

การคำนวณสัมประสิทธิ์สภาพขุ่นมัวของบรรยากาศจากข้อมูลทัศนวิสัย

สายนต์ โพธิ์เกตุ

บทคัดย่อ

งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อหาสัมประสิทธิ์สภาพขุ่นมัวของบรรยากาศในจังหวัดขอนแก่น (16.43 °N และ 102.83 °E) และ เพื่อศึกษาการแปรค่าของสภาพขุ่นมัวในบรรยากาศและหาความสัมพันธ์ระหว่างสภาพขุ่นมัวกับทัศนวิสัยในจังหวัดขอนแก่น การหาสภาพขุ่นมัวของบรรยากาศจะหาในรูปของ สัมประสิทธิ์สภาพขุ่นมัวของแองสตรอม (Ångström's turbidity coefficient, β) โดยใช้ข้อมูลความเข้มรังสีตรงของดวงอาทิตย์ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ (cloudless skies) แล้วนำไปหาความสัมพันธ์กับข้อมูลโอโซน ปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้ และทัศนวิสัยซึ่งเป็นข้อมูลที่จังหวัดขอนแก่น ผลที่ได้พบว่า β มีค่าเฉลี่ยต่อปีเท่ากับ 0.152 ± 0.008 ซึ่งอยู่ในเกณฑ์ของบรรยากาศที่เริ่มมีความขุ่นมัว จากนั้นหาความสัมพันธ์ระหว่าง β กับข้อมูลทัศนวิสัยซึ่งเป็นค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน ผลที่ได้พบว่ามีความสัมพันธ์ที่เชื่อถือได้ค่อนข้างสูง เมื่อศึกษาการแปรค่าตามเวลาในรอบปีพบว่า ค่าสัมประสิทธิ์สภาพขุ่นมัวของแองสตรอมมีค่ามากในช่วงฤดูแล้ง (ธันวาคม – มีนาคม) และมีค่าลดลงในช่วงฤดูฝน (เมษายน – พฤศจิกายน)

คำสำคัญ: สัมประสิทธิ์สภาพขุ่นมัวของแองสตรอม, ปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้, ทัศนวิสัย

A determination of atmospheric turbidity coefficient from visibility data

Sayan Phokate

Abstract

This research determined the Ångström's turbidity coefficient in Khon Kaen province (16.43 °N and 102.83 °E) and studied the variation of atmospheric turbidity to find out relation between turbidity and visibility in Khon Kaen province. The quantity of atmospheric turbidity was shown in Ångström's turbidity coefficient (β). Values of the β were determined from direct irradiance calculation, ozone data, precipitable water vapor data, and visibility data at the same station in clear skies. The result showed that the average amount of β was 0.152 ± 0.008 . This indicated the beginning of turbidity. The relation between β and the monthly average visibility was relatively high. Moreover, the values of the Ångström's turbidity coefficient were relatively high in the dry season (December – March) but were likely to decrease in the wet season (April – November).

Keywords: Ångström's turbidity coefficient, precipitable water vapor, visibility

1. บทนำ

สภาพบรรยากาศที่มีสิ่งเจือปนอยู่ในองค์ประกอบของบรรยากาศเป็นจำนวนมากทำให้ทัศนวิสัยในการมองเห็นลดลง เมื่อรังสีดวงอาทิตย์ผ่านบรรยากาศมายังพื้นโลกจะถูกดูดกลืนและกระเจิงโดยองค์ประกอบต่าง ๆ ของบรรยากาศทำให้ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกลงบนพื้นผิวโลกมีค่าลดลง ฝุ่นละออง (aerosol) นับเป็นองค์ประกอบที่สำคัญที่มีผลทางตรงและทางอ้อมต่อความเข้มรังสีดวงอาทิตย์และทำให้เกิดสภาพภูมิอากาศของบรรยากาศ ฝุ่นละอองในบรรยากาศสามารถทำให้เกิดการสีกกร่อนของผิวโลหะ ทำลายผิวหน้าของสิ่งก่อสร้าง นอกจากนี้ฝุ่นละอองยังส่งผลกระทบต่อสุขภาพอนามัยของประชาชนเนื่องจากมีขนาดเล็กพอที่จะเข้าสู่ระบบทางเดินหายใจส่วนล่างและถูกมดปอดของมนุษย์ได้ทำให้เกิดโรคเกี่ยวกับระบบทางเดินหายใจรวมทั้งโรคภูมิแพ้ หากได้รับในปริมาณมากและเป็นเวลานานจะเกิดการสะสมทำให้เกิดพังผืดและเป็นแผลในปอดได้

ในการหาค่าสภาพภูมิอากาศของบรรยากาศสามารถทำได้หลายวิธีที่แตกต่างกันขึ้นอยู่กับข้อมูลพื้นฐานที่มีอยู่ของแต่ละสถานีวัด โดยส่วนใหญ่จะหาจากข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ต้องสิ้นเปลืองค่าใช้จ่ายเป็นจำนวนมาก งานวิจัยนี้เป็นการหาค่าสัมประสิทธิ์สภาพภูมิอากาศของบรรยากาศ (β) ซึ่งแสดงปริมาณของฝุ่นละอองในแนวตั้ง (vertical direction) มีค่าอยู่ในช่วง 0.0-0.5 หรือมากกว่า สำหรับบรรยากาศปกติจะมีค่าน้อยกว่า 0.2 (Iqbal, 1983) โดยจะมีความสัมพันธ์กับข้อมูลทัศนวิสัยจากความสัมพันธ์ที่สามารถทำนายค่า β จากข้อมูลทัศนวิสัยและนำไปใช้ประโยชน์ในงานการสร้างแบบจำลองสำหรับทำนายสภาวะภูมิอากาศ (climate model) งานด้านการสำรวจข้อมูลระยะไกลโดยใช้ดาวเทียม (satellite remote sensing) เช่น การหาการกระจายของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก (solar radiation mapping) จากภาพถ่ายดาวเทียม และงานต่างๆที่เกี่ยวข้องต่อไป

2. วิธีการวิจัย

การหาค่าสัมประสิทธิ์สภาพภูมิอากาศของบรรยากาศในงานวิจัยนี้จะใช้ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ซึ่งเป็น

รังสีตรง (direct solar radiation) โดยใช้เครื่องมือ ไพโรเฮลิโอ-มิเตอร์ (Pyrheliometer) วัดที่มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลอีสาน วิทยาเขตขอนแก่น ซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยรายวัน (daily mean) ของปี พ.ศ. 2550 จากนั้นหาวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ (cloudless skies) และข้อมูลอุตุนิยมวิทยาภาคพื้นดินของสถานีตรวจอากาศจังหวัดขอนแก่นในช่วงเวลาเดียวกัน ได้แก่ อุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ ซึ่งนำมาหาค่าปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้ (Garrison, 1992) รวมทั้งข้อมูลโอโซนมาประกอบในการหาค่าสัมประสิทธิ์สภาพภูมิอากาศของบรรยากาศ โดยใช้สมการของ Louche et al., (1987) ดังสมการที่ (1) จากนั้นนำค่า β มาหาความสัมพันธ์กับข้อมูลทัศนวิสัย (visibility) จะได้ความสัมพันธ์ที่สามารถทำนายสภาพภูมิอากาศของบรรยากาศจากข้อมูลทัศนวิสัยได้ และนำค่าที่ได้ไปศึกษาการแปรค่าตามเวลาในรอบปี

ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากองค์ประกอบของบรรยากาศในรูปของการส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์หาได้จาก

$$I_n = 0.9751 E_0 \tau_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w \tau_a \quad (1)$$

โดยที่ I_n เป็นความเข้มรังสีตรงของดวงอาทิตย์ (W/m^2)

E_0 เป็นตัวแก้ค่าผิดพลาดเนื่องจากวงโคจรของโลก

I_{sc} เป็นค่าคงที่สุริยะ (solar constant) เท่ากับ $1,367 \text{ W/m}^2$ (Iqbal, 1983)

τ_r เป็นค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์โดยการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ (transmittance by Rayleigh scattering)

τ_o เป็นค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์โดยโอโซน (transmittance by ozone)

τ_g เป็นค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์โดยโมเลกุลก๊าซในอากาศ (transmittance by uniformly mixed gases)

τ_w เป็นค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์โดยไอน้ำในอากาศ (transmittance by water vapor)

τ_a เป็นค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์โดยฝุ่นละออง (transmittance by aerosol)

ค่าสัมประสิทธิ์ต่าง ๆ ในสมการที่ (1) หาได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาย้อนหลัง 20 ปี (พ.ศ. 2531-

พ.ศ. 2550) เพื่อให้มีความเชื่อมั่นทางสถิติ ดังรายละเอียดต่อไป

2.1 สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์โดยการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ

หาได้จากสมการ (Louche et al., 1987)

$$\tau_r = \exp[-0.0903m_a^{0.84}(1 + m_a - m_a^{1.01})] \quad (2)$$

เมื่อ m_a เป็นมวลอากาศ (air mass) ที่สถานีตรวจอากาศใด ๆ

2.2 สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์โดยโอโซน

หาได้จากแบบจำลองของ Lacis and Hensen

(1974) ดังนี้

$$\tau_o = 1 - \left\{ \frac{0.02118\ell m_r}{1 + 0.0429\ell m_r + 0.000323(\ell m_r)^2} + \frac{1.082\ell m_r}{(1 + 178.6(\ell m_r)^{0.805})} + \frac{0.0658\ell m_r}{1 + (103.6(\ell m_r)^3)} \right\} \quad (3)$$

เมื่อ ℓ เป็นความหนาของชั้นโอโซน (vertical ozone layer thickness) ในหน่วยเซนติเมตร

m_r เป็นมวลอากาศ

2.3 สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของก๊าซในอากาศ

ก๊าซส่วนใหญ่ในบรรยากาศสามารถดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ได้ทำให้รังสีดวงอาทิตย์ผ่านเข้ามายังพื้นโลกลดลง ตามความสัมพันธ์ (Iqbal, 1983)

$$\tau_g = \exp(-0.0127 m_a^{0.26}) \quad (4)$$

2.4 สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์โดยไอน้ำในอากาศ

ปริมาณของไอน้ำในบรรยากาศเป็นความสูงของคอลัมน์ของน้ำโดยสมมติว่าถ้าไอน้ำในคอลัมน์ที่ตั้งฉากกับผิวโลกกลั่นตัวเป็นน้ำหมด ซึ่งเรียกว่าปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้ (precipitable water vapor) สัมประสิทธิ์การส่งผ่านหาได้จาก Lacis and Hensen (1974)

$$\tau_w = 1 - \frac{2.4959 w m_r}{(1 + 79.034 w m_r)^{0.6828} + 6.385 w m_r} \quad (5)$$

เมื่อ w เป็นปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้ในหน่วยเซนติเมตร (Leckner, 1978)

2.5 สัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์โดยฝุ่นละอองในอากาศ

หาได้จากสมการ (Iqbal, 1983)

$$\tau_a = (0.12445\alpha - 0.0162) + (1.003 - 0.125\alpha) \exp[-\beta m_a (1.089\alpha + 0.5123)] \quad (6)$$

มวลอากาศ (air mass) เป็นสัดส่วนของความหนาของบรรยากาศที่รังสีตรงส่องผ่าน ต่อความหนาของบรรยากาศเมื่อดวงอาทิตย์อยู่ที่ตำแหน่งเหนือศีรษะคำนวณได้จาก (Iqbal, 1983)

$$m_a = m_r \left(\frac{P}{P_0} \right) \quad (7)$$

เมื่อ

$$m_r = [\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (8)$$

โดยที่ m_a เป็นมวลอากาศที่สถานีตรวจอากาศใด ๆ

m_r เป็นมวลอากาศ

P เป็นความดันบรรยากาศ ณ ตำแหน่งใด ๆ

(mbar)

P_0 เป็นความดันบรรยากาศที่ระดับน้ำทะเล

เท่ากับ 1013.25 mbar

θ_z เป็นมุมซีนิท (zenith angle)

เมื่อแทนค่าสัมประสิทธิ์ต่าง ๆ จากสมการที่ (2)-(8)

ลงใน (1) แล้วหาค่า β จะได้ดังสมการที่ (9)

$$\beta = \frac{1}{m_a D} \ln \left(\frac{C}{A - B} \right) \quad (9)$$

โดยที่

$$A = \frac{I_n}{0.9751 E_o I_{sc} \tau_r \tau_w \tau_o \tau_g} \quad (10)$$

$$B = 0.1244\alpha - 0.0162 \quad (11)$$

$$C = 1.003 - 0.125\alpha \quad (12)$$

$$D = 1.089\alpha + 0.5123 \quad (13)$$

โดยที่ α เป็นค่าตัวชี้วัดขนาดของอนุภาคที่เป็นองค์ประกอบของบรรยากาศเทียบกับความยาวคลื่นในทฤษฎีการกระเจิงคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า โดยทั่วไปในการคำนวณจะใช้ค่า $\alpha = 1.3 \pm 0.5$ ซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยสำหรับบรรยากาศปกติโดยส่วนใหญ่ที่ประกอบด้วยอนุภาคขนาดเล็ก (Janjai et al., 2002; Chaiwiwatworakul and Chirarattananon, 2004)

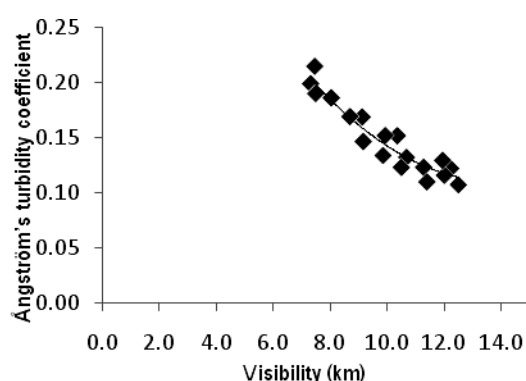
3. ผลการวิจัย

จากการสำรวจวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆโดยใช้ข้อมูลเมฆของปี พ.ศ.2550 ที่จังหวัดขอนแก่น พบว่าตลอดทั้งปีมี 18 วัน รวมกับข้อมูลความเข้มรังสีตรงของดวงอาทิตย์ ปริมาณไอน้ำกลั่นตัวได้ และความหนาของชั้นโอโซน ซึ่งเป็นข้อมูลในช่วงเวลาเดียวกัน นำมาหาค่าสัมประสิทธิ์สภาพฝุ่นมัวของบรรยากาศตามวิธีวิจัยที่กล่าวมา เมื่อนำค่า β ที่คำนวณได้มาหาความสัมพันธ์กับค่าทัศนวิสัยเฉลี่ยรายวัน จะได้ว่าค่า β ลดลงเมื่อค่าทัศนวิสัยมากขึ้น นั่นคือ ค่าทัศนวิสัยน้อย β จะมีค่ามาก แสดงว่าปริมาณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศลงมายังพื้นดินมีค่าน้อยลง ดังนั้นจะเห็นว่าแนวโน้มของความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์สภาพฝุ่นมัวของบรรยากาศมีความสัมพันธ์กับทัศนวิสัย ดังรูปที่ 1 โดยสามารถเขียนความสัมพันธ์ดังกล่าวในรูปสมการ empirical ดังนี้

$$\beta = 0.0022(vis)^2 - 0.06(vis) + 0.5259 \quad (14)$$

เมื่อ β เป็นค่าสัมประสิทธิ์สภาพฝุ่นมัวของแสงสตรอม

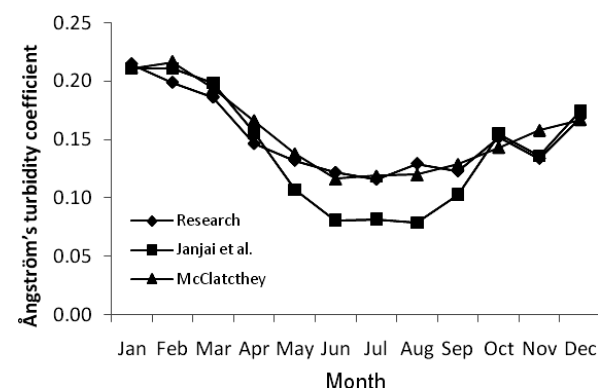
vis เป็นค่าทัศนวิสัยรายวันเฉลี่ยในช่วงเวลากลางวัน ในหน่วยกิโลเมตร



รูปที่ 1 ความสัมพันธ์ระหว่างค่าสัมประสิทธิ์สภาพฝุ่นมัวของแสงสตรอมกับข้อมูลทัศนวิสัยของจังหวัดขอนแก่นซึ่งเป็นข้อมูลในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ ปี พ.ศ. 2550

จากรูปที่ 2 เมื่อนำความสัมพันธ์ที่ได้จากสมการที่ (14) มาหาค่า β จากข้อมูลทัศนวิสัยซึ่งเป็นค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือน จะเห็นว่าค่าสัมประสิทธิ์สภาพฝุ่นมัวของ

บรรยากาศมีค่าเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบปีโดยจะมีค่ามากในช่วงเดือนมกราคมถึงมีนาคมและจะลดลงในช่วงเดือนเมษายนถึงกันยายนซึ่งจะมีค่าต่ำสุดในเดือนกรกฎาคมจากนั้นจะเริ่มเพิ่มขึ้น จากการเปรียบเทียบการแปรค่าตามเวลาในรอบปีในงานวิจัยนี้เทียบกับงานวิจัยของ Janjai et al. (2002) และ งานวิจัยของ McClatchey (Iqbal, 1983) โดยใช้ข้อมูลที่จังหวัดขอนแก่นในช่วงเวลาเดียวกัน ผลที่ได้จากงานวิจัยนี้มีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบปีสอดคล้องกัน ค่าสัมประสิทธิ์สภาพฝุ่นมัวของแสงสตรอมที่ได้จากงานวิจัยนี้ มีความคลาดเคลื่อนมาตรฐานของค่าเฉลี่ย (Standard Error of the Mean) เท่ากับ 0.0043 ซึ่งแสดงถึงความแม่นยำในการวิเคราะห์ นั่นคือช่วงของค่า β ที่มีโอกาสเป็นไปได้โดยมีระดับความน่าเชื่อถือ (95% Confidence level) ของค่าเฉลี่ยต่อปี เท่ากับ 0.152 ± 0.008



รูปที่ 2 ค่าสัมประสิทธิ์สภาพฝุ่นมัวของแสงสตรอม กับเวลาในรอบของจังหวัดขอนแก่น ปี พ.ศ.2550 จากข้อมูลของงานวิจัยนี้เปรียบ เทียบกับงานวิจัยของ Janjai et al. (2002) และ งานวิจัยของ McClatchey (Iqbal , 1983)

4. สรุปและข้อเสนอแนะ

จากการศึกษาพบว่าสภาพฝุ่นมัวของบรรยากาศในจังหวัดขอนแก่นมีค่าเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบปีโดยจะมีค่ามากในช่วงเดือนธันวาคมถึงมีนาคมแสดงให้เห็นว่าบรรยากาศเริ่มจะมีความฝุ่นมัว โดยเฉพาะอย่างยิ่งในเดือนมกราคม ค่า β เท่ากับ 0.214 ± 0.014 มีค่าเกินกว่าเกณฑ์ที่กำหนดเล็กน้อย คือ 0.200 (Iqbal, 1983) ซึ่งในช่วงนี้เป็นฤดูหนาวอากาศแห้งจึงมีฝุ่นละออง

ที่เกิดจากยานพาหนะและการก่อสร้างฟุ้งกระจายไปทั่วบริเวณ และจะลดลงในช่วงเดือนเมษายนถึงกันยายน ซึ่งจะมีค่าต่ำสุดในเดือนกรกฎาคมเท่ากับ 0.116 ± 0.005 ซึ่งเป็นฤดูฝนอากาศมีความชุ่มชื้นน้อย น้ำฝนจะชะล้างฝุ่นละอองในอากาศทำให้ท้องฟ้าแจ่มใสจากนั้นจะเริ่มมีค่าเพิ่มขึ้น โดยมีค่าเฉลี่ยต่อปีเท่ากับ 0.152 ± 0.008 ซึ่งอยู่ในเกณฑ์ของบรรยากาศเริ่มที่จะชุ่มชื้น ค่าสัมประสิทธิ์สภาพชุ่มชื้นของบรรยากาศจะมีความสัมพันธ์กับทัศนวิสัย นั่นคือ ค่า β จะลดลงเมื่อทัศนวิสัยมากขึ้น และที่ทัศนวิสัยน้อยค่า β จะมีค่ามาก แสดงให้เห็นว่าปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศลงมายังพื้นโลกมีค่าน้อยทำให้ระยะการมองเห็นลดลงอันเป็นผลมาจากสภาพชุ่มชื้นของบรรยากาศ จากความสัมพันธ์ดังกล่าวสามารถนำค่า β ไปทำนายสภาพชุ่มชื้นของบรรยากาศได้นั่นคือ บรรยากาศที่มีสภาพชุ่มชื้นมากจะทำให้ระยะการมองเห็นลดลง และสามารถทำนายสภาพชุ่มชื้นของบรรยากาศในสถานที่ต่าง ๆ ได้ถ้าทราบค่าทัศนวิสัยของสถานที่นั้น ๆ ซึ่งจะประโยชน์ในงานออกแบบทางด้านพลังงานแสงอาทิตย์และงานที่เกี่ยวข้องต่อไป

ในการหาค่า β ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยใช้ข้อมูลรังสีตรงของดวงอาทิตย์ในระยะเวลา 1 ปี ทำให้ข้อมูลวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆมีจำนวนน้อย ดังนั้นในงานวิจัยต่อไปเสนอแนะให้ใช้ข้อมูลความเข้มรังสีตรงที่มีการเก็บข้อมูลในระยะหลาย ๆ ปี การคัดเลือกวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆควรพิจารณาพร้อมกับข้อมูลดาวเทียมจะทำให้ได้วันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆถูกต้องมากขึ้น รวมทั้งคำนึงถึงสภาพภูมิประเทศและฤดูกาลจะทำให้ได้ข้อมูลที่มีความน่าเชื่อถือมากขึ้นสามารถทำนายปริมาณของฝุ่นละอองได้ละเอียดถูกต้องมากยิ่งขึ้น

เอกสารอ้างอิง

- Chaiwiwatworakul, P. and Chirarattananon, S. (2004). An investigation of atmospheric turbidity of Thai sky. Energy and Buildings. Vol.36, 650-659.
- Garrison, J.D. (1992). Estimation of atmospheric precipitable water over Australia for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. Solar energy. Vol.48, 89-96.
- Iqbal, M. (1983). An introduction to solar radiation. New York; Academic Press.
- Janjai, S., Kumharn, W. and Laksanaboonsong, J. (2002). Determination of Ångström's turbidity coefficient over Thailand. Renewable Energy. Vol. 28, 1685-1700.
- Lacis, A.A. and Hansen, J.E. (1974). Parameterization : for the absorption of solar radiation in the Earth's Atmosphere, Journal Atmospheric Science. Vol.19, 118-132.
- Leckner, B. (1978). The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface elements of a Model. Solar Energy. Vol.20, No. 2, 143-150.
- Louche, A., Maurel, M., Simonnot, G., Peri, G. and Iqbal, M. (1987). Determination of Ångström's Turbidity coefficient from direct total solar irradiance measurements. Solar energy. Vol.38, 89-96.