

บทที่ 2

หลักการทางวิชาการ

2.1 ทฤษฎีเกี่ยวกับฝุ่นละอองในบรรยากาศ

2.1.1 การจำแนกฝุ่นละออง

ฝุ่นละออง (aerosol) ในที่นี้ หมายถึง อนุภาคของแข็งขนาดเล็กที่แขวนลอยอยู่ในอากาศ มีทั้งที่เกิดจากธรรมชาติและเกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ ฝุ่นละอองที่เกิดจากธรรมชาติส่วนใหญ่ได้แก่ ฝุ่นละอองที่มาจากเปลือกโลก (crustal aerosol) และฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดจากน้ำทะเล (maritime aerosol)

ฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดมาจากเปลือกโลกจะเกิดจากการกัดกร่อนของลมต่อเปลือกโลก ซึ่งอาจเป็นพื้นดิน หิน หรือ หิน เป็นต้น โดยจะฟุ้งกระจายไปตามกระแสลม เราเรียกฝุ่นละอองที่เกิดจากการฟุ้งนี้ว่า “ฝุ่นละอองแบบ continental” ส่วนฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดจากน้ำทะเลจะเกิดจากการที่น้ำทะเลกระเซ็นเป็นฝอยลอยขึ้นไปในอากาศเนื่องจากลมและคลื่น และระเหยเป็นอนุภาคเล็กๆ ของละอองเกลือแทรกตัวอยู่ในบรรยากาศ ซึ่งเราจะเรียกฝุ่นละอองนี้ว่า “ฝุ่นละอองแบบ maritime”

ฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ส่วนใหญ่มีแหล่งกำเนิดจากโรงงานอุตสาหกรรมและยานพาหนะต่างๆ โดยฝุ่นละอองจากโรงงานอุตสาหกรรมจะเกิดจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงที่ใช้ในกระบวนการต่างๆ และเกิดจากกระบวนการผลิตที่มีการบดของแข็งให้ละเอียดเป็นอนุภาคเล็กๆ เช่น ฝุ่นละอองจากโรงสี และ โรงโม่หิน เป็นต้น ฝุ่นละอองที่เกิดจากเขม่าที่ได้จากการเผาไหม้เชื้อเพลิงในเครื่องยนต์และถูกปลดปล่อยออกมาสู่บรรยากาศภายนอก จะเกิดในชุมชนเมือง ซึ่งจะเรียกรวมๆ ว่า “ฝุ่นละอองแบบ urban”

เนื่องจากฝุ่นละอองจะดูดกลืนและกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ ดังนั้นฝุ่นละอองจึงทำให้รังสีดวงอาทิตย์ที่เคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศมีค่าลดลง โดยเฉพาะอย่างยิ่งในบริเวณที่บรรยากาศมีมลพิษสูง จากการศึกษาของสายนต์ โพธิ์เกตุ (2542) พบว่า ฝุ่นละอองมีบทบาทสำคัญที่ทำให้ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ลดลงถึง 20% นอกจากนี้ฝุ่นละอองยังส่งผลกระทบต่อสุขภาพอีกด้วย

2.1.2 องค์ประกอบของฝุ่นละอองในบรรยากาศ

Tanre et al. (1986) ได้จำแนกองค์ประกอบของฝุ่นละออง ดังนี้

- 1) dust-like component (DL)
- 2) oceanic component (OC)
- 3) water-soluble component (WS)
- 4) soot component (SO)

เมื่อองค์ประกอบทั้ง 4 ผสมกันคิดเป็นเปอร์เซ็นต์ตามปริมาตร Tanre et al. (1986) ได้จำแนกฝุ่นละอองในอากาศเป็น 3 แบบ คือ

- 1) แบบ continental เป็นฝุ่นละอองที่มาจากภาคพื้นทวีปซึ่งเป็นการผสมกันขององค์ประกอบต่างๆ ดังนี้คือ องค์ประกอบที่มีลักษณะเป็นผงฝุ่น (DL) 70% องค์ประกอบที่เป็นสารละลายน้ำได้ (WS) 29% และองค์ประกอบจำพวกเขม่าควัน (SO) 1%
- 2) แบบ maritime เป็นฝุ่นละอองที่มาจากทะเล ซึ่งประกอบด้วยองค์ประกอบที่เป็นสารละลายน้ำได้ (WS) 5% และองค์ประกอบที่มาจากทะเลหรือละอองเกลือ (OC) 95%
- 3) แบบ urban เป็นฝุ่นละอองที่มาจากเมือง ซึ่งเป็นการผสมกันขององค์ประกอบต่างๆ ดังนี้คือ องค์ประกอบที่มีลักษณะเป็นผงฝุ่น (DL) 17% องค์ประกอบที่เป็นสารละลายน้ำได้ (WS) 61% และองค์ประกอบจำพวกเขม่าควัน (SO) 22%

ตารางที่ 2.1 อัตราส่วนผสมขององค์ประกอบที่รวมกันเป็นฝุ่นละอองชนิดต่างๆ (Tanre et al.,1987)

TYPE	Component (%)			
	dust-like component (DL)	water-soluble component (WS)	oceanic component (OC)	soot component (SO)
CONTINENTAL	70	29	0	1
MARITIME	0	5	95	0
URBAN	17	61	0	22

2.1.3 ขนาดของฝุ่นละออง

ฝุ่นละอองแต่ละชนิดอาจมีขนาดแตกต่างกัน โดยสามารถแบ่งได้ดังนี้ (Dubovik et al., 2001)

- 1) ฝุ่นละอองจากทะเลทราย (desert dust aerosol) มีขนาดตั้งแต่ 0.5 μm ขึ้นไป
- 2) ฝุ่นละอองจากการเผาไหม้ชีวมวล (biomass burning aerosol) มีขนาด 0.1 - 0.5 μm
- 3) ฝุ่นละอองจากชุมชนและอุตสาหกรรม (urban and industrial aerosol) มีขนาดใกล้เคียงกันกับฝุ่นละอองจากการเผาไหม้ชีวมวล
- 4) ฝุ่นละอองจากทะเล (maritime aerosol) มีขนาดตั้งแต่ 1 μm ขึ้นไป

การแจกแจงทางสถิติของขนาดของฝุ่นละอองมีผู้เสนอไว้หลายแบบ ดังตัวอย่างในตารางที่ 2.2 (Van de Hulst, 1980)

ตารางที่ 2.2 ตัวอย่างการแจกแจงขนาดของฝุ่นละอองแบบต่างๆ

Name	Function form	Adjusting parameter	Total number of particles
Junge	$f(r) = Cr^{-p}, r_a < r < r_b$	p, r_a, r_b ($p > 0$)	$C \frac{(r_a^{1-p} - r_b^{1-p})}{(p-1)}$
Gamma	$f(r) = Cr^\alpha \exp(-br^\gamma)$	b, α, γ	$C \frac{\Gamma[(\alpha+1)/\gamma]}{\gamma b^{(\alpha+1)/\gamma}}$
Log-normal	$f(r) = \frac{C}{r\sqrt{2\pi \ln \sigma_g}} \exp\left\{-\frac{(\ln r - \ln r_g)^2}{2 \ln^2 \sigma_g}\right\}$	r_g, σ_g ($\sigma_g > 0$)	C

เมื่อ $f(r)$ คือ ฟังก์ชันของการแจกแจงขนาดของฝุ่นละออง
 r คือ รัศมีของฝุ่นละออง

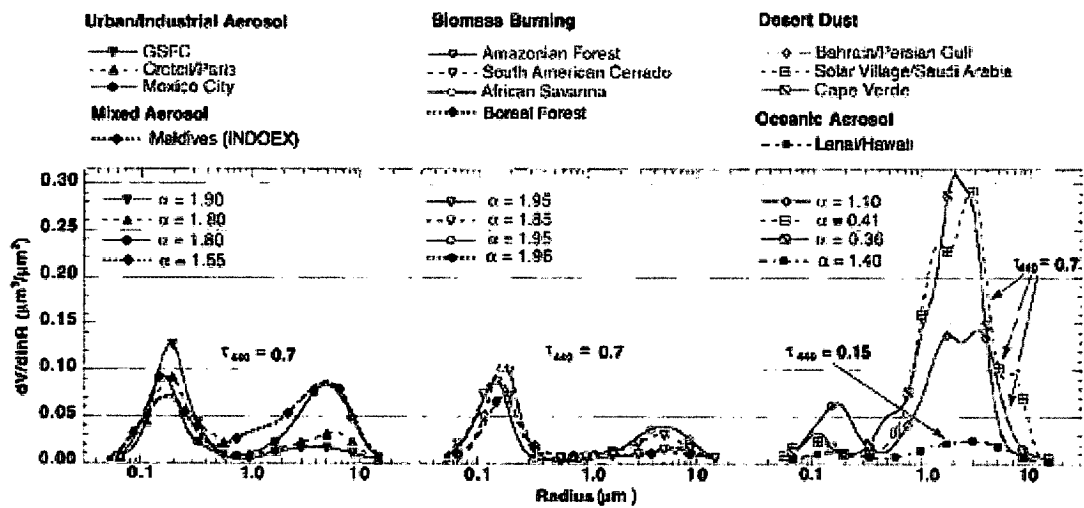
สำหรับฝุ่นละอองในเขตศูนย์สูตรซึ่งประกอบด้วยฝุ่นละอองจากการเผาไหม้ชีวมวล และฝุ่นละอองจากโรงงานอุตสาหกรรม โดยทั่วไปการแจกแจงจะเป็นแบบ Bimodal – log normal volume distribution ซึ่งเขียนได้ดังสมการ

$$\frac{dV}{d \ln r} = \sum_{i=1}^2 \frac{C_{v,i}}{\sqrt{2\pi}\sigma_i} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln r_{v,i})^2}{2\sigma_i^2}\right]$$

(2.1)

โดยที่ $C_{v,i}$ คือ ความเข้มข้นเชิงปริมาตรของฝุ่นละออง (volume concentration)
 $r_{v,i}$ คือ มัธยฐาน (median) ของรัศมีการแจกแจงของฝุ่นละออง
 σ_i คือ ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation)

Dubovik และคณะ (2002) ได้ทำการศึกษาการแจกแจงขนาดของฝุ่นละอองโดยอาศัยข้อมูลจากเครือข่ายการวัดฝุ่นละออง AERONET ของ NASA ผลที่ได้แสดงดังรูปที่ 2.1



รูปที่ 2.1 ลักษณะการแจกแจงขนาดของฝุ่นละอองชนิดต่างๆ (Dubovik et al., 2002)

จากรูปที่ 2.1 จะเห็นว่าฝุ่นละอองส่วนใหญ่จะมีการแจกแจงเป็น 2 peak โดยมีค่าสูงสุดของแต่ละ peak แตกต่างกันตามชนิดของฝุ่นละออง จากลักษณะของการแจกแจงสามารถนำมาใช้จำแนกชนิดของฝุ่นละอองได้

2.1.4 การเกิดฝุ่นละอองในบรรยากาศ

Warneck (1988) ได้ศึกษาอัตราการเกิดของฝุ่นละอองจากธรรมชาติและมนุษย์ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ (troposphere) จากการศึกษพบว่ามีการปล่อยฝุ่นละอองขึ้นสู่บรรยากาศประมาณ 2,400 Tg/ปี (1 Tg = 10¹² กรัม) ในจำนวนนี้ประมาณ 1,000 Tg/ปี มีแหล่งกำเนิดมาจากทะเล และประมาณ 500 Tg/ปี มีแหล่งกำเนิดมาจากเปลือกโลก ประมาณ 240 Tg/ปี เกิดจากกระบวนการทางเคมีในบรรยากาศตามธรรมชาติที่ทำให้เกิดอนุภาคของซัลเฟต (sulphate particle) และประมาณ 220 Tg/ปี เป็นอนุภาคซัลเฟตที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ นอกจากนี้การปลดปล่อยฝุ่นละอองจากกิจกรรมของมนุษย์ เช่น จากขุดยานพาหนะและกระบวนการในอุตสาหกรรมประมาณ 130 Tg/ปี ซึ่งถือว่าน้อยเมื่อเทียบกับฝุ่นละอองที่มีอยู่ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์

2.1.5 กระบวนการเกิดฝุ่นละออง

2.1.5.1 ฝุ่นละอองที่เกิดจากทะเล (maritime aerosol)

ฝุ่นละอองที่เกิดจากทะเลจะเป็นอนุภาคของละอองเกลือ (sea-salt aerosol) ซึ่งเกิดจากการแตกของฟองอากาศที่ผิวทะเล ฟองเหล่านี้อาจเกิดขึ้นจากกระบวนการทางชีววิทยา ปฏิกริยาเคมี หรือการกระเพื่อมของน้ำทะเลเนื่องจากลม ถ้าความเร็วลมมีค่ามากกว่า 3 m/s จะทำให้สั่นคลอนแตกกระจายเป็นฝอยและเกิดฟองอากาศขึ้น โดยขนาดของฟองอากาศมีค่าตั้งแต่ 2-3 μm จนถึง 10 μm ฟองเหล่านี้

จะมีผิวเป็นฟิล์มบางๆ ของน้ำทะเล ซึ่งเมื่อแตกออกก็จะเกิดเป็นหยดน้ำเล็กๆ จำนวนมาก เมื่อถูกกระแสลมพัดฟุ้งกระจายไปในอากาศ หยดน้ำเหล่านี้จะระเหยกลายเป็นไอทำให้เกิดอนุภาคของเกลือฟุ้งกระจายอยู่ในอากาศ โดยมีขนาดตั้งแต่ $0.25\text{--}2.0\text{ }\mu\text{m}$ Wolff และคณะ (1987) ได้ศึกษาในกรณีที่มีความเร็วลมมีค่าสูงกว่า 10 m/s จะมีการฟุ้งของน้ำขึ้นไปในอากาศจากสันคลื่นและเกิดละอองน้ำขนาดใหญ่ ซึ่งอาจทำให้เกิดอนุภาคของเกลือที่มีเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ $9\text{ }\mu\text{m}$ ได้ จากการศึกษาของ Fairall และคณะ (1983) พบว่าปริมาณเกลือที่เกิดขึ้นต่อพื้นที่ชายฝั่งทะเลที่ความเร็วลม 6 m/s มีค่า $5.5 \times 10^{-8}\text{ g/m}^2\text{s}$ โดยทั่วไปองค์ประกอบทางเคมีของฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นจากน้ำทะเลจะเหมือนองค์ประกอบของน้ำทะเล กล่าวคือส่วนใหญ่จะเป็น โซเดียมคลอไรด์ซึ่งสามารถดูดกลืนและคายความชื้นได้

2.1.5.2 ฝุ่นละอองที่เกิดจากการเปลี่ยนจากก๊าซไปเป็นอนุภาค (gas-to-particle)

ตามปกติซัลเฟอร์ไดออกไซด์ซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดของกรดซัลฟิวริก จะพบในบรรยากาศเหนือพื้นดินโดยส่วนใหญ่ปล่อยมาจากโรงงานอุตสาหกรรม แต่อย่างไรก็ตามมีการค้นพบสารดังกล่าวเหนือพื้นน้ำในท้องทะเลที่ห่างจากชายฝั่งมาก โดยแหล่งกำเนิดของก๊าซดังกล่าวมาจากแหล่งก่อตัวในน้ำทะเล ฝุ่นละอองที่เกิดจากกระบวนการดังกล่าวจะมีขนาดเล็ก

2.1.5.3 ฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดจากเปลือกโลก (coarse aerosol)

ฝุ่นละอองชนิดนี้มีกระบวนการเกิดจากแรงทางกลศาสตร์เป็นหลัก โดยทั่วไปจะเกิดจากการสึกกร่อนของดิน หิน หรือของแข็งอื่นๆ อันเนื่องมาจากแรงลม โดยลมจะทำให้อนุภาคของแข็งหลุดออกมาจากวัตถุและฟุ้งกระจายไปตามทิศทางการไหลของกระแสลม อนุภาคของฝุ่นละอองดังกล่าวจะมีรูปร่างไม่แน่นอน และเป็นฝุ่นละอองขนาดใหญ่ซึ่งมีขนาดตั้งแต่ $40\text{--}100\text{ }\mu\text{m}$

2.1.5.4 ฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์

เป็นฝุ่นละอองที่เกิดจากกระบวนการผลิตในอุตสาหกรรมและขุดขุด ซึ่งส่วนใหญ่จะเกิดในกระบวนการเผาไหม้ในเครื่องยนต์ต่างๆ มีทั้งอนุภาคแบบละเอียดและแบบหยาบ เช่น เขม่าและควันไฟ เป็นต้น บางครั้งอาจจะอยู่ในรูปของเหลวหรือของผสมระหว่างของเหลวและของแข็ง โดยมีการกระจายอยู่อย่างหนาแน่นในย่านอุตสาหกรรมและชุมชนเมือง

2.1.6 การเปลี่ยนแปลงของฝุ่นละอองในช่วงเวลาที่อยู่ในบรรยากาศ

เมื่อฝุ่นละอองฟุ้งกระจายจากแหล่งกำเนิดขึ้นสู่บรรยากาศโดยทั่วไปจะมีการเปลี่ยนแปลงขนาด รูปร่างและจำนวนอนุภาค ซึ่งบางครั้งจะมีการเปลี่ยนแปลงทางเคมีด้วย ซึ่งสามารถจำแนกได้ดังนี้

2.1.6.1 การเชื่อมติดกัน (coagulation)

เป็นกระบวนการที่ฝุ่นละอองซึ่งมีการเคลื่อนที่แบบบราวเนียน (Brownian motion) มาชนกันและเชื่อมติดกันเป็นอนุภาคเดี่ยว กระบวนการนี้จะทำให้อนุภาคนาโนเล็กกลดจำนวนลงและมีอนุภาคนาโนใหญ่เพิ่มขึ้น โดยทั่วไปกระบวนการเชื่อมติดกันนี้จะเกิดขึ้นจากอนุภาคนาโนเล็กเท่านั้น

2.1.6.2 การกลั่นตัวของไอสารบนอนุภาคของฝุ่นละออง (heterogeneous condensation)

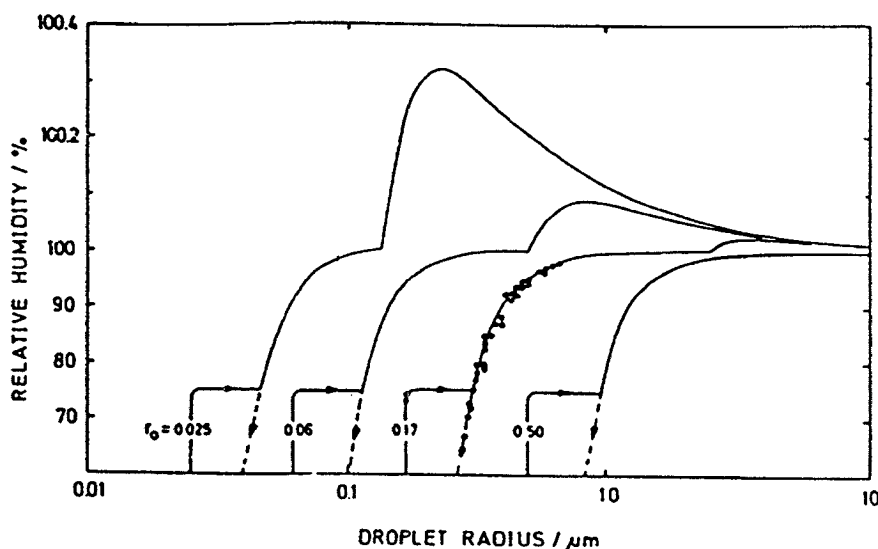
ไอสารดังกล่าวอาจเป็นไอน้ำหรือไอของสารอื่นๆ กระบวนการนี้เกิดจากไอสารในบรรยากาศกลั่นตัวที่ผิวอนุภาคของฝุ่นละอองจะทำให้อนุภาคของแข็งมีขนาดใหญ่ขึ้น โดยกระบวนการดังกล่าวจะเกิดขึ้นจนกระทั่งถึงจุดสมดุล กล่าวคือเมื่อถึงจุดสมดุลอัตราการกลั่นตัวจะเท่ากับอัตราการระเหย โดยทั่วไปอัตราการโตขึ้นของอนุภาคของแข็งเนื่องจากการกลั่นตัวจะถูกควบคุมด้วยอัตราการชนระหว่างอนุภาคของไอสารกับอนุภาคของฝุ่นละออง Hoppel และคณะ (1994) ได้ศึกษากระบวนการดังกล่าวที่เกิดขึ้นกับฝุ่นละอองที่มีแหล่งกำเนิดจากน้ำทะเลและพบว่าขนาดของอนุภาคจะเพิ่มขึ้นจาก $0.005\ \mu\text{m}$ เป็น $0.02\ \mu\text{m}$ ในช่วงระยะเวลาประมาณ 1.4 วัน โดยทั่วไปการเปลี่ยนแปลงของฝุ่นละอองโดยกระบวนการกลั่นตัวของไอสารบนอนุภาคของแข็งเกิดขึ้นมากกว่าการเชื่อมติดกันประมาณ 10 เท่า

2.1.6.3 การเกิดปฏิกิริยากับออกซิเจน

เป็นกระบวนการที่ฝุ่นละอองทำปฏิกิริยากับออกซิเจนในบรรยากาศทำให้เกิดเป็นสารใหม่ เช่น ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ (SO_2) ที่ละลายอยู่ในละอองน้ำจากทะเล ปฏิกิริยาดังกล่าวจะเกิดเร็วขึ้นเมื่อมีตัวเร่งปฏิกิริยาเป็นไอออนของธาตุหนัก เช่น ไอออนของเหล็ก และแมงกานีส เป็นต้น กระบวนการนี้เป็นกระบวนการที่สำคัญในการทำให้กัมมันตภาพที่อยู่ในละอองน้ำทะเลลดลง เนื่องจากทำปฏิกิริยากับออกซิเจน ทำให้มีมวลเพิ่มขึ้นและร่วงหล่นลงสู่พื้นได้เร็วขึ้น

2.1.6.4 การโตขึ้นของอนุภาคฝุ่นละอองเนื่องมาจากความชื้นในบรรยากาศ

เนื่องจากฝุ่นละอองที่เป็นอนุภาคของแข็งมักเป็นสารที่สามารถดูดและคายความชื้นได้ ดังนั้นฝุ่นละอองในบรรยากาศที่ดูดกลืนความชื้นเข้าไปจะมีมวลเพิ่มขึ้นขณะที่ฝุ่นละอองที่คายความชื้นจะมีมวลลดลง การดูดและคายความชื้นจะขึ้นกับชนิดของฝุ่นละออง ความชื้นสัมพัทธ์ และอุณหภูมิของบรรยากาศ Warneck (1988) ได้ศึกษาการเปลี่ยนแปลงขนาดของฝุ่นละอองที่เป็นอนุภาคโซเดียมคลอไรด์ (NaCl) ที่ความชื้นสัมพัทธ์ค่าต่างๆ ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 2.2 จากกราฟจะเห็นว่า การเพิ่มขึ้นและการลดลงของขนาดของอนุภาคจะไม่ย้อนรอยเดิม แต่มีลักษณะเป็น hysteresis cycles ซึ่งเป็นคุณสมบัติโดยทั่วไปของสารที่ดูดและคายความชื้นได้ (hygroscopic material)



รูปที่ 2.2 การเปลี่ยนแปลงขนาดของอนุภาค NaCl ที่ความชื้นต่างๆ โดยเส้นทึบแสดงการเพิ่มขึ้นของขนาดของอนุภาคเมื่อความชื้นเพิ่มขึ้น และเส้นประแสดงการลดลงของขนาดของอนุภาคเมื่อความชื้นลดลง (Warneck, 1988)

2.1.6.5 กระบวนการดูดกลืนก๊าซของเมฆ

โดยทั่วไปเมฆประกอบด้วยละอองน้ำเล็กๆ ซึ่งสามารถดูดกลืนก๊าซต่างๆ ได้ เมื่อดูดกลืนก๊าซบางชนิดเช่น ซัลเฟอร์ไดออกไซด์ และโอโซน จะสามารถเกิดปฏิกิริยากับสารบางชนิดที่ละลายอยู่ในละอองน้ำเหล่านั้นกลายเป็นอนุภาคของแข็งได้ Langner และคณะ(1992) ได้ทำการศึกษาปริมาณซัลเฟอร์ไดออกไซด์ในบรรยากาศและพบว่าเพียง 14% เท่านั้นที่ทำปฏิกิริยากับออกซิเจน กลายเป็น H_2SO_4 ส่วนอีกครึ่งหนึ่งของปริมาณซัลเฟอร์ไดออกไซด์จะถูกนำออกไปจากบรรยากาศโดยการร่วงหล่นสู่พื้น (dry deposition) และส่วนที่เหลือจะทำปฏิกิริยากับออกซิเจนในละอองน้ำเล็กๆ ที่ประกอบเป็นเมฆ

2.1.7 กระบวนการที่ฝุ่นละอองหายไปจากบรรยากาศ (removal mechanisms)

ฝุ่นละอองจากแหล่งกำเนิดต่างๆ มีการปลดปล่อยขึ้นสู่บรรยากาศและระหว่างที่อยู่ในบรรยากาศจะมีการเปลี่ยนแปลงขนาดและจำนวนด้วยกระบวนการต่างๆ หลังจากนั้นจะหายไปจากบรรยากาศด้วยกระบวนการต่างๆ ดังนี้

2.1.7.1 การร่วงหล่นลงสู่พื้นโดยไม่เกี่ยวข้องกับการกลั่นตัว (dry deposition)

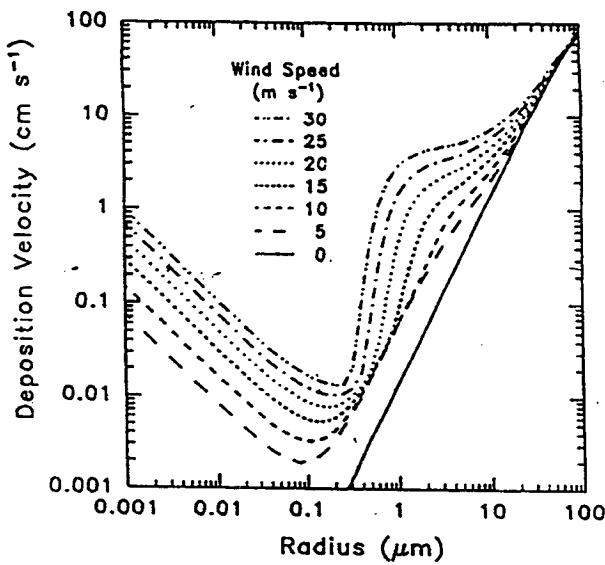
กระบวนการนี้เกิดจากการที่ฝุ่นละอองถูกแรงโน้มถ่วงดึงดูดให้ตกลงสู่พื้นผิวโลกโดยไม่มีการควบแน่นเข้ามาเกี่ยวข้อง กระบวนการดังกล่าวจะขึ้นกับเงื่อนไขทางด้านอุตุนิยมวิทยาใกล้ผิวโลก ความหยาบของพื้นผิวโลก (surface roughness) คุณสมบัติทางฟิสิกส์และเคมีของอนุภาคฝุ่นละออง

โดยทั่วไปจะวัดอัตราการร่วงหล่นในรูปฟลักซ์ของอนุภาคต่อความเข้มข้นของอนุภาคใกล้พื้นผิวโลก โดยอัตราการร่วงหล่นจะถูกควบคุมโดยแรงโน้มถ่วงและความปั่นป่วน (turbulent) ของบรรยากาศ การร่วงหล่นโดยอิทธิพลจากแรงโน้มถ่วงของอนุภาคที่มีขนาดใหญ่กว่า 1 μm ที่ความเร็วลมเป็นศูนย์จะสามารถคำนวณความเร็วสุดท้าย (terminal velocity) ได้จากสมการ (Valiente, 1996)

$$V_t = (2.38 \times 10^{-4}) r^2 \tag{2.2}$$

เมื่อ V_t เป็นความเร็วสุดท้าย (m/s)
 r เป็นรัศมีของอนุภาค (μm)

Smith และคณะ (1993) ได้ศึกษาความเร็วของการร่วงหล่นของฝุ่นละอองที่มีขนาดอนุภาคต่างๆ และที่ความเร็วลมค่าต่าง ๆ เหนือพื้นน้ำทะเลซึ่งมีความชื้นสัมพัทธ์ 98.3% พบว่าอนุภาคที่มีขนาดใหญ่กว่า 10 μm จะมีความเร็วของการร่วงหล่นด้วยอิทธิพลเหมือนกับกรณีการร่วงหล่นเกิดจากแรงโน้มถ่วง ส่วนอนุภาคที่มีขนาด 1-10 μm ความเร็วของการร่วงหล่นจะขึ้นกับความเร็วลม โดยผลการศึกษาแสดงไว้ดังกราฟรูปที่ 2.3



รูปที่ 2.3 ความเร็วของการร่วงหล่นของฝุ่นละอองที่ค่ารัศมีต่างๆ (Smith et al., 1993)

2.1.7.2 การร่วงหล่นลงสู่พื้นโดยเกี่ยวข้องกับการกลั่นตัว (wet deposition)

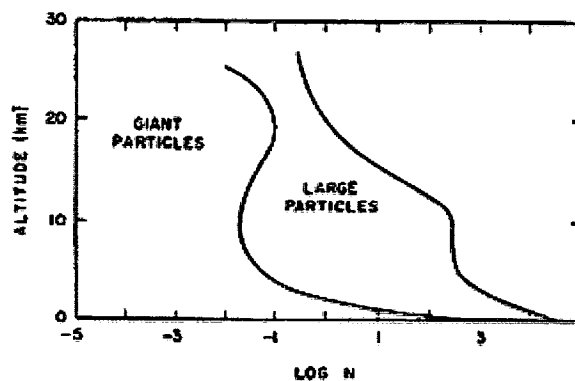
กระบวนการนี้เป็นกรณีลดจำนวนฝุ่นละอองในบรรยากาศเนื่องจากการกลั่นตัวของเมฆกลายเป็นฝนตกลงสู่พื้นผิวโลก โดยสามารถแบ่งออกเป็น 2 กรณี ได้แก่ กระบวนการที่เกิดภายในเมฆ (in-cloud process) และกระบวนการที่เกิดขึ้นใต้เมฆ (below-cloud process) กระบวนการที่เกิดภายในเมฆเกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำบนฝุ่นละออง จนมีขนาดใหญ่กลายเป็นฝนตกลงสู่พื้นผิวโลก

กระบวนการนี้เกิดขึ้นกับอนุภาคที่มีขนาดใหญ่กว่า $0.1 \mu\text{m}$ โดยจะเกิดขึ้นกับอนุภาคขนาดใหญ่ก่อน หลังจากนั้นจะเกิดกับอนุภาคที่มีขนาดเล็กโดยทั่วไปอัตราการกลั่นตัวจะช้าลงเมื่อหยดน้ำมีขนาดใหญ่ขึ้น

กรณีกระบวนการที่เกิดได้เมฆจะเกิดขึ้นเมื่อเมฆกลั่นตัวเป็นฝน โดยฝุ่นละอองที่อยู่ในแนวทางการเคลื่อนที่ของเม็ดฝนก็จะถูกจับโดยฝนและร่วงหล่นลงสู่พื้นผิวโลก กระบวนการนี้เกิดขึ้นมากกับอนุภาคที่มีขนาดโตกว่า $2 \mu\text{m}$ แต่ฝุ่นละอองที่มีขนาดในช่วง $0.1\text{--}2 \mu\text{m}$ จะได้รับผลจากกระบวนการที่เกิดขึ้นได้เมฆเพียงเล็กน้อยเท่านั้น ดังนั้นกระบวนการดังกล่าวจึงเป็นผลที่สำคัญต่อฝุ่นละอองที่มีขนาดใหญ่เท่านั้น

2.1.8 การกระจายของฝุ่นละอองตามความสูงจากพื้นผิวโลก

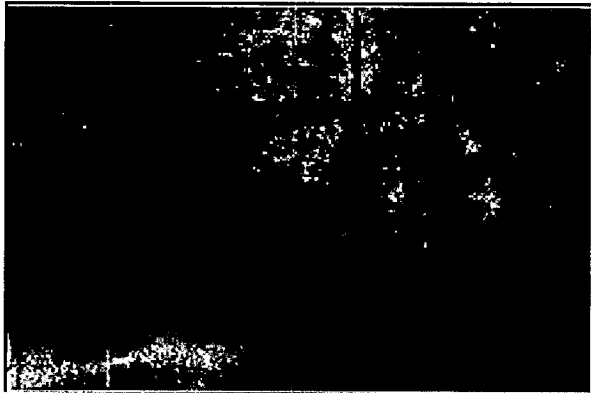
โดยทั่วไปฝุ่นละอองจะมีปริมาณเปลี่ยนแปลงตามความสูงจากพื้นผิวโลก การเปลี่ยนแปลงนี้ทำให้สามารถแบ่งชั้นของฝุ่นละอองได้เป็น ฝุ่นละอองในชั้น boundary layer ซึ่งจะอยู่ที่ระดับความสูง 0-2 กิโลเมตรและฝุ่นละอองอิสระในชั้นโทรโพสเฟียร์ (troposphere) อยู่ที่ระดับความสูง 2-11 กิโลเมตร จากนั้นจะเป็นฝุ่นละอองที่อยู่ในชั้นสตราโทสเฟียร์ (stratosphere) ที่ระดับความสูงมากกว่า 11 กิโลเมตร ปริมาณของฝุ่นละอองที่พบในระดับความสูงต่างๆ สามารถแสดงได้ดังรูปที่ 2.4



รูปที่ 2.4 ปริมาณและชนิดของฝุ่นละออง ที่พบที่ระดับความสูงต่างๆ ของบรรยากาศ (N เป็นจำนวนของอนุภาคต่อลูกบาศก์เซนติเมตร) (Iqbal, 1983)

2.1.9 ผลของฝุ่นละอองที่มีต่อแสง

ฝุ่นละอองในบรรยากาศมีความสามารถในการตัดทอนแสงทั้งโดยตรงและโดยอ้อม คุณสมบัติที่มีผลต่อแสงโดยตรงได้แก่ การกระเจิงแสง (scattering) การดูดกลืนแสง (absorption) การหักเหแสง (refraction) และคุณสมบัติที่มีผลต่อแสงโดยอ้อม คือ การที่ฝุ่นละอองเป็นแกนกลางของการควบแน่นของไอน้ำในเมฆ ซึ่งจะมีผลต่อการเกิดฝน เมื่อฉายแสงผ่านฝุ่นละอองจะทำให้เห็นลำแสงเนื่องจากทำให้เกิดการกระเจิงแสงของฝุ่นละออง ปรากฏการณ์นี้เรียกว่า ผลทินคอลลี (Tyndall effect)

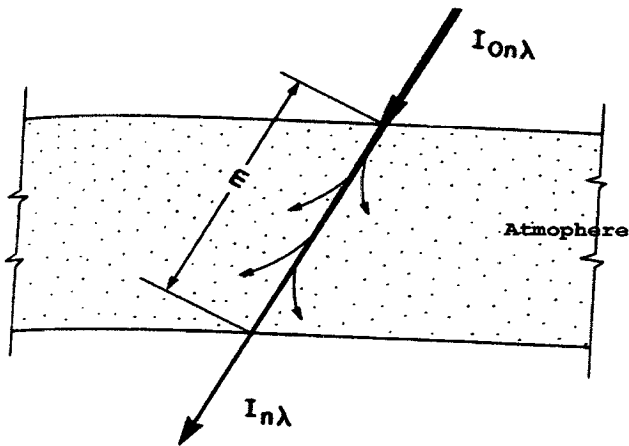


รูปที่ 2.5 ปรากฏการณ์ทินคอลลี่ที่ทำให้มองเห็นแสงเป็นลำ เนื่องมาจากการกระเจิงแสงของฝุ่นละออง

คุณสมบัติการกระเจิงแสงของฝุ่นละออง ทำให้แสงของท้องฟ้าในตอนเช้าและตอนเย็นมีสีแดง โดยในช่วงเวลาที่ดวงอาทิตย์อยู่ใกล้ขอบฟ้า แสงสีแดงถูกกระเจิงมากกว่าแสงสีอื่นๆ จึงทำให้เห็นแสงสีแดงมากกว่า ด้วยเหตุนี้เราจึงมองเห็นท้องฟ้าเป็นสีแดงในตอนเช้าและเย็น นอกจากนี้ยังสามารถสังเกตปริมาณฝุ่นอย่างคร่าวๆ ได้จากการดูแสงในตอนเย็น หรือช่วงเวลาที่เรียกว่า ช่วงพีตาคผ้าอ้อม ถ้ามีแสงสีแดงมากหรือเกิดเป็นเวลานาน แสดงว่าบรรยากาศมีฝุ่นละอองอยู่มาก

2.1.10 การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง

เมื่อรังสีดวงอาทิตย์เคลื่อนที่จากอวกาศผ่านบรรยากาศของโลกจะถูกทำให้ลดลง (attenuation) โดยกระบวนการดูดกลืน (absorption) และการกระเจิง (scattering) โดยองค์ประกอบต่างๆ ของบรรยากาศ ดังรูปที่ 2.6



รูปที่ 2.6 แสดงการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เมื่อเคลื่อนที่ผ่านบรรยากาศของโลก

โดยทั่วไปกรณีท้องฟ้าปราศจากเมฆเราสามารถคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่มาถึงพื้นโลกได้โดยอาศัยกฎของ Bouguer (Iqbal, 1983) ได้ดังนี้

$$I_{n\lambda} = I_{on\lambda} \exp(-\tau'_{\lambda} m_a) \quad (2.3)$$

เมื่อ $I_{n\lambda}$ เป็นความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น λ ซึ่งผ่านบรรยากาศมากระทบพื้นผิวโลกในแนวตั้งฉาก

$I_{on\lambda}$ เป็นความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น λ ที่เหนือบรรยากาศโลก

τ'_{λ} เป็นค่าความลึกเชิงแสงของบรรยากาศที่ความยาวคลื่น λ

m_a เป็นมวลของอากาศ (air mass)

จากสมการ (2.3) ค่าความลึกเชิงแสงของบรรยากาศเป็นผลมาจากการบวนการดูดกลืนและกระบวนการกระเจิงแสงของแต่ละองค์ประกอบต่างๆ ในบรรยากาศ ในกรณีของค่าความลึกเชิงแสงของการดูดกลืนและการกระเจิงของโมเลกุลอากาศ ไอน้ำ แก๊ส และโอโซน สามารถหาได้เนื่องจากองค์ประกอบเหล่านี้ มีคุณสมบัติในการดูดกลืนและการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ที่แน่นอน แต่กรณีของฝุ่นละออง การหาค่าความลึกเชิงแสงทำได้ยากเพราะฝุ่นละอองมีหลายชนิด และแต่ละชนิดมีขนาดและองค์ประกอบที่แตกต่างกัน ดังนั้นถ้าเรารู้ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์และค่าตัวแปรอื่นในสมการ (2.3) เราจะสามารถคำนวณความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองได้

ในช่วงต้นศตวรรษที่ 20 Angstrom (1929) ได้เสนอสูตรการหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (aerosol optical depth, $\tau'_{a\lambda}$) โดยอาศัยสมการที่เสนอโดย Lundholm ซึ่งเขียนได้ดังนี้

$$\tau'_{a\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2.4)$$

β ซึ่งโดยทั่วไปจะเรียกว่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของออสโตรม จะเป็นดัชนีบ่งชี้ปริมาณของฝุ่นละอองในคอลัมน์ของบรรยากาศ ส่วน α จะมีความสัมพันธ์กับขนาดของฝุ่นละออง โดยทั่วไป β จะแปรค่าอยู่ในช่วง 0-0.5 และ α จะแปรค่าจาก 0-4 เมื่อฝุ่นละอองมีขนาดเล็กมาก α จะมีค่าเข้าใกล้ 4 และเมื่อฝุ่นละอองขนาดใหญ่ α จะมีค่าเข้าใกล้ 0 สำหรับสภาพฝุ่นละอองโดยทั่วไปที่เกิดขึ้นตามธรรมชาติ α จะมีค่าเท่ากับ 1.3 ± 0.5 สำหรับค่า β ในสภาพที่มีความขุ่นมัวในระดับต่างๆ จะแสดงไว้ดังตารางที่ 2.3

ตารางที่ 2.3 ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของ Angstrom ในสภาพบรรยากาศต่างๆ (Iqbal, 1983)

Atmosphere	Angstrom turbidity coefficient, β
Clean	0.00
Clear	0.10
Turbid	0.20
Very turbid	0.40

ค่า β และ α ก็เช่นเดียวกันกับตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาอื่นๆ กล่าวคือจะแปรค่าตลอดทั้งวัน ซึ่งมีสาเหตุมาจากการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ การระเหยของน้ำ และการกลั่นตัวของไอน้ำในบรรยากาศ การเปลี่ยนแปลงนี้เองอาจทำให้ค่า β และ α เพิ่มขึ้นหรือลดลงแล้วแต่สภาพอากาศ ในกรณีที่ไม่สามารถหาค่า β จากการวัดได้ เราสามารถคำนวณจากค่าทัศนวิสัยได้ โดย Meclatchey and Selby (1927) ได้เสนอแบบจำลองสำหรับคำนวณค่า β จากทัศนวิสัยดังสมการ (2.5)

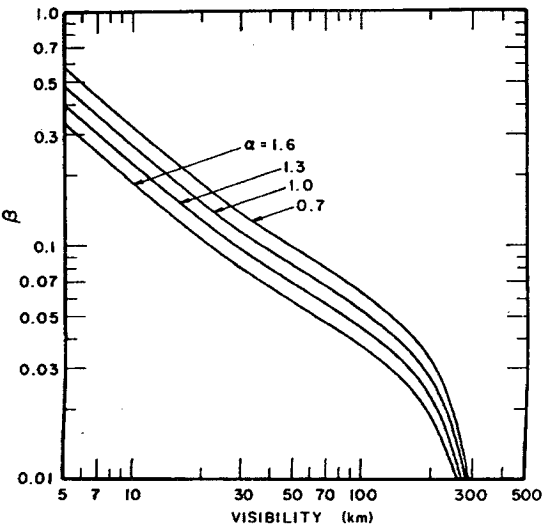
$$\beta = (0.55)^\alpha \left(\frac{3.912}{vis} - 0.01162 \right) [0.02472(vis - 5) + 1.132] \tag{2.5}$$

เมื่อ β เป็นสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอม (Angstrom’s turbidity coefficient)

α เป็นตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (Wavelength exponent)

vis เป็นค่าทัศนวิสัย (km)

ความสัมพันธ์ระหว่าง β , α และทัศนวิสัย สามารถแสดงได้ดังกราฟในรูปที่ 2.7 (Iqbal, 1983)

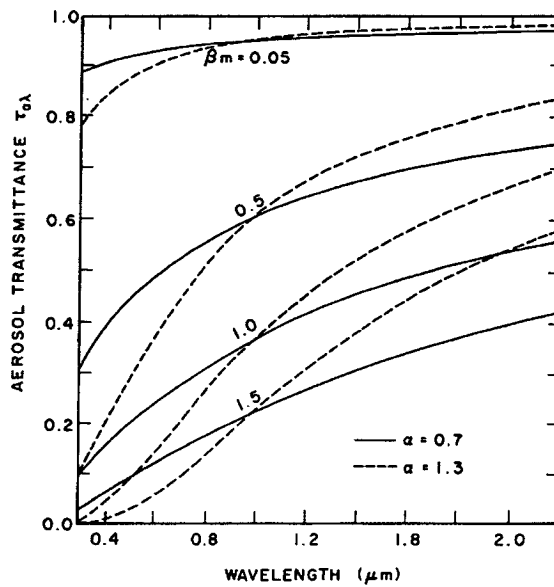


รูปที่ 2.7 การแปรค่าของ β ตามทัศนวิสัย ที่ค่า α (Iqbal, 1983)

จากกราฟ ค่า β ที่กำหนดให้จะเห็นว่า α มีค่าต่ำหรืออนุภาคมีขนาดใหญ่จะสอดคล้องกับค่าทัศนวิสัยสูงๆ หรืออากาศที่มีความโปร่งใสมาก จากสูตรของ Angstrom (1929) เราสามารถเขียนสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของ ฝุ่นละออง ได้ดังสมการ

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-\beta\lambda^{-\alpha}m_a) \quad (2.6)$$

เมื่อ $\tau_{a\lambda}$ เป็นสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละอองที่ความยาวคลื่น λ



รูปที่ 2.8 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีของฝุ่นละออง ($\tau_{a\lambda}$) กับความยาวคลื่นที่ βm_a ค่าต่างๆ (กรณีที่มี $\alpha = 1.3$ และ 0.7) (Iqbal, 1983)

จากรูปที่ 2.8 แสดงให้เห็นว่าความยาวคลื่นมีความสำคัญต่อ $\tau_{a\lambda}$ ในกรณีการหาค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของฝุ่นละอองที่เป็นผลรวมของทุกความยาวคลื่นหรือสัมประสิทธิ์ในช่วงความยาวคลื่นกว้าง (τ_a) Machler (1983) ได้เสนอให้ใช้สมการ

$$\tau_a = (0.12445\alpha - 0.0162) + (1.003 - 0.125\alpha)\exp[\beta m_a(1.089\alpha + 0.5123)] \quad (2.7)$$

ในกรณีที่ไม่มีข้อมูล β และ α Janjai และคณะ (2009) ได้เสนอสมการสำหรับคำนวณ τ_a จากข้อมูลทัศนวิสัยตามสมการ

$$\tau_a = [1.0358 - 0.3293(vis)^{-0.66}]^{m_a^{(0.9)}} \quad (2.8)$$

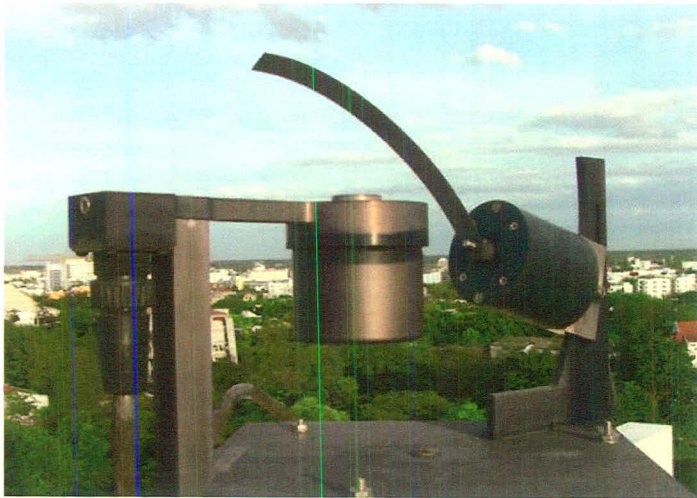
Angstrom (1961) ได้เสนอวิธีการคำนวณค่า β โดยการวัดความเข้มรังสีตรงที่ความยาวคลื่น 2 ค่า คือ λ_1 และ λ_2 เมื่อ λ_1 และ λ_2 เป็นความยาวคลื่นที่ไม่มีการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์โดยไอน้ำและก๊าซอื่นๆ (Angstrom, 1964) โดยทั่วไปจะเลือกใช้ $\lambda_1 = 0.380 \mu\text{m}$ และ $\lambda_2 = 0.5 \mu\text{m}$ จากนั้นใช้สมการ (2.8) กับค่าที่วัดได้ 2 ความยาวคลื่น เพื่อคำนวณหา β และ α โดยในการวัดความเข้มรังสีตรงที่ความยาวคลื่น λ_1 และ λ_2 Angstrom (1964) ได้ใช้เครื่องโฟโตมิเตอร์ซึ่งติดตั้งบนโครงแสง

เนื่องจากการหาค่า β โดยใช้โฟโตมิเตอร์ ซึ่งติดตั้งบนโครงแสงมีความยุ่งยากในการใช้งาน เพราะต้องมีการเปลี่ยนแผ่นกรองแสงระหว่างการวัด ดังนั้นจึงได้มีการพัฒนาอุปกรณ์วัดซึ่งเรียกว่า sunphotometer ที่สามารถวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่างๆ ได้โดยอัตโนมัติ และนำข้อมูลที่ได้อมาหาค่า β และ α ได้สะดวก



รูปที่ 2.9 เครื่อง sunphotometer (CIMEL, model 318)

นอกจากนี้ยังได้มีการพัฒนาเครื่องวัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่นต่างๆ หลายความยาวคลื่น โดยสามารถวัดได้ทั้งรังสีตรง รังสีกระจาย และรังสีรวม ซึ่งสามารถเลือกความเข้มรังสีตรง 2 ความยาวคลื่น มาใช้ในการคำนวณค่า β ได้ อุปกรณ์ดังกล่าวเรียกว่า Multi-filter rotating shadow band radiometer (MFR-7)



รูปที่ 2.10 เครื่อง Multi-filter rotating shadow band radiometer (Yankee, model MFR-7)

นอกจากนี้ Louche และคณะ (1987) ได้พัฒนาวิธีการหาค่า β จากข้อมูลความเข้มรังสีตรง ในช่วงความยาวคลื่นกว้าง (0.29–2.5 μm) ที่ได้จากเครื่องวัดไพโรโอมิเตอร์ รายละเอียดวิธีการดังกล่าว จะกล่าวในบทที่ 3

Unsworth และ Monteith (1972) ได้เสนอสัมประสิทธิ์ Unsworth-Monteith coefficient (T_u) เพื่อแสดงผลของฝุ่นละออง ในรูปของอัตราส่วนของบรรยากาศที่มีฝุ่นละออง กับบรรยากาศที่ปราศจาก ฝุ่นละออง ตามสมการ

$$\frac{G_n}{G_n^*} = \exp(-T_{u\lambda} m_a) \tag{2.9}$$

$$G_n^* = G_{on} \tau_R \tau_g \tau_w \tau_{oz} \tag{2.10}$$

- เมื่อ G_n เป็นค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกในบรรยากาศที่มีฝุ่นละออง
- G_n^* เป็นค่าเฉลี่ยของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกในบรรยากาศที่ปราศจากฝุ่นละออง
- τ_R เป็นสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการกระเจิงรังสีของโมเลกุลอากาศ
- τ_g เป็นสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของก๊าซต่างๆ
- τ_w เป็นสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของไอน้ำ
- τ_{oz} เป็นสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากการดูดกลืนของโอโซน
- $\exp(-T_{u\lambda} m_a)$ เป็นค่าสัมประสิทธิ์การส่งผ่านรังสีดวงอาทิตย์ของฝุ่นละออง

เราสามารถจัดรูป Unsworth-Monteith coefficient (T_u)ในสมการ (2.9) ใหม่จะได้สมการคือ

$$T_{ul} = -\frac{1}{m_a} \ln \left(\frac{G_n}{(G_{sc}/\rho^2) \tau_R \tau_g \tau_w \tau_{oz}} \right) \quad (2.11)$$

Schliepp (1966) ได้เสนอ Schliepp turbidity coefficient (B) โดยทำการแทนค่า β ด้วยค่า B ซึ่งจะคล้ายกับค่า β เพียงแต่ค่า B ใช้ log ฐานสิบแทนการใช้ log ฐาน e และใช้ความยาวคลื่น $0.5 \mu m$ แทนการใช้ความยาวคลื่น $1 \mu m$ โดยความสัมพันธ์ระหว่าง β และ B หาได้ดังสมการ

$$e^{-\frac{\beta}{\lambda_a}} = 10^{-\frac{B}{(2\lambda)^a}} \quad (2.12)$$

$$B = \beta^{2^\alpha} \log e \quad (2.13)$$

กรณี $\alpha = 1.3$ จะได้

$$B = 1.07\beta \quad (2.14)$$

2.1.11 ฝุ่นละอองและทัศนวิสัย

ทัศนวิสัย (visibility) หมายถึง เกณฑ์การมองเห็นซึ่งเป็นระยะไกลที่สุดที่สามารถมองเห็นได้ด้วยตาเปล่า ถ้าวัตถุที่เรามองเห็นมัวลงหรือจางลงจากที่เคยเห็นในสภาวะปกติแสดงว่าในขณะนั้นทัศนวิสัยลดลงหรือเลวลง ซึ่งสาเหตุสำคัญประการหนึ่งก็มาจากฝุ่นละออง (aerosols) ที่อยู่ในบรรยากาศเนื่องจากฝุ่นละอองสามารถดูดกลืนและกระเจิงแสงที่ผ่านบรรยากาศเข้ามาได้ โดยฝุ่นละอองที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ (anthropogenic aerosols) ที่สำคัญเกิดจากการเผาไหม้ชีวมวล (biomass burning) การเผาไหม้เชื้อเพลิงในโรงงานอุตสาหกรรม และยานยนต์ต่างๆ ซึ่งจะมีองค์ประกอบและสมบัติทางฟิสิกส์แตกต่างกัน โดยฝุ่นละอองที่ได้จากการเผาไหม้ชีวมวลจะเป็น organic carbon (OC) สามารถกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ได้ถึง 90% (Kaufman et al., 2002) ส่วนฝุ่นละอองที่ได้จากการเผาไหม้ในเครื่องจักรของโรงงานอุตสาหกรรม และยานยนต์ ส่วนใหญ่จะเป็นประเภท black carbon (BC) ซึ่งสามารถดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ได้ถึง 50% เมื่อฝุ่นละอองเหล่านี้ลอยลอยอยู่ในอากาศจะทำให้เรามองเห็นวัตถุมัวลงหรือจางลง ทำให้ทัศนวิสัยลดลง ถ้าสภาวะดังกล่าวมีความรุนแรงก็จะทำให้เกิดปัญหาร้ายแรงต่อการจราจรทั้งทางบก ทางน้ำ และทางอากาศ นอกจากนั้นยังส่งผลกระทบต่อสุขภาพของประชากรด้วย ดังเช่นเหตุการณ์หมอกควันปกคลุมตัวเมืองจังหวัดเชียงใหม่ เมื่อกลางเดือนมีนาคม พ.ศ. 2550 หรืออีกหลายเหตุการณ์ในประเทศอินโดนีเซีย ซึ่งส่งผลกระทบต่อจังหวัดทางภาคใต้ของประเทศไทย เป็นต้น

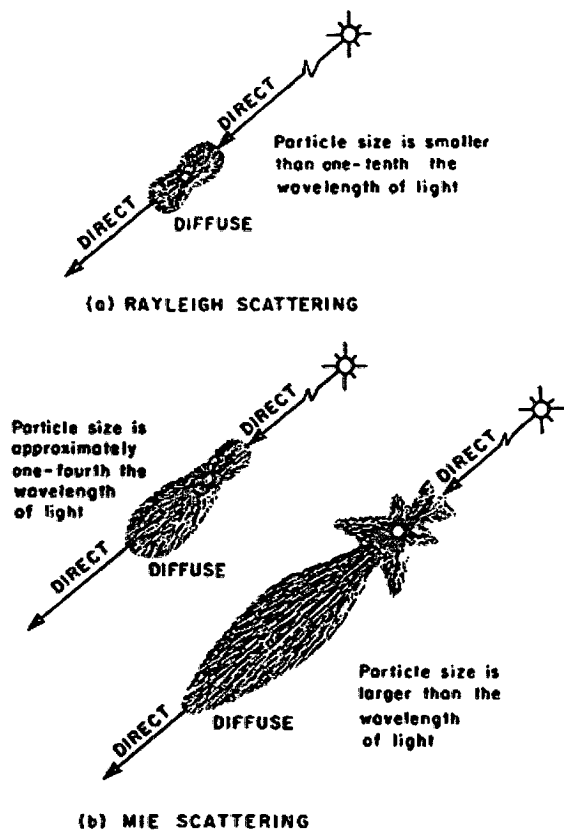
2.1.12 การกระเจิงแสงของฝุ่นละออง

Gustav Mie นักวิทยาศาสตร์ชาวเยอรมันได้ประยุกต์ทฤษฎีแม่เหล็กไฟฟ้าของแมกซ์เวลล์ เพื่ออธิบายการกระเจิงแสงของฝุ่นละอองแบบต่างๆ ที่เรียกกันทั่วไปว่า การกระเจิงแสงแบบ Mie (Mie Scattering) ซึ่งมีรายละเอียดดังนี้

2.1.12.1 การกระเจิงแสงของอนุภาคเดี่ยว

การกระเจิงแบบ Mie เป็นการกระเจิงของแสงเมื่อแสงตกกระทบอนุภาคที่มีขนาดใกล้เคียงกันหรือใหญ่กว่าความยาวคลื่นแสง โดยฟังก์ชันการกระเจิงของ Mie นั้นได้จากการแก้สมการคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าของแมกซ์เวลล์เมื่อคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าตกกระทบอนุภาคทรงกลมจากทิศทางที่กำหนดไว้

สำหรับการกระเจิงแสงของโมเลกุลอากาศ ซึ่งมีขนาดของโมเลกุลเล็กกว่าความยาวคลื่นแสงจะเรียกว่า การกระเจิงแบบ Rayleigh ลักษณะการกระเจิงแบบ Rayleigh และการกระเจิงแบบ Mie แสดงดังรูปที่ 2.11



รูปที่ 2.11 การกระเจิงแบบ Rayleigh และการกระเจิงแบบ Mie (Iqbal, 1983)

อนุภาคทรงกลมในแบบจำลองของการกระเจิงแสงแบบ Mie มีผลต่อรังสีที่ตกกระทบทั้งการกระเจิงและการดูดกลืนโดยรังสีจะกระเจิงทุกทิศทาง การกระเจิงและการดูดกลืนที่อนุภาคทรงกลมนั้นอธิบายได้จากการลดทอนลงไปที่ของรังสีที่ตกกระทบ รังสีที่กระเจิงออกจากอนุภาคทรงกลมตามทฤษฎีของ Mie สามารถเขียนได้ในรูปของฟังก์ชันเชิงซ้อนของ 2 ส่วนคือ A_1 และ A_2 ดังนี้

$$A_1(m, x, \varphi) = \frac{\lambda}{2\pi} \sum_{l=1}^{\infty} \frac{2l+1}{l(l+1)} (a_l(m, x)\pi_l(\varphi) + b_l(m, x)\tau_l(\varphi)) \quad (2.15)$$

$$A_2(m, x, \varphi) = \frac{\lambda}{2\pi} \sum_{l=1}^{\infty} \frac{2l+1}{l(l+1)} (b_l(m, x)\pi_l(\varphi) + a_l(m, x)\tau_l(\varphi))$$

โดยที่ x	คือ ตัวแปรแสดงขนาด (size parameter) โดยที่ $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$
r	คือ รัศมีของอนุภาคทรงกลมที่แสงตกกระทบ
λ	คือ ความยาวคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ตกกระทบ
m	คือ ดัชนีหักเหเชิงซ้อนของตัวกลางที่อนุภาคอยู่
φ	คือ มุมกระเจิงโดยเทียบกับทิศทางตกกระทบ
l	คือ จำนวนเต็มบวก
a_l, b_l	คือ สัมประสิทธิ์ของ Mie
π_l, τ_l	คือ ฟังก์ชันเชิงมุมซึ่งขึ้นกับค่าของ $\cos \varphi$ ในพหุนามของเลอจองด์ (Legendre polynomials)

ตามทฤษฎีคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าของแมกซ์เวลล์ เมื่อฟลักซ์รังสีที่ไม่โพลาไรซ์ขนาดหนึ่งหน่วยตกกระทบอนุภาคทรงกลม รังสีต่อหน่วยมุมตันที่กระเจิงในทิศทางต่างๆ หาได้จากค่ายกกำลังสองของสนามไฟฟ้า เมื่อคิดตามองค์ประกอบที่เป็นฟังก์ชันเชิงซ้อนแล้ว ค่าของความเข้มรังสีที่กระเจิงออกจากอนุภาคจะเป็น $\frac{1}{2}(A_1 A_1^* + A_2 A_2^*)$ สำหรับมุมตันเล็กๆ $d\omega$ และรังสีตกกระทบหนึ่งหน่วยที่ภาคตัดขวาง $d\sigma(m, x, \varphi)$ มีค่าเป็นไปตามสมการ

$$d\sigma(m, x, \varphi) = \frac{1}{2} (A_1 A_1^* + A_2 A_2^*) d\omega \quad (2.16)$$

ค่าความเข้มรังสีกระเจิงทั้งหมดในภาคตัดขวาง (total scattering cross section) σ_{sc} ได้จากการอินทิเกรตมุมตันทั้งหมด Ω ซึ่งมีค่าเท่ากับ 4π หรือเขียนได้ดังสมการ

$$\sigma_{sc}(m, x) = \int_{\Omega} d\sigma(m, x, \varphi) = \int_{\Omega} \frac{1}{2} (A_1 A_1^* + A_2 A_2^*) d\omega \quad (2.17)$$

พารามิเตอร์ที่ใช้แทนค่าความเข้มรังสีกระเจิงทั้งหมดในภาคตัดขวาง คือ ค่าสัมประสิทธิ์การกระเจิง Q_{sc} ซึ่งหาได้จากสมการ

$$Q_{sc}(m, x) = \frac{\sigma_{sc}(m, x)}{\pi r^2} \quad (2.18)$$

เช่นเดียวกับกับสัมประสิทธิ์การดูดกลืน Q_{ab} ซึ่งเป็นอัตราส่วนของค่ารังสีที่ถูกดูดกลืนต่อรังสีที่ตกกระทบ เมื่อนำสัมประสิทธิ์การกระเจิงรวมกับสัมประสิทธิ์การดูดกลืน จะได้สัมประสิทธิ์การลดทอนของรังสี (extinction efficiency) ตามสมการ

$$Q_{ext} = Q_{sc} + Q_{ab} \quad (2.19)$$

เมื่อทำการอินทิเกรตค่ารังสีในภาคตัดขวางทั้งหมดโดยแทนค่าสนามไฟฟ้า A_1 และ A_2 จะได้ว่า

$$Q_{sc}(m, x) = \frac{2}{x^2} \sum_{l=1}^{\infty} (2l+1) (|a_l|^2 + |b_l|^2) \quad (2.20)$$

$$Q_{ab}(m, x) = \frac{2}{x^2} \sum_{l=1}^{\infty} (2l+1) \text{Re}(a_l + b_l) \quad (2.21)$$

โดยค่าของ a_l และ b_l หาได้จาก

$$a_l = \frac{\left(\frac{\xi_l}{m} + \frac{1}{x}\right) \text{Re}(\zeta_l) - \text{Re}(\zeta_{l-1})}{\left(\frac{\xi_l}{m} + \frac{1}{x}\right) \xi_l - \zeta_{l-1}} \quad (2.22)$$

$$b_l = \frac{\left(m\xi_l + \frac{1}{x}\right) \text{Re}(\zeta_l) - \text{Re}(\zeta_{l-1})}{\left(m\xi_l + \frac{1}{x}\right) \xi_l - \zeta_{l-1}} \quad (2.23)$$

โดยที่

$$\zeta_1 = \left(\frac{2l-1}{x} \right) \zeta_{l-1} - \zeta_{l-2} \quad (2.24)$$

$$\zeta_0 = \sin x + i \cos x \text{ และ } \zeta_{l-1} = \cos x - i \sin x \quad (2.25)$$

$$\xi_1 = -\frac{1}{mx} + \left(\frac{1}{mx} - \xi_{l-1} \right)^{-1} \text{ และ } \xi_0 = \frac{\cos mx}{\sin mx} \quad (2.26)$$

2.1.12.2 การกระเจิงของ Mie สำหรับฝุ่นละอองต่างขนาด

จากเรื่องการกระเจิงแบบ Mie ที่กล่าวไปแล้วนั้น เป็นหลักการสำหรับอนุภาคขนาดเดียว แต่ตามความเป็นจริงแล้วฝุ่นละอองจะมีขนาดต่างกันออกไป จึงต้องนิยามฟังก์ชันการแจกแจงของขนาดของฝุ่นละออง ได้แก่ $n(r)$ ซึ่งเป็นจำนวนอนุภาคที่มีขนาด r ถึง $r+dr$ ต่อปริมาตรหนึ่งหน่วย

สำหรับปริมาตรของอากาศที่มีฝุ่นละอองอยู่ในระบบ ค่าสัมประสิทธิ์การกระเจิงและสัมประสิทธิ์การดูดกลืนที่ความสูง z จากพื้นโลกจะหาได้จากสมการ

$$k_{sc}(z) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{sc}(r) n(r, z) dr \quad (2.27)$$

$$k_{ext}(z) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(r) n(r, z) dr \quad (2.28)$$

โดยที่

k_{sc} คือ อัตราส่วนของปริมาณรังสีที่กระเจิงออกไปต่อปริมาณรังสีตกกระทบ

k_{ext} คือ อัตราส่วนของปริมาณรังสีที่กระเจิงและดูดกลืนกับปริมาณรังสีตกกระทบ

เมื่อทำการอินทิเกรตค่าของสัมประสิทธิ์ทั้งความสูงคอลัมน์อากาศ จะได้ค่าความลึกเชิงแสงของบรรยากาศทั้งคอลัมน์ ซึ่งบอกความสามารถในการตัดทอนแสงโดยการกระเจิง (τ_{sc}) และการตัดทอนแสงทั้งหมด (τ_{ext}) ได้ดังนี้

$$\tau_{sc} = \int_0^{\infty} k_{sc}(z) dz = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{sc}(r) n_a(r) dr \quad (2.29)$$

$$\tau_{ext} = \int_0^{\infty} k_{ext}(z) dz = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(r) n_a(r) dr \quad (2.30)$$

2.1.12.3 การกระเจิงแสงโดยอนุภาคขนาดเล็กและก๊าซ (light scattering by small particles and gases)

ลักษณะของการกระเจิงแสงโดยอนุภาคขนาดเล็กและก๊าซจะมีความสัมพันธ์เป็นไปตามสมการ

$$S = \frac{128\pi^5 r^6}{3\lambda^4} \times \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \quad (2.31)$$

เมื่อ S คือ ปริมาณแสงที่ถูกกระเจิง
 r คือ รัศมีของอนุภาคหรือของโมเลกุล
 m คือ ดัชนีหักเหของแสง
 λ คือ ความยาวคลื่นของแสงที่ตกกระทบ

จากสมการ (2.31) จะเห็นว่าแสงที่มีความยาวคลื่นสั้นจะถูกกระเจิงมากกว่าแสงที่มีความยาวคลื่นยาว ดังนั้นแสงสีน้ำเงินจึงถูกกระเจิงมากกว่าแสงสีแดงซึ่งมีความยาวคลื่นยาวกว่า เพราะเหตุนี้เราจึงเห็นท้องฟ้าเป็นสีฟ้า

2.1.13 สัมประสิทธิ์การกระเจิงแสงของฝุ่นละออง (Single scattering albedo, SSA)

เมื่อแสงตกกระทบฝุ่นละออง จะถูกฝุ่นละอองกระเจิงไปรอบทิศทาง แสงที่กระเจิงนี้จะไปตกกระทบฝุ่นละอองตัวอื่นและถูกกระเจิงต่อไปเรื่อยๆ ถ้าพิจารณาเฉพาะสัมประสิทธิ์การกระเจิงของแสงที่ตกกระทบครั้งแรก จะเรียกคุณสมบัติการกระเจิงของฝุ่นละอองว่า single scattering albedo หรือ SSA ตัวอย่างของ SSA ของฝุ่นละอองชนิดต่างๆ (Dubovik et al., 2002) แสดงดังตารางที่ 2.4

ตารางที่ 2.4 แสดงตัวอย่าง SSA ของฝุ่นละอองชนิดต่างๆ (Dubovik et al., 2002)

Aerosol type	AERONET site	Period	Single scattering albedo (nm)			
			440	670	870	1020
Urban-industrial	GSFC, Greenbelt, MD	1993-2000	0.98	0.97	0.96	0.95
	Crete-Paris, France	1999	0.94	0.93	0.92	0.91
	Mexico City	1999-2000	0.90	0.88	0.85	0.93
Mixed	Maldives (INDOEX)	1999-2000	0.91	0.89	0.86	0.84
Biomass burning	Amazonian forest, Brazil	1993-1994	0.94	0.93	0.91	0.90
	South American cerrado, Brazil	1993-1995	0.91	0.89	0.87	0.85
	African savanna, Zambia	1995-2000	0.88	0.84	0.80	0.78
	Boreal forest, United States and Canada	1994-1998	0.94	0.935	0.92	0.91
Desert dust	Bahrain-Persian Gulf	1998-2000	0.92	0.95	0.96	0.97
	Solar-Vil.-Saudi Arabia	1998-2000	0.92	0.96	0.97	0.97
	Cape Verde	1993-2000	0.93	0.98	0.99	0.99
Oceanic	Lanai, HI	1995-2000	0.98	0.97	0.97	0.97

2.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการศึกษาฝุ่นละอองในบรรยากาศ

เมื่อรังสีดวงอาทิตย์เคลื่อนที่ผ่านชั้นบรรยากาศของโลก ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆจะมีความเข้มลดลง (attenuation) เนื่องจากกระบวนการต่างๆ ได้แก่ การกระเจิงโดยโมเลกุลของอากาศ หรือ Rayleigh scattering การกระเจิงและการดูดกลืนของฝุ่นละอองในบรรยากาศ และการดูดกลืนในช่วงของความยาวคลื่นอันเนื่องมาจากก๊าซต่างๆ ในบรรยากาศ (selective absorption) โดยทั่วไปมักไม่มีปัญหาในการคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ถูกกระเจิงโดยโมเลกุลของอากาศ และการดูดกลืนบางช่วงของความยาวคลื่นจากโมเลกุลอากาศ แต่ปัญหาสำคัญอยู่ที่การดูดกลืนและการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของฝุ่นละอองในบรรยากาศ ทั้งนี้เพราะฝุ่นละอองมีหลายชนิดแต่ละชนิดมีคุณสมบัติไม่เหมือนกัน นอกจากนี้ยังมีการกระจายในแนวดิ่ง และการกระจายตามพื้นที่และเวลาในรอบปีที่ยากต่อการศึกษา ถึงแม้ว่าเราจะสามารถใช้ทฤษฎีของ Mie หากการกระเจิงและการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ของฝุ่นละอองได้ก็ตาม แต่ทฤษฎีดังกล่าวมีความสลับซับซ้อนและยากต่อการนำมาใช้ในทางปฏิบัติ ในช่วงต้นทศวรรษที่ 20 Angstrom (1929) เป็นคนแรกที่เสนอวิธีการคำนวณการลดลงของรังสีดวง

อาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง โดยพิจารณาผลรวมของการลดลงทั้งจากการดูดกลืนและการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของฝุ่นละออง และบอกเป็นค่าความขุ่นมัวของบรรยากาศเนื่องจาก ฝุ่นละออง โดยใช้ค่า Turbidity coefficient (β) ซึ่งมีความสัมพันธ์กับปริมาณฝุ่นละอองในบรรยากาศ ต่อมา Moon (1940) ได้ตั้งสมมติฐานว่าการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง เกิดจากการกระเจิงเพียงอย่างเดียว และได้เสนอสูตรสำหรับการคำนวณค่า scattering coefficient ของฝุ่นละออง

ในช่วงทศวรรษที่ 1930 เป็นต้นมา นักวิจัยของประเทศสหภาพรัสเซียได้ทำการศึกษาความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ ทั้งยังพัฒนาอุปกรณ์วัดและทฤษฎี งานวิจัยที่สำคัญอีกชิ้นหนึ่งของนักวิจัยชาวรัสเซีย คือการศึกษาการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง โดยอาศัยการวัดรังสีตรงที่พื้นผิวโลก ซึ่งดำเนินการโดย Genikhovich ในงานดังกล่าวผู้วิจัยได้ใช้ข้อมูลความเข้มรังสีตรงซึ่งวัดได้ที่เมือง Repetek ในเดือนตุลาคม ค.ศ. 1970 มาทำการวิเคราะห์ ในการวัดดังกล่าวได้ใช้แผ่นกรองแสงมาช่วยตัดแสงในบางความยาวคลื่นออกไป จากนั้นจึงทำการคำนวณหาค่าความลึกเชิงแสง (aerosol optical depth) ในช่วงความยาวคลื่น 0.38- 0.53 μm และ 0.53- 0.69 μm จากผลการวิเคราะห์พบว่าค่าความลึกเชิงแสงที่ได้มีการเปลี่ยนแปลงตามเวลาในรอบวัน และค่าความลึกเชิงแสงในช่วงความยาวคลื่น 0.38- 0.53 μm มีค่าสูงกว่าในช่วง 0.53- 0.69 μm

Watt (1978) ได้ทำการศึกษาองค์ประกอบของบรรยากาศในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆที่มีผลต่อการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ สรุปได้ว่าตัวแปรที่มีผลต่อการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์คือ โอโซน 0.5-3.0% โมเลกุลอากาศแห้ง 11-13% ไอน้ำ 3.5-14% และฝุ่นละอองในอากาศ 0.1-26%

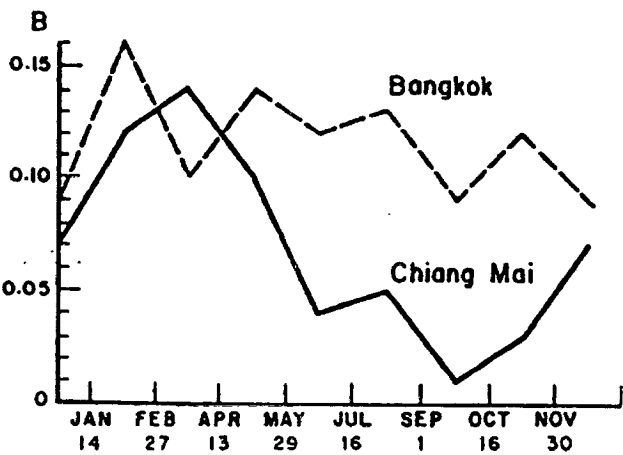
ในช่วงทศวรรษ 1970 เป็นต้นมา ได้มีการนำเทคนิคการใช้ข้อมูลดาวเทียมมาช่วยในการศึกษาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก เช่น ในประเทศออสเตรเลีย Dr. Nunez แห่งมหาวิทยาลัย Tasmania ได้พัฒนาการใช้ข้อมูลดาวเทียมในการคำนวณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งมีผลงานตั้งแต่ช่วงปลายทศวรรษ 1970 ต่อเนื่องมาจนถึงปัจจุบัน ในงานวิจัย Nunez (1993) ได้ใช้ข้อมูลดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา GMS ทำการศึกษาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลกในบริเวณเขตร้อนของมหาสมุทรแปซิฟิก ซึ่งครอบคลุมพื้นที่บางส่วนของประเทศไทย ฟิลิปปินส์ อินโดนีเซีย และภาคเหนือของประเทศออสเตรเลีย ตามโครงการ Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) ในโครงการดังกล่าว Dr. Nunez ได้พัฒนาแบบจำลองเชิงพีสิกส์ซึ่งใช้คำนวณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในเขตร้อนได้ดี จากการวิจัยนี้ (Nunez, 1993) พบว่าฝุ่นละอองในอากาศจะดูดกลืนและกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์โดยฝุ่นละอองบริเวณกรุงเทพมหานคร มีผลทำให้รังสีดวงอาทิตย์ลดลง 19 %

นับตั้งแต่ปี 2000 เป็นต้นมา องค์การนาซา (NASA) ของประเทศสหรัฐอเมริกา ได้จัดตั้งเครือข่ายเครื่อง sunphotometer ทั่วโลก และเรียกเครือข่ายดังกล่าวว่า AERONET (Aerosol Robotic Network) ซึ่งปัจจุบันมีสถานีทั้งหมด 655 แห่ง โดยมีเป้าหมายเพื่อศึกษาสมบัติเชิงแสง (optical properties) ปริมาณและชนิด รวมถึงการเปลี่ยนแปลงของฝุ่นละอองทั่วโลก

Estelles และคณะ (2003) ได้ทำการเปรียบเทียบค่าความลึกเชิงแสงของ ฝุ่นละออง ที่เมือง Valensia ที่ความยาวคลื่น 500 nm ของ 2 ฤดู คือ ฤดูร้อน และฤดูหนาว พบว่าในฤดูหนาวมีค่าความลึกเชิงแสงต่ำที่สุดในเดือนมกราคม คือ 0.1 และมีค่าสูงในฤดูร้อนเท่ากับ 0.4-0.5 ในเดือนมิถุนายน ขณะเดียวกันได้ทำการหาค่า wavelength exponent (α) โดยในเดือนมกราคมมีค่าเท่ากับ 1.2 และในเดือนมิถุนายนมีค่า 0.8

นอกจากนี้ยังมีนักวิจัยชาวอิตาลี Francesco และคณะ (2004) ได้ทำการศึกษาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง ในเดือนมิถุนายนถึงเดือนตุลาคม ค.ศ. 2001 ที่ความยาวคลื่น 480 และ 780 nm ที่เมือง South Italy พบว่า ค่าความลึกเชิงแสงมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาในรอบวันและที่ความยาวคลื่น 480 nm จะมีค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองมากกว่าที่ความยาวคลื่น 780 nm ซึ่งค่าสูงสุดอยู่ที่ความยาวคลื่น 480 nm ในเดือน สิงหาคมมีค่าเท่ากับ 0.56 และค่าต่ำสุดอยู่ในเดือนกรกฎาคม พร้อมกันนี้ยังได้หาค่า β และ α โดยค่าต่ำสุดของ α เท่ากับ 0.94 ± 0.14 ในเดือนตุลาคม และค่าสูงสุดในเดือนมิถุนายนมีค่าเท่ากับ 1.73 ± 0.25 ส่วนค่า β พบว่ามีค่าสูงสุดเท่ากับ 0.15 ± 0.02 ในเดือนสิงหาคม และ 0.14 ± 0.02 ในเดือนตุลาคม และมีค่าต่ำสุดในเดือนมิถุนายนมีค่าเท่ากับ 0.08 ± 0.02

สำหรับในประเทศไทย Exell (1978) สถาบันเทคโนโลยีแห่งเอเชียได้ทำการหาค่าสภาพขุ่นมัวของบรรยากาศ (atmospheric turbidity) โดยอาศัยตารางคำนวณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆของ Schiiepp (Robinson, 1966) จากตารางดังกล่าวสามารถหาค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ ถ้าทราบปริมาณไอน้ำในอากาศ และการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์เนื่องจากฝุ่นละออง Exell ได้ใช้ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ของสถานีกรุงเทพมหานคร และ เชียงใหม่ ในวันที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆมาคำนวณหาสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอากาศ (turbidity coefficient) โดยใช้ตารางของ Schiiepp ผลที่ได้แสดงในรูปที่ 2.12



รูปที่ 2.12 การแปรค่าของ turbidity coefficient (B) ที่กรุงเทพมหานครและเชียงใหม่ (Exell,1978)

ต่อมาอีก 25 ปี Janjai และคณะ (2003) นักวิจัยของห้องปฏิบัติการฟิสิกส์บรรยากาศ มหาวิทยาลัยศิลปากรได้ทำการศึกษาสภาพความขุ่นมัวของบรรยากาศในประเทศไทยของสถานีต่างๆ ทั้งหมด 53 สถานี ซึ่งตั้งกระจายกันอยู่ทั่วประเทศไทย โดยใช้วิธีต่างๆ 3 วิธี เพื่อหาค่า Ångström's turbidity coefficient (β) คือ วิธีของ Langley วิธีของ Louche และวิธีคำนวณจากข้อมูลทัศนวิสัย ในช่วง ค.ศ. 1998-2000 จากผลการวิจัยพบว่าในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลาง ค่า β มีค่าสูงในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-เมษายน) และมีค่าต่ำในช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม) สำหรับภาคใต้ ค่า β ค่อนข้างต่ำและมีค่าเกือบคงที่ตลอดทั้งปี

ต่อมา Pipat และ Surapong (2004) แห่งสถาบันเทคโนโลยีแห่งเอเชีย (AIT) ได้ทำการศึกษาสภาพความขุ่นมัวของบรรยากาศที่ AIT โดยทำการเปรียบเทียบจาก 3 วิธี คือ Linke factor (T_L), Ångström coefficient (β) และ Illuminance turbidity factor (T_{II}) โดยใช้ข้อมูลจาก sunphotometer ตั้งแต่ มกราคม 2000 ถึง มิถุนายน 2002 จากผลการวิจัยพบว่าทั้ง 3 วิธีให้ผลที่สอดคล้องกันคือ ค่า β จะมีค่าต่ำในช่วงเดือนกันยายน ถึงเดือนกุมภาพันธ์ ซึ่งค่าเฉลี่ยรายปีจะเท่ากับ 0.098 และในช่วงฤดูแล้งฝุ่นละอองจะมีขนาดเล็ก และมีขนาดใหญ่ในเดือนมีนาคมถึงสิงหาคม โดยมีค่าเฉลี่ยของตัวเลขยกกำลังของ อังสตรอม (α) เท่ากับ 1.3 ± 0.5

นอกจากนี้ Janjai และคณะ (2009) ได้ทำการศึกษาสมบัติของฝุ่นละอองในกรุงเทพและปริมณฑล พบว่า ฝุ่นละอองในบริเวณดังกล่าวมีค่าความลึกเชิงแสง (aerosol optical depth) ค่อนข้างสูงในช่วงฤดูแล้งและมีค่าต่ำในช่วงฤดูฝน

เนื่องจากข้อมูลและองค์ความรู้เกี่ยวกับฝุ่นละอองในประเทศไทยยังมีค่อนข้างจำกัด ดังนั้นในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยจึงทำการศึกษาสภาวะของฝุ่นละอองในประเทศไทยโดยการวัด และการคำนวณจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ตามรายละเอียดในบทถัดไป