

บทที่ 2

เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

2.1 แนวคิดและทฤษฎี

อนุภาคมลสาร (Particulate Matter) ในบรรยากาศที่เกิดขึ้นถูกปลดปล่อยออกจากแหล่งกำเนิด ทั้งแหล่งกำเนิดโดยทางธรรมชาติ เช่น ภูเขาไฟ ฝุ่นดิน ฝุ่นจากละอองน้ำทะเล (sea spray) ไฟป่า และแหล่งกำเนิดจากกิจกรรมของมนุษย์ เช่น การจราจร การอุตสาหกรรม และการก่อสร้าง โดยอนุภาคมลสารที่ปลดปล่อยออกจากแหล่งกำเนิดโดยตรงแล้วแขวนลอยอยู่ในอากาศ เรียกว่า ฝุ่นละอองปฐมภูมิ (primary particulate) ต่อมาอนุภาคมลสารถูกพัดพาไปโดยกระแสลม ทำให้อนุภาคสามารถเกิดปฏิกิริยาต่างๆ ในบรรยากาศเกิดเป็นฝุ่นละอองที่มีลักษณะ คุณสมบัติ และองค์ประกอบที่แตกต่างไปจากเดิม เรียกว่าฝุ่นละอองทุติยภูมิ (secondary particulate)

กระบวนการเกิดและกำจัดอนุภาคในอากาศเกิดขึ้นตลอดเวลาและอย่างต่อเนื่อง ขึ้นอยู่กับลักษณะทางภูมิประเทศ ภูมิอากาศ และสภาพทางอุตุนิยมวิทยา เมื่ออนุภาคถูกปลดปล่อยจากแหล่งกำเนิดออกสู่อากาศ อนุภาคจะถูกควบคุมโดยกระบวนการต่างๆ ของพฤติกรรมเชิงพลวัต (dynamic behavior) ซึ่งได้แก่ การตกตะกอน (sedimentation) การแพร่ (diffusion) การรวมตัว (coagulation) นอกจากนี้ อนุภาคยังอาจเกิดอันตรกิริยาเชิงเคมี (chemical interaction) กับองค์ประกอบเคมีในสถานะก๊าซซึ่งอยู่รอบๆ และอนุภาคยังอาจถูกกำจัดออกจากอากาศได้โดยกระบวนการนิวคลีเอชัน (nucleation process) โดยกระบวนการชะล้างของฝน หิมะ หรือลูกเห็บในบรรยากาศ

2.2 ฝุ่นละอองขนาดเล็กกว่า 10 ไมครอน (PM10)

เป็นมลสารทางอากาศที่มีความสำคัญ ประกอบด้วย อนุภาคของแข็งและกึ่งของแข็งขนาดของฝุ่น (dust) ฟุ้ง (fume) เขม่า (soot) ประกอบด้วยมลสารหลายชนิดผสมผสานกัน และมีองค์ประกอบเคมีที่แตกต่างกัน ฝุ่นละอองขนาดเล็กกว่า 10 ไมครอน เกิดจากแหล่งกำเนิดหลายชนิด ส่วนฝุ่นที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ ได้แก่ การเผาไหม้เชื้อเพลิงโดยเฉพาะจากยานพาหนะที่ใช้ น้ำมันดีเซล การเผาไหม้แบบเปิด เช่น การเผาขยะ การเผาของเสียจากเกษตรกรรม (หญ้า ฟาง) ฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นภายในอาคาร (indoor particle) จากกระบวนการอุตสาหกรรมที่ก่อให้เกิดฝุ่นละออง เช่น โรงไม้หิน โรงงานปูนซีเมนต์ ฝุ่นละอองขนาดเล็กกว่า 10 ไมครอน มักจะเกิดขึ้นระหว่าง

กระบวนการเผาไหม้ และรวมกับขี้เถ้าปลิว (fly ash) จากโรงงานไฟฟ้า คังคังจากรถยนต์ หรือเครื่องยนต์ที่ใช้เชื้อเพลิงดีเซล และเขม่าจากเตาเผาและการเผาไหม้ ฝุ่นละอองขนาดเล็กกว่า 10 ไมครอนสามารถถูกแบ่งออกได้เป็น 2 ช่วงขนาด คือ อนุภาคส่วนหยาบ (coarse fraction particulate) และอนุภาคส่วนละเอียด (fine fraction particulate) ซึ่งโดยทั่วไปอนุภาคแต่ละส่วนจะมีแหล่งกำเนิด องค์ประกอบทางเคมี และพฤติกรรมในอากาศ (behavior in air) ที่แตกต่างกัน

2.3 แหล่งกำเนิดของฝุ่นละออง

อนุภาคฝุ่นละอองที่แขวนลอยฟุ้งกระจายอยู่ในบรรยากาศทั่วไปนั้นอาจเกิดได้จากแหล่งกำเนิดโดยตรงแล้วแพร่กระจายสู่บรรยากาศจากแหล่งกำเนิดนั้น หรือเกิดจากปฏิกิริยาต่างๆ ในบรรยากาศ เช่น การรวมตัวด้วยปฏิกิริยาทางฟิสิกส์ หรือ ปฏิกิริยาทางเคมี หรือปฏิกิริยาทางเคมี (photochemical reaction) ทำให้เกิดเป็นอนุภาคฝุ่นละอองขึ้น ซึ่งสามารถจำแนกแหล่งกำเนิดได้เป็น 2 ประเภท ดังนี้

2.3.1 ฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นตามธรรมชาติ (Natural Particle)

อาจเกิดจากกระแสลมที่พัดผ่านตามธรรมชาติทำให้เกิดฝุ่นขึ้น เช่น ดิน ทราย ละอองน้ำ เขม่าควันจากไฟป่า ฝุ่นจากเกลือทะเล หรือภูเขาไฟ เป็นต้น หรืออาจเกิดจากปฏิกิริยาโฟโตเคมีคอลของก๊าซ (Photochemical gas reactions) ซึ่งเกิดระหว่างก๊าซโอโซนในธรรมชาติ และสารไฮโดรคาร์บอน เป็นผลทำให้เกิดอนุภาคที่มีขนาดเล็กมาก โดยมีรัศมีน้อยกว่า 0.2 ไมครอน

2.3.2 ฝุ่นละอองที่เกิดขึ้นจากกิจกรรมของมนุษย์ (Anthropogenic Particle)

1) การคมนาคมขนส่ง

เกิดจากการเผาไหม้น้ำมันเชื้อเพลิงจากยานพาหนะหรือรถประเภทต่างๆ เช่น เครื่องยนต์ดีเซลจะปล่อยควันดำ ซึ่งเป็นอนุภาคของคาร์บอนจำนวนมากที่เกิดจากการสันดาปไม่สมบูรณ์ของน้ำมันดีเซล หรือการปล่อยควันขาวซึ่งเป็นละอองไอของน้ำมันหล่อลื่น เป็นต้น นอกจากนี้การขนส่งหิน ดินทราย ซีเมนต์ หรือวัสดุอื่นๆ ที่ไม่ได้คลุมด้วยผ้าใบ หรือถนนที่สกปรกทำให้ฝุ่นละอองติดอยู่ที่ล้อหรือถนน ซึ่งขณะรถวิ่งทำให้เกิดการฟุ้งกระจายตัวของฝุ่นละอองอยู่ในอากาศ

2) การก่อสร้าง

การก่อสร้างหลายชนิดมักมีการเปิดหน้าดินก่อนการก่อสร้าง จึงทำให้เกิดฝุ่นได้ง่ายเมื่อลมพัดผ่าน รวมทั้งการก่อสร้างอาคารสูงที่ไม่ได้มีวัสดุปกปิดตัวอาคาร ทำให้ฝุ่นปูนซีเมนต์ถูกลมพัดออกมานอกบริเวณก่อสร้างได้ ทั้งนี้การรื้อถอนทำลายอาคารหรือสิ่งก่อสร้างใด ๆ ก็เป็นต้นเหตุของฝุ่นละอองได้เช่นเดียวกัน

3) โรงงานอุตสาหกรรม

การเผาไหม้เชื้อเพลิง เช่น น้ำมันเตา ถ่านหิน ฝืน แกลบ เพื่อนำพลังงานไปใช้กระบวนการผลิต ทำให้เกิดฝุ่นละออง เช่น เถ้าบิน (Coal fly ash) จากโรงผลิตกระแสไฟฟ้า โรงงานอุตสาหกรรมที่มีการไหม้หิน หรืออุตสาหกรรมผลิตปูนซีเมนต์ ก็เป็นสาเหตุหนึ่งของการปลดปล่อยฝุ่นละอองออกสู่บรรยากาศ นอกจากนี้ในอุตสาหกรรมที่มีการปลดปล่อยออกไซด์ของไนโตรเจนและไฮโดรคาร์บอนออกสู่บรรยากาศทำให้เกิดปฏิกิริยาโฟโตเคมีคอลระหว่างออกไซด์ของไนโตรเจนและไฮโดรคาร์บอน ซึ่งเรียกว่า Smog Reaction ได้อนุภาคฝุ่นที่มีขนาดเล็กกว่า 0.2 ไมครอนได้

4) การเผาวัสดุในที่โล่งแจ้ง

การเผาขยะมูลฝอยหรือวัสดุต่าง ๆ จะก่อให้เกิดเขม่าจี้เถ้าเป็นจำนวนมาก ฝุ่นกระจายไปในอากาศและลอยไปตามกระแสลมปกคลุมพื้นที่กว้าง ซึ่งส่วนมากเป็นสารประกอบคาร์บอน

2.4 ผลกระทบของอนุภาคฝุ่นละออง

2.4.1 ผลกระทบต่อบรรยากาศทั่วไป

เนื่องจากอนุภาคของฝุ่นละอองที่แขวนลอยในบรรยากาศมีทั้งที่เป็นของแข็งและของเหลว ซึ่งสามารถดูดซับและหักเหแสงได้ ทำให้ลดความสามารถในการมองเห็น (Visibility) ทำให้ทัศนวิสัยในการมองเห็นไม่ดี ซึ่งถ้ามีอนุภาคฝุ่นละอองแขวนลอยในอากาศมากจนกลายเป็นหมอกอาจรบกวนการมองเห็นจนทำให้เกิดอันตรายในการสัญจรบนท้องถนนได้

2.4.2 ผลกระทบต่อวัตถุและสิ่งก่อสร้าง

อนุภาคฝุ่นละอองแขวนลอยในบรรยากาศที่ตกกลับตามแรงดึงดูดของโลก แล้วเกาะติดวัตถุและสิ่งก่อสร้างต่าง ๆ ทำให้เกิดความสกปรกเลอะเทอะ นอกจากนี้อนุภาคฝุ่นละอองแขวนลอยยังมีคุณสมบัติในการดูดซับโลหะ สารอินทรีย์ และสารอนินทรีย์ ไว้ที่พื้นผิวอนุภาค หรือจากชนิดของอนุภาคฝุ่นละอองเองที่เป็นชนิดที่มีสภาพเป็นกรดหรือมีองค์ประกอบทางเคมีที่เป็นอันตราย เมื่อเกาะติดวัตถุหรือสิ่งก่อสร้างจึงสามารถทำอันตรายต่อสิ่งต่างๆ เหล่านี้ได้ เช่น ทำให้เกิดการสึกกร่อนของวัสดุที่ทำจากโลหะ การทำลายผิวหน้าของสิ่งก่อสร้าง ทำให้เกิดความเสียหายต่อผลงานทางศิลปะ ก่อให้เกิดการผุกร่อนของหลังคาสังกะสี เป็นต้น

2.4.3 ผลกระทบต่อพืช

อนุภาคฝุ่นละอองในบรรยากาศสามารถตกลงมาสู่พืช แล้วจับเกาะอกรังบนส่วนต่างๆ ของพืช โดยเฉพาะใบซึ่งเป็นส่วนที่มีพื้นผิวมากและตกลงมาเกาะบริเวณผิวใบซึ่งจะไปขัดขวางการหายใจของพืช ทำให้พืชหายใจได้อย่างจำกัด เป็นผลทำให้ประสิทธิภาพการสังเคราะห์ด้วยแสงของพืชลดลง อนุภาคฝุ่นละอองที่ปิดปากใบยังทำให้เกิดการสะสมความร้อนไว้ภายในมาก จึงมีส่วนเร่งรัดหรือขัดขวางการเจริญเติบโตของพืชได้ และถ้าฝุ่นละอองนั้นมีสารพิษปะปนอยู่ เช่น โลหะหนัก หรือปุ๋ยไนโตรเจน ก็จะทำให้พืชได้รับอันตรายจากสารพิษด้วย

2.4.4 ผลกระทบต่อสุขภาพมนุษย์

จากการศึกษาบุคคลที่ได้รับฝุ่นละอองเป็นจำนวนมากและยาวนานจะเสียชีวิตก่อนวัยอันควรด้วยโรคในระบบทางเดินหายใจ โรคระบบหัวใจและหลอดเลือด ซึ่งมีการยืนยันจากการศึกษาของวิทยาลัยการสาธารณสุข จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย พบว่าเด็กนักเรียนที่อาศัยอยู่ในบริเวณที่มีฝุ่นละอองสูง ($PM_{10} > 100$ ไมโครกรัม/ลูกบาศก์เมตร) จะมีอัตราป่วยด้วยโรคระบบทางเดินหายใจสูงกว่าเด็กอาศัยอยู่ในบริเวณที่ฝุ่นละอองต่ำกว่า 10 ไมโครกรัม/ลูกบาศก์เมตร และยังพบว่าระดับความรุนแรงของอาการป่วยจะเปลี่ยนแปลงตามระดับของฝุ่นละอองด้วย วิธีที่ฝุ่นละอองจะเข้าสู่ร่างกายมีอยู่ 3 ช่องทาง คือ ทางจมูก ซึ่งโดยทั่วไปฝุ่นละอองเข้าสู่ร่างกายทางนี้มากที่สุด และก่อให้เกิดโรคทางเดินระบบหายใจได้ ทางปาก ร่างกายได้รับผ่านอาหารที่ปนเปื้อนด้วยฝุ่นละออง และ ← สุดท้ายคือทางผิวหนัง ซึ่งร่างกายได้รับจากฝุ่นละอองที่ปลิวมาติดตามผิวหนัง ซึ่งอาจทำให้เกิดอาการระคายเคืองได้

2.5 มาตรฐานอนุภาคฝุ่นละอองในประเทศไทย

ประเทศไทยได้กำหนดมาตรฐานคุณภาพอากาศในบรรยากาศเอาไว้ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2542 ตามพระราชบัญญัติส่งเสริมและรักษาคุณภาพสิ่งแวดล้อม ปี พ.ศ. 2518 ซึ่งได้มีการกำหนดค่าความเข้มข้นของฝุ่นละออง (Total Suspended Particulates) ในบรรยากาศค่าเฉลี่ยในเวลา 24 ชั่วโมง ไว้ให้มีค่าไม่เกิน 0.33 มิลลิกรัม/ลูกบาศก์เมตร และค่าเฉลี่ย 1 ปีมีค่าไม่เกิน 0.1 มิลลิกรัม/ลูกบาศก์เมตร ซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยทางเรขาคณิต (Geometric mean) ด้วยวิธีวัดแบบ Gravimetric

ต่อมาได้มีการทำมาตรฐานคุณภาพอากาศในบรรยากาศขึ้นใหม่ในปี พ.ศ. 2538 ตามพระราชบัญญัติส่งเสริมและรักษาคุณภาพสิ่งแวดล้อมปี พ.ศ. 2535 โดยกรมควบคุมมลพิษ สำนักนโยบายและแผนสิ่งแวดล้อม กระทรวงวิทยาศาสตร์ เทคโนโลยีและสิ่งแวดล้อม ได้มีการกำหนดค่าความเข้มข้นของฝุ่นละอองในบรรยากาศ โดยวิธีวัดแบบ Gravimetric High-Volume ได้แบ่งอนุภาคฝุ่นละอองออกเป็น 2 ขนาด คือ

- 1) ฝุ่นรวม (TSP) มีค่าความเข้มข้นมาตรฐานในบรรยากาศเฉลี่ย 24 ชั่วโมง ไม่เกิน 0.33 มิลลิกรัม/ลูกบาศก์เมตร และค่าเฉลี่ย 1 ปีมีค่าไม่เกิน 0.1 มิลลิกรัม/ลูกบาศก์เมตร
- 2) ฝุ่นละอองขนาดเล็กกว่า 10 ไมครอน (PM10) กำหนดให้มีค่าความเข้มข้นในบรรยากาศเฉลี่ย 24 ชั่วโมง ไม่เกิน 0.12 มิลลิกรัม/ลูกบาศก์เมตร และค่าเฉลี่ยเวลา 1 ปี มีค่าไม่เกิน 0.05 มิลลิกรัม/ลูกบาศก์เมตร

2.6 ภาพรวมของแบบจำลองคุณภาพอากาศ

แบบจำลองคุณภาพอากาศในปัจจุบันเป็นสิ่งพื้นฐานอย่างมากในการอธิบายถึงพฤติกรรมของมลสารทางอากาศในเมืองหลวง แม้ว่าเราสามารถศึกษามลสารแต่ละตัวแยกเทศได้ในห้องปฏิบัติการก็ตาม แต่เมื่อต้องการเข้าใจภาพรวมทั้งหมดก็มีความจำเป็นในการใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์เข้ามาช่วย การใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์จะช่วยให้เราเข้าใจสาเหตุและผลที่ตามมาได้ง่ายขึ้น

แบบจำลองคุณภาพอากาศ หมายถึง สมการทางคณิตศาสตร์ที่สามารถอธิบายถึงความเข้มข้นของมลสารในอากาศจากการปลดปล่อยออกสู่บรรยากาศ (USEPA, 1980) โดยความสัมพันธ์ดังกล่าวสามารถแสดงในเชิงสมการคณิตศาสตร์ที่สามารถพยากรณ์ปริมาณของมลสารที่เปลี่ยนแปลงไป หลังจากได้ถูกปลดปล่อยออกสู่บรรยากาศจากแหล่งกำเนิด ในทางเพิ่มเติมแบบจำลองสามารถจำลองสภาพทางบรรยากาศหรือพฤติกรรมในเชิงคณิตศาสตร์ ซึ่งสามารถทดสอบได้โดยการเปรียบเทียบสิ่งที่แบบจำลองพยากรณ์กับค่าที่วัดจริง

แบบจำลองคุณภาพอากาศเป็นเครื่องมือในการทำนายหรือบ่งบอกถึงแหล่งกำเนิดสำคัญที่สามารถสร้างผลกระทบหรือบริเวณที่จะได้รับผลกระทบหรือใช้อธิบายสภาพที่เปลี่ยนแปลงไปของธรรมชาติได้ ในขณะที่การติดตามตรวจสอบ (monitoring) เป็นการประเมินความถูกต้องค่าที่ได้จากแบบจำลอง ในความเป็นจริงแบบจำลองจะพิจารณาถึงรูปแบบการปลดปล่อย (emission pattern) ลักษณะทางอุตุนิยมวิทยา การเปลี่ยนแปลงทางเคมีและกระบวนการกำจัดออก (removal process) ซึ่งปฏิกิริยาทางเคมีและกระบวนการกำจัดออกขึ้นอยู่กับประเภทและชนิดของแบบจำลองที่ต้องอาศัยค่าการปลดปล่อยและลักษณะทางอุตุนิยมวิทยาเป็นข้อมูลที่เกี่ยวข้องโดยตรงต่อความแม่นยำของแบบจำลองทุกตัว USEPA (1996a) ได้สรุปไว้ว่าปัจจัยที่สำคัญต่อแบบจำลองได้แก่ ค่าทางอุตุนิยมวิทยา ความซับซ้อนของพื้นที่ ระดับความละเอียดและความแม่นยำที่ต้องการวิเคราะห์ความสามารถทางเทคนิค แหล่งข้อมูลที่พร้อมใช้และความถูกต้องของฐานข้อมูล ผลจากการคำนวณของแบบจำลองสามารถทดแทนการตรวจวัดในพื้นที่จริงที่อาจไม่สามารถทำการตรวจวัดในภาคสนามได้ ในความเป็นจริงการใช้แบบจำลองและการติดตามตรวจสอบ (monitor) จะเกิดความสมบูรณ์ก็ต่อเมื่อ

- 1) แบบจำลองและการติดตามตรวจสอบสามารถระบุถึงบริเวณที่คาดว่าจะได้รับผลกระทบจากมลภาวะทางอากาศและนำมาซึ่งการติดตามตรวจสอบเพื่อควบคุมให้คุณภาพอากาศอยู่ในมาตรฐานที่กำหนด
- 2) ให้ข้อมูลที่สามารถประเมินหรือวัดความถูกต้องของแบบจำลองได้
- 3) มีการตรวจวัดหาความเข้มข้นมลสารพื้นฐานในบรรยากาศ (background pollutant concentration) เพื่อป้อนเข้าสู่การคำนวณของแบบจำลอง

สำหรับในแง่การวิจัย การใช้แบบจำลองเป็นประโยชน์อย่างมากในการหาความเปลี่ยนแปลงทางธรรมชาติ โดยเฉพาะอย่างยิ่งความซับซ้อนทางกายภาพหรือกระบวนการทางเคมีในบรรยากาศ หลังจากรวมตัวกับบรรยากาศอันยิ่งใหญ่มหาศาล ซึ่งการแปลผลที่ได้จากแบบจำลองจำเป็นต้องมีความเข้าใจอย่างถูกต้องต่อหลักการทำงานของแบบจำลองนั้นๆ

โดยทั่วไปแบบจำลองจะให้รายละเอียดในเชิงคณิตศาสตร์ถึงการเคลื่อนไหวทางบรรยากาศ การแพร่กระจายหรือปฏิกิริยาทางเคมีอันเนื่องมาจากมลสาร ในลอการิทึมของแบบจำลองนั้นการคำนวณความเข้มข้นของมลสารจะอาศัยความรู้เกี่ยวกับการไหลของของไหล (fluid flow) แหล่งปลดปล่อยมลสาร ข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาและข้อมูลในอดีต Seinfeld (1975) ได้แบ่งแบบจำลองทางคุณภาพอากาศออกเป็น 2 ประเภท คือ แบบจำลองทางกายภาพ (physical model) และแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (mathematical model) โดยแบบจำลองทางกายภาพมักจำลองกระบวนการทางบรรยากาศ (atmospheric process) หรือแสดงปัญหามลภาวะอากาศในบริเวณย่อยๆ เช่น อุโมงค์ลมหรือใน

แบบจำลองพลวัตของไหลทางคอมพิวเตอร์ (computer fluid dynamic : CFD) เป็นต้น สำหรับแบบจำลองทางคณิตศาสตร์สามารถแบ่งได้เป็น 2 ชนิด คือ ชนิดที่อาศัยข้อมูลการวิเคราะห์ทางสถิติของข้อมูลจากการติดตามตรวจสอบในอดีต ซึ่งอาจไม่จำเป็นต้องใช้ข้อมูลอุณหภูมิจากสถานีหรือทางเคมีเพื่อป้อนเข้าสู่แบบจำลอง ส่วนแบบจำลองอีกชนิดนั้นต้องอาศัยกระบวนการทางเคมีและรายละเอียดการขนส่งทางบรรยากาศพื้นฐานในการคำนวณ เรียกแบบจำลองชนิดว่า *Deterministic models*

2.6.1 Eulerian approach

แบบจำลองลักษณะนี้ตั้งอยู่บนทฤษฎีอนุรักษมวลสาร (mass conservation theory) (Venkatram, 1985) และจำลองความสัมพันธ์ของความเข้มข้นมลสาร โดยขึ้นอยู่กับระบบพิกัด (coordinate system) ที่ตายตัว แบบจำลองลักษณะนี้ค่อนข้างใช้ได้ง่ายและคล่องตัวเนื่องจากสามารถเปรียบเทียบกับค่าที่วัดจริงในสถานีติดตามตรวจสอบ (monitoring site) ทั่วไปได้ หลักการทั่วไปของแบบจำลองแบบ Eulerian ประกอบด้วย

- 1) ความเข้มข้นของมลสารแต่ละชนิดต้องดำเนินไปภายใต้กฎอนุรักษมวลสาร กล่าวคือปริมาณของผลิตภัณฑ์หลังเกิดปฏิกิริยาเคมีต้องเท่ากับปริมาณของสารตั้งต้นก่อนทำปฏิกิริยา (Seinfeld, 1986)
- 2) ความเข้มข้นของมลสารแต่ละชนิดต้องสามารถอธิบายได้ด้วยสมการต่อเนื่อง (continuity equation)

Carmichael และ Peter (1980) ได้พัฒนาแบบจำลอง Eulerian สำหรับภาคตะวันออกของสหรัฐอเมริกา โดยแบบจำลองได้รวมคุณสมบัติทางเคมีของก๊าซที่เป็นเนื้อเดียวกัน (homogenous gas-phase chemistry) ลักษณะทางเคมีของเมฆในรูปของก๊าซและของเหลวและการกระจายตัวในแนวตั้งในรูปของ planetary boundary layer Jang et al. (1995) ได้รายงานว่แบบจำลองแบบ Eulerian สามารถประยุกต์ใช้ในการอธิบายและวิเคราะห์ทางปริมาณของกระบวนการทางเคมีและกายภาพของแบบจำลองฝนกรดระดับภูมิภาคที่มีความละเอียดสูงได้ (high-resolution of regional acid deposition model : HR-RADM)

2.6.2 Lagrangian approach

แบบจำลองชนิดนี้ขึ้นอยู่กับเคลื่อนที่ของอนุภาคของไหล (fluid particle) ในที่ซึ่งปริมาตรของอนุภาคของไหลใหญ่พอเมื่อเทียบกับมิติของโมเลกุลแต่เล็กพอที่จะมีแสดงตัวในรูปของจุดเล็กๆ ที่ไหลตามของไหล โดยอนุภาคจะบรรจุไปด้วยของไหลที่มีองค์ประกอบแตกต่างกันไป

มากกว่าของไหลพาหะ (carrier fluid) ซึ่งได้กำหนดให้เป็น marked particle แบบจำลอง Lagrangian จะพิจารณาอนุภาคเพียงตัวเดียว (นั่นคือ marked particle) ซึ่งเดิมอยู่ในสถานที่ X' ในเวลา t' ในของไหลที่ปั่นป่วน (turbulent fluid) ผลของการเคลื่อนไหวของอนุภาคสามารถอธิบายการเคลื่อนที่ได้ในรูปของ $X[X';t';t]$ (ตำแหน่งของอนุภาค ณ เวลาใดๆ) ซึ่งได้เคลื่อนที่ไปพร้อมกระแสอากาศและไหลตามลักษณะทางเคมีของตัวเอง การเปรียบเทียบระหว่างค่าที่ได้จากแบบจำลองและค่าที่วัดจริงค่อนข้างเปรียบเทียบได้ยาก เนื่องจากสถานีติดตามตรวจสอบส่วนใหญ่มักกระทำในสถานที่เจาะจง การขนส่งที่ปั่นป่วน (turbulent transport) ของธาตุปริมาณน้อย (trace element) สามารถวิเคราะห์ได้ทั้งแบบจำลองแบบ Eulerian หรือ Lagrangian ยกตัวอย่างเช่น Van dop (1986) ได้พบว่าในพื้นที่ขนาด $400 \times 400 \text{ km}^2$ ความเกี่ยวพันระหว่างแบบจำลอง Eulerian และ Lagrangian กับค่าที่วัดจริงเป็นที่น่าพอใจ ค่าที่ได้จากแบบจำลองค่อนข้างต่ำเมื่อเทียบกับค่าที่วัดได้จริง ทั้งนี้อาจเนื่องมาจากความแตกต่างในกระบวนการทางข้อมูลอุตุนิยมนวิทยา

2.6.3 Box model

เป็นแบบจำลองที่ง่ายที่สุดในบรรดาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ทั้งหมด โดยขอบเขตของแบบจำลองถูกกำหนดให้เป็น single cell หรือกล่อง โดยที่ด้านบนกล่องคือพื้นดินและฐานของ inversion อยู่ด้านบนกล่อง ทิศตะวันออก-ตก และทิศเหนือ-ใต้อยู่บริเวณด้านข้างของกล่อง หลักการพื้นฐานของแบบจำลองมีสมมติฐานว่าความเข้มข้นมลสารในกล่องเป็นเนื้อเดียวกันและผสมตัวกันอย่างรวดเร็ว ดังนั้นภายใต้สมมติฐานนี้ความเข้มข้นของมลสารสามารถอธิบายได้ในรูปแบบความสมดุลอย่างง่ายของอัตราการสารที่เข้าหรือออกจากปริมาตรอากาศ เนื่องจากแบบจำลองนี้ใช้สูตรคำนวณอย่างง่ายจึงเหมาะสำหรับการพยากรณ์ความผันผวนของเข้มข้นเฉลี่ยมลสารในระดับภูมิภาคของมลสารแต่ละตัวเท่านั้น แต่เนื่องจาก box model ขาดความละเอียดในเชิงบรรยากาศ (spatial resolution) จึงไม่สามารถใช้ในเหตุการณ์ที่มีรูปแบบการปลดปล่อย (emission pattern) หรือลักษณะทางอุตุนิยมนวิทยาที่แตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญได้

มี 2 วิธีการในการพิจารณาชนิดมลสารที่ต้นตอต่อปฏิกิริยาเคมี คือ การพิจารณาจากการปลดปล่อยของแหล่งกำเนิด (source emission) หรือผลจากการเคลื่อนไหวของบรรยากาศ โดยอย่างหลังประกอบด้วยเคลื่อนที่ของมวลอากาศในแนวอน (advection) และเคลื่อนที่ของมวลอากาศในแนวตั้ง (convection) อันเนื่องมาจากผลของการผสมกันแบบปั่นป่วน (turbulent mixing) การเกิด Advection ออกจากกล่องเป็นตัวแทนของการสูญเสียชนิดทางเคมีเหมือนกับกรณีการเคลื่อนขึ้นออกจากกล่องด้านบน ส่วนใหญ่ box model สำหรับปฏิกิริยาเคมีทางอากาศจะตั้งอยู่บนพื้นดินซึ่งมิติทางแนวตั้งของกล่องจะเปลี่ยนไปตามเวลาอันเนื่องมาได้รับอิทธิพลการแปรผันประจำวันในรูปของการผสมกันทางบรรยากาศ (atmospheric mixing) หรือความสูงของ boundary layer สำหรับปัญหา

เจาะจงบางกรณีอาจใช้ box model เป็นขั้นตอนแรกในการพิจารณาได้ แต่เนื่องจากสมมติฐานของแบบจำลองค่อนข้างไม่สมจริงในทางปฏิบัติ เช่น การผสมกันอย่างรวดเร็วทั้งแนวดิ่งและแนวระดับ หรือความแตกต่างของแหล่งกำเนิดบนพื้นดิน การใช้แบบจำลองนี้จึงค่อนข้างมีความจำกัด

2.6.4 Gaussian model

แบบจำลองชนิดนี้ค่อนข้างได้รับความนิยมใช้กันอย่างกว้างขวางในการประมาณความเข้มข้นของมลสารชนิดที่ไม่ไวในการทำปฏิกิริยา (non-reactive pollutants) ซึ่งถูกปลดปล่อยออกสู่บรรยากาศในทิศใต้ลม ไม่เกิน 50 กิโลเมตรจากแหล่งกำเนิด ซึ่งจะได้อธิบายละเอียดในหัวข้อต่อไป

2.7 Gaussian Plume Model

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์คือค่าตัวแทนเชิงตัวเลขของกระบวนการที่ถูกจำลองขึ้นมา โดยเกี่ยวข้องกับมลภาวะทางอากาศในกระบวนการเชิงพลวัต (dynamic) ทางกายภาพและทางเคมี สำหรับการพยากรณ์คุณภาพอากาศโดยใช้แบบจำลองแบบ Gaussian นั้น ความเข้มข้นของมลสารในทิศใต้ลมจากแหล่งกำเนิดจะถูกคำนวณโดยใช้สูตรการกระจายตัวที่ได้มาจากการทดลอง โดยสัมพันธ์กับการกระจายตัว (dispersion parameters) ขึ้นอยู่กับระยะห่างในทิศใต้ลมจากแหล่งกำเนิดและสภาพปั่นป่วนของบรรยากาศ เงื่อนไขทางอุตุนิยมวิทยา (meteorological condition) จะเป็นปัจจัยหลักสำคัญในการควบคุมกระบวนการกระจายตัวของมลสาร อาทิเช่น ความเร็วลม (wind speed) การแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ (radiation) รวมทั้งการปั่นป่วนจากความร้อน (thermal turbulence) อันเกี่ยวข้องกับความคงตัวของบรรยากาศ (atmospheric stability) เป็นต้น

2.7.1 ลักษณะการกระจายตัวแบบ Gaussian

การกระจายตัวแบบ Gaussian จะพิจารณาการกระจายในรูปของกลุ่มประชากรเล็ก ๆ ที่มีการกระจายความหนาแน่นของประชากรแบบเส้นตรงเป็นช่วง ๆ (Beychok, 1994) โดยประชากรจะถูกแบ่งออกเป็นกลุ่มชั้นย่อย ๆ ตามลักษณะ โดยแสดงเป็นเส้นกราฟแท่งแจกแจงความถี่ ซึ่งความสูงของแท่งกราฟแสดงความหนาแน่นของประชากรที่ตั้งอยู่บนระยะต่าง ๆ ของสเกล X_i ดังนั้นหากมีการกระจายตัวแบบสมมาตร (symmetrical distribution) แท่งที่อยู่ตรงกลางคือค่าเฉลี่ยของทั้งหมดทุกกลุ่ม โดยแท่งที่อยู่ทางซ้ายหรือขวามือของแท่งตรงกลางจะมีความถี่น้อยกว่าค่าเฉลี่ยความหนาแน่นประชากรทั้งหมด การกระจายตัวของประชากรสามารถแสดงได้ด้วยเส้นโค้งการกระจายตัว

(distribution curve) โดยที่แต่ละเส้นโค้งการกระจายตัวจะเชื่อมต่อกับจุดศูนย์กลางด้านบนของแท่งการกระจายตัวของแต่ละกลุ่มชั้นจะคำนวณจาก root mean square deviation จาก Gauss และ Laplace ได้แสดงรูปแบบการกระจายตัวในลักษณะของฟังก์ชัน Exponential ดังแสดงในสมการที่ 2.1 (Beychok,1994)

$$n_i / \lambda = (n_m / \lambda) e^{-(x_i - x_m)^2 / 2\sigma^2} \dots\dots\dots(2.1)$$

- โดยที่ n_i : ประชากรของกลุ่มย่อยเจาะจง
- λ : ขนาดของกลุ่มย่อยเจาะจงบนสเกลเส้นตรงของลักษณะกลุ่ม
- n_m : ประชากรเฉลี่ยของกลุ่มย่อย
- X_i : ตำแหน่งของกลุ่มย่อยบนสเกลเส้นตรงของลักษณะกลุ่ม
- X_m : ค่าเฉลี่ยของลักษณะกลุ่มท่ามกลางประชากรทั้งหมด
- σ : ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน หรือค่า root mean square deviation จาก X_m

ในกรณีที่มีแค่ 1 ช่วง ($\lambda=1$) สมการ 2.1 สามารถแสดงได้ดังนี้

$$n_i = n_m e^{-(x_i - x_m)^2 / 2\sigma^2} \dots\dots\dots(2.2)$$

ประชากร(n_i) ในแต่ละกลุ่มย่อย (ความกว้าง $\Delta u, X_i - X_m$) จำเป็นต้องทำการ integrate เพื่อหาประชากรทั้งหมด (N) โดย

$$N = \sum_{-\infty}^{\infty} (n_i \Delta u) = \int_{-\infty}^{\infty} n_i du = \int_{-\infty}^{\infty} n_m e^{-u^2 / 2\sigma^2} \dots\dots\dots(2.3)$$

$$= n_m \sigma \sqrt{2\pi} \dots\dots\dots(2.4)$$

อัตราส่วนระหว่าง n_i และ N เป็นสัดส่วนของประชากรของกลุ่มย่อยถึงประชากรทั้งหมดซึ่งปรากฏในกลุ่มย่อย i ซึ่งเรียกว่าความถี่หรือความน่าจะเป็นในการเกิดขึ้น

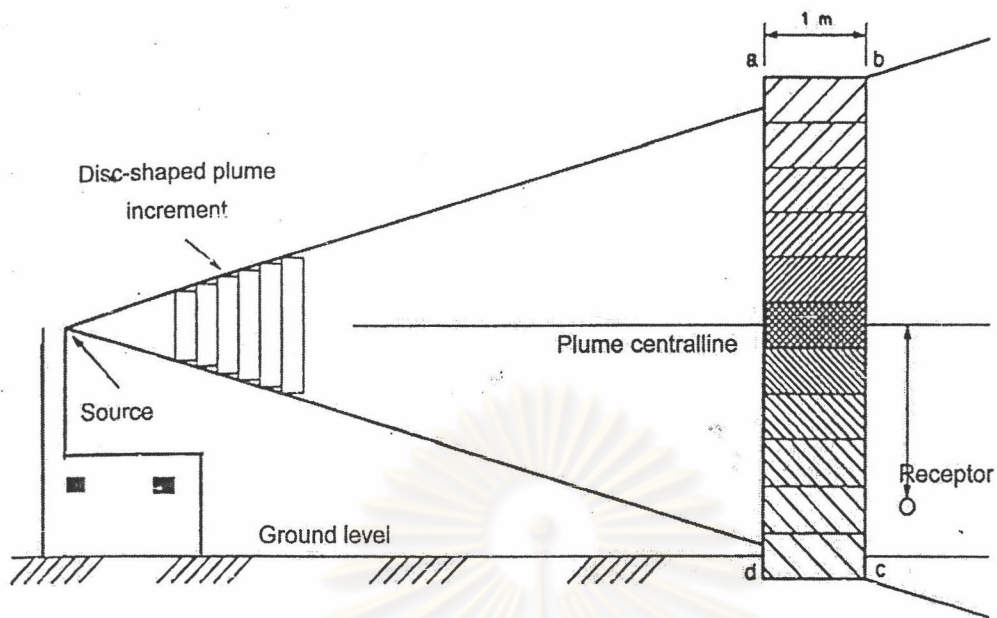
$$\frac{n_i}{N} = \frac{e^{-(x_i - x_m)^2 / 2\sigma^2}}{\sigma\sqrt{2\pi}} \dots\dots\dots(2.5)$$

2.7.2 สมการ Gaussian Plume

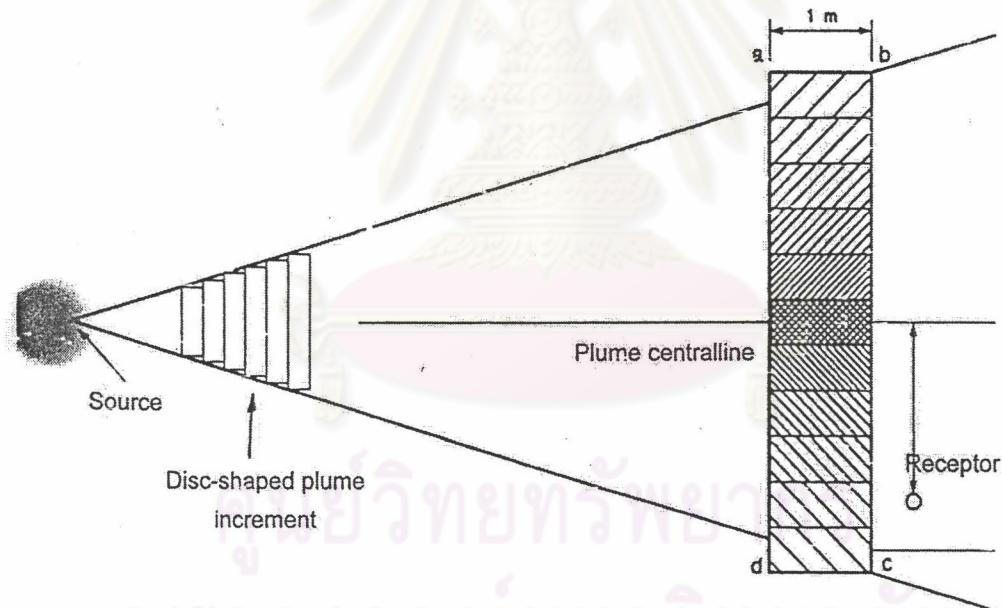
สมมติฐานหลักของแบบจำลอง Gaussian Plume คือ การที่มลภาวะถูกปลดปล่อยออกจากแหล่งกำเนิดอย่างต่อเนื่องมีลักษณะเหมือนกรวยลำโพงของเครื่องเล่นแผ่นเสียงสมัยโบราณ (disc-shaped increment) ซึ่งมีการแพร่และขยายตัวในทิศแนวตั้งและแนวระดับ (Turner, 1994) รูปที่ 2.1 แสดงภาพลักษณะของการกระจายของมลสารที่ถูกปลดปล่อยโดยกระจายตัวในแนวตั้งและแนวระดับคล้ายรูปกรวยลำโพงเครื่องเล่นแผ่นเสียงสมัยโบราณ โดยที่บริเวณจุดศูนย์กลางของ plume คือ บริเวณที่มีความเข้มข้นของมลสารสูงสุด ส่วนบริเวณที่ต่ำหรือสูงกว่าจุดศูนย์กลางของ plume จะมีความเข้มข้นต่ำ

ความเข้มข้นของมลสารคือสัดส่วนของการปลดปล่อย (emission) ซึ่งกระจายตัวในรูปการกระจายแบบปกติ (normal distribution) สมการที่ 2.5 ประยุกต์เป็นการกระจายตัวของมลสารได้โดยการแทนที่ประชากรทั้งหมด (N) ด้วยค่าการปลดปล่อย (Q) และแทนที่ประชากรของกลุ่มย่อย (n_i) ด้วยความเข้มข้นของมลสารซึ่งขึ้นกับระยะที่ห่างจากจุดศูนย์กลางของ plume การประยุกต์เพื่อใช้กับการกระจายตัวของมลสาร ณ บริเวณใดๆ ในทิศใดก็ตามจำเป็นต้องเปลี่ยนจำนวนประชากรทั้งหมดที่ถูกปลดปล่อยให้อยู่ในรูปหน่วยของความเข้มข้นมลสารต่อระยะทาง ($g\ m^{-1}$)

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



a) Gaussian distribution in vertical direction (side view).



b) Gaussian distribution in horizontal direction (top view).

รูปที่ 2.1 แสดงภาพการกระจายตัวแบบ Gaussian ในแนวนอนและแนวตั้ง

ดังนั้นจำนวนประชากรทั้งหมดในระยะใด ๆ ค่า N ในสมการ 2.5 จะต้องถูกแทนที่
โดยค่า emission rate ($Q, g s^{-1}$) หารด้วยความเร็วลม ($u, m s^{-1}$) นั้นหมายความว่าค่า N ในสมการที่ 2.5

จะถูกแทนที่ด้วย Q/μ ดังนั้นค่า emission ที่ระยะห่างในทิศทางได้ลมที่ระยะ X และความสูง Z สามารถแสดงได้ดังสมการข้างล่าง

$$C(x, z) = \frac{Q e^{-(z-z_m)^2/2\sigma_z^2}}{u\sigma_z\sqrt{2\pi}} \dots\dots\dots(2.6)$$

สมมติฐานของสมการที่ 2.6 คือ ไม่มีสิ่งกีดขวางการกระจายตัวการกระจายตัวในแนวตั้งตลอดทั้งด้านบนหรือด้านล่างของ plume แต่อย่างไรก็ตามการกระจายตัวในแนวตั้ง plume จะจำกัดเนื่องจากอิทธิพลจากการสะท้อนจากพื้นดินได้เส้นกึ่งกลางของ plume ดังนั้นในสมการที่ 2.6 จำเป็นต้องเพิ่มผลจากการสะท้อนกลับอันเนื่องมาจากผลกระทบพื้นดินเข้าไปด้วย ระยะแนวตั้งระหว่างตำแหน่งของกลุ่มย่อย (Z_r) และตำแหน่งของค่ากลาง emission (Z_m) ต้องถูกเปลี่ยนให้เป็นค่าของความสูงของตัวรับมลสาร (receptor) เหนือพื้นดิน (Z) และความสูงของเส้นกึ่งกลางของ plume เหนือพื้นดิน (h) ตามลำดับ ดังนั้นสมการการกระจายตัวในแนวตั้งในใหม่จะเป็นดังสมการข้างล่าง

$$C(x, z) = \frac{Q}{u\sigma_z\sqrt{2\pi}} \left[e^{-(z-h)^2/2\sigma_z^2} + e^{-(z+h)^2/2\sigma_z^2} \right] \dots\dots\dots(2.7)$$

สำหรับการกระจายตามแนวระดับก็มีลักษณะคล้ายกับในระดับนแนวตั้งคือการมีการกระจายตัวตามแบบการกระจายตามแบบปกติ (normal distribution) แต่ไม่มีการสะท้อนขึ้นจากพื้นดิน ดังนั้นสมการที่ 2.7 จึงเป็นดังสมการข้างล่าง

$$C(x, y, z) = C(x, z) \frac{e^{-(y-y_m)^2/2\sigma_y^2}}{\sigma_y\sqrt{2\pi}} \\ = \frac{Q}{2\pi u\sigma_y\sigma_z} \left[e^{-(z-h)^2/2\sigma_z^2} + e^{-(z+h)^2/2\sigma_z^2} \right] \left[e^{-(y)^2/2\sigma_y^2} \right] \dots\dots\dots(2.8)$$

สมการที่ 2.8 นั้นใช้สำหรับการคำนวณหาความเข้มข้นรายชั่วโมงสำหรับจุดรับมลสารที่ความสูงใดๆ ในระยะทางทิศทางได้ลม (x) และระยะทางตั้งฉากกับทิศทางลม (y) จากแหล่งกำเนิดแหล่งเดียว ในกรณีที่จุดรับมลสารคือพื้นดิน ($Z=0$) สมการที่ 2.8 สามารถลดรูปได้เป็น

$$C(x, y, 0; h) = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left[\frac{-y^2}{2\sigma_y^2}\right] \exp\left[\frac{-h^2}{2\sigma_z^2}\right] \dots\dots\dots(2.9)$$

ในกรณีที่ต้องการประมาณความเข้มข้นใต้เส้นกึ่งกลาง plume ที่ $y=0$ บริเวณพื้นดิน ($z=0$) สมการที่ 2.8 สามารถลดรูปได้เป็น

$$C(x, 0, 0; h) = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left[\frac{-h^2}{2\sigma_z^2}\right] \dots\dots\dots(2.10)$$

2.8 การกระจายตัวในชั้นเขตแดน (boundary layer)

ค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัว (σ_y และ σ_z) คือค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation) ในเส้นโค้งการกระจายตัวแบบปกติ (normal curve distribution) โดยอธิบายการเคลื่อนที่ของมลสารใน plume ที่ขึ้นกับเงื่อนไขทางอุตุนิยมวิทยา สภาพภูมิอากาศเป็นปัจจัยที่ส่งผลกระทบต่อ การเคลื่อนที่ของมลสารในชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟีย (troposphere) ซึ่งชั้นบรรยากาศนี้มีความสูงประมาณ 10 กิโลเมตรเหนือพื้นดินโดยขึ้นกับตำแหน่งต่างๆบนพื้นผิวโลก ยกตัวอย่างเช่น ที่บริเวณเส้นศูนย์สูตร (equator) ชั้นนี้จะมี ความสูงประมาณ 12 กิโลเมตรและบริเวณขั้วโลกจะมีความสูงเพียง 8 กิโลเมตร ชั้นโทรโปสเฟีย สามารถพิจารณาได้ 2 องค์ประกอบ คือ ชั้นเขตแดน (boundary layer) เป็นส่วนหนึ่งที่สัมผัสกับผิวโลก และชั้นโทรโปสเฟียอิสระอยู่เหนือชั้นขอบเขต

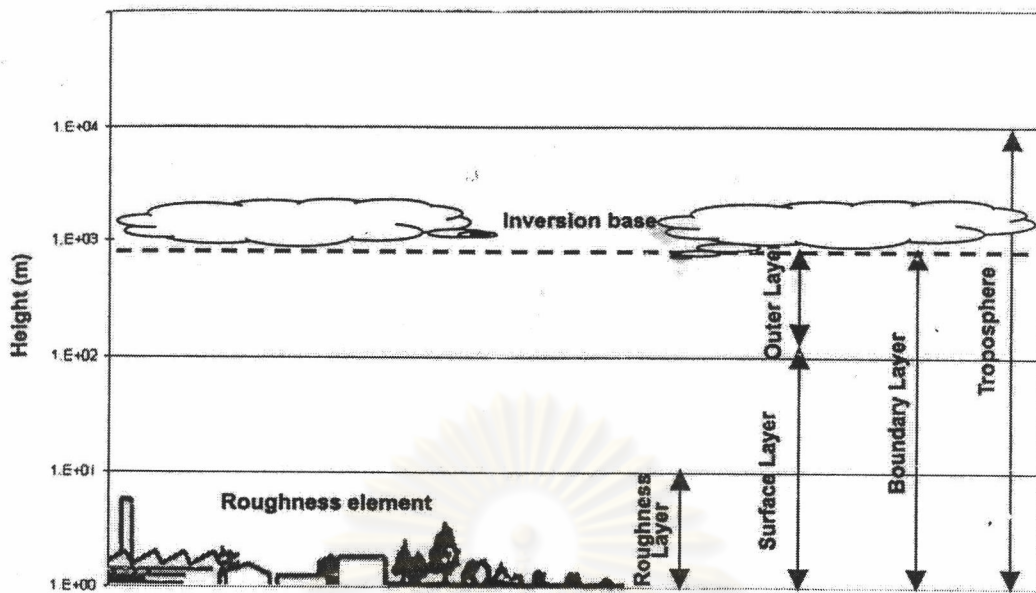
ชั้นเขตแดนของบรรยากาศหรือชั้นเขตแดนของโลก (planetary boundary layer : PBL) คือชั้นของบรรยากาศที่ได้รับผลกระทบจากแรงเฉือน (shearing force) อันเนื่องจากผิวโลก (Pieike, 1984) โดยปกติชั้นเขตแดนนี้จะอยู่ในบริเวณที่สูงมากๆ เพราะการเกิด inversion ของอุณหภูมิที่ซึ่งเกิดการแลกเปลี่ยนของอากาศกับชั้นโทรโปสเฟียอิสระน้อยมาก(Harrison,1996) Wyngaard(1988) ได้สรุปไว้ว่า PBL คือชั้นที่เกิดอย่างต่อเนื่องและเกิดการปั่นป่วนอย่างรุนแรง โดยความปั่นป่วนนี้เกิดจากความไม่สม่ำเสมอของพลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวต่าง ๆ ของโลก เหตุที่บริเวณเส้นศูนย์สูตรจะได้รับพลังงานแสงอาทิตย์มากกว่าบริเวณขั้วโลกทั้งสอง การกระจายตัวของแสงอาทิตย์ที่ไม่เท่ากันนี้เป็นเหตุให้เกิดความผันแปรของอุณหภูมิในอากาศและสภาพภูมิอากาศที่แตกต่างกัน สำหรับกรณีความแตกต่างของอุณหภูมินั้น อากาศที่เย็นจะถูกแทนที่ด้วยอากาศที่อุ่นกว่า ซึ่งหากมีการเคลื่อนตัวของมวลอากาศในปริมาณที่มากจะเรียกว่า “Advection” แต่ถ้าเกิดการเคลื่อนไหวเล็กน้อยและเคลื่อนที่โดยกระบวนการ convective โดยปกติทั่วไปการเกิดลมหมุนวน (eddies) จะขึ้นในแบบสุ่ม

(random) เป็นส่วนมากซึ่งเรียกว่า “Turbulence” อันมีลักษณะของ turbulence 2 ลักษณะในชั้นเขตแดนนี้

2.8.1 การปั่นป่วนเชิงกล (Mechanical Turbulence)

รูปแบบการปั่นป่วนชนิดนี้จะเกิดขึ้นในคืนที่มีลมพัดและความคงตัวของอากาศอยู่ในระดับ neutral การปั่นป่วนเชิงกลนี้เกิดจากกระแสอากาศที่เคลื่อนตัวตามพื้นผิวโลกเกิดการชะลอความเร็ว อันเนื่องมาจาก viscous force โดยที่มวลอากาศที่สัมผัสกับผิวโลกจะมีความเร็วเสมือนเป็นศูนย์ ส่วนมวลอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปจะมีความเร็วลดลงและก่อให้เกิดแรงเฉือน (shearing force) เมื่อกระแสช้าลงและแยกเป็นแผ่นปฏิสัมพันธ์นี้ที่เรียกว่า viscous shear จะเกิดในระดับ sub-microscopic ที่ความเร็วลมอยู่ในระดับสูง กระแสการปั่นป่วนจะเกิดขึ้นเพราะการก่อกวมกันของของไหล ปฏิสัมพันธ์นี้เรียกว่า turbulence shear ส่วนถึงกึ่งขวางทางลมที่ตั้งบนพื้นผิวโลกจะเรียกว่า roughness length parameter

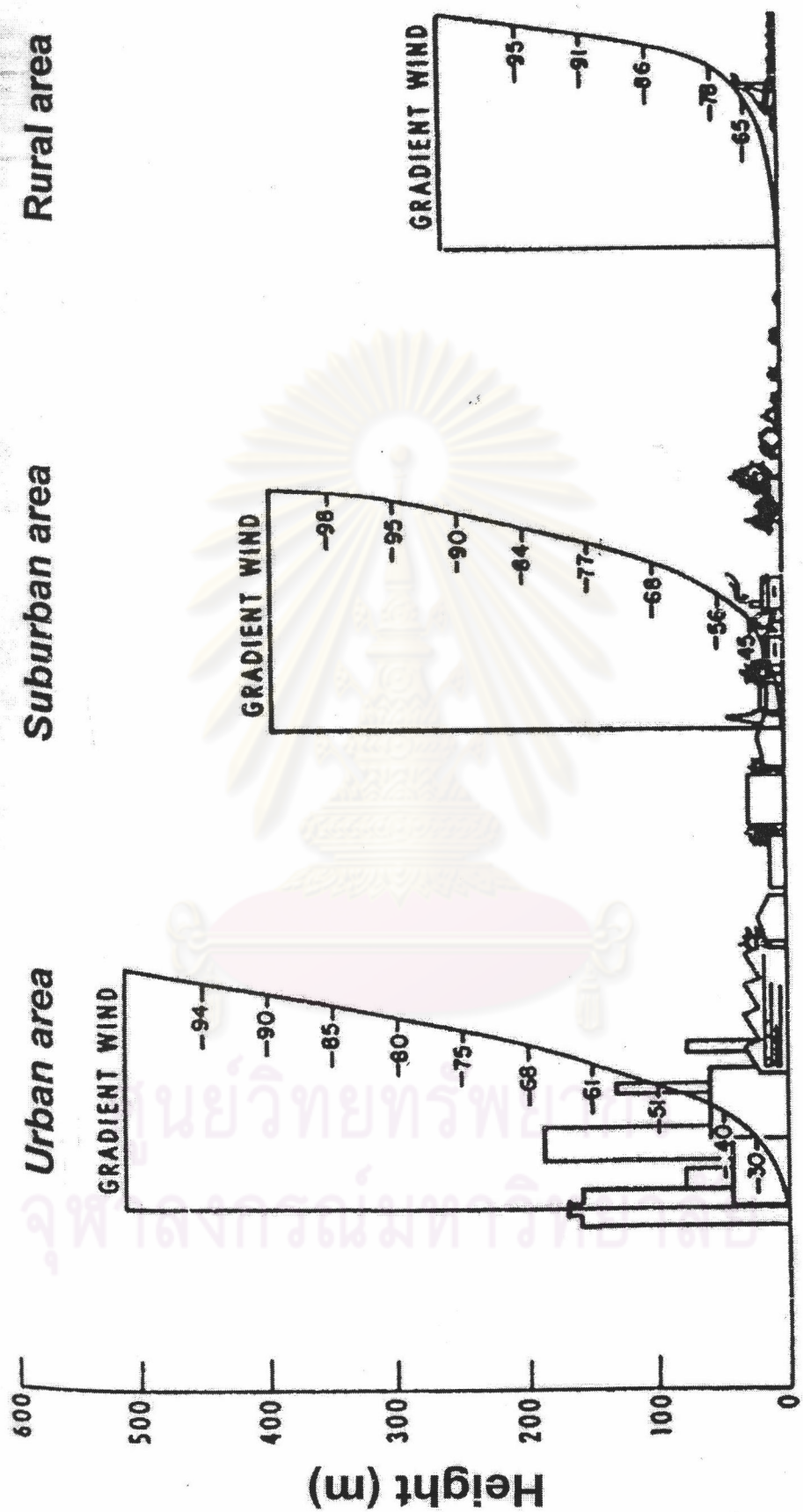
ค่า roughness length ระดับพื้นผิว (Z_0) ในหลักการคือ ความสูงใดๆ ที่ทำให้ความเร็วของลมหายไป (เป็นศูนย์) (Arya, 1999) โดยทั่วไปจะสัมพันธ์กับมิติทางกายภาพของสิ่งที่ทำให้เกิดความขรุขระ (รูปที่ 2.2) ดังนั้นความเร็วลมที่ใกล้กับพื้นผิวที่มีความขรุขระมากจะต่ำกว่าความเร็วลมเมื่อเทียบกับพื้นที่ที่มีความขรุขระน้อย (รูปที่ 2.3) ค่าความสูงของความขรุขระระดับพื้นผิวมีค่าตั้งแต่ 1 เซนติเมตรบนผิวน้ำไปจนถึง 1 เมตรเหนือผืนป่า โดยค่านี้จะแปรเปลี่ยนได้ตามฤดูกาลและการใช้ที่ดินดังที่แสดงในตารางที่ 2.1 ความแตกต่างของสิ่งปกคลุมดินและการใช้งานของผิวดินจะแปรเปลี่ยนจากพื้นที่หนึ่งไปยังอีกพื้นที่หนึ่งค่า roughness length ของตัวเมืองก็มีค่าแตกต่างกันไป ตัวอย่างดังที่ Clarke et al (1982) ได้พบว่าค่า roughness ของเซนต์หลุยส์มีช่วงตั้งแต่ 0.3 เมตรในนอกชานเมืองไปจนถึง 1.7 เมตรในเขตธุรกิจใจกลางเมืองดังตารางที่ 2.2



รูปที่ 2.2 แสดงขอบเขตของชั้นเขตแดน (ปรับปรุงจาก Arya, 1999)

ตารางที่ 2.1 ค่า surface roughness lengths ตามชนิดพื้นที่และฤดูกาล (Sheih et al., 1979, USEPA, 1996b, and USEPA, 1999)

| Land use | Winter | Spring | Summer | Autumn |
|----------------------|--------|--------|--------|--------|
| 1. Water Surface | 0.0001 | 0.0001 | 0.0001 | 0.0001 |
| 2. Deciduous Forest | 0.50 | 1.00 | 1.30 | 0.80 |
| 3. Coniferous Forest | 1.30 | 1.30 | 1.30 | 1.30 |
| 4. Swamp | 0.05 | 0.20 | 0.20 | 0.20 |
| 5. Cultivated Land | 0.01 | 0.03 | 0.20 | 0.05 |
| 6. Grassland | 0.001 | 0.05 | 0.10 | 0.01 |
| 7. Urban | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| 8. Desert Shrub land | 0.15 | 0.30 | 0.30 | 0.30 |



รูป 2.3 แสดงฟังก์ชันของแต่ละพื้นที่ (Turner, 1994, Davenport, 1963)

ตารางที่ 2.2 แสดงค่า surface roughness สำหรับเมืองต่างๆ(Hansen,1993)

| City | Surface roughness (m) | Sources |
|-------------------|-----------------------|----------------------------|
| Columbia | 0.7 | Landsberg (1981) |
| St. Louis | 0.3-1.7 | Clarke et al. (1982) |
| Worcester | 1.12-1.68 | Yersel and Goble (1986) |
| Kew, Hampton (UK) | 0.43 | Heliwell (1971) |
| Reading (UK) | 0.70 | Marsh and Hobkinson (1969) |
| London | 0.78 | Heliwell (1971) |
| Moscow | 3.0 | Ivanov and Klinov (1961) |
| Copenhagen | 7.5 | Jensen (1958) |
| Tokyo | 1.4-4.0 | Kendo (1971) |

ในพื้นที่ดินประเภทเดียวกันค่า surface roughness length ขึ้นอยู่กับขนาดขององค์ประกอบ องค์ประกอบที่ก่อให้เกิดความขรุขระมาก ค่า Z_0 ก็จะมากด้วย ค่า roughness length สามารถหาได้โดยสังเกต wind profile ในสภาวะที่ใกล้ neutral โดยที่ความผันผวนของ roughness จะส่งผลอย่างมากต่อการพยากรณ์ของแบบจำลอง

2.8.2 ความปั่นป่วนอันเนื่องมาจากความร้อน (Thermal turbulence)

การปั่นป่วนประเภทนี้เกิดได้ในวันอากาศแจ่มใส , มีแดดและลมอ่อนๆ อากาศจะร้อนขึ้นเนื่องจากได้รับความร้อนโดยตรงจากแสงอาทิตย์และการแลกเปลี่ยนความร้อนระหว่างผิวโลกกับบรรยากาศ ในเวลากลางอากาศจะอยู่ในสภาวะไม่คงตัว(unstable) จะก่อให้เกิดการเคลื่อนตัวของบรรยากาศขึ้นแนวตั้ง เพราะผิวโลกที่ได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์ก่อให้เกิดการยกตัวขึ้นของอากาศ (convectonal movement) ซึ่งเป็นการเพิ่มความสูงของ mixing depth ในช่วงเวลากลางวัน ความสูงของผิวโลกกับระยะที่เกิดจากการยกตัวขึ้นของอากาศนี้ เรียกว่า “mixing- depth” หรือ “mixing height”

Mixing height คือ ความสูงของชั้นบรรยากาศที่ซึ่งมลสารถูกปลดปล่อยเข้ามาและเกิดการกระจายในแนวตั้งโดยการยกตัวขึ้นของอากาศหรือจากการปั่นป่วนเชิงกล (mechanical turbulence) สำหรับในช่วงเวลากลางคืนนั้น การเคลื่อนในแนวตั้งจะเป็นไปอย่างจำกัด เนื่องจากสภาพคงตัวของอากาศเป็นแบบคงตัว (stable condition) ดังนั้นเมื่ออากาศอยู่ในสภาวะคงตัวการเคลื่อนที่ของอากาศที่ยกตัวขึ้นจะถูกจำกัดและความสูงของ mixing height จะน้อย

2.9 ประเภทการคงตัวของอากาศและค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัว (Atmospheric stability classification and dispersion parameterization)

ความแตกต่างของอุณหภูมิต่อความสูงนำมาซึ่งการแบ่งบรรยากาศออกเป็นชั้นต่างๆ ก้อนอากาศ (air parcel) ที่เคลื่อนที่ในแนวตั้งจะขึ้นอยู่กับ buoyancy force และความแตกต่างของอุณหภูมิระหว่างก้อนอากาศและสิ่งแวดล้อม ในชั้นบรรยากาศ troposphere โดยปกติอุณหภูมิจะลดลงเมื่อความสูงเพิ่มขึ้นถึงประมาณ 10 กิโลเมตร การที่อุณหภูมิลดลงตามความสูงเรียกว่า- “Lapse Rate”¹⁾ ในกรณีที่อากาศแห้งค่า Lapse Rate จะอยู่ที่ $0.98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ หรือ $-9.8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}^{-1}$ (Sienfeld, 1986, Jacobson, 1999 และ Arya, 1999) ซึ่งเรียกว่า “dry adiabatic lapse rate” โดยค่า Lapse นี้จะใช้อธิบายการคงตัวของอากาศซึ่งจะแบ่งสภาวะความคงตัวของอากาศที่มีความสำคัญต่อมลสารในอากาศได้ 5 ประเภท ดังนี้

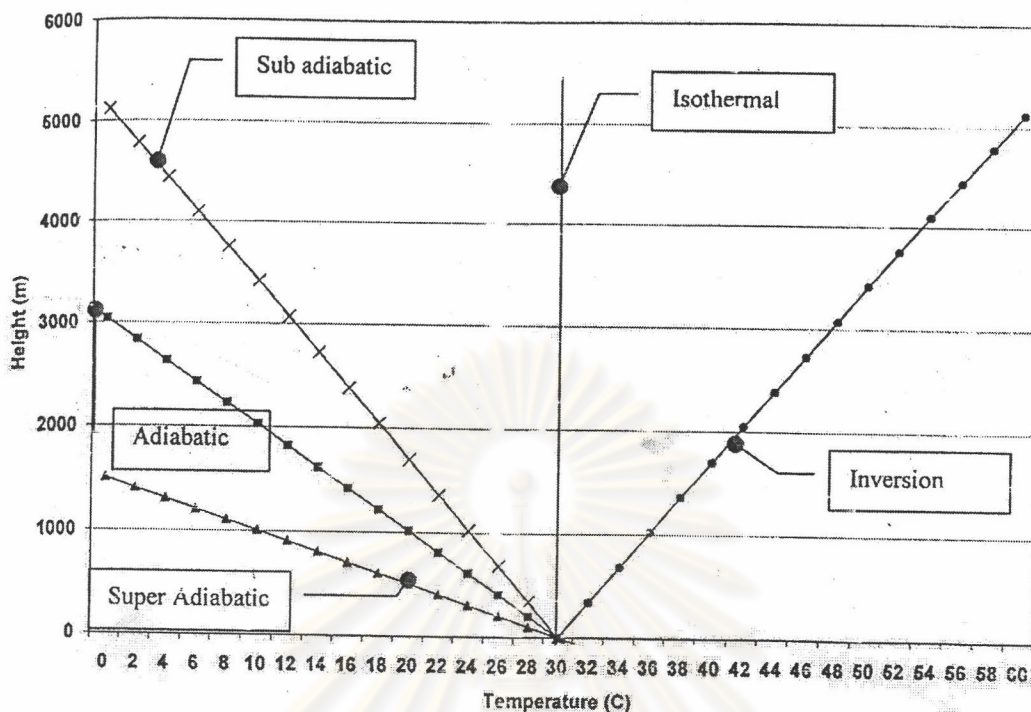
1) **Adiabatic** หรือสภาวะสมดุล (neutral condition) คือ การที่ lapse rate ของสิ่งแวดล้อมคล้ายคลึงหรือเท่ากับ adiabatic lapse rate ค่าความตัวของอากาศจะอยู่ในสภาวะสมดุล ก้อนอากาศจะอ่อนกว่าสิ่งแวดล้อม ทำให้การกระจายในแนวตั้งเป็นไปได้ดี

2) **Super adiabatic** หรือสภาวะไม่เสถียร (unstable condition) ค่า lapse rate ของสิ่งแวดล้อมสูงกว่า dry adiabatic lapse rate ก้อนอากาศจะยกตัวขึ้นและเย็นลงอย่างช้าๆ เมื่อเทียบกับอุณหภูมิสิ่งแวดล้อมที่ความสูงมากๆ ก้อนอากาศก็ยังคงอ่อนกว่าบรรยากาศโดยรอบ เพราะที่ความสูงมากๆ อุณหภูมิของอากาศจะต่ำเมื่อเทียบกับอากาศชั้นล่าง การที่บรรยากาศอยู่ในสภาวะนี้ทำให้การกระจายในแนวตั้งของมลสารสามารถไปได้สูงขึ้น

3) **Sub adiabatic** ค่า lapse rate ของสิ่งแวดล้อมต่ำกว่า adiabatic lapse rate บรรยากาศอยู่ในสภาวะเสถียร (stable condition) เพราะอุณหภูมิของก้อนอากาศจะเปลี่ยนอย่างรวดเร็วเมื่อเทียบกับสิ่งแวดล้อม แต่ถ้าก้อนอากาศเย็นกว่าสิ่งแวดล้อม ก้อนอากาศนั้นจะจมตัวลง

4) **Isothermal** หาก lapse rate ของสิ่งแวดล้อมคงที่เมื่อเทียบกับความสูง ลักษณะบรรยากาศแบบนี้เรียกว่า isothermal ก้อนอากาศที่อ่อนจะเคลื่อนตัวสูงขึ้นจนกระทั่งมีอุณหภูมิเท่ากับสิ่งแวดล้อม ในสภาวะ isothermal ค่าความตัวของอากาศจะเป็นแบบเสถียร (stable) การกระจายตัวในแนวตั้งจะเป็นไปอย่างจำกัดหรือปานกลาง

5) **Inversion condition** ค่า lapse rate ของสิ่งแวดล้อมผกผันกันโดยที่อุณหภูมิจะเพิ่มขึ้นตามความสูง ก้อนอากาศจะลอยตัวขึ้นจนกว่าอุณหภูมิและความหนาแน่นอยู่ในสภาวะสมดุล แต่ถ้าหากก้อนอากาศเย็นกว่าสิ่งแวดล้อม ก้อนอากาศนั้นจะจมตัวลง สภาวะความคงตัวของอากาศลักษณะนี้จะเสถียรอย่างมาก (very stable condition) และการกระจายตัวในแนวตั้งไม่ดี การเกิด inversion เป็นไปได้สองกรณีคือ เย็นตัวลงจากด้านบนหรืออุ่นขึ้นจากด้านล่าง (Seinfeld, 1986)



รูปที่ 2.4 แสดงอุณหภูมิที่ความสูงต่างกันและค่าความคงตัวของอากาศ

ในทางทฤษฎีมี 2 วิธีหลักในการจัดประเภทของความคงตัวของอากาศ คือ แบบ Pasquill-Gifford และ Monin-Obukhov (อาศัยค่าจาก boundary layer parameter) ทั้ง 2 วิธีนี้จัดอยู่ประเภทที่ปริมาณของการปั่นป่วนซึ่งส่งผลอย่างมากต่อรูปทรงและการเคลื่อนไหวของ plume

2.9.1 แบบของ Pasquill-Gifford

2.9.1.1 ประเภทความคงตัวของอากาศ (Atmospheric stability class)

ในปี 1961 Pasquill ได้แนะนำให้จัดประเภทความคงตัวของอากาศโดยใช้ความปั่นป่วนแบบเชิงกลและจากความร้อน (mechanical and thermal turbulence) โดยความปั่นป่วนเชิงกลใช้ค่าความเร็วที่ลมที่ความสูง 10 เมตร สำหรับความปั่นป่วนจากความร้อนใช้ค่าของการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ (solar radiation) ประเภทความคงตัวของ Pasquill-Gifford ใช้กันอย่างแพร่หลายในการกำหนดชั้นความคงตัวของบรรยากาศ ซึ่งประกอบด้วยค่าความคงตัว 7 ระดับ คือ extremely unstable, moderately unstable, slightly unstable, neutral, slightly stable, moderately stable และ strongly stable

Turner (1970) ได้เสนอวิธีการจำแนกประเภทความคงตัวโดยใช้ข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยา เช่น ความเร็วลม, การแผ่รังสีและปริมาณเมฆปกคลุมท้องฟ้า(cloud cover) ในการจำแนก ดังในตารางที่ 2.3

ตารางที่ 2.3 แสดงเงื่อนไขทางอุตุนิยมวิทยาที่ใช้กำหนดค่า Pasquill stability(Pasquill,1961, and Turner, 1994)

| Surface wind speed (m s ⁻¹) | Day time insolation | | | Night-time Conditions | |
|---|---------------------|----------|--------|------------------------|------------------|
| | Strong | Moderate | Slight | Thin overcast or ≥ 4/8 | Cloudiness ≤ 3/8 |
| < 2 | A | A-B | B | G | G |
| 2-3 | A-B | B | C | E | F |
| 3-4 | B | B-C | C | D | E |
| 4-6 | C | C-D | D | D | D |
| > 6 | C | D | D | D | D |

remark : A : Extremely unstable, B : Moderately unstable, C : Slightly unstable
D : Neutral, E : Slightly stable, F : Moderately stable, G : Strongly stable

2.9.1.2 ค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัว (Dispersion parameterization)

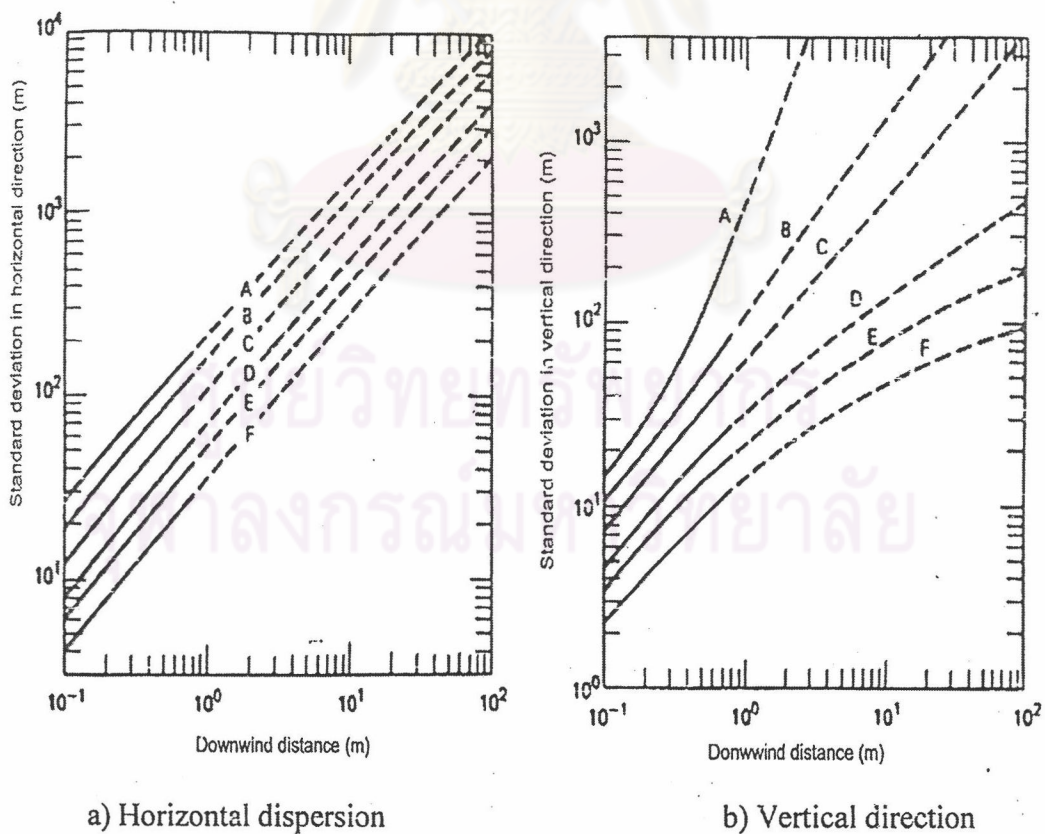
ค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัวเป็นตัวแปรที่สำคัญมากในการใช้แบบจำลองคุณภาพอากาศ ซึ่งกำหนดรูปร่างและการเคลื่อนที่ของ plume ในบรรยากาศ ในความเป็นจริงแล้วค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัวในแนวดิ่ง (σ_y) และแนวระดับ (σ_z) เป็นค่าที่ได้จากการสังเกตข้อมูลการทดลอง โดย Gifford (1961) ได้พัฒนา σ_y และ σ_z จากความสัมพันธ์กับระดับชั้นความคงตัวบรรยากาศของ Pasquill จากการทดลองพบว่าค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัวมีความผันผวนตามระดับความคงตัวของอากาศที่แตกต่างกัน (รูปที่ 2.5) สูตรการคำนวณประกอบด้วย power law โดยสัมประสิทธิ์การกระจายตัวขึ้นอยู่กับระยะทางในทิศใต้ลม (Seinfeld, 1986) สมการสำหรับการคำนวณ σ_y และ σ_z เป็นดังข้างล่าง

$$\sigma_y = \frac{k_1 x}{[1 + (x/k_2)]^{k_3}} \quad \sigma_z = \frac{k_4 x}{[1 + (x/k_2)]^{k_5}}$$

โดยที่ x คือระยะทางในทิศทางได้ลม (m) ของจุดรับมลสาร (receptor) จากแหล่งกำเนิด ค่า k_1, k_2, k_3, k_4 และ k_5 เป็นค่าคงที่ดังแสดงในตารางที่ 2.4

ตารางที่ 2.4 แสดงค่าคงที่ของ Pasquill-Gifford สำหรับค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัว (Zannetti, 1990)

| Stability class | k_1 | k_2 | k_3 | k_4 | k_5 |
|-----------------|--------|-------|-------|--------|--------|
| A | 0.250 | 927 | 0.189 | 0.1020 | -1.918 |
| B | 0.202 | 370 | 0.162 | 0.0962 | -0.101 |
| C | 0.134 | 283 | 0.134 | 0.0722 | 0.102 |
| D | 0.0787 | 707 | 0.135 | 0.0475 | 0.465 |
| E | 0.0566 | 1,070 | 0.137 | 0.0335 | 0.624 |
| F | 0.0370 | 1,170 | 0.134 | 0.0220 | 0.700 |



รูปที่ 2.5 แสดงค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัวในทิศทางได้ลมของ Pasquill-Gifford

(Beychok, 1994 and Turner, 1994)

2.9.2 แบบของ Monin-Obukhov length

2.9.2.1 ประเภทความคงตัวของอากาศ (Atmospheric stability classification)

ค่า Monin-Obukhov length อาศัยหลักการที่คล้ายกับ โดยอาศัยความสัมพันธ์ของตัวแปรทางอุณหภูมิมหาสมุทรในชั้นขอบเขต (boundary layer) (Arya, 1999) Monin และ Obukhov (1954) ได้กำหนดเงื่อนไขว่าลักษณะการปั่นป่วนของอากาศชั้นพื้นผิวขึ้นอยู่กับพิกสมุมที่ดวงอาทิตย์กระทำต่อพื้นผิว (elevation), ความเค้นของพื้นผิว (surface stress), heat flux และตัวแปร buoyancy ทฤษฎี Monin-Obukhov length (L) นี้ใช้เพื่ออธิบายถึงสภาวะคงตัวของอากาศในบรรยากาศชั้นล่าง ค่า Monin-Obukhov length สามารถคำนวณโดยใช้ข้อมูลอุณหภูมิมหาสมุทรระดับพื้นผิวผ่านสมการดังนี้

$$L = -\frac{u_*^3 C_p \rho T}{kgH} = -\frac{u_*^3 z_i}{kw_*^3} \approx -\frac{z_i}{k} \left(\frac{u_*}{w_*} \right)^3 \dots\dots\dots(2.13)$$

ค่า friction velocity (u_*) สามารถประมาณได้จากความสัมพันธ์ระหว่างลมและชั้นอุณหภูมิในบริเวณพื้นผิว Sensible heat (H) คือ ความร้อนที่เกิดจากคลื่นสั้นหรือคลื่นยาวหรือจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์รวมทั้งความร้อนที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ ค่า total incoming radiation (R_n) ส่วนหนึ่งถูกดูดซับโดยพื้นดิน (G) และส่วนหนึ่งใช้เพื่อการระเหย (latent heat flux, λE) ค่า G คำนวณจาก $G = C_g(R_n + Q_f)$ โดยที่ C_g คือ สัดส่วน net radiation ที่ถูกดูดซับโดยพื้นดิน และ Q_f คือ heat flux ที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ โดยมากค่านี้มักกำหนดให้เป็นศูนย์หากใช้ในพื้นที่ที่อยู่นอกเมืองหลวง แต่อย่างไรก็ตามหากใช้ในพื้นที่ที่มีความหนาแน่นของประชากรสูง Schmid et al.(1999) รายงานว่า heat flux ของมนุษย์มีค่าประมาณ $50 - 80 \text{ Wm}^{-2}$ และค่าในช่วงฤดูร้อนมีค่าประมาณ 50% ของค่าตลอดปี (ตารางที่ 2.5)

λE เป็นค่าที่มีความเกี่ยวข้องกับ Bowen ratio ในรูป $Bo = H / \lambda E$ ซึ่ง Bowen ratio เป็นตัวชี้ปริมาณความชื้นผิวโลก ซึ่งกำหนดให้เป็นสัดส่วนระหว่าง Sensible heat flux (H) และ latent heat flux (λE) ที่ใช้ในการระเหย โดยค่านี้มีค่าตั้งแต่ 0.1 (เหนือผิวน้ำ) ไปจนถึง 10.0 (เหนือทะเลทราย) (ดังตารางที่ 2.6)

ค่า Monin-Obukhov length สามารถให้ค่าความคงตัวของอากาศได้ตามดัชนีที่ให้ในตารางที่ 2.5 ค่า L จะเป็นลบในช่วงเวลากลางวันเมื่อผิวโลกได้รับความร้อนและอยู่ในอากาศอยู่สภาวะไม่คงตัว (unstable) ในตอนกลางคืนค่า L จะเป็นบวกเมื่อผิวโลกเย็นตัวลงและทำให้อากาศอยู่ในสภาวะคงตัว (stable) ค่าที่เข้าใกล้ศูนย์สามารถบอกได้ว่าอากาศเป็นสภาวะไม่คงตัวหรือคงตัวขึ้นอยู่กับเครื่องหมายหน้า L นั้น Hunt et al (1988) ได้จัดจำแนกความคงตัวของอากาศโดยใช้

สัดส่วนความสูงเหนือพื้นดิน (Z) ซึ่ง Monin-Obukhov length (L) สามารถจำแนกได้ 3 ระดับ :
 unstable condition ($Z/L \leq -0.3$), neutral condition ($-0.3 < Z/L < 0.3$) และ stable condition ($Z/L \geq 0.3$)

ตารางที่ 2.5 แสดงค่าเฉลี่ยความร้อนจากกิจกรรมของมนุษย์และค่าความส่องสว่างของดวงอาทิตย์
 ในเมืองต่างๆ (Oke, 1978, USEPA, 1996b and USEPA, 1999)

| Urban area/ latitude/period | Population ($\times 10^6$) | Population density (persons km^{-2}) | Per capita energy usage ($\text{MJ} \times 10^3 \text{ yr}^{-1}$) | Q_r (W m^{-2}) | R_N (W m^{-2}) |
|--------------------------------|---------------------------------|--|---|--------------------------------|--------------------------------|
| Manhattan (40°N) | | | | | |
| annual | 1.7 | 28810 | 128 | 117 | 93 |
| summer | | | | 40 | |
| winter | | | | 198 | |
| Montreal (45°N) | 1.1 | 14102 | 221 | 99 | 52 |
| annual | | | | 57 | 92 |
| summer | | | | 153 | 13 |
| winter | | | | | |
| Budapest (47°N) | 1.3 | 11500 | 118 | 43 | 46 |
| annual | | | | 32 | 100 |
| summer | | | | 51 | -8 |
| winter | | | | | |
| Sheffield (53°N) | 0.5 | 10420 | 58 | 19 | 56 |
| annual | | | | | |
| West Berlin (52°N) | 2.3 | 9830 | 67 | 21 | 57 |
| annual | | | | | |
| Vancouver (49°N) | 0.6 | 5360 | 112 | 19 | 57 |
| annual | | | | 15 | 107 |
| summer | | | | 23 | 6 |
| winter | | | | | |
| Hong Kong (22°N) | 3.9 | 3730 | 34 | 4 | ~110 |
| annual | | | | | |
| Singapore (1°N) | 2.1 | 3700 | 25 | 3 | ~110 |
| annual | | | | | |
| Los Angeles (34°N) | 7.0 | 2000 | 331 | 21 | 108 |
| annual | | | | | |
| Fairbanks (64°N) | 0.03 | 810 | 740 | 19 | 18 |
| annual | | | | | |

ตารางที่ 2.6 แสดงค่า Bowen ratios ต่อประเภทการใช้ที่ดินและฤดูกาล (ค่าเฉลี่ย)

(Paine, 1987, USEPA, 1996b, and USEPA, 1999)

| Land-Use | Spring | Summer | Autumn | Winter |
|-----------------------|--------|--------|--------|--------|
| Water (fresh and sea) | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 1.5 |
| Deciduous Forest | 0.7 | 0.3 | 1.0 | 1.5 |
| Coniferous Forest | 0.7 | 0.3 | 0.8 | 1.5 |
| Swamp | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 1.5 |
| Cultivated Land | 0.3 | 0.5 | 0.7 | 1.5 |
| Grassland | 0.4 | 0.8 | 1.0 | 1.5 |
| Urban | 1.0 | 2.0 | 2.0 | 1.5 |
| Desert Shrub land | 3.0 | 4.0 | 6.0 | 6.0 |

ตารางที่ 2.7 แสดงการแปลค่า Monin-Obukhov length ให้ค่าลักษณะการคงตัวของบรรยากาศ

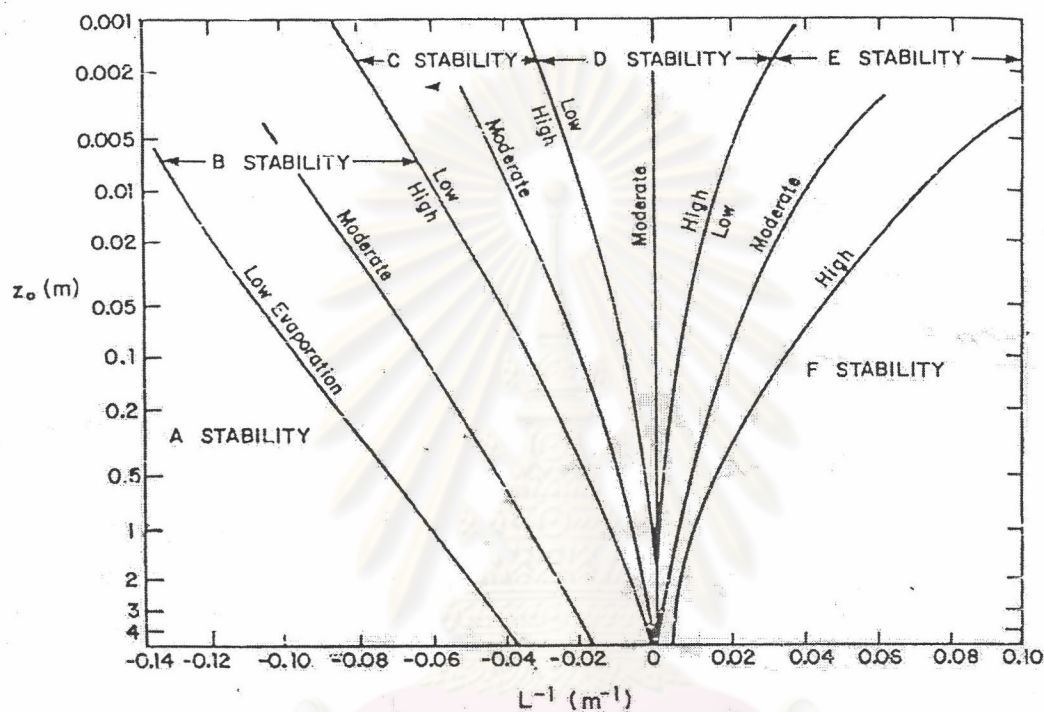
| | L (m) | Stability Condition |
|-----------------------------------|--------------------------|---------------------|
| Small negative | $-100 < L < 0$ | Very Unstable |
| Large negative | $-10^5 \leq L \leq -100$ | Unstable |
| Very large (positive or negative) | $ L > 10^5$ | Neutral |
| Large positive | $10 \leq L \leq 10^5$ | Stable |
| Small positive | $0 < L < 10$ | Very stable |

ความสัมพันธ์ระหว่างค่าความคงตัวแบบ Pasquill-Gifford, roughness length และ Monin-Obukhov length สามารถประมาณได้จาก

$$L^{-1} = a + b \log z_o \dots\dots\dots(2.14)$$

โดยที่ Z_o คือ surface length ที่พื้นผิว (m) a และ b เป็นค่าคงที่ ความสัมพันธ์นี้ถูกระบุโดย Golder (1972) รูปที่ 2.6 สำหรับค่าความคงตัวแบบ Pasquill-Gifford

ในสภาวะอากาศคงตัวในตัวเมือง ค่าประมาณของ L อาจจะไม่เพียงพอที่จะสะท้อนสภาพความคงตัวของอากาศได้ ผลคำนวณของ L หรือความสูงของ mixed layer ไม่ควรน้อยกว่า 3 เท่าของความสูงของสิ่งกีดขวางทางลม (Hanna and Chang, 1993) เพราะว่าการปั่นป่วนเชิงกล (mechanical turbulence) ที่เกิดจากสิ่งกีดขวางทางลมในตัวเมืองมักจะนำไปสู่สภาวะแบบ neutral เหนือบริเวณที่ไม่มีสิ่งกีดขวาง Hanna and Chang (1991) ได้แนะนำค่า Monin-Obukhov length ที่ขึ้นลักษณะการใช้ที่ดินดังตารางที่ 2.8



รูปที่ 2.6 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่า Monin-Obukhov length และค่า surface roughness สำหรับค่าความคงตัวของอากาศประเภทต่างๆ

(Myrup and Ranzieri, 1976, and Seinfeld, 1986)

ตารางที่ 2.8 แสดงค่า Monin-Obukhov ที่น้อยที่สุด (Auer, 1978, and Hanna and Chang, 1991)

| Land use | Description | Minimum L (m) |
|---------------------|------------------------|-----------------|
| Commercial | > 40 storey buildings | 150 |
| | 10-40 storey buildings | 100 |
| | < 10 storey buildings | 50 |
| Industrial | | 50 |
| Compact residential | | 50 |
| Residential | | 25 |
| Agriculture | | 5 |

2.9.2.2 ค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัว (Dispersion parameterization)

มี 2 วิธีการที่เป็นไปได้ในการปรับปรุงค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัวสำหรับแบบจำลอง Gaussian วิธีแรกคือใช้ boundary layer parameter เช่น Monin-Obukhov length, mixing height, friction velocity และ convective velocity scale เพื่อคาดการณ์ปริมาณของสัมประสิทธิ์การกระจายตัว วิธีที่สองใช้ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน (standard deviation) ขององค์ประกอบลมในแนวดิ่งและแนวนอน (σ_v และ σ_w) เพื่อคำนวณค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของทิศที่ตั้งฉากและทิศในแนวดิ่ง (Erbrink, 1995) กราฟของ σ ได้รายงานไว้โดย Hanna et al. (1977) และสูตรสำหรับการคำนวณค่าสัมประสิทธิ์การกระจายดังสมการ ด้านล่าง

$$\sigma_y = \sigma_v T F_y(T/t_L)$$

$$\sigma_z = \sigma_w T F_z(T/t_L)$$

| | | |
|-------------------|-----|--|
| โดยที่ σ_y | คือ | ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานในแนวนอน |
| σ_z | คือ | ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานในแนวดิ่ง |
| σ_v | คือ | ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานขององค์ประกอบลมในแนวระดับ |
| σ_w | คือ | ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานขององค์ประกอบลมในแนวดิ่ง |
| T | คือ | ระยะเวลาในการเดินทาง |
| F_y และ F_z | คือ | ค่า universal function |
| T_L | คือ | Lagrangian time scale |

มีหลายวิธีที่ใช้กำหนดค่าสัมประสิทธิ์การกระจายตัวโดยใช้ทฤษฎีชั้นเขตแดน ยกตัวอย่างเช่น Weil and Brower (1984) ได้ทำการกำหนดค่าความโค้งของ PG ใหม่ตามสัดส่วนของความเร็วลมและ convective velocity scale Briggs (1985) ได้ใช้ปัจจัยของชั้นเขตแดนมาประมาณสัมประสิทธิ์การกระจายตัว เป็นต้น

2.10 เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

Michallet A, Colls JJ (1999) ได้ทำการประเมินแบบจำลอง Emission-Dispersion เบื้องต้น สำหรับพยากรณ์ความเข้มข้นโดยมวลของฝุ่นละอองอันเนื่องมาจากยานพาหนะในถนนแคบตึกสูง (Street Canyon) แบบจำลองชื่อ Street Level Air Quality (SLAQ) ทำการวัดอัตราการปลดปล่อยของยานพาหนะตลอดแนวถนนในแต่ละเส้นทางและทิศทาง รวมทั้งการปั่นของอากาศจากความร้อน (Thermal Turbulent) ทำการประเมินบนถนน Loughborough Leicestershire ในประเทศอังกฤษ พบว่าค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient) ระหว่างค่าที่ได้จากการคำนวณและค่าที่วัดจริงเท่ากับ 0.8

Lamoree DP, Turner JR (1999) ได้ทำการศึกษาปริมาณความเข้มข้นของฝุ่นขนาดเล็กกว่า 10 และ 2.5 ไมครอน (PM10, PM2.5) ของถนน St.Louis ในช่วงตั้งแต่เดือนกุมภาพันธ์ – เมษายน ปี ค.ศ. 1997 เครื่องมือเก็บตัวอย่างได้ติดตั้งไว้ที่เหนือลมและใต้ทิศลม เพื่อวิเคราะห์การเคลื่อนที่และการกระจายของตัวของฝุ่นตามระยะห่างจากถนน ค่าที่ได้จากการเก็บตัวอย่างนำมาเปรียบเทียบกับแบบจำลอง Emission Factor (PART5) ร่วมกับแบบจำลองการกระจายตัวสำหรับถนน (CALINE4) พบว่าปริมาณความเข้มข้นของฝุ่นละอองที่ได้จากการเก็บตัวอย่างริมถนนใต้ทิศลม (Downwind) จะมีค่าน้อยกว่าการคำนวณของ PART5 และ CALINE4 เสมอ ค่าเฉลี่ยความแตกต่างระหว่างค่าจากการเก็บตัวอย่างจริงกับค่าที่ได้จากแบบจำลองมีค่าเท่ากับ -34% สำหรับ PM2.5 และ -70% สำหรับ PM10 ปริมาณฝุ่นละอองที่ได้จากการเก็บตัวอย่างจริงจะลดลงเมื่อห่างออกจากถนน ในอัตราที่สูงกว่าผลที่ได้จากการคำนวณของแบบจำลองเป็นส่วนใหญ่ จากการศึกษาได้ทำการปรับค่า emission factor สำหรับฝุ่น PM2.5 และ PM10 ในกรณีเมืองหลวงเท่ากับ 0.03 และ 0.04 g/VMT ตามลำดับ ส่วนกรณีนอกเมืองเท่ากับ 0.2 และ 0.3 g/VMT ตามลำดับ

Hasnah Hassan, et al (2000) ได้ทำการศึกษาแบบจำลองคุณภาพอากาศชนิดแหล่งกำเนิดแบบเส้น (Line Source Air Quality Model) โดยวัดปริมาณก๊าซคาร์บอนมอนอกไซด์ (CO) อันเนื่องจากการจราจรในกรุงบรูไนดารุสซาลาม จากการวิเคราะห์ข้อมูลด้านลมและปริมาณเมฆปกคลุมท้องฟ้า ร่วมกับข้อมูลปริมาณการจราจร ประเมินผลทางสถิติด้วยค่า Root Mean Square Error เท่ากับ 1.56 และค่า Index of Agreement เท่ากับ 0.04 ผลจากการคำนวณของแบบจำลองเป็นที่น่าพอใจ

Shenoud DA, Schmidt LC (1991) ได้ทำการเปรียบเทียบผลการพยากรณ์ความเข้มข้นของก๊าซคาร์บอนมอนอกไซด์จากแบบจำลอง CALINE4 และ HIWAY-2 โดยเปรียบเทียบกับผลการทดลองจริง 3 พื้นที่เป็นเวลา 8 วัน ดำเนินการทดลองที่ระยะความห่างตั้งแต่ขอบถนนจนถึงระยะ 60 เมตร และในความสูง 10 เมตรจากพื้น จากการศึกษาเปรียบเทียบค่าที่ได้จากแบบจำลองและค่าที่วัดจริง พบว่าผลจากทั้ง CALINE4 และ HIWAY-2 เป็นที่น่าพอใจ

Chan LY, Hung WT , Qin Y (1995) ได้ทำการเปรียบเทียบประสิทธิภาพการพยากรณ์ความเข้มข้นคาร์บอนมอนอกไซด์และออกไซด์ของไนโตรเจนโดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของการกระจายตัว (Dispersion Mathematical Model) ชื่อ APRAC, GZE, CALINE4 และ PWILG ในบริเวณถนนที่ขนาดด้วยตึกสูง (Street Canyon) ที่กวางโจว (Guangzhou) ผลจากการทดลองพบว่า ยานพาหนะเป็นปัจจัยสำคัญต่อการพยากรณ์ของแบบจำลองในการคำนวณของความเข้มข้นออกไซด์ของไนโตรเจน

Sjodin A, Loman G, Omstedt G (1994) ได้ทำการศึกษาความเข้มข้นของก๊าซคาร์บอนมอนอกไซด์ (CO), ไนโตรเจนออกไซด์ (NO) และไนโตรเจนไดออกไซด์ (NO₂) บนทางด่วนพิเศษ (motorway) ในประเทศสวีเดนตั้งแต่เดือนกุมภาพันธ์ - ธันวาคม ปี 1990 โดยใช้แบบจำลอง HIWAY-2 และ CALINE4 เพื่อทำการตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลองทั้งสอง พบว่าเมื่อเปรียบเทียบค่าที่ได้จากการคำนวณกับค่าที่วัดจริงอ้างอิงที่ 98% ของผลการทดลอง ผลของไนโตรเจนไดออกไซด์มีค่าดี แต่ค่าของคาร์บอนมอนอกไซด์มีค่าปานกลาง ทั้งนี้อาจเนื่องจากความผิดพลาดของค่า emission factor ของรถยนต์ขนาดใหญ่



ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย