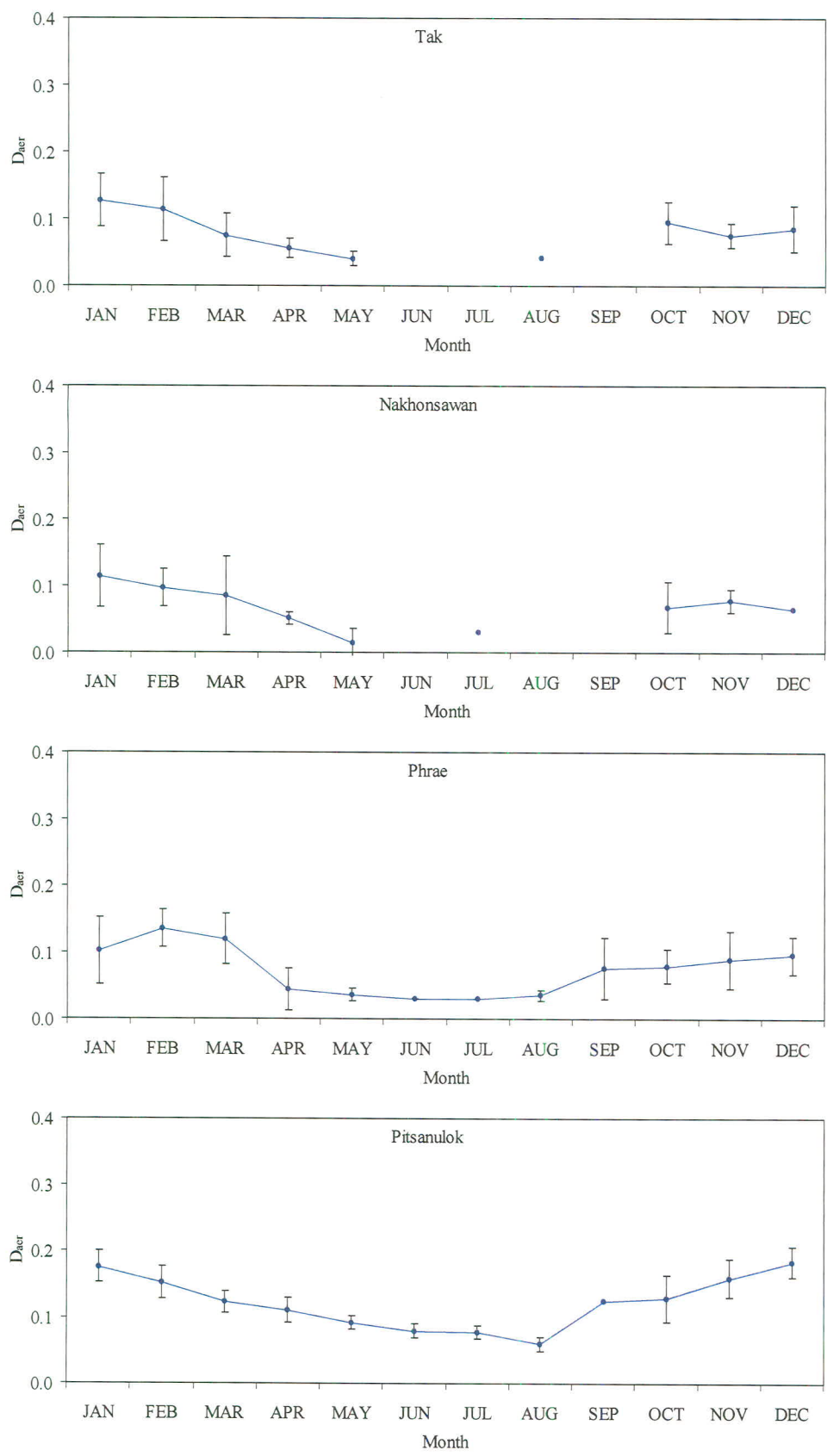
รูปที่ 3.78 (ต่อ)



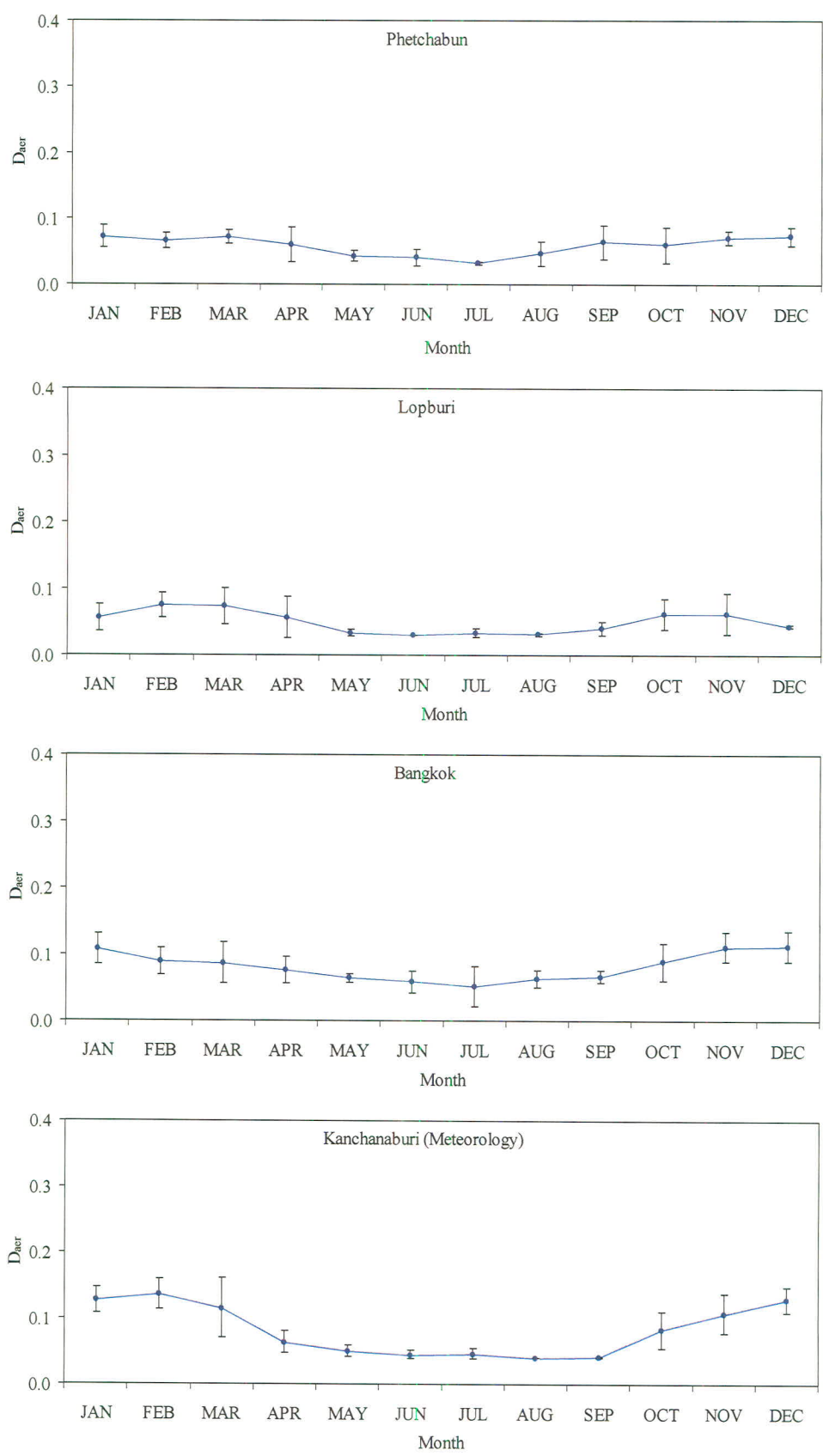
รูปที่ 3.79 สัมประสิทธิ์การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง (D_{aer}) ที่สถานีวัดของกรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน (พพ.)



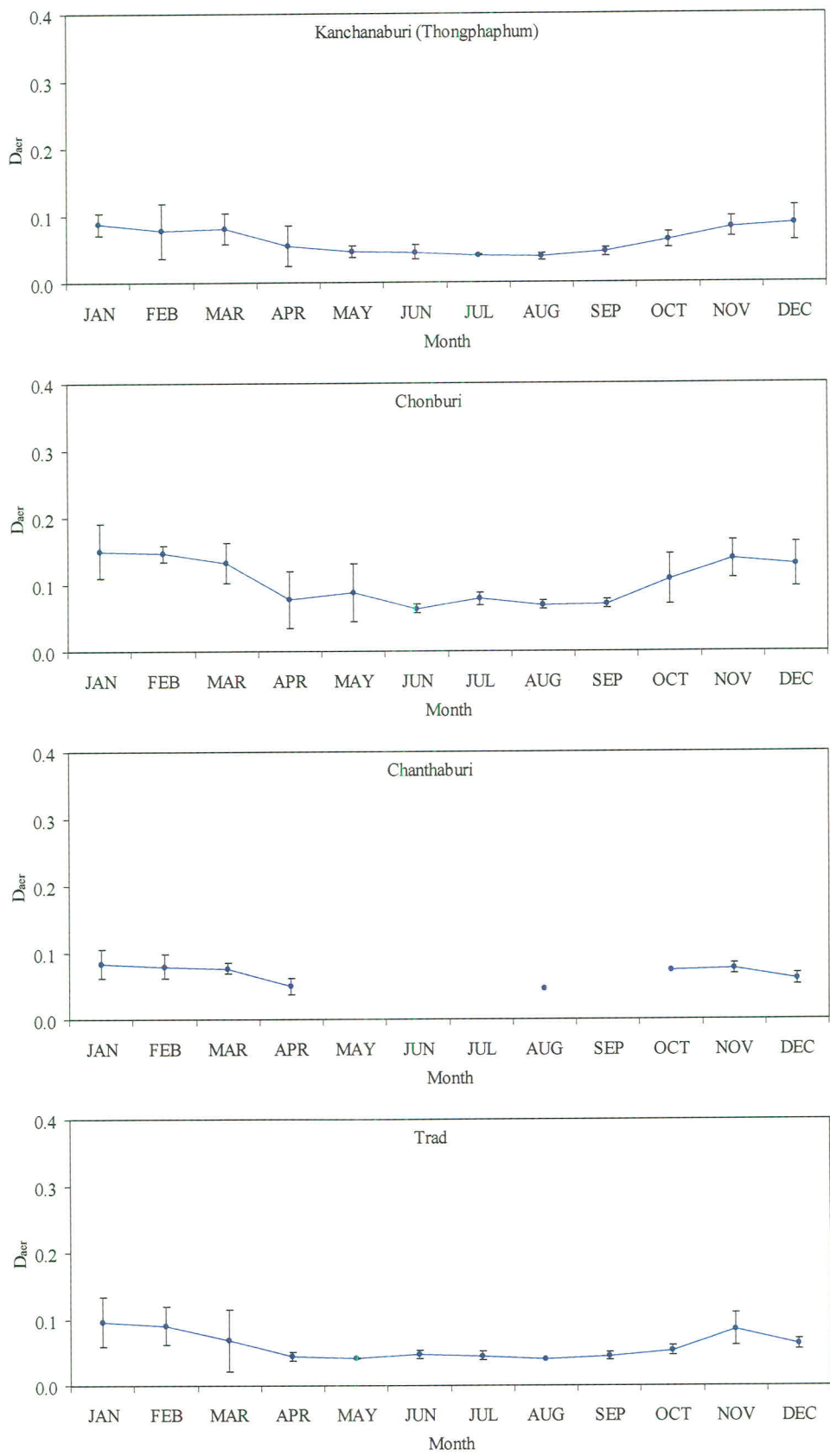
รูปที่ 3.79 (ต่อ)



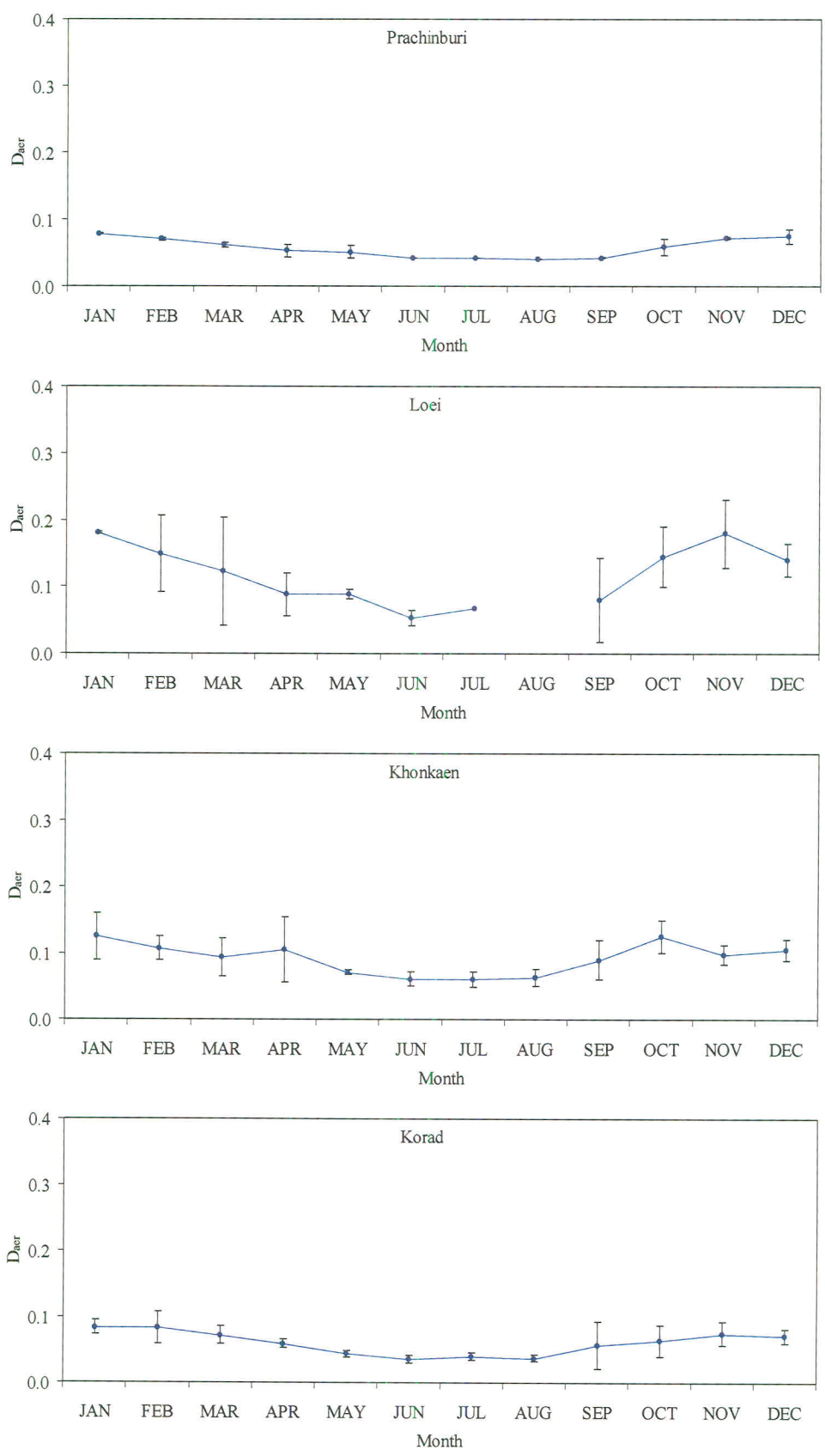
รูปที่ 3.79 (ต่อ)



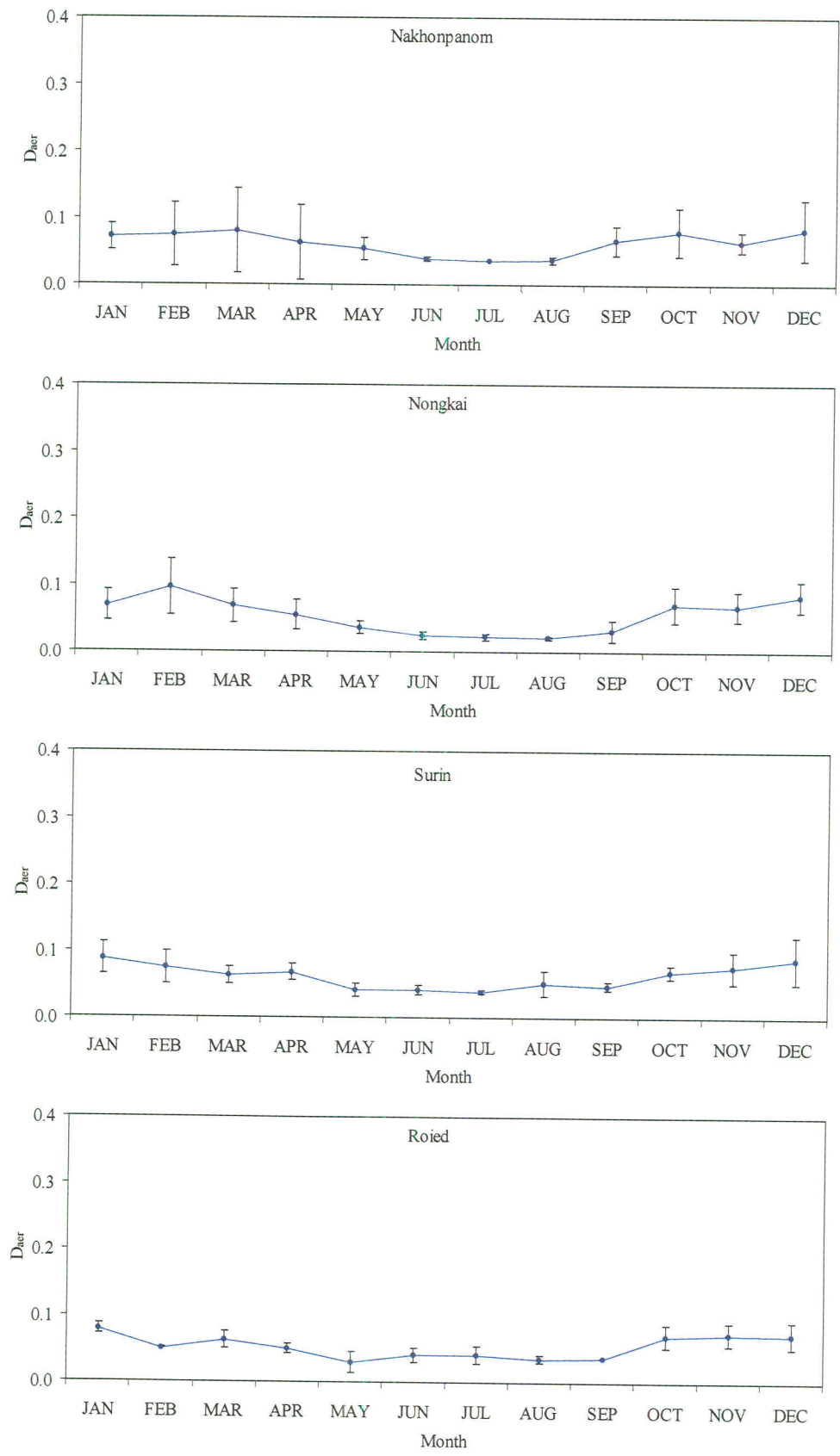
รูปที่ 3.79 (ต่อ)



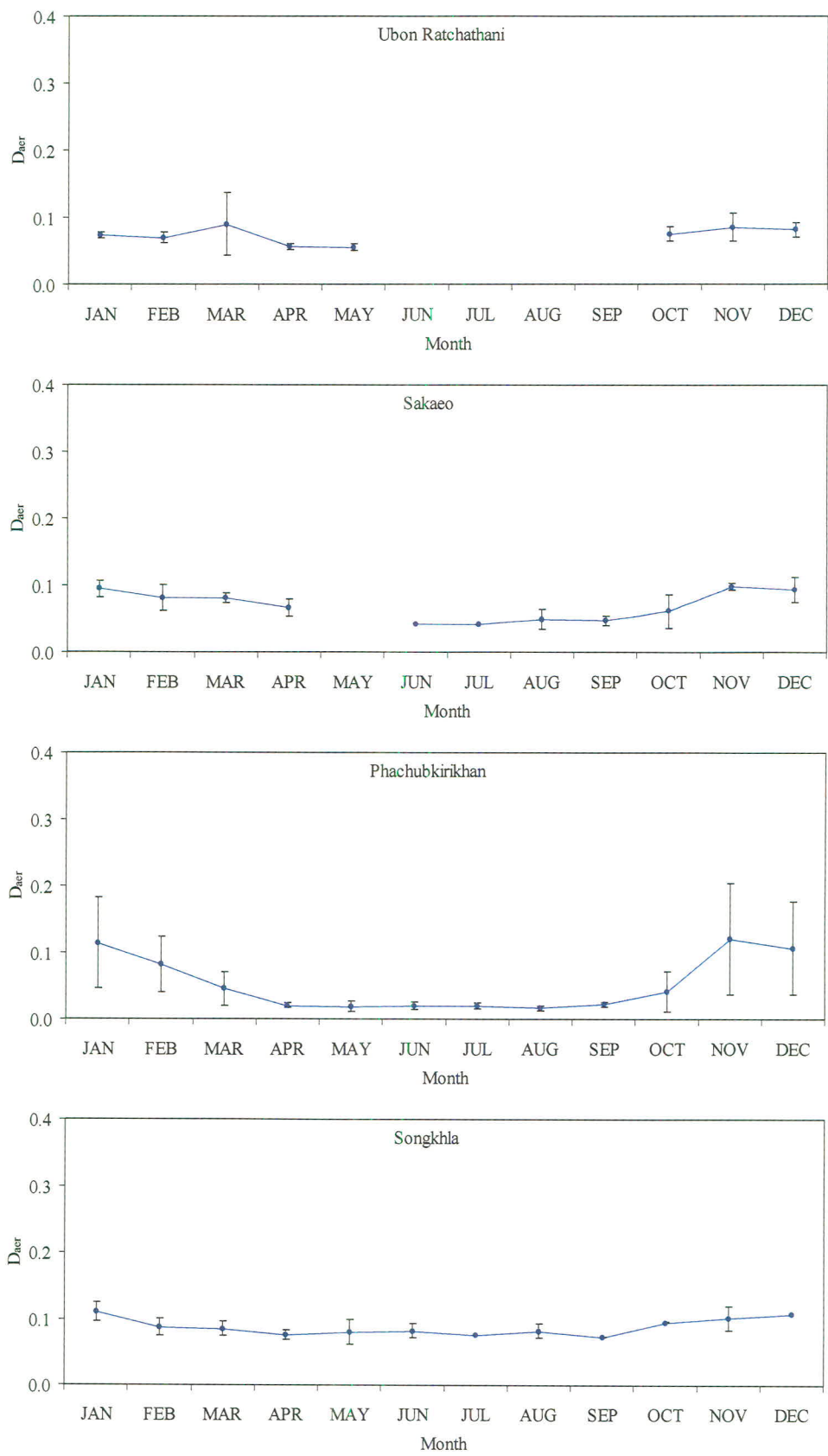
รูปที่ 3.79 (ต่อ)



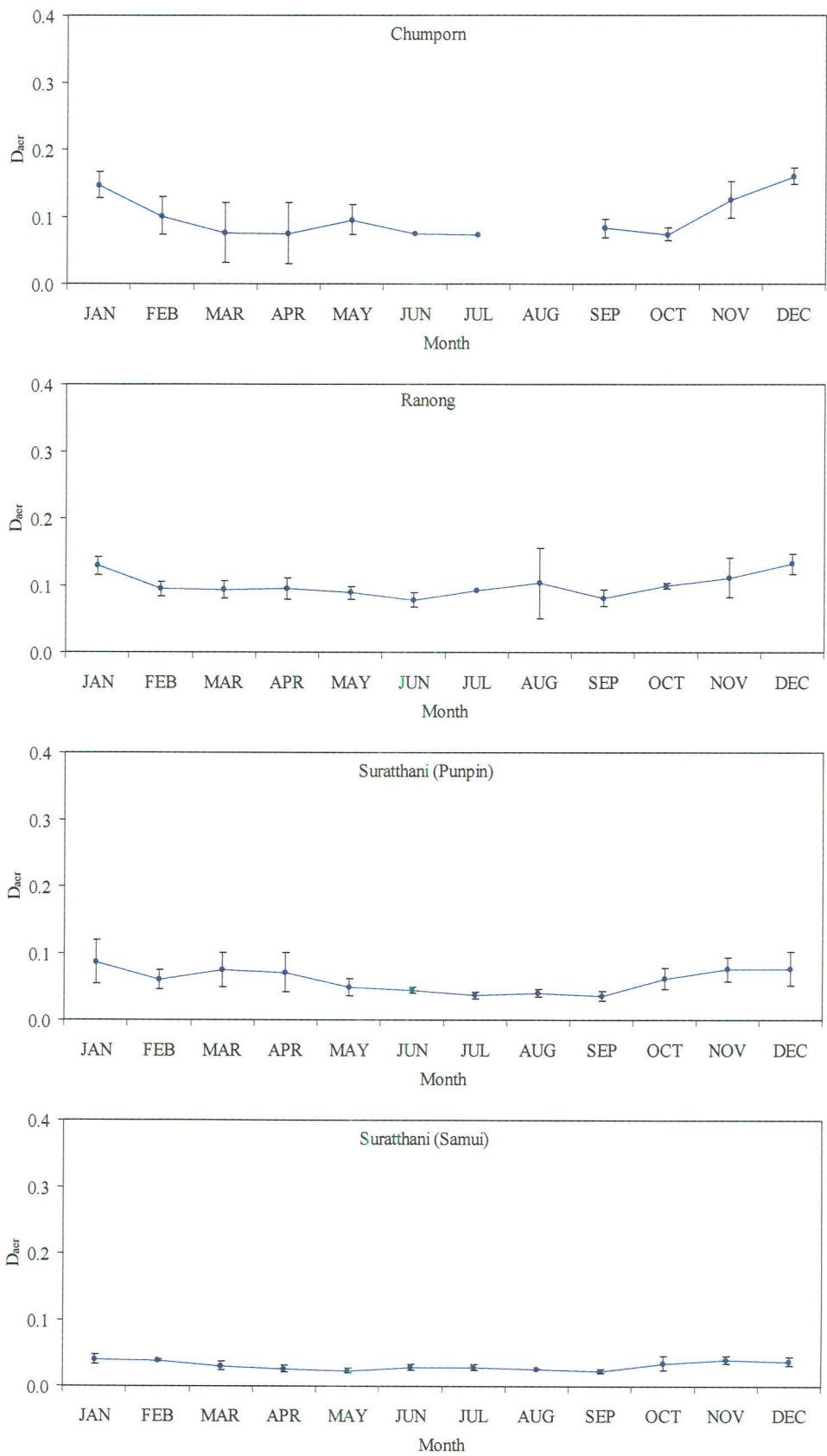
รูปที่ 3.79 (ต่อ)



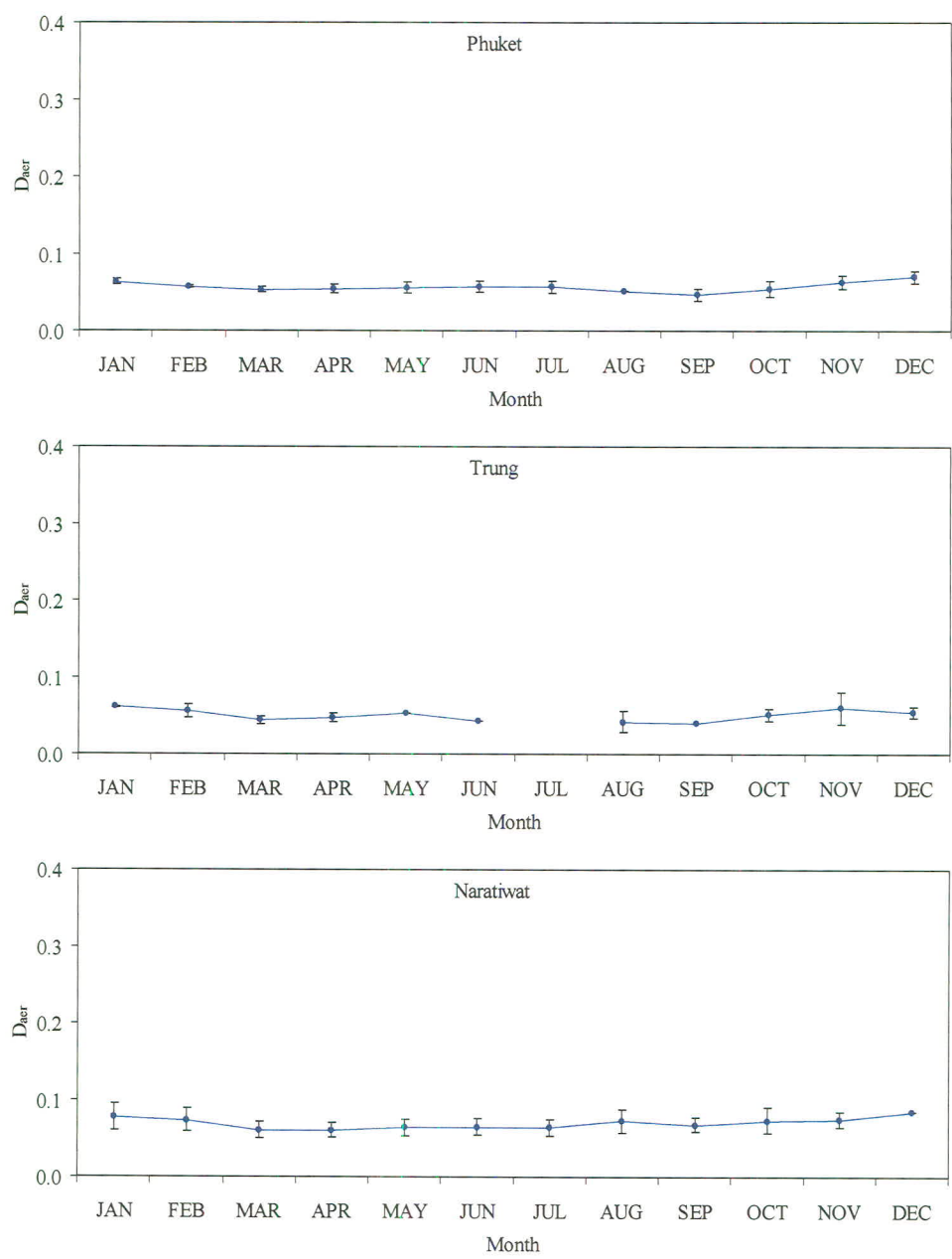
รูปที่ 3.79 (ต่อ)



รูปที่ 3.79 (ต่อ)



รูปที่ 3.79 (ต่อ)



รูปที่ 3.79 (ต่อ)

จากกราฟรูปที่ 3.79 จะเห็นว่าค่าอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง มีการเปลี่ยนแปลงตามพื้นที่และเวลาในรอบปีซึ่งสามารถสรุปได้ดังนี้

ลักษณะการแปรค่าของอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองในรอบปีของสถานีในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลาง จะมีลักษณะคล้ายคลึงกัน กล่าวคือจะมีค่าสูงในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน ถึง เมษายน) จากนั้นจะค่อยๆ ลดต่ำลงในเดือนพฤษภาคม มิถุนายน กรกฎาคม สิงหาคม และกันยายน ซึ่งเป็นช่วงฤดูฝน และจะค่อยๆ เพิ่มขึ้นอีกครั้งในช่วงปลายปีคือเดือนตุลาคม พฤศจิกายน และธันวาคม เพราะเข้าสู่ช่วงฤดูแล้งอีกครั้งหนึ่ง ทั้งนี้เป็นเพราะในช่วงฤดูแล้ง

พื้นดินแห้ง และมีอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือทำให้มีการฟุ้งกระจายของฝุ่นละอองซึ่งมีแหล่งกำเนิดมาจากพื้นดินค่อนข้างมาก นอกจากนั้นในช่วงนี้ทั้ง 3 ภูมิภาคหลักดังกล่าว จะมีการเผาเศษวัสดุที่เหลือจากการทำเกษตรกรรมค่อนข้างมาก ดังนั้นจึงก่อให้เกิดฝุ่นละอองบริเวณดังกล่าวค่อนข้างหนาแน่น ส่วนในช่วงฤดูฝน ฝนจะช่วยชะล้างฝุ่นละอองในบรรยากาศให้เหลือน้อยลง ทำให้ค่าอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองในบรรยากาศในช่วงดังกล่าวมีค่าลดลงด้วย

กรณีของภาคใต้ ลักษณะการแปรค่าของอัตราส่วนการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองในบรรยากาศส่วนใหญ่แตกต่างจากภาคอื่น นั่นคือจะมีการเปลี่ยนแปลงไม่มากนักในรอบปี ทั้งนี้เป็นเพราะภาคใต้มีช่วงฤดูฝนที่ยาวนานกว่าภาคอื่น นอกจากนั้นฝุ่นละอองในภาคใต้ส่วนใหญ่เป็นฝุ่นแบบ maritime ซึ่งเป็นละอองเกลือ มีแหล่งกำเนิดมาจากทะเลอันดามันและอ่าวไทย โดยมีลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดพาฝุ่นละอองดังกล่าวเข้ามาในช่วงเดือนพฤศจิกายน ถึงกุมภาพันธ์ และลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดจากทะเลอันดามันพาฝุ่นละอองดังกล่าวเข้ามาในช่วงเดือนมีนาคม ถึงเดือนตุลาคม