หอสมุดกลาง สถาบันวิทยบริการ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

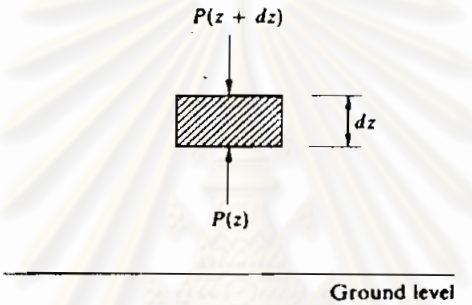
บทที่ 2

ทฤษฎีการแพร่กระจายของก๊าซในบรรยากาศ

2.1 สภาพอุตุนิยมของการแพร่กระจาย (Meteorology of Dispersion)[1]

2.1.1 อัตราการเปลี่ยนแปลง ของอุณหภูมิต่อหนึ่งหน่วย ความสูงแบบอะดิอะบาติค (Adiabatic lapse rate)

หากพิจารณาอากาศปริมาณหนึ่งที่มีความหนา dz มีพื้นที่หน้าตัด A และอยู่ในสภาวะสมดุลย์ คือไม่มีการเคลื่อนที่ ณ ที่ความสูง z ดังแสดงในรูปที่ 2.1



รูป 2.1 ปริมาตรของอากาศอยู่ในสภาวะสมดุลย์ในบรรยากาศ

อากาศปริมาตรนี้ จะถูกพยุงให้อยู่กับที่ได้ ด้วยความดันที่แตกต่างกันระหว่างด้านบนและด้านล่าง โดยมีแรงที่ทำให้เกิดสมดุลย์ดังนี้

$$[P(z) - P(z + dz)]A = \rho g A\, dz, \qquad (2.1)$$

โดยที่ P(z) = ความกดดันบรรยากาศที่ระดับ z

P(z+dz) = ความกดดันบรรยากาศที่ระดับ (z+dz)

Adz = ปริมาตร

ρ = ความหนาแน่นของอากาศ

g = อัตราเร่งอันเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก

และสามารถจัดรูปสมการให้ง่ายขึ้นได้ดังนี้

$$-\frac{dP}{dz} = \rho g. \qquad (2.2)$$

ถ้าสมมุติว่า อากาศในที่นี้คือก๊าซในอุดมคติ (Ideal Gas)

ดังนั้น $PV = n_M RT$ (2.3)

เมื่อ n_M = จำนวนโมลของอากาศในปริมาตร V

R = ค่าคงที่ของก๊าซ

เมื่อหารสมการ (2.3) ด้วย V และคำนึงว่า n_M/V เป็นสัดส่วนโดยตรงกับความหนาแน่นของก๊าซจะได้สมการใหม่ดังนี้

$$P = \text{constant} \times \rho T. \qquad (2.4)$$

หรือ $P \propto T$

เนื่องจากอากาศไม่ได้เป็นตัวนำความร้อนที่ดี และการเคลื่อนที่ของปริมาตรอากาศในบรรยากาศเป็นไปอย่างรวดเร็วมาก ดังนั้นจึงมีการแลกเปลี่ยนความร้อนระหว่างปริมาตรน้อยมากนั่นก็คือ การเคลื่อนที่ของปริมาตรอากาศในบรรยากาศเป็นแบบ อะดิอะบาติค (adiabatic) เป็นผลทำให้เมื่อความดันเปลี่ยนแปลงจะทำให้อุณหภูมิเปลี่ยนแปลงไป ตามสมการดังนี้

$$T = \text{constant} \times P^{(\gamma-1)/\gamma}. \qquad (2.5)$$

เมื่อ γ = อัตราส่วนของความร้อนจำเพาะ เมื่อความดันและปริมาตรคงที่

จากสมการ(2.2)เมื่อแทนค่าที่เหมาะสมโดยใช้สมการที่ (2.4) และ (2.5)จะได้ผลลัพธ์ดังนี้

$$-\frac{dT}{dz} = C, \qquad (2.6)$$

โดย C คือค่าคงที่ เมื่อแก้สมการจะได้ผลลัพธ์เป็นดังนี้

$$T = T_0 - Cz, \qquad (2.7)$$

เมื่อ To เป็นอุณหภูมิ ที่ z = 0 คือความสูงที่ระดับพื้นดิน

จากสมการที่ 2.7 จะเห็นว่าค่า T ลดลงแบบเชิงเส้น เมื่อค่าความสูงเพิ่มขึ้น หรือ $T \propto 1/Z$

จากเหตุผลนี้ค่าTในสมการที่(2.3)และ(2.5)ซึ่งเป็นองศาสมบูรณ์ (Absolute Scale) อาจเปลี่ยนไปใช้องศาเซลเซียส (C°)ในสมการ (2.7)ได้

จากสมการที่ (2.7) สรุปได้ว่า ค่าคงที่ C คืออัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิต่อหนึ่งหน่วยความสูงและเรียกว่า (อัตราการเปลี่ยนแบบอะดิอะเบติค) diabiatic lapse rate ซึ่งปกติจะมีค่าประมาณ 1°C/100 เมตร

ในกรณีที่ไม่มีการแลกเปลี่ยนความร้อนในแนวดิ่ง บรรยากาศซึ่งมีการผสมผสานกันอย่างดี จะอยู่ในสภาวะซึ่งมีอัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิเป็นแบบอะดิอะเบติค ซึ่งแสดงในกราฟเส้นที่ 2 ในรูป 2.2 ในกรณีนี้การแพร่กระจายจะเป็นไปได้ดี อย่างไรก็ตามการที่สภาวะของบรรยากาศเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาทำให้อัตราการเปลี่ยนของอุณหภูมิไม่คงที่ ซึ่งหากเฉลี่ยแล้วอาจได้อัตราการเปลี่ยน ดังแสดงเป็นตัวอย่างในกราฟเส้นที่ 1 ในรูปที่ 2.2 ซึ่งต่างจากอะดิอะเบติค

2.1.2 สภาพอุตุนิยมแบบไอโซเทอร์มัล (Isothermal)

เกิดขึ้นในลักษณะที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงสถานะของอุณหภูมิ หรือเรียกว่าอยู่ในสภาพสมดุลย์ คืออุณหภูมิจะคงที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงในระดับความสูงระดับหนึ่ง ซึ่งเรียกสภาพอุตุนิยมนี้ว่าไอโซเทอร์มัล (Isothermal) ดังรูปที่ 2.2 สภาพเช่นนี้แสดงถึงความคงตัว (Stable) ของสภาพบรรยากาศ การแพร่กระจายในกรณีนี้จะน้อยกว่ากรณีของอะดิอะเบติค ในกราฟเส้นที่ 3 รูปที่ 2.2 แสดงค่าบางส่วนของชั้นบรรยากาศซึ่งอยู่ในสภาวะไอโซเทอร์มัล

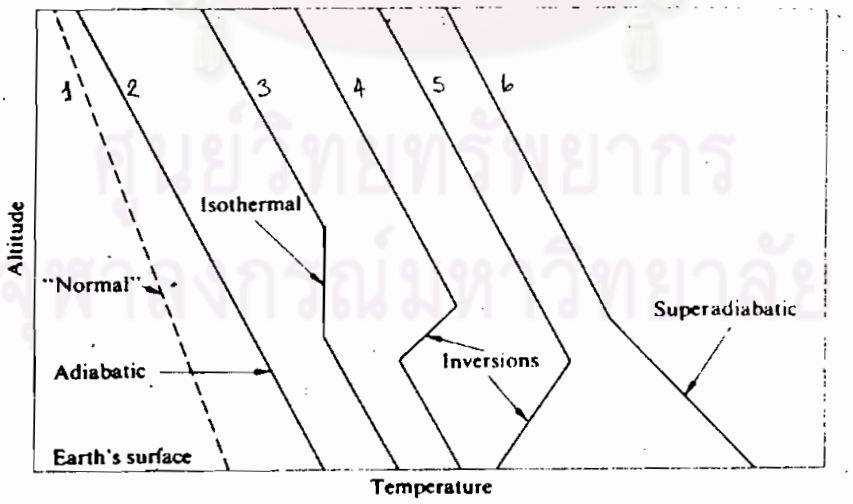
2.1.3 สภาพอุตุนิยมแบบผกผัน (Inversion)

หลังจากผิวโลกได้รับความร้อนในตอนกลางวันและในตอนกลาง

คืนที่ไม่มีเมฆปกคลุม ผิวโลกจะถ่ายเทความร้อนได้ง่ายทำให้ผิวโลกเย็นเร็วกว่าอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไป จะเป็นผลทำให้เกิดสภาวะที่เรียกว่า สภาวะผกผัน (Inversion) กล่าวคืออุณหภูมิจะเพิ่มขึ้น เมื่อเพิ่มระดับความสูงสูงขึ้นดังแสดงในกราฟเส้นที่ 4 และ 5 ในรูปที่ 2.2

2.1.4 สภาพอุตุนิยมแบบซูเปอร์อะดิอะเบติค (Super adiabatic)

เนื่องจากตามความเป็นจริง อัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิที่แท้จริงในเวลาใดเวลาหนึ่ง ย่อมประกอบด้วยองค์ประกอบหลายประการ เช่น การรับความร้อนที่บริเวณผิวโลก การเคลื่อนที่ของมวลอากาศสภาพการปกคลุมของก้อนเมฆในบรรยากาศ และสภาพกีดขวางทางภูมิศาสตร์ เช่น ภูเขา ป่าทึบ เป็นต้น สิ่งเหล่านี้จะมีผลทำให้สภาพอุตุนิยมไม่เป็นไปตามแบบต่าง ๆ ที่กล่าวมา เมื่อผิวโลกได้รับความร้อนในเวลากลางวันที่อากาศปลอดโปร่งและลมอ่อน ผิวโลกดูดรับความจากร้อนดวงอาทิตย์ได้เร็ว และคายความร้อนออกมาในระยะ 200-300 เมตรในบรรยากาศใกล้พื้นโลก ทำให้อุณหภูมิในระยะดังกล่าวเพิ่มมากขึ้นกว่าแบบอะดิอะเบติค ซึ่งเรียกกว่าเป็นแบบซูเปอร์อะดิอะเบติค (Supper adiabatic) ดังแสดงในกราฟเส้นที่ 6 ในรูปที่ 2.2 ในกรณีเช่นนี้การแพร่กระจายจะเป็นไปได้อย่างรวดเร็วและดีมาก



รูปที่ 2.2 ตัวอย่างของค่าอุณหภูมิที่ระดับต่างๆกันในชั้นบรรยากาศส่วนล่าง

2.2 ลักษณะการแพร่กระจายของกลุ่มควัน (Plume) อันเนื่องจากสภาพอุตุนิยมต่างๆกัน

2.2.1 การแพร่กระจายแบบรูปพัด (Fanning)

เป็นลักษณะการกระจายชนิดหนึ่ง เกิดขึ้นเมื่อก๊าซร้อนจากปล่องควันที่ถูกปล่อยออกมาในสภาพอุตุนิยมแบบผกผัน (Inversion) และลอยตัวขึ้นสู่เบื้องสูงจนกระทั่งอยู่ในสภาพหยุดนิ่ง และถ้ามีลมพัดเฉื่อย ๆ จะเป็นผลทำให้กลุ่มควันเคลื่อนที่แบบคงที่เป็นเส้นยาว แต่ถ้ามีการผันแปรของลมจนทำให้เกิดแรงย่อยของลมในแนวระดับ กลุ่มควันจะกระจายออกในแนวนอนแพร่เป็นรูปพัดจึงเรียกว่าการกระจายแบบรูปพัด ดังรูปที่ 2.3 ลักษณะการกระจายของกลุ่มควันแบบรูปพัดเป็นลักษณะที่ไม่ดีของมลภาวะเนื่องจากมันจะกระจายออกในแนวระดับเป็นแนวกว้างและเมื่อกลุ่มควันนี้ถูกกั้นด้วยสิ่งหนึ่งสิ่งใดก็ตาม มลภาวะจากกลุ่มควันนี้จะถูกกักไว้บริเวณนั้น

2.2.2 การแพร่กระจายแบบฟิวมิเกชั่น (Fumigation)

เป็นลักษณะของการกระจายอีกแบบหนึ่ง กล่าวคือเมื่อกลุ่มก๊าซลอยจากปล่องควัน และกระทบกับบรรยากาศในตอนเช้าในขณะที่พื้นดินเย็นกว่าทำให้การกระจายในช่วงนั้นเป็นแบบคงตัว แต่เมื่อสายเข้าพื้นดินเริ่มร้อนขึ้นการกระจายจะเป็นแบบอะดิอะเบติค (adiabatic) โดยเริ่มจากระดับพื้นดินสูงขึ้นไปเรื่อย ๆ จนถึงฐานของกลุ่มก๊าซซึ่งอยู่ในระดับคงที่ ดังนั้นส่วนล่างของกลุ่มควันจึงกระจายลงสู่พื้นดินมลสารที่ตกจากกลุ่มก๊าซจึงมีความเข้มข้นสูงใน่ระดับพื้นดินตามรูปที่ 2.4

2.2.3 การแพร่กระจายแบบวกขึ้นวกลง (Looping)

จากในกรณีของการแพร่กระจายแบบที่แล้ว ถ้าในชั้นของบรรยากาศเกิดสภาพ "ไม่คงตัว" (Unstable) คือมีการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวดิ่งทำให้มีการเคลื่อนที่ขึ้นลงของอากาศแบบคาดไม่ได้ (Random) คือบางส่วนของกลุ่มควันอาจจะตกลงมาที่ผิวพื้น และบางส่วนจะกระจายขึ้นสู่ด้านบน เป็นเหตุให้

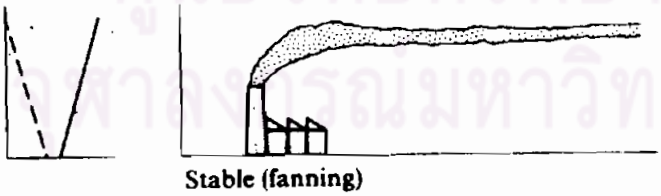
มลสารบางส่วนที่มากับกลุ่มควันตกลงบนพื้นดินได้รวดเร็ว แต่ยังน้อยกว่าการกระจายแบบฟิวมิเกชั่น ดังตัวอย่างในรูปที่ 2.5

2.2.4 การแพร่กระจายแบบรูปกรวย (Coning)

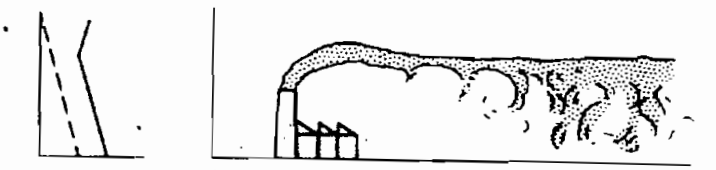
การกระจายแบบนี้จะมีลักษณะเป็นแบบกรวยที่มีแกนกลางอยู่ในแนวระดับเกิดขึ้นจากลักษณะอากาศที่เป็นแบบกลางๆ หรือแบบอะดิอะเบติค และในวันที่มีลมแรงจะมีการกระจายออกจากแนวรัศมีของกรวยบ้าง ดังแสดงในรูปที่2.6 มลสารในกลุ่มควันจะตกถึงพื้นดินในระยะที่ไกลออกไป มากกว่าในสภาพการกระจายแบบวกขึ้นวกลงและแบบฟิวมิเกชั่น

2.2.5 การแพร่กระจายแบบลอยค้าง (Lofting)

เป็นการแพร่กระจายอีกแบบหนึ่ง ซึ่งมักจะเกิดในช่วงที่ดวงอาทิตย์กำลังจะตกดิน จนถึงเวลากลางคืนบรรยากาศเหนือพื้นดินจะเย็น แต่ในระดับผิวพื้นอากาศจะร้อน เนื่องจากการแผ่รังสีของผิวดิน ทำให้เกิดสภาพอุตุนิยมแบบผกผัน (Inversion) มีการคงที่ของบรรยากาศใต้กลุ่มควัน ทำให้กลุ่มควันกระจายอยู่เหนือเพดานที่คงที่ในอากาศเป็นเวลานาน และลอยไปไกลกว่าจะตกถึงพื้นดิน การแพร่กระจายแบบนี้จึงมีการกระจายของกลุ่มควันแบบไปได้ไกลมาก ตามรูปที่ 2.7



รูปที่ 2.3 การแพร่กระจายแบบพัด (fanning)

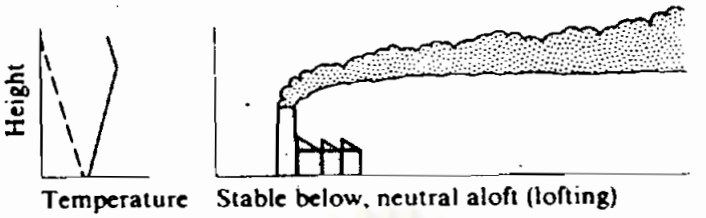


รูปที่ 2.4 การแพร่กระจายแบบฟิวมิเกชั่น (Fumigation)

รูปที่ 2.5 การแพร่กระจายแบบวกขึ้นวกลง (Looping)

รูปที่ 2.6 การแพร่กระจายแบบกรวย (Coning)

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ 2.7 การแพร่กระจายแบบลอยค้าง (Lofting)

2.3 ปริมาณความเข้มข้นของก๊าซจากการแพร่กระจาย[1]

2.3.1 ความเข้มข้นของก๊าซ ณ ตำแหน่งเวลาใด ๆ

การกระจายของก๊าซ ณ จุดปล่อยในบรรยากาศมีความแตกต่างไปจากการแพร่กระจายของสารละลายในตัวทำละลาย หรือการกระจายของนิวตรอน (Neutron) ทั้งนี้เป็นเพราะนอกจากจะมีการแพร่กระจายตามสภาวะของอุณหภูมิแล้วอนุภาคของมลสาร หรือโมเลกุลของก๊าซยังจะแยกห่างออกจากกันมากขึ้นเรื่อยๆ เนื่องจากการเคลื่อนตัวไปมาของบรรยากาศ ซึ่งอาจเรียกได้ว่าเป็นการแพร่กระจายแบบมีการกวน (Turbulent diffusion)

ซึ่งถ้าสมมุติให้

χ = ความเข้มข้นของก๊าซหรือมลสาร ณ ตำแหน่งเวลาใด ๆ

K = สัมประสิทธิ์ของการแพร่กระจาย มีหน่วยเป็น cm^2/s

Q = ปริมาณของก๊าซหรือมลสาร ณ จุดปล่อย

t = เวลา (เวลาที่เริ่มปล่อย เป็น 0 ศูนย์)

r = ระยะทางจากจุดปล่อย

และเมื่อแก้สมการโดยถือว่ามีสภาพบรรยากาศเป็นแบบไอโซทรอปิค (Isotropic) และอยู่กับที่สมการของการแพร่กระจายจะเป็นดังนี้

$$K\nabla^2\chi = \frac{\partial\chi}{\partial t}, \qquad (2.8)$$

$$\chi(r, t) = \frac{Q}{(4\pi Kt)^{3/2}} e^{-r^2/4Kt}. \qquad (2.9)$$

เมื่อให้ k_x, k_y, k_z เป็นสัมประสิทธิ์การกระจายในแนวแกน x, y, z จะได้

$$\chi(x, y, z, t) = \frac{Q}{(4\pi t)^{3/2}(K_x K_y K_z)^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{4t}\left(\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{z^2}{K_z}\right)\right], \qquad (2.10)$$

เนื่องจากบรรยากาศไม่ได้อยู่นิ่ง แต่จะมีลมพัดตลอดเวลา จึงสมมุติให้

$\bar{v}$ = ความเร็วเฉลี่ยของลม

แกน x = แทนทิศทางเฉลี่ยของลม

ดังนั้นด้วยการแทนที่ $x = x-\bar{v}t$ จะได้สมการของความเข้มข้นเป็นดังนี้

$$\chi(x, y, z, t) = \frac{Q}{(4\pi t)^{3/2}(K_x K_y K_z)^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{4t}\left(\frac{(x-\bar{v}t)^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{z^2}{K_z}\right)\right]. \qquad (2.11)$$

แต่จากการทดลองพบว่า การกระจายในแนวแกน x ไม่จำเป็นต้องนำมาคิดด้วยจากสมการ (2.11) เมื่อกำหนดให้ x เข้าใกล้ศูนย์จะได้สมการใหม่ดังนี้

$$\chi(x, y, z, t) = \frac{Q}{4\pi t(K_y K_z)^{1/2}} \delta(x-\bar{v}t) \exp\left[-\frac{1}{4t}\left(\frac{y^2}{K_y} + \frac{z^2}{K_z}\right)\right]. \qquad (2.12)$$

ซึ่งค่า $\delta(x-\bar{v}t)$ เรียกว่าเดลต้าฟังก์ชั่น "delta function" และจะมีค่าเป็นศูนย์ทุกตำแหน่งยกเว้นค่าที่ $x=\bar{v}t$ แต่ integral ของ $\delta(x-\bar{v}t)$ ในช่วงใดๆ ซึ่งรวม $x=\bar{v}t$ จะมีค่าเป็น 1 ซึ่งความหมายของสมการว่า แผ่นบางๆ ของก๊าซจะเคลื่อนไปตามแนว x ด้วยความเร็วเฉลี่ย และค่อยๆกระจายออกไปในทิศทางของ y และ z

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

จากสมการที่ (2.12)

ให้ dx = ความหนาแน่นของแผ่นบางๆของก๊าซ

Q' = ความเข้มข้นของก๊าซที่ปล่อยออกมาใน 1 หน่วยเวลา เช่น คูรี/วินาที หรือกรัม/วินาที

dt = เวลาที่ใช้ในการปล่อย

x = ระยะทางจากจุดปล่อย

จะได้สมการใหม่ดังนี้

$$\chi(x, y, z, t)\,dx = \frac{Q'\,dt}{4\pi t(K_y K_z)^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{4t}\left(\frac{y^2}{K_y}+\frac{z^2}{K_z}\right)\right] \qquad (2.13)$$

จากสมการที่ (2.13)

ถ้าให้แผ่นบางๆของก๊าซนั้น เคลื่อนที่เป็นระยะ dx ในเวลา dt ดังนั้น dx/dt = v นำไปแทนค่าได้

$$\chi(x, y, z, t) = \frac{Q'}{4\pi\bar{v}t(K_y K_z)^{1/2}} \exp\left[-\frac{1}{4t}\left(\frac{y^2}{K_y}+\frac{z^2}{K_z}\right)\right] \qquad (2.14)$$

จากสมการในเบื้องต้นสามารถสรุปได้ว่า ความเข้มข้นของก๊าซในแกน y และในแกน z เป็นไปตามหลักของเกาเซียน (Gaussian) โดยมีค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของ σ_y และ σ_z ดังนี้

$$2\sigma_y^2 = 4t.k_y$$

$$2\sigma_z^2 = 4t.k_z$$

เมื่อ σ_y = สัมประสิทธิ์การแพร่กระจายของก๊าซ(dispersion coefficient) ตามแกน y

σ_z = สัมประสิทธิ์การแพร่กระจายของก๊าซ(dispersion coefficient) ตามแกน z

ดังนั้นนำค่าของ σ_y และ σ_z ไปแทนค่าในสมการที่ (2.14)พร้อมด้วยแทนค่า t ด้วย function x เมื่อ x = $\bar{v}t$ จะได้

$$\chi(x, y, z) = \frac{Q'}{2\pi\bar{v}\sigma_y\sigma_z} \exp\left[-\left(\frac{y^2}{2\sigma_y^2} + \frac{z^2}{2\sigma_z^2}\right)\right]. \qquad (2.15)$$

2.3.2 ปริมาณความเข้มข้นของก๊าซที่ระดับสูง h

ถ้าสมมุติให้ก๊าซถูกปล่อยจากจุดปล่อย ณ ตำแหน่งที่จุดศูนย์ของแกน เข้าสู่บรรยากาศซึ่งมีขนาดอนันต์ในระดับความสูง h จากระดับพื้นดิน จะได้สมการว่า

$$\chi(x, y, z) = \frac{Q'}{2\pi\bar{v}\sigma_y\sigma_z}\left\{\exp\left[-\left(\frac{y^2}{2\sigma_y^2} + \frac{(z+h)^2}{2\sigma_z^2}\right)\right] + \exp\left[-\left(\frac{y^2}{2\sigma_y^2} + \frac{(z-h)^2}{2\sigma_z^2}\right)\right]\right\}. \qquad (2.16)$$

2.3.3 ปริมาณความเข้มข้นของก๊าซที่ระดับผิวพื้นเมื่อ z=0

$$\chi = \frac{Q'}{\pi\bar{v}\sigma_y\sigma_z} \exp\left[-\left(\frac{y^2}{2\sigma_y^2} + \frac{h^2}{2\sigma_z^2}\right)\right]. \qquad (2.17)$$

ในทำนองเดียวกัน สามารถหาความเข้มข้นตามแนวแกนของกลุ่มควัน (Plume) เมื่อ y = 0 ได้ดังนี้

$$\chi = \frac{Q'}{\pi\bar{v}\sigma_y\sigma_z} \exp\left(-\frac{h^2}{2\sigma_z^2}\right). \qquad (2.18)$$

จากสมการเหล่านี้ จะเห็นว่าเราสามารถคำนวณหาความเข้มข้นของก๊าซที่ตำแหน่งใด ๆ ได้ หากรู้ค่าสัมประสิทธิ์ของการกระจาย คือ σ_y และ σ_z

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

2.4 ค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตามแบบของ (Pasquill) [a]

พาสควิลได้ทำการทดลองหาค่าของ σ_y และ σ_z ภายใต้สภาพการทรงตัวของบรรยากาศที่แตกต่างกันไป 6 แบบคือ

A = สภาพไม่คงตัวมาก (Extreamely unstable)

B = สภาพไม่คงตัวปานกลาง (Moderately unstable)

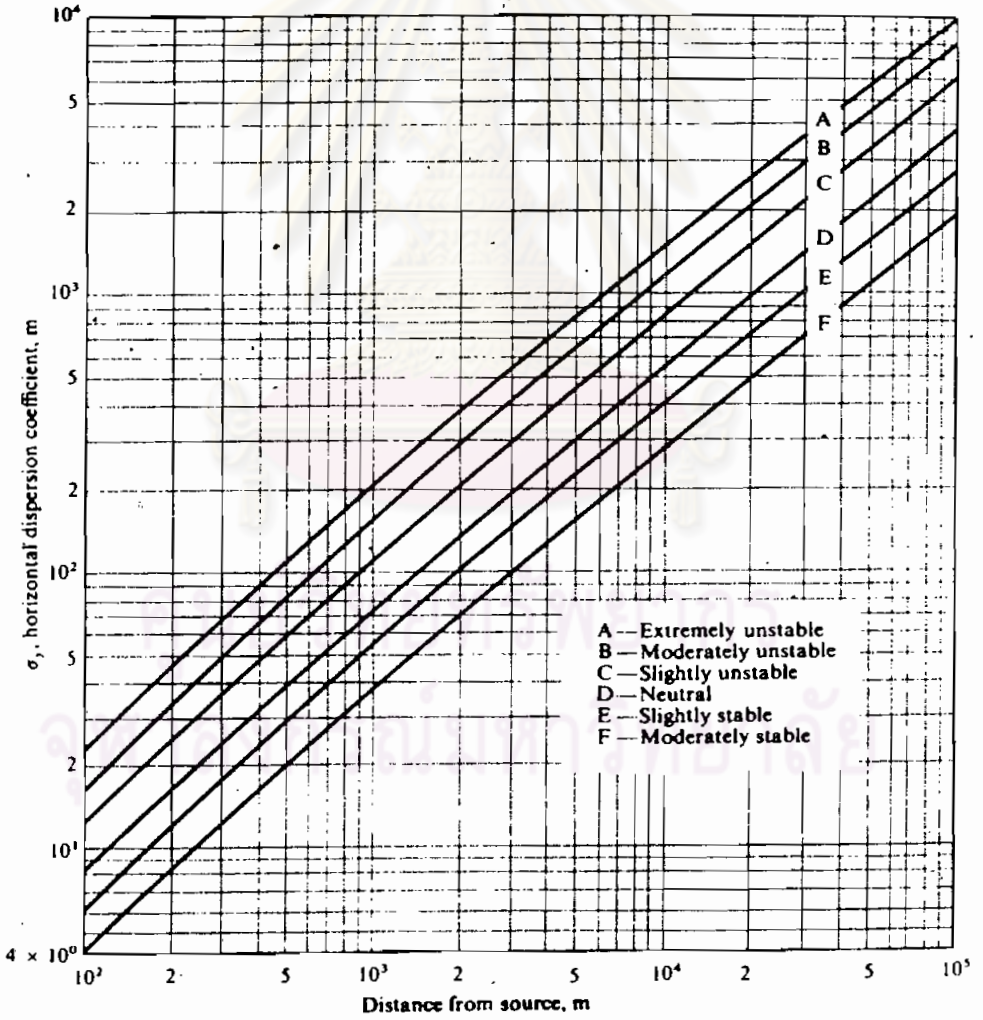
C = สภาพไม่คงตัวอ่อนๆ (Slightly unstable)

D = สภาพกลางๆ (Neutral)

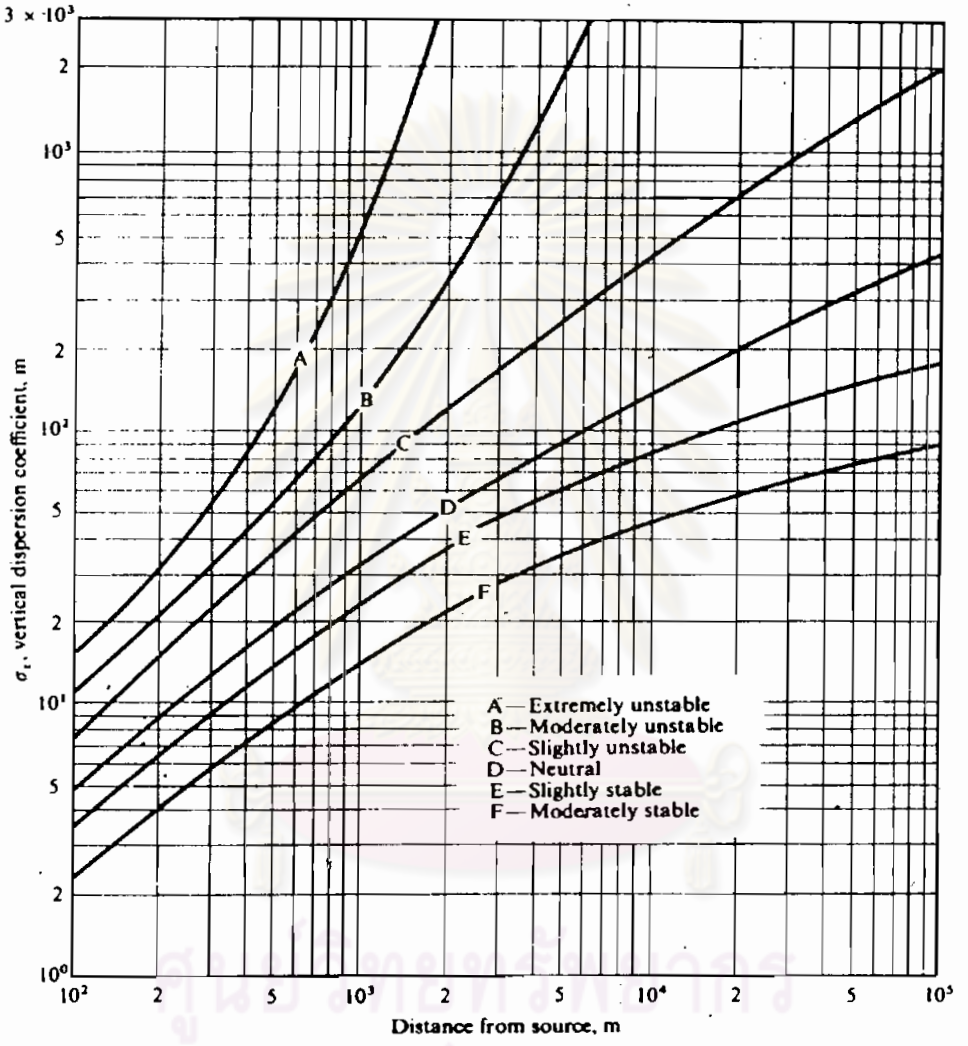
E = สภาพคงตัวอ่อนๆ (Slightly stable)

F = สภาพคงตัวปานกลาง (Moderately stable)

จากผลการทดลองได้ค่า σ_y และ σ_z ดังแสดงในรูปที่ 2.8 และ 2.9 ตามลำดับ



รูปที่ 2.8 สัมประสิทธิ์การกระจายในแนวระดับ (σ_y) ในฟังก์ชั่นของระยะทางจากแหล่งปล่อย ภายใต้สภาวะคงตัว 6 แบบของพาสดวิล



รูปที่ 2.9 สัมประสิทธิ์การกระจายในแนวดิ่ง (σ_z) ในฟังก์ชั่นของระยะทางจากแหล่งปล่อย ภายใต้สภาวะการคงตัวทั้ง 6 ของพาสควิล

013521

2.5 ความเข้มข้นของสารกัมมันตรังสีจากการกระจาย[1]

เมื่อสารกัมมันตรังสีนั้นมีการสลายตัว ในกรณีที่สารที่ปล่อยมากับกลุ่มควันเป็นสารกัมมันตรังสี ซึ่งอาจจะมีการสลายตัว (decay) ในขณะที่กำลังกระจาย ด้วยการแทนค่า Q' ในสมการ (2.18) ด้วย

$$Q' = Q'_o . \exp(-\lambda t)$$

เมื่อ Q'_o = ความเข้มข้นของสารกัมมันตรังสีที่ปล่อยออกมา

λ = ค่าคงที่ของการสลายตัว (decay constant)

t = เวลาจากเริ่มปล่อย ถึงเวลาที่สังเกตุ = x/v

v = ความเร็วของลม

จะได้สมการว่า

$$\chi = \frac{Q'_o}{\pi \bar{v} \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\left(\frac{\lambda x}{\bar{v}} + \frac{h^2}{2\sigma_z^2}\right)\right] \qquad (2.19)$$

2.6 การคำนวณปริมาณรังสีที่ได้รับ[1]

2.6.1 สารกัมมันตรังสีจากสถานที่ปฏิบัติการทางนิวเคลียร์

โรงงานพลังงานนิวเคลียร์ เป็นแหล่งกำเนิดรังสีชนิดต่าง ๆ ที่อาจจะเป็นอันตรายแก่คนที่อยู่บริเวณรอบๆได้โดยเฉพาะก๊าซกัมมันตรังสีซึ่งอาจแบ่งลักษณะการได้รับรังสีออกเป็น 4 ลักษณะคือ

1) โดสภายนอก (External Dose) ได้แก่การได้รับรังสีจากก๊าซกัมมันตรังสีที่แผ่ออกจากกลุ่มควันโดยตรง

2) โดสภายใน (Internal Dose) ได้แก่รังสีโดยการหายใจเอาสารกัมมันตรังสีในอากาศเข้าไป

3) โดสภายนอก อันเนื่องการได้รับรังสีจากสารกัมมันตรังสีจากปล่องควันหล่นมาสะสมอยู่บนพื้นดิน ในบริเวณรอบแหล่งปล่อย

4) โดสภายนอก อันเนื่องจากการได้รับรังสีจากการที่สารกัมมันตรังสีเปรอะเปื้อนเสื้อผ้าและร่างกาย

จากลักษณะทั้ง 4 ที่กล่าวมา ลักษณะในหัวข้อ 1) และ 2) มีความสำคัญมาก โดยเฉพาะในส่วนที่เกี่ยวกับ รังสีแกมม่า

2.6.2 การหาโดสภายนอกจากรังสีแกมม่า ที่มาจากปล่องควัน เพื่อให้การคำนวณง่ายขึ้นเรามักสมมุติให้กลุ่มควันนั้นมีขนาดอนันต์ (infinity) เพื่อให้ได้โดสที่มีปริมาณมากกว่าที่ควรจะเป็น ทำให้เกิดความปลอดภัยแก่การนำไปคำนวณ

หากกำหนดให้ χ เป็นความเข้มข้นของสารรังสีที่ปล่อย (Ci/cm^3)

E เป็นพลังงานของรังสีแกมม่าที่ปล่อยจากสารนั้น (Mev)

X อัตราการได้รับปริมาณรังสี (exposure rate) R/sec

ϕ_{γ_b} เป็น buildup-flux ของรังสีแกมม่า

จะได้สมการ อัตราการได้รับรังสีมีหน่วยเป็น Roentgen/sec ดังนี้

$$\dot{X} = 1.83 \times 10^{-8} \phi_{\gamma b} E(\mu_a/\rho)^{air} \text{ R/sec.} \qquad (2.20)$$

$$\phi_{\gamma b} = \frac{S}{2\mu_a} \qquad (2.21)$$

เมื่อ S = รังสีแกมม่าที่ปล่อยออกมาต่อลูกบาศก์เซนติเมตรต่อวินาที ซึ่งมีค่า 3.7×10^{10} ต่อเมื่อการสลายตัวแต่ละครั้งแกมมา 1 ตัวนำค่า ϕ_{γ_b} ไปแทนค่าในสมการ (2.20) จะได้

$$\dot{X} = 1.83 \times 10^{-8} \times \frac{3.7 \times 10^{10} \chi}{2\mu_a} \times E\left(\frac{\mu_a}{\rho}\right)^{air} \qquad (2.22)$$

เมื่อ ρ = ความหนาแน่นของอากาศ = 1.293×10^{-3} g/cm^3

$$\dot{X} = 2.62 \times 10^{5} \chi \bar{E}_{\gamma} \text{ R/sec.} \qquad (2.23)$$

$\bar{E}_\gamma$ คือพลังงานเฉลี่ยของแกมม่า เป็น Mev

ในกรณีที่ χ มีหน่วยเป็น Ci/m^3 และมีหน่วยของ σ_γ $\sigma_\pm$ ใน สมการที่ (2.18) มาเกี่ยวข้อง จะได้ค่าอัตราการได้รับรังสีเป็นดังนี้

$$\dot{X} = 0.262\chi\bar{E}_\gamma \text{ R/sec.} \qquad (2.24)$$

หรือ $$\dot{H} \simeq 0.262\chi\bar{E}_\gamma \text{ rem/sec.} \qquad (2.25)$$

ถ้า χ = มีหน่วยเป็น Ci/m^3

ดังนั้น $\dot{H}$ = 0.9432 mrem/hr (2.26)

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย