

การหมุนเวียนกระแสอากาศในเขตร้อน

TROPICAL SYNOPTIC MODELS

กล่าวนำ

Synoptic Models เป็นรูปแบบ แผนภาพที่แสดงถึงหรือสะท้อนถึงแนวคิด ให้เห็นภาพพจน์ของการกระจายค่าทางอุตุฯ ที่กระจายไปทั่วแผนภาพ เช่น เมฆ, ฝน, ลม, อุณหภูมิ และความกด แล้วมีความหมายที่เข้าใจได้ของระบบลมฟ้าอากาศ (atmospheric system) ในบทต่อไปนี้จะกล่าวถึงรูปแบบของระบบลมฟ้าอากาศต่างๆ ที่จัด แบ่งตามลำดับชั้นโดยวิธีของ LaSeur ได้แก่

Waves,
vortices,
and linear disturbances

มีผู้ชำนาญหลายท่านได้เขียนถึงรูปแบบการหมุนเวียนฯ ไว้หลายแบบต่างๆ กัน ในหลายๆ พื้นที่ของ เขตร้อน แต่เราจะมาศึกษากันในส่วนที่สำคัญๆ และเห็นได้ชัดเท่านั้น

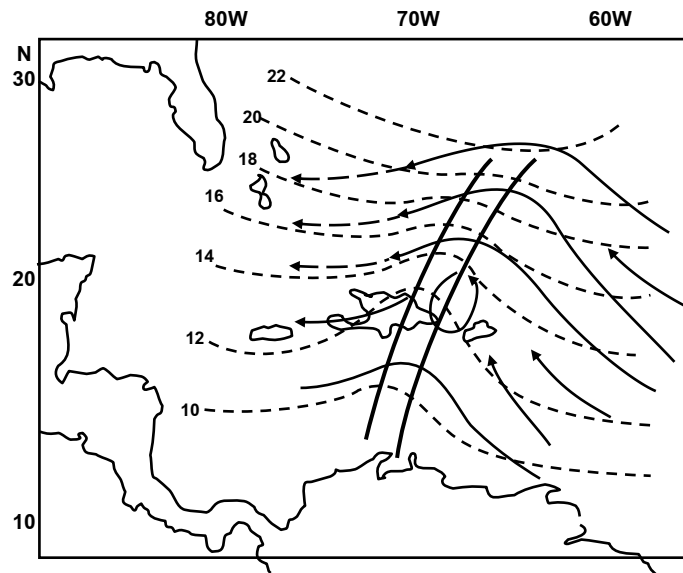
เขตร้อนเป็นบริเวณที่มีรูปแบบของสภาพอากาศต่างไปจากที่อื่น ทำให้เป็นที่สนใจของนักอุตุนิยมวิทยาเป็นพิเศษ ปรากฏการณ์ต่างๆ ที่เกิดขึ้นในเขตร้อนที่เห็นได้ในแผนที่อากาศ จะได้รับอิทธิพลโดยตรงจากฮาดลีย์เซลล์ (Hadley cell) อาจกล่าวได้ว่ามี 2 ประเภท คือประเภทแรก ปรากฏการณ์นั้นเกิดขึ้นในเขตร้อนเอง แล้วเคลื่อนที่ไปตามกระแสลมฝ่ายตะวันออก (Easterly) อีกประเภทหนึ่ง เกิดในละติจูดสูงขึ้นไปแล้วมีความรุนแรงแผ่ลงมาถึงเขตร้อน

1. คลื่นอากาศ (Waves)

Waves เป็นลักษณะของ disturbances โดยไม่มีลักษณะ vortex

1.1 คลื่นตะวันออก (Easterly Wave) หรือ คลื่นในกระแสลมฝ่ายตะวันออก เป็นปรากฏการณ์ปั่นป่วนของกระแสอากาศในเขตร้อน ที่มีกระแสลมฝ่ายตะวันออกหรือลมค้าพัดปกคลุมอยู่ อากาศเป็นของไหลชนิดหนึ่ง จึงมักเคลื่อนตัวในลักษณะการไหลขึ้น ๆ ลง ๆ เป็นลูกคลื่นเสมอ และหากมีการปั่นป่วนของอากาศรวมอยู่ด้วยในคลื่นนั้น ก็จะมีผลกระทบต่อสภาพอากาศมากยิ่งขึ้นไปด้วย

แม้ว่าโดยทั่วไปแล้วในลมค้าจะเป็นลมธรรมดาๆ ที่มีความคงตัวดี (Steady) ซึ่งทำให้สภาพอากาศเหนือบริเวณที่ลมค้าพัดปกคลุมพลอยมีอากาศดีไปด้วยก็ตาม แต่ในบางพื้นที่ของเขตร้อนก็อาจเกิดการปั่นป่วนของอากาศได้ ในบางครั้งมีการปั่นป่วนของอากาศในรูปคลื่น (Wave Disturbance) หลายแบบปรากฏบนแผนที่อากาศซึ่งมีขนาดและความรุนแรงแตกต่างกันออกไป มีลักษณะหนึ่งที่เหมือนกันคือ ศูนย์กลาง (Main Center) ของความกดอากาศต่ำจะไม่เป็นวงปิด แต่เป็นเพียงรูปคลื่นบนเส้นความกดอากาศเท่า โดยมีแนวร่องความกดอากาศต่ำ (Trough Line) ทำมุมตั้งฉากกับเส้นความกดอากาศเท่า และเอียงทำมุมไปทางขวากับแนวลมค้า ตามรูปที่ 1 เนื่องจากคลื่นเหล่านี้เคลื่อนตัวไปกับกระแสลมฝ่ายตะวันออก จึงเรียกว่า คลื่นตะวันออก (Easterly Wave)



รูปที่ 1 แบบจำลองของ easterly waves

1.1.1 แหล่งที่เกิดคลื่นตะวันออก

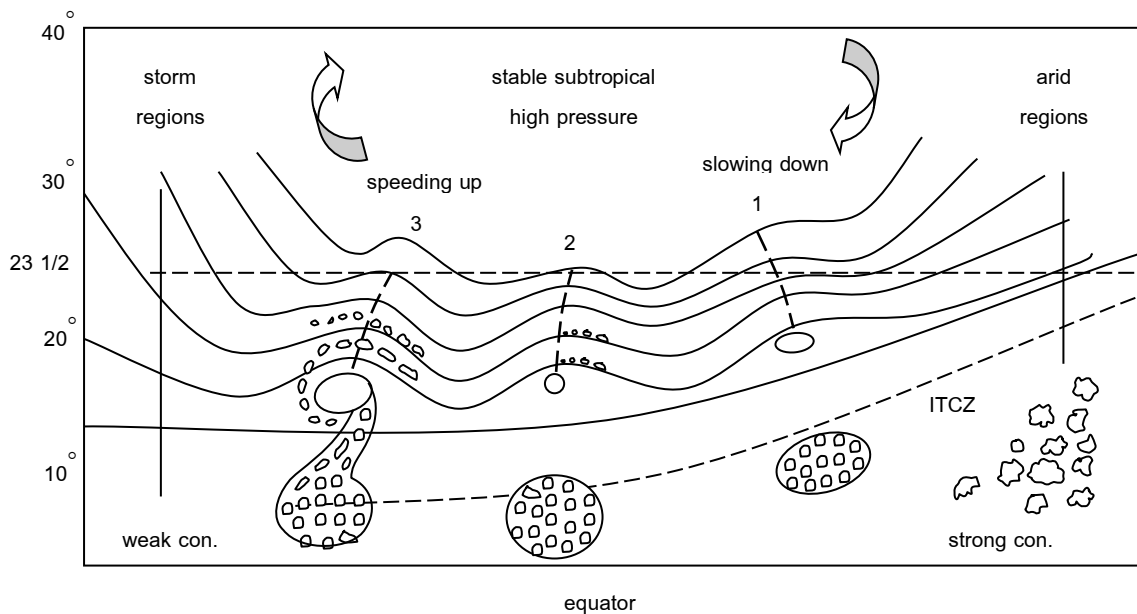
ส่วนใหญ่มักเกิดขึ้นบริเวณด้านตะวันตกของพื้นมหาสมุทรที่กว้างใหญ่ ในระหว่างละติจูด 5 - 20 องศา รู้จักกันดีในแถบทะเลแคริบเบียน และที่มีลักษณะคล้ายกับคลื่นตะวันออกก็พบในแปซิฟิก ตอนเหนือ เส้นศูนย์สูตร แต่ในซีกโลกใต้ไม่ค่อยปรากฏคลื่นตะวันออกเกิดขึ้นได้มากในช่วงปลายฤดูร้อน ซึ่งเป็นช่วงที่ชั้น

อุณหภูมิกลับในลมค้า (Trade Wind Inversion) มีความรุนแรงลดลงเนื่องจากอุณหภูมิผิวน้ำทะเลมักจะขึ้นสูงสุดในรอบปี ถ้าเป็นแถบคาริบเบียนอาจเกิดขึ้นได้บ่อย ๆ ทุก 3-5 วัน และบริเวณเกาะกวมอาจเกิดขึ้นได้ทุก ๆ 2-3 วัน

1.1.2 การก่อตัวของคลื่นตะวันออก

โดยทั่วไปการสังเกตหาร่องรอยตำแหน่งเริ่มแรกของการเกิดคลื่นในบรรยากาศนั้นเป็นเรื่องยาก โดยเฉพาะในเขตร้อนเนื่องจาก สถานีตรวจอากาศในเขตร้อนมีน้อยจึงทำให้ขาดข้อมูลที่จะนำมาวิเคราะห์

ในลมค้าหรือกระแสลมฝ่ายตะวันออกที่อยู่ในละติจูดสูงขึ้นไป จะมีบางบริเวณที่มีแหล่งกระแสอากาศขึ้นอยู่ข้างใต้อากาศแห้ง โดยมีชั้นอุณหภูมิกลับ (Inversion) กั้นกลาง บริเวณนี้จะเกิด Wind Shear และ Curvature ที่พื้นผิวนั้น ความไม่ราบเรียบจะเริ่มมากขึ้นเรื่อย ๆ จนกลายเป็นคลื่นไปในที่สุด กระแสอากาศจะเคลื่อนตัวขึ้นและลงอย่างรวดเร็ว เร็วกว่าตัวคลื่นเองที่ค่อย ๆ ขยับที่ละน้อยคล้ายกับลูกคลื่นที่เคลื่อนตัวช้า ๆ ในกระแสน้ำ ดังรูปที่ 2 การเคลื่อนตัวในร่องคลื่นแบบนี้จะก่อให้เกิด



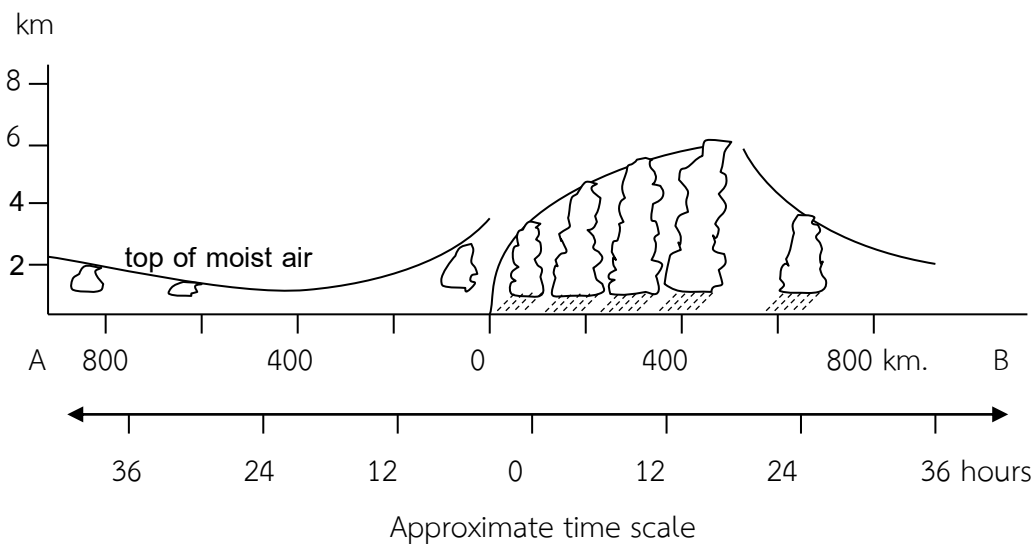
รูปที่ 2

บริเวณ Divergence และ Convergence ควบคู่กันไป และเมื่อลูกคลื่นใหญ่ขึ้นเรื่อย ๆ ขณะเคลื่อนที่ไปทางตะวันตก ก็จะมีความชื้นจากมหาสมุทรเข้าไปสะสมมากขึ้นเรื่อย ๆ ยิ่งกว่านั้นยังมีความไม่ทรงตัวมากอีกด้วย จากการเคลื่อนตัวผ่านน้ำทะเลอุ่นมาเป็นระยะทางไกล ดังนั้นเมื่อถึงเวลาและบริเวณที่ชั้นอุณหภูมิกลับในลมค้าอ่อนลงไปเรื่อย ๆ ตามระยะทาง อากาศอุ่นก็จะทะลักออกขึ้นข้างบนเป็นสาเหตุให้เกิดเป็นฝนและพายุฝนฟ้าคะนอง และอาจเป็นต้นเหตุของการเกิดพายุหมุนในเขตร้อนได้ ซึ่งมีผลให้ผู้สนใจศึกษาคลื่นตะวันออกมากยิ่งขึ้น

1.1.3 ลักษณะของคลื่นตะวันออก

คลื่นตะวันออกเป็นการปั่นป่วนของอากาศในรูปคลื่น (Wave Disturbance) ที่ปรากฏอยู่บนแผนที่อากาศในลักษณะของร่องความกดอากาศต่ำ (Trough of Low Pressure) โดยแนวแกนของคลื่นได้แผ่ออกจากบริเวณความกดอากาศต่ำแถบศูนย์สูตร (Equatorial Low Pressure Zone) ไปทาง ขั้วโลก และวางอยู่ในแนวทิศใต้เฉียงตะวันตกเฉียงใต้ และทิศเหนือเฉียงตะวันออกเฉียงเหนือ นอกจากนี้แล้วยังลาดเอียงตามความสูงอีกด้วย กล่าวคือจะเอียงไปทางทิศตะวันออกเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น โดยทั่วไปแล้วคลื่นชนิดนี้มีกำลังไม่แรงนักในระดับล่าง ๆ แต่จะแรงขึ้นและปรากฏให้เห็นอย่างชัดเจนในระดับกลางของบรรยากาศโทรโพสเฟียร์ และในระดับนี้เองจะเห็นเป็นการหมุนเวียนแบบไซโคลนิก (Cyclonic Circulation)

คลื่นตะวันออกครอบคลุมพื้นที่กว้าง รูปที่ 3 มีความรุนแรงน้อยกว่าที่ระดับใกล้ผิวพื้น เมื่อเทียบกับที่ระดับ 4,000 เมตร (13,000 ฟุต) ซึ่งรุนแรงที่สุด โดยทั่วไปคลื่นตะวันออกเคลื่อนตัวด้วยความเร็วประมาณ 15-20 กม./ชม. (10-15 นอต) หากลมค้าที่ระดับล่างมีความรุนแรง คลื่นตะวันออกก็จะเคลื่อนตัวช้ากว่าลมค้า แต่ที่ระดับสูงขึ้นไปประมาณ 2,000 เมตร (6,500 ฟุต) ซึ่งลมค้าอ่อน คลื่นตะวันออกจะเคลื่อนตัวเร็วกว่าลมค้า ทำให้คาดได้ว่ามี Divergence ที่ระดับล่างถูก Convergence ทับซ้อนอยู่ระดับบน ขณะที่ด้านตะวันตกของแนวคลื่นกลับมีลักษณะตรงข้ามคือมี Convergence อยู่ระดับล่าง Divergence ระดับบน สภาพอากาศเลวจึงเกิดด้านตะวันออกของคลื่น ในกรณีที่ลมค้าระดับล่างอ่อน คลื่นตะวันออกจะเคลื่อนตัวเร็วกว่าลมค้า แต่ที่ระดับสูงขึ้นไปลมค้ามีกำลังแรง คลื่นตะวันออกจึงเคลื่อนตัวช้ากว่า สภาพอากาศเลวจะปรากฏที่ด้านตะวันตกของคลื่น โดยทั่วไปจะพบในกรณีแรกมากกว่า



รูปที่ 3

1.1.4 สภาพอากาศที่เกิดกับคลื่นตะวันออก

ด้านตะวันตกของคลื่นตะวันออกมักมีสภาพอากาศดี เนื่องจากมีชั้นอุณหภูมิลดลงต่ำในลมค้า ขวางอากาศไม่ให้ยกตัวและทอดตัวลาดลงต่ำไปทางตะวันออก ทำให้บริเวณด้านตะวันตกของคลื่นตะวันออกมีความชื้นน้อยเป็นชั้นหนาเพียงประมาณ 5,000 ฟุต แต่ด้านตะวันออกของแนวคลื่นมีแนว Squall Line เกิดขึ้น

เด่นชัดเพราะไม่มีชั้นอุณหภูมิกลับในลมค้าขวางและเป็นบริเวณที่เกิด Convergence ได้สูงสุด จึงมีความชื้นมาก มีชั้นหนาประมาณ 20,000 ฟุต และชั้นความชื้นนี้จะเริ่มลดลงจากบริเวณแนวคลื่นออกไปทางตะวันออกและยิ่งไกลออกไปก็จะอยู่ภายใต้อิทธิพลของลมค้า สภาพอากาศก็กลับสู่ปกติ

คลื่นตะวันออกเป็นข้อสังเกตสำคัญในเชิงภูมิอากาศ เนื่องจากทำให้เกิดฝนตกมากในบริเวณที่ควรจะแล้ง จึงนับว่าเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้มีปริมาณฝนสูงสุดในช่วงฤดูร้อน ซึ่งมักปรากฏในหลาย ๆ แห่งของคาริเบียน และแปซิฟิกตะวันออก ที่ซึ่งมีฝนตกหนักจริง ๆ เพียง 2-3 วันเท่านั้นในรอบปี เช่นที่เกาะกวมในฮาวาย ช่วง 10 ปี 2 ใน 3 ของฝนรวมมาจากผลรวม 10 วันเท่านั้น ซึ่งก็เป็นช่วงที่มี Easterly Wave เคลื่อนตัวผ่าน

1.2 คลื่นแถบศูนย์สูตร (Equatorial wave)

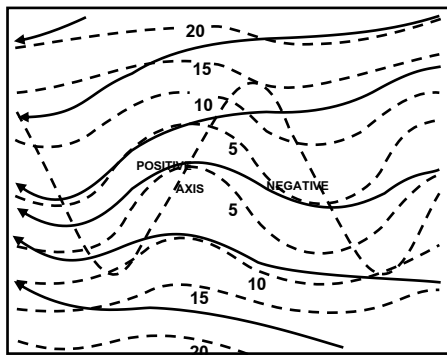
จากการสังเกตของ Palmer พื้นที่บริเวณเกาะมาแชล ในแปซิฟิกกลางช่วงปลายทศวรรษ 1940 พบว่าคลื่นนี้เป็นการปั่นป่วนของกระแสอากาศในเขตร้อนอีกแบบหนึ่ง อยู่ภายใต้อิทธิพลของกระแสลมฝ่ายตะวันออก(Easterly) ที่เกิดจากการสอบกกันของกระแสลมฝ่ายตะวันออก (The Convergent Easterly Current) ใกล้ๆแถบศูนย์สูตร มีความสัมพันธ์กับ ร่องความกดอากาศต่ำแถบศูนย์สูตร (Equatorial trough) อย่างชัดเจน

คลื่นแถบศูนย์สูตร (Equatorial wave) มีความยาวคลื่น (wave length) ประมาณ 15 ลองกิจูด (900 miles) เคลื่อนตัว (Propagation) ไปทางทิศตะวันตกด้วยความเร็วเฉลี่ยประมาณ 10-15 นอต และเห็นได้ชัดเจนที่สุดใกล้กับเส้นศูนย์สูตร แกว่งตัวในแนวเหนือ-ใต้ ระหว่างซีกโลกทั้งสอง ตามรูปที่ 4a

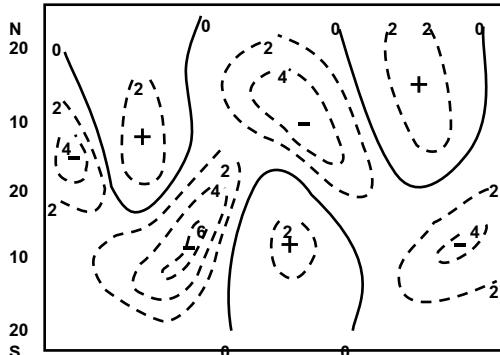
แม้ว่า Palmer จะไม่ได้กล่าวถึงรูปแบบสภาพอากาศที่เกิดขึ้น แต่ก็สามารถวิเคราะห์ได้จากบริเวณที่เป็นคอนเวอร์เจนซ์ (บริเวณเครื่องหมายลบ (-) ในรูปที่ 4b) Palmer เชื่อว่าเป็นลักษณะเฉพาะของบริเวณแปซิฟิกกลางระหว่างลองกิจูด 160 องศาตะวันออก ถึง 150 องศาตะวันตก ยิ่งกว่านั้นคลื่นแถบศูนย์สูตรที่ปรากฏบริเวณดังกล่าว มักจะเป็นต้นเหตุของการไหลวนแบบไซโคลนิก (Cyclonic Vortices) อาจมีโอกาสนี้ความรุนแรงขึ้นเป็นพายุหมุนเขตร้อนได้

Palmer ยังชี้ให้เห็นว่าในความเป็นจริงแล้วพายุหมุนเขตร้อนล้วนเกิดจากคลื่นที่อยู่ภายใต้อิทธิพลของกระแสลมฝ่ายตะวันออกทั้งสิ้น ไม่ว่าจะเป็นคลื่นแถบศูนย์สูตร (Equatorial wave) หรือคลื่นตะวันออกก็ตาม การสังเกตคลื่นแถบศูนย์สูตร (Equatorial wave) ต้องอาศัยข้อมูลหลาย ๆ อย่างประกอบกัน เช่น แผนที่อากาศผิวพื้น แผนที่ลมชั้นบน ภาพถ่ายจากดาวเทียม

จากการศึกษาในช่วงเวลาต่อมา เมื่อนำภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียมมาประกอบกับตัวของ Palmer แล้ว พบว่าสภาพอากาศที่เกิดขึ้น สอดคล้องกับสมมติฐานของ Palmer ได้เป็นอย่างดี



รูปที่ 4a



รูปที่ 4b

1.3 คลื่นเหนี่ยวนำ (Induced wave)

เป็นการปั่นป่วนของอากาศในรูปคลื่น (wave disturbance) อีกแบบหนึ่ง ซึ่งเกิดจากบรรยากาศในระดับต่ำที่อยู่ภายใต้อิทธิพลของลมฝ่ายตะวันออกถูกรบกวนโดยการเหนี่ยวนำจากการปั่นป่วนในบรรยากาศระดับบน เช่น ไซโคลนในระดับสูงไม่สามารถแผ่ขยายลึกลงมาลงสู่ระดับต่ำได้ แต่เราทราบว่าไซโคลนในระดับสูงได้ โดยการสังเกตคลื่นไซโคลนิก (Cyclonic Wave) ที่เกิดในระดับต่ำ รูปแบบนี้มักเกิดในช่วงฤดูร้อน แต่ในฤดูหนาวก็สามารถเกิดได้ภายใต้ร่องความกดอากาศต่ำในกระแสลมฝ่ายตะวันตกระดับบน ที่พัดปกคลุมเหนือกระแสลมฝ่ายตะวันออกชั้นล่าง ซึ่งเรียกว่า Polar Trough

คลื่นเหนี่ยวนำนี้มีลักษณะคล้ายคลื่นตะวันออกทั้งรูปแบบและสภาพอากาศที่เกิดขึ้น แต่ส่วนที่แตกต่างกันคือการเคลื่อนที่ ซึ่งโดยทั่วไปคลื่นตะวันออกเคลื่อนไปทางตะวันตก แต่คลื่นเหนี่ยวนำเคลื่อนไปตามการเคลื่อนที่ของไซโคลนในระดับสูง ซึ่งอาจเคลื่อนไปทางตะวันตกอย่างช้า ๆ หรือเกือบหยุดนิ่ง หรือไปทางตะวันออกอย่างช้า ๆ ก็ได้ และอาจเคลื่อนไปตาม Westerly Trough ก็ได้

2. ลมวน (VORTICES)

ข้อมูลดาวเทียมทำให้ทราบว่าเมฆม้วนตัวแบบไซโครนิค (ต่อไปนี้จะเรียกว่า VORTICES) เกิดขึ้นได้ในเขตร้อนบ่อยกว่าที่เคยทราบ บางครั้ง VORTICES อ่อนๆก็พัฒนาขึ้นเป็นพายุหมุนเขตร้อนได้ ในขณะที่บางครั้งก็สลายตัวไปเฉยๆ

นักอุตุนิยมวิทยาในเขตร้อนต้องการใช้ข้อมูลพื้นฐานและความรู้ประสบการณ์ด้านภูมิอากาศหลายรูปแบบของ VORTICES ที่เกิดในพื้นที่และฤดูนั้น ๆ ในที่นี้จะแบ่ง VORTICES ในเขตร้อนออกเป็น 3 แบบ (low, mid, or upper-tropospheric) ขึ้นอยู่กับว่ามันจะเกิดที่ไหนเมื่อไร จะมีความรุนแรงถึงขั้นใด

2.1 Low tropospheric cyclones

low tropospheric cyclones ในเขตร้อนทุกชนิดมีต้นกำเนิดจากแนว shear ตามทิศทาง (directional shear zone) ที่เกิดร่วมกับ monsoon trough

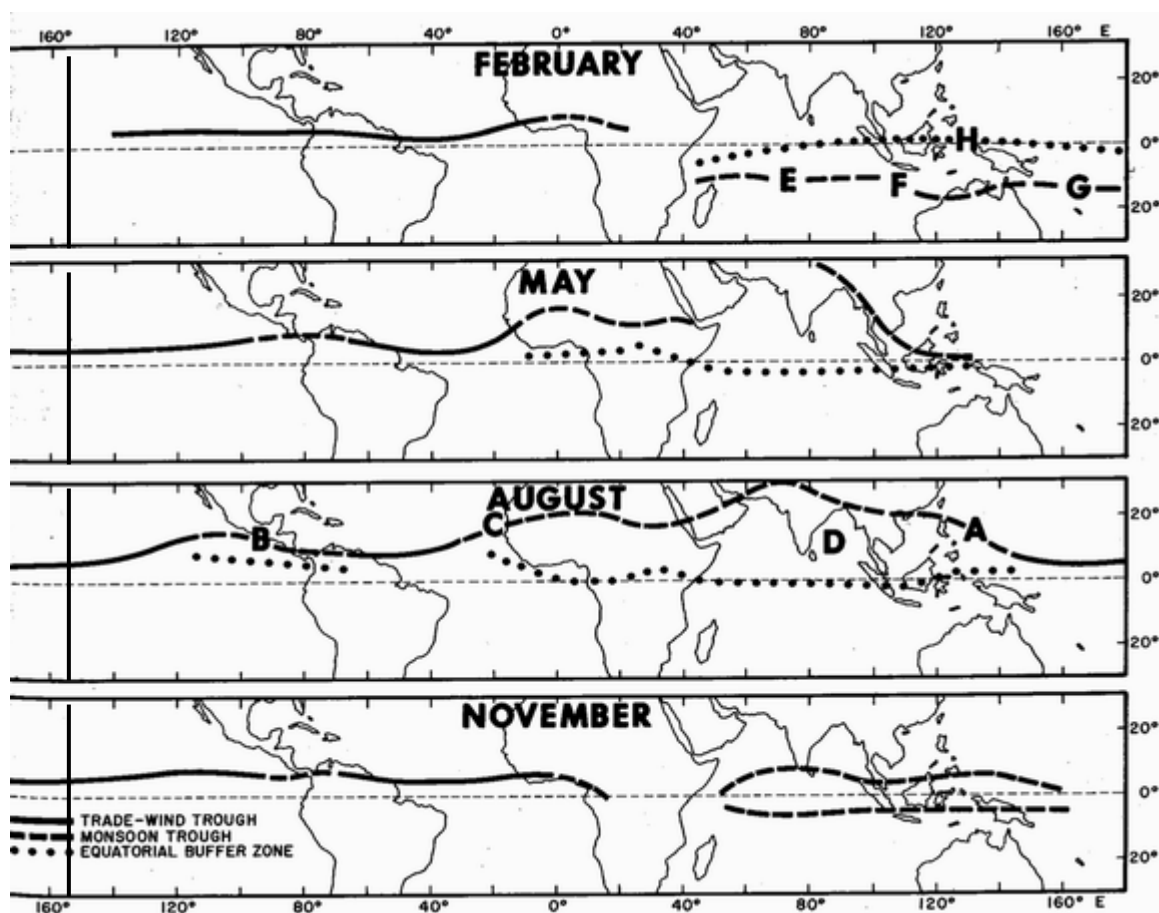
monsoon trough เกิดจากลมฝ่ายตะวันตก ที่เกิดบนด้านเส้นศูนย์สูตร กับลมค้าตะวันออก ด้านขั้วโลกตามรูป 5 ซึ่งแสดงถึงตำแหน่งโดยเฉลี่ยของ monsoon trough , trade wind troughs และ buffer zone ในฤดูต่างๆ การกำหนดตำแหน่งของ trade wind troughs ในแปซิฟิกกลางเป็นเรื่องยาก เนื่องจากลมในระดับ เกรเดียน ของช่วงเดือนนั้น ๆ หายาก

เมื่อเราวิเคราะห์ แผนที่ลมได้ cyclonic circulation ในร่องมรสุมแล้ว โอกาสที่ low tropospheric cyclones นี้จะทวีความรุนแรงขึ้นเป็นพายุหมุนเขตร้อน (tropical storm) ได้ ขึ้นอยู่กับฤดูกาล และสถานที่

บริเวณที่เกิดพายุหมุนเขตร้อนคือ ตรงตัวอักษร A-G ในรูป 5

A. Western North Pacific / South China Sea บริเวณนี้เป็นที่เกิด circulation of cyclones ได้บ่อยครั้งที่สุด หลังจากนั้นเพิ่มความรุนแรงเป็น tropical storm ได้ตลอดทั้งปี โดยเฉพาะระหว่างเดือน ก.ค.- ต.ค.เกิดขึ้นได้เนื่องจากร่องมรสุมเคลื่อนตัวขึ้นไปทางเหนือและมีแนวยาวมากกว่าปกติถึงเส้นแวงที่ ๑๘๐ องศา (International Date Line) พร้อมกับมีการก่อตัวหรือกำเนิดของ cyclone บริเวณเกาะ Marshall ส่วนบริเวณทะเลจีนใต้มี cyclone ก่อตัวและมีความรุนแรงเพิ่มขึ้นเป็นพายุหมุนแห่งโซนร้อนมากที่สุดในเดือนตุลาคม เนื่องจากร่องมรสุมมีแนวพาดผ่านบริเวณนี้เป็นระยะเวลานาน

B. and C. Eastern North Pacific /Eastern North Atlantic บริเวณทั้งสองนี้เป็นบริเวณที่มี cyclonic circulation รองลงมาจากข้อ A ในกรณีเมื่อมีการเปรียบเทียบกับจำนวนพายุหมุนแห่งโซนร้อนที่เกิดตลอดทั้งปีมี cyclone เกิดบ่อยที่สุดระหว่างเดือนมิ.ย.-ต.ค. โดยเฉพาะเดือน ส.ค.-ก.ย. ทั้งนี้เนื่องจากมี monsoon trough และ trade wind trough พาดผ่าน



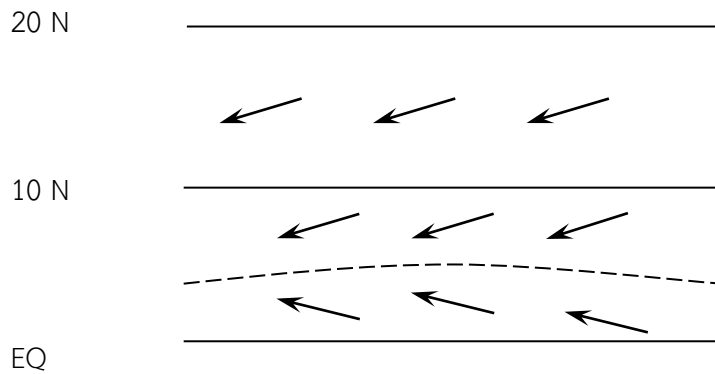
รูปที่ 5

D. Northern Bay of Bengal บริเวณนี้มี cyclone เกิดได้เมื่อ monsoon trough ที่มีแนวพาดผ่านอยู่บนแผ่นดิน ได้เคลื่อนตัวลงมาทางใต้ พาดผ่านพื้นน้ำ (อ่าวเบงกอล) จึงทำให้มี cyclonic circulation เกิดขึ้น หลังจากนั้นก็จะเพิ่มความรุนแรงเป็น Tropical Depression/Tropical storm และเคลื่อนตัวไปทิศตะวันตกเฉียงเหนือขึ้นสู่ชายฝั่งอินเดียหรือบังคลาเทศ เกิดระหว่างเดือน มิ.ย.-พ.ย. และบ่อยครั้งที่สุดในเดือน ต.ค.

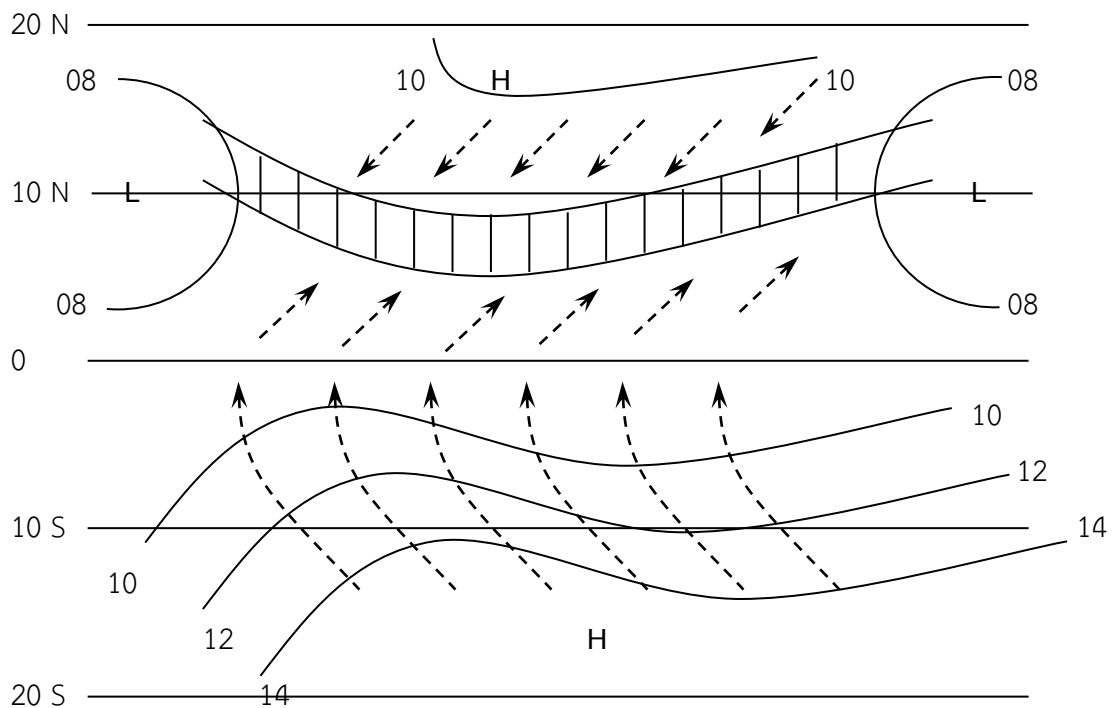
E. F. and G. Southern Hemisphere บริเวณที่เป็นซีกโลกใต้นี้มี cyclone เกิดขึ้นเนื่องจากมีแนวของ monsoon trough พาดผ่านอยู่ทางด้านตะวันออกของแอฟริกา และมีแนวยาวมาทางทิศตะวันออกจนถึงเส้นแวงที่ ๑๘๐ องศา มักเกิดอยู่ระหว่างเดือน พ.ย.-พ.ค. และบ่อยครั้งที่สุดในเดือน ม.ค.-มี.ค. และเพิ่มความรุนแรงขึ้นเป็นพายุหมุนแห่งโซนร้อนในที่สุด (ฤดูร้อนของซีกโลกใต้)

2.1.1 Trade Wind Trough : TWT หรือ Near-Equatorial Trade Wind Convergence :

NETWC เกิดจากการพัดสอบของลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือจากซีกโลกเหนือ และลมค้าตะวันออกเฉียงใต้ จากซีกโลกใต้มาพบกันบริเวณเส้นศูนย์สูตรในระดับผิวพื้นหรือใกล้ผิวพื้น มักเกิดบริเวณเหนือพื้นมหาสมุทรโดยเฉพาะบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลาง, ด้านตะวันออกของมหาสมุทรแอตแลนติก เนื่องจากบริเวณดังกล่าวไม่มีสิ่งกีดขวางทิศทางของลมค้าในระดับต่ำ



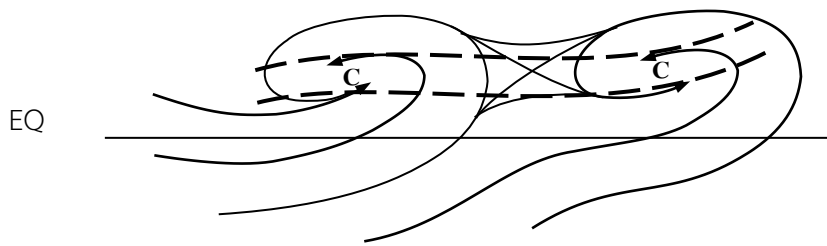
รูปที่ 6 Trade Wind Trough



รูปที่ 7 Equatorial Trough

2.1.2 Equatorial Trough : ET คือแนวระหว่างความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อน (Subtropical High Pressure Belt) จากซีกโลกเหนือและซีกโลกใต้ เป็นบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำที่สุด ซึ่งเป็นแนวพาดอยู่ใกล้เส้นศูนย์สูตร และเป็นเขตลมสงบ (Doldrums or Belts of Calms) ในบางบริเวณแนวนี้จะเคลื่อนขึ้น-ลงได้ตามฤดูกาลหรือตามการเคลื่อนที่ของโลกที่เอียงทำมุมกับดวงอาทิตย์ แต่ในบางบริเวณเกือบจะคงที่ตลอดทั้งปี ค่าเฉลี่ยอยู่ระหว่างละติจูด 5 องศาใต้ ถึง 25 องศาเหนือ และค่าเฉลี่ยทั้งปีของ Equatorial Trough มีได้อยู่ที่เส้นศูนย์สูตรตามหลักภูมิศาสตร์ แต่จะอยู่ที่ประมาณละติจูด 5 องศาเหนือ จึงเรียกบริเวณเส้นละติจูดนี้ว่า เส้นศูนย์สูตรทางอุตุนิยมวิทยา (Meteorological Equator) รูปที่ 7

ในระบบลมชั้นบนแสดงให้เห็นในรูปของ Cyclonic Circulation โดยเปลี่ยนจาก Trade Wind Trough เนื่องมาจากค่าของ Coriolis Force เพิ่มขึ้น จึงเปลี่ยนจาก Convergence เป็น Cyclonic Circulation มีคุณสมบัติเป็น Cold Core Low ความรุนแรงเพิ่มขึ้นตามความสูง รูปที่ 8

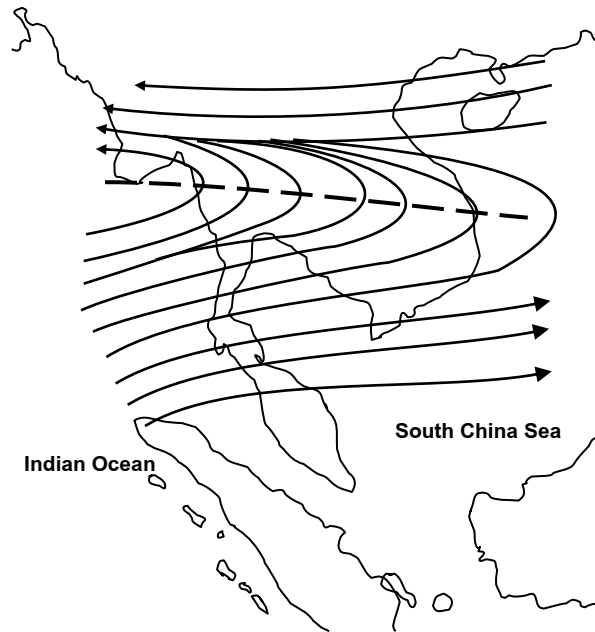


รูปที่ 8 Equatorial Trough

2.1.3 Near - Equatorial Trough : NET คือร่องความกดอากาศต่ำที่อยู่บริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร เป็นร่องความกดอากาศต่ำในบรรยากาศระดับต่ำในแนวตะวันออก-ตะวันตก ซึ่งพาดอยู่บริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรแถบเอเชียและแอฟริกา โดยจะปรากฏเป็นแนวพัดสอบของลมอยู่สองแนวคือ ทางตอนเหนือของร่องจะมีแนวพัดสอบของลมฝ่ายตะวันออก ส่วนทางตอนใต้ของร่องจะมีแนวพัดสอบของลมฝ่ายตะวันตก ความรุนแรงของลมที่พัดสอบเข้าหากันนี้ทางตอนเหนือจะแรงกว่าทางตอนใต้ และมีการจมตัวของกระแสอากาศใกล้แกนกลางของร่อง (Predominance of Subsidence near it's Axis) ปกติ NET จะมีสองแนว (Double NET) ทั้งในซีกโลกเหนือและในซีกโลกใต้โดยไม่เคลื่อนตัวข้ามเส้นศูนย์สูตร นั่นคือเมื่อซีกโลกเหนือเป็นฤดูร้อน NET ของซีกโลกใต้จะหายไปหรืออ่อนกำลังลงมาก และเมื่อซีกโลกเหนือเป็นฤดูหนาว (หรือเป็นฤดูร้อนของซีกโลกใต้) NET ในซีกโลกเหนือจะหายไปหรืออ่อนลงมากเช่นเดียวกัน

2.1.4 Monsoon Trough : MT หรือ Heat Trough จะเกิดขึ้นเมื่อ Equatorial Trough เคลื่อนตัวออกจากเส้นศูนย์สูตร ซึ่งแรงคอริโอลิสจะมีค่ามากขึ้น จึงทำให้ทิศทางของลมเปลี่ยนไป ในซีกโลกเหนือ ทิศทางของลมที่พัดเหนือแนวร่องจะเฉไปทางทิศตะวันตกกลายเป็นลมฝ่ายตะวันออก (Easterlies on The Poleward Side) ส่วนใต้แนวร่องซึ่งเป็นลมจากซีกโลกใต้พัดตามขึ้นไป จะพัดเฉไปทางทิศตะวันออก กลายเป็นลมฝ่ายตะวันตก (Westerlies on The Equatorward Side) โดยทั่วไปจะปรากฏบริเวณเหนือพื้น

ทวีปหรือบริเวณใกล้พื้นทวีป มีคุณสมบัติเป็น warm core low อาจปกคลุมตลอดทั้งปีเหนืออเมริกาใต้และ
 แอฟริกาใต้ ส่วนบริเวณเอเชียจะปรากฏชัดเจนในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้
 รูปที่ 9

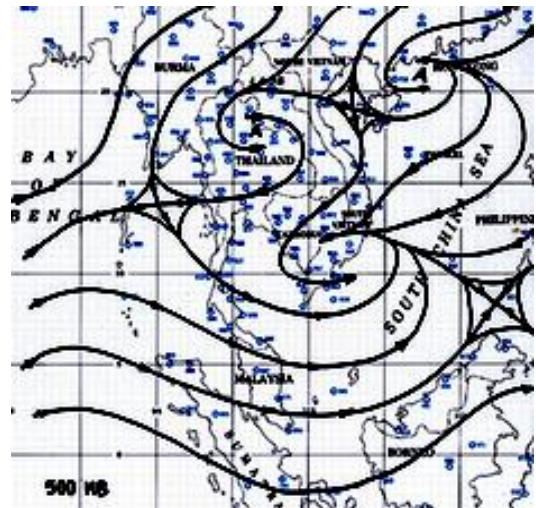
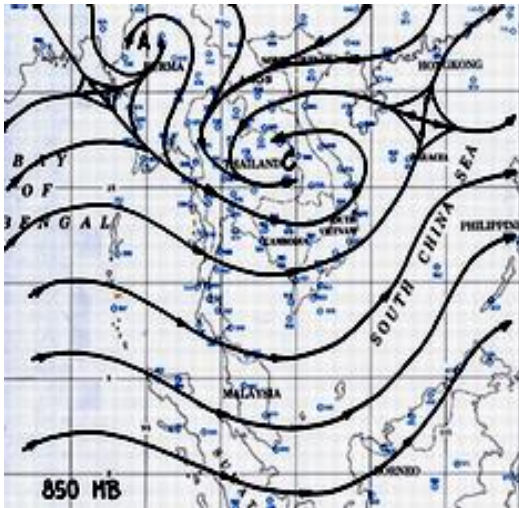


รูปที่ 9 Monsoon Trough

สภาพอากาศทางตอนเหนือและตอนใต้ของ monsoon trough ต่างกันดังนี้

ตอนเหนือ	ตอนใต้
- มีเมฆ Tcu – Cb - สภาพอากาศโดยทั่วไป ดี มีเมฆบางส่วน ถึง เมฆเป็นส่วนมาก - Cb เกิดจากภูมิประเทศที่เป็นภูเขา ยอดเมฆ Cb 45,000-60,000 ฟุต - มี wind shear ในทางระดับ อ่อน ตั้งแต่ 30,000 ฟุตลงมา	- มีเมฆ Cu,Tcu – Cb - สภาพอากาศเลวและคงอยู่นาน มีเมฆมาก (รวมเมฆชั้นกลางและสูง) ฝนกระจาย ถึงเกือบทั่วไป และฝนหนักบางแห่ง แต่พายุฝนฟ้าคะนองน้อยกว่า - ยอดเมฆ Cb 30,000-60,000 ฟุต - มี wind shear ในทางระดับ รุนแรง ระหว่าง 10,000 ถึง 30,000 ฟุต - SW monsoon มีกำลังแรง

2.1.5 Monsoon Cyclone : MC คือหย่อมความกดอากาศต่ำที่เกิดอยู่ใน Monsoon Trough แล้วพัฒนาขึ้นจนเกิดการเหนี่ยวนำให้เกิดการหมุนวนของลมแบบไซโคลนิก (Cyclonic Circulation) ซึ่งจะก่อตัวและพัฒนาได้ดีตั้งแต่ระดับผิวพื้นขึ้นไปถึงระดับ 700 hPa (10,000 ฟุต) หรือบางครั้งอาจขึ้นไปได้ถึง 500 hPa มีแกนเอียงเข้าไปหาเส้นศูนย์สูตรตามระยะสูง โดยเอียงลงมาทางใต้ หรือทางใต้เฉียงตะวันตกเฉียงใต้(S/SSW) เป็นตัวการหนึ่งที่ทำให้ร่องมรสุมมีกำลังแรง



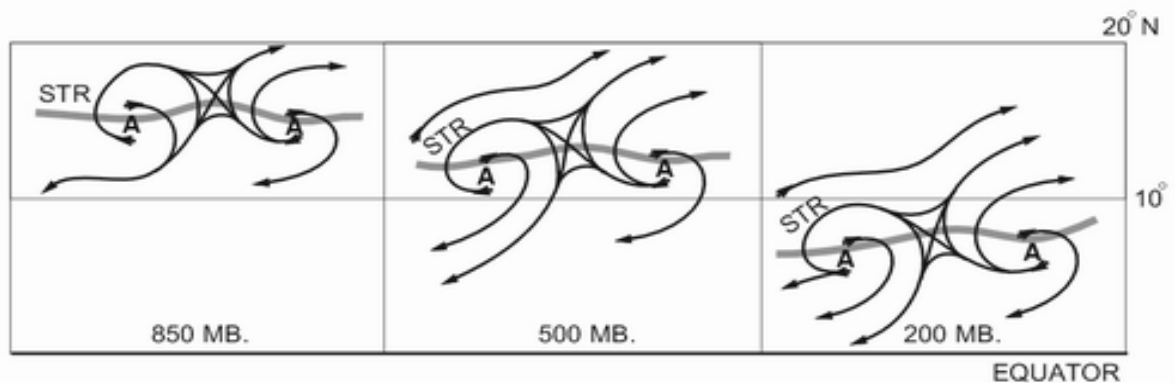
รูปแสดงการเกิด monsoon cyclones ณ ลมระดับ 850 และ 500 hPa มีแกนเอียงลงทางใต้ตามความสูง

2.2 Mid Tropospheric Cyclones

ในเขตร้อนบางแห่งบางฤดู ไซโคลนที่เกิดขึ้นในบรรยากาศ มีความรุนแรงได้สูงสุดถึงระดับกลางของชั้นโทรโพสเฟียร์ ซึ่งสามารถแบ่งออกได้เป็น 2 พวก โดยใช้สถานที่เกิดเป็นหลัก คือ

Sub-Tropical Cyclone (Kona Storm) และ Arabian Sea Cyclone

แต่ก่อนจะเข้าสู่รายละเอียดของเรื่องนี้ มาทำความเข้าใจถึงลักษณะและคุณสมบัติของ Subtropical High/Ridges กันก่อน



ก. มีแกนเอียงเข้าหาเส้นศูนย์สูตรตามแนวความสูง

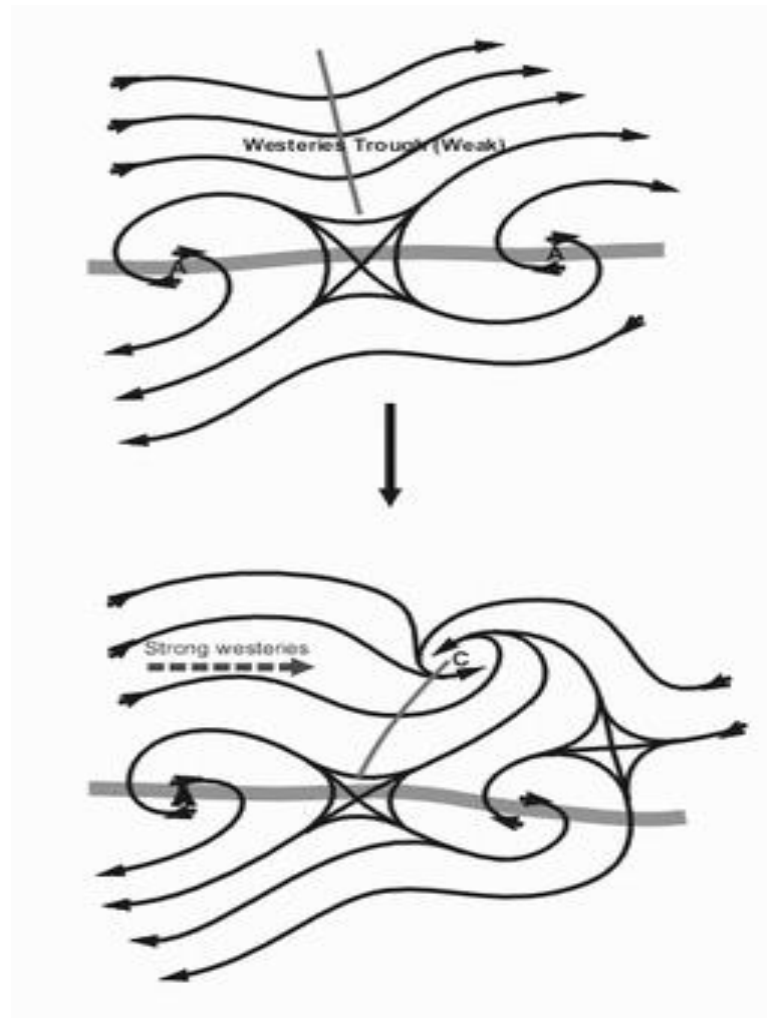
ข. เป็น Warm Core High

2.2.1 Subtropical Cyclone เรียก ไซโคลนเหล่านี้ว่า Kona Storm เป็นไซโคลนที่ก่อตัวหรือเกิดขึ้นบริเวณเส้นแวงที่ 175 องศาตะวันออก ถึง 140 องศาตะวันตก (long 175 E- 140 W) และเส้นรุ้งที่ 15 - 35 องศาเหนือ (lat 15-35 N) หรือทางด้านตะวันตกเฉียงเหนือของเกาะ Guam, Hawaii เกิดได้ในฤดูหนาวระหว่าง เดือน พ.ย. – ธ.ค. การเกิดเป็นไปได้ 2 กรณี

ก. Blocking Action of STR

ที่ระดับ 700-500 มบ. STR. ซึ่งมีแกนเอียงลงมาหาเส้นศูนย์สูตรมีกำลังแรงเป็นตัวขวางกั้นไม่ให้ Westerlies Trough จากขั้วโลก ซึ่งมีกำลังค่อนข้างอ่อนเคลื่อนตัวลงมายังเขตร้อน เมื่อเป็นเช่นนี้อยู่เป็นเวลานานๆ ก็ทำให้เกิดการสนับสนุนกระแสอากาศเข้าไปยัง Trough กลายเป็น Vortex /Cyclone และมีกำลังแรงขึ้นตามลำดับ พร้อมกับผลักดันเอา STR ลงมาทางใต้ โดย Cyclons ดังกล่าวได้ตาม STR ลงมาปกคลุมอยู่บริเวณบริเวณเส้นรุ้งที่ 15' – 35' เหนือ

ต่อมา Westerlies Trough หรือลมตะวันตกเพิ่มกำลังแรงขึ้น จึงตัดระบบที่อยู่ทางตอนบนของ Cyclone กลายเป็น Cyclone ตัวเดียวโดดๆ กลายเป็น Kona -Storm ซึ่งสามารถเป็นตัว (Induce) ให้เกิด Cyclone ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ระดับต่ำๆ ได้ จากการศึกษาประมาณว่า 2/3 ของ Subtropical Cyclone ทั้งหมดเกิดจากลักษณะนี้ อีก 1/3 จะเกิดในลักษณะที่จะได้กล่าวต่อไป

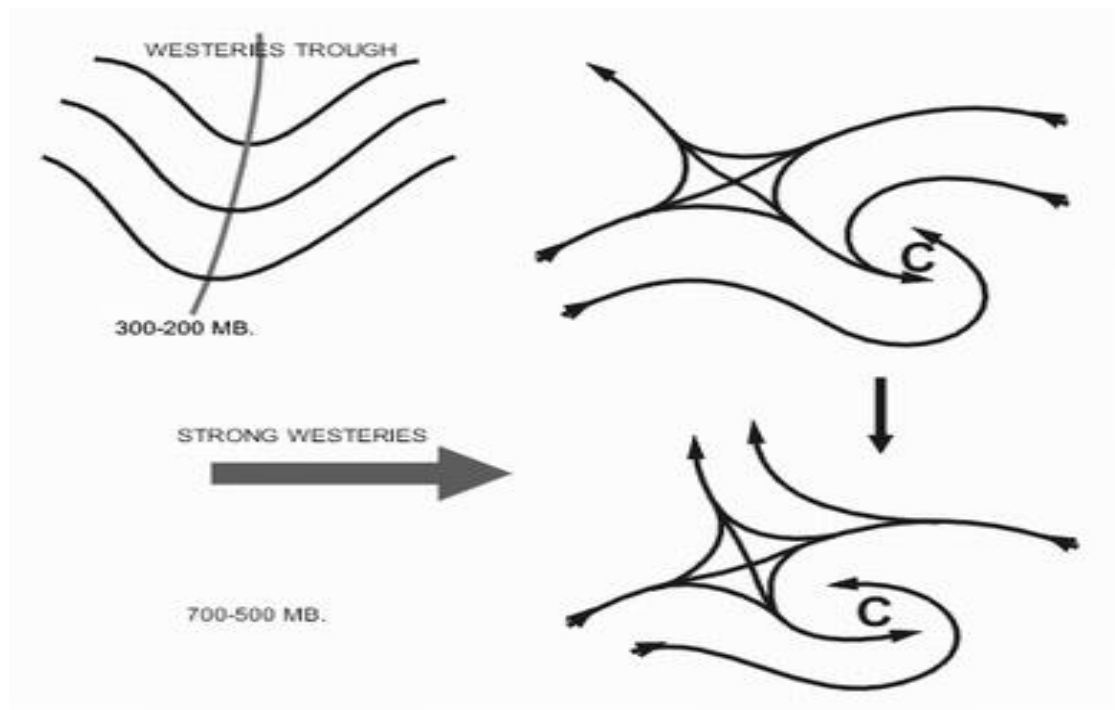


รูปแสดงการเกิด Mid Tropospheric Cyclone (Kona Storm) 700-500 hPa

ข. Cut – Off Low in Mid – Troposphere and upper troposphere

เกิด Cyclone ใน upper troposphere ก่อน ในลักษณะของ cold core low ต่อมาก็มีย Westerlies trough เข้ามาเสริม ซึ่งทำให้ Cyclone ที่ระดับนี้มีกำลังแรงขึ้น พร้อมกับดึง (Induce) ให้เกิด Cyclone ให้เกิดอีกในระดับ Mid – troposphere

ต่อมาลมฝ่ายตะวันตกแรงขึ้นที่ระดับ 700-500 hPa จึงตัดเอา Cyclone ออกไปเป็นเอกเทศ เหมือนกับกรณี (Blocking Action) ต่อจากนั้นก็ดึงให้เกิด Cyclone ใน Mid-Troposphere อีกกลายเป็น Kona Storm ในที่สุด

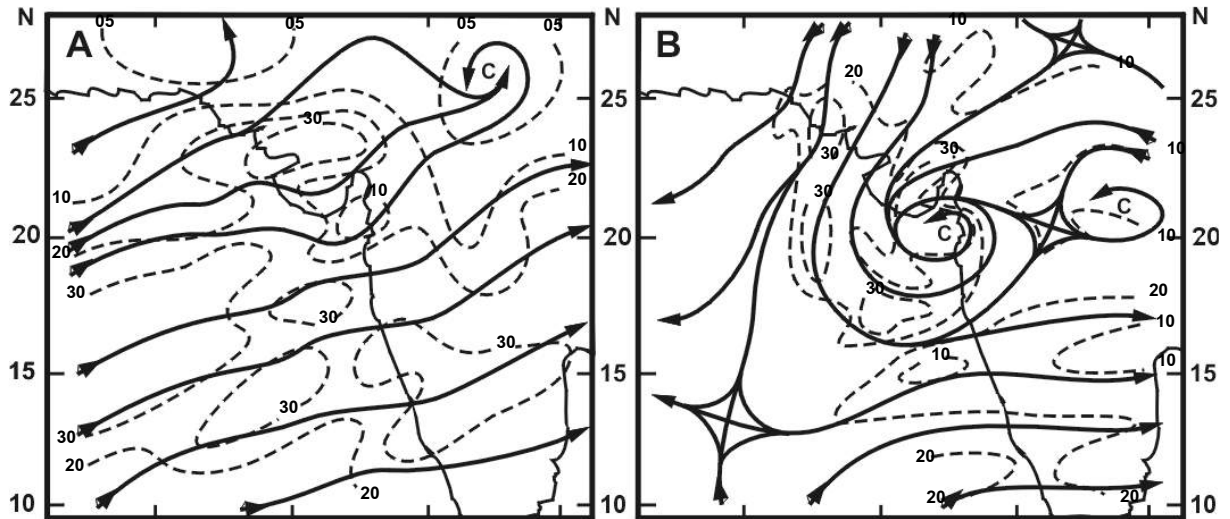


คุณสมบัติของ Kona storm

1. เป็น cone core low
2. การเคลื่อนตัวมักไม่แน่นอน (Irratical movement)
3. มักเคลื่อนตัวเข้าหาแนวปะทะอากาศเขตอุ่น (Temperate Zone) หากเคลื่อนตัวลงมา lat ต่ำๆ ก็จะเปลี่ยนคุณสมบัติ เป็น warm core low
4. มี max. win /speed convergence และ rain/ thunderstorm อยู่ทางด้าน ตะวันออก
5. ระยะเวลาการเกิดจนถึงขั้นสลายตัว ประมาณ 1-2 สัปดาห์

2.2.2. Arabian sea cyclone

Miller /Keshavamurthy ร่วมกันศึกษาและค้นคว้า มักในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เกิด ในขณะที่ Monsoon trough มีแนวพาดผ่านอยู่ทางตอนเหนือของอาเบียน จึงทำให้เกิดการก่อตัวของ Cyclone ปกคลุมอยู่ทางชายฝั่งด้านตะวันตกของอินเดียที่ระดับ 850 มบ. หลังจากนั้นก็เป็นตัวตั้งทำให้เกิด Cyclone ในระดับสูงขึ้นไป (700-500 มบ.) และมีความรุนแรงเป็น Tropical Clones แล้วเคลื่อนตัวเข้าสู่ ชายฝั่งอินเดียในทิศทางตะวันออกเฉียงเหนือ



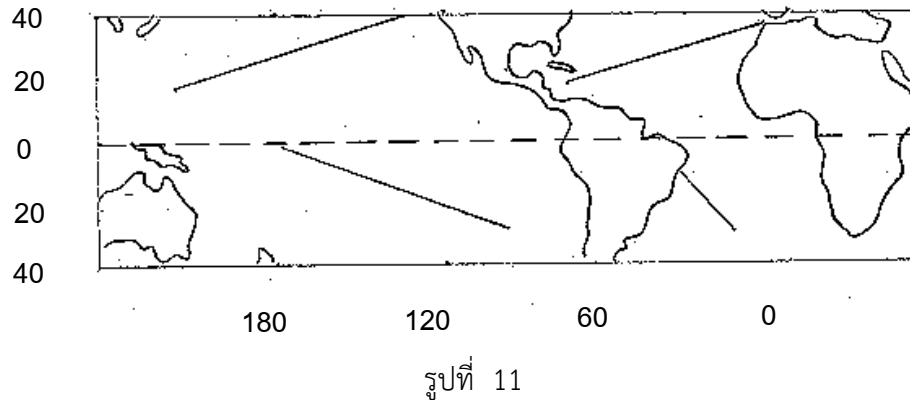
รูปแสดง kinematic analysis ที่ระดับ 500-900 เมตร และ 600 hPa บริเวณอินเดียตะวันตก จะเห็น Mid Tropospheric Cyclones ก่อตัวได้ชัดเจน

2.3 Upper-tropospheric cyclones

จากการที่ได้ศึกษาข้อมูลของบรรยากาศชั้นบนที่มีมากขึ้นในน่านน้ำเขตร้อน (โดยเฉพาะจาก บ.เจ็ท) ช่วยทำให้เรามีความรู้เรื่องการหมุนเวียนบรรยากาศระดับสูงมากขึ้น upper-tropospheric troughs ที่ค่อนข้างคงตัวและ วางตัวในแนว SW-NE เหนือน่านน้ำเขตร้อน เป็นตัวสำคัญของการหมุนเวียนหลักๆในเขตร้อน ซึ่งเรียกได้ว่าเป็น ร่องความกดอากาศต่ำระดับสูงในเขตร้อน (Tropical Upper Tropospheric Trough : TUTT)

TUTT ได้แก่ Trough ที่เกิดในชั้นบรรยากาศระดับบนบริเวณแอตแลนติกตอนเหนือ และ แปซิฟิกตอนเหนือและใต้ ซึ่งมีลักษณะการไหลเวียนของอากาศที่มีรูปแบบเฉพาะ โดยเกิดในช่วงฤดูร้อนของแต่ละซีกโลก มีการเรียงตัวตามแนว NE – SW ในซีกโลกเหนือ และจาก NW – SE ในซีกโลกใต้ TUTT จะปรากฏให้เห็นเด่นชัดบนแผนที่ลมชั้นบนที่วิเคราะห์ได้ในเดือนกรกฎาคมตามรูปที่ 10 ในแอตแลนติกตอนเหนือ TUTT จะมีบริเวณครอบคลุมตลอดความกว้างของมหาสมุทรทั้งหมด ขณะที่ในแปซิฟิกตอนเหนือ TUTT จะมีผลกระทบเฉพาะบริเวณด้านตะวันออกและตอนกลางของมหาสมุทรเท่านั้น สำหรับในแอตแลนติกตอนใต้ TUTT จะมีความรุนแรงน้อยมาก จนแทบจะสังเกตไม่พบเมื่อวิเคราะห์จากแผนที่ลมชั้นบนเฉลี่ยในช่วงเดือน

มกราคมตามรูปที่ 10 อย่างไรก็ตามในช่วงฤดูร้อนของซีกโลกใต้ TUTT มักปรากฏให้เห็นเด่นชัดและสังเกตได้ง่ายในการวิเคราะห์ Stream Line ในแต่ละวันที่ระดับ 200 hPa ซึ่งตำแหน่งโดยเฉลี่ย ดูได้จากในรูปที่ 11



โดยทั่วไป TUTT จะมีความรุนแรงและสามารถสังเกตเห็นได้เด่นชัดกว่าที่แสดงในรูป (ซึ่งเป็นเพียงผลของการวิเคราะห์โดยเฉลี่ย) จากการศึกษาภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียมลักษณะการเกิดของ TUTT ในแอตแลนติกตอนเหนือ และในแปซิฟิกด้านตะวันตก พบว่าห่อความกดอากาศต่ำระดับบน (Upper Level Lows) หลังจากมีการก่อตัวแล้วมักจะเคลื่อนที่ไปทางตะวันตก ตามแนวของ Trough นี้ ซึ่งจะไปกระตุ้นการเกิดคลื่น (Wave Perturbations) และนำไปสู่กระบวนการพาความร้อน (Convective Activity) ในบรรยากาศระดับล่าง (Low Level Flow) โดยบางครั้งการไหลเวียนลักษณะนี้ในชั้นบรรยากาศระดับบนอาจมีอิทธิพลมาถึงการไหลเวียนในระดับล่าง ส่งผลต่อการเกิดสภาพอากาศและอาจเป็นปัจจัยเสริมในการเกิดพายุหมุนเขตร้อนได้

การเกิดสภาพอากาศที่เป็นผลมาจาก TUTT

แม้ว่าโดยปกติแล้ว TUTT จะมีลักษณะการเกิดเป็นแนวของ Cyclonic Shear ณ บริเวณรอยต่อระหว่าง Ridge ที่ระดับ 200 hPa มักมีลักษณะของการไหลวนเป็นวงปิด (Vortices) เกิดขึ้นได้ตามแนวของ TUTT และอาจส่งผลกระทบต่อรูปแบบของการไหลของอากาศลงมาในระดับล่างจนถึงผิวพื้นได้ โดยทั่วไปการไหลวนดังกล่าวจะมีความรุนแรงลดลงตามความสูง จนไม่ปรากฏเป็นวงปิด (Closed Circulations) ในชั้นบรรยากาศระดับต่ำ แต่ถึงอย่างไรก็มีโอกาสเหนี่ยวนำให้เกิดคลื่น (Waves) ในระดับต่ำได้ตามรูปที่ 12a และในบางครั้งส่งผลให้เกิดการไหลวน (Vortex) ได้ถึงผิวพื้นตามรูปที่ 12b อันนำไปสู่สภาวะที่เหมาะสมสำหรับการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อน

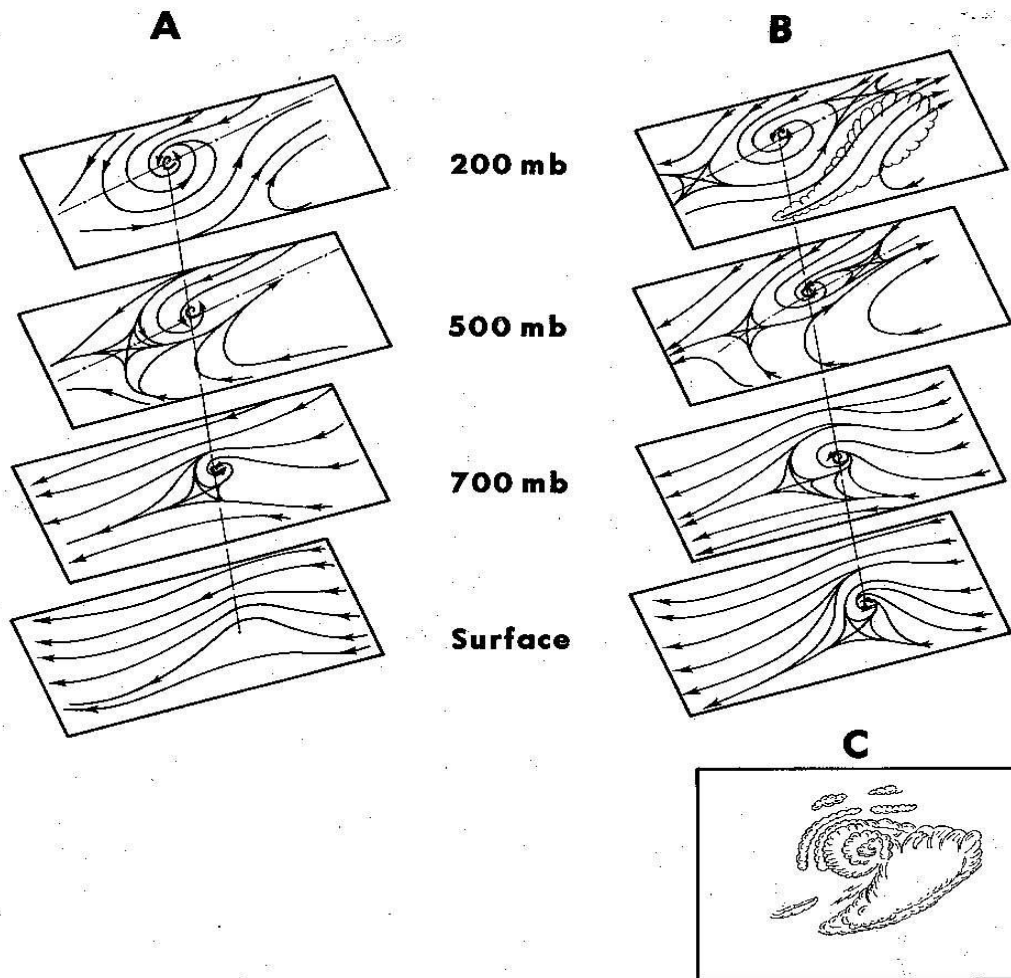
คุณสมบัติหลักที่สำคัญ พอจะสรุปได้ดังนี้

1. โดยทั่วไป แกนของการไหลวน (Vortex) จะเอียงในแนวตะวันออกเฉียงใต้ ตามความสูงที่ลดลง ในขณะที่ตำแหน่งในระดับบนมีทิศทางอยู่ด้านตะวันตกเฉียงเหนือของตำแหน่งที่ผิวพื้น ซึ่งระยะระหว่างตำแหน่งทั้งสองอาจมีค่ามากถึง 300 NM

2. ชั้นบรรยากาศที่ผิวพื้นจะได้รับผลกระทบมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับลักษณะความรุนแรงและชั้นความหนาของ Vortex ในระดับบน ในบางครั้งอาจจะไม่ส่งผลกระทบอะไรเลยที่ผิวพื้นก็เป็นได้ ซึ่งโดยทั่วไป Trade Wind Inversion จะขัดขวางการแผ่ขยายของระบบลงมายังระดับล่าง ซึ่งหมายความว่า การที่ระดับผิวพื้นได้รับผลกระทบจากระบบในระดับบนนั้น ด้านตะวันตกของมหาสมุทรจะเกิดขึ้นได้ดีกว่าด้านตะวันออก การเกิดและสิ้นสุดของคลื่นอากาศที่ผิวพื้นอาจเป็นไปตามจังหวะการแผ่ขยายลงมาของระบบในระดับบน โดยสามารถสังเกตได้จาก การก่อตัวและรูปแบบการเกิดของเมฆที่ปรากฏให้เห็นจากภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียม

3. Disturbance ที่ผิวพื้นจะมีการเคลื่อนตัวตามการเคลื่อนที่ของระบบที่เป็นตัวการ ซึ่งโดยทั่วไปมักไม่แน่นอนหรือมีความแปรปรวนสูง โดยทั่วไประบบที่เกิดในแอตแลนติกตอนเหนือจนถึงด้านตะวันตกของเส้นลองจิจูดที่ 50 องศาตะวันตก จะเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตก ส่วนระบบที่อยู่ด้านตะวันออกของเส้นดังกล่าว จะเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออก และสำหรับระบบที่เกิดบริเวณตอนกลาง มีแนวโน้มที่จะเคลื่อนที่ในทิศทางวนไปวนมา และมีค่าของความเร็วในการเคลื่อนที่แปรปรวนได้มาก คือตั้งแต่ประมาณ 12 นอต จนกระทั่งเกือบไม่เคลื่อนที่เลย ดังนั้นจึงยากที่จะพยากรณ์การเคลื่อนที่ของระบบ ปกติจะใช้คุณสมบัติความต่อเนื่อง (Persistence) มาใช้ในการพยากรณ์ ส่วนบริเวณตอนเหนือของแปซิฟิกด้านตะวันตก การพยากรณ์จะค่อนข้างง่ายกว่าเนื่องจากระบบมักจะเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกด้วยความเร็วประมาณ 10 – 15 นอต

4. เมฆจะก่อตัวด้านทิศใต้ของ Trough ที่ระดับ 200 hPa และรูปแบบการเกิดจะขึ้นอยู่กับชั้นความหนา ความรุนแรง และความชันของ Trough ดังตัวอย่างในรูปที่ 12c ตำแหน่งของระบบที่ระดับ 700 hPa อาจสังเกตได้จากบริเวณศูนย์กลางของเมฆ ที่มีรูปแบบการก่อตัววนเป็นวง (Cloud Vortex) แต่ส่วนใหญ่ที่พบมักมีความรุนแรงน้อยกว่าที่แสดงในรูป และบางครั้งถูกบดบังโดยกลุ่มเมฆขนาดใหญ่ที่อยู่ด้านตะวันออกเฉียงใต้ของตำแหน่งศูนย์กลางนี้ ซึ่งเมฆดังกล่าวมักเกิดบริเวณใต้ชั้นของ Divergent ที่ระดับ 200 hPa



รูปที่ 12

ข้อเปรียบเทียบคุณสมบัติที่เหมือนและแตกต่างระหว่าง TUTT กับ Easterly Wave

1. บริเวณที่เมฆปกคลุมมากที่สุดและมีสภาพอากาศเกิดร่วมด้วย จะอยู่บริเวณด้านตะวันออกของระบบทั้งสอง
2. Easterly Wave ที่มีรูปแบบการเกิดชัดเจน (True Easterly Waves) จะมีการเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันตกอย่างต่อเนื่อง ด้วยความเร็วคงที่ แต่ Wave ที่เกิดจาก TUTT จะมีทิศทางการเคลื่อนที่ไม่แน่นอน
3. Easterly Wave ส่วนใหญ่จะเริ่มพัฒนาตัวในชั้นบรรยากาศระดับกลาง (Middle Troposphere) และความรุนแรงจะลดลงตามความสูง ขณะที่ระบบของ TUTT จะมีความรุนแรงเพิ่มขึ้นจากระดับล่างไปจนถึงที่ระดับ 200 hPa
4. รูปแบบการไหลวนของ Easterly Wave มีแนวแกนเอียงไปทางด้านตะวันออก ในขณะที่ระบบของ TUTT เอียงไปด้านตะวันตกตามความสูง

3. แนวกระแสมันป่วน (Linear disturbance)

แนวกระแสมันป่วน (Linear disturbance) เป็นระบบลมฟ้าอากาศหนึ่งในแผนที่อากาศ ซึ่งมีลมหมุนวนเป็น คอนเวอร์เจนส์ (Convergence) หรือ ไดเวอร์เจนส์ (Divergence) หรือทั้งสองอย่าง เกิดร่วมกันต่อเนื่องกันเป็นแนวยาว โดย ด้านยาวมีความยาวมากกว่าด้านกว้างมาก ๆ มีแนวกระแสมันป่วน (Linear disturbance) ที่รู้จักกันดีในเขตร้อนอยู่ 2 ระบบ คือ **Shear Line** และ **Asymptotes**

1. Shear Line

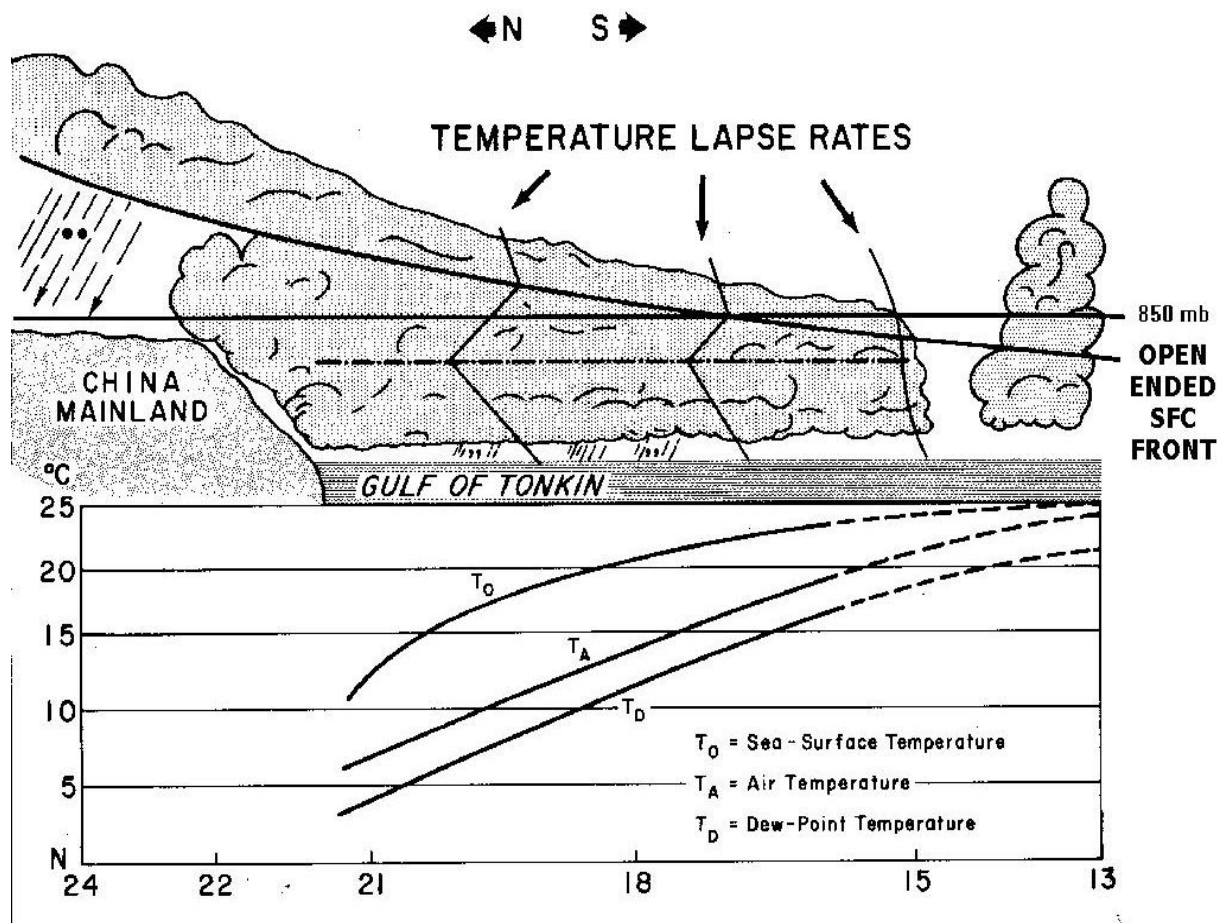
นิยามได้ว่าเป็น เส้นหรือแนวแคบๆ ที่มีลมเปลี่ยนทิศทางอย่างทันทีทันใดตลอดแนวนั้น เรียกได้ว่าเป็นแนวการยกตัวของกระแสอากาศ (Line of active Convection) มีความเกี่ยวข้องและการเคลื่อนตัวสัมพันธ์กับแนวปะทะอากาศเย็น เกิดขึ้นเนื่องจากการพัดสอบเข้าหากันของลมตลอดแนวนั้น สามารถวิเคราะห์หาได้จาก Cyclonic Shear ตัวอย่างของ Shear Line ได้แก่ monsoon trough และ upper tropospheric trough ยิ่งไปกว่านั้น Shear Line ยังจะเกิดขึ้นร่วมกับตอนปลายของแนวปะทะอากาศเย็นที่ยื่นลงมาถึงบรรยากาศแบบ barotropic ในเขตร้อนด้วย เช่นในแคริบเบียน และอเมริกากลาง

เป็นที่รู้กันมาหลายปีแล้วว่า ระหว่างฤดูหนาวแนวปะทะอากาศเย็นจากแถบละติจูดกลางมักจะเคลื่อนตัวลงมา แล้วแผ่เย็นเข้ามาในละติจูดต่ำ ๆ ปกคลุมพื้นที่ทวีปในเขตร้อนได้ แล้วบางครั้งยังเลยข้ามเส้นศูนย์สูตรไปอีกด้วย ขณะที่เคลื่อนตัวลงมาถึงบริเวณกึ่งเขตร้อน (Subtropic) ชั้นความหนาของกระแสอากาศเย็นจากขั้วโลก (Current of Polar air) จะลดลง ในอดีตเมื่อครั้งยังไม่มีข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม การติดตามแนวปะทะฯ ที่แผ่ไปถึงน่านน้ำเขตร้อนเป็นไปได้ยาก เพราะอุณหภูมิผิวพื้น กับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง มีความแตกต่างกันน้อยมาก หรือไม่ก็แทบจะหาความแตกต่างไม่ได้ หากแนวปะทะมาถึง LAT 20 องศา แล้วมีลมพัดเปลี่ยนทิศทางเพียงเล็กน้อย แต่เมื่อมีดาวเทียมแล้วอย่างทุกวันนี้ทำให้ทำได้ง่ายมากกว่า ที่จะติดตามการเคลื่อนตัวของแนวปะทะ รวมถึง Shear Line ที่ลงมาสู่ น่านน้ำในเขตร้อน ส่วนหน้าของแนวปะทะเย็นกำหนดได้โดยแนวเมฆก้อนที่วางตัวยาวขนานไปกับแนวลม

ในบางพื้นที่ ลักษณะภูมิอากาศจะเป็นตัวช่วยให้แนวปะทะอากาศเย็น เคลื่อนตัวลงสู่เส้นศูนย์สูตร ได้ดีขึ้น เช่น เทือกเขาร็อกกี ในอเมริกาเหนือ ที่ทำตัวเหมือนกำแพงกั้นอากาศเย็น ให้ไหลไปสู่ที่ราบภาคกลาง แล้วข้ามอ่าวเม็กซิโกไปได้ มีผลกระทบต่อสภาพอากาศที่เห็นได้ชัดในฤดูหนาว โดยมีฝนตกหนักที่ด้านหน้าเขา และลมเฟิร์นที่หลังเขา

แนวของ Shear line พิจารณาได้จากบริเวณที่มีอุณหภูมิและอุณหภูมิจุดน้ำค้างที่ระดับผิวพื้นเริ่มที่จะไม่ต่อเนื่องกัน (discontinuity) ซึ่งสาเหตุนี้เกิดจากการเย็นลงของผิวพื้นในเวลากลางคืนที่เกิดขึ้นในบริเวณที่อากาศแจ่มใสซึ่งมีคุณสมบัติเย็นและแห้งหลังแนวปะทะอากาศเย็น

มีรูปแบบเฉพาะอีกแห่งหนึ่งของแนวปะทะอากาศเย็น ปรากฏที่ทะเลจีนใต้ในช่วงฤดูหนาว ซึ่งมีกระแสลมเย็นภาคพื้นทวีปพัดเกือบจะต่อเนื่องตลอดเวลา แล้วค่อยๆ เปลี่ยนคุณลักษณะอย่างรวดเร็ว เมื่อไหลผ่านเหนือน้ำอุ่น ทำให้กำหนดตำแหน่งแนวปะทะอากาศ ณ ผิวน้ำที่ LAT ที่ต่ำกว่า 15 องศาเหนือ ได้ยาก ดูได้จาก รูป 7. จะเห็นว่าที่ชายฝั่งตอนใต้ของจีนมีความชันของแนวปะทะอากาศเกือบจะราบเรียบแล้ว บริเวณใต้ LAT 15 องศา จะเห็นปลายสุดของแนวปะทะอากาศเย็น (ที่ผิวน้ำ) มีอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเกือบจะเท่ากับอุณหภูมิของอากาศ ลักษณะอากาศที่เป็นการสิ้นสุดของแนวปะทะนี้ สังเกตได้ตลอดไปจนถึงเส้นศูนย์สูตร โดยการวิเคราะห์อุณหภูมิ, จุดน้ำค้าง และสนามลม แม้ว่าจะมีเมฆที่เกิดขึ้นในแนวปะทะอากาศให้เห็น เคลื่อนตัวลงไปทางใต้ได้ต่ำกว่า LAT 15 องศา ก็ตาม (เหนือผิวน้ำ)

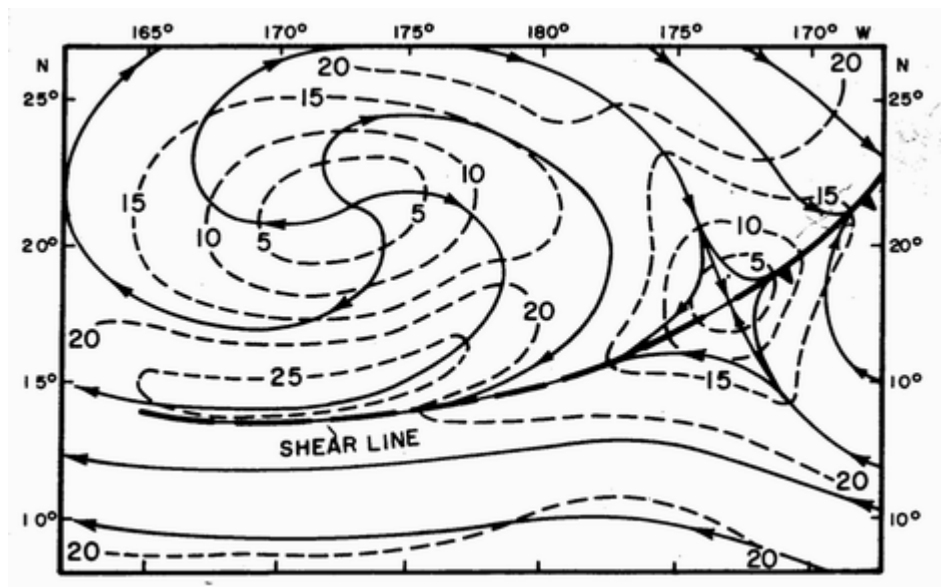


รูป 7 N-S cross-section ของโครงสร้างแนวปะทะอากาศเย็นเหนือ ทะเลจีนใต้ ในช่วง NE winter monsoon ตอนบนของภาพเป็นส่วนแสดงเมฆ, สภาพอากาศและ temperature lapse rates ตามแนวปะทะ ตอนล่างของภาพแสดงค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิและจุดน้ำค้างที่ผิวน้ำทะเล เส้นประแสดงฐานของ frontal inversion

สภาพอากาศที่เกิดในบริเวณ Shear line มักจะมีพายุฝนตก หรืออาจมีฝนตกได้หากมีลักษณะภูมิประเทศที่เอื้ออำนวย เช่น แนวเทือกเขา เป็นต้น เฉลี่ยความสูงของยอดเมฆที่ก่อตัวในทางตั้ง ประมาณ 10,000 - 15,000 ฟุต (3 - 4.5 กิโลเมตร) ส่วนการติดตามตำแหน่งของ Shear Line ที่เคลื่อนตัวผ่านน่านน้ำ พิจารณา

ได้จากแนวปะทะอากาศเย็น โดยใช้ภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียมเป็นเครื่องมือช่วย ซึ่งในแนวปะทะอากาศเย็น มักจะพบแนวการยกตัวของกระแสอากาศในทางตั้งปรากฏอยู่บริเวณขอบด้านหน้าของแนวปะทะ แต่บางครั้ง อาจจะวางตัวขนานและอยู่ด้านหลังของแนวปะทะก็ได้

ตามที่ได้ศึกษากันมาแล้วในเรื่องก่อนหน้านี้ จะเห็นว่า the tropical upper tropospheric trough TUTT และ the low- tropospheric monsoon troughs อาจจัดเป็นส่วนหนึ่งของ Shear line ได้ แม้ว่า มันจะประกอบ cyclonic vortices เป็นอนุกรมยาวต่อเนื่องกัน ซึ่งทำให้ ค่า vorticity และ divergence ตามแนว trough นี้ มีความแปรปรวนอยู่มากก็ตาม ในบางครั้ง upper และ lower troughs เหล่านี้จะแสดง ลักษณะ directional-wind-shear lines ที่เกิดตามแนว vorticity และ divergence จึงทำให้จัดอยู่ใน linear disturbances ได้ สภาพอากาศสำคัญที่เกิดใกล้กับ upper tropospheric troughs ส่วนมากจะเกิดร่วมกับ cyclonic vortices ตามแนว trough lines บริเวณใกล้กับ low- tropospheric monsoon troughs มีเมฆมาก และมีฝนตกได้แม้จะไม่ปรากฏ cyclonic vortices ให้เห็นก็ตาม



รูปที่ 9 แสดงรูปแบบความสัมพันธ์ของแนวปะทะอากาศเย็นกับแนว Shear Line

ในรูปแสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์ของ Shear line กับแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนตัวลงมาในละติจูดต่ำๆ Shear line มักจะเกิดขึ้นตรงบริเวณแกนของแนวลมพัดสอบเข้าหากัน (Asymptote of Convergence) ของลมค้าหลังจากที่แนวปะทะอากาศเย็นนั้นเริ่มเคลื่อนที่ซาลง กระบวนการต่างๆ ที่ก่อให้เกิดเมฆหรือฝนจะมีลักษณะเช่นเดียวกับ Near Equatorial Trade wind Convergence เมฆแผ่นที่เกิดในแนว Shear line มีความสูงตั้งแต่ 8,000 – 12,000 ฟุต มักจะแผ่ปิดบังเมฆก้อนที่แผ่ตัวอยู่ภายใน เมื่อแนว Shear line เคลื่อนที่ผ่านบริเวณที่เป็นภูเขา อาจจะก่อให้เกิดฝนตกในบริเวณด้านรับลมได้

ตัวอย่างเช่น วันที่ 31 ธ.ค. 2530 และวันที่ 1 ม.ค. 2531 แนว Shear line เกิดขึ้นพัดผ่านเกาะ โออาฮู (Oahu) ในหมู่เกาะฮาวาย ซึ่งมีแนวเทือกเขา กูลาลู (Koolau) เป็นตัวทำให้เกิดแรงยก ประกอบกับแนว

Shear line ที่เกิดขึ้นอยู่บริเวณด้านตะวันตกของ ร่องความกดอากาศต่ำในกระแสลมฝ่ายตะวันตกที่ระดับบน (Upper Westerlies Trough) สภาพอากาศที่เกิดขึ้นพบว่ามีฝนตกต่อเนื่องโดยเฉพาะทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ของเกาะ Oahu ซึ่งเป็นด้านรับลม แต่ไม่มีลักษณะของฟ้าคะนองเกิดร่วมด้วย ยอดเมฆสูงประมาณ 19,000 ฟุต (5.8 กม.) ปริมาณน้ำฝนภายใน 24 ชั่วโมงวัดได้ถึง 25 นิ้ว (635 มม.)

บางครั้ง Shear line ก็ยากต่อการตรวจพบ ถึงแม้ว่าจะใช้ภาพถ่ายเมฆจากดาวเทียมเป็นเครื่องมือช่วยก็ตาม ทั้งนี้เพราะ Shear line อาจจะสลายตัวลงอย่างรวดเร็วตามแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนตัวลงมาบริเวณศูนย์สูตรอย่างรวดเร็ว (Strong Equatorward Surge)

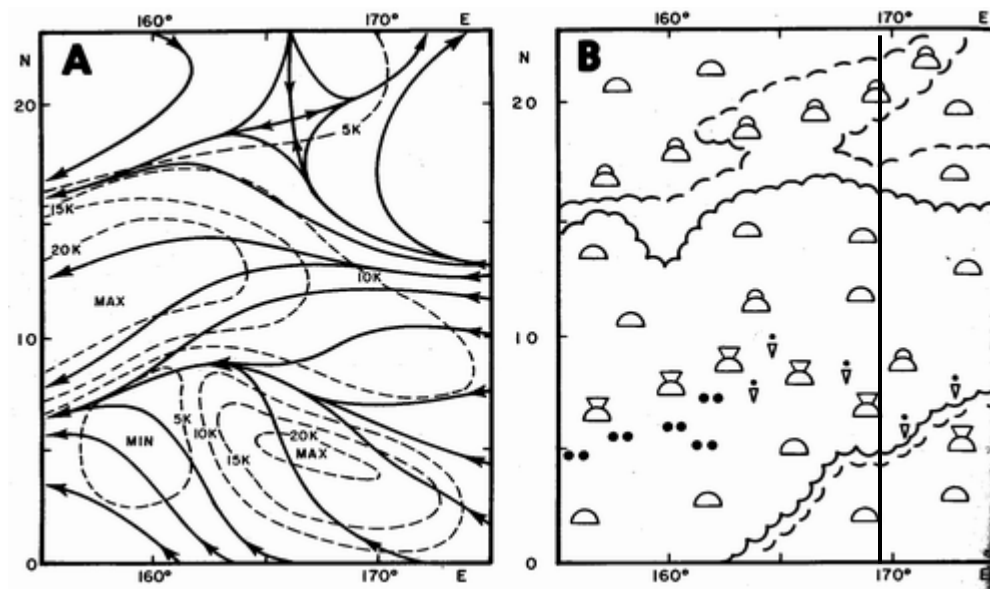
สำหรับประเทศไทยมักได้รับผลกระทบจากแนว Shear Line นี้ โดยเฉพาะในภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือในช่วงเปลี่ยนฤดู คือเดือน ก.พ. – มี.ค. และ ต.ค.

2. Asymptotes สภาพอากาศที่สำคัญๆ ในเขตร้อนมักปรากฏให้เห็นตาม Asymptotes of Confluences ของบรรรยากาศชั้นล่าง ซึ่งไม่ไปเกี่ยวข้อง หรือเกี่ยวเนื่องกับปลายสุดของแนวปะทะอากาศ มีการศึกษาบางลักษณะของพายุฝนตกหนักเกิดขึ้น ตามแนวชายฝั่งตะวันออกของฟลอริดา ในเดือน ต.ค.1965 และพายุหมุน 2 ลูกซึ่งทำให้ฝนตกถึง 40 นิ้ว ในบางพื้นที่ ทำให้น้ำท่วมอย่างรุนแรง

ทั้งสองกรณีดังกล่าวนี้ ถ้าพิจารณาแผนที่หลักๆ จะพบ Asymptotes of Confluences ที่ระดับ 880 mb. สภาพอากาศจากเมฆก่อนตามแนวนี้นี้ แบบนี้มีตัวอย่างที่ดีให้เห็นมากมายในแปซิฟิกตอนกลาง ตามรูป 10 แสดงให้เห็นการวิเคราะห์ Streamline และสภาพอากาศแนวเมฆก่อน tcu ที่ปรากฏด้านบนของภาพ เกิดขึ้นตามแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนตัวลงมา LAT ค่ากว่า แต่แนวเมฆฝนทางด้านล่างของภาพ ระหว่าง LAT 5-10 องศาเหนือ เป็นแนวเมฆที่เกิดร่วมกับ Confluences asymptotes ใน tropical easterly flow

ไซโคลนในระดับต่ำ (Low-level Cyclones) มักจะมีอย่างน้อยหนึ่ง Asymptotes of Confluences หมุนเข้าไปสู่ศูนย์กลางด้วย ในทำนองเดียวกันสำหรับ แอนติไซโคลน ก็จะมี Asymptotes of Diffluences สำหรับตำแหน่งของ Asymptotes ที่เกิดร่วมกับ Vortices และแนวปะทะเย็นนั้น จะพยากรณ์ได้จากความต่อเนื่องของ Vortex ที่ผ่านมาหรือการเคลื่อนตัวของแนวปะทะนั้น

Asymptotes เกิดขึ้นได้อิสระเมื่อไรก็ได้เสมอในมวลอากาศเขตร้อน และมักจะเป็นสาเหตุของสภาพอากาศที่สำคัญ จึงยากมากๆ ที่จะคาดการณ์ถึงการก่อตัว, การเคลื่อนตัว และแม้แต่การสลายตัว



รูป 10 A. Streamline / isotach analysis ที่ 1500 ฟุต

B. สภาพอากาศที่เกิดร่วมใน confluent asymptote ในแปซิฟิกเหนือ เมื่อ 6 ก.พ. 2507

ส่วนในสุดของเส้นหยักเป็นบริเวณเมฆมากถึงเต็มท้องฟ้า (ด้านซ้ายมือของเส้นหยัก) ส่วนด้านนอกมีเมฆกระจัดกระจาย

สภาพอากาศในเขตร้อน

Tropical Weather

1. พายุฟ้าคะนอง (Thunderstorm)

กล่าวนำ

พายุฟ้าคะนองเป็นระบบของสภาพอากาศเฉพาะถิ่น (Local weather system) ขนาดเป็น meso-scale (10-100 ตารางกิโลเมตร) เกิดจากการเจริญเติบโตของเมฆคิวมูลัส (Cumulus) จนเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) มีฟ้าแลบฟ้าร้องเกิดขึ้นร่วมด้วยเสมอ มีน้อยครั้งมากที่พายุฟ้าคะนองลูกเดียวจะมีความรุนแรงอยู่ได้ 2 ชั่วโมง

พายุฟ้าคะนองในเขตร้อนเกิดขึ้นทุกวันตลอดปี ในเขตอบอุ่นจะเกิดบ่อยที่สุดตั้งแต่ปลายฤดูหนาวถึงต้นฤดูใบไม้ผลิ เขตขั้วโลกเกิดขึ้นบ่อยที่สุดในฤดูร้อน

1. ปัจจัยที่จำเป็นในการก่อตัวของพายุฟ้าคะนอง

1.1 ชั้นของอากาศไม่ทรงตัว (Unstable air) หรือมีแนวโน้มที่จะไม่ทรงตัว (Potentially unstable) มีความหนาแน่นโดยปกติแล้วมีความหนาแน่นเป็น 10,000 ฟุตขึ้นไป ในกรณีที่รุนแรงจะเกิดขึ้นตั้งแต่ผิวพื้นถึงระดับโทรโพพอส

1.2 ต้องมีปริมาณไอน้ำเป็นจำนวนมาก (Plentiful supply of water vapour) โดยเฉพาะบริเวณใกล้ผิวพื้นที่ซึ่งเป็นจุดเริ่มแรกของกระแสอากาศที่ก่อให้เกิดเมฆ

1.3 ต้องมีแรงภายนอก เช่น การพาความร้อน (Heating from below) แนวลมพัดสอบ (convergence) การเคลื่อนตัวของอากาศไปตามลาดภูเขา (Up lift over hill and mountain range) และการเคลื่อนตัวของอากาศตามลาดแนวปะทะอากาศ (Frontal ascent) มักจะทำให้อากาศยกตัวขึ้นถึงระดับที่อากาศจะลอยตัวได้เองอย่างอิสระ

ปัจจัยที่เอื้ออำนวยให้พายุฟ้าคะนองมีความรุนแรงเพิ่มขึ้น ได้แก่

- มีกระแสไหลออกอย่างรุนแรงในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ระดับสูง (Outflow at high level)
- อุณหภูมิของยอดเมฆต้องอยู่ในช่วง -20 ถึง -40 องศาเซลเซียส ซึ่งจะเอื้ออำนวยให้เกิด ice pellets จำนวนมหาศาล
- ลมพัดตัดกันในทางตั้งภายในก้อนเมฆต้องมีกำลังอ่อน (Weak vertical wind shear) ทั้งนี้เพื่อให้เกิดการก่อตัวในทางตั้งของแกนเมฆพายุฟ้าคะนองได้สูง (deep) มากยิ่งขึ้น

2. ชนิดของพายุฟ้าคะนอง (Type of Thunderstorm)

2.1 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศ (Frontal Thunderstorm)

พายุฟ้าคะนองสามารถเกิดได้ในแนวปะทะอากาศทุกชนิด โดยการยกตัวของอากาศอุ่นขึ้น ที่ทรงตัวไม่ดี บนพื้นลาดของแนวปะทะอากาศ ซึ่งจำแนกได้ดังนี้

2.1.1 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศอุ่น เมฆที่พบส่วนใหญ่จะเป็นเมฆแผ่น (stratiform) พายุฟ้าคะนองชนิดนี้มีความรุนแรงน้อยกว่าที่เกิดในแนวปะทะอากาศแบบอื่น เนื่องจากแนวปะทะอากาศชนิดนี้ มีความชันน้อยนั่นเอง

2.1.2 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็น มีความรุนแรงมากที่สุด ยกเว้นเมื่อเทียบกับที่เกิดในแนวพายุฟ้าคะนอง มักเกิดติดต่อกันเป็นแนว ซึ่งง่ายต่อการตรวจพบ มักจะเกิดได้บ่อยและรุนแรงที่สุดในช่วงเวลาบ่าย

2.1.3 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศคงที่ เกิดได้บางครั้ง ซึ่งโดยปกติมีลักษณะการเกิดที่แผ่กระจายกระเจายเป็นบริเวณกว้าง (Widely scatter)

2.1.4 พายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศปิด มักมีรูปแบบการเกิดไม่ชัดเจน รวมทั้งถูกปิดบังโดยเมฆแผ่น และยากต่อการตรวจพบ จึงเป็นอันตรายต่อการบิน

2.2 พายุฟ้าคะนองที่เกิดในมวลอากาศ (Air mass Thunderstorm)

2.2.1 พายุฟ้าคะนองเนื่องจากการพาความร้อน (Convective Thunderstorm)

เกิดได้บ่อยเมื่อเทียบกับพายุฟ้าคะนองที่เกิดในมวลอากาศชนิดอื่น โดยเกิดได้ทั้งบนบกเหนือพื้นน้ำ ในพื้นที่เกือบทั้งหมดทั่วโลก และพบได้เป็นประจำในเขตละติจูดกลางในช่วงฤดูร้อน การยกตัวของมวลอากาศในพายุฟ้าคะนองประเภทนี้ มีสาเหตุจากการได้รับความร้อนจากชั้นอากาศระดับล่าง ซึ่งสัมผัสอยู่กับพื้นดินหรือพื้นน้ำที่อุ่น

โดยปกติเมฆก่อตัวทางตั้งจะก่อตัวเหนือพื้นดินในเวลาบ่าย เมื่อความร้อนจากดวงอาทิตย์ที่ผิวโลกมีค่ามากที่สุด ซึ่งเมฆคิวมูลัสจะก่อตัวขึ้นได้ในขณะที่อากาศมีการทรงตัวไม่ดี และมีปริมาณของไอน้ำมากพอ

พายุฟ้าคะนองชนิดนี้ยังสามารถเกิดได้ในบริเวณชายฝั่งในเวลาบ่าย เมื่ออากาศเย็นขึ้นที่พัดเข้าสู่ฝั่งได้รับความร้อนจากพื้นดินที่อุ่นกว่า โดยเกิดพายุฟ้าคะนองเป็นแห่งๆ หรือกระจายเป็นบริเวณกว้างได้ ซึ่งจะสังเกตพบได้ง่ายจากลักษณะเมฆก่อตัวทางตั้ง (Towering) ฟ้าแลบ และมีฝนตก

2.2.2 พายุฟ้าคะนองเนื่องจากลักษณะภูมิประเทศ

(Orographic Thunderstorm)

เกิดจากการยกตัวของอากาศอุ่นขึ้น ทรงตัวไม่ดีขึ้นไปตามลาดเขา สามารถก่อตัวได้อย่างรวดเร็ว และกินบริเวณกว้าง ปกติจะทรงตัวอยู่นานหลายชั่วโมงด้านหน้าแนวรับลม การก่อตัวจะมีลักษณะเป็นเซลล์เดี่ยวเหนือยอดเขา หรือเป็นแนวของพายุตามความยาวแนวสันเขา ซึ่งถ้าภูเขา มีความชันมากโอกาสเกิดลูกเห็บจะมีสูง

เป็นการยากที่จะสังเกตเห็นพายุฟ้าคะนองชนิดนี้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งจากทิศทางด้านรับลมของภูเขา เนื่องจากถูกเมฆแผ่นปกคลุมและปิดบังอยู่ อย่างไรก็ตามการตรวจพบจะกระทำได้ง่ายกว่าในทิศทางจากด้านหลังลม

ไม่แนะนำให้บินผ่านเข้าไปในส่วนล่างของพายุฟ้าคะนองชนิดนี้ เนื่องจากเป็นบริเวณของยอดเขา และสันเขาถูกซ่อนอยู่โดยการปกคลุมของเมฆ

2.2.3 พายุฟ้าคะนองที่เกิดระดับสูง (High level Thunderstorm)

ในเดือนที่เป็นช่วงหน้าร้อน พายุฟ้าคะนองมักเกิดได้บ่อยในเวลากลางคืน โดยไม่มีผลเกี่ยวเนื่องมาจากแนวปะทะอากาศที่ผิวพื้น ปกติจะเกิดในระดับสูงเนื่องมาจากการทรงตัวไม่ดีของอากาศ ซึ่งเป็นผลของการเย็นตัวลงจากการแผ่รังสีความร้อนที่ส่วนบนของชั้นอากาศขึ้น และทรงตัวไม่ดีอย่างมีเงื่อนไข (Conditionally unstable) เพราะว่าพายุฟ้าคะนองชนิดนี้มีความรุนแรงน้อย และเกิดในระดับสูง ทำให้การบินที่ได้ระดับฐานเมฆสามารถทำได้อย่างปลอดภัย ส่วนการบินที่ระดับเหนือขึ้นไป อาจกระทำได้ในบริเวณระหว่างยอดของเมฆ ซึ่งสามารถมองเห็นได้จากแสงสว่างของการเกิดฟ้าแลบ

พายุฟ้าคะนองในระดับสูงที่เกิดได้บ่อยในฤดูร้อนอีกชนิดหนึ่ง เกิดจากการเคลื่อนตัวเข้ามาซ้อนทับของอากาศเย็นด้านบนเหนืออากาศอุ่นขึ้นด้านล่าง พบได้บ่อยในเวลากลางคืนมากกว่าเวลากลางวัน โดยมีปัจจัยช่วยเสริมจากการแผ่รังสีออกของความร้อน พายุฟ้าคะนองชนิดนี้ ไม่จำเป็นต้องถูกจัดอยู่ในพายุฟ้าคะนองที่เกิดระดับสูง เนื่องจากสามารถเกิดได้จากการเคลื่อนตัวเข้ามาซ้อนทับของอากาศเย็นในระดับบน ในขบวนการของพายุฟ้าคะนองเนื่องจากการพาความร้อน

2.3 แนวพายุฟ้าคะนอง (Squall line)

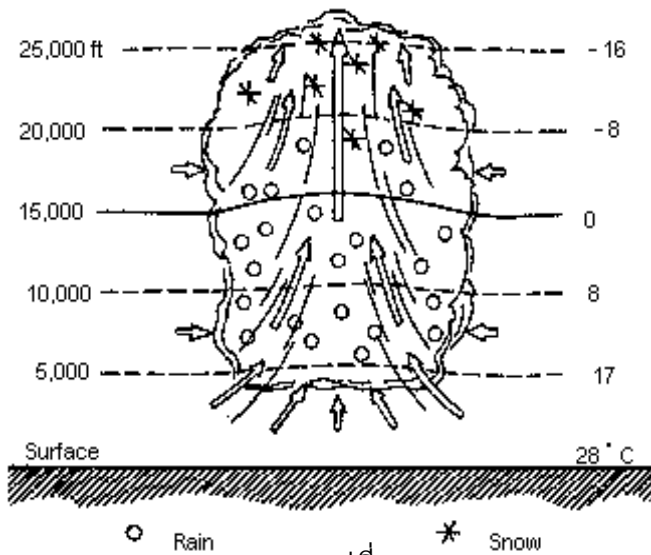
ลักษณะการเกิดเป็นแนวแคบ ๆ ในบริเวณที่ไม่มีแนวปะทะอากาศ แนวพายุฟ้าคะนองก่อตัวด้านหน้าของแนวเคลื่อนที่แนวปะทะอากาศเย็น 50-300 ไมล์ และอาจเกิดขึ้นได้แม้จะไม่มีแนวปะทะอากาศร่วมด้วย แนวของการเกิดอาจยาวจนยากที่จะบินอ้อม และกว้างหรือรุนแรงเกินกว่าที่จะสามารถบินผ่านได้อย่างปลอดภัย โดยทั่วไปแล้วจะเกิดได้เร็วและรุนแรงกว่าพายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็น สภาวะที่อันตรายที่สุดในพายุฟ้าคะนองชนิดนี้ได้แก่ การเกิดลูกเห็บและลมพัดอย่างรุนแรง โดยเฉพาะอย่างยิ่งการเกิดทอร์นาโด (tornado)

3. วงรอบของพายุฟ้าคะนอง (Life - cycle)

จำแนกได้ 3 ขั้นตอน คือ ขั้นก่อตัว ขั้นเจริญเติบโตเต็มที่ และขั้นสลายตัว โดยที่ช่วงของการเปลี่ยนแปลงไปสู่แต่ละขั้นตอน ยากที่จะสังเกตเห็นได้อย่างชัดเจน พายุฟ้าคะนองอาจเกิดเป็นเซลล์เดี่ยว ซึ่งมักเกิดในระยะเวลาอันสั้น หรือประกอบด้วยกลุ่มของเซลล์ซึ่งอยู่ในขั้นการเกิดที่แตกต่างกัน โดยมีวงจรของการเกิดจนกระทั่งถึงการสลายตัว กินเวลาตั้งแต่ 20 นาทีจนถึง 3 ชั่วโมง ขึ้นอยู่กับจำนวนและขั้นการเกิดของเซลล์ในพายุ

3.1 ขั้นก่อตัว (Cumulus stage or Building stage)

ถึงแม้ว่าเมฆคิวมูลัสส่วนใหญ่จะไม่พัฒนาไปเป็นพายุฟ้าคะนอง แต่พายุฟ้าคะนองจะมีจุด

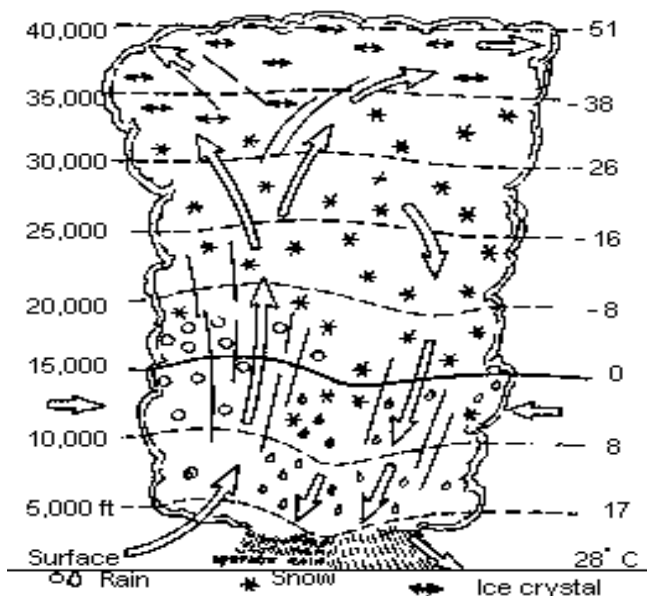


รูปที่ 4-1

ความหนาแน่นขึ้นในทางตั้ง ในส่วนบนของเมฆประกอบด้วยผลึกหิมะและละอองน้ำแข็ง แม้กระนั้นหยดละอองน้ำยังมีสภาพเป็นของเหลวในกระแสอากาศไหลขึ้นแม้ที่ความสูงเหนือระดับเยือกแข็ง (Freezing level) ในพายุบางลูกสูงถึง 40,000 ฟุต ไม่ปรากฏการตกของเม็ดฝนในชั้นตอนนี้ เนื่องจากถูกพัดพาขึ้นสู่ระดับบน หรือถูกพองเอาไว้โดยกระแสอากาศไหลขึ้น

3.2 ขั้นเจริญเติบโตเต็มที่ (Mature stage)

เมื่อเริ่มมีการตกของฝนและลูกเห็บจากฐานเมฆ แสดงถึงจุดเริ่มต้นของการเกิดกระแสอากาศไหลลง (Downdraft) และพายุฟ้าคะนองได้เข้าสู่ขั้นตอนการเจริญเติบโตเต็มที่ ขนาดของเม็ดฝนและผลึกน้ำแข็งมีขนาดใหญ่และหนักเกินกว่าจะถูกพองไว้โดยกระแสอากาศไหลขึ้น โดยเฉลี่ยแล้วใน ชั้นนี้พายุจะมีความ



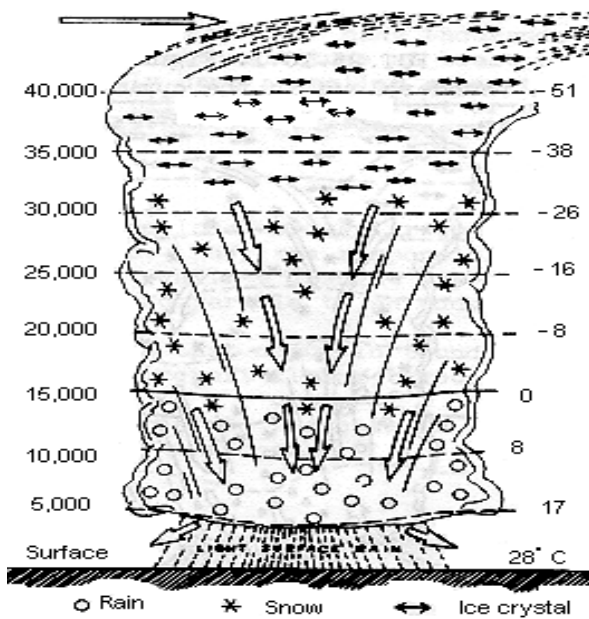
รูปที่ 4-2

สูงประมาณ 25,000 ฟุต รูปที่ 4-2 และอาจจะสูงเพียง 12,000 ฟุตในเขตละติจูดสูง

เมื่อเริ่มมีการตกของเม็ดฝน อากาศรอบ ๆ จะเริ่มมีการจมตัวลง และเนื่องจากมวลอากาศนี้มีการทรงตัวไม่ดี อากาศเย็นที่จมตัวลงจะมีความเร็วเพิ่มมากขึ้น จนเป็นกระแสอากาศไหลลงซึ่งอาจมีความเร็วสูงถึง 2,500 ฟุตต่อวินาที และจะแผ่ขยายออกไปในแนวราบเมื่อไหลลงใกล้พื้นดิน แนวขอบหน้าของกระแสอากาศที่เย็นและลมกระโชกที่รุนแรงซึ่งเกิดบริเวณผิวพื้นนี้เรียกว่า Gust front

ในระยะแรกของขั้นนี้กระแสอากาศไหลขึ้น

ที่ยังคงอยู่ จะมีความเร็วเพิ่มมากขึ้น บางครั้งมากกว่า 6,000 ฟุตต่อนาที กระแสอากาศไหลขึ้นและกระแสอากาศไหลลงที่มีบริเวณการเกิดใกล้เคียงกันเป็นสาเหตุของ Vertical shear และ กระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence) อย่างรุนแรง พายุฟ้าคะนองทุกลูกจะมีสภาพอากาศรุนแรงมากที่สุดในช่วงเวลานี้



3.3 ขั้นสลายตัว (Dissipating stage or Anvil stage)

ตลอดช่วงของขั้นเจริญเติบโตเต็มที่ กระแสอากาศไหลลงจะมีความแรงเพิ่มมากขึ้น ในขณะที่กระแสอากาศไหลขึ้นลดความแรงลงเรื่อยๆ จนกระทั่งเมฆทั้งก้อนกลายเป็นบริเวณของการเกิดกระแสอากาศไหลลงทั้งหมด เนื่องจากกระแสอากาศไหลขึ้นเป็นสิ่งจำเป็นสำหรับการกลั่นตัว และคายพลังงานในรูปความร้อนแฝงออกมา พายุฟ้าคะนองจึงเข้าสู่ขั้นตอนการสลายตัว ในขั้นตอนนี้ลมแรงในระดับสูงอาจจะพัดส่วนบนของเมฆออกไป โดยมีลักษณะเป็นรูปทัง (anvil) รูปที่ 4-3 อย่างไรก็ตามการปรากฏลักษณะเมฆเป็นรูปทัง

รูปที่ 4-3 ไม่ได้เป็นสิ่งบ่งชี้ว่าพายุฟ้าคะนองเข้าสู่ขั้นตอนการสลายตัว สภาพอากาศที่รุนแรงสามารถเกิดได้ในพายุหลาย ๆ ลูกที่มีลักษณะของเมฆรูปทังปรากฏชัดเจน

พายุฟ้าคะนองที่รุนแรงมาก บางครั้งไม่ได้มีรูปแบบของการสลายตัวตามที่กล่าวมานี้ ถ้าหากความเร็วลมในทางระดับ (Horizontal wind) มีค่าเพิ่มขึ้นตามความสูง ขั้นตอนของการเจริญเติบโตเต็มที่ที่จะใช้เวลานานมากขึ้น และแนวของการเกิดกระแสอากาศไหลขึ้นจะถูกทำให้เอียงไปจากแนวเดิมอย่างมาก ในสภาวะเช่นนี้หยาดน้ำฟ้าจะตกเฉพาะในบริเวณบางส่วนของกระแสอากาศไหลขึ้น หรือบางทีนอกบริเวณเมฆพายุฟ้าคะนอง ซึ่งทำให้กระแสอากาศไหลขึ้นสามารถเกิดต่อเนื่องจนกระทั่งพลังงานที่มีอยู่ถูกใช้จนหมด พายุฟ้าคะนองอาจจะสลายตัวได้ถึงแม้จะไม่ถูกแทนที่โดยกระแสอากาศไหลลง นอกจากนี้ การตกของน้ำฟ้าในเมฆที่มีลักษณะเอียงเช่นนี้ ยังเป็นสาเหตุให้กระแสอากาศไหลลงเกิดได้นอกบริเวณของเมฆ

4. อันตรายจากพายุฟ้าคะนอง

4.1 กระแสอากาศปั่นป่วน สามารถพบได้เสมอในพายุฟ้าคะนอง ซึ่งมีผลทำให้เกิดความเสียหายกับเครื่องบิน และเป็นอันตรายต่อผู้โดยสารและลูกเรือ จุดที่เกิดรุนแรงมากที่สุดจะอยู่ระหว่างรอยต่อของกระแสอากาศไหลขึ้นและกระแสอากาศไหลลง กระแสอากาศปั่นป่วนยังสามารถเกิดได้ภายนอกเมฆออกไปไกลถึง 20 ไมล์ และหลายพันฟุตเหนือระดับเมฆ กระแสอากาศปั่นป่วนที่รุนแรงสามารถพบได้ในบริเวณคล้ายทั้ง 15-30 ได้ไกล 10 หรือ 15 ไมล์ เรียกว่า Gust front ถ้ากระแสอากาศไหลลงมีลักษณะการเกิดเป็นกลุ่มภายในพายุจะทำให้เกิด second หรือ third gust front ได้ ระหว่าง first gust และพายุฟ้าคะนองในบริเวณที่ Gust front ผ่าน ทิศทางลมเฉลี่ยในทางระดับสามารถเปลี่ยนได้ถึง 40% และความเร็วลม

สามารถเพิ่มได้ถึง 50% ระหว่างผิวพื้นขึ้นไปถึงระดับ 1,500 ฟุต ดังนั้นลมที่ตรวจวัดได้ที่ผิวพื้นนั้น ไม่อาจใช้เป็นค่าประมาณของลมระดับต่ำๆ เหนือพื้นดินได้

เมฆม้วน (Roll Cloud) ที่พบบริเวณขอบหน้าของพายุ เป็นสิ่งบ่งชี้การเกิดกระแสอากาศปั่นป่วน ซึ่งจะเห็นได้อย่างชัดเจนในพายุฟ้าคะนอง ที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็น และแนวพายุฟ้าคะนองรวมทั้งมีความรุนแรงอย่างมากด้วย

4.2 ลูกเห็บ (Hail) ลูกเห็บเป็นสภาพอากาศที่อันตรายมากอีกอย่างหนึ่งสำหรับการบิน มักเกิดในช่วงชั้นการเจริญเติบโตเต็มที่ซึ่งมีการไหลขึ้นอย่างรุนแรง (Strong updraft) ยิ่งพายุลูกใหญ่โอกาสเกิดลูกเห็บยิ่งมากตามไปด้วยโดยสามารถพบได้ที่ความสูงถึง 45,000 ฟุตภายนอกเมฆ โดยเฉพาะใต้บริเวณเมฆรูปทั้งของพายุฟ้าคะนองขนาดใหญ่ บางครั้งถูกลมพัดไปได้ไกลถึง 10 ไมล์จากพายุ ลูกเห็บสามารถเกิดได้ในพายุฟ้าคะนองลูกใด ๆ ขนาดของลูกเห็บเพียงแค่ 1/2 ถึง 3/4 นิ้ว สามารถทำความเสียหายอย่างมากแก่อากาศยานภายในไม่กี่วินาที

4.3 การเกิดน้ำแข็ง (Icing) สามารถเกิดได้เมื่ออุณหภูมิภายนอก (Free air temperature) อยู่ที่ 0 องศาเซลเซียสหรือต่ำกว่า โดยทั่วไปเกิดได้ในอุณหภูมิระหว่าง 0 ถึง -20 องศาเซลเซียส ซึ่งการเกิดที่รุนแรงที่สุดจะอยู่ช่วงอุณหภูมิ 0 ถึง -10 องศาเซลเซียส มักเกิดหนักที่สุดเหนือระดับเยือกแข็งเล็กน้อย เนื่องจากที่ระดับนี้เป็นบริเวณที่มีฝนตกหนักและกระแสอากาศปั่นป่วนอย่างรุนแรง จึงถือว่าเป็นระดับที่มีอันตรายมากที่สุดด้วย

5. ฟ้าแลบ (Lightning)

เกิดได้ทุกระดับในพายุฟ้าคะนอง แกนของการเกิดฟ้าแลบจะไม่ผ่านลงไปยังพื้นดิน แต่เป็นการเกิดระหว่างก้อนเมฆหรือภายในเมฆก้อนเดียวกัน อย่างไรก็ตามอันตรายจากฟ้าผ่าสามารถเกิดได้กับอากาศยานที่บินห่างจากเมฆหลายไมล์ ปรากฏการณ์ทางประจุไฟฟ้าที่เกิดจากพายุฟ้าคะนองยังสามารถเกิดได้ต่อเนื่องถึงแม้พายุฟ้าคะนองได้สลายตัวไปแล้ว ประจุไฟฟ้าอาจสะสมได้บนอากาศยานหลังจากบินผ่านเข้าไปในก้อนเมฆและบริเวณที่มีความหนาแน่นของน้ำฟ้า รวมไปถึง บินผ่านหิมะ, ผ่านฝน หรืออนุภาคขนาดเล็กเช่น ฝุ่นละออง, หมอกแดด และน้ำแข็ง ยิ่งอากาศยานมีขนาดใหญ่และบินเร็วมากเท่าใด จะมีโอกาสทำให้เกิดการกระทบที่ผิวลำตัวของอากาศยาน และเกิดการสะสมของประจุได้มากเท่านั้น อาจมีการทำปฏิกิริยากันระหว่างสนามไฟฟ้าของอากาศยานกับก้อนเมฆ เป็นผลให้เกิดการคายประจุไฟฟ้าสถิตย์ออกมา ซึ่งโดยปกติสร้างความเสียหายไม่มากนักและมีผลทำให้เกิดการรบกวนระบบวงจรไฟฟ้าได้อีกด้วย

ฟ้าผ่าและผลของไฟฟ้าสถิตย์เป็นต้นเหตุของอากาศยานอุบัติเหตุ และอุบัติเหตุการของกองทัพอากาศสหรัฐอเมริกาที่มีการรายงานที่เกิดจากสภาพอากาศ โดยทั่วไปอากาศยานทุกชนิดประเภทมักจะล่อแหลมต่อการถูกฟ้าผ่าและได้รับผลของไฟฟ้าสถิตย์ ซึ่งสามารถเกิดได้ที่ความสูงตั้งแต่ผิวพื้นจนถึงอย่างน้อย 43,000 ฟุต ฟ้าผ่าอากาศยานจะเกิดได้เมื่อทำการบินในสภาวะอย่างใดอย่างหนึ่ง หรือหลายอย่างรวมกัน ต่อไปนี้

- ภายในช่วงอุณหภูมิ 8 องศาเซลเซียส ของระดับเยือกแข็ง
- ภายใน ช่วงความหนาประมาณ 5,000 ฟุต ของระดับเยือกแข็ง
- บินเข้าไปในฝนหรือหิมะ

- บินเข้าไปในเมฆ
- ในบริเวณที่เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน

พึงระลึกว่าฟ้าผ่าอากาศยานสามารถเกิดได้โดยไม่จำเป็นจะต้องมีสภาวะที่กล่าวมาทั้งหมดในเวลาเดียวกัน นอกจากก่อให้เกิดความเสียหายเล็กน้อยต่อลำตัวอากาศยานแล้ว ยังสามารถสร้างความเสียหายได้ต่อระบบไฟฟ้า, อุปกรณ์ และเครื่องมือประกอบการบิน รวมทั้งเรดาร์บนอากาศยานได้อีกด้วย ไฟกระชากที่เกิดในระบบอิเล็กทรอนิกส์ซึ่งเป็นผลของจากการถูกฟ้าผ่า เป็นสาเหตุให้การทำงานของระบบควบคุมและเครื่องวัดต่างๆ บนอากาศยาน

สำหรับสิ่งที่อันตรายอย่างยิ่งก็คือ การเกิดประกายไฟภายในถังเชื้อเพลิง โดยเฉพาะเมื่อมีส่วนผสมของไอน้ำมัน และอากาศในอัตราที่พอเหมาะ ขึ้นอยู่กับชนิดของเชื้อเพลิงโดยเฉพาะ JP-4 ค่อนข้างง่ายต่อการเกิดระเบิดเมื่อเทียบกับเชื้อเพลิงชนิดอื่น

ส่วนผลกระทบต่อผู้ทำการในอากาศมีตั้งแต่สูญเสียการมองเห็นชั่วขณะ บางครั้งถึง 30 วินาที การสูญเสียการได้ยิน เนื่องจาก shock wave และเคยมีรายงานว่ามีการถูกประจุไฟฟ้าช็อต และเกิดการไหม้เกรียมตามร่างกายมาแล้ว

6. ลมวงช้าง (Tornado)

เป็นการหมุนอย่างรุนแรงของอากาศ มีลักษณะคล้ายวงช้างซึ่งทอดยาวออกมาจากเมฆ คิวมูโลนิมบัส ถ้าไม่ถึงพื้นจะเรียกว่า funnel cloud และถ้าเกิดบนพื้นน้ำเรียกว่า water spout ปกติมีขนาดความกว้างเป็นร้อยๆ หลา ภายในเมฆวงช้างความเร็วของการหมุนอาจสูงถึง 300 ไมล์ต่อชั่วโมง ในขณะที่ความเร็วในการเคลื่อนตัวเฉลี่ยเพียงแค่ 40 นอต พายุวงช้างสามารถเกิดได้ในพายุฟ้าคะนองทั่วไป แต่จะพบบ่อยในพายุฟ้าคะนองที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนที่เร็ว หรือในแนวพายุฟ้าคะนอง

ลักษณะที่มีการเกิดเป็นกลุ่มของลมวงช้าง สามารถพบได้ในส่วนของเมฆที่แผ่ขยายออกมาจากบริเวณของการเกิดฝน และฟ้าแลบไกลออกไปถึง 20 ไมล์ โดยอาจคงอยู่ตั้งแต่เพียงไม่กี่นาทีจนถึง 6 ชั่วโมง และก่อตัวในบริเวณส่วนด้านหลังซีกขวาของทิศทางการเคลื่อนที่ของพายุ กระแสอากาศหมุนวน ของลมวงช้าง อาจถูกซ่อนอยู่ในเมฆคิวมูลัสซึ่งมองดูไม่น่ากลัวอะไร และหลบรอดพ้นจากการตรวจพบถ้าไม่ได้รับความเอาใจใส่ระมัดระวังจากผู้ทำการในอากาศ ลักษณะของการหมุนวนที่ฐานเมฆและมีการฟุ้งกระจายของฝุ่นที่พื้น อาจเป็นสัญญาณของการหมุนวนกระแสอากาศของลมวงช้างที่ไม่สามารถมองเห็นได้ด้วยตา แต่สามารถทำให้เกิดความเสียหายอย่างรุนแรงต่ออากาศยานได้

ควรหลีกเลี่ยงการบินใต้แนวของเมฆที่แผ่ขยายออกจากพายุฟ้าคะนองที่รุนแรง หากเผลอบินเข้าไปในบริเวณดังกล่าว พึงสังเกตดูบริเวณของการฟุ้งกระจายของฝุ่น ควรออกไปให้พ้นจากบริเวณนั้นโดยเร็ว และขอการสนับสนุนจากเรดาร์ภาคพื้นถ้าเป็นไปได้

เรดาร์บนอากาศยานมีขีดจำกัดในการตรวจหาตำแหน่งของลมวงช้าง โดยจะบอกเฉพาะตำแหน่งบริเวณที่มีน้ำฟ้า หนาแน่น แต่ไม่สามารถแสดงตำแหน่งของการหมุนวนกระแสอากาศ เมื่ออากาศยานบินเข้าใกล้บริเวณพายุฟ้าคะนองพึงระลึกว่าเพียงการตรวจด้วยตาเปล่า และเรดาร์ในบริเวณแนวของเมฆคิวมูโลนิม

บัสจะไม่สามารถบอกได้ว่า มีลมวงช้างในพายุฟ้าคะนองนั้นหรือไม่ ที่ควรระวังอย่างมากก็คือ ขณะลงจอด, ขณะบินขึ้น และขณะไต่ระดับขึ้นหรือลงในแนวของพายุฟ้าคะนอง

อันตรายจะยิ่งเพิ่มตามความสูงในเมฆ เนื่องจากการเกิดแนวลมพัดสอบในระดับบนภายในแนวของเมฆ (cloud line) ซึ่งสามารถสร้างความเสียหายต่อลำตัวอากาศยานได้ตั้งแต่เกิดรอยขีดข่วนเพียงเล็กน้อย หรือถึงขั้นเสียหายหนัก จนไม่สามารถบินต่อไปได้

7. ผลกระทบต่อเครื่องวัด

ความกดอากาศมักจะมีค่าลดลงอย่างรวดเร็ว เมื่อพายุฟ้าคะนองเคลื่อนเข้ามาใกล้ และจะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วเมื่อมีการผ่านของ Gust front เข้ามา จากนั้นจะกลับคืนสู่ปกติเมื่ออยู่ในพายุฟ้าคะนอง การเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วของความกดอากาศดังกล่าว อาจทำให้เกิดความผิดพลาดต่อเครื่องวัดระยะสูง (altimeter) ซึ่งจะมีผลอย่างมากโดยเฉพาะเมื่อไม่ได้รับการปรับตั้งอย่างถูกต้องขณะกำลังร่อนลงจอด

8. ปรากฏการณ์ไฟฟ้าสถิตย์ที่เกิดจากน้ำฟ้า

ไฟฟ้าสถิตย์ที่เกิดจากน้ำฟ้าซึ่งรบกวนคลื่นวิทยุสื่อสาร จะเกิดการแลกเปลี่ยนประจุไฟฟ้าตรงส่วนที่มีลักษณะเป็นขอบโลหะ และตามเหลี่ยมมุมของลำตัวอากาศยานในขณะบิน มักพบได้บ่อยเมื่อบินเข้าไปในพื้นที่ที่เกิดพายุฟ้าคะนอง และเมื่ออากาศยานผ่านเข้าไปในบริเวณที่มีความหนาแน่นของอนุภาคขนาดเล็กเช่น น้ำแข็ง และผงฝุ่น, ทราบ โดยจะเกิดการสะสมของประจุไฟฟ้าสถิตย์บนลำตัวอากาศยานหรือในอากาศ ซึ่งเป็นสาเหตุสัญญาณรบกวนคลื่นวิทยุในช่วงคลื่นความถี่ต่ำ แต่อย่างไรก็ตามจะไม่เกิดการรบกวนของสัญญาณในช่วงคลื่นความถี่สูงๆ (UHF)

ภายใต้สภาวะที่เหมาะสมบริเวณที่เกิดการคายและสะสมของประจุ จะสามารถมองเห็นได้เป็นแสงเรืองๆ ในเวลากลางคืนแต่จะไม่มีอันตราย เรียกว่า St'Elmo's fire ตามชื่อกลาสีเรือในทะเลเมดิเตอร์-เรเนียน ผู้ค้นพบการเรืองแสงจากการคายประจุในลักษณะนี้บนยอดเสากระโดงเรือ

9. การปฏิบัติเพื่อลดอันตรายเมื่อบินในพายุฟ้าคะนอง

9.1 เมื่อใช้เส้นทางบินผ่านเข้าไปในพายุฟ้าคะนอง มีข้อควรคำนึงดังต่อไปนี้ ความสำคัญของภารกิจ, ประเภทของอากาศยานและสมรรถนะ, เรดาร์ที่ติดตั้งบนอากาศยานและสถานภาพเครื่อง, ประสบการณ์ของผู้ทำการในอากาศและขอบเขตความกว้างของพายุฟ้าคะนองในแนวตั้งและแนวนอน หนทางที่ดีที่สุดคือหลีกเลี่ยงการปฏิบัติการกิจกรรมที่มีพายุฟ้าคะนอง แต่เมื่อมีความจำเป็นและไม่สามารถเลี่ยงได้ ให้ปฏิบัติตามข้อแนะนำ ดังนี้

9.1.1 ทำการตรวจด้วยเรดาร์ตรวจอากาศบนอากาศยานก่อนบินเข้าไปในพายุ และขอการสนับสนุนจากเรดาร์ภาคพื้น

9.1.2 เตรียมเครื่องให้พร้อมสำหรับการบินเข้าไปในพายุฟ้าคะนอง โดยการตรวจสอบอุปกรณ์ต่างๆ เปิดไฟส่องสว่างในห้องนักบิน เปิดเครื่องให้ความร้อนท่อ pitot ตรวจสอบสายรัด ที่นั่งให้แน่นหนา และล็อกให้เรียบร้อย ปรับตั้งกำลังเครื่องยนต์เพื่อให้ได้ความเร็วตามกำหนด ซึ่งจะช่วยลดอันตราย

จากแรงดันบนลำตัวอากาศยานมีค่าเกินขีดจำกัด และช่วยเพิ่มความสามารถในการบังคับอากาศยาน นอกจากนี้ควรเลือกเส้นทางบินผ่านเข้าไปในพายุฟ้าคะนองขั้นที่สุด

9.1.3 รักษาระยะสูงให้คงที่ โดยเฉพาะเมื่อมีการเพิ่มของแรงดันเนื่องมาจากกระแสอากาศไหลขึ้น และกระแสอากาศไหลลง

9.1.4 อย่าบินใต้เมฆเซอร์รัส (Cirrus) ที่มีลักษณะเป็นรูปทัง เนื่องจากเป็นบริเวณที่เกิดลูกเห็บอย่างรุนแรง

9.1.5 อย่าบินเข้าไปในพายุไต้ฝุ่นระดับเยือกแข็ง โดยเฉพาะระหว่าง -8 ถึง 8 องศาเซลเซียส เนื่องจากมีสภาพอากาศเลวที่สุด

9.1.6 หลังบินผ่านพายุแล้ว หลีกเลี่ยงการแสดงท่าทางและบังคับเลี้ยวต่างๆ โดยเฉพาะอย่าบินย้อนเข้าไปในพายุ เพราะเป็นการเพิ่มแรงดันบนลำตัวอากาศยาน และนำไปสู่อาการล่องหล่น

9.1.7 เมื่อทัศนวิสัยเข้าสู่ภาวะปกติควรส่ง PIREP ให้กับ PMSV (Pilot metro service) หรือศูนย์ควบคุมที่สังกัด และเมื่อได้รับ PIREP จากผู้อื่น ต้องตระหนักว่าลักษณะของพายุสามารถมีการเปลี่ยนแปลงได้ในเวลาไม่ถึง 10 นาที

9.2 การลดความเสี่ยงจากประจุไฟฟ้า มีข้อที่ควรคำนึง ดังนี้

9.2.1 หลีกเลี่ยงการบินเข้าไปในเมฆเซอร์รัสที่หนา ซึ่งเคยเป็นบริเวณที่มีการเกิดพายุฟ้าคะนอง ปรากฏทางประจุไฟฟ้าอาจยังคงมีอยู่ ถึงแม้พายุฟ้าคะนองได้สลายตัวแล้ว

9.2.2 หลีกเลี่ยงเส้นทางบิน ที่ใช้เวลานานในพายุฟ้าคะนอง หรือในเมฆ

9.2.3 ใช้เส้นทางบินที่ผ่านระดับเยือกแข็งได้เร็วที่สุด โดยเฉพาะอย่างยิ่งในขณะที่ระดับขึ้นหรือลง เนื่องจากฟ้าผ่าจะเกิดมากที่สุดในบริเวณภายใน 8 องศาเซลเซียสของระดับเยือกแข็ง ให้ได้ระดับโดยทำมุมกับแนวระดับมากที่สุดเท่าที่จะทำได้

9.2.4 ฟ้าสามารถผ่าอากาศยานที่บินเกาะหมู่ได้หลายๆ ลำในเวลาเดียวกัน ดังนั้นขณะบินเกาะหมู่ให้แยกตัวออกห่างกัน หรือใช้การตรวจเรดาร์บนอากาศยาน เมื่อเข้าสู่บริเวณที่มีโอกาสฟ้าผ่าได้สูง

9.3 การลดความเสี่ยงจากพายุในกรณีที่บินอ้อมพายุได้ หนทางปฏิบัติ 2 ประการที่ทำได้ ได้แก่ บินย้อนกลับไปลงสนามบินที่ปลอดภัยจากพายุ และรอจนกระทั่งพายุสงบ หรืออีกหนทางคือ บินฝ่าเข้าไปในพายุเมื่อมีความจำเป็นจริง ๆ เพื่อผลของภารกิจ ซึ่งเป็นทางเลือกสุดท้าย โดยถามตัวเองว่าการเสี่ยงต่อการสูญเสียอากาศยานและชีวิตลูกเรือ จะมีความคุ้มค่ามากแค่ไหนในการที่จะบินฝ่าเข้าไปในพายุฟ้าคะนอง

9.3.1 การบินให้ปลอดภัยในพายุหนทางปฏิบัติเพื่อให้เกิดความปลอดภัยขึ้นอยู่กับข้อพิจารณาหลายประการ ซึ่งจะกล่าวถึงต่อไป ดังนั้นในขณะที่กำลังบินเข้าไปใกล้พายุ ทำจิตใจให้เป็นปกติ วิเคราะห์สถานการณ์อย่างรอบคอบในการเลือกหนทางปฏิบัติที่เหมาะสม เพื่อที่จะได้ไม่ต้องมาพะวงในภายหลัง

9.3.2 ประเมินสถานการณ์ ในการประเมินสถานการณ์จำเป็นต้องวิเคราะห์ ลักษณะภูมิประเทศ ความสูงของฐานและยอดของพายุ จำนวนและตำแหน่งของพายุแต่ละลูกในพื้นที่ ขนาด และความรุนแรงของพายุ ทิศทางและความเร็วที่พายุเคลื่อนที่ ตำแหน่งของสนามบินปลายทาง และสนามบินสำรอง ประเภทของอากาศยานที่ทำการบิน รวมทั้งเพดานบิน และพิสัยของอากาศยานนั้นๆ

9.3.3 ข้อควรปฏิบัติเมื่อต้องการบินให้อยู่เหนือพายุ ให้เพิ่มระยะสูงของอากาศยานก่อนที่จะเข้าไปใน บริเวณของพายุ เพื่อให้อากาศยานอยู่ด้านบนของพายุ ซึ่งจะช่วยให้สามารถมองเห็นและเลือกเส้นทางบินที่ปลอดภัยได้ โดยควรเพิ่มระยะสูงจากยอดเมฆ 1,000 ฟุต ต่อความเร็วลมที่เพิ่มขึ้นทุกๆ 10 นอต ที่ระดับยอดเมฆ อย่างไรก็ดี ไม่มีการรับประกันว่าการบินที่ระยะสูงดังกล่าวจะปลอดภัยจากพายุ 100 เปอร์เซ็นต์ โดยเฉพาะเมื่อพายุอยู่ในขั้นกำลังเจริญเติบโต (Developing stage) และมีการก่อตัวในทางตั้งอย่างรวดเร็ว

9.3.4 ระยะสูงของอากาศยาน ระยะสูงที่ปลอดภัยในการบินเหนือพายุ จะมีค่าขึ้นอยู่กับฤดูกาลและเส้นละติจูดที่บิน ในเขตละติจูดสูง (เหนือเส้น 60 องศาเหนือ) ความสูงแค่ 25,000 ฟุต ก็ถือว่าเพียงพอแล้ว แต่พึงระลึกว่าพายุที่มีความสูง 25,000 ฟุต ในเขตละติจูดสูง มีความรุนแรงเทียบได้กับพายุที่มี ยอดสูง 50,000 ฟุต ในบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร ซึ่งความสูงของพายุในเขตร้อนนี้บางครั้งอาจสูงกว่าเพดานบิน ของอากาศยานที่บินอยู่ได้

9.3.5 การเลือกเส้นทางบิน ในกรณีบินเข้าไปในพายุโดยไม่ตั้งใจ อย่าบินย้อนกลับ เป็นอันตราย เพราะเป็นการกลับเข้าไปสู่สภาวะอันตรายซ้ำอีกครั้งหนึ่ง พยายามรักษาเส้นทางบินเดิม ถ้าเป็นไปได้ ใช้เรดาร์บนเครื่องตรวจหาบริเวณที่พายุมีความรุนแรงน้อยที่สุด สิ่งที่ต้องระวังก็คือ บริเวณที่มีน้ำฟ้า หนาแน่น คลื่นเรดาร์จะถูกดูดกลืนมากกว่าบริเวณอื่น อาจทำให้เข้าใจผิดว่าเป็นบริเวณที่ปลอดภัย ความจริง แล้วเป็นบริเวณที่มีอันตรายมากที่สุด

9.3.6 ข้อเสนอแนะขณะบินในพายุฟ้าคะนอง

- ปรับตั้งความเร็วที่เหมาะสมสำหรับอากาศยานในการบินเข้ากระแสนอากาศปั่นป่วน ก่อนที่จะบินฝ่าเข้าไปในพายุ

- เมื่อเกิดฟ้าแลบทำให้มองไม่เห็นชั่วขณะ ให้เปิดไฟห้องนักบินให้สว่างเต็มที่ สายตาควรอยู่กับเครื่องวัดประกอบการบินตลอดเวลา และปรับระดับของเก้าอี้ให้ต่ำลงหากจำเป็น

- เมื่อเห็นการเรืองแสงจากประกายไฟบนกระจกด้านหน้า บนปีก หรือบนส่วนผิวด้านนอกของเครื่องยนต์ ให้ลดความเร็วของอากาศยานลง ประกายไฟก็จะหายไปเอง ซึ่งประกายไฟนี้ แม้ไม่เป็นอันตรายต่อการบินโดยตรง แต่จะไปรบกวนระบบสื่อสารของอากาศยานได้ นอกจากนี้ยังเป็นสัญญาณบอกถึงการสะสมของประจุไฟฟ้า และแนวโน้มที่จะเกิดฟ้าผ่าบนลำตัว อากาศยานได้

9.3.7 การหลีกเลี่ยงพายุ พายุฟ้าคะนองประเภทมวลอากาศ และที่เกิดจาก ภูมิประเทศที่มีลักษณะการเกิดเป็นบางแห่ง มักจะเกิดเฉพาะบริเวณ และควรที่จะบินอ้อม แม้จะต้องบินไกลและนานขึ้น แต่ก็เส้นทางที่ปลอดภัย เราสามารถบินหลบพายุ โดยการหลบลงด้านล่าง ขึ้นบน หรือบินผ่านระหว่างระดับของพายุ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับสถานการณ์ขณะนั้น นอกจากนี้เรายังจำเป็นต้องทราบทิศทางการเคลื่อน

ตัวของพายุ และบินอยู่ระหว่างศูนย์กลางของพายุในกรณีที่เป็นแนวพายุฟ้าคะนอง และบินทำมุมกับแนวพายุให้มากที่สุด สำหรับกรณีที่เป็นเซลล์เดี่ยวควรบินตามทิศทางการหมุนของพายุ เนื่องจากพายุส่วนใหญ่หมุนในทิศทางทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ เช่น ถ้ากำลังบินไปทางทิศตะวันออกให้บินอ้อมพายุไปทางทิศใต้ และถ้าบินไปทางทิศตะวันตกให้บินอ้อมพายุไปทางทิศเหนือ นั่นคือให้บินอ้อมไปทางขวาของพายุ ในการบินอ้อมพายุควรเผื่อระยะห่างสำหรับการเคลื่อนตัวของพายุเอาไว้ด้วย

9.3.7.1 ในขณะที่บินอยู่ระดับกลางของพายุ พยายามบินไปยังบริเวณที่มองเห็นท้องฟ้า หรือมองเห็นจุดสว่างบนก้อนเมฆ แม้ว่าจะทำให้ต้องเปลี่ยนเส้นทางบินไปบ้าง แต่เป็นการหลีกเลี่ยงบริเวณศูนย์กลางของพายุ การบินในบริเวณดังกล่าวทำให้สามารถมองเห็นบริเวณที่เมฆ ก่อตัวในพายุ ทั้งลูกได้

9.3.7.2 เมื่อบินผ่านเข้าไปในพายุแล้ว และเมฆที่ปกคลุมได้ปิดบัง ทิศทางการเคลื่อนที่ของอากาศยาน จำเป็นต้องบินโดยใช้เครื่องวัดประกอบการบิน อย่าเปลี่ยนเส้นทางบิน ให้บินต่อไปโดยใช้เส้นทางบินเดิม และอย่าเปลี่ยนเส้นทางบินเมื่อพบกับกระแสอากาศปั่นป่วน ฝน หรือลูกเห็บ เพราะอาจทำให้บินกลับเข้าไปสู่สภาพอากาศรุนแรงอีกครั้งได้

9.3.8 การบินใต้ฐานของพายุ เมื่อบินในภูมิภาคที่ราบและอยู่ในที่โล่ง การบินใต้ฐานของพายุดูเหมือนว่าจะเป็นการหลีกเลี่ยงพายุที่ง่ายที่สุด แต่เป็นวิธีที่อันตรายมากที่สุด เนื่องจากอาจได้รับอันตรายจากกระแสอากาศไหลลง, Microburst, ลมพัดตัดกัน, น้ำแข็ง และลูกเห็บ การที่นักบินมีความเข้าใจและคุ้นเคยกับการไหลของกระแสอากาศในพายุมีความจำเป็น โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อต้องเผชิญกับกระแสอากาศไหลขึ้นและกระแสอากาศไหลลง

ในกรณีที่เชื้อเพลิงเหลือน้อยหรืออากาศยานมีเพดานบินต่ำ การบินใต้ฐานของพายุจะเป็นหนทางเดียวที่สามารถกระทำได้ถ้าหากสนามบินที่หมายอยู่อีกด้านหนึ่งของพายุ แต่เป็นหนทางที่ไม่ปลอดภัยเมื่อบินในภูมิภาคที่เป็นหุบเขา

9.3.9 การบินเหนือยอดของพายุ ถ้าเป็นไปได้ให้บินเหนือยอดของเมฆพายุ ฟ้าคะนอง หรือบินระหว่างแนวยอดเมฆ ในการเลือกปฏิบัติวิธีดังกล่าว นักบินควรต้องมีความมั่นใจในอากาศยานที่บิน, มั่นใจในความรู้เกี่ยวกับพายุ และต้องมั่นใจในตัวเอง จำไว้ว่าต้องรักษาระยะห่างโดยเพิ่มความสูงอย่างน้อย 1,000 ฟุต ต่อการเพิ่มความเร็วลมทุกๆ 10 นอต ที่ระดับยอดเมฆ แม้ว่าการบินเหนือยอดของพายุมีความปลอดภัยมากกว่าการบินใต้ฐานของมัน แต่ระยะสูงดังกล่าวอาจมีค่าสูงกว่าเพดานบินของอากาศยานได้

9.3.9.1 การบินให้ปลอดภัยในพายุ จำเป็นต้องทราบชั้นความรุนแรงของพายุ ทิศทางการเคลื่อนที่ นอกจากนี้ยังต้องแน่ใจว่ามีเชื้อเพลิงเพียงพอ และอากาศยานมีเพดานบินที่สูงพอในการบินหลบพายุ ซึ่งพายุบางลูกมียอดสูงถึง 60,000 ฟุต ในเขตละติจูดกลาง และในเขตใกล้เส้นศูนย์สูตร

9.3.9.2 ในการบินบริเวณใกล้ยอดเมฆพายุฟ้าคะนอง ยิ่งบินสูงมากเท่าไร โอกาสที่จะพบกับกระแสอากาศปั่นป่วนยิ่งน้อยลงมากเท่านั้น ยอดเมฆรูปทั่งเกิดจากการที่กระแสลมกรดพัดยอดเมฆออกไปตามทิศทางลม ซึ่งลมที่ระดับนี้จะรุนแรงมากสามารถพัดพาลูกเห็บไปได้ไกลถึง 20 ไมล์ ใน

อากาศโปร่งใส หลีกเลียงการบินข้างใน, ด้านล่าง หรือด้านใต้ลมของยอดเมฆรูปถัง เนื่องจากเป็นบริเวณที่มีโอกาสพบพายุลูกเห็บได้มากที่สุด

9.3.10 การบินเข้าไปในพายุ ถ้าไม่มีทางเลือกนอกจากต้องบินเข้าไปในพายุ พยายามหลีกเลียงศูนย์กลางของพายุ หรือบริเวณที่มีกระแสอากาศปั่นป่วนรุนแรง เลือกเส้นทางที่กระแสอากาศปั่นป่วนรุนแรงน้อยที่สุด และบริเวณที่มีโอกาสเกิดลูกเห็บน้อยที่สุด ใช้ความเร็วที่เหมาะสมในการบินเข้ากระแสอากาศปั่นป่วน และอย่าเปลี่ยนเส้นทางบิน

9.3.10.1 ข้อเสนอแนะเมื่อบินเข้าพายุ เมื่ออากาศยานบินเข้าไปในพายุจะพบกับกระแสอากาศไหลขึ้น-ลง เตรียมตัวให้พร้อมโดยเผื่อระยะสูงไว้ในกรณีที่ต้องเผชิญกับกระแสอากาศไหลลงเพื่อหลีกเลียงการกระแทกพื้นด้านล่าง ระดับความสูงต่ำสุดในการบินเข้าไปในพายุควรมีค่า 4,000-6,000 ฟุต จากจุดสูงสุดของพื้นที่ในบริเวณนั้น คู่มือการบินของอากาศยานแต่ละประเภทจะกำหนดค่าความเร็วที่เหมาะสมในการบินเข้ากระแสอากาศปั่นป่วน ถ้าไม่กำหนดเอาไว้ จากกฎที่ใช้กันประจำ ค่าที่เหมาะสมคือบินที่ความเร็ว 50 เปอร์เซ็นต์ ของความเร็วล่งหล่น

9.3.10.2 เมื่อบินอยู่ในพายุ เมื่ออยู่ในพายุปล่อยให้อากาศยานเคลื่อนที่ขึ้นลงตามกระแสอากาศไหลขึ้น-ลง และเพ่งความสนใจไปอยู่ที่การรักษาระยะสูงให้คงที่ ถ้ากำลังอยู่ในระบบ auto pilot ให้ยกเลิกส่วนที่ควบคุมระดับความสูงและความเร็วของอากาศยาน เพราะนอกจากจะเป็นการเพิ่มการเคลื่อนที่ของอากาศยานแล้ว ยังเป็นการเพิ่มแรงอัดที่กระทำบนลำตัวอากาศยานอีกด้วย

2. แนวลมพัดตัดกัน (Low Level Wind Shear)

1. กล่าวทั่วไป

ลมพัดตัดกัน (Wind shear) หมายถึง การเปลี่ยนแปลงความเร็ว และ/หรือ ทิศทางอย่างทันทีทันใดในช่วงเวลาสั้นๆ ซึ่งสามารถเกิดขึ้นได้ทั้งทางแนวตั้งและทางระดับ

แม้ว่าลมพัดตัดกันจะสามารถเกิดขึ้นได้ทุกระดับความสูง แต่จะมีอันตรายอย่างยิ่งเมื่อเกิดในระดับความสูงไม่เกิน 2,000 ฟุตเหนือพื้นดินในระหว่างการบินขึ้นและร่อนลง เนื่องจากอากาศยานทำการบินด้วยความเร็วเหนืออัตราเร่งเล็กน้อย และการเปลี่ยนแปลงอย่างฉับพลันของทิศทางและความเร็วลมมีผลทำให้อากาศยานสูญเสียแรงยกได้ ถ้าการสูญเสียแรงยกดังกล่าวมีมากจนกระทั่งกำลังเครื่องยนต์ไม่เพียงพอ อากาศยานจะสูญเสียระยะสูงและตกลงสู่พื้นดิน ซึ่งในระยะสูงดังกล่าวนี้ นักบินจะต้องทำการแก้ไขอย่างถูกต้องและรวดเร็ว เพื่อป้องกันอุบัติเหตุซึ่งจะเกิดขึ้นจากสาเหตุดังกล่าว

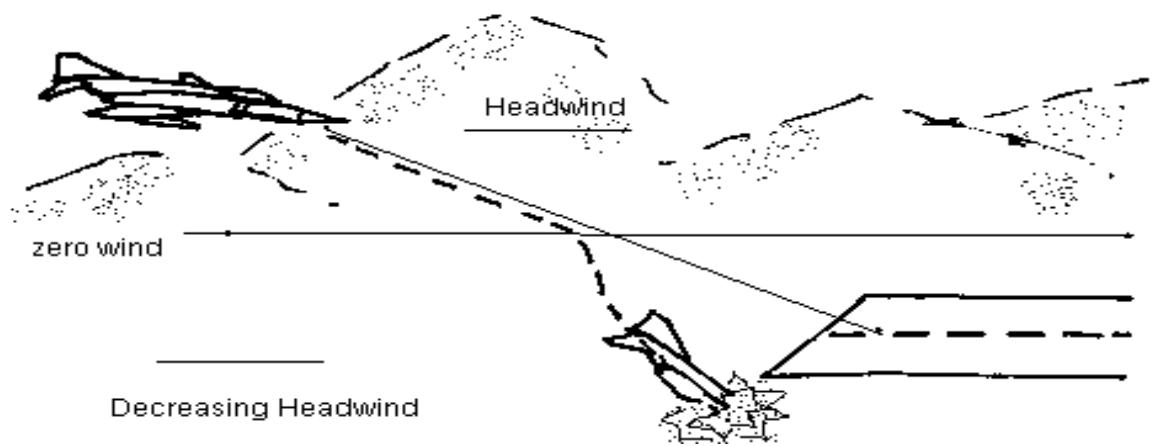
ลมพัดตัดกันในระดับต่ำจะมีความสำคัญและมีผลต่อการปฏิบัติการทางอากาศนั้น จะต้องขึ้นอยู่กับลักษณะการเกิดและช่วงเวลาของการเกิดว่าเป็นอย่างไร ดังตัวอย่าง เมื่ออากาศยานทำการบินพบกับกระแสลมด้าน (Headwind) มีความเร็วลม 30 นอต เมื่อใช้เวลาทำการบินประมาณ 1 ชั่วโมง จะพบกับการเปลี่ยนแปลงของระบบลมเป็นลมส่งท้าย (Tailwind) ความเร็ว 30 นอต ลักษณะดังกล่าวจะเปลี่ยนแปลงอย่างช้า ๆ ซึ่งจะไม่มีความสำคัญมากนักต่างจากการเกิดการเปลี่ยนแปลงอย่างทันทีทันใด ซึ่งนักบินจะต้องทำการแก้ไขอย่างถูกต้องและรวดเร็ว เพื่อควบคุมอากาศยานให้ทำการบินได้อย่างปลอดภัย

2. Performance decreasing shear

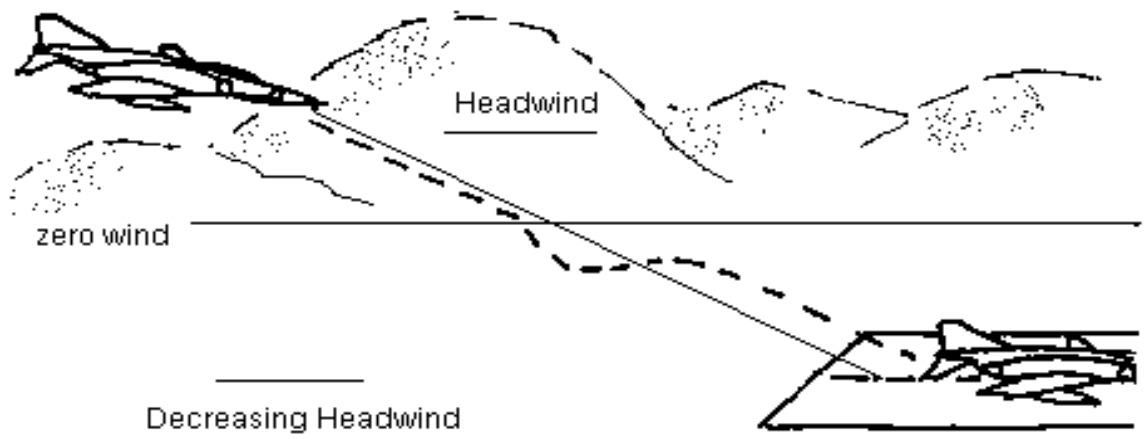
เมื่ออากาศยานทำการบินไปยังบริเวณที่ความเร็วของกระแสลมด้านลดลงในช่วงเวลาสั้นๆ ความเร็วสัมพัทธ์ของอากาศเหนือบริเวณปีกของอากาศยานจะลดลง และความเร็วขณะบินที่อ่านได้จากหน้าปัด (Indicated airspeed) จะลดลง เป็นผลทำให้แรงยกลดลงเช่นกัน มุมเงยของอากาศยานมีแนวโน้มลดลง เมื่อสถานการณ์ที่กระแสลมด้านลดลงนี้เกิดขึ้นจะเรียกว่า Performance decreasing

สถานการณ์ Performance decreasing shear นั้น จะเป็นอันตรายขณะที่อากาศยานวิ่งขึ้นและร่อนลงสู่สนามบิน ซึ่งอยู่ในช่วงที่สูญเสียแรงยก อากาศยานจะทำการบินด้วยความเร็วต่ำและอยู่ในระดับความสูงไม่มากนักในขณะที่มีแรงฉุดเพิ่มขึ้น จะเป็นผลทำให้ความเร็วของอากาศยานลดลง และเกิดอุบัติเหตุได้ ดังรูปที่ 2-1

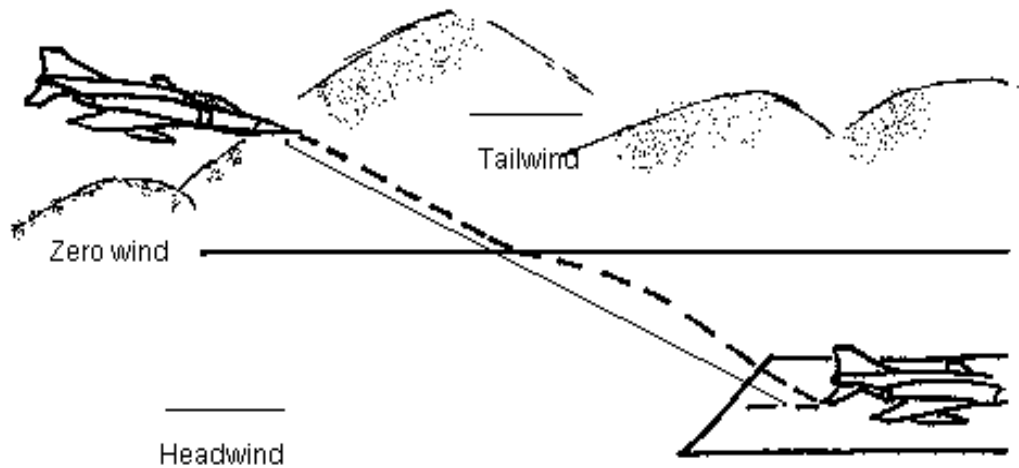
เมื่อประสบกับลมพัดตัดกัน อากาศยานจะมีความเร็วลดลงและสูญเสียระยะสูง นักบินจะต้องเตรียมพร้อมที่จะเพิ่มกำลังเครื่องยนต์ เมื่อสังเกตเห็นหน้าปัดแสดงความเร็วของเครื่องเริ่มจะลดลง เมื่อความเร็วและแนวร่อนกลับคืนสู่สภาพปกติแล้ว การลดแรงผลัก (Thrust) อย่างเหมาะสมก็มีความจำเป็นในการทำการบินในสถานการณ์ดังกล่าว หากไม่ลดกำลังเครื่องยนต์ลง จะเป็นผลทำให้อากาศยานลงสู่สนามบินด้วยความเร็วสูงและใช้ทางวิ่งยาวขึ้น ดังรูปที่ 2-2



รูปที่ 2-1



รูปที่ 2-2

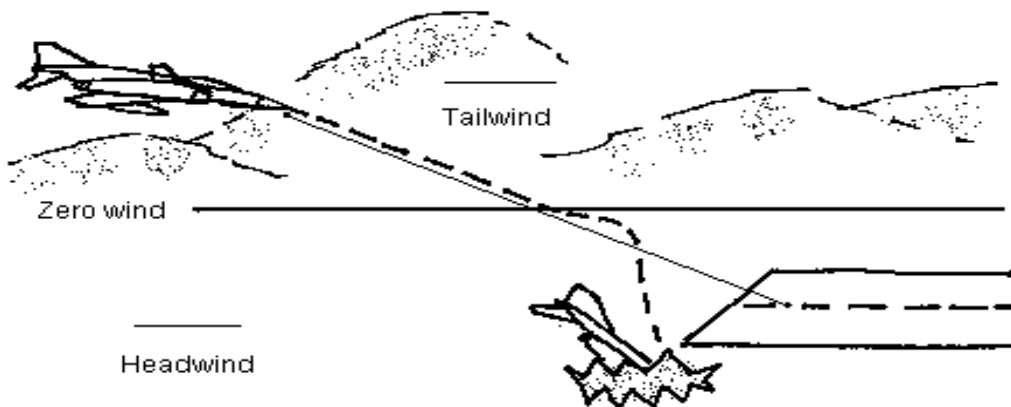


รูปที่ 2-3

3. Performance increasing shear

เมื่ออากาศยานทำการบินจากบริเวณที่มีกระแสลมส่งท้าย ไปยังบริเวณที่มีกระแสลมต้านในช่วงเวลาสั้นๆ ความเร็วสัมพัทธ์ของอากาศเหนือบริเวณปีกจะเพิ่มขึ้น, ความเร็วขณะบินที่อ่านได้จากหน้าปัดจะเพิ่มขึ้น, แรงยกเพิ่มขึ้น มุมเงยของอากาศยานมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น ลมพัดตัดกันที่เกิดขึ้นในลักษณะเช่นนี้เรียกว่า Performance increasing อันตรายที่เกิดขึ้นในลักษณะดังกล่าวจะทำให้อากาศยานใช้ ทางวิ่งยาวกว่าปกติ ดังรูปที่ 2-3

ประกอบกับเมื่อขณะทำการร่อนลง จะประสบกับความเร็วของอากาศยานเพิ่มขึ้นอย่างทันทีทันใด ซึ่งนักบินจะต้องทำการแก้ไขโดยลดกำลังของเครื่องยนต์และมุมเงยของอากาศยานลง เพื่อรักษาแนวร่อนให้อยู่ในสภาพปกติ แรงผลักดันลดลงเป็นผลมาจากการลดกำลังของเครื่องยนต์ และความเร็วของกระแสลมต้าน ซึ่งผลที่เกิดขึ้นดังกล่าวถ้านักบินแก้ไขสถานการณ์ไม่ถูกต้องและทันเวลา ก็จะทำให้อากาศยานนั้นประสบอุบัติเหตุได้ ดังรูปที่ 2-4

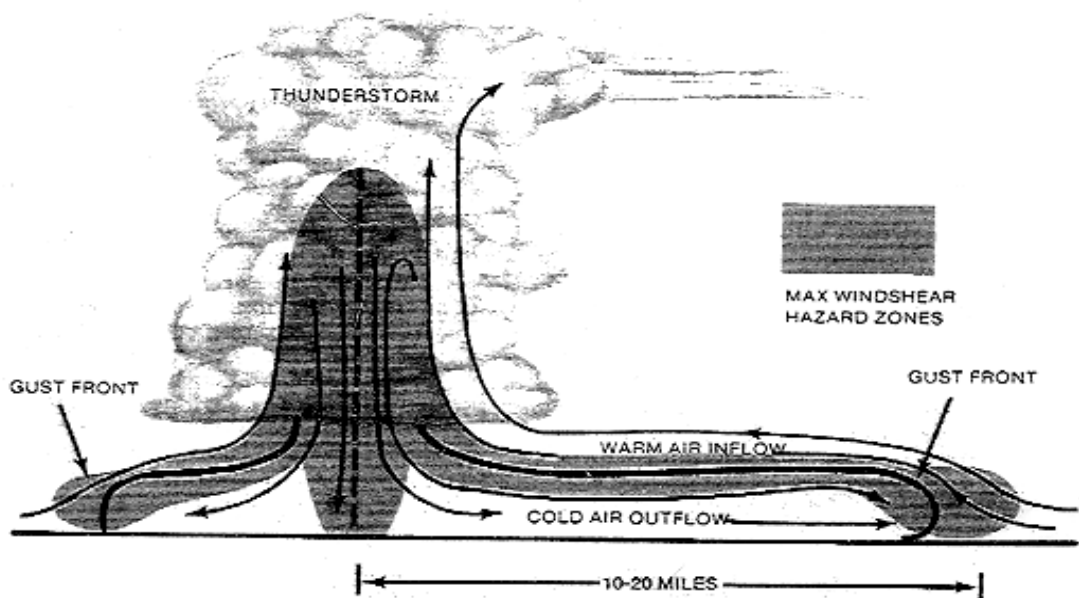


รูปที่ 2-4

4. สภาพอากาศที่เป็นสาเหตุทำให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำ

มีปรากฏการณ์ของสภาพอากาศหลายชนิดที่สามารถทำให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำได้ เช่น พายุฟ้าคะนอง, Microbursts, แนวปะทะอากาศ, กระแสลมเจ็ตในระดับต่ำซึ่งเกิดเหนือชั้นอุณหภูมิกลับอันเนื่องมาจากการแผ่รังสี (Low level jets at the top of radiation inversion), ลมช่องเขา (Funneling wind) และ คลื่นภูเขา

4.1 พายุฟ้าคะนอง (Thunderstorm) ลมบริเวณภายในและรอบๆ พายุฟ้าคะนองนั้นมีทิศทางแตกต่างกัน ดังรูปที่ 2-5 โดยมีกระแสลมเย็นไหลลงพัดออกมาจากฐานของเมฆพายุฟ้าคะนอง โดยแผ่ไปทุกทิศทางก่อนที่จะเข้ามาใกล้พื้นผิวโลก และมีบริเวณของลมกระโชกอยู่ใกล้ๆ กับพายุฟ้าคะนอง แนวที่แบ่งระหว่างอากาศเย็นจากพายุฟ้าคะนองกับอากาศอุ่นเดิมที่ผิวพื้น เรียกว่า Gust front

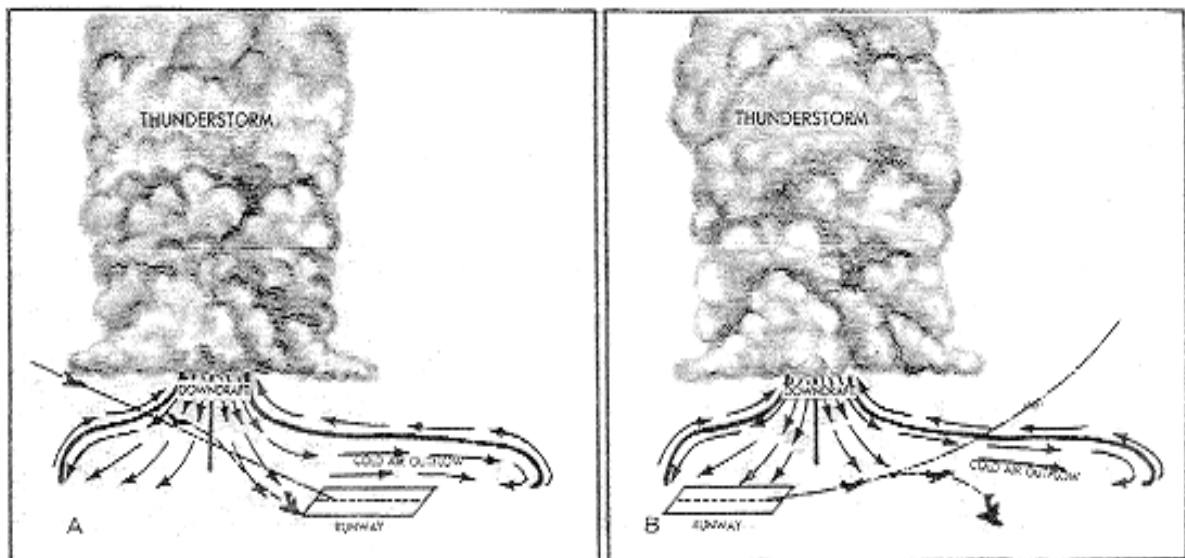


รูปที่ 2-5

Gust front มักพบได้บ่อยๆ ที่สามารถแผ่ออกไปได้ไกลถึง 10-20 ไมล์ จากบริเวณที่เกิดพายุ ฟ้าคะนอง เคยตรวจพบลมพัดตัดกันวัดได้ในทันทีที่ Gust front เคลื่อนตัวผ่าน มีค่า 10 นอตต่อระยะสูง 100 ฟุต ในทางตั้ง ในขณะที่ลมพัดตัดกันในทางระดับมีค่า 40 นอตต่อระยะทาง 1 ไมล์ ในกรณีที่เกิดลมพัดตัดกันที่มีความรุนแรงมาก ส่วนใหญ่จะเกิดร่วมกับพายุฟ้าคะนองชั้นรุนแรง ซึ่งจะเกิดลมพัดตัดกันของทิศทางลม (Directional shears) จะมีค่าตั้งแต่ 90-180 องศา โดยกระแสอากาศไหลลง (Downdraft) ของพายุฟ้าคะนองจะก่อให้เกิดลมพัดตัดกันที่มีอันตรายมาก ซึ่งจะเกิดร่วมกับกระแสอากาศไหลออกของพายุฟ้าคะนอง ดังตัวอย่าง ดังรูปที่ 2-6 ขณะที่อากาศยานกำลังบินเข้าสู่บริเวณที่มี Gust front และกระแสอากาศไหลลงนั้น จะพบทั้งการเปลี่ยนแปลงรูปแบบของลมในแนวนอน รวมถึงการเคลื่อนที่ลงในทางตั้งอีกด้วย ซึ่งสามารถทำให้อากาศยานเสียระยะสูงในขณะที่ร่อนลงหรือไต่ระดับได้ประมาณ 2,000 ฟุตต่อนาทีหรือมากกว่า ดังรูปที่ 2-7

ขณะที่อากาศยานกำลังจะวิ่งขึ้น จะประสบกับทั้งกระแสอากาศไหลลงและลมส่งท้าย จะทำให้เกิดการสูญเสียแรงยก หากอากาศยานอยู่ใกล้ๆ กับพื้นดิน จะมีโอกาสประสบอุบัติเหตุได้

ลมพัดตัดกันที่เกิดร่วมกับพายุฟ้าคะนองนั้น เป็นสภาพอากาศที่มีอันตรายมาก เนื่องจากมีความซับซ้อนและหลากหลายของทิศทางและความเร็วลม ซึ่งในระดับความสูงต่างๆ ลักษณะของลมโดยทั่วไปจะพัดขึ้นเหนือบริเวณที่เป็น Gust front เข้าไปยังบริเวณที่เป็นพายุฟ้าคะนอง Gust front เกิดได้มากกว่า 1 ครั้ง ซึ่งเป็นผลมาจากกระแสอากาศไหลลงหลายระลอก กระแสอากาศที่ไหลลงจากบริเวณศูนย์กลางของเมฆพายุฟ้าคะนองจะมีความรุนแรงมากที่สุด เมื่ออากาศยานจะทำการบินไปยังบริเวณที่มีลักษณะอากาศดังกล่าว จะต้องพิจารณาหาหนทางเพื่อหลบหลีกสภาพอากาศรุนแรงและเป็นอันตรายต่อการบินด้วยทุกครั้ง



รูปที่ 2-6

รูปที่ 2-7

4.2 Microbursts

หมายถึง กระแสอากาศไหลลงอย่างรุนแรงที่เกิดเป็นบริเวณแคบๆ มีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ $\frac{1}{4}$ - $2\frac{1}{2}$ ไมล์ ในช่วงเวลาสั้นๆ ประมาณ 2-5 นาที และก่อให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำ โดยมีความเร็วมากกว่า 3,000 ฟุตต่อนาที ซึ่งเป็นอันตรายอย่างรุนแรงที่สุดต่อการบิน อันเนื่องมาจากขนาดเล็กและมีการเปลี่ยนแปลงกระแสนของลมอย่างรวดเร็ว เป็นผลทำให้เกิดลมพัดตัดกันอย่างรุนแรงที่สุด ซึ่งคุณลักษณะดังกล่าวนี้จะทำให้กระแสอากาศไหลลงของ Microburst เคลื่อนลงไปยังพื้นดิน และแผ่เป็นรัศมีในทางระดับก่อให้เกิดกระแสลมด้าน-ลมส่งท้าย มีความเร็วแตกต่างกันมากกว่า 50 นอต โดยอากาศยาน ส่วนใหญ่จะตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของ Microburst ระหว่างวิ่งขึ้นและร่อนลง ซึ่งขณะนั้นอากาศยานมีขีดจำกัดในการเร่งความเร็วของเครื่องยนต์

เมื่ออากาศยานบินผ่านเข้าไปในบริเวณที่มี Microburst จะประสบกับกระแสลมต้าน และตามด้วย กระแสอากาศไหลลงอย่างรุนแรงในทันทีทันใด หลังจากนั้นจะเป็นลมส่งท้าย เป็นผลให้เกิดการสูญเสียพลังงาน และระยะสูงลดลง อากาศยานอุบัติเหตุหลายๆ ครั้งที่สำคัญๆ มีผลสืบเนื่องมาจากลมพัดตัดกันที่เกิดจาก Microburst โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อลมพัดตัดกันมีความรุนแรงมากและเกิดในระดับต่ำ นักบินขาดการ ระวังระมัดระวังในการติดต่อกับภาคพื้นดิน หรือแก้ไขปัญหาล้มเหลว

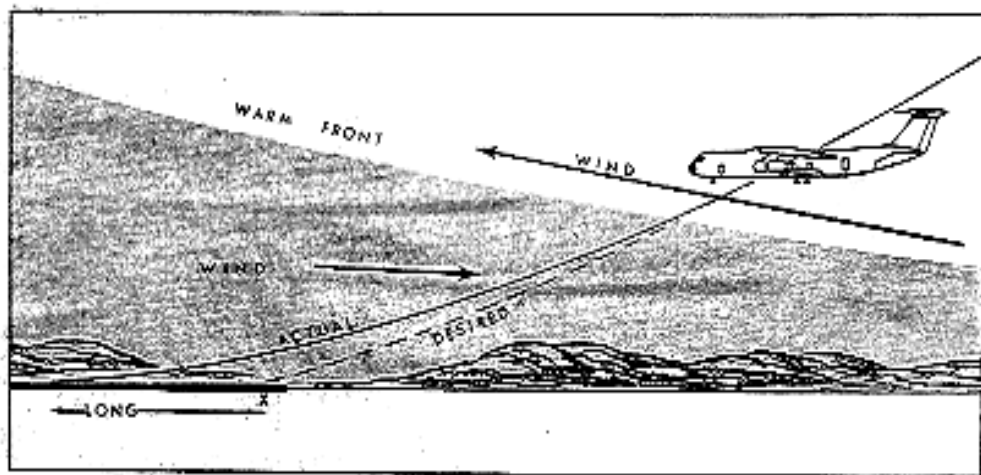
การรายงานข่าวอากาศจากนักบิน (PIREPS) ที่ประสบกับ Microburst ไปยังหอบังคับการบิน หรือ หน่วยงานควบคุมการจราจรทางอากาศ จึงมีความจำเป็นมาก เนื่องจากสภาวะการเปลี่ยนแปลงอย่าง ทันทีทันใดของ Microburst ไม่สามารถอธิบายความรุนแรงได้ถูกต้องนัก หากไม่ประสบกับ Microburst ด้วย ตัวเองจริงๆ เท่านั้น (รายละเอียดตามหัวข้อ Microburst)

4.3 แนวปะทะอากาศ (Fronts)

ลมพัดตัดกันที่รุนแรงเป็นผลมาจากแนวปะทะอากาศเคลื่อนที่เร็ว (30 นอต หรือมากกว่า) และ/หรือ มีอุณหภูมิแตกต่างกันอย่างน้อย 5 องศาเซลเซียส (10 องศาฟาเรนไฮต์)

ลมพัดตัดกันในระดับต่ำที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศเย็น เมื่อแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนตัวผ่าน บริเวณใดๆ มักมีช่วงเวลาการเกิดน้อยกว่า 2 ชั่วโมง เนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็นจะมีความชันมากกว่า และ เคลื่อนตัวเร็วกว่าแนวปะทะอากาศอุ่น

สำหรับลมพัดตัดกันที่เกิดร่วมกับแนวปะทะอากาศอุ่นนั้น จะมีอันตรายมากต่อการบิน โดยเฉพาะอย่างยิ่งขณะร่อนลง แนวปะทะอากาศอุ่นที่มีลมแรงในชั้นบนสามารถทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงทิศทางและความเร็ว ลมอย่างทันทีทันใด ดังรูปที่ 2-8 ลมพัดตัดกันที่เกิดขึ้นอาจจะคงอยู่ 6 ชั่วโมง หรือมากกว่าบริเวณด้านหน้า ของแนวปะทะอากาศ ทั้งนี้เป็นเพราะว่าแนวปะทะอากาศอุ่นมีความชันน้อย และเคลื่อนตัวช้า ซึ่งสภาพอากาศ ที่เกิดขึ้นได้แก่ เพดานเมฆและทัศนวิสัยต่ำ โดยจะเป็นสิ่งที่ก่อให้เกิดปัญหาต่อผู้ปฏิบัติการในอากาศได้เสมอๆ



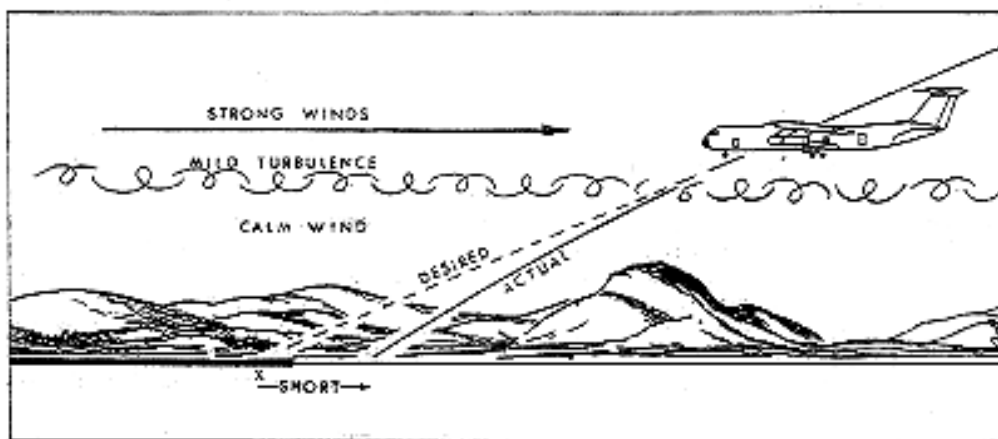
รูปที่ 2-8

4.4 กระแสลมกรดในระดับต่ำซึ่งเกิดเหนือชั้นอุณหภูมิกลับอันเนื่องมาจากการแผ่รังสี

(Low Level Jet at Top of Radiation Inversion)

กระแสลมกรดในระดับต่ำมักจะเกิดเหนือชั้นอุณหภูมิกลับอันเนื่องมาจากการแผ่รังสี ซึ่งจะเริ่มตั้งแต่ดวงอาทิตย์ตก และมีความรุนแรงสูงสุดก่อนดวงอาทิตย์ขึ้น และจะหายไปประมาณ 10.00 น. เนื่องจากโลกได้รับรังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์ ลักษณะอากาศดังกล่าวจะเกิดขึ้นได้ทั่วทุกภูมิภาคของโลกตลอดทั้งปี

การที่โลกเย็นตัวลงจะทำให้ลมสงบ อากาศเย็น และทรงตัวตื้นนั้น จะสูงขึ้นไปจากพื้นดินประมาณ 300-1,000 ฟุต ซึ่งเป็นชั้นของการเกิดชั้นอุณหภูมิกลับ กระแสลมกรดในระดับต่ำจะเกิดขึ้นเหนือชั้นอุณหภูมิกลับโดยปกติความเร็วลมประมาณ 30 นอต แต่บางครั้งเคยตรวจพบได้มากกว่า 65 นอต ซึ่งทุกครั้งที่เกิดชั้นอุณหภูมิกลับอันเนื่องมาจากการแผ่รังสีเกิดขึ้น มีโอกาสเกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำได้เช่นเดียวกัน ดังรูปที่ 2-9

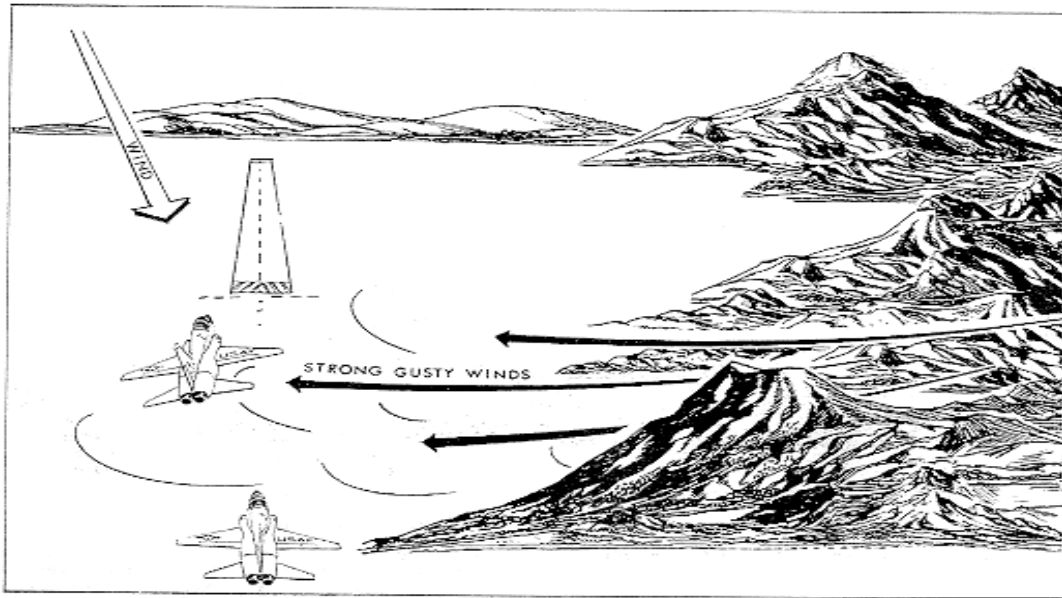


รูปที่ 2-9

4.5 ลมช่องเขาและคลื่นภูเขา (Funneling wind and Mountain wave)

สนามบินบางแห่งจะมีลมที่ทำให้เกิดอันตรายต่อการบินเกิดขึ้น โดยมีสาเหตุมาจากลมช่องเขา ซึ่งเกิดจากภูมิประเทศรอบๆ สนามบินเป็นภูเขาและมีหุบเขาเป็นช่องการไหลของอากาศ ทำให้เกิดลมพัดแรงขึ้น และมีทิศทางไปยังเส้นทางบินของอากาศยาน โดยกระแสลมนั้นบางครั้งมีความเร็วถึง 80 นอต ดังนั้นเมื่อทำการบินในบริเวณใกล้ภูเขาหรือช่องเขา ให้ระมัดระวังอันตรายจากลมแรงดังกล่าวด้วย เช่น สนามบินโคกเกเทียม ดังรูปที่

2-10



รูปที่ 2-10

ส่วนคลื่นภูเขานั้นมักจะก่อให้เกิดลมพัดตัดกันบริเวณสนามบินซึ่งตั้งอยู่ด้านใต้ลมของคลื่นภูเขา ขณะเดียวกันอาจจะมีเมฆม้วน, เมฆรูปเลนส์ (ACSL) เกิดขึ้น ซึ่งแสดงถึงการเกิดคลื่นภูเขา และนั่นก็就会有ลมพัดตัดกันอีกด้วยเช่นกัน (รายละเอียดตามหัวข้อคลื่นภูเขา)

4.6 สาเหตุอื่น ๆ ที่ทำให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำ

สาเหตุที่ทำให้เกิดลมพัดตัดกันในระดับต่ำ 2 ประการ คือ

4.6.1 ลมกระโชกหรือลมแรงที่ผิวพื้น ลมที่มีความเร็วเปลี่ยนแปลงตั้งแต่ 10 นอต หรือมากกว่า จากค่าความเร็วลมเฉลี่ย หรือกรณีที่ลมแรงพัดผ่านอาคาร สิ่งก่อสร้างต่างๆ ที่อยู่ใกล้ทางวิ่ง จะเป็นสาเหตุให้เกิดลมพัดตัดกันในบริเวณดังกล่าว ซึ่งจะเป็นอันตรายต่ออากาศยานขนาดเล็กได้ การตรวจสอบสภาพพื้นที่ภูมิประเทศและการรายงานสภาพอากาศของนักบินบริเวณใกล้ๆ ทางวิ่งจะเป็นหนทางที่ดีที่สุดในการคาดการณ์ล่วงหน้า ต่อการเกิดลมพัดตัดกันจากสาเหตุดังกล่าว

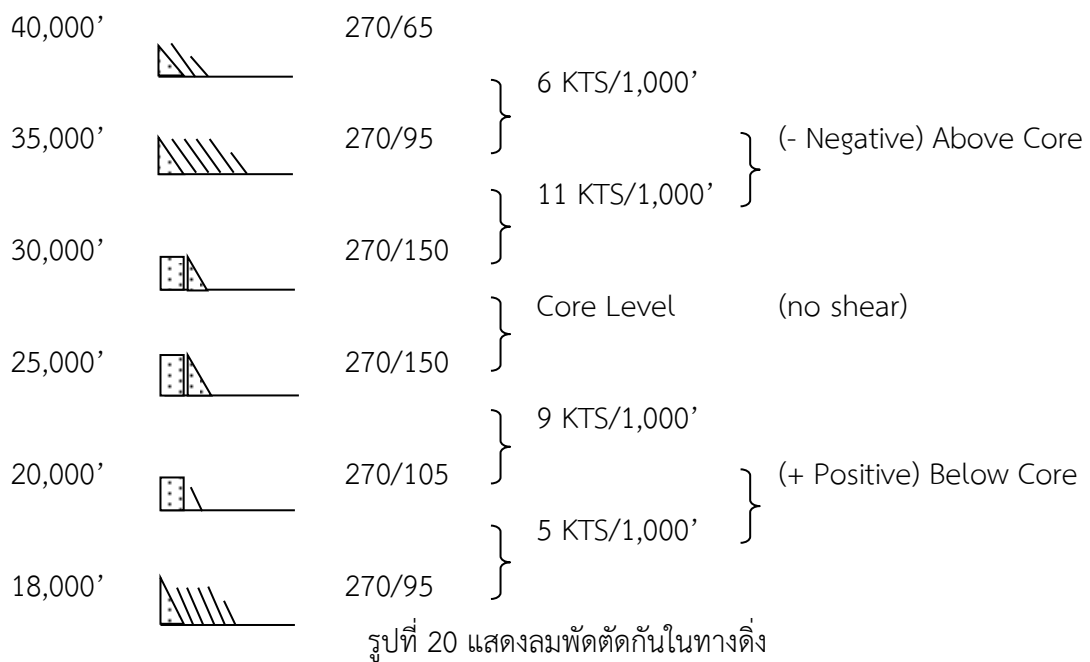
4.6.2 ลมบกลมทะเล โดยทั่วไปจะเกิดบริเวณใกล้ๆ ทะเลสาบขนาดใหญ่, อ่าว หรือมหาสมุทร การที่ลมจะพัดจากพื้นดินไปยังพื้นน้ำหรือพื้นน้ำไปสู่พื้นดิน สาเหตุเกิดจากความแตกต่างของการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิระหว่างพื้นดินและพื้นน้ำ ซึ่งลมทะเลนั้นจะเกิดเป็นบริเวณไม่กว้างมากนัก (small scale) ของความแตกต่างของมวลอากาศสองมวล กระแสลมที่พัดบริเวณดังกล่าวมีความเร็วประมาณ 15-20 นอต และจะพัดลึกเข้าไปในแผ่นดินประมาณ 10-20 ไมล์ ซึ่งจะมีความรุนแรงที่สุดในตอนบ่ายโดยกระแสลมที่พัดมีความสูงถึงประมาณ 2,000 ฟุต

ส่วนลมบกนั้นจะเกิดขึ้นในเวลากลางคืน เนื่องจากพื้นดินมีอุณหภูมิต่ำกว่าพื้นน้ำ แต่จะมีความรุนแรงน้อยกว่าลมทะเล

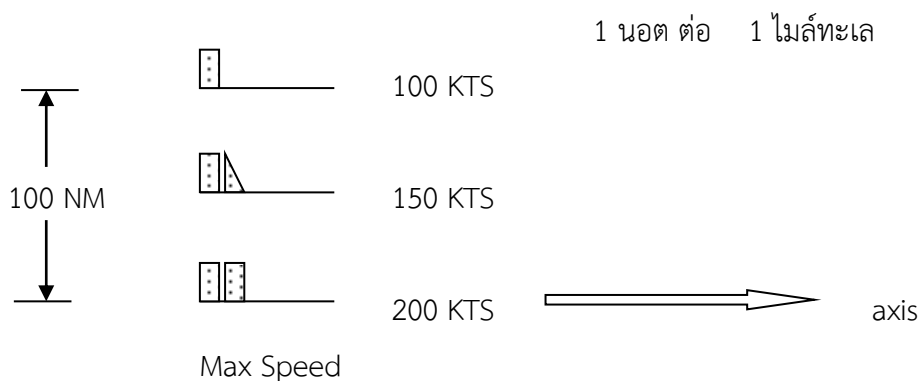
3. กระแสลมกรด (Jet Streams)

1. ความหมายของกระแสลมกรด กระแสลมกรด (Jet Streams) คือ บริเวณแคบๆ ที่มีลมแรง ในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนบน หรือตอนล่างของบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ และจะพบว่าในกระแสลมกรดจะมีลมพัดตัดกันอย่างรุนแรง ทั้งในทางระดับและทางดิ่ง ความเร็วลมที่จัดว่าเป็นกระแสลมกรดได้นั้น ต้องมีความเร็วตั้งแต่ 50 นอต ขึ้นไป และมีระยะทางยาวตั้งแต่ 300 ไมล์ทะเล ขึ้นไป โดยทั่วไปแล้วลมพัดตัดกันจะมีระยะทางยาวหลายพันไมล์ทะเล ความกว้างหลายร้อยไมล์ทะเล และมีส่วนลึกหลายพันฟุต

ในกระแสลมกรดมีการเปลี่ยนแปลงทิศทางลมในทางดิ่งเล็กน้อยเท่านั้น ดังนั้นลมพัดตัดกันในทางดิ่งจึงเป็นแต่เพียงอัตราการเปลี่ยนแปลงความเร็วลมเท่านั้น โดยทั่วไปแล้วจะคิดเป็นนอตต่อ 1,000 ฟุต ลมพัดตัดกันในทางดิ่งคิดเป็นค่าบวก เมื่อความเร็วลมเพิ่มขึ้นตามระยะสูง และเป็นลบเมื่อความเร็วลมลดลงตามระยะสูง ดังรูปที่ 20



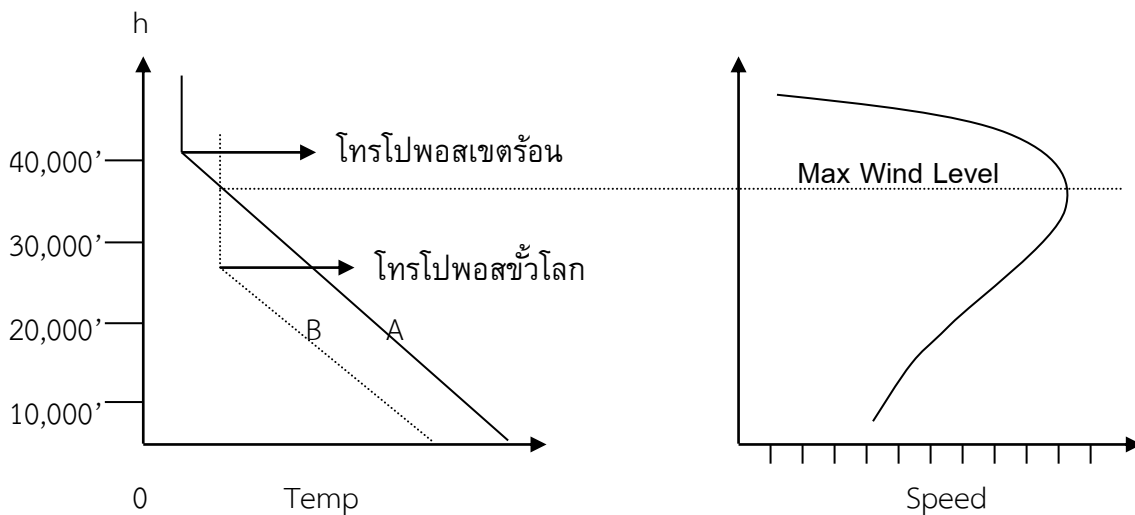
ในระหว่างที่มีกระแสลมกรดทิศทางลมในทางระดับเกือบขนานกัน ดังนั้นลมพัดตัดกันจึงเป็นเพียงการเปลี่ยนแปลงของความเร็วลมในทางระดับเท่านั้น หน่วยวัดส่วนมากใช้เป็นนอตต่อหนึ่งหน่วยระยะทาง ตามรูปที่ 21 ลมพัดตัดกันในทางระดับเท่ากับ 100 นอต ต่อ 100 ไมล์ทะเล หรือ



รูปที่ 21 แสดงลมพัดตัดกันในทางระดับ

2. กำเนิดของกระแสลมกรด แม้ว่าการค้นคว้าเกี่ยวกับกระแสลมกรดยังไม่เป็นที่น่าพอใจนัก แต่คำอธิบายที่ง่ายเกี่ยวกับการเกิดของกระแสลมกรดนั้นก็คือ เกิดจากความแตกต่างของมวลอากาศ สองมวล เป็นที่ทราบกันอยู่แล้วว่า การเปลี่ยนแปลงของลมต่อระยะสูงนั้นขึ้นอยู่กับ การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ กล่าวคือในซีกโลกเหนือเมื่อหันหน้าไปตามลม ความเร็วลมจะเพิ่มตามระยะสูงถ้าอากาศเย็นอยู่ทางด้านซ้ายมือ แต่ถ้าอากาศเย็นอยู่ทางด้านขวามือความเร็วลมจะลดลงตามระยะสูง

ภายในมวลอากาศเดียวกันอุณหภูมิจะต่างกันเพียงเล็กน้อยเท่านั้น ดังนั้นความแตกต่างของความเร็วลมจึงมีน้อย และตรงกันข้ามความแตกต่างของความเร็วลมจะมีมากระหว่างมวลอากาศสองมวลที่มีคุณสมบัติแตกต่างกัน เมื่อมวลอากาศต่างกันเคลื่อนเข้าหากันจะทำให้อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามระยะทาง (Temperature Gradient) ในทางระดับเกิดขึ้นในบริเวณแคบๆ ซึ่งเรียกว่า เขตแนวปะทะอากาศ (Frontal Zone) หรือเขตอุณหภูมิแตกต่างสูงที่สุด (Zone of Maximum Contrast of Temperature : ZOMCOT) ด้วยเหตุนี้จึงเกิดมีลมแรงในบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ตอนบน และชั้น สตราโตสเฟียร์ตอนล่าง ถ้าหากแนวปะทะอากาศชันมาก ความแตกต่างของอุณหภูมิก็มาก ก็จะทำให้เกิดความเร็วลมเพิ่มขึ้นตามระยะสูงมากตามไปด้วย



รูปที่ 22 ความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิและความเร็วลม

จากรูปที่ 22 จะพบว่าโทรโปพอสทางด้านมวลอากาศเย็นจะอยู่ต่ำกว่าทางด้านมวลอากาศอุ่น ตามรูปคือเส้นแสดงอุณหภูมิ (Temperature Curve) สำหรับสถานี A อยู่ทางด้านอากาศอุ่นของแนวปะทะอากาศ ส่วนสถานี B อยู่ทางด้านอากาศเย็นของแนวปะทะอากาศ ทางด้านขวามือของรูปแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงของลมตะวันตก (West Wind) ต่อระยะสูงระหว่างสถานี A และ B

ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นตามระยะสูงตราบเท่าที่อุณหภูมิ B เย็นกว่า A เนื่องจากระยะสูงของโทรโปพอสของสถานี A และ B ไม่เท่ากัน อุณหภูมิที่ A จะลดลงได้มากกว่าและที่ระดับสูงกว่า B ที่ระดับหนึ่งอุณหภูมิจะเท่ากันทั้งสองสถานี เหนือระดับนั้นขึ้นไปอุณหภูมิของสถานี A จะเย็นกว่าสถานี B จึงทำให้ความเร็วลมลดลงตามระยะสูง นั่นคือลมตะวันตกจะพัดแรงที่สุดตรงที่เส้นอุณหภูมิของสถานี A และ B ตัดกัน

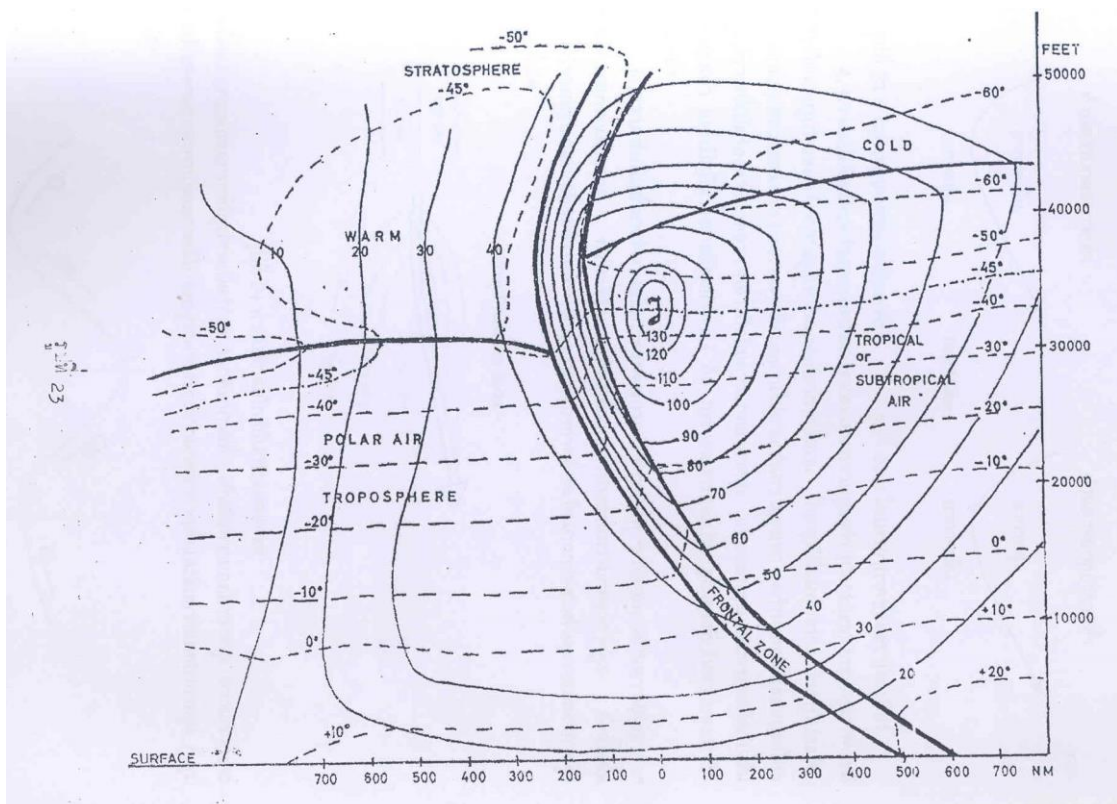
คือตรงเหนือโทรโปพอสแถบขั้วโลก และใต้โทรโปพอสเขตร้อน ดังนั้นพอจะสรุปได้ว่าถ้ามีแนวปะทะอากาศเกิดขึ้นก็มักจะมีกระแสลมกรดเกิดขึ้นด้วย

3. โครงสร้างของกระแสลมกรด (Structure of The Jet Streams)

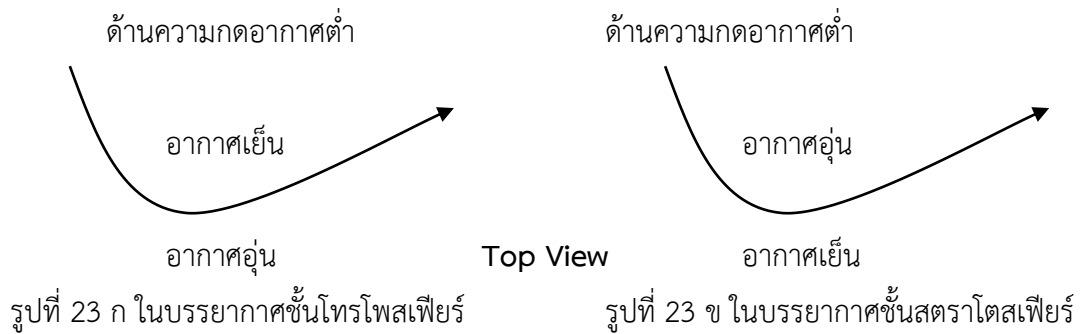
3.1 แบบของกระแสลมกรด (The Jet Streams Model) กระแสลมกรดที่เกิดขึ้นแต่ละครั้งหรือแต่ละแห่งจะไม่เหมือนกัน แต่โดยทั่วไปแล้วจะมีลักษณะคล้ายกัน ซึ่งพอจะเขียนรูปร่างลักษณะและตำแหน่งที่อยู่ได้ ดังรูปที่ 23 แสดงภาคหน้าตัดของกระแสลมกรดและแนวปะทะอากาศแถบขั้วโลก (Polar Front) ความเร็วลมแสดงไว้ในรูปเรียกว่า เส้นความเร็วลมเท่า (Isotach) เขียนไว้มีช่วงห่างทุก 10 นอต จะพบว่าบริเวณที่มีความเร็วลมมากที่สุดนั้นเป็นบริเวณแคบๆ ซึ่งเรียกว่า แกนกลางของกระแสลมกรด (Core of The Jet Streams) ซึ่งอยู่สูงประมาณ 33,000 ฟุต โดยปกติจะพบเหนือบริเวณแนวปะทะอากาศตัดกับพื้นผิวความกดอากาศระดับ 500 hPa หรือเหนือโทรโปพอสแถบขั้วโลก และใต้โทรโปพอส เขตร้อน ในกรณีที่มิลมพัดจากตะวันตกไปตะวันออก ความสูงของแกนกลางของกระแสลมกรดนี้จะเปลี่ยนแปลงน้อยมาก

3.2 อุณหภูมิของอากาศใต้แกนกระแสลมกรด (Temperature Distribution under Jet Streams) เส้นอุณหภูมิเท่าจะชิดกันมากที่บริเวณใต้แกนกระแสลมกรดทางด้านความกดอากาศต่ำของบริเวณที่มีลมแรงที่สุด ถ้าทำการบินจากละติจูดต่ำ (Equator side) ไปยังละติจูดสูง (Polar side) อุณหภูมิขณะที่ทำการบินนั้นลดลงทันทีทันใด จะแสดงว่าความเร็วลมลดลง แต่ถ้าอุณหภูมิเพิ่มความเร็วลมก็เพิ่มขึ้นด้วย ถ้าหันหน้าไปตามลมบริเวณอากาศอุ่นจะอยู่ทางด้านขวามือ และบริเวณอากาศเย็นจะอยู่ทางด้านซ้ายมือ ดังรูปที่ 23 ก

ที่ระดับแกนกลางของกระแสลมกรดจะไม่มีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ ดังนั้นความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิกับความเร็วลมจึงไม่มี เหนือแกนกลางกระแสลมกรดขึ้นไปหรือ ประมาณชั้นล่างบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์จะพบว่าบริเวณอากาศอุ่นอยู่ตรงด้านความกดอากาศต่ำ (Low Pressure Side) ของบริเวณที่มีลมแรงที่สุด หรือถ้าหันหน้าไปตามลมบริเวณอากาศอุ่นจะอยู่ทางด้านซ้ายมือ และบริเวณอากาศ

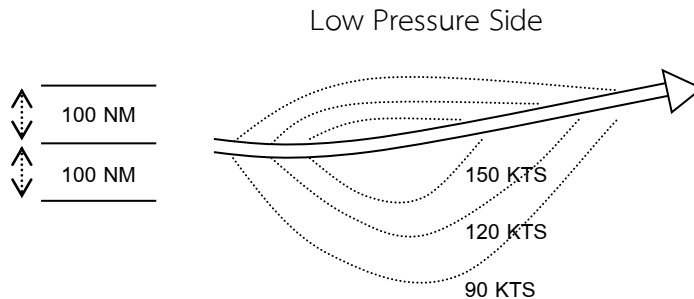


เย็นจะอยู่ทางด้านขวามือ ดังรูปที่ 23 ข



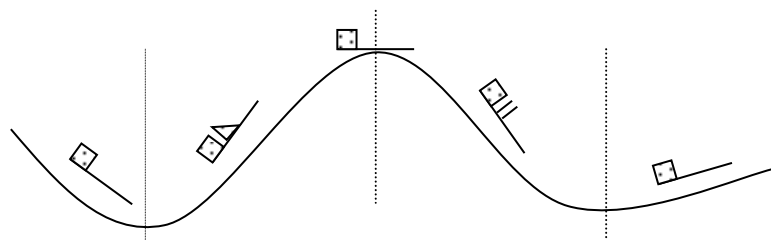
4. ความสัมพันธ์ระหว่างกระแสลมกรดและเส้นความสูงเท่า (Contours) กระแสลมกรดจะมีรูปร่างไปตามรูปร่างของเส้นความสูงเท่าในแผนที่อากาศชั้นบน ในกรณีที่ลมพัดจากตะวันตกไปตะวันออก แกนของกระแสลมกรด (Jet Axis) เกือบขนานไปตามเส้นความสูงเท่า แต่ถ้าหากกระแสลมกรดไหลผ่านบริเวณที่เป็นร่องความกดอากาศต่ำหรือลิ่มความกดอากาศสูง แกนของกระแสลมกรดจะตัดกับเส้นความสูงเท่า และเป็นที่น่าสังเกตอีกอย่างหนึ่ง คือ กระแสลมกรดจะปรากฏอยู่ตรงที่เส้นความสูงเท่าชิดกันมากๆ

5. ความสัมพันธ์ระหว่างลมกับกระแสลมกรด ที่ระดับใดๆ ก็ตามทางด้านความกดอากาศต่ำของแกนกระแสลมกรด ความเร็วลมจะลดลงได้มากกว่าทางด้านความกดอากาศสูง ดังนั้นเส้นความเร็วลมเท่าของแผนที่ลมชั้นบนทางด้านความกดอากาศต่ำจะชิดมากกว่าทางด้านความกดอากาศสูง ดังรูปที่ 24



รูปที่ 24 ความเร็วลมใกล้กับกระแสลมกรด

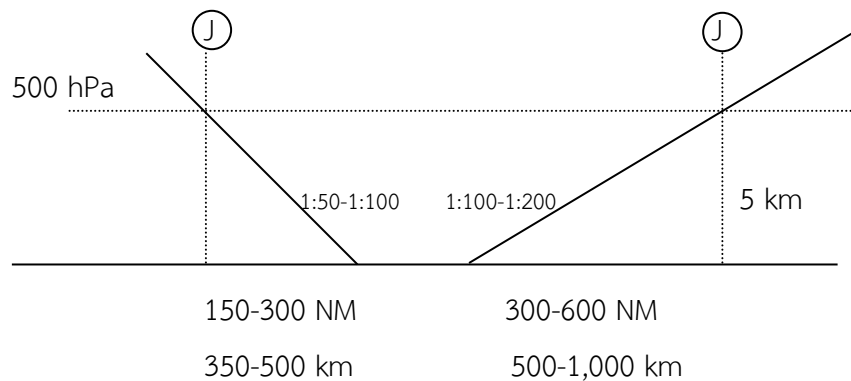
เหนือแกนกระแสลมกรดที่มีรูปร่างเป็นร่องความกดอากาศต่ำ หรือลิ่มความกดอากาศสูง ความเร็วลมจะแรง ที่สุดตามแกนกระแสลมกรดนั้น จะอยู่ระหว่างร่องความกดอากาศต่ำและลิ่มความกดอากาศสูง ดังรูปที่ 25



รูปที่ 25 ความเร็วลมแรงที่สุดตามแกนกระแสลมกรด

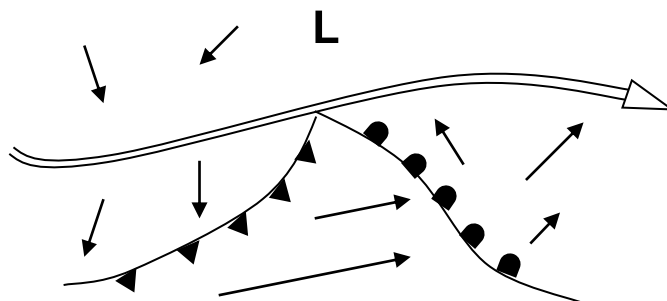
6. กระแสลมกรดและแนวปะทะอากาศ (Jet Streams and Fronts) เนื่องจากแกนกลางของกระแสลมกรดจะอยู่สูงขึ้นไปจากจุดตัดของพื้นผิวแนวปะทะอากาศ (Frontal Surface) และพื้นผิวความกดอากาศเท่าระดับ 500 hPa กระแสลมกรดจึงสามารถหาได้จากการคำนวณตำแหน่งของแนวปะทะอากาศที่ผิวพื้น เนื่องจากว่าแนวปะทะอากาศนั้นมีความเอียงไปทางอากาศที่เย็นกว่า ดังนั้นแกนกลางของกระแสลมกรดจึงควรอยู่ทางด้านอากาศที่เย็นกว่า คือเหนือจุดตัดของแนวปะทะอากาศกับพื้นผิวความกดอากาศเท่าระดับ 500 hPa ตำแหน่งที่ได้นี้ไม่แน่นอนเสมอไป แต่จะขึ้นอยู่กับค่าของความเอียงของแนวปะทะอากาศและสิ่งอื่น เช่น การพัฒนาในแต่ละชั้นของคลื่นในแนวปะทะอากาศ (The Wave on The Front)

เนื่องจากว่าค่าของความเอียงของแนวปะทะอากาศอุ่นมีค่าประมาณ 1/100 ถึง 1/200 และของแนวปะทะอากาศเย็นมีค่าประมาณ 1/50 ถึง 1/100 ดังรูปที่ 26 แกนกลางของกระแสลมกรดจะอยู่ทางด้านหน้าของพื้นผิวแนวปะทะอากาศอุ่นประมาณ 500-1,000 กม. (300-600 ไมล์ทะเล) และทางด้านหลังของพื้นผิวแนวปะทะอากาศเย็นประมาณ 350-500 กม. (150-300 ไมล์ทะเล)



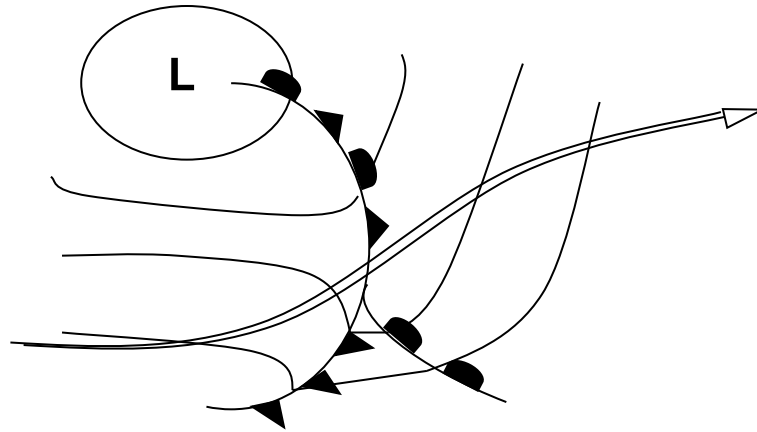
รูปที่ 26 ตำแหน่งของแกนกลางกระแสลมกรดที่เกี่ยวข้องสัมพันธ์กับแนวปะทะอากาศที่ผิวพื้น

โดยทั่วไปแล้วแกนกลางของกระแสลมกรดจะอยู่ในตำแหน่งดังกล่าว แล้วจะผ่านศูนย์กลางของความกดอากาศต่ำ ในกรณีที่ยังไม่เป็นแนวปะทะอากาศปิด กระแสลมกรดยังคงอยู่ทางด้านซ้ายโลกของความกดอากาศต่ำ ดังรูปที่ 27



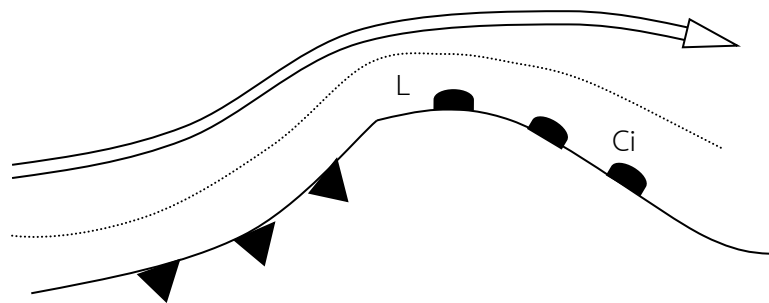
รูปที่ 27 ตำแหน่งของกระแสลมกรดที่เกี่ยวข้องสัมพันธ์กับคลื่นในแนวปะทะอากาศแถบขั้วโลก

ในกรณีของแนวปะทะอากาศปิด กระแสลมกรดจะพบอยู่ระหว่างศูนย์กลางความกดอากาศต่ำและจุดปลายบนสุดของส่วนอากาศอุ่น (The Peak of Warm Sector) และเกือบตั้งฉากกับพื้นผิวของแนวปะทะอากาศปิด (Surface Occluded Front) ดังรูปที่ 28



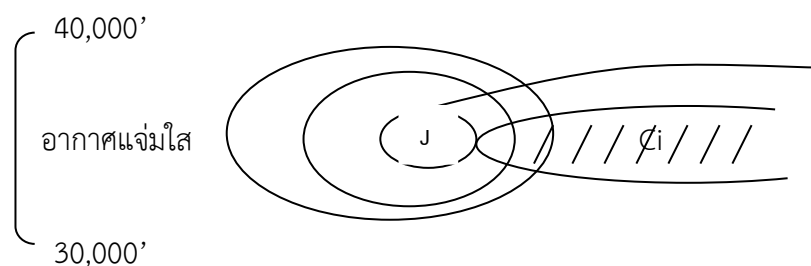
รูปที่ 28 ตำแหน่งของแกนกลางกระแสน้ำมกตที่เกี่ยวข้องสัมพันธ์กับคลื่นปิดในแนวปะทะอากาศ

7. เมฆและกระแสน้ำมกต เมฆที่เกิดขึ้นส่วนมากจะเหมือนกับที่เกิดขึ้นในขณะที่มีแนวปะทะอากาศ ในขณะที่ทำการบินจะพบขอบของแนวเมฆ (Border of The Cloud Shield) อยู่ห่างจากแกนกลางกระแสน้ำมกตไปทางด้านความกดอากาศสูงเล็กน้อย และขนานไปกับแกนกระแสน้ำมกตได้หลายร้อยไมล์ทะเล ดังรูปที่ 29 เมฆชั้นสูงส่วนมากจะเป็นพวกกลุ่มเมฆ CI (Cirrus Shield)



รูปที่ 29 เมฆที่สัมพันธ์กับแนวปะทะอากาศที่ผิวพื้นกับกระแสน้ำมกต

ตามรูปที่ 30 เป็นภาพหน้าตัดของเมฆ CI โดยมองไปตามกระแสน้ำมกตจะเห็นกลุ่มเมฆ CI กับแกนกลางของกระแสน้ำมกตแบ่งแยกจากกันชัดเจน ระหว่างแกนกลางกระแสน้ำมกตกับขอบของแนวเมฆ CI นี้ อากาศจะแจ่มใสหรือมีเมฆ CI เป็นแนวยาวๆ ก็ได้ แต่ที่แกนกลางกระแสน้ำมกตและบริเวณแกนกลางไปทางซ้ายโลก อากาศจะแจ่มใส

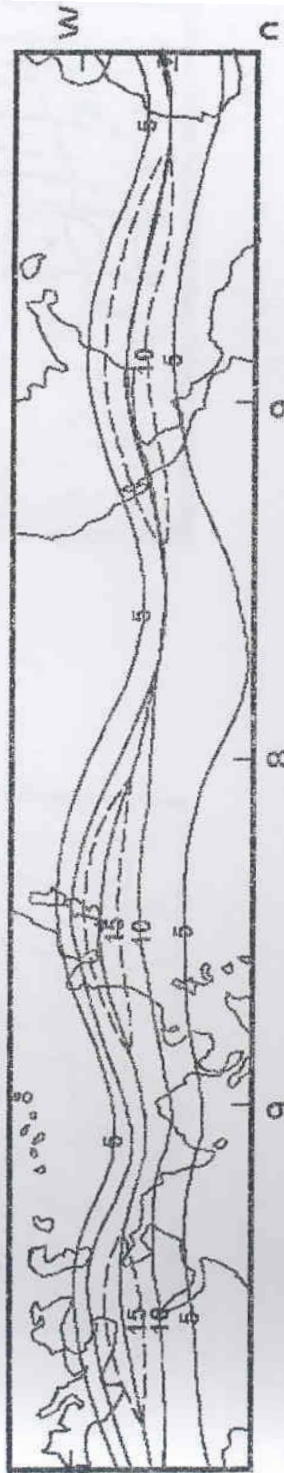


รูปที่ 30 ภาพหน้าตัดของกระแสน้ำมกตกับเมฆ Ci

8. กระแสลมกรดในเขตร้อน (Tropical Jet Stream)

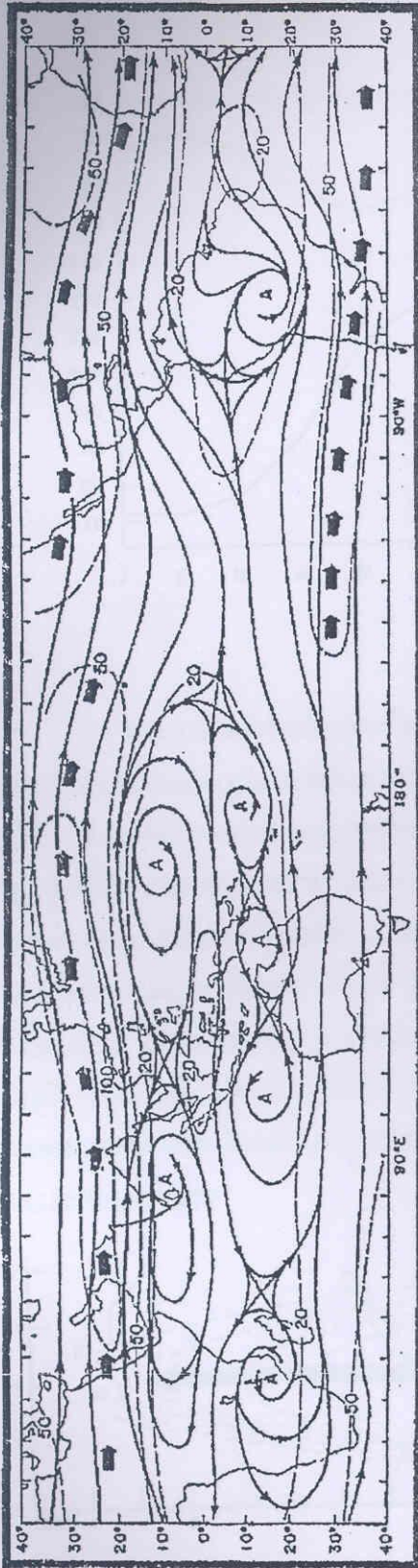
8.1 กระแสลมกรดใกล้เขตร้อน (SubTropical Jet Stream) กระแสลมกรดใกล้เขตร้อนเป็นการหมุนเวียนของกระแสลมในเขตร้อนที่มีรูปแบบค่อนข้างคงที่ (Persistent Feature) กระแสลมกรดใกล้เขตร้อนเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องรอบโลกอาจมีความเร็วลมสูงถึง 150-200 นอต โดยปรากฏเป็นลักษณะคลื่นสามลูก ซึ่งมีตำแหน่งของสันคลื่น (Ridge) และความเร็วลมสูงสุด (Max Wind Speed) เหนือชายฝั่งตะวันออกของเอเชีย, ตอนเหนือของอเมริกาและตะวันออกกลาง ตำแหน่งเฉลี่ยของแนวกระแสลมกรดใกล้เขตร้อนอยู่ประมาณละติจูด 27.5 องศาเหนือ และแกว่งตัวอยู่ระหว่างละติจูด 20-35 องศาเหนือ ในช่วงฤดูหนาวปี 1955-1956 ตามรูปที่ 31 แสดงถึงตำแหน่งและเส้นความเร็วลมเท่าเฉลี่ย (Mean Isotach) ของกระแสลมกรดใกล้เขตร้อนและในเดือน ม.ค. ตามรูปที่ 32 แสดงถึงความเร็วลมเฉลี่ยทั้งเดือน ม.ค. สังเกตได้ว่าค่าความเร็วลมเฉลี่ยในรูปที่ 31 สูงกว่ามาก ดังนั้นรูปที่ 31 จึงน่าจะเป็นรูปแบบที่กระแสลมกรดใกล้เขตร้อนปรากฏในการวิเคราะห์ลมประจำวันของซีกโลกเหนือในช่วงฤดูหนาว (NH Winter) โดยทั่วไปแล้วกระแสลมกรดใกล้เขตร้อนจะมีแกนกลางใกล้ระดับ 200 hPa และมีความเร็วลมประมาณ 140 นอต แนวแกนกระแสลมกรดมีความลาดชันตามความสูงน้อยมาก (Very Little Slope with Height)

ในปี 1956-1961 มีการศึกษาถึงกระแสลมกรดใกล้เขตร้อนในซีกโลกใต้ที่ 200 hPa เหนือออสเตรเลีย ตามรูปที่ 33 ปรากฏว่ากระแสลมกรดใกล้เขตร้อนแกว่งตัวระหว่างละติจูด 26 องศาใต้ใน ฤดูหนาว ไปถึง 32 องศาใต้ในฤดูร้อน ความเร็วสูงสุดเฉลี่ยที่แกนกลาง 140 นอต ในเดือน ก.ค. และลดลงเป็น 70 นอต ในเดือน ม.ค.-ก.พ. มีความแปรปรวนของตำแหน่งและความเร็วมากที่สุดใฤดูร้อน น้อยที่สุดในฤดูหนาว

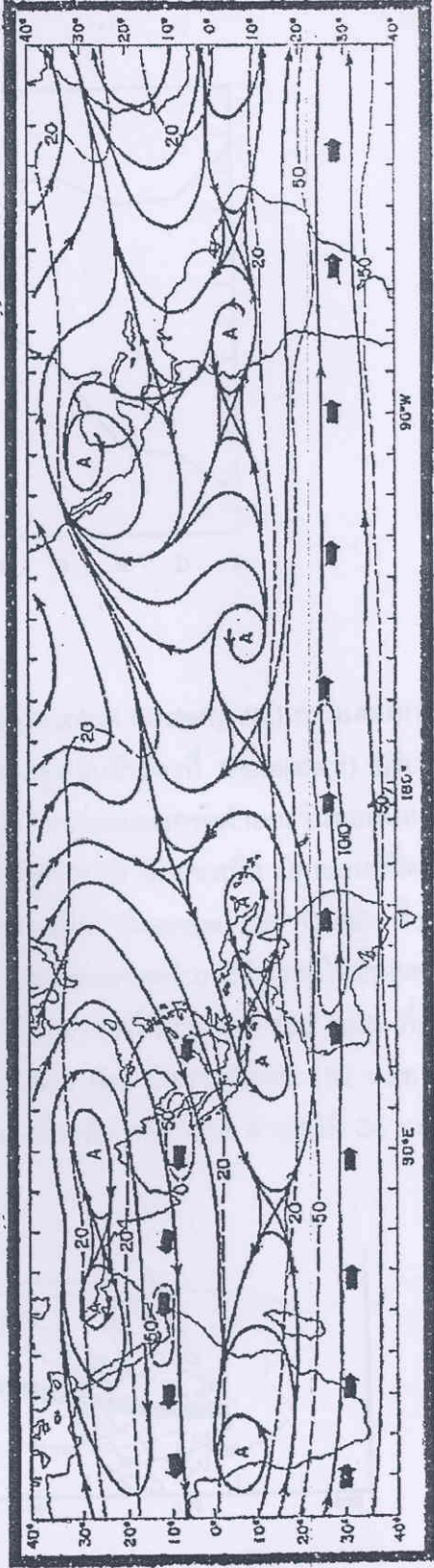


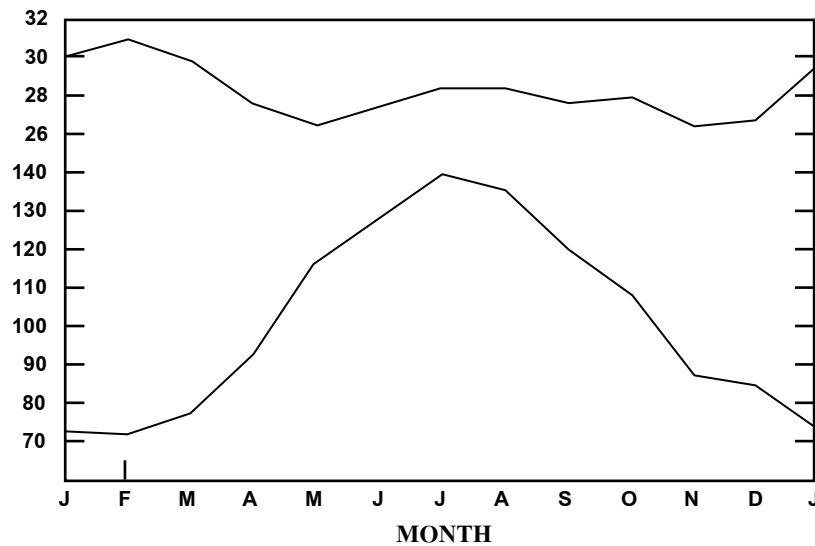
รูปที่ 31

JANUARY-200MB



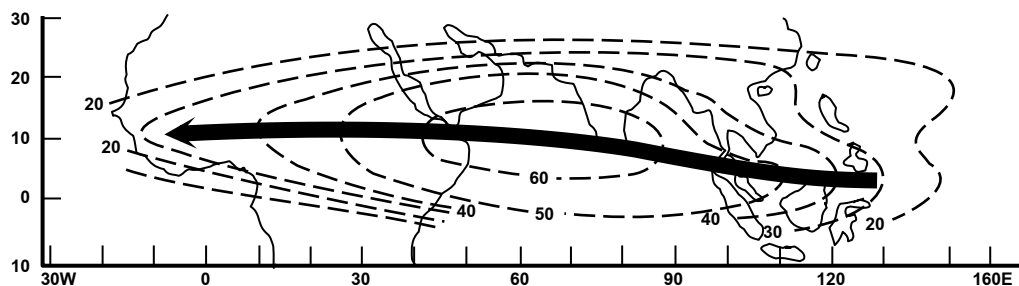
JULY-200MB





รูปที่ 33

8.2 กระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกในเขตร้อน (Tropical Easterly Jet) กระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกในเขตร้อนเป็นรูปแบบหนึ่งของกระแสลมกรดที่ปรากฏค่อนข้างคงที่ (Persistent) บริเวณเอเชียตอนใต้ และแอฟริกาเหนือในช่วงฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ กระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกปรากฏอยู่เหนือชั้นบรรยากาศจาก 200-100 hPa ในช่วงละติจูด 5-20 องศาเหนือ มีคุณสมบัติคงที่ในด้านตำแหน่ง, ทิศทางและความรุนแรง แกนกลางกระแสลมกรดเฉลี่ย (Average Jet Core) ซึ่งอยู่ระหว่าง 10-15 องศาเหนือ ใกล้ระดับ 15 hPa จะแยกออกมาจากกระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกในชั้น สตราโตสเฟียร์ (Summer Stratospheric Easterlies) มีความเร็วลมที่แกนกลางได้มากกว่า 100 นอต ที่เคยตรวจพบเมื่อปี 1956-1962 เหนือบอมเบย์ 18 กม. (ประมาณ 30,000 ฟุต) มีความเร็วลม 152 นอต ตัวอย่างกระแสลมกรดฝ่ายตะวันออกในเขตร้อนในเดือน ก.ค.-ส.ค. ที่ระดับ 150 hPa ตามรูปที่ 34 แสดงถึงตำแหน่งและความรุนแรง

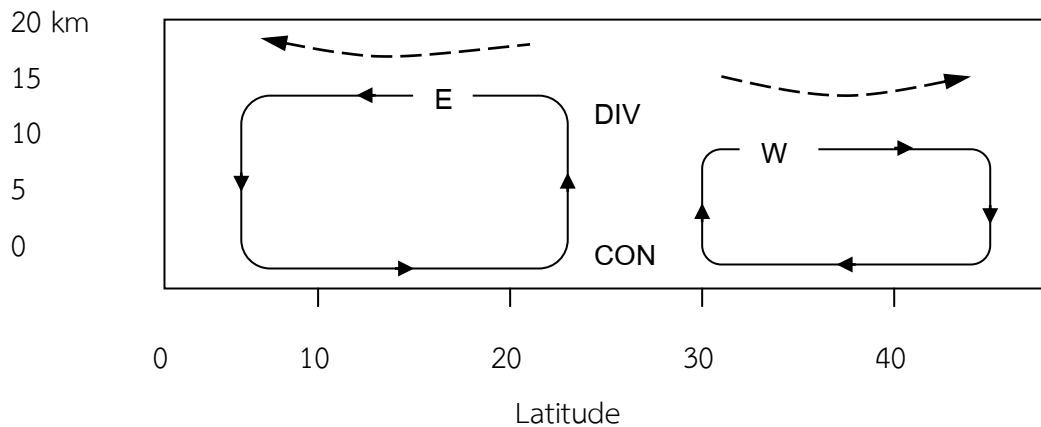


รูปที่ 34

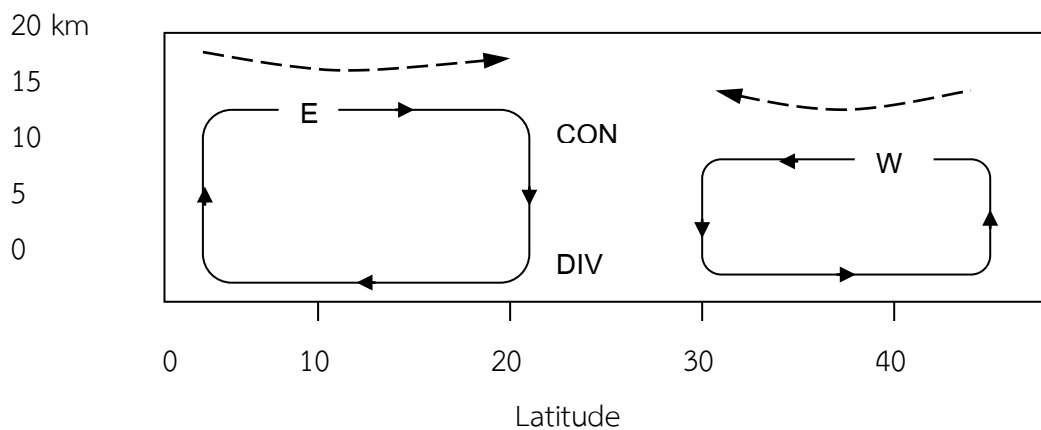
เชื่อกันว่ากระแสลมกรดเกิดจากบริเวณมวลอากาศเย็นที่มีความหนาแน่น หรือความกดอากาศสูงมากๆ เหนือที่ราบสูงทิเบตในระดับบนช่วงฤดูร้อน ส่งผลให้เกิดการหมุนเวียนแบบ Direct Hadley Cell โดยมี

อากาศอุ่นไหลขึ้นและอากาศเย็น ปรากฏทั้งบริเวณต้นทาง (Entrance) ของกระแสลมกรดเหนือเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ และมีการหมุนเวียนแบบ Indirect Hadley Cell บริเวณปลายทาง (Exit) ของกระแสลมกรดเหนือแอฟริกา ตามรูปที่ 35 แสดงถึงการหมุนเวียนกระแสอากาศที่บริเวณต้นทางและปลายทางของกระแสลมกรด ในเชิงภูมิอากาศแล้วการหมุนเวียนกระแสอากาศแบบนี้ ทำให้เกิดการยกตัวในทางตั้งและการรวมตัว (Lifting and Convection) เป็นบริเวณกว้างที่ด้านเหนือของกระแสลมกรดบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ พร้อมทั้งเกิดการจมตัวลงอย่างรุนแรง อันนำไปสู่ความแห้งแล้งที่บริเวณแอฟริกาเหนือและตะวันออกเฉียงใต้

ENTRANCE REGION 90 - 130 E



EXIT REGION 10 W - 75 E



รูปที่ 35

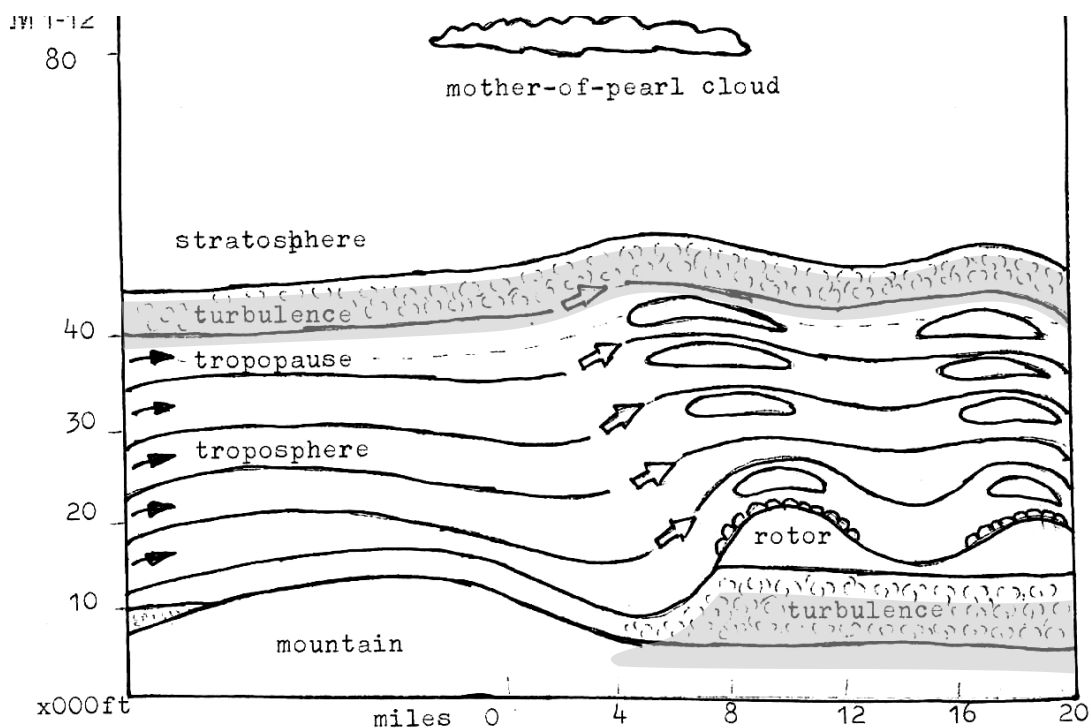
4. คลื่นภูเขา (Mountain Wave)

1. กล่าวโดยทั่วไป

คลื่นภูเขาเป็นปรากฏการณ์ทางธรรมชาติ ซึ่งเกิดจากกระแสลมแรงพัดผ่านแนวเทือกเขา ก่อให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence) ในชั้นบรรยากาศจากระดับต่ำถึงระดับสูง (Vertical) และแผ่ออกไปในทางระดับ (Horizontal) จากด้านหลังลม (Leeward side) ของแนวเทือกเขาเมื่ออากาศยาน ผ่าน หรือเข้าใกล้ บริเวณดังกล่าวมักเกิดอาการกระแทก (Bumping) คล้ายกับตกหลุมอากาศหรือสูญเสียระยะสูง (Altitude) อย่างรวดเร็ว นอกจากนี้คลื่นภูเขามักก่อให้เกิดเมฆชั้นต่ำปกคลุมบริเวณสันเขา ทำให้ทัศนวิสัยขณะทำการบิน ลดลง เมื่อนักบินไม่สามารถมองเห็นพื้นดินหรือเทือกเขา จึงทำให้อากาศยานเกิดอุบัติเหตุได้ สำหรับประเทศไทยได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือในฤดูหนาว ย่อมมีโอกาสเกิดคลื่นภูเขาในภาคเหนือ และภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ดังนั้น นักอุตุนิยมวิทยาและผู้ทำงานในอากาศจำเป็นต้องศึกษารายละเอียดของคลื่นภูเขาตามที่จะได้กล่าวต่อไป

2. สภาวะที่เหมาะสมแก่การเกิดคลื่นภูเขา

เมื่อกระแสลมพัดเข้าสู่ด้านรับลม (Windward Side) ของแนวเทือกเขาด้วยความเร็ว 25 นอต หรือมากกว่า โดยทิศทางของกระแสลมทำมุมตั้งฉากกับแนวสันเขา หรือเบี่ยงเบนจากมุมตั้งฉากไม่เกิน 50 องศา ถ้ากระแสลมนี้พัดต่อเนื่องจนถึงระดับโทรโปพอส (Tropopause) (เหนือขึ้นไปเป็น Turbulence) สภาวะดังกล่าว ก่อให้เกิดคลื่นภูเขาด้านหลังลมได้ดีขึ้น ตามรูปที่ 1-12



รูปที่ 1-12 สภาวะการเกิดคลื่นภูเขา (Mountain Wave)

คลื่นภูเขาที่เกิดขึ้นด้านหลังลมของแนวเทือกเขาจะมีความรุนแรงและแผ่ออกไปในทางระดับ หรือสูงขึ้นไปในบรรยากาศมากขึ้นเพียงใด ขึ้นอยู่กับเงื่อนไข 4 ข้อ คือ

2.1 ทิศทางของกระแสลมที่พัดเข้าสู่ด้านรับลมของแนวเทือกเขา

ถ้ามีทิศทางตั้งฉากกับระดับแนวสันเขา คลื่นภูเขาจะมีความรุนแรงแผ่ออกไปได้ดี และมีความรุนแรงลดลง เมื่อทิศทางเบี่ยงเบนไปจากแนวตั้งฉาก

2.2 ความเร็วของกระแสลมที่พัดเข้าสู่ด้านรับลมของแนวเทือกเขา

ถ้ากระแสลมมีความเร็วสูงต่อเนื่องจากระดับแนวสันเขาถึงระดับโทรโพพอส และความเร็วลมเพิ่มขึ้นตามระยะสูง คลื่นภูเขาจะมีความรุนแรงแผ่ออกไปได้ดี และมีความรุนแรงลดลงเมื่อความเร็วของกระแสลมลดลง

2.3 ลักษณะของแนวเทือกเขา

ถ้าแนวเทือกเขาด้านรับลมมีความลาดชันน้อย (Gentle Windward Slope) และด้านหลังลมมีความลาดชันมาก (Steep Leeward Slope) จะมีโอกาสเกิดคลื่นภูเขาที่มีความรุนแรงได้มากที่สุด และถ้าเทือกเขานี้มีความสูงมาก มีการวางตัวเป็นแนวยาวต่อเนื่องทำมุมตั้งฉากกับทิศทางลม คลื่นภูเขา จะมีความรุนแรงแผ่ออกไปได้ดี

2.4 การทรงตัวของบรรยากาศที่ปกคลุมด้านรับลมและด้านหลังลมของแนวเทือกเขา

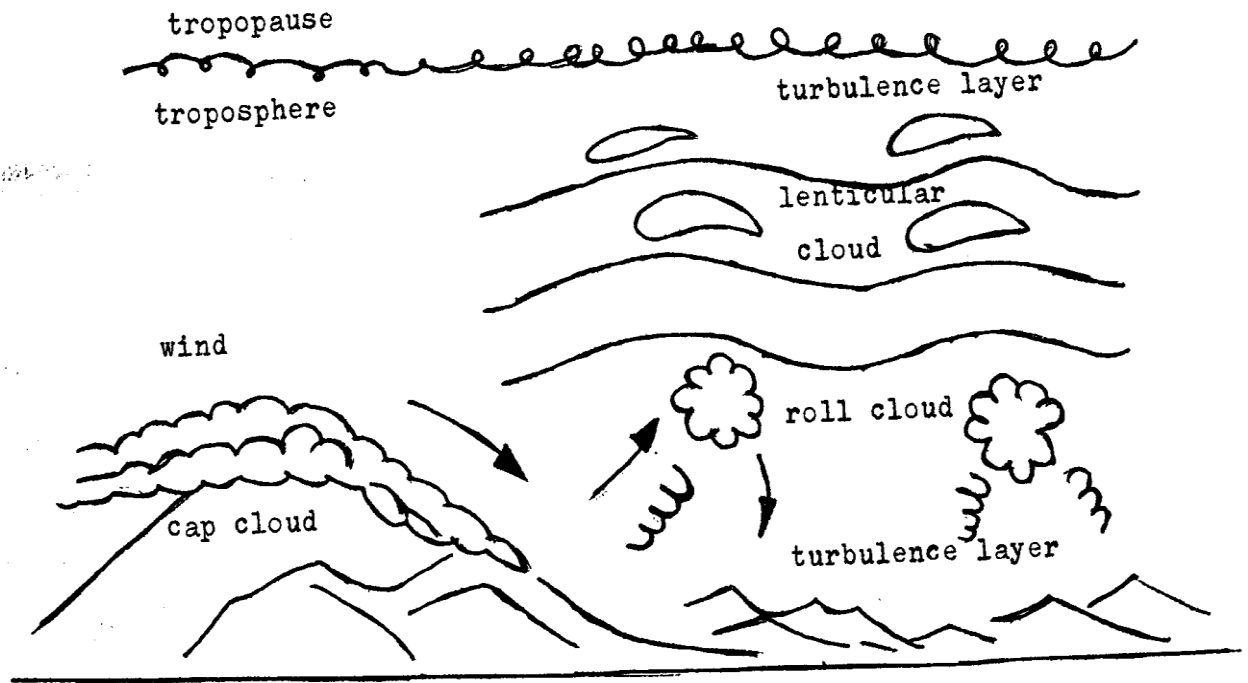
ถ้าบรรยากาศมีการทรงตัวดี (Stable Atmosphere) คลื่นภูเขาจะมีความรุนแรงแผ่ออกไปได้ดี และมีความรุนแรงลดลงเมื่อบรรยากาศไม่ทรงตัว (Unstable Atmosphere) ถ้าบรรยากาศบริเวณสันเขามีการทรงตัว และบรรยากาศเหนือระดับสันเขาขึ้นไปมีการทรงตัวน้อยลง จะมีโอกาสเกิดคลื่นภูเขารุนแรงได้

3. สภาพอากาศที่เกิดจากคลื่นภูเขา

ในขณะเกิดคลื่นภูเขา เมื่อบรรยากาศมีความชื้นพอสมควร อาจปรากฏเมฆชนิดต่างๆ ต่อไปนี้

3.1 เมฆคลุมสันเขา (Cap Clouds หรือ Foehnwall)

เป็นเมฆชั้นต่ำที่เกิดปกคลุมด้านรับลม และแผ่ขยายไปถึงด้านปลายลมของแนวเทือกเขา เกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำ เมื่อกระแสอากาศไหลขึ้นด้านรับลมของแนวเทือกเขา ในกรณีที่อากาศทรงตัวดี เมฆที่เกิดขึ้นจะเป็นแผ่นยาวปกคลุมแนวเทือกเขา แต่ถ้าอากาศไม่ทรงตัว เมฆดังกล่าวจะเจริญเติบโตเป็นเมฆพายุฝนฟ้าคะนอง เมื่ออากาศย่นเข้าใกล้เมฆคลุมสันเขา จะสังเกตเห็นกลุ่มเมฆบางส่วนย้อยลงมาด้านปลายลมมีขอบชัดเจน แสดงถึงบริเวณที่มีกระแสอากาศไหลลง (Downdraft) ซึ่งมีรายงานความเร็วสูงถึง 5,000 ฟุตต่อวินาที จึงควรหลีกเลี่ยงบริเวณดังกล่าว ตามรูปที่ 1-13



รูปที่ 1-13 เมฆคลุมสันเขา (Cap Clouds or Föhnwall)

3.2 เมฆม้วน (Roll หรือ Rotor Clouds)

เมฆชนิดนี้รูปร่างคล้ายเมฆคิวมูลัส (Cumulus) วางตัวขนานกับแนวสันเขาเป็นแนวยาวและกระจายออกไปด้านหลังลม บางครั้งยอดของเมฆม้วนอาจสูงถึงระดับของเมฆรูปเลนซ์ซึ่งอยู่ถัดขึ้นไป เป็นผลมาจากกระแสอากาศปั่นป่วนที่รุนแรงบริเวณใต้ฐานเมฆ จึงเป็นอันตรายต่อการบินมาก ตามรูปที่ 1-13

บริเวณที่ปรากฏเมฆม้วนบ่งบอกถึงกระแสอากาศปั่นป่วนที่รุนแรงมาก พบว่ากระแสอากาศไหลขึ้นและไหลลงภายในก้อนเมฆมีความเร็วประมาณ 5,000 ฟุตต่อวินาที ส่วนใหญ่เมฆม้วนมักไม่เคลื่อนที่หรือเคลื่อนตัวช้ามาก แต่บางครั้งถ้ามีความชื้นไม่เพียงพออาจไม่ปรากฏเมฆม้วนให้เห็น

3.3 เมฆรูปเลนซ์ (Standing Lenticular หรือ Lens-Shaped Clouds)

มักพบเมฆรูปเลนซ์เสมอขณะเกิดคลื่นภูเขา เป็นเมฆชั้นกลางพวกอัลโทรสเตรตัส (Altostratus) มีขอบชัดเจนตัดกับท้องฟ้ารูปร่างคล้ายๆ กับเลนซ์ วางตัวเป็นแนวยาวเหนือแนวสันเขา และกระจายออกไปด้านหลังลม ส่วนใหญ่เกิดเหนือระดับ 20,000 ฟุต แต่บางครั้งสูงถึง 40,000 ฟุต ถ้าขอบเมฆไม่คมชัดมีการฉีกขาดเป็นริ้วซึ่งแสดงถึงกระแสอากาศปั่นป่วนชั้นรุนแรง ตามรูปที่ 1-13

ในเขตขั้วโลก (Polar Regions) เมฆรูปเลนซ์ อาจปรากฏให้เห็นในบรรยากาศชั้น สเตรโตสเฟียร์ (Stratosphere) ซึ่งมีชื่อเรียกว่า Mother-of-Pearl (Nacreous Clouds) มีความสูงถึง 80,000 ฟุต ส่วนใหญ่เมฆรูปเลนซ์มักไม่เคลื่อนที่ หรือเคลื่อนตัวช้ามากเช่นเดียวกับเมฆม้วน

4. ข้อควรระวังขณะทำการบินผ่านคลื่นภูเขา

4.1 กระแสอากาศที่ไหลลงจากแนวสันเขา

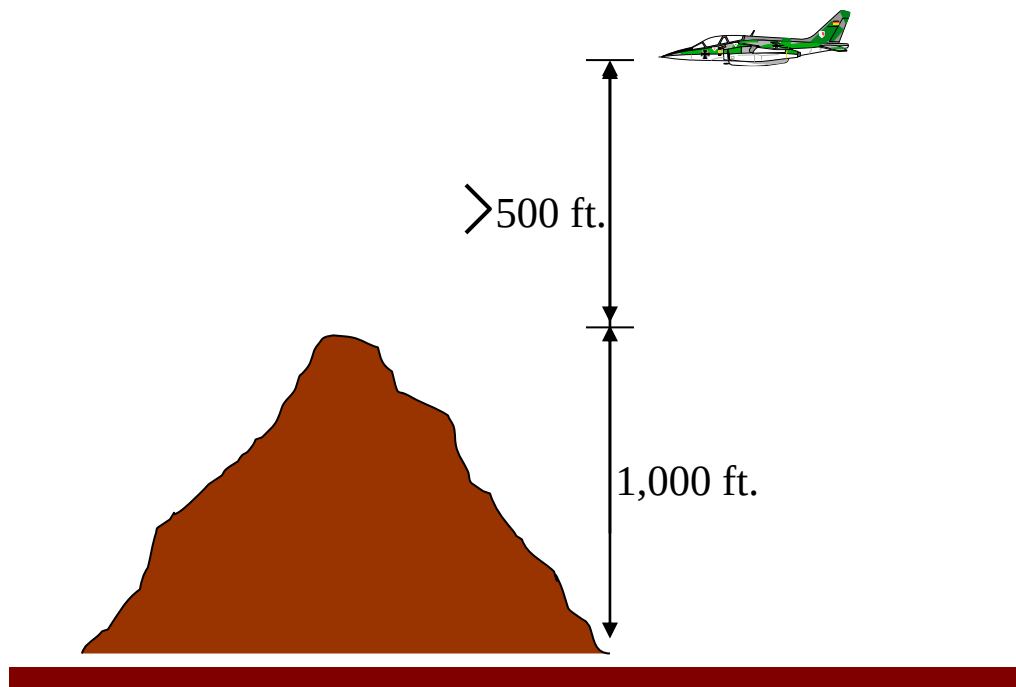
เป็นผลมาจากคลื่นโน้มถ่วง (Gravity Wave) พาลงมายังระดับต่ำ ถ้าบริเวณหลังลมอากาศมีการทรงตัวดี กระแสอากาศจะไหลกลับไปสู่ระดับความสูงเดิม พร้อมกับนำความชื้นขึ้นไปสู่ระดับสูง ทำให้เกิดคลื่นหลังเขา (Lee Wave) ขยายตัวออกไปในทางระดับ และสูงขึ้นไปในอากาศ ดังนั้นอากาศยานที่เข้าใกล้บริเวณ เมฆม้วน หรือเมฆรูปเลนส์ จึงเหมือนเผชิญกับคลื่นหลังเขานั้นเอง

4.2 เมื่อจำเป็นต้องทำการบินผ่านบริเวณที่เกิดเมฆม้วน หรือเมฆรูปเลนส์ ควรเพิ่มความเร็วและเข้าสู่บริเวณกระแสอากาศไหลขึ้น (Updraft) เพื่อเพิ่มค่า Altitude ของอากาศยาน

4.3 ควรระลึกเสมอว่าค่า Altimeter ของอากาศยานสามารถอ่านค่าผิดพลาดได้ เมื่อเผชิญกับคลื่นภูเขา เคยปรากฏว่าค่า Altimeter มีค่าผิดพลาดสูงถึง 1,000 ฟุต ขณะอากาศยานบินเข้าสู่คลื่นภูเขาที่มีความรุนแรง

4.4 การปฏิบัติที่ดีที่สุด คือหลีกเลี่ยงการทำการบินผ่านบริเวณที่เกิดคลื่นภูเขา แต่ถ้าจำเป็นต้องบินผ่านควรใช้ความสูงมากกว่าความสูงของแนวสันเขา อย่างน้อย 50 เปอร์เซ็นต์

ตัวอย่างเช่น แนวสันเขามีความสูง 1,000 ฟุต อากาศยานต้องบินผ่านด้วยความสูงอย่างน้อย 500 ฟุต จากแนวสันเขา เป็นต้น



5. ขีดจำกัดทัศนวิสัย (Restrictions to Visibility)

การที่มนุษย์เรามองเห็นวัตถุได้ใกล้เคียงไม่เท่ากัน มองเห็นสีของวัตถุแตกต่างกัน เนื่องจากวัตถุแต่ละชนิดมีคุณสมบัติในการกระจาย (scattering) การหักเห (refraction) การสะท้อน (reflection) และการดูดกลืน (absorption) ของแสงไม่เท่ากันนั่นเอง ในการมองเห็นวัตถุและสามารถระบุได้ว่าวัตถุนั้นคืออะไร ขึ้นอยู่กับมุมของการมองเห็น (Visual angle) จะต้องไม่น้อยกว่า 0.5 องศา โดยทำการทดลองเจาะรูแผ่นกระดาษให้มีเส้นผ่าศูนย์กลาง 7.5 มิลลิเมตร แล้วส่องดูวัตถุให้สุดแขน ถ้าสามารถมองเห็นวัตถุได้เต็มรู แสดงว่าวัตถุนั้นมีมุมของการมองเห็น 0.5 องศาพอดี

ในทางอุตุนิยมวิทยากำหนดว่า ทัศนวิสัย หมายถึง ระยะไกลสุดที่สามารถมองเห็นและระบุเป้าหมายได้ในเวลากลางวัน หรือระยะไกลที่สุดที่สายตาสสามารถมองเห็นแสงไฟที่มีแสงไฟปกติได้ในเวลากลางคืน การตรวจค่าทัศนวิสัยจะกระทำเป็นลำดับสุดท้ายของการตรวจสอบอุตุนิยมวิทยาภายนอกสถานี

ทัศนวิสัยที่มีผลกระทบต่อการบิน แบ่งเป็น 3 อย่าง คือ

1. ทัศนวิสัยที่ผิวพื้นในทางระดับหรือทัศนวิสัยที่พื้นดิน (Horizontal surface Visibility or Ground Visibility) หมายถึง ความสามารถในการมองเห็นวัตถุด้วยตาเปล่าที่ระดับผิวพื้น
2. ทัศนวิสัยขณะบินหรือทัศนวิสัยอากาศสู่อากาศ (Flight Visibility or Air to Air Visibility) หมายถึง ความสามารถในการมองเห็นวัตถุด้วยตาเปล่าขณะอยู่ในอากาศ
3. ทัศนวิสัยในทางเฉียงหรือทัศนวิสัยตามแนวร่อน (Slant range or Pilot Visibility along glide path) หมายถึง ความสามารถในการมองเห็นวัตถุด้วยตาเปล่าในทางเฉียง

สำหรับทัศนวิสัยในทางระดับง่ายแก่การตรวจวัดและนิยมใช้กันอยู่ทุกวันนี้ มักจะรวมอยู่กับการรายงานข่าวอากาศ ส่วนทัศนวิสัยในแนวเฉียงและทัศนวิสัยอากาศสู่อากาศยังไม่มี การตรวจวัดที่แน่นอน ผู้พยากรณ์อากาศจำเป็นต้องอาศัยนักบินหรือผู้ปฏิบัติงานในอากาศเป็นผู้รายงานให้ทราบ แต่สำหรับทัศนวิสัยที่สามารถมองเห็นได้ดีที่สุดคือทัศนวิสัยในทางตั้ง (Vertical Visibility) ซึ่งสามารถมองเห็นได้มากกว่าทัศนวิสัยในทางระดับและทัศนวิสัยในทางเฉียง

ปัจจัยที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงค่าทัศนวิสัย

คือสิ่งที่ปิดบังการมองเห็นนั่นเอง ชนิดและความรุนแรงของสิ่งปิดบังจะมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับ การทรงตัว (stability) ของมวลอากาศเป็นส่วนใหญ่ สำหรับอากาศที่มีการทรงตัวดี (stable) เหมาะที่จะทำให้เกิดหมอกและเมฆต่ำๆ หรือฝนปรอยๆ ซึ่งทำให้ทัศนวิสัยเสียไป นอกจากนี้หมอกแตกก็มักจะเกิดขึ้นในอากาศที่มีการทรงตัวดีเช่นกัน ในทางตรงกันข้ามถ้าอากาศมีการทรงตัวไม่ดี (unstable) จะมีอากาศไหลขึ้น ในทางดิ่งซึ่งเป็นตัวการที่ทำให้หมอกสลายไป หรือยกตัวสูงขึ้นเป็นเมฆ ทำให้หมอกแตกและควั่นหายไปด้วย แต่พายุฝุ่นพายุหิมะ (Blowing dust, Blowing snow) และฝนหนักก็จะเกิดขึ้นมาแทนซึ่งเป็นสิ่งที่ทำให้ทัศนวิสัยเสียได้เช่นเดียวกัน มีอากาศยานเป็นจำนวนมากได้เกิดอุบัติเหตุอันเนื่องมาจากทัศนวิสัยต่ำ

ตัวการที่ทำให้ทัศนวิสัยเสีย แบ่งได้ดังนี้

- หมอก และหมอกบาง (fog and mist)
- เมฆ และน้ำฟ้า (cloud and precipitation)
- ละอองน้ำจากทะเล (Wind-blown spray from the sea)
- อนุภาคของน้ำมันในบรรยากาศ (Oil particles in the atmosphere)
- ควันและฟ้าหลัว (smoke and haze)
- ฝุ่นละอองและทราย (dust and sand)
- อนุภาคเกลือ (Salt particles)

1. หมอก และหมอกบาง (Fog and Mist)

หมอก (Fog) หมายถึง ละอองน้ำเล็กๆ ที่แขวนลอยอยู่ในอากาศ เกิดตั้งแต่ระดับผิวพื้นขึ้นไป ซึ่งโดยทั่วไปเป็นสาเหตุทำให้ทัศนวิสัยในทางระดับผิวพื้นลดลงต่ำกว่า 1,000 เมตร ถ้าทัศนวิสัยเท่ากับหรือมากกว่า 1,000 เมตร เรียกว่า หมอกบาง (mist)

1.1 การเกิดหมอก หมอกเกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำเป็นหยดน้ำ แล้วแขวนตัวลอยอยู่ในอากาศโดยอยู่ใกล้กับพื้นดินหรือสูงไม่เกิน 50 ฟุต ซึ่งมีการเกิดดังนี้

1.1.1 การเย็นลงของอากาศ คือการทำให้อุณหภูมิของอากาศลดลงเท่ากับอุณหภูมิจุดน้ำค้าง ($T = T_d$) เช่น การเย็นลงโดยการแผ่รังสีออก (Radiation cooling) และการสัมผัสพื้นผิวที่เย็นกว่าโดยการนำ (conduction) และการพา (convection) โดยเฉพาะของไหล

1.1.2 การเพิ่มความชื้นให้กับอากาศ (Supply of humidity) เพื่อทำให้อุณหภูมิของจุดน้ำค้างสูงขึ้นเท่ากับอุณหภูมิของอากาศ เช่นการที่อากาศพัดผ่านน่านน้ำมาสู่พื้นที่ที่แห้งกว่าเพื่อเป็นการเพิ่มความชื้นให้กับ การระเหยของน้ำเข้าไปในอากาศ

1.2 การแบ่งหมอก หมอกแบ่งออกได้ดังนี้

1.2.1 หมอกที่เกิดจากการเย็นตัวของอากาศ (Cooling fog) โดยปกติมักจะเกิดภายในมวลอากาศ บางทีเรียกว่าหมอกในมวลอากาศ (Air-mass fog) และยังแบ่งย่อยออกไปอีกได้ดังนี้

1.2.1.1 หมอกที่เกิดจากการแผ่รังสี (Radiation fog) หมอกชนิดนี้เกิดขึ้นเนื่องจากผลของการเย็นลงในเวลากลางคืน (Nocturnal cooling) คือพื้นดินแผ่รังสีออกได้ดีกว่าอากาศ ทำให้พื้นดินเย็นลง อากาศที่สัมผัสกับพื้นดินจะเย็นลงด้วย จนไอน้ำเกิดการกลั่นตัวเป็นหมอก ในกรณีที่ลมสงบหรือลมอ่อนความเร็วลมต่ำกว่า 5 นอต หมอกจะปกคลุมพื้นดินในระดับต่ำๆ เท่านั้น ถ้าความเร็วลมตั้งแต่ 5 นอต จะคลุกเคล้าให้ชั้นของอากาศเย็นหนากว่ากรณีแรก จะทำให้หมอกขยายปกคลุมสูงขึ้นไปอีก หมอกจะเกิดได้ดีจะต้องมีความชื้นสูง (High humidity) การแผ่รังสีของพื้นดินดี และท้องฟ้าต้องโปร่ง (Clear sky)

หมอกที่เกิดจากการแผ่รังสีความร้อน (Radiation fog) หรือเรียกว่าหมอกพื้นดิน (Ground fog) เวลาที่มีหมอกชนิดนี้เกิดขึ้นมักจะเกิดร่วมกับการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูง (Temperature inversion) เสมอ สำหรับประเทศไทยมักจะเกิดในฤดูหนาว ถ้ามีการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูงมาก เช่นในภาคเหนือ หมอกชนิดนี้จะเกิดได้ง่ายกว่าในภาคอื่นๆ

ถ้าในเวลากลางวันมีอากาศอุ่นขึ้นเคลื่อนตัวเข้ามา (Warm moist air advection) ปกคลุมบนพื้นดิน และเมื่อมีการแผ่รังสีความร้อนออก (Radiation cooling) ในเวลากลางคืน จนกระทั่งอุณหภูมิลดลงถึงจุดกลั่นตัว หมอกก็จะเกิดขึ้น หมอกชนิดนี้เรียกว่า หมอกที่เกิดจากการแผ่รังสีความร้อนโดยการที่อากาศอุ่นไหลเข้ามา (Advection radiation fog)

1.2.1.2 หมอกที่เกิดจากอากาศไหลทับพื้นผิวที่เย็นกว่า (Advection fog) บนพื้นดินโดยเฉพาะอย่างยิ่งในฤดูหนาว เป็นการยากมากที่จะเห็นความแตกต่างของหมอกที่เกิดจากการแผ่รังสีความร้อนและหมอกที่เกิดจากอากาศไหลทับพื้นผิวที่เย็นกว่า ครั้งแรกจะพบว่าหมอกที่เกิดบนพื้นดิน (Land fog) ทั้งหมดเกิดขึ้นเนื่องจากการไหลเข้ามาของอากาศอุ่น (advection) เสียก่อนและติดตามมาด้วยการแผ่รังสีความร้อนออก ประการที่สองเพราะว่าการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิประจำวันบนพื้นดินมีมาก ดังนั้นหมอกจึงเกิดในตอนกลางคืนและสลายตัวหลังจากดวงอาทิตย์ขึ้น บนพื้นทะเลการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิประจำวันมีน้อย การเย็นลงในเวลากลางคืน ก็มีน้อยแทบจะไม่ต้องกล่าวถึง ดังนั้นหมอกจึงเกิดจากการที่อากาศอุ่นไหลทับเข้ามาเท่านั้น

หมอกที่เกิดจากอากาศไหลทับพื้นผิวที่เย็นกว่านี้ เกิดจากการเคลื่อนที่ของอากาศในทางระดับ ในกรณีที่อากาศอุ่นเคลื่อนที่เข้าไปทับพื้นน้ำที่เย็นกว่า หมอกที่เกิดขึ้นจะหนามาก แม้ความเร็วลมจะสูงถึง 15 นอต ก็ตาม เมื่อความเร็วลมมากกว่า 15 นอต ผลอันเนื่องมาจากกระแสอากาศปั่นป่วนมักจะยกให้หมอกกลายเป็นเมฆสเตรตัส (Stratus)

หมอกที่เกิดจากอากาศไหลทับพื้นผิวที่เย็นกว่านี้ ในฤดูหนาวเกิดขึ้นเนื่องจากเมื่ออากาศอุ่นและมีความชื้นมากจากพื้นน้ำไหลไปยังพื้นดินที่เย็นกว่า (Warm air advection) อากาศอุ่นและมีความชื้นทับอยู่ข้างบนจะถูกทำให้เย็นลงอยู่เบื้องล่าง ผลก็คือทำให้เกิดหมอก หมอกที่เกิดบนพื้นดิน เช่นนี้เราเรียกว่า หมอกบก (Land fog)

ในฤดูร้อนพื้นน้ำที่เย็นกว่าพื้นดินจะทำให้เกิดหมอกขึ้น โดยที่อากาศอุ่นและชุ่มชื้นจากพื้นดินไหลมาทับพื้นน้ำที่เย็นกว่า เกิดหมอกขึ้นในทะเล เราเรียกว่า หมอกทะเล (Sea fog) ถ้าอุณหภูมิของอากาศอุ่นแตกต่างจากอุณหภูมิของน้ำมากๆ หมอกจะหนาตามไปด้วย ความเร็วลมที่จะทำให้เกิดหมอกทะเลนี้ไม่จำเป็นจะต้องเป็นลมเบาๆ เหมือนกับหมอกพื้นดิน เพราะว่าพื้นน้ำมีแรงเสียดทานน้อยมาก บางครั้งหมอกชนิดนี้เกิดขึ้นเมื่อความเร็วลมสูงถึง 26 นอต ก็มี แต่จะพบมากที่สุดคือความเร็วลมระหว่าง 4-13 นอต เมื่อหมอกทะเลเคลื่อนตัวเข้าหาฝั่งในเวลากลางวัน ซึ่งขณะนั้นพื้นดินกำลังร้อนอยู่จะทำให้หมอกสลายตัวเมื่อถึงพื้นดิน และกลายเป็นเมฆสเตรตัสซึ่งจะพบมากในประเทศอังกฤษ

ในฤดูหนาวในเขตละติจูดกลาง มวลอากาศร้อนขึ้นจากเขตร้อนในละติจูดต่ำๆ หรือใกล้เขตร้อนเคลื่อนตัวขึ้นไปในละติจูดสูงๆ ผ่านพื้นดินที่เย็นกว่าหรือที่มีหิมะปกคลุม ก็จะทำให้เกิดหมอกชนิดนี้ได้ตัวอย่างเช่น ในสหรัฐอเมริกา เมื่อมวลอากาศร้อนจากอ่าวเม็กซิโกเคลื่อนที่ไปทางเหนือ ผ่านหุบเขาตอนบนของแม่น้ำมิสซิสซิปปี ซึ่งมีอากาศหนาวเย็นและบางที่มีหิมะปกคลุมอยู่ อุณหภูมิของมวลอากาศร้อนขึ้นจะลดต่ำลงจนถึงอุณหภูมิจุดน้ำค้าง และกลั่นตัวเป็นหมอกเกิดขึ้นได้ เรียกว่าหมอกในมวลอากาศเขตร้อน (Tropical air fog)

นอกจากนี้หมอกยังเกิดขึ้นในทะเลที่มีกระแสน้ำอุ่นและกระแสน้ำเย็นไหลมาพบกัน เช่นหมอกที่เกิดขึ้นบริเวณแกรนด์แบงค์ (Grand Bank) นอกฝั่งเกาะนิวฟันด์แลนด์ (New Foundland Island)

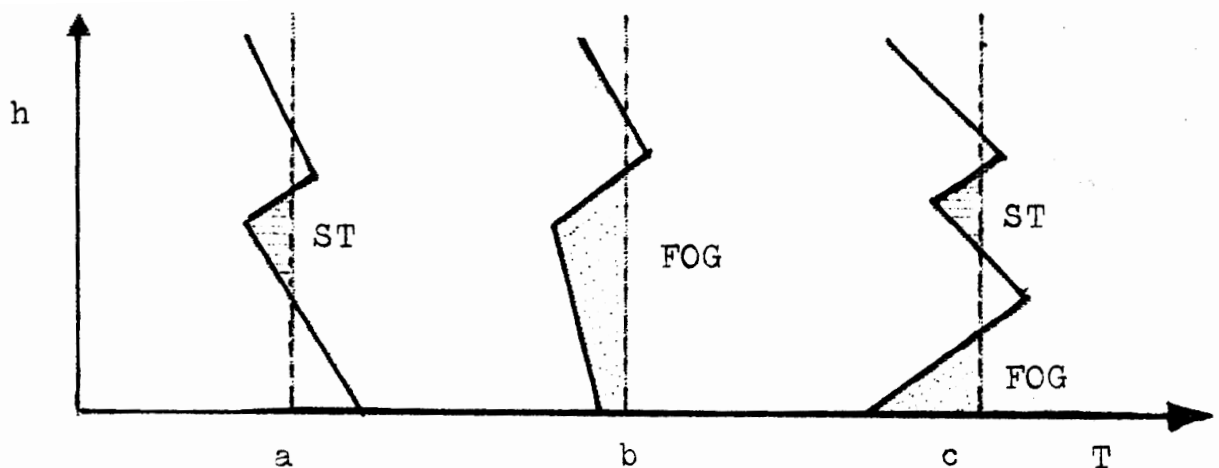
1.2.1.3 หมอกที่เกิดจากอากาศไหลขึ้นตามลาดเขา (Upslope fog or Orographic fog) หมอกชนิดนี้จะเกิดขึ้นเมื่ออากาศมีการทรงตัวดีเคลื่อนที่ขึ้นไปตามลาดภูเขา อากาศจะเย็นตัวลงตามอะเดียเบติก (Adiabatic cooling) แล้วหมอกก็จะเกิดขึ้นเมื่ออากาศเย็นลงถึงอุณหภูมิจุดน้ำค้าง แต่อากาศจะต้องมีความชื้นมาก หมอกชนิดนี้ก็ยังคงมีอยู่แม้ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นเล็กน้อย ถ้าหากลมแรงมากจะทำให้หมอกยกตัวเป็นเมฆสเตรตัสหรือสเตรโตคิวมูลัส (Stratocumulus) ได้ ถ้าอากาศนั้นมีการทรงตัวไม่ดีแทนที่จะเกิดเป็นหมอกกลับจะมีเมฆก้อนเกิดขึ้นได้

1.2.1.4 หมอกที่เกิดจากการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูงในบริเวณความกดอากาศสูง (High inversion fog) เป็นหมอกที่เกิดในฤดูหนาว ผลเนื่องมาจากการแผ่รังสีออกอย่างรุนแรง (Strong radiation) ถ้าอากาศเย็นที่จมตัวลงบริเวณความกดอากาศสูง (Anticyclone) นี้มีความลึกมาก ทำให้เกิดหมอกติดต่อกันตลอดทั้งวัน และอาจจะคงอยู่ได้ 2-3 วัน

1.2.2 หมอกที่เกิดจากการระเหย (Evaporation fog) เรียกว่า หมอกระเหย ซึ่งแบ่งได้ดังนี้

1.2.2.1 หมอกในแนวปะทะอากาศ (Frontal fog) หรือเรียกว่า หมอกฝน (Rain fog) เป็นหมอกที่เกิดจากการกลายเป็นไอ (Evaporation fog) เมื่อฝนตกผ่านชั้นของอากาศซึ่งมีอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิของเม็ดฝน อากาศที่อยู่ติดกับเม็ดฝนจึงอุ่น การกลายเป็นไอของ เม็ดฝนเป็นการเพิ่มไอน้ำให้กับอากาศ แล้วอากาศนี้จะปะปนกับอากาศเย็นรอบๆ เป็นผลทำให้อากาศมีไอน้ำสะสมจนกระทั่งอิ่มตัว (saturate) จากนั้นจึงเกิดการกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ (Condensation) จึงทำให้เกิดหมอก หรือเมฆสเตรตัส ตามรูปที่ 5-1

จากรูปแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในทางตั้งของอากาศขณะที่ฝนตกลงมาจากจุด A เมฆสเตรตัส หรือหมอกจะเกิดขึ้นในระดับที่อุณหภูมิของอากาศเย็นกว่าอุณหภูมิของเม็ดฝน

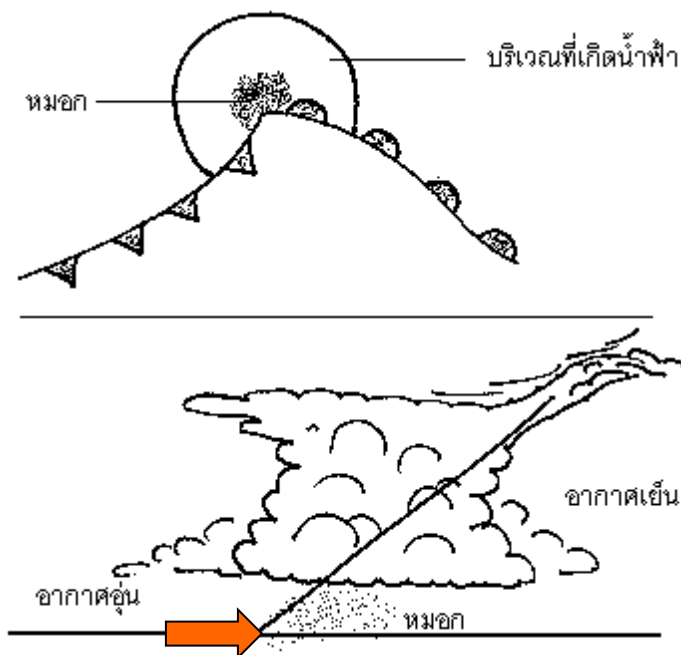


รูปที่ 5-1 หมอกในแนวปะทะอากาศหรือหมอกฝน (Frontal Fog or Rain Fog)

ปรากฏการณ์การเกิดหมอกชนิดนี้มักจะเกิดขึ้นเมื่อมีแนวปะทะอากาศ ในขณะที่มวลอากาศอุ่น ช้อนทับอยู่มวลอากาศเย็นตามพื้นผิวแนวปะทะอากาศ (Frontal surface) ถ้าหากอากาศเย็นที่อยู่ใต้พื้นผิว แนวปะทะอากาศนั้นหนามาก ขณะที่ฝนตกผ่านอากาศเย็น ฝนจะเย็นลงก่อนจะตกถึงพื้น ในกรณีนี้เมฆสเตรตัส จะเกิดขึ้นใต้พื้นผิวแนวปะทะอากาศนั้น แต่จะไม่มีหมอก ดังนั้นหมอกในแนวปะทะอากาศจึงเกิดเฉพาะใน อากาศเย็นตรงใกล้ ๆ กับแนวปะทะอากาศที่ติดกับผิวพื้น รูปที่ 5-2 ถ้าลมแรงหมอกก็จะสลายตัวและยกตัว ขึ้นเป็นเมฆสเตรตัส ดังนั้นเมฆสเตรตัสจะปรากฏอยู่ใต้พื้นผิวแนวปะทะอากาศบ่อยที่สุด สิ่งที่จะช่วยทำให้เกิด หมอกชนิดนี้คือความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิของอากาศเย็นกับอากาศอุ่นนั้นมีมาก และมีลมเบาๆ

หมอกในแนวปะทะอากาศเกิดขึ้นได้ทั้งในแนวปะทะอากาศเย็น และแนวปะทะอากาศอุ่น จึงเรียกว่า หมอกหลังแนวปะทะอากาศ (Post frontal fog) และหมอกหน้าแนวปะทะ (Prefrontal fog) ตามลำดับ แต่ที่ รุนแรงที่สุดมักจะเกิดในแนวปะทะอากาศอุ่น แต่ในกรณีที่เกิดในแนวปะทะอากาศเย็นนั้น จะแผ่กระจาย ออกไปได้น้อยกว่า

มีหลายกรณีที่หมอกจะเกิดขึ้นช่วงขณะหนึ่งเมื่อแนวปะทะอากาศผ่านการปะปนระหว่างมวลอากาศอุ่น และมวลอากาศเย็นในเสี้ยวอุณหของแนวปะทะสามารถทำให้เกิดหมอกได้ ถ้ามีลมเบาๆ และมวลอากาศทั้งสอง เกือบมีไอน้ำอิ่มตัวอยู่แล้ว เมื่ออากาศได้รับความเย็นทันทีที่ทันใดบนพื้นดินที่เปียกหรือชื้น พร้อมกับการผ่านของ แนวปะทะอากาศเย็นอาจทำให้เกิดหมอกได้ช่วงขณะหนึ่ง หมอกชนิดนี้บางทีเรียกว่า หมอกขณะแนวปะทะ อากาศผ่าน (Front-passage fog)



รูปที่ 5-2 หมอกในแนวปะทะอากาศอุ่นหรือหมอกหน้าแนวปะทะอากาศ
(Warm front fog or prefrontal fog)

1.2.2.2 หมอกไอน้ำ (Steam fog) โดยทั่วไปจะเกิดในเขตอบอุ่นระหว่างฤดูใบไม้ร่วงถึงต้นฤดูหนาว ในขณะที่น้ำยังคงอุ่นอยู่และอากาศเย็นจากพื้นดินเคลื่อนตัวมาซ้อนทับ หมอกชนิดนี้เป็นหมอกที่เกิดจากการไม่ทรงตัวของอากาศ (Unstable type fog) เมื่อมีการระเหยกลายเป็นไอน้ำอย่างหนาแน่นจากผิวน้ำเข้าสู่อากาศที่เย็นกว่า จึงเกิดการกลั่นตัวขึ้นอย่างรวดเร็วภายใต้ชั้นการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูงเหนือผิวน้ำ โดยที่ขบวนการนี้อากาศจะต้องมีอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิของน้ำมากๆ จึงมักจะเกิดการพาในทางตั้ง หมอกจะไม่สามารถเกิดได้นอกจากมีเงื่อนไขประกอบ ดังนี้

1. มีชั้นการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูงในมวลของอากาศเย็นก่อนที่จะเคลื่อนเข้ามาปกคลุมเหนือผิวน้ำ มิฉะนั้น Lapse rate จะเป็นลักษณะของการไม่ทรงตัว
2. ชั้นของอากาศจะต้องมีอุณหภูมิถึงจุดเยือกแข็งหรือต่ำกว่า เพื่อให้อากาศที่มีความชื้นอยู่เล็กน้อยนั้นเข้าสู่สภาพเกินจุดอิ่มตัว (Supersaturation) ได้ มิฉะนั้นความร้อนที่เกิดขึ้นจากด้านล่างจะไปขัดขวางการเข้าสู่จุดอิ่มตัว

หมอกชนิดนี้มักจะเกิดบริเวณทะเลสาปและแม่น้ำในอาณาบริเวณรอบๆ หนาประมาณ 50 - 200 ฟุต ซึ่งเป็นอันตรายต่อการบิน เพราะว่าทำให้อากาศยานหลายแห่งต้องอยู่ใกล้แหล่งน้ำ

ในฤดูหนาวเขตที่ได้รับอิทธิพลของมวลอากาศจากขั้วโลกเหนือ (Arctic air) มักจะเกิดหมอกชนิดนี้ขึ้นมาก หมอกจะยกตัวขึ้นจากพื้นน้ำบางที่เรียกว่า ควันทะเล (Sea smoke) ในบริเวณดังกล่าวหมอกจะแผ่ขยายสูงขึ้นถึง 5,000 ฟุต ทำให้เกิดเมฆคิวมูลัส (Cumulus) ที่มีฐานอยู่ติดกับพื้นน้ำ (เป็นลักษณะเฉพาะที่เกิดขึ้นในบริเวณนี้)

เมื่ออุณหภูมิของอากาศต่ำกว่า -30 องศาเซลเซียส ไอน้ำในอากาศบางส่วนจะระเหิดกลับ (Deposition) เป็นผลึกน้ำแข็งโดยตรง ผลึกน้ำแข็งที่แขวนอยู่ในอากาศที่ติดกับผิวน้ำเรียกว่า หมอกที่กลายเป็นน้ำแข็ง (Ice fog) มักจะเกิดในแถบมหาสมุทรอาร์กติก เช่น รัฐอลาสก้าของสหรัฐอเมริกา และประเทศแคนาดา

เมื่ออุณหภูมิของอากาศเท่ากับ -35 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่า หมอกที่กลายเป็นน้ำแข็งจะเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วตามบริเวณท่อไอเสียของอากาศยานหรือเครื่องยนต์อื่นๆ หมอกชนิดนี้อาจจะเกิดขึ้นได้ตามสนามบินเมื่อลมสงบหรือลมอ่อน โดยเกิดจากควันที่ออกมาจากท่อไอเสียของอากาศยานขณะขึ้น-ลง อาจเกิดได้นานนับเป็นนาทิจนถึงหลายวัน ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับสภาวะของอากาศ

2. เมฆ และน้ำฟ้า (Cloud and Precipitation)

เมฆ คือไอน้ำที่กลั่นตัวแล้วรวมตัวกันเป็นกลุ่มก้อนลอยอยู่ในอากาศ อาจมีสภาพเป็นหยดน้ำเล็กๆ หรือเป็นน้ำแข็งเล็กๆ (Ice particle) การเกิดเมฆแต่ละชนิดจะสัมพันธ์กับสภาวะของความชื้นในอากาศอยู่มาก การกลั่นตัวของความชื้นในอากาศที่ทำให้เกิดเป็นเมฆชนิดต่างๆ นั้นขึ้นอยู่กับจำนวนไอน้ำเป็นสำคัญ ทศวินวิสัยในเมฆจะลดลงเนื่องมาจากหยดน้ำในก้อนเมฆ และยังขึ้นอยู่กับชนิดของเมฆด้วย ในเมฆชั้นสูงโดยทั่วไป ทศวินวิสัยมากกว่า 1,000 เมตร ในเมฆชั้นกลางจะอยู่ระหว่าง 1,000-20 เมตร สำหรับเมฆชั้นต่ำปกติจะน้อยกว่า 30 เมตร ยกเว้นเมฆก่อตัวทางตั้งขนาดใหญ่ (Towering cumulus) และเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus)

บางครั้งอาจต่ำกว่า 10 เมตร และถึงศูนย์ได้ในเมฆที่หนามากๆ เมฆที่มีฐานต่ำ เช่น เมฆสเตรตัสจะเป็นอุปสรรคมากในการลงสนามของอากาศยาน

น้ำฟ้า (Precipitation) คือ ผลจากการกลั่นตัวของไอน้ำและตกลงมาผ่านชั้นบรรยากาศ จะมีลักษณะรูปร่างแตกต่างกันไปทั้งนี้ขึ้นอยู่กับองค์ประกอบที่ทำให้เกิดน้ำฟ้า โดยทั่วไปน้ำฟ้าเกิดจากการเคลื่อนตัวขึ้นลงในก้อนเมฆอย่างรวดเร็ว จนทำให้ความชื้นในก้อนเมฆเกิดการกลั่นตัวเป็นหยดน้ำตกลงสู่พื้นโลก ลักษณะของน้ำฟ้าที่สำคัญนั้นมีอยู่หลายชนิด เช่น

2.1 ฝน (Rain) เป็นน้ำฟ้าซึ่งมีภาวะเป็นของเหลว เกิดเมื่อละอองไอน้ำในก้อนเมฆจำนวนมากรวมตัวกันเป็นหยดน้ำมีขนาดใหญ่ ไม่อาจลอยตัวอยู่ในอากาศต่อไปได้อีก ก็จะตกลงมาเป็นฝน ซึ่งมีฝนละออง (Drizzle) ฝนธรรมดา (Rain) และฝนฟ้าคะนอง (Thundershower) ทักษะในฝนนั้นจะลดมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับชนิด ความรุนแรง และขนาดของเม็ดฝน โดยทั่วไปทักษะในฝนจะมากกว่า 1 ไมล์ ยกเว้นกรณีฝนตกหนัก

2.2 หิมะ (Snow) เป็นน้ำฟ้าที่เป็นเกล็ดน้ำแข็ง ส่วนมากจะเป็นแฉกๆ หิมะประกอบด้วยมวลเกล็ดน้ำแข็งอันเกิดจากการกลั่นตัวของไอน้ำในอากาศที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง หากใช้วัตถุสีดำ ผิวเรียบรองรับแล้วเอาแว่นขยายมาส่องดู จะสังเกตเห็นเกล็ดของน้ำแข็งแต่ละเกล็ดมีรูปร่างตั้งแต่ 6 เหลี่ยมรูปแบบราบ รูปปริซึม และรูปร่างอื่นๆ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและความชื้นในขณะเกิดหิมะ ทักษะในหิมะนั้นจะลดลงต่ำกว่าในฝนมาก เพราะหิมะทึบแสง สายตาจึงไม่สามารถมองผ่านเกล็ดหิมะได้ บางครั้งทักษะลดลงถึงศูนย์ในหิมะหนัก

2.3 ลูกเห็บ (Hail) ประกอบด้วยก้อนน้ำแข็งเล็กๆ กลมๆ โครงสร้างภายในก้อนน้ำแข็งที่ประกอบเป็นลูกเห็บจะมีลักษณะกลมเป็นชั้นๆ ซ้อนกันคล้ายหัวหอม ปกติน้ำแข็งที่ตกลงมาเป็นลูกเห็บ ส่วนใหญ่จะมองเห็นเป็นสีขาวขุ่น บางครั้งลูกเห็บตกลงมามีขนาดใหญ่ มีเส้นผ่าศูนย์กลางขนาด 0.2-2 นิ้ว ก็มี (0.5-5 เซนติเมตร) เรียกลูกเห็บชนิดนี้ว่า Hailstones ลูกเห็บชนิดนี้เวลาตกลงมา อาจทำให้พืชพันธุ์และสิ่งก่อสร้างเสียหายได้

ลูกเห็บที่ตกลงสู่พื้นดินเกิดจากเมฆคิวมูโลนิมบัสเท่านั้น ทั้งนี้เนื่องจากภายในก้อนเมฆคิวมูโลนิมบัสมีกระแสไหลขึ้นอย่างแรง ทำให้หยดน้ำภายในก้อนเมฆถูกพัดพาขึ้นสู่เบื้องบนในระดับสูง จนหยดน้ำเย็นจัดกลายเป็นก้อนน้ำแข็งและตกลงมาสู่เบื้องล่างภายในก้อนเมฆ ต่อมาก้อนน้ำแข็งนี้จะถูกพัดสู่เบื้องบนอีกเป็นเช่นนี้อยู่หลายรอบจนกระทั่งมีขนาดใหญ่ขึ้นจนหนัก จึงตกลงมาเป็นลูกเห็บ

3. ฝอยน้ำจากทะเล (Wind-blown spray from the sea)

ขณะที่ความเร็วลมเพิ่มขึ้นเหนือทะเล ยอดของคลื่นจะสูงขึ้นและผลสุดท้าย ฝอยน้ำ (Spray) จะเริ่มก่อตัวจากคลื่นหัวแตกด้วยลมที่แรงขึ้น การพุ่งขึ้นของฟองจะถูกพัดพาเข้าไปในอากาศ เมื่อใดที่ความเร็วลมแรงขึ้นถึงขนาดพายุกล้า (Strong gale) คือมีความเร็ว 41-47 นอต (75-88 กิโลเมตรต่อชั่วโมง) ฝอยน้ำจะเริ่มกระทบกระเทือนต่อทัศนวิสัยที่ผิวพื้น ผลของมันจะเพิ่มขึ้นตามความเร็วลม และเมื่อลมมีความเร็วถึงขนาด

ได้ฝุ่น 64 นอต ขึ้นไป (118 กิโลเมตรต่อชั่วโมง) ทัศนวิสัยจะลดลงอย่างมาก การลดของทัศนวิสัยที่เกิดขึ้นโดยผอ่นน้ำจากทะเลจะมีผลกระทบต่อชายฝั่งด้วย เมื่อมีลมพัดเข้าหาฝั่ง (On shore wind)

4. อนุภาคของน้ำมันในบรรยากาศ (Oil particles in the atmosphere)

ทัศนวิสัยในครใหญ่ๆ บางแห่งอาจจะลดลงโดยการปรากฏของอนุภาคน้ำมันในอากาศได้บ้าง ไขมันจากยานยนต์เป็นต้นเหตุสำคัญของอนุภาคเหล่านี้ ในครใหญ่ๆ ได้ให้ความสนใจเป็นอย่างมากต่อการคิดค้นหาวิธีที่จะลดมลภาวะในอากาศ (Air pollution) ซึ่งเกิดขึ้นโดยอนุภาคของน้ำมันที่เข้าสู่อากาศจากแหล่งอุตสาหกรรมและจากยานยนต์

5. คว้นและฟ้าหลัว (Smoke and Haze)

คว้นทำให้ทัศนวิสัยลดลงไปในบริเวณที่มีอากาศสงบนิ่ง (Stable) มากๆ จัดว่าเป็นมลภาวะ (Pollution) อย่างหนึ่ง

คว้นเกิดจากการเผาไหม้ โดยเฉพาะในโรงงานอุตสาหกรรม อนุภาคของคว้นมักมีขนาดใหญ่จึงหนักและเกิดมากในระดับต่ำๆ ในฤดูหนาวที่อากาศมีการทรงตัวดี คว้นจะถูกจำกัดไม่ให้ลอยสูงขึ้นไปถึงแขวนลอยอยู่ในอากาศ คว้นจะจางหายไปเมื่ออากาศไม่ทรงตัวหรือมีกระแสอากาศปั่นป่วนรุนแรง (Strong turbulence) การปิดบังทัศนวิสัยจะมากหรือน้อยนั้นขึ้นอยู่กับ

5.1 อัตราการเกิดของคว้น

5.2 อัตราการฟุ้งกระจายเนื่องมาจากลม และกระแสอากาศปั่นป่วนทั้งในทางตั้งและทางระดับ

5.3 ระยะห่างจากแหล่งกำเนิดของคว้น ถ้าระยะห่างน้อยคว้นจะปิดบังทัศนวิสัยมาก

คว้นจะปิดบังได้มากในเวลากลางคืนเพราะไม่มีการพาในทางตั้ง (Convection) ในกรณีที่ลมไม่แรงนัก คว้นจะทำให้ทัศนวิสัยลดลงได้ต่ำกว่า 2 กิโลเมตร ในกรณีที่เป็นพวคว้นที่เกิดจากสารดูดความชื้น (Hygroscopic) จะทำให้ทัศนวิสัยลดลงได้มากกว่าคว้นที่เกิดจากสารที่ไม่ดูดความชื้น (Nonhygroscopic) เพราะจะเกิดการกลั่นตัวเป็นหยดน้ำได้ง่ายขึ้น ในกรณีนี้การมีหมอกเกิดขึ้นร่วมกับคว้นเรียกว่า หมอกปนคว้น (Smog) ถ้าก่อตัวหนามากๆ จะปิดบังแสงอาทิตย์ได้ สามารถสัมผัสได้โดยการดมกลิ่น

ฟ้าหลัวหรือหมอกแดดเป็นอนุภาคเล็กๆ ของสิ่งเจือปนที่แขวนลอยอยู่ในอากาศ (Impurities) เช่น คว้น, ฝุ่นละออง, อนุภาคของผงเกลือ จะเกิดขึ้นในสภาวะอากาศทรงตัวดี ปกติจะมีความหนา 2,000-3,000 ฟุต แต่บางครั้งแผ่สูงขึ้นไปถึง 15,000 ฟุต จากผิวพื้น ทัศนวิสัยทางระดับเหนือขึ้นของหมอกแดดจะดีเมื่อเกิดฟ้าหลัวหรือหมอกแดด ท้องฟ้าจะเป็นฝ้าขาวๆ ฟ้าหลัวที่เกิดจากอนุภาคเกลือจะมีสีขาว ในประเทศไทยฟ้าหลัวจะเกิดขึ้นหนาใน เดือน ก.พ. - มี.ค.

6. ฝุ่นและทราย (Dust and Sand)

ฝุ่นและทรายถูกยกขึ้นไปเหนือพื้นดินโดยกระแสลมได้สูงเพียงใด ขึ้นอยู่กับขนาด และสภาวะทางอุตุนิยมวิทยา จะทำให้ปิดบังทัศนวิสัยได้ เช่น ความเร็วลม กระแสอากาศปั่นป่วน และการทรงตัวของอากาศ ฯลฯ ในกรณีที่ทัศนวิสัยลดลงต่ำกว่า 1 กิโลเมตร ปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นนี้จะพายุฝุ่นหรือพายุทราย

(Duststorm or Sandstorm) โดยทั่วๆ ไปฝุ่นจะปิดบังทัศนวิสัยได้มากกว่าทราย อนุภาคของทรายจะถูกยกสูงไม่เกิน 20-30 เมตร แต่ฝุ่นจะไม่จำกัดความสูง สภาพที่เอื้ออำนวยให้เกิดพายุฝุ่นและพายุทราย คือ ผิวดินจะต้องแห้ง ความเร็วลมมากพอสมควร อากาศไม่ทรงตัว และมีการเคลื่อนตัวในทางตั้ง (Vertical motion) อย่างแรง

ในกรณีที่ไม่มีเมฆหรือมีเมฆน้อย อิทธิพลของแสงอาทิตย์จะทำให้พื้นดินร้อนไม่เท่ากัน จึงทำให้อากาศไหลหมุนเวียนเกิดเป็นลมวน เช่น ลมบ้าหมู (Dust devil) สภาพพายุฝุ่นหรือพายุทรายมักจะเกิดร่วมกับ Dry thunderstorm แต่จะเกิดไม่นาน ในกรณีที่เป็นพายุฝุ่นจะปิดบังทัศนวิสัยได้นานกว่าพายุทราย

7. อนุภาคเกลือ (Salt particles)

อนุภาคเกลือส่วนมากจะเกิดขึ้นตามชายฝั่งทะเล บางครั้งอาจจะถูกพัดพาเข้าไปบนพื้นดินได้ไกลๆ โดยเฉพาะในฤดูแล้ง หลังจากถูกพัดพาไปแล้ว ioni าระเหยไปทำให้เหลือแต่อนุภาคเกลือ อนุภาคนี้จะเป็นแกนกลางในการกลั่นตัว (Condensation nuclei) ถ้าในเวลาต่อมาอากาศมีความชื้นสัมพัทธ์เพียง 70 เปอร์เซ็นต์หรือมากกว่า อนุภาคเกลื่อดังกล่าวก็จะสามารถช่วยให้ไอน้ำในอากาศกลั่นตัว เป็นหยดน้ำได้ แล้วแขวนลอยอยู่ในอากาศเป็นฟ้ามัวชื้น (Moist or damp haze) มักจะเกิดขึ้นในเมืองใหญ่ๆ ที่มีอากาศสกปรก ในกรณีที่มีความชื้นสัมพัทธ์ต่ำ อนุภาคเกลือที่แขวนตัวอยู่ในอากาศจะแห้งทำให้เกิดฟ้ามัวแห้ง (Dry haze)

6. กระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence)

กล่าวนำ (Introduction)

การไหลของกระแสอากาศมักจะมีการเปลี่ยนแปลงทิศทางหรือความเร็วอย่างต่อเนื่อง ทั้งที่ระดับต่ำ และระดับสูงในทุกฤดูกาล ขณะที่กระแสอากาศเกิดจากการกระเพื่อมหรือหมุนวนในบรรยากาศทั้งแนวระดับหรือแนวตั้ง เราเรียกว่า กระแสอากาศปั่นป่วน (Turbulence)

การศึกษสาเหตุและสถานที่ซึ่งก่อให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน จะช่วยให้ผู้เกี่ยวข้องมีความเข้าใจและสามารถลดความรุนแรงของกระแสอากาศปั่นป่วน ที่มีต่ออากาศยานและผู้โดยสาร

ประเภทของกระแสอากาศปั่นป่วน (Types of Turbulence) สามารถแบ่งออกได้ ดังนี้

1. กระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของอากาศในทางตั้ง (Convective Turbulence)

จัดเป็นกระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดในระดับต่ำ เกิดจากกระแสอากาศลอยตัวและจมตัว เนื่องจากกระแสอากาศจมตัวมักเกิดเป็นบริเวณกว้าง ทำให้มีความเร็วในทางตั้งน้อยกว่ากระแสอากาศลอยตัว กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้มีความรุนแรงมากในช่วงเวลาบ่ายของฤดูร้อน และมีลมพัดอ่อน หากลมแรงจะขัดขวางการเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ และทำให้ความรุนแรงลดลง อากาศที่ได้รับความร้อนบริเวณผิวพื้นจะทำให้เกิดอากาศไม่ทรงตัวในระดับต่ำๆ และอากาศร้อนนั้นจะลอยตัวสูงขึ้น ถ้าอากาศที่ผิวพื้นได้รับความร้อนมากขึ้น จะยังทำให้การลอยตัวของอากาศได้สูงและรุนแรงขึ้น บริเวณพื้นทรายหรือที่ถูกปกคลุมด้วยก้อนหินและทุ่งนา เมื่อได้รับความร้อนมากกว่าพื้นน้ำหรือพื้นที่ที่มีพืชปกคลุมอยู่ ความรุนแรงของกระแสอากาศที่ลอยขึ้นเหนือบริเวณดังกล่าวมีไม่เท่ากัน เมื่อเครื่องบินบินผ่านบริเวณดังกล่าวหรือขณะร่อนลงสู่สนามบิน จะพบกับกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้

เมื่อกระแสอากาศลอยตัวสูงขึ้น จะเย็นตัวลงเนื่องจากการขยายตัว และการลอยตัวจะเกิดต่อเนื่องจนถึงระดับที่อุณหภูมิของกระแสอากาศใกล้เคียงกับสภาวะแวดล้อม ถ้าอากาศอึดตัวจะเกิดเมฆ ดังนั้นบางครั้งกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้จึงปรากฏเมฆคิวมูลัส (Cumulus) หรือคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) ให้เห็น และกระแสอากาศปั่นป่วนชั้นรุนแรงมักพบบริเวณใต้ฐานเมฆหรือภายในก้อนเมฆ แต่ไม่พบบริเวณเหนือเมฆ หากอากาศแห้งมากจะไม่ปรากฏเมฆให้เห็น จึงควรระมัดระวังเนื่องจากมองไม่เห็นกระแสอากาศปั่นป่วนบริเวณดังกล่าว

เมื่อเครื่องบินเผชิญกับกระแสอากาศปั่นป่วน จะมีการตอบสนองแตกต่างกัน ขึ้นกับปัจจัยต่อไปนี้

- ความรุนแรงของกระแสอากาศ
- คุณลักษณะของเครื่องบิน เช่น ความเร็ว น้ำหนัก รูปร่าง ลักษณะของปีก
- เทคนิคการบิน

ในขณะที่บินผ่านกระแสอากาศปั่นป่วนแม้ว่าจะใช้ความเร็วสูง อาจเกิดการสั่นอย่างรุนแรงได้ เนื่องจากเครื่องบินเปลี่ยนแปลงการเคลื่อนที่ในทางตั้งเร็วมากยิ่งขึ้นนั่นเอง ดังนั้นเพื่อลดความรุนแรงของ

กระแสอากาศปั่นป่วนประเภทนี้ จึงควรยึดตรึงที่แน่นให้แน่น และปฏิบัติตามคู่มือการบินเมื่อบินผ่านกระแสอากาศปั่นป่วน

2. กระแสอากาศปั่นป่วนจากลักษณะของผิวพื้น (Mechanical Turbulence)

เป็นกระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากกระแสลมที่ระดับใกล้พื้นดิน พัดผ่านพื้นที่ขรุขระ หรือสิ่งกีดขวางกระแสลม เช่น ต้นไม้ สิ่งปลูกสร้าง และเทือกเขา ซึ่งกระแสลมจะม้วนขดตัวเป็นวงขนาดต่างๆ และกระแสลมวนจะเคลื่อนไปตามการไหลของกระแสลม ซึ่งจะมีผลกระทบต่อการบินมากขึ้นอยู่กับคุณลักษณะของเครื่องบิน

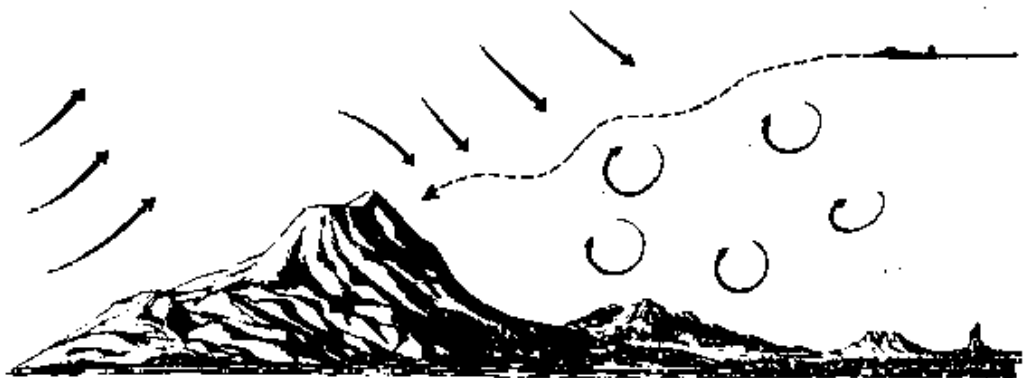
กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้เกิดขึ้นได้ดีเพียงใดขึ้นอยู่กับ

- ความขรุขระของพื้นผิว หรือรูปร่างของสิ่งกีดขวางกระแสลม
- ความเร็วกระแสลม
- การทรงตัวของมวลอากาศ

เมื่อกระแสลมมีความเร็วสูง และ/หรือ พื้นผิวมีความขรุขระมาก ความรุนแรงของกระแสอากาศปั่นป่วนจะเพิ่มขึ้นด้วย และถ้าอากาศไม่ทรงตัว (Unstable) กระแสลมวนที่เกิดขึ้นจะมีขนาดใหญ่กว่าในกรณีอากาศทรงตัว (Stable) แต่จะสลายตัวได้รวดเร็วกว่า

การเปลี่ยนแปลงของกระแสลมใกล้พื้นดิน มีความสำคัญมากต่ออากาศยานขณะบินขึ้น-ลง โดยเฉพาะอากาศยานขนาดเล็ก กรณีบริเวณสนามบินซึ่งมีสิ่งปลูกสร้างขนาดใหญ่ใกล้ๆ ทางวิ่ง เช่น โรงเก็บเครื่องบิน อาจทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนขึ้นได้ ถ้ากระแสลมอ่อน อากาศมวนวน (Eddy) ที่เกิดขึ้นจะปกคลุมบริเวณพื้นดินใกล้สิ่งปลูกสร้าง แต่ถ้าความเร็วลมมากกว่า 20 นอต อากาศมวนวนจะไหลออกไปได้เป็นระยะทางไกลๆ ซึ่งเป็นอันตรายต่ออากาศยานขณะลงจอด

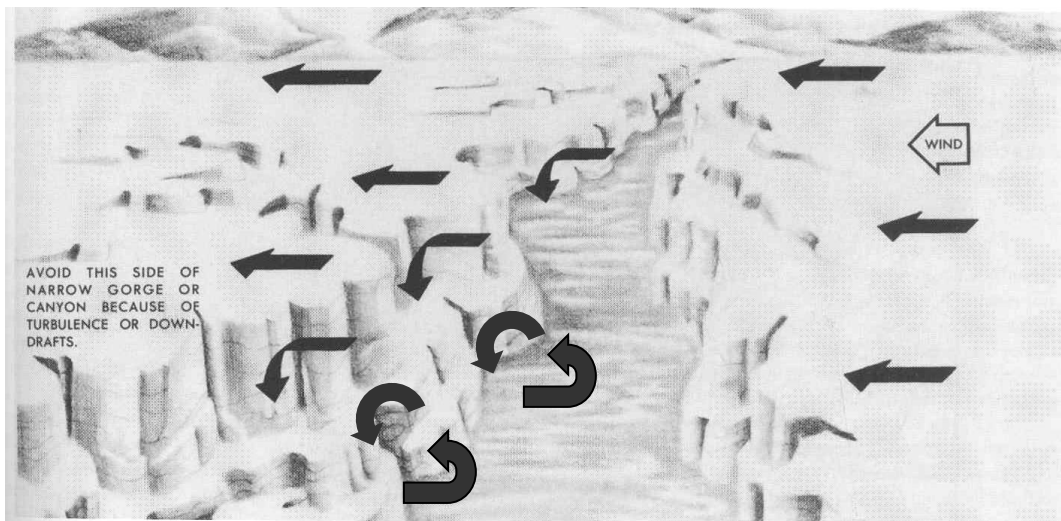
กรณีเมื่อลมพัดผ่านเนินเขาหรือภูเขา มักก่อให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน และจะมีความรุนแรงมากเมื่อลมมีความเร็วสูง โดยที่กระแสอากาศไหลลงด้านหลังลมจะเป็นอันตรายต่ออากาศยานได้ ดังนั้นควรระลึกไว้เสมอว่าเมื่อทำการบินเข้าสู่ด้านหลังลมของยอดเขาในขณะที่ลมพัดแรงควรบังคับให้อากาศยาน ไต่ขึ้นสู่ระดับความสูงเหนือยอดของสิ่งกีดขวางนั้นหลายพันฟุต การบินระดับต่ำนอกจากจะเผชิญกับกระแสอากาศไหลลงแล้ว ยังมีโอกาสเผชิญกับกระแสอากาศปั่นป่วน และลมขวาง (Cross wind) ที่ไหลขนานกับหุบเขา ดังรูปที่ 1-1



รูปที่ 1-1 Wind Flow over Mountain Ranges Produces Turbulence

เมื่อลมพัดผ่านหุบเขา กระแสอากาศไหลลงจะเกิดขึ้นด้านหลังลม ขณะที่กระแสอากาศไหลขึ้นจะเกิดขึ้นด้านรับลม ดังนั้นหากจำเป็นต้องบินผ่านบริเวณดังกล่าว เพื่อความปลอดภัยควรบินใกล้ทางด้านกระแสอากาศไหลขึ้น เพื่อช่วยเพิ่มแรงยกตัวของเครื่องบิน

เมื่อลมพัดผ่านแนวร่องเขาแคบๆ กระแสอากาศส่วนหนึ่งจะไหลลงไปยังร่องเขา จะเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนบริเวณกลางของร่องเขาและด้านปลายลม ดังรูปที่ 1-2 ดังนั้นควรหลีกเลี่ยงการบินผ่านบริเวณกระแสลมที่ไหลผ่านร่องเขาเนื่องจากเครื่องบินอาจเสียระยะสูงและชนร่องเขาได้



รูปที่ 1-2

ควรหลีกเลี่ยงการบินผ่านบริเวณภูเขาและหุบเขาขณะที่ลมพัดแรง หากมีกระแสลมที่ระดับยอดเขา ควรบินให้สูงหรือบินอ้อมบริเวณหุบเขาที่อยู่ระหว่างภูเขาจะเป็นทางเลือกที่ดีกว่า

3. กระแสอากาศปั่นป่วนที่ระดับสูง (High Altitude Turbulence)

3.1 บริเวณโทรโพพอส (Tropopause)

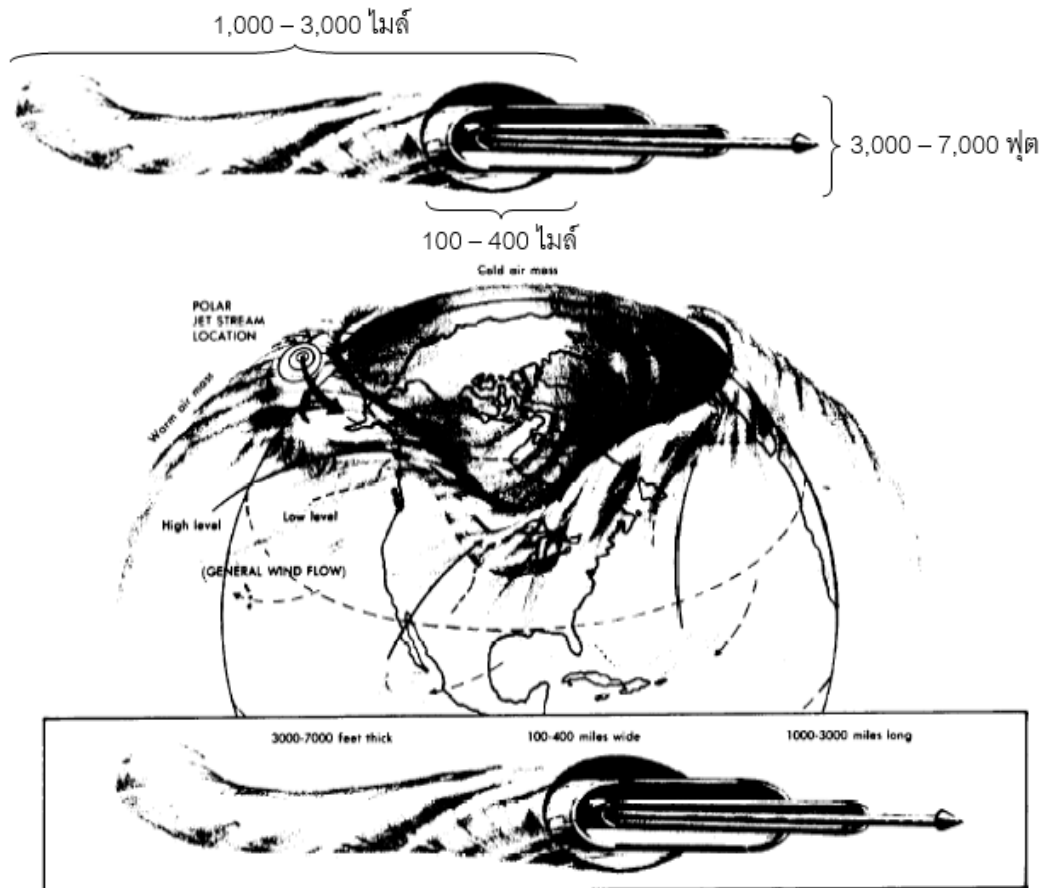
บริเวณโทรโพพอสมักเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนได้ดี เพราะมีการเปลี่ยนแปลงในทางตั้งซึ่งปรากฏภายในหรือบริเวณใกล้กับโทรโพพอส บริเวณที่พบกระแสอากาศปั่นป่วนในระดับของโทรโพพอส มักไม่ปรากฏให้เห็น ดังนั้นจึงถูกจัดเป็นกระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส (Clear Air Turbulence : CAT)

เราทราบว่าโทรโพพอสบริเวณศูนย์สูตรมีความสูงมากกว่าโทรโพพอสบริเวณขั้วโลก และมีรอยแตกอยู่ 2 แห่ง คือ ระหว่างเขตอาร์คติกกับเขตขั้วโลก และเขตขั้วโลกกับเขตร้อน ซึ่งบริเวณรอยแตกดังกล่าวจะพบกระแสลมกรด (Jet Stream)

3.2 กระแสลมกรด (Jet Stream)

จากรูปที่ 3 กระแสลมกรดเป็นกระแสลมฝ่ายตะวันตกที่มีความเร็วตั้งแต่ 50 นอต ขึ้นไป พัดเป็นแนวแคบทั้งทางระดับและทางตั้ง ไหลวนไปรอบๆ โลก คล้ายกับคลื่นซึ่งพบได้ทั้งในซีกโลกเหนือและใต้

กระแสลมกรดบางครั้งอาจมีความเร็วถึง 300 นอต แต่ปกติพบระหว่าง 100 ถึง 150 นอต กระแสลมกรดที่ปรากฏขึ้นจะไม่พบต่อเนื่องขนาบไปรอบๆ โลก บ่อยครั้งที่พบว่ามีความยาว 1,000 - 3,000 ไมล์ มีความกว้าง 100 - 400 ไมล์ และมีความหนา 3,000 - 7,000 ฟุต

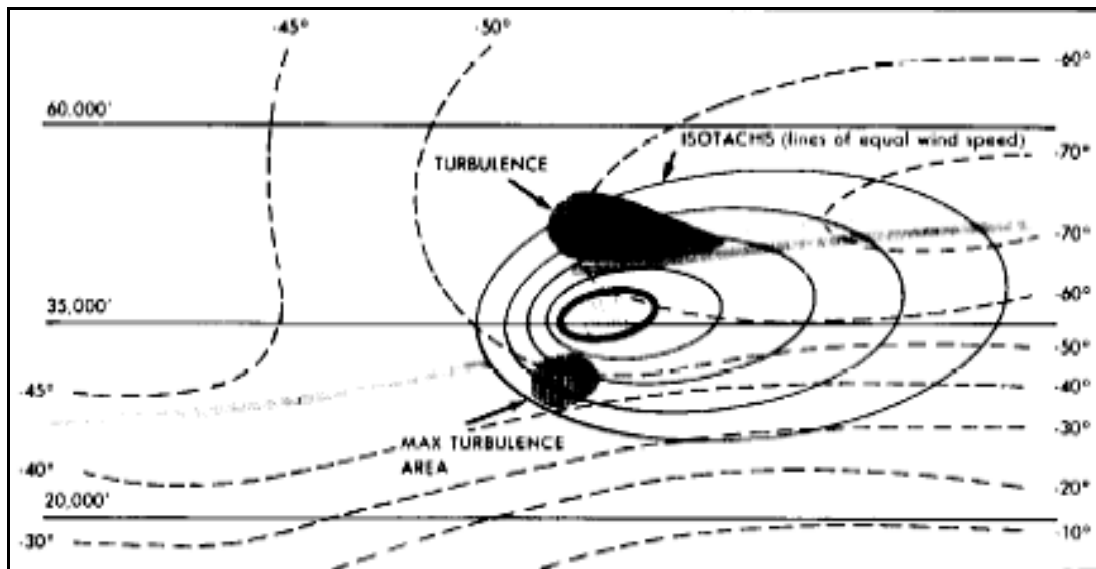


รูปที่ 1-3

กระแสลมกรดที่เกิดบริเวณขั้วโลก มีวงรอบชีวิตต่อเนื่องตั้งแต่ขึ้นการเกิด ทวีความรุนแรงเคลื่อนที่ และสลายตัว ไปพร้อมๆ กับการเปลี่ยนแปลงของแนวปะทะอากาศที่ขั้วโลก ซึ่งมีความแรงในช่วงฤดูหนาวมากกว่าในฤดูร้อน จะเคลื่อนตัวต่ำลงมาทางใต้ในฤดูหนาวและขยับสูงขึ้นไปใน ฤดูร้อน สอดคล้องกับการเคลื่อนตัวของแนวปะทะอากาศบริเวณขั้วโลก ขณะที่กระแสลมกรดเคลื่อนต่ำลงมา ใต้แกนของกระแสลมกรดจะยกตัวไปสู่ระดับที่สูงขึ้นและมักจะมีความเร็วเพิ่มขึ้น แกนของกระแสลมกรด (Maximum Jet Core) อยู่ระหว่าง 25,000 ถึง 40,000 ฟุต ขึ้นอยู่กับละติจูดและฤดูกาล

จากรูปที่ 1-4 พบว่าความเร็วลมสูงสุดของกระแสลมกรดในแนวปะทะอากาศขั้วโลก (Polar Front Jet Stream) พบที่ 5,000 ฟุตใต้โทรโพพอสเซตร้อนและปลายของโทรโพพอสเซตขั้วโลก พบว่าอัตราการลดลงของความเร็วของกระแสลมทางเขตขั้วโลกมีค่ามากกว่าเขตศูนย์สูตร ดังนั้นความรุนแรงของ Wind Shear แถบขั้วโลกจึงมากกว่าแถบศูนย์สูตร แนวปะทะอากาศขั้วโลก (Polar Front) มักจะเกิดและเคลื่อนตาม

กันไปตามช่วงเวลา และบางครั้งอาจจะเกิดได้หลายแห่งในช่วงเวลาเดียวกัน กระแสลมกรดในแนวปะทะอากาศทั่วโลกก็มีการเปลี่ยนแปลงเช่นเดียวกับแนวปะทะอากาศทั่วโลก



รูปที่ 1-4 Areas of Probable Turbulence in Jet Stream

การทำแผนการบินทุกครั้งควรให้ความสนใจรายละเอียดของกระแสลมกรด เนื่องจากมีผลกระทบหลายอย่างต่อการบินในเที่ยววันนั้น เช่นการสิ้นเปลืองเชื้อเพลิง หรืออาจต้องมีการวางแผนเปลี่ยนเส้นทางบิน โดยการเผชิญกับ Wind Shear ซึ่งทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน จำเป็นต้องเปลี่ยนระยะสูงด้วย

3.3 กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส (Clear Air Turbulence : CAT)

คำว่ากระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส เป็นคำใช้เรียกระแสอากาศที่ทำให้เครื่องบินขณะทำการบิน เกิดอาการกระแทกหรือกระเพื่อมไปมาในอากาศที่ปราศจากเมฆ แต่บางครั้งอาจเกิดพร้อมกับมีเมฆชั้นสูงประเภท Cirrus Cloud และมีชั้นหมอกแตกปกคลุมอยู่ จากการศึกษาพบว่าประมาณ 75 เปอร์เซ็นต์ ของกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ไม่มีเมฆปรากฏให้เห็น

กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใสแตกต่างจากกระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของอากาศในทางตั้ง กระแสอากาศปั่นป่วนภายในเมฆพายุฟ้าคะนอง และกระแสอากาศปั่นป่วนจากลักษณะของผิวพื้น ซึ่งสามารถบอกตำแหน่งการเกิดได้ชัดเจน กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใสนี้มักจะพบเหนือระดับ 15,000 ฟุต นอกกลุ่มเมฆก้อน พร้อมกับการเปลี่ยนความเร็วของลมแนวตั้ง (Vertical Wind Shear) และ/หรือ แนวระดับ (Horizontal Wind Shear) นอกจากจะพบกระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใสบริเวณตำแหน่งที่พบกระแสลมกรดแล้ว และสามารถพบ Strong Wind Shear ได้อีกด้วย

หากพบกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ บริเวณกระแสลมกรดในตำแหน่งลมส่งท้ายหรือ ลมต้าน ควรเปลี่ยนระดับบินหรือเปลี่ยนตำแหน่งของเครื่องบิน เพราะกระแสอากาศปั่นป่วนที่พบบริเวณนี้มักขยายตัวไปตามกระแสลม แต่มีความตื้นและแคบบ่อยครั้งที่พบกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้มีความหนา 2,000 ฟุต กว้าง 20 ไมล์ และยาว 50 ไมล์

หากพบกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ บริเวณกระแสลมกรดในลักษณะลมขวางทิศ มักไม่จำเป็นต้องเปลี่ยนตำแหน่งของเครื่องบินหรือระดับบิน แต่อย่างไรก็ตามหากต้องการบินให้พ้นบริเวณกระแส

อากาศปั่นป่วนชนิดนี้โดยเร็ว ควรเพิ่มหรือลดระดับบินหลังจากการอ่านค่าอุณหภูมิภายนอกเป็นเวลา 1 หรือ 2 นาที

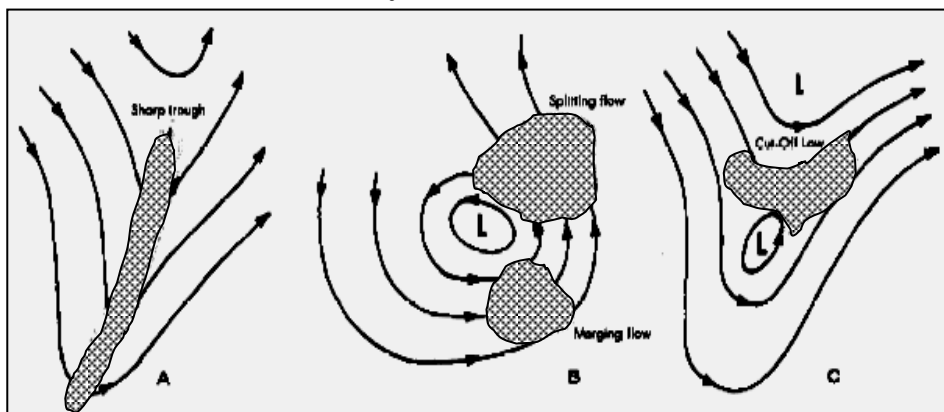
“ ถ้าอุณหภูมิภายนอกเพิ่ม ควรเพิ่มระดับบิน “

“ ถ้าอุณหภูมิภายนอกลด ควรลดระดับบิน “

วิธีการดังกล่าวจะป้องกันการเผชิญกับแนวลาดชันของโทรโพพอส หรือบริเวณพื้นผิวของแนวปะทะอากาศ และบริเวณที่มีกระแสอากาศปั่นป่วน ถ้าค่าอุณหภูมิภายนอกไม่เปลี่ยนแปลงสามารถเพิ่มหรือลดระดับบินก็ได้

กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใสสามารถแผ่ขยายขึ้นไปถึงระดับสูงๆ และยังเกิดร่วมกับการไหลของกระแสลมที่ก่อให้เกิด Shear ได้อีกด้วย ในกรณีของร่องความกดอากาศต่ำในระดับความสูงที่มีความลึกและคมชัด เคลื่อนที่ด้วยความเร็วมากกว่า 20 นอต จะพบกระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้บริเวณใกล้เคียง หรือในร่องความกดอากาศต่ำ แม้ว่าความเร็วของลมค่อนข้างต่ำเมื่อเปรียบเทียบกับความเร็วของลมใกล้เคียง กระแสลมกรด นอกจากนี้ทิศทางของลมทั้งสองด้านที่อยู่ตรงข้ามกับร่องความกดอากาศต่ำ มีค่าต่างกัน 90 องศา หรือมากกว่า ดังรูปที่ 1-5A

กระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส สามารถพบได้ในบริเวณรอบๆ หย่อมความกดอากาศต่ำที่ปรากฏในระดับสูง (Low Aloft) โดยเฉพาะบริเวณที่มีกระแสอากาศไหลแยกและไหลสลับ ซึ่งปรากฏทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือของ Cut of Low ดังรูปที่ 1-5B, 1-5C



รูปที่ 1-5 Wind Patterns Associated with High-Level CAT

อย่างไรก็ตามควรปฏิบัติตามคู่มือการบินของเครื่องบินชนิดนั้น โดยใช้ความเร็วในการบินผ่านกระแสอากาศปั่นป่วนเมื่อเผชิญกับกระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส ซึ่งจะช่วยลดอิทธิพลจากกระแสอากาศปั่นป่วนได้ แต่ถ้ากระแสอากาศปั่นป่วนมีความรุนแรงถึงขั้นที่จะต้องทำการแก้ไขโดยการเปลี่ยนระดับบิน ควรใช้ข้อมูลสภาพอากาศที่ได้รับจากเจ้าหน้าที่พยากรณ์อากาศก่อนทำการบินหรือขอข้อมูลเพิ่มเติมผ่านระบบการติดต่อสื่อสารระหว่างนักบินกับเจ้าหน้าที่ชาวอากาศ ซึ่งจะช่วยให้การแก้ไขเป็นไปอย่างถูกต้อง และหลีกเลี่ยงความรุนแรงที่มีต่อเครื่องบินได้ และสิ่งสำคัญคือ ควรรายงานรายละเอียดเกี่ยวกับกระแสอากาศปั่นป่วนทุกๆ ชนิดที่พบขณะทำการบินทุกครั้ง

4. กระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากแนวปะทะอากาศ (Frontal Turbulence)

กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้ เกิดจากการยกตัวของอากาศที่อุ่นกว่าตรงส่วนหน้าของแนวปะทะอากาศ เนื่องจากการปะปน หรือความแตกต่างของทิศทางลมในมวลอากาศอุ่นและเย็น จึงเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนขึ้น การไหลขึ้นของอากาศจะมีมากเมื่ออากาศอุ่นนั้นมีการทรงตัวไม่ดี และมีความชื้นมาก กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้จะรุนแรงที่สุด โดยสังเกตได้จากเมื่อแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนที่เร็ว

5. กระแสอากาศปั่นป่วนที่เกิดจากลมพัดในทิศทางตัดกัน (Wind Shear Turbulence)

การเปลี่ยนแปลงความเร็วลมหรือลมที่พัดในทิศทางตัดกันตามทางดิ่งหรือทางระดับ (Wind Shear) จะเป็นการทำให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนขึ้น ถ้าความเร็วและทิศทางลมมีการเปลี่ยนแปลงมาก ก็เกิดกระแสอากาศปั่นป่วนอย่างรุนแรงตามมา กระแสอากาศปั่นป่วนชนิดนี้มักจะเกิดในบริเวณกระแสลมกรด ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงความเร็วลมมากทั้งในทางดิ่งและทางระดับ ลักษณะเช่นนี้มักจะเกิดในบริเวณที่มีอากาศแจ่มใส จึงเรียกว่ากระแสอากาศปั่นป่วนในอากาศแจ่มใส (Clear Air Turbulence) มีรายละเอียดตามหัวข้อ 3.3

กระแสอากาศปั่นป่วนบางครั้งอาจเกิดขึ้นขณะที่เครื่องบินไต่ขึ้นหรือร่อนลงสู่สนามบิน ในขณะที่มีการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูง ตัวอย่างเช่น ในบริเวณที่มีลมสงบ อากาศเย็นมักจะเกิดขึ้นตามหุบเขา อันเนื่องมาจากความเย็นในตอนกลางคืน ขณะเดียวกันถ้ามีอากาศอุ่นกว่าเคลื่อนเข้ามาซ้อนทับ ความแตกต่างของความเร็วลมในอากาศทั้งสองนั้นจะทำให้เกิดการปะทะกันขึ้น จึงเกิดกระแสอากาศปั่นป่วนในบริเวณแคบๆ

6. กระแสอากาศปั่นป่วนเนื่องจากพายุฟ้าคะนอง (Thunderstorm Turbulence)

เมฆคิวมูโลนิมบัสซึ่งเติบโตขึ้นมาจากการที่อากาศเย็นไหลผ่านไปบนพื้นผิวมหาสมุทร อาจแผ่ขยายความสูงของยอดเมฆขึ้นไปได้ถึง 5-7 กิโลเมตร อย่างไรก็ตามยอดเมฆคิวมูโลนิมบัสที่มีความรุนแรงมากในบางครั้งอาจขยายสูงขึ้นไปได้ถึง 9-13 กิโลเมตร และสามารถสูงกว่านี้ได้ในเขตร้อน การเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้งจะมีอยู่ทั่วทั้งก้อน ทำให้เกิดผลกระทบได้ในทุกระดับทั้งที่อยู่ในหรือ ใต้เมฆคิวมูโลนิมบัส

กระแสอากาศไหลขึ้นบริเวณระดับกลางภายในเมฆคิวมูโลนิมบัส จะมีความรุนแรงมากกว่าบริเวณส่วนล่างของเมฆ, บริเวณรอบฐานเมฆและบริเวณยอดเมฆหรือใกล้เคียง

การปั่นป่วนขึ้นรุนแรงหรือขึ้นรุนแรงมากอาจเกิดขึ้นได้ภายนอกก้อนเมฆ เนื่องจากฝนหนักที่ตกออกมาจากบางส่วนของพาดานเมฆ ฝนหนักซึ่งเป็นตัวการสำคัญที่ก่อให้เกิดกระแสอากาศมีการไหลลงอย่างรุนแรงติดตามมา พร้อมกับการปั่นป่วนของอากาศซึ่งมีอยู่ภายนอกก้อนเมฆ

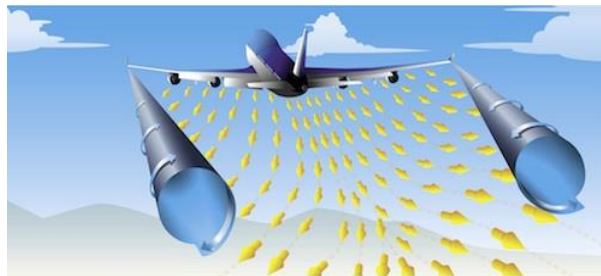
กระแสอากาศปั่นป่วนจะมีความรุนแรงที่แตกต่างกันออกไปในแต่ละขั้นตอนการเกิดพายุ ฟ้าคะนอง โดยปกติแล้วความรุนแรงสูงสุดมักเกิดอยู่ในระยะเริ่มต้นของขั้นเจริญเติบโตเต็มที่ แม้ว่าจะเกิดกระแสอากาศไหลลงอยู่เป็นบางส่วน โดยการตกของฝนและลูกเห็บก็ตาม แต่กระแสอากาศไหลขึ้นส่วนอื่นที่ไหลอยู่ภายในก้อนเมฆ จะยังคงไหลขึ้นอย่างต่อเนื่อง จนกระทั่งมีความรุนแรงสูงสุดในบริเวณส่วนบนของก้อนเมฆ โดยปกติแล้วกระแสอากาศไหลลงดังกล่าว มักมีความรุนแรงที่ไม่มากนักและเกิดอยู่เฉพาะตรงส่วนล่างของเมฆพายุฟ้าคะนองเท่านั้น กระแสอากาศที่กำลังไหลลงดังกล่าวจะแผ่กระจายออกไปบริเวณใกล้พื้นผิวโลก ก่อให้เกิดลมแรงที่มีความรุนแรงมาก (Severe Squall)

การหลีกเลี่ยงกระแสอากาศปั่นป่วนเนื่องจากพายุฟ้าคะนอง ควรอาศัยพื้นฐานมาจากการสังเกตของนักบินเอง ประกอบกับระยะสูงของเพดานบินในเที่ยวบินนั้น กล่าวโดยทั่วไป การบินในระดับฐานหรือได้เมฆพายุฟ้าคะนอง จะมีโอกาสพบกับกระแสอากาศปั่นป่วนขั้นรุนแรงมากได้น้อยกว่าการบินบริเวณระดับกลางของเมฆพายุฟ้าคะนองนั้น

ในการบินที่ระดับสูง ควรบินเหนือยอดเมฆพายุฟ้าคะนอง หากจำเป็นต้องบินผ่านเข้าไปในเมฆพายุฟ้าคะนอง ควรหลีกเลี่ยงบริเวณที่มีน้ำฟ้า และการปั่นป่วนมากที่สุด โดยใช้เครื่องมือต่างๆ เช่น เรดาร์ตรวจอากาศประจำเครื่องบินและเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดินให้เป็นประโยชน์มากที่สุด

7. กระแสอากาศปั่นป่วนเนื่องจากเครื่องบิน (Wake Turbulence)

การบินของอากาศยานทุกแบบจะก่อให้เกิดกระแสอากาศปั่นป่วน ซึ่งมีลักษณะเป็นแบบมววน (Vortex Wake Turbulence) โดยมีจุดเริ่มต้นจากปลายปีกทั้งสองข้าง รูปที่ 1-6 ซึ่งความรุนแรงจะขึ้นอยู่กับน้ำหนักและความเร็วของอากาศยาน รวมทั้งรูปร่างของปีกที่ก่อให้เกิดกระแสมววน ความรุนแรงจะมีค่ามากที่สุดเมื่ออากาศยานมีน้ำหนักมาก ผิวเรียบ และบินด้วยความเร็วต่ำ (Heavy, Clean, Slow) เคยมีการบันทึกว่าความเร็วในการหมุน (Vortex Tangential Velocities) มีค่าสูงถึง 130 นอต

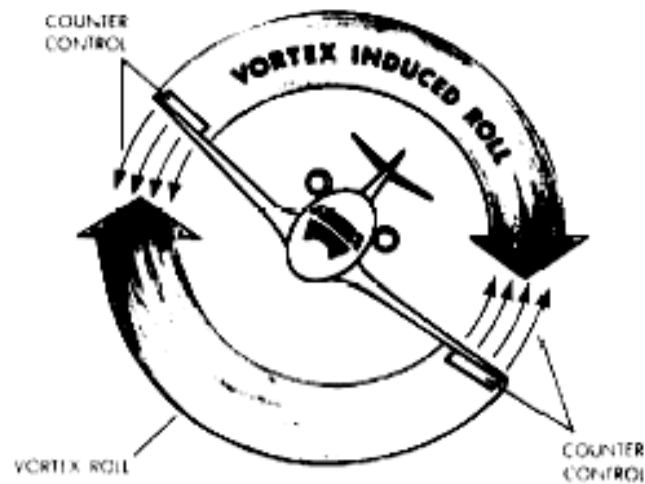


รูปที่ 1-6 Counter-Rotating Vortices

การหมุนของกระแสอากาศอย่างรุนแรงในลักษณะเป็นรูปกรวย สามารถเป็นอันตรายต่อ อากาศยานได้ โดยอันตรายในเบื้องต้นได้แก่ การสูญเสียการควบคุมอันมีสาเหตุจากการหมุนควงของอากาศยาน รูปที่ 1-7 ซึ่งการแก้ไขจะมีข้อจำกัดขึ้นอยู่กับความกว้างของปีก และการตอบสนองของเครื่องต่อการบังคับแก้ไขนั้น ถ้าอากาศยานมีขนาดค่อนข้างใหญ่และส่วนของปีกและครีบบรรเทา (Ailerons) มีความยาวเลยออกมานอกกระแสมววน การบังคับแก้ไขจะทำได้ผล และการหมุนควงจะไม่รุนแรง

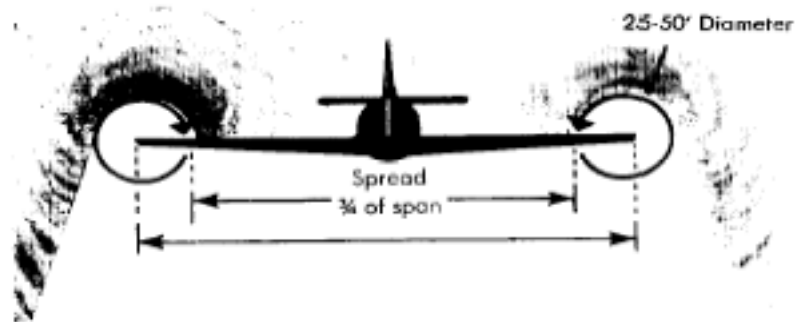
กระแสมววนที่เกิดจากส่วนท้ายของอากาศยานมีคุณลักษณะเฉพาะ ซึ่งผู้ทำการในอากาศควรรู้เมื่อมีการเกิด และตำแหน่งที่เกิดของกระแสมววนนั้น เพื่อที่จะหลีกเลี่ยงอันตรายที่อาจมีตามมา

- กระแสมววนเริ่มต้นการเกิดและการหมุนตัวเมื่อล้ออากาศยานพ้นพื้นขณะบินขึ้น และจะสิ้นสุดเมื่อล้อแตะพื้นขณะลงจอด



รูปที่ 1-7 Induced Roll

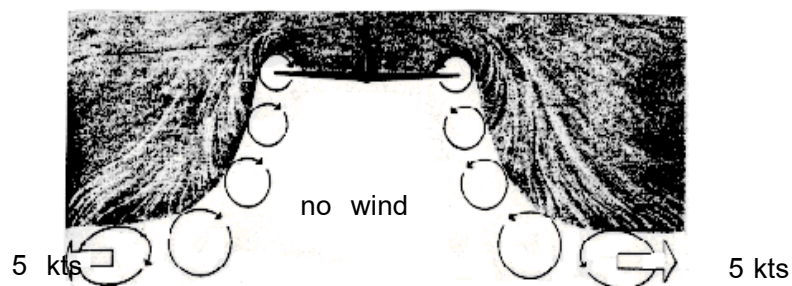
- ทิศทางการไหลของกระแสอากาศมวลวน จะเริ่มจากหมุนออกข้างนอกแล้วขึ้นข้างบน และจากนั้นหมุนวนรอบปลายปีก แขนของการหมุนมีขนาดตั้งแต่ 25-50 ฟุต และจะเกิดอยู่คู่กันจนกระทั่งสลายตัวไป รูปที่ 1-8



รูปที่ 1-8 Vortex Circulation

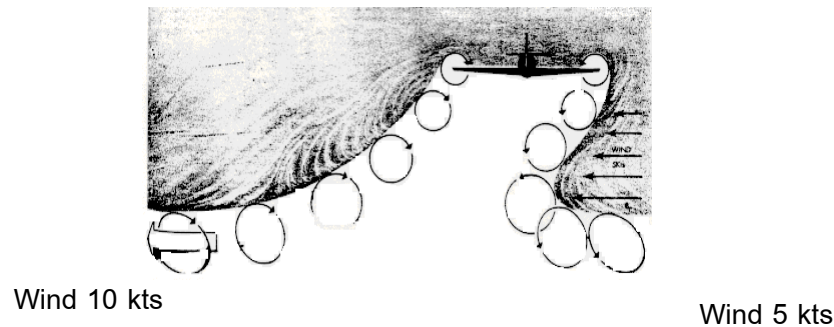
- กระแสมวลวนจะมีอัตราการจมตัว 400-500 ฟุตต่อนาที และจะสลายตัวเมื่อจมตัวได้ประมาณ 800-900 ฟุต จึงควรบินที่ระดับเดียวกัน หรือเหนือกว่าอากาศยานที่นำหน้า

- เมื่อกระแสมวลวนจมตัวลงถึงพื้นด้านล่าง จะเคลื่อนที่ไปด้านข้างด้วยความเร็ว 5 นอต รูปที่ 1-9



รูปที่ 1-9 Vortex Movement In Ground Effect (No Wind)

ผู้ทำการในอากาศควรระมัดระวังความรุนแรงของกระแสลม ซึ่งเป็นผลมาจากการที่มีลมขวางสนามในเวลานั้น รูปที่ 1-10



รูปที่ 1-10 Vortex Movement In Ground Effect (Cross Wind)

อย่างไรก็ตามในกรณีที่บินตามลม (Tail Wind) กระแสอากาศมวลวนอาจถูกพัดเข้าไปสู่บริเวณที่เครื่องจะร่อนลงได้

- กระแสลมวนจะคงอยู่ได้นานกว่าปกติในขณะเกิดการเพิ่มอุณหภูมิตามระยะสูง (Inversion) ดังนั้นเมื่ออยู่ในสภาวะดังกล่าว ควรจะเพิ่มระยะห่างระหว่างเครื่องบินให้มากกว่าปกติ

- ถ้าอากาศทรงตัวดีและลมสงบ ความปั่นป่วนอาจจะอยู่ได้นาน 5 นาทีหรือมากกว่า หากมีลมแรงขึ้นกระแสลมวนจะอยู่นานขึ้น และระยะทางของกระแสอากาศปั่นป่วนจะเพิ่มมากขึ้นด้วยตามทิศทางที่ลมพัดไป และถ้าอากาศทรงตัวไม่ดี กระแสลมวนจะสลายตัวได้เร็ว

ใบพัดหลักของเฮลิคอปเตอร์สามารถทำให้เกิดกระแสลมวนลงสู่ด้านล่างได้ ซึ่งเมื่อบินไปข้างหน้า กระแสลมวนจะมีลักษณะการเกิดคล้ายกับที่เกิดบริเวณปลายปีกของอากาศยานปีกตรึง รูปที่ 1-11 ยิ่งเฮลิคอปเตอร์มีขนาดใหญ่ อันตรายจะมีมากขึ้นตามไปด้วย



รูปที่ 1-11 Helicopter Vortices

ภายใต้หลักเกณฑ์เงื่อนไขของการควบคุมการจราจรทางอากาศ จะกำหนดให้เว้นระยะห่างเมื่อบินตามหลังอากาศยานขนาดใหญ่ อย่างไรก็ตามก็ขึ้นอยู่กับ การตัดสินใจ และเป็นความรับผิดชอบของผู้ทำการในอากาศ เพื่อที่จะหลีกเลี่ยงความเสี่ยงต่อการประสบกับกระแสอากาศมวลวน และข้อปฏิบัติที่ควรทราบได้แก่

1. เมื่ออยู่ในเส้นทางบิน ให้บินระดับเดียวกันหรือเหนือขึ้นไป เมื่อบินตามอากาศยานขนาดใหญ่
2. เมื่อร่อนลงจอดตามหลังอากาศยานขนาดใหญ่ ให้ลงแตะพื้นในตำแหน่งที่เลยไปจากจุดที่อากาศยานขนาดใหญ่ลงแตะพื้น

3. เมื่อลงแตะพื้นหรือขึ้นจากพื้นหลังการบินขึ้นของอากาศยานขนาดใหญ่ ให้ลงแตะพื้นหรือขึ้นจากพื้นที่ตำแหน่งก่อนที่ถึงจุดที่อากาศยานขนาดใหญ่บินขึ้นจากพื้น

ชั้นความรุนแรงของกระแสอากาศปั่นป่วน

1. กระแสอากาศปั่นป่วนชั้นเบา (Light Turbulence) ในชั้นนี้มักจะเกิดในเมฆคิวมูลัสก้อนเล็กๆ และพบในระดับต่ำๆ เหนือพื้นที่ยุขุระ ซึ่งมีความเร็วลมน้อยกว่า 25 นอต บางครั้งจะพบในระดับต่ำๆ เหนือพื้นที่ได้รับความร้อนไม่สม่ำเสมอ

2. กระแสอากาศปั่นป่วนชั้นปานกลาง (Moderate Turbulence) มักจะเกิดจากปรากฏการณ์ต่อไปนี้

2.1 เกิดขึ้นในบริเวณคลื่นภูเขา (Mountain Wave) เมื่อมีความเร็วลมประมาณ 20-50 นอต หรือสูงกว่า และพัดในทิศทางตั้งฉากกับเทือกเขา อาจเกิดขึ้นได้ตั้งแต่ผิวพื้นจนถึง 10,000 ฟุต เหนือ โทรโพพอส และแผ่ออกไปเป็นระยะทางถึง 300 ไมล์ ทางด้านหลังลม หรือภายในบริเวณเมฆเซอร์รัส (Cirrus) ที่เกิดร่วมกับคลื่นภูเขานั้น

2.2 เกิดขึ้นเมื่อคลื่นภูเขามีความเร็วประมาณ 25-50 นอต พัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา โดยจะเกิดขึ้นระหว่างผิวพื้นกับโทรโพพอส และแผ่ออกไปเป็นระยะทาง 150 ไมล์ ทางด้านหลังลม หรือภายในบริเวณเมฆเซอร์รัสของคลื่นภูเขานั้น

2.3 เกิดอยู่ภายในและรอบๆ พายุฟ้าคะนอง รวมทั้งส่วนบนของพายุฟ้าคะนองชั้นสลายตัว หรือภายในยอดเมฆ

2.4 ในกระแสลมกรด มักจะพบในระดับความสูงของแกนกลางของกระแสลมกรด (Jet Core) และต่ำลงมา 5,000 ฟุต และจากแกนกลางของกระแสลมกรดเป็นระยะทางยาวถึง 250 ไมล์ ไปทางด้านอากาศเย็นของแกนกลาง หรือภายในเมฆเซอร์รัสอันเกิดจากกระแสลมกรด

2.5 ในเมฆก้อน (Cumuliform) จะพบในเมฆคิวมูลัสที่หนาหรือมีขนาดใหญ่ (Towering Cumulus)

2.6 เมื่อลมผิวพื้นมีความเร็วเกิน 25 นอต ขึ้นไป มักจะเกิดขึ้นใกล้ๆ กับพื้นดิน

2.7 ในร่องความกดอากาศต่ำชั้นบน ความกดอากาศต่ำที่มีศูนย์กลางเย็น หรือแนวปะทะอากาศเบื้องบน (Upper Trough, Cold Low or Front Aloft) มักจะพบในบริเวณที่มีลมพัดตัดกันในทางตั้งมากกว่า 6 นอต ต่อ 1,000 ฟุต หรือในทางระดับมากกว่า 40 นอต ต่อ 150 ไมล์

2.8 บรรยากาศที่มีการทรงตัวไม่ดี มักจะเกิดที่ระดับต่ำๆ โดยที่ความชื้นในอากาศนั้นไม่เพียงพอที่จะทำให้เกิดเมฆคิวมูลัสหรือคิวมูโลนิมบัสขึ้นได้

3. กระแสอากาศปั่นป่วนชั้นรุนแรง (Severe Turbulence) มักจะเกิดขึ้นได้ดังนี้

3.1 ในคลื่นภูเขา เมื่อความเร็วลมตั้งแต่ 50 นอตขึ้นไป พัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา กระแสอากาศปั่นป่วนชั้นนี้เกิดขึ้นตั้งแต่ผิวพื้นจนถึงโทรโพพอส และแผ่ออกไปเป็นระยะทาง 150 ไมล์ ทางด้านหลังลม

3.2 ในคลื่นภูเขา เมื่อความเร็วลม 20-50 นอต พัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา กระแสอากาศปั่นป่วนชั้นนี้จะเกิดขึ้นทางด้านหลังลม แผ่ออกไปเป็นระยะทางยาวถึง 50 ไมล์

3.3 ภายในและรอบๆ พายุฟ้าคะนองชั้นเจริญเติบโตเต็มที่

3.4 ในกระแสลมกรด ซึ่งพบไม่บ่อยนักในระดับระหว่างแกนกลางของกระแสลมกรด และต่ำลงมา 5,000 ฟุต และประมาณ 50-150 ไมล์ ไปทางด้านอากาศเย็นของแกนกลางของกระแสลมกรด

3.5 จะพบในเมฆก้อน โดยเฉพาะในเมฆคิวมูลัสขนาดใหญ่

4. กระแสอากาศปั่นป่วนขั้นรุนแรงมาก (Extreme Turbulence) มีหลักพอจะสังเกตได้ดังต่อไปนี้

4.1 ในคลื่นภูเขา เมื่อมีความเร็วลมตั้งแต่ 50 นอตขึ้นไป พัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา กระแสอากาศปั่นป่วนขั้นนี้จะเกิดในระดับต่ำๆ ทางด้านหลังลม หรือใกล้ๆ กับเมฆม้วน (Rotor Cloud)

4.2 ในคลื่นภูเขา เมื่อมีความเร็วลม 20-50 นอต และพัดในทิศทางเกือบตั้งฉากกับเทือกเขา กระแสอากาศปั่นป่วนขั้นนี้ จะพบในระดับต่ำด้านหลังลมไม่บ่อยครั้งนัก (Infrequently)

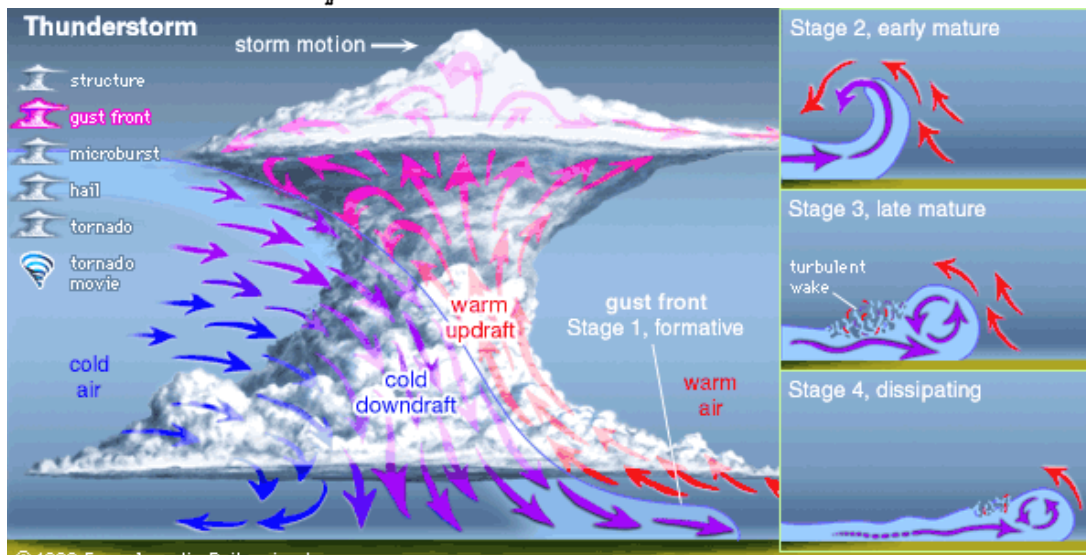
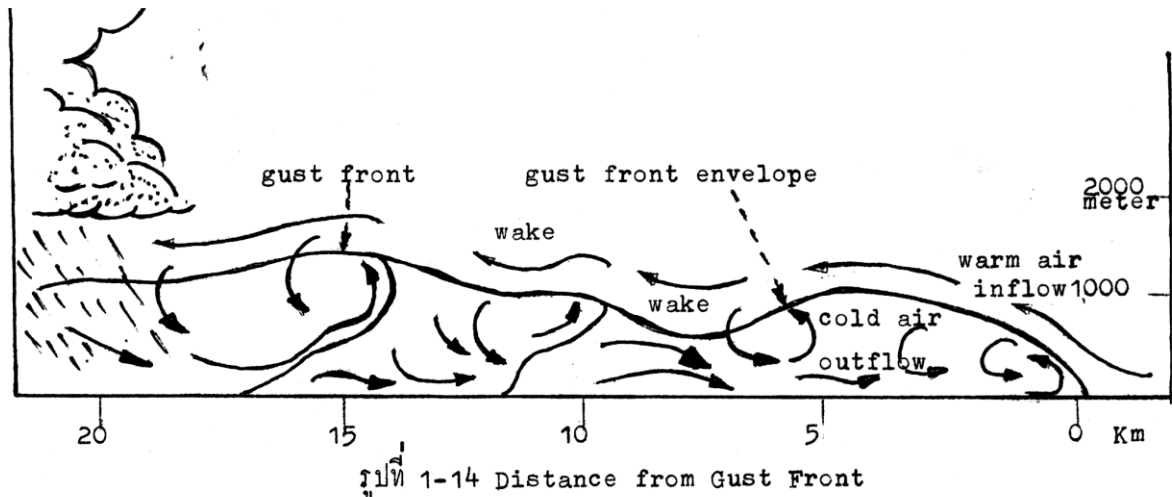
4.3 ในพายุฟ้าคะนอง จะพบในขณะที่มีเมฆกำลังเจริญเติบโต (สังเกตได้จากว่ามีลูกเห็บ ฝนตกหนัก เห็นภาพของเมฆไม่ชัดเจนจากจอเรดาร์ตรวจอากาศ หรือเกิดฟ้าแลบติดต่อกันเกือบตลอด)

4.4 มีกระแสอากาศเนื่องจากความร้อน ลมตัดกัน หรือคลื่นอากาศที่ไม่เคลื่อนที่ (Convection, Wind Shear or Standing Wave) อย่างรุนแรง

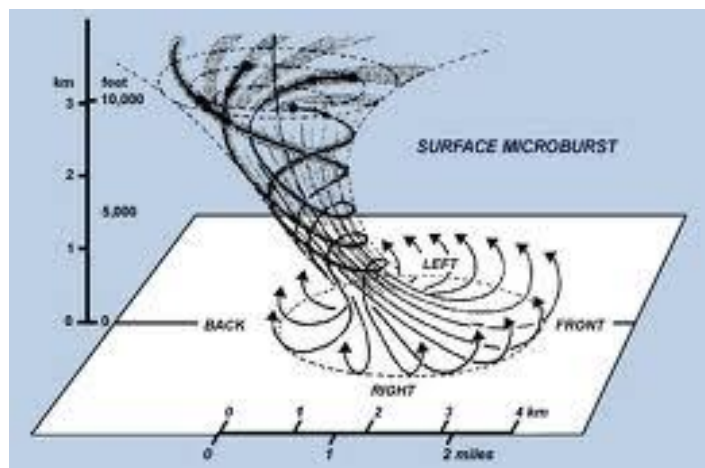
Microburst

กว่าทศวรรษมาแล้วที่เชื่อกันว่าอุบัติเหตุเครื่องบินตก มีเหตุมาจากเครื่องบินปะทะกับกระแสอากาศปั่นป่วนของ Gust front

Gust front เป็นกระแสอากาศเย็นไหลลงจากพายุฟ้าคะนอง มีความเย็นและหนาแน่นแผ่อกโดยรอบ เป็นบริเวณกว้างที่ผิวพื้น ก่อให้เกิดลมกระโชกรุนแรง อุณหภูมิลดลงทันที และความกดอากาศเพิ่มขึ้นรวดเร็ว เป็นบริเวณกว้าง บางครั้งกระแสอากาศนี้แผ่ไปได้ไกล 60 กิโลเมตร ทางด้านหน้าทิศทาง การเคลื่อนที่ของเซลล์พายุฟ้าคะนอง ที่ขอบหน้าของ Gust front กระแสอากาศเย็นและมีทิศไหลลงปะทะกับกระแสอากาศอุ่นซึ่งมีทิศไหลขึ้นเข้าไปในพายุฟ้าคะนอง กระแสอากาศไหลขึ้นและไหลลงเกิดขึ้นในระยะใกล้กัน ก่อให้เกิดลมพัดตัดกันรุนแรงและอากาศปั่นป่วนโดยรอบ ซึ่งสามารถก่ออันตรายต่อเครื่องบินที่เข้าไปประสบเหตุการณ์นี้ อย่างไรก็ตามจากการตรวจสอบสาเหตุของเครื่องบิน ซึ่งประสบอุบัติเหตุในอเมริกาปรากฏหลักฐานว่าส่วนใหญ่สาเหตุของเครื่องบินตกเกิดจากเครื่องบินประสบกับกระแสอากาศไหลลงรุนแรง ซึ่งเกิดขึ้นทันทีทันใดในบริเวณพายุฝนฟ้าคะนองมากกว่าที่จะเกิดขึ้นเนื่องจาก Gust front ซึ่งเกิดนำทางด้านหน้าของ พายุฝนฟ้าคะนอง ตามรูปที่



ในปี ค.ศ.1976 Fujita ได้ทำการค้นหาสาเหตุการเกิดอุบัติเหตุของเครื่องบินที่สนามบินเคนเนดี้ รัฐนิวยอร์ก ซึ่งเป็นครั้งแรกที่ได้ลงความเห็นว่าเป็นผลมาจากลักษณะอากาศชนิดหนึ่งเรียกว่า Downburst ต่อมาได้กลายเป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดอากาศยานอุบัติเหตุหลายครั้ง และมีส่วนเกี่ยวข้องกับการเกิดสภาพอากาศรุนแรง Downburst เป็นกระแสอากาศที่ไหลทะลักลงมาย่างรุนแรง



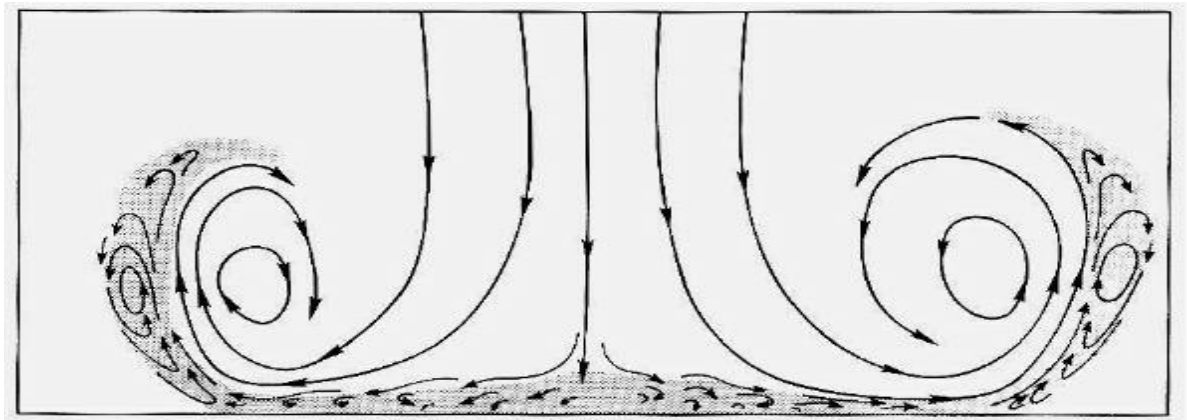
รูปที่ 1-15 Microburst

Microburst คือ Downburst ที่เกิดขึ้นอย่างรุนแรงในพื้นที่ขนาดระหว่าง 0.2 - 2.4 NM (รูปที่ 1-15) สามารถทำความเสียหายแก่ทรัพย์สินที่อยู่เหนือพื้นดินได้เช่นเดียวกับความเสียหายที่เกิดจากทอร์นาโด เพราะ Microburst มีความรุนแรงเท่ากับ F3 ของ Fujita scale หรือเท่ากับทอร์นาโดที่มีความเร็วลม 150 ไมล์ต่อชั่วโมง Microburst มักจะเกิดเมื่อมีความเร็วลมเปลี่ยนแปลง 50 นอต หรือมากกว่า และเกิดร่วมกับการเกิด Downburst ความเสียหายเกิดจากกระแสลมทะลักลงมาและให้เกิด Wind shear คล้ายกับการหมุนของทอร์นาโด เกิดบริเวณรอบขอบที่สำคัญคือการสอบตัวบริเวณแนวหน้าของ Microburst และ Downburst ขณะที่อากาศยานบินขึ้นสู่ท้องฟ้าหรือกำลังร่อนลงสู่สนามบิน กระแสลมที่เกิดจาก Microburst ทำให้ค่า Headwind component และแรงยกตัวของอากาศยานลดลง เป็นเหตุให้เครื่องยนต์เกิดอาการ Stall และนำไปสู่การเกิดอุบัติเหตุในที่สุด Wilson ได้นำเสนอการใช้ Doppler radar เพื่อตรวจวัด โดยได้เสนอแบบจำลอง และได้แนะนำให้สนามบินต่างๆ ติดตั้ง Doppler radar เพื่อที่จะได้ตรวจหา Microburst และประกาศเตือนภัยแก่นักบิน อย่างไรก็ตามเมื่อเปรียบเทียบพายุฟ้าคะนองที่เกิดในเขตร้อนกับที่เกิดในสหรัฐอเมริกา พายุฟ้าคะนองที่เกิดในเขตร้อนมีโอกาสที่จะทำให้เกิด Severe microburst น้อยกว่า

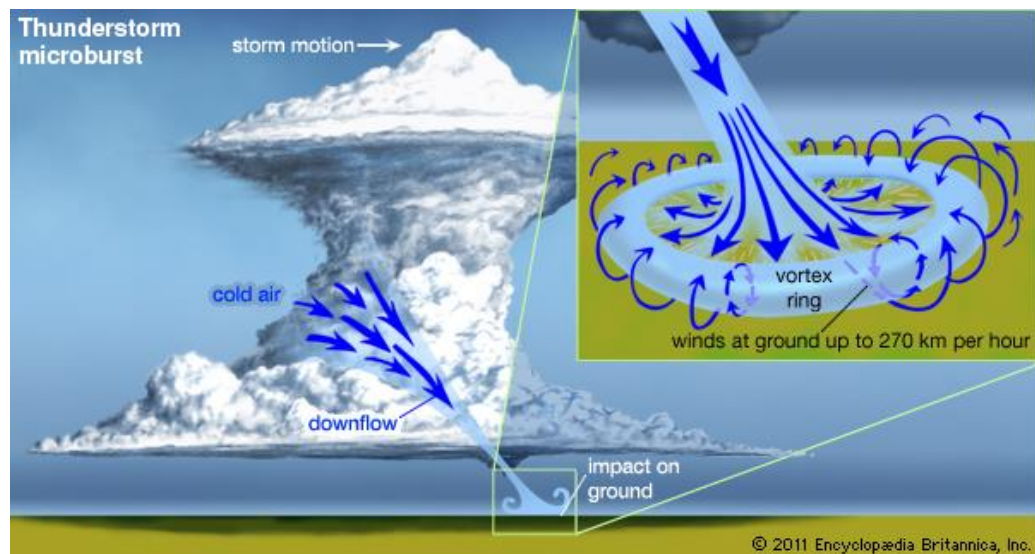
ในปัจจุบันเรดาร์ตรวจอากาศชนิด Doppler สามารถบอกถึงการเกิดพร้อมทั้งตำแหน่งของ Microburst และ Downburst ได้ ดังนั้นเรดาร์ชนิดนี้จึงช่วยให้เครื่องบินสามารถบินได้อย่างปลอดภัยมากขึ้น

รูปแบบซึ่งอธิบายโครงสร้างของ Microburst กำหนดจากกระแสอากาศไหลลงอย่างต่อเนื่องปะทะกับพื้นราบ ซึ่งอาจมีความฝืดหรือไม่มีความฝืด กระแสอากาศไหลลงเมื่อปะทะกับผิวพื้น จะทำให้ความเร็วในแนวตั้งของกระแสอากาศนั้นลดลง และเพิ่มความเร็วตามแนวนอนเกิดกระแสอากาศไหลออก (Outward flow) โดยรอบศูนย์กลางของบริเวณที่กระแสอากาศนั้นปะทะผิวพื้น

บริเวณที่กระแสอากาศไหลลงจะมีความกดอากาศสูงกว่ารอบๆ ในกรณีที่กระแสอากาศไหลลงมีความเร็วประมาณ 40 นอต คาดว่าจะทำให้ความกดอากาศสูงกว่าปกติประมาณ 2 hPa ในบริเวณรัศมี 1 กิโลเมตร อย่างไรก็ตามรูปแบบโครงสร้างนี้ไม่สามารถอธิบายถึงสิ่งที่ตรวจพบในขณะเกิด Microburst กล่าวคือ ตรวจพบบริเวณที่มีความกดอากาศสูงกว่าที่คาดการณ์ เช่นตรวจพบบริเวณที่มีความกดอากาศสูงกว่ารอบข้างมีค่า 2.4 hPa คงอยู่นาน 3 นาที ในปี 1975 ตรวจพบบริเวณความกดอากาศสูงกว่ารอบข้าง 5 hPa ในปี 1984 ข้อมูลที่ได้แสดงว่าบริเวณดังกล่าวมักมีพื้นที่ไม่เกิน 8 ตารางกิโลเมตร เกิดในขณะพายุฝนฟ้าคะนองเจริญเติบโตเต็มที่ ในช่วงที่เริ่มปรากฏฝนตกและคงอยู่ไม่กี่นาที และได้เรียกบริเวณดังกล่าวว่า Pressure nose ในขณะเกิด Microburst pressure nose มีค่าความกดอากาศสูงกว่าปกติมาก นอกจากนี้จากการนำเครื่องมือซึ่งมีประสิทธิภาพมากยิ่งขึ้นมาทำการตรวจวัด Microburst ยังปรากฏบริเวณที่มีความกดอากาศลดลงต่ำกว่าปกติ ซึ่งรูปแบบโครงสร้างที่กำหนดขึ้นครั้งแรกไม่สามารถอธิบายถึงสิ่งที่เกิดขึ้นได้ ในปี 1983 Fujita ได้เสนอรูปแบบโครงสร้างของ Microburst ขึ้นใหม่ กล่าวคือ Microburst จะประกอบด้วยบริเวณของ Pressure nose ซึ่งมีความกดอากาศสูงล้อมรอบด้วยวงแหวนของบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ นอกจากนี้รูปแบบโครงสร้างซึ่งอธิบายถึงการเกิดวงแหวนของความกดอากาศต่ำในบริเวณขอบของกระแสอากาศไหลลง โดยยังคงสามารถแสดงถึงคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของกระแสอากาศไหลลงได้ น่าจะมีลักษณะเป็น Vortex ring ล้อมรอบกระแสอากาศไหลลงนั้น



รูปที่ 1-16 Microburst With A Vortex Ring



รูปที่ 1-16 แสดงลักษณะของ Microburst ซึ่งมี Vortex ring ล้อมรอบ กระแสอากาศซึ่งหมุนเวียน ใน Vortex ring จะปรากฏเป็นกระแสอากาศไหลลงที่ศูนย์กลางของ Vortex ring และเป็นกระแสอากาศไหลขึ้น รอบขอบเส้นรอบวงบริเวณกระแสอากาศไหลลงจากพายุฝนฟ้าคะนอง

ข้อมูลจากการตรวจอากาศและภาพถ่ายจำนวนมากของพายุฝน และกลุ่มฝนที่ม้วนตัวขึ้นรอบขอบของ กระแสอากาศไหลลงในขณะเกิด Microburst เป็นหลักฐานยืนยันถึงความถูกต้องของรูปแบบโครงสร้างนี้ได้ เป็นอย่างดี ขนาดและความรุนแรงของ Microburst สัมพันธ์กับขนาดและชนิดของหยาดน้ำฟ้าในช่วงที่พายุฝน ฟ้าคะนองนั้นเจริญเติบโตเต็มที่ นอกจากนั้นโอกาสในการเกิด Microburst ยังสัมพันธ์กับสิ่งต่อไปนี้

ก. การปรากฏกลุ่มฝนหรือ Virga ซึ่งมีความหนาแน่นมากในบริเวณ 1 กิโลเมตร กระแส อากาศไหลลงรุนแรงและปรากฏขอบเขตที่ชัดเจนมาก

ข. อัตราการเปลี่ยนแปลงพลังงานของกระแสอากาศตามแนวนอน ก่อให้เกิดการบิดตัวของอากาศรอบบริเวณกระแสอากาศไหลลง

ค. ในบริเวณที่มีกระแสอากาศไหลลงกระทบผิวพื้น ผิวพื้นและความฝืดของผิวนั้นทำให้อากาศที่บิดตัวก่อตัวเป็นวงแหวน

ง. เกิดการสวิงขึ้นของอากาศเนื่องจากการขยายตัวของกระแสอากาศไหลออก ตามแนวนอนที่ฐานของกระแสอากาศไหลลงนั้น



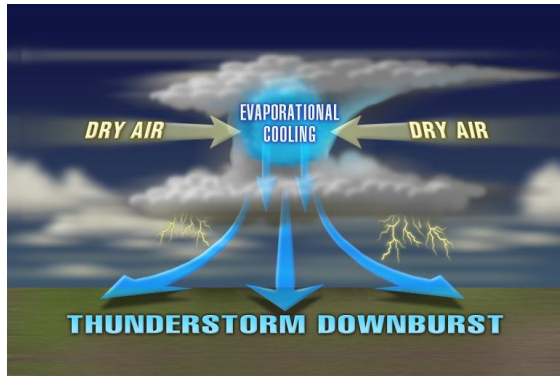
Microburst แบ่งออกเป็น 3 ชนิด ได้แก่

1. Wet microburst พบบริเวณที่มีความชื้นสูง เมื่ออากาศมีการยกตัวในทางตั้งจากชั้นของอากาศชั้นที่ระดับผิวพื้น และก่อตัวผ่านระดับของอากาศแห่งที่อยู่เบื้องบน กระแสลมที่ความสูงระดับกลาง (Mid-level winds) พัดพาน้ำฝนและความชื้นเข้าสู่อากาศทำให้เกิดการอึดตัวของอากาศ ผลจาก Evaporational cooling ทำให้พื้นที่ Negatively buoyant นำไปสู่การเกิด Microburst น้ำฟ้าที่ถูกกดลงมาเป็นตัวเร่งทำให้เกิดการจมตัวของอากาศมากขึ้น

และเมฆฝนตกหนัก สามารถก่ออันตรายได้เป็นอย่างมากและรุนแรง เนื่องจากเซลล์พายุประกอบด้วยมวลอากาศปริมาณมากผสมอยู่ และมีความชื้นสูงหลายระดับ โดยมีค่าอัตราการเปลี่ยนอุณหภูมิต่อความสูงมาก และฝนที่ตกหนักก่อให้เกิดน้ำปริมาณมาก ซึ่งกลายเป็นแหล่งพลังงานของกระแสอากาศไหลลงให้มีความรุนแรงมากยิ่งขึ้น



2. Dry microburst พบในบริเวณที่อากาศแห้ง เมฆจะมีการก่อตัวที่ระดับสูงเหนือชั้นอากาศแห้งที่ผิวพื้น น้ำฟ้าที่เกิดจากเมฆซึ่งมีฐานสูงตกผ่านลงมาสู่ชั้นของอากาศแห้งและเกิดการระเหย การระเหยจำเป็นต้องใช้ความร้อนแฝงทำให้อากาศชั้นที่จมตัวลงมาเกิด Evaporational cooling อากาศที่เย็นกว่าเคลื่อนที่แบบ Negatively buoyant และเป็นตัวเร่งให้เกิดการจมตัว トラบใดที่มีน้ำฟ้าและเกิด Evaporational cooling การจมตัวลงจะเป็นแบบ Saturated adiabat เมื่อน้ำฟ้าระเหยตัวหมดแล้ว อากาศจะจมตัวต่อไปแบบ Dry adiabat เนื่องจากผลของ Momentum จนกระทั่งอากาศมีอุณหภูมิไม่น้อยกว่าบริเวณใกล้เคียง



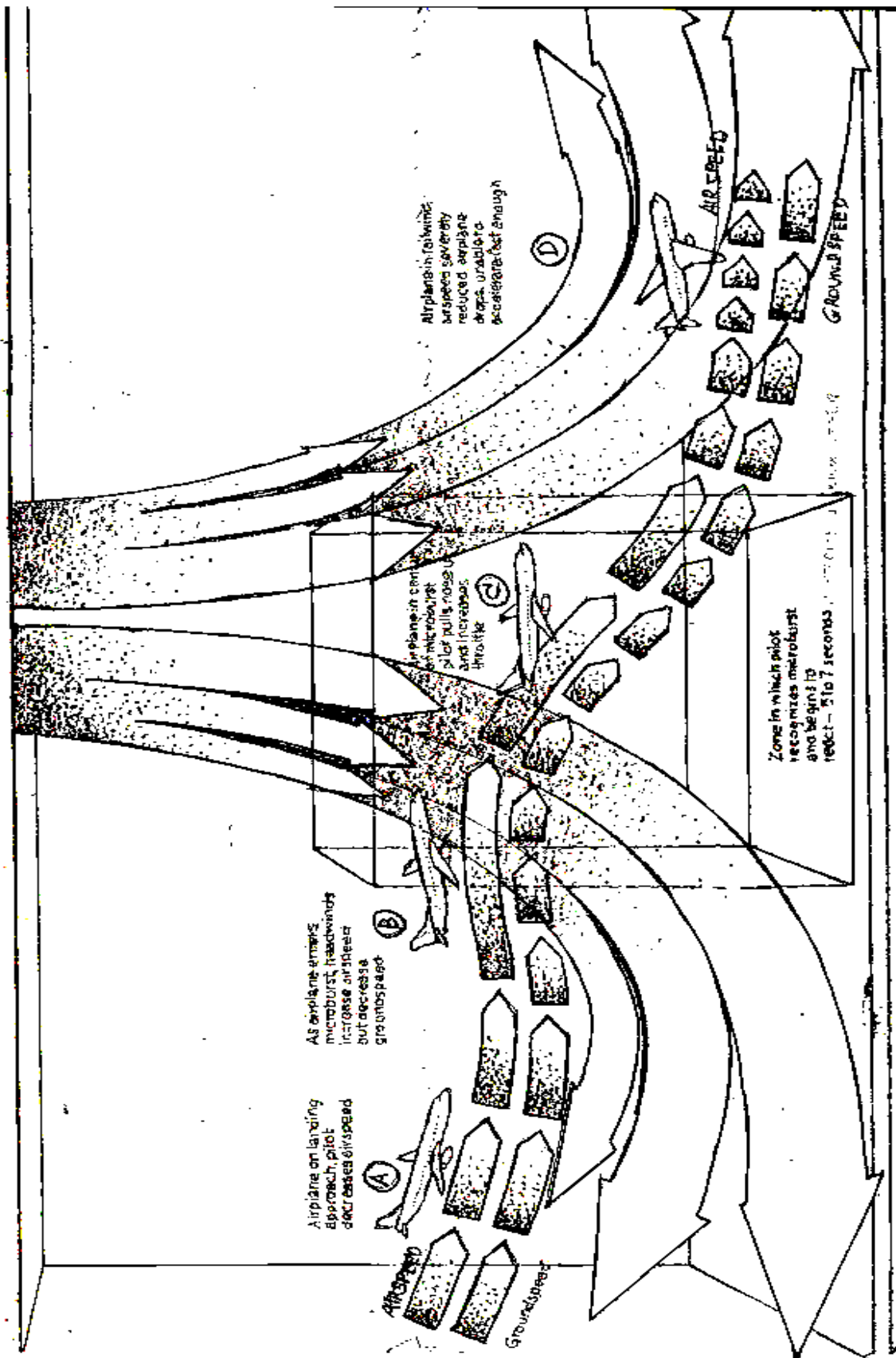
3. Hybrid microburst พบในสภาวะของบริเวณที่มีการเปลี่ยนแปลงจากอากาศแห้งเป็นอากาศชื้น หรืออากาศชื้นเป็นอากาศแห้ง ในสภาวะที่บรรยากาศสำหรับการเกิด Wet microburst เปลี่ยนเป็น Dry microburst ความหนาของชั้นอากาศ (ที่มีอัตราอุณหภูมิแบบ Dry adiabatic lapse rate) อยู่ถัดลงมาจากฐานเมฆหนาเพิ่มมากขึ้น หรือฐานเมฆยกตัวสูงขึ้น และระดับของอากาศชั้นที่อยู่ระดับกลาง (Mid-level moist layer) ได้สลายไป ผล

จากการเปลี่ยนแปลงเหล่านี้ทำให้การระเหยตัวที่เกิดบริเวณใต้ฐานเมฆลดน้อยลง และเมื่อสภาวะอากาศสำหรับการเกิด Dry microburst เปลี่ยนเป็น Wet microburst จะทำให้มีฝนตกถึงพื้นดินมากขึ้น ลักษณะอากาศบริเวณที่เกิด Hybrid อาจจะมีหิมะผสมลูกเห็บ หรือลูกเห็บเกิดร่วมกับลมแรง

อันตรายจาก Microburst ที่มีผลต่ออากาศยาน

Microburst มีอันตรายต่ออากาศยานอย่างมากในขณะที่อยู่ใกล้พื้นดิน โดยเฉพาะขณะทำการวิ่งขึ้นหรือร่อนลง เนื่องจากในช่วงเวลานั้นถ้ามีแรงภายนอกกระทำต่ออากาศยานจะเพิ่มค่า Stall speed และ Stall angle ทำให้สูญเสียการควบคุมและตกกระแทกพื้นดินได้

ต่อไปนี้จะมาพิจารณาอากาศยานขณะทำการร่อนลง จากรูปที่ 1-17 ตำแหน่ง A ก่อนเผชิญกับกระแสอากาศไหลลง (Downdraft) ค่า Air speed และ Ground speed มีความสมดุลกัน ตำแหน่ง B อากาศยานเผชิญกับ Headwind ความเร็วสูง ซึ่งเป็นผลมาจากกระแสอากาศไหลลงจากพายุฝนฟ้าคะนอง มีผลทำให้ Air speed เพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว อากาศยานมีระยะสูงเพิ่มขึ้น ดังนั้นนักบินจึงต้องลดความเร็ว ค่า Ground speed เริ่มลดลง ตำแหน่ง C Headwind เริ่มเปลี่ยนเป็น Tailwind อย่างรวดเร็วและรุนแรง เนื่องจากถูกกระแสอากาศไหลลงกดลง ตำแหน่ง D อากาศยานสูญเสียระยะสูงอย่างรวดเร็ว Air speed ลดลง ถ้านักบินแก้ไขไม่ทันเวลา หรือแก้ไขได้ทันเวลา แต่เครื่องยนต์ไม่สามารถตอบสนองได้อย่างรวดเร็ว มีผลทำให้สูญเสียระยะสูง อากาศยานตกกระแทกพื้นดินในที่สุด เหตุการณ์ที่เกิดขึ้นจากตำแหน่ง A ถึง D รวดเร็วมาก และอยู่ในช่วงระยะทางสั้นๆ (4 - 5 กิโลเมตร) กระแสอากาศไหลลงที่เกิดขึ้นในกรณีเช่นนี้จึงถูกเรียกว่า Microburst



7. น้ำแข็งเกาะเครื่องบิน (Aircraft Icing)

น้ำแข็งเกาะเครื่องบิน (Aircraft Icing)

1. กล่าวโดยทั่วไป

การเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินเป็นอุปสรรคที่สำคัญมากในการบิน และยากมากในการทำลาย โดยทั่วไปแล้วเกิดจากเม็ดละอองน้ำที่เย็นจัดต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง (Supercooled water droplet) หรือการรวมตัวของละอองไอน้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศในสภาพของก๊าซที่เปลี่ยนเป็นผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal) โดย ไม่ผ่านการเป็นของเหลว

การเกิดน้ำแข็งจะเกิดได้ทั้งภายในและภายนอกเครื่องยนต์ โดยปกติจะเกิดตามบริเวณส่วนหน้า ของปีกและใบพัด เมื่อเครื่องบินบินผ่านเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งภายในกลุ่มเมฆหรือน้ำฟ้าที่แข็งตัวแล้ว (Freezing precipitation) หรือแม้กระทั่งบินในสภาวะอากาศแจ่มใส น้ำแข็งเกาะเครื่องบินยังสามารถเกิดได้ ขณะอยู่ที่ลานจอดเมื่อมีสภาวะแวดล้อมที่เหมาะสม

การเกิดน้ำแข็งภายนอกเครื่องบินทำให้เครื่องบินมีน้ำหนักมากขึ้น ลดประสิทธิภาพในการบิน หรืออาจเปลี่ยนคุณสมบัติด้านพลศาสตร์ขณะบินในอากาศ ในกรณีที่รุนแรงมากเครื่องบินจะไม่สามารถบินอยู่ในอากาศ ได้หากเกิดน้ำแข็งที่เครื่องยนต์ทำให้กำลังของเครื่องยนต์ลดลงและในที่สุดก็หมดกำลัง การเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินนั้นมีอิทธิพลต่อเครื่องบินดังนี้

- 1.1 ลดประสิทธิภาพในการบิน
- 1.2 กำลังของเครื่องยนต์ลดลง
- 1.3 ลดประสิทธิภาพในการควบคุมเครื่องบิน
- 1.4 ทักษะวิสัยภายนอกลดลง
- 1.5 ทำให้เครื่องวัดต่างๆ แสดงค่าผิดพลาด
- 1.6 ทำให้การสื่อสารขัดข้องหรือถูกรบกวน

จากการทดลองพบว่าน้ำแข็งที่เกาะอยู่ตามส่วนหน้าของแพนอากาศ (Airfoil) มีความหนา 1/2 นิ้ว ทำให้เสียแรงยก (Lift) ไปถึง 50 เปอร์เซ็นต์ และเพิ่มแรงต้านทาน (Drag) ขึ้นถึง 50 เปอร์เซ็นต์ พร้อมกัน เคยมีรายงานว่าน้ำแข็งสามารถเกิดขึ้นได้อย่างรวดเร็วโดยหนา 2-3 นิ้ว ภายในเวลาไม่กี่นาที

น้ำแข็งเกาะเครื่องบินแบ่งออกเป็น 2 ประเภทใหญ่ๆ คือน้ำแข็งเกาะลำตัวเครื่องบิน และน้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์ (Structural Icing & Induction Icing)

2. น้ำแข็งเกาะลำตัวเครื่องบิน (Structural Icing)

ต้องมีเงื่อนไข 2 ประการเกิดขึ้นพร้อมกัน จึงจะทำให้มีน้ำแข็งจับเกาะลำตัวเครื่องบิน

2.1 อุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิของลำตัวเครื่องบิน (Free air temperature and aircraft surface temperature) ต้องเท่ากับหรือต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส

จากการทดลองในอุโมงค์ลมปรากฏว่าเมื่ออากาศที่อึมตัวไหลผ่านพื้นผิววัตถุใดๆ สามารถเกิดน้ำแข็งเกาะวัตถุนั้นได้จนอุณหภูมิสูงถึง 4 องศาเซลเซียส อุณหภูมิของวัตถุนั้นขึ้นอยู่กับความกระหาย และความกดที่

เปลี่ยนไปเนื่องจากการไหลของกระแสอากาศ ในทางกลับกันวัตถุจะร้อนขึ้นจากการเสียดสีและตกระทบของละอองน้ำ หากเครื่องบินมีความเร็วน้อยกว่า 400 นอต ความร้อนและความเย็นดังกล่าวนี้จะลบล้างกันไปได้ ดังนั้น พอจะสรุปได้ว่า น้ำแข็งจะเกาะจับตัวเครื่องบินได้เมื่ออากาศมีอุณหภูมิ 0 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่า และมีโอกาสเกิดได้น้อยเมื่ออุณหภูมิต่ำกว่า -40 องศาเซลเซียส

2.2 มีเม็ดละอองน้ำเย็นจัดที่มองเห็นได้และความชื้นสูง (Supercooled visible liquid water and high humidity) เช่น เมฆและหมอก

โดยทั่วไปละอองน้ำในอากาศจะไม่แข็งตัวที่ 0 องศาเซลเซียส ต่างกับน้ำในภาชนะ แต่จะไปแข็งตัวที่ประมาณ -10 ถึง -40 องศาเซลเซียส ละอองน้ำยังมีขนาดเล็กเท่าไรก็จะมีจุดเยือกแข็งต่ำเท่านั้น น้ำค้างแข็ง (Frost) อาจเกิดขึ้นได้ในอากาศแจ่มใสที่มีความชื้นสูง โดยที่อากาศและลำตัวเครื่องบินมีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง

ฝนแข็งและฝนละอองแข็ง (Freezing rain and freezing drizzle) เป็นสภาวะที่อันตรายที่สุดในการเกิดน้ำแข็งเกาะลำตัวเครื่องบิน เนื่องจากเกิดสะสมได้มากในเวลาอันรวดเร็ว และยังกำจัดได้ยากมากอีกด้วย

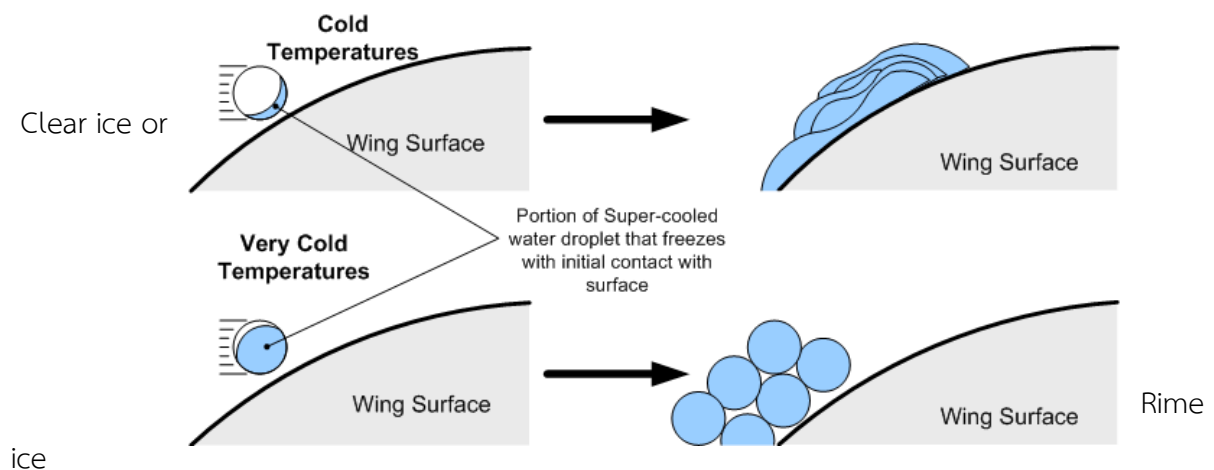
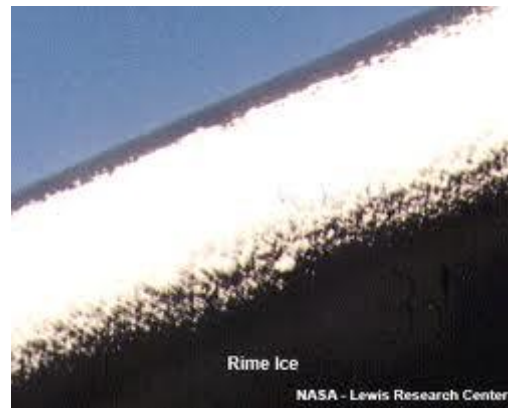
3. ชนิดของน้ำแข็งเกาะตัวเครื่องบิน (Type of Structural Icing)

โดยทั่วไปมี 3 ชนิดใหญ่ๆ คือ น้ำแข็งใส (Clear ice) , น้ำแข็งขุ่น (Rime ice) และน้ำค้างแข็ง (Frost)

3.1 น้ำแข็งใส (Clear ice หรือ Glaze) เป็นปรากฏการณ์ที่ร้ายแรงที่สุด เพราะน้ำแข็งเกาะแน่นอยู่กับพื้นผิวเลยทีเดียวน เกิดจากเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งขนาดใหญ่ๆ มากระทบกับพื้นผิวของเครื่องบินแล้วกระจายออกไปเกิดการแข็งตัว ณ ที่อุณหภูมิต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส เมื่อ เม็ดละอองน้ำกระทบกับผิวเครื่องบิน แล้วแผ่ตัวออกเคลือบผิวเครื่องบินและเย็นตัวลงอย่างช้าๆ ทำให้มีฟองอากาศปะปนอยู่ในน้ำแข็งน้อยมากจึงมองเห็นเป็นน้ำแข็งใส ซึ่งยากแก่การทำลายเป็นอย่างยิ่ง น้ำแข็งใสนี้มักจะเกิดในบริเวณที่มีอุณหภูมิระหว่าง 0 ถึง -10 องศาเซลเซียส แต่สำหรับในเมฆ คิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) นั้นสามารถเกิดได้จนอุณหภูมิลดลงถึง -25 องศาเซลเซียส ก็มี ถ้าเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งมีขนาดใหญ่ๆ ก็ทำให้เกิดการสะสมน้ำแข็งใสมากขึ้น สภาวะที่ทำให้เกิดน้ำแข็งใสมักจะเกิดจากเมฆก้อน (Cumuliform cloud) และมักเกิดอย่างรวดเร็วขณะที่บินผ่านฝนแข็ง (Freezing rain) หรือฝนละออง (Drizzle)

3.2 น้ำแข็งขุ่น (Rime ice) เกิดจากการเย็นลงอย่างทันทีทันใดของเม็ดละอองน้ำขนาดเล็กที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็ง เมื่อมากระทบกับพื้นผิวของเครื่องบิน โดยทั่วไปแล้วจะเกิดได้ตั้งแต่อุณหภูมิต่ำกว่า 0 ถึง -40 องศาเซลเซียส แต่มีโอกาสเกิดได้มากที่สุดภายในอุณหภูมิต่ำกว่า -10 ถึง -20 องศาเซลเซียส เม็ดละอองน้ำเล็กๆ เหล่านี้จะแข็งตัวในลักษณะที่ยังเป็นหยดอยู่ ดังนั้นจึงมีที่ว่างหรือฟองอากาศในระหว่างหยดต่อหยด จึงมองเห็นเป็นสีขาวขุ่นและทึบแสง ซึ่งทำลายได้ง่ายกว่าน้ำแข็งใส น้ำแข็งขุ่นนี้ไม่แผ่กระจายออกไปเหมือนน้ำแข็งใส ส่วนใหญ่แล้วน้ำแข็งขุ่นจะเกิดเมื่อบินผ่านเมฆแผ่น (Stratiform cloud) แต่ก็สามารถเกิดได้เมื่อบินผ่านเมฆก้อน ซึ่งในสภาวะพายุฝนฟ้าคะนองนั้น พบว่าสามารถเกิดได้แม้อุณหภูมิลดลงถึง -40 องศาเซลเซียส

Ice build-up on aircraft wings can induce d



3.3 น้ำค้างแข็ง (Frost) มีลักษณะคล้ายที่ปรากฏบนใบไม้ในเวลาเช้าตรู่ของวันที่มีความชื้นมาก และอุณหภูมิของพื้นผิวต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส น้ำค้างแข็งเป็นผลึกสีขาวบางๆ คล้ายหิมะมาก

เมื่อเครื่องบินบินจากบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส ไปยังบริเวณที่มีอุณหภูมิสูงกว่า และมีความชื้นมากกว่าอย่างรวดเร็ว ความชื้นในอากาศอุ่น จะเกิดการระเหิดกลับ (Deposition) ในทันทีที่สัมผัสพื้นผิวเย็นจัดของเครื่องบิน น้ำค้างแข็งเกิดที่ผิวของเครื่องบินมีลักษณะต่างๆ ขจัดได้ง่าย โดยการบินผ่านอากาศอุ่นต่อไปอีกเล็กน้อยก็จะหายไปเอง น้ำค้างแข็งมักเกิดขึ้นใต้ปีกของเครื่องบิน ไอพ่นในระหว่างร้อนหรือเมื่อลงสนามบินเรียบร้อยแล้ว ในกรณีที่บินมาเป็นระยะทางไกลๆ ในขณะที่ร้อนลงผ่านอากาศอุ่นที่มี

ความชื้นสูงก็จะเกิดน้ำแข็งที่กระจกหน้า ซึ่งทำให้ทัศนวิสัยของห้องนักบินเสียไป เครื่องบินที่จอดอยู่นอกโรงเก็บตลอดคืนอาจจะเกิดน้ำค้างแข็งตามพื้นผิวส่วนนอกของเครื่องบินได้ อันเนื่องมาจากการแผ่รังสีความร้อนออก (Radiation cooling) ของพื้นผิวในเวลากลางคืน จึงต้องขจัดไปก่อนทำการบิน

อย่างไรก็ตามปัจจัยอีกหลายอย่างที่มีผลต่อการเกิดน้ำแข็งชนิดต่างๆ ได้แก่การแข็งตัวของละอองน้ำเย็นจัด อุณหภูมิ ความร้อนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ ปริมาณและขนาดของเม็ดละอองน้ำในอากาศ ความเร็วของเครื่องบิน ฯลฯ



4. ความรุนแรงของน้ำแข็งเกาะตัวเครื่องบิน (Intensity of Structural Icing)

ความรุนแรงของน้ำแข็งที่เครื่องบินจะสะสมไว้ได้มากเท่าใด ขึ้นอยู่กับลักษณะเฉพาะของเครื่องบินนั้น บริเวณแผนอากาศยิ่งบางมาก โอกาสที่ให้น้ำแข็งเกาะก็มีมากตามไปด้วย เมื่ออากาศมีความชื้นมาก น้ำแข็งเกาะเครื่องบินก็มีมากด้วยเช่นกัน

เมื่อเครื่องบินบินไป โอกาสที่เม็ดละอองน้ำเม็ดใหญ่ๆ จะมากระทบกับพื้นผิวของเครื่องบินได้มีมากกว่าเม็ดเล็กๆ เนื่องจากมีแรงเฉื่อย (Inertia) มากกว่า บางครั้งเมื่อเม็ดละอองน้ำนั้นมีขนาดเล็ก อาจพัดไปโดยไม่กระทบกับพื้นผิวของเครื่องบินเลยก็ได้

เครื่องบินที่มีความเร็วสูงจะปะทะเม็ดละอองน้ำได้มาก จึงมีการสะสมปริมาณน้ำแข็งได้มากกว่าเครื่องบินที่มีความเร็วต่ำ

เกณฑ์พิจารณาความรุนแรงของน้ำแข็งเกาะเครื่องบิน แบ่งได้เป็น 4 ระดับ ดังนี้

4.1 ขั้นเล็กน้อย (Trace) มีน้ำแข็งปรากฏให้เห็นบ้างแล้ว อัตราการสะสมของน้ำแข็งมีมากกว่าอัตราการสลายตัวอันเนื่องจากการระเหิดเล็กน้อย แต่ยังไม่มีผลกระทบต่อการบิน ยกเว้นจะอยู่ในสภาวี้นานเกิน 1 ชั่วโมง

4.2 ขั้นเบา (Light) อัตราการสะสมของน้ำแข็งที่อาจสร้างปัญหาในการบิน หากอยู่ในย่านน้ำแข็งนานนับชั่วโมง บางครั้งต้องใช้อุปกรณ์กำจัดน้ำแข็ง

4.3 ขั้นปานกลาง (Moderate) อัตราการสะสมของน้ำแข็งที่ทำให้เกิดอันตราย แม้จะเกิดขึ้นเพียงเวลาสั้นๆ จำเป็นต้องใช้อุปกรณ์กำจัดน้ำแข็ง หรือเปลี่ยนเส้นทางบิน

4.4 ขั้นรุนแรง (Severe) อัตราการสะสมของน้ำแข็งที่แม้แต่อุปกรณ์กำจัดน้ำแข็งก็ไม่อาจลดหรือควบคุมอันตรายได้

5. การก่อตัวของน้ำแข็งเกาะเครื่องบินปีกตรึง (Ice formation on fixed wing aircraft)

หากเปรียบเทียบเครื่องบินแบบเก่าที่มีลำตัวหนา กับเครื่องบินไอพ่นแบบใหม่ที่มีลำตัวบางและเร็วกว่า เครื่องบินแบบใหม่มีแนวโน้มที่จะเกิดการสะสมของน้ำแข็งได้มากกว่า แต่อย่างไรก็ตามเครื่องบินแบบใหม่ที่บินด้วยความเร็วสูง จะเกิดความร้อนตามหลักอากาศพลศาสตร์จึงทำให้เกิดอันตรายจากน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้น้อยกว่า

5.1 ปีกและหาง (Wing and Tail) หากมีการสะสมของน้ำแข็งที่ปีกและหางจะทำให้พื้นผิวไม่ราบเรียบ การไหลผ่านของอากาศเป็นไปอย่างไม่สะดวกจึงทำให้เครื่องบินลดแรงยก ลดแรงฉุด และเพิ่มแรงต้านระดับบิน จะลดลง อันตรายที่แท้จริงมิได้เกิดจากน้ำหนักของน้ำแข็งที่สะสม แต่เกิดจากการลดแรงยกและลดแรงขับ จึงทำให้ประสิทธิภาพของเครื่องบินลดลง

5.2 ใบพัด (Propellers) การสะสมของน้ำแข็งที่ใบพัดจะปลดประสิทธิภาพของใบพัด เนื่องจากความไม่สมดุลของน้ำแข็งบนใบพัด ซึ่งโดยปกติแล้วใบพัดมีความละเอียดอ่อนต่อความสมดุลเป็นอย่างยิ่ง แม้น้ำแข็งเพียงเล็กน้อยก็ทำให้เสียสมดุลแล้ว ผลที่เกิดจากความสั่นสะเทือนจะส่งผลไปยังตัวเครื่องยนต์ด้วย ใบพัดที่มีรอบการหมุนต่ำจะถูกน้ำแข็งเกาะได้มากกว่าพวกที่มีรอบจัด เนื่องจากความร้อนที่แตกต่างกัน

5.3 ท่อวัดความเร็วและความกดอากาศ (Pitot tube and statics pressure ports) น้ำแข็งที่เกาะบริเวณท่อวัดความเร็วกระแสน้ำอากาศ (Pitot) การอ่านความเร็วจะผิดพลาดไป หากเกาะที่ส่วนใช้วัดความกดอากาศก็จะเป็นผลให้เครื่องวัดระยะสูง (Altimeter) แสดงค่าคลาดเคลื่อน ซึ่งเป็นอันตรายต่อการบินมาก พึงระลึกไว้ว่าน้ำแข็งจะเกาะบริเวณนี้ได้เร็วพอๆ กับบริเวณอื่น

5.4 สายอากาศวิทยุ (Antenna) น้ำแข็งที่เกาะสายอากาศวิทยุบนเครื่องบิน ทำให้การติดต่อ สื่อสาร ขัดข้องขาดหายไป หากจะติดต่อขอเปลี่ยนเส้นทางหรือหลบหลีกบริเวณที่เกิดน้ำแข็ง ก็จะเป็นอุปสรรคในการติดต่อสื่อสาร

5.5 กำบังลม (Windshield) น้ำแข็งที่เกาะกำบังลมมีอันตรายมากในระหว่างขึ้นหรือลงจอด เพราะเกล็ดน้ำแข็ง (Frost particles) เล็กๆ บนกำบังลมจะทำตัวเหมือนกับเป็นแกนกลางการระเหิด (Sublimation nuclei) ซึ่งจะช่วยให้เกิดการสะสมน้ำแข็งได้ง่ายขึ้น ทักษะวิสัยจะเสียไปอาจต่ำถึงศูนย์

5.6 เครื่องยนต์ (Engine) น้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์มักปรากฏบริเวณ ช่องลม (Airscoops) ช่องอากาศเข้า (Scoops inlet) ใส์กรองอากาศ (Carburetor inlet) ฯลฯ หากเกิดน้ำแข็งเกาะตอนหน้าของเครื่องยนต์ จะทำให้อากาศเข้าที่ท่อนำอากาศไม่สะดวก เครื่องยนต์จะลดประสิทธิภาพ น้ำแข็งสามารถเกิดขึ้นได้ทุกๆ ส่วนของเครื่องยนต์ที่มีพื้นผิวสัมผัสกับเม็ดละอองน้ำ

6. การก่อตัวของน้ำแข็งบนเครื่องบินปีกหมุน (Ice formation on rotary wing aircraft)

การเกิดน้ำแข็งเกาะบนเครื่องบินประเภทนี้ มักจะมุ่งไปที่บริเวณโรเตอร์ ซึ่งจะต่างไปจากการเกิดน้ำแข็งที่ใบพัดของเครื่องบินปีกตรึง เนื่องจากความเร็วในการหมุนรอบของเครื่องยนต์โรเตอร์ที่ช้ากว่า และขนาดของโรเตอร์ก็เล็กกว่าขนาดของปีกของเครื่องบินปีกตรึงนั่นเอง

6.1 ระบบโรเตอร์ (Rotor system) น้ำแข็งเกาะบริเวณระบบโรเตอร์หลัก (Main rotor) หรือระบบโรเตอร์หาง (Antitorque rotor) จะทำให้เกิดการสั่นอย่างรุนแรง หรือสูญเสียประสิทธิภาพหรือควบคุมการบินไม่ได้ และยังลดรอบการหมุนของใบพัดอีกด้วย ซึ่งทำให้ลดระดับลงจอดกระทำได้ยาก

6.2 ครีบบใบพัดโรเตอร์หลัก (Main rotor blade) มีหลายองค์ประกอบที่ทำให้การเกิดน้ำแข็งบริเวณนี้ลดลงได้ เช่น แรงหนีศูนย์กลาง, การแอ่นโค้งของใบพัด, การปรับมุมของใบพัดขณะหมุน, การหมุนช้ากว่าที่โคนใบพัดใกล้จุดศูนย์กลางหรือการหมุนเร็วกว่าที่ปลายใบพัด แต่ถึงกระนั้นพบว่าน้ำแข็งก็ยังคงเกาะได้อย่างรวดเร็วที่บริเวณกลางใบพัด ซึ่งเป็นผลให้เสียสมดุลจะเกิดการสั่นอย่างรุนแรง

6.3 โรเตอร์หาง (Tail rotor) มีผลกระทบและการเกิดคล้ายโรเตอร์หลัก แรงหนีศูนย์กลางและมุมของใบพัดขณะหมุนปะทะกับเมฆจะช่วยลดอัตราการเกิดของน้ำแข็ง

6.4 แผ่นกรองอากาศเข้า (Air intake screen) น้ำแข็งเกาะบริเวณนี้จะเกิดขึ้นได้เร็วกว่าบริเวณโรเตอร์ น้ำแข็งที่ผ่านทะลุแผ่นกรองนี้จะไปเคลือบสายเคเบิลควบคุมและอาจทำให้การเคลื่อนที่ของปีกผีเสื้อในเครื่องยนต์ไม่สะดวก ก่อให้เกิดปัญหาเกี่ยวกับระบบการควบคุมเครื่องยนต์

7. น้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์ (Induction Icing)

นอกจากน้ำแข็งเกาะลำตัวเครื่องบินได้แล้ว ยังสามารถเกาะเครื่องยนต์ได้อีก ไม่ว่าจะเป็นที่ระบบนำอากาศเข้าหรือที่ตัวเชื้อเพลิงเอง ซึ่งล้วนเป็นส่วนประกอบสำคัญของการทำงานของเครื่องยนต์ นักบินจำเป็นต้องพิจารณาถึงความเป็นไปได้ที่น้ำแข็งจะเกาะเครื่องยนต์ในระหว่างบินในอากาศด้วย น้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์มีส่วนทำให้กำลังของเครื่องยนต์ลดลง เนื่องจากน้ำแข็งเป็นตัวกีดขวางทางเดินของกระแส อากาศที่จะไหลเข้าไปในเครื่องยนต์ มีผลกระทบต่อเครื่องวัดปริมาณเชื้อเพลิงและชิ้นส่วนต่างๆ ที่เคลื่อนไหวได้ อาจถูกน้ำแข็งเกาะจนขยับไม่ได้

7.1 น้ำแข็งเกาะในคาร์บูเรเตอร์ (Carburetor icing) การเกิดน้ำแข็งในคาร์บูเรเตอร์นั้น เป็นกรณีพิเศษ ในจำพวกการเกิดน้ำแข็งในขณะไม่มีเมฆ (Clear air icing) ซึ่งความจริงแล้วเป็นเรื่องในเชิงวิชาการ ไม่ใช่เป็นเรื่องในทางอุตุนิยมวิทยาโดยตรง การเย็นลงเนื่องจากการกลายเป็นไอของเชื้อเพลิง และความกดอากาศที่ลดลงขณะอากาศผ่านคาร์บูเรเตอร์เป็นผลทำให้เกิดน้ำแข็งชนิดนี้ ถ้าหากความชื้นในอากาศสูง การเกิดน้ำแข็งในคาร์บูเรเตอร์อาจเกิดที่อุณหภูมิ 21 องศาเซลเซียสก็ได้ แต่ที่รุนแรงที่สุดมักจะเกิดระหว่าง 10 ถึง 15 องศาเซลเซียส น้ำแข็งชนิดนี้บางที่เกิดขึ้นขณะบินเข้าไปในเมฆ อันตรายจากการเกิดน้ำแข็งชนิดนี้นับว่ารุนแรงที่สุด เพราะจะทำให้เครื่องยนต์ดับได้ เครื่องควบคุมความร้อนในคาร์บูเรเตอร์นั้นนับว่าเป็นเครื่องช่วยกำจัดและป้องกันการเกิดน้ำแข็งชนิดนี้ได้ดีที่สุด คือทำให้อากาศที่จะใช้อุ่นเสียก่อนที่จะเข้าไป ในคาร์บูเรเตอร์

7.2 การเกิดน้ำแข็งในเชื้อเพลิง (Fuel icing) สำหรับเครื่องบินไอพ่นแล้วน้ำสามารถเข้าไปผสมในเชื้อเพลิงได้ง่าย เชื้อเพลิงสามารถดูดซึมน้ำที่มาจากความชื้นในอากาศได้บางส่วน น้ำดังกล่าวนี้มากเพียงพอที่จะเกิดเป็นน้ำแข็งในระบบเชื้อเพลิงเมื่ออุณหภูมิของเชื้อเพลิงเท่ากับหรือต่ำกว่าจุดเยือกแข็งของน้ำ ฉะนั้นในการเติมเชื้อเพลิงในเวลาฝนตก

หรือมีความชื้นมาก น้ำจะผสมเข้าไปกับเชื้อเพลิง เมื่อเครื่องบินนั้นขึ้นไปสูงๆ อากาศก็ยิ่งเย็นลง เชื้อเพลิงสามารถดูดซึมน้ำได้น้อยลง จึงทำให้มีน้ำแยกตัวมาเกาะอยู่ตามพื้นผิวของน้ำมัน และเมื่อมีความเย็นมากพอน้ำนี้ก็จะเปลี่ยนเป็นน้ำแข็ง การป้องกันก็คือทำให้เชื้อเพลิงอุ่นเสียก่อนที่จะผ่านเข้าไปในหม้อกรองเชื้อเพลิง โดยการติดตั้งเครื่องทำความร้อนที่เหนือหม้อกรองเชื้อเพลิง ซึ่งความร้อนนี้อาจมาจากกระแสไฟฟ้าหรือเครื่องยนต์ก็ได้

7.3 ระบบดูดอากาศ (Induction system) น้ำแข็งก่อตัวได้ในระบบดูดอากาศ ไม่ว่าจะเป็นเวลาใด เพียงแต่มีเงื่อนไขการเกิดที่เหมาะสม (จุดเยือกแข็งและละอองน้ำ) ยิ่งไปกว่านั้นน้ำแข็งเกาะเครื่องยนต์ยังเกิดได้ในอากาศแจ่มใส ขณะที่มีความชื้นสัมพัทธ์สูงและอุณหภูมิประมาณ 10 เซลเซียส หรือต่ำกว่า

7.4 ช่องดูดอากาศเข้า (Air intake duct) น้ำแข็งเกาะช่องดูดอากาศเข้าได้เสมอ ที่บริเวณรอบๆ ช่องดูดอากาศเข้า และตามทางผ่านที่เป็นส่วนโค้งจากช่องดูดอากาศเข้าจนถึงคาบูเรเตอร์ สำหรับเครื่องบินไอพ่น อาจเกิดน้ำแข็งเกาะได้แม้ในอากาศแจ่มใสที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจุดเยือกแข็ง หรือในขณะที่ขับเคลื่อนอยู่บนทางวิ่ง หรือระหว่างไต่ระดับขึ้นลง เนื่องจากความกดในช่องดูดอากาศเข้าจะลดลง เป็นเหตุให้อุณหภูมิต่ำลงจนกระทั่งเกิดการกลั่นตัวหรือระเหิดกลับเกิดเป็นน้ำแข็ง ทำให้น้ำขนาดของช่องดูดอากาศเข้าเล็กลง อุณหภูมิจุดกลั่นตัวหรือระเหิดกลับนี้แตกต่างกันไปตามชนิดของเครื่องยนต์ จากการศึกษพบว่าอากาศภายนอกที่มีอุณหภูมิ 10 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่าและมีความชื้นสูงก็จะเกิดน้ำแข็งในช่องดูดอากาศเข้าอย่างแน่นอน โดยเฉพาะอย่างยิ่งถ้าอุณหภูมิใกล้กับจุดเยือกแข็ง

7.5 ครีบบริเวณดูดอากาศเข้า (Inlet guide vanes) น้ำแข็งเกิดขึ้นได้เมื่อละอองน้ำที่เย็นจัดในอากาศ กระแทกกับตัวปรับมุมอากาศ ขณะที่น้ำแข็งเพิ่มมากขึ้นก็จะไปลดสภาพคล่องของการไหลของอากาศเข้าสู่เครื่องยนต์ เป็นผลให้เครื่องยนต์ลดประสิทธิภาพลงจนกระทั่งดับไปในที่สุด ยิ่งกว่านั้นน้ำแข็งที่มีขนาดใหญ่อาจหลุดเข้าไปในเครื่องยนต์ ทำให้เครื่องยนต์เสียหายได้

8. สภาพอากาศที่เอื้ออำนวยให้เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบิน

บริเวณที่มีโอกาสเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบิน ในบรรยากาศโลกแล้วส่วนใหญ่จะขึ้นอยู่กับอุณหภูมิ และลักษณะของเมฆ ซึ่งแปรเปลี่ยนได้ตามระยะสูง, สถานที่, สภาพอากาศ, ฤดูกาล และภูมิประเทศ

8.1 อุณหภูมิ โดยทั่วไปน้ำแข็งเกาะเครื่องบินจะถูกจำกัดไว้ในชั้นบรรยากาศระหว่าง 0 ถึง -40 องศาเซลเซียส แต่อย่างไรก็ตามก็มีรายงานว่าเกิดน้ำแข็งในบริเวณที่ต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียสในส่วนบนของเมฆฝนฟ้าคะนอง ที่บริเวณอุณหภูมิ 0 ถึง -10 องศาเซลเซียสมักเกิดน้ำแข็งใส ที่บริเวณอุณหภูมิ -10 ถึง -15 องศาเซลเซียส จะเกิดทั้งน้ำแข็งขุ่นและใสผสมกัน ที่บริเวณอุณหภูมิ -15 ถึง -20 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่า จะเกิดน้ำแข็งชนิดขุ่น

8.2 เมฆ

เมฆอัลโตคิวมูลัส (Alto cumulus) ประกอบด้วยเม็ดละอองน้ำอยู่เพียงเล็กน้อย บางครั้งอาจมีผลึกน้ำแข็งรวมอยู่ด้วย น้ำแข็งอาจก่อตัวจับเกาะเครื่องบินในลักษณะที่เป็นแผ่นและชั้นบางๆ ที่ผิวลำตัวหรือปีก และจะรุนแรงกว่า หากผิวเครื่องบินมีสัณฐานที่โค้งมน

เมฆอัลโตสเตรตัส (Altostratus) น้ำแข็งอาจเกาะเครื่องบินได้ในลักษณะที่ต่างกัน ขึ้นอยู่กับส่วนของเครื่องบินที่ปะทะกับกระแสอากาศ และตำแหน่งของเครื่องบินที่สัมพันธ์กับระดับเยือกแข็ง รวมทั้งเม็ดละอองน้ำ (ไม่จำเป็นต้องเย็นจัด) เม็ดฝน ผลึกน้ำแข็ง ผลึกหิมะ ลักษณะน้ำแข็งที่ก่อตัวเช่นนี้จะค่อนข้างเบาบาง

เมฆสเตรโตคิวมูลัส (Stratocumulus) ประกอบไปด้วยเม็ดละอองน้ำขนาดเล็กซึ่งมีปริมาณน้อย ความหนาของเมฆนี้มักไม่เกิน 1 กิโลเมตร ดังนั้นจึงง่ายต่อการนำเครื่องบินไต่ขึ้นไปในระดับที่สูงกว่า สภาพน้ำแข็งเกาะเครื่องบินในเมฆนี้ไม่ค่อยรุนแรง หากไม่ได้บินอยู่ในเมฆเป็นเวลานาน

เมฆที่เกิดจากการพาความร้อน (Convective cloud) น้ำแข็งอาจเกาะเครื่องบินอย่างรุนแรง หากอยู่ในเมฆคิวมูลัส (Cumulus) ที่มีขนาดใหญ่หรือเมฆคิวโมโลนิมบัส การเพิ่มระยะสูงอาจไม่ลดความรุนแรงของน้ำแข็งที่เกิดอยู่ นอกจากในย่านที่มีอุณหภูมิของอากาศระหว่าง -20 ถึง -40 องศาเซลเซียส สภาพน้ำแข็งเกาะเครื่องบินจะลดความรุนแรงลง เนื่องจากในระดับนี้หยดน้ำอยู่ในสภาพของผลึกน้ำแข็ง แต่เคยมีบางครั้งที่น้ำแข็งจะก่อตัวคงความรุนแรงต่อไปจนอุณหภูมิลดลงถึง -40 องศาเซลเซียส

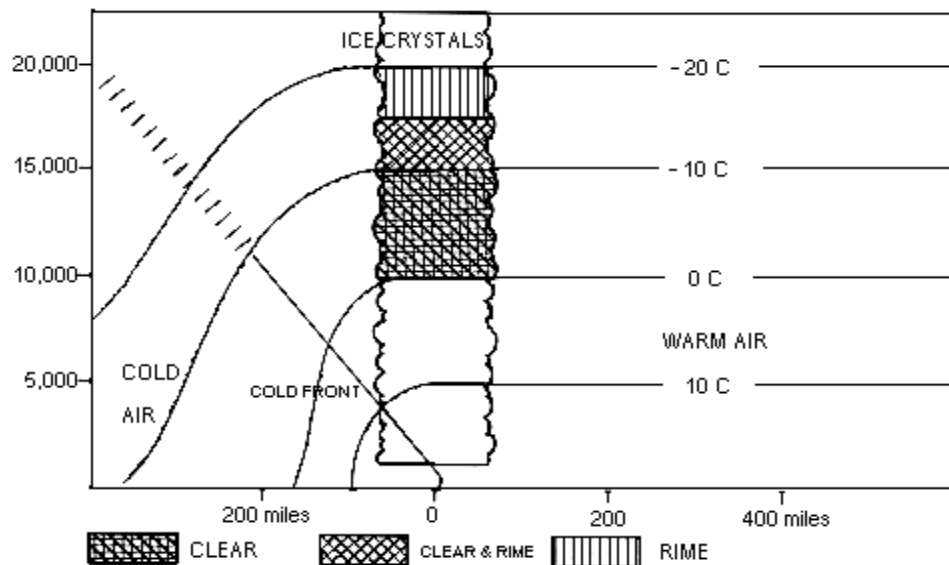
เมฆเซอร์รัส (Cirrus) น้ำแข็งเกาะเครื่องบินจะเกิดขึ้นได้ยากในเมฆเซอร์รัส แม้ว่าเมฆนี้บางครั้งจะยังมีละอองน้ำประกอบอยู่บ้าง ภายในเมฆเซอร์รัสหนาที่บนยอดของเมฆคิวโมโลนิมบัสที่กระแสอากาศไหลขึ้นพัดพาเอาละอองน้ำขึ้นไปถึงนั้น อาจเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้บ้างเล็กน้อย

8.3 การเกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศ (Frontal icing) การเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินส่วนใหญ่ที่ได้รับรายงาน มักเกิดบริเวณใกล้กับแนวปะทะอากาศ นักบินจึงควรระวังเมื่อบินผ่านแนวปะทะอากาศ

8.3.1 การเกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศเย็นและแนวพายุฟ้าคะนอง โดยทั่วๆ ไปแล้ว ย่านที่เกิดน้ำแข็งจะเป็นบริเวณแคบๆ ซึ่งส่วนมากเกิดร่วมกับเมฆก้อน ย่านการเกิดน้ำแข็งจะมีความหนาประมาณ 10,000 ฟุต ชนิดน้ำแข็งส่วนมากเป็นน้ำแข็งใส การเกิดน้ำแข็งรุนแรงมากเมื่ออากาศอุ่นนั้นมีการทรงตัวไม่ดี

จากรูปที่ 3-1 จะเห็นว่าย่านที่เป็นน้ำแข็งจะแผ่กว้างออกไปประมาณ 100 ไมล์ และสูงจากผิวพื้นประมาณ 10,000 ฟุต

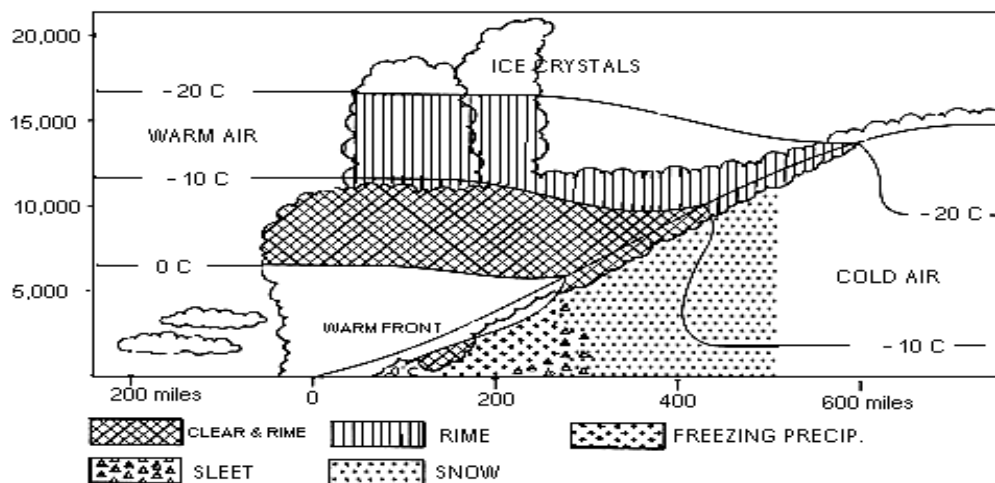
ชนิดของน้ำแข็งที่เกิดขึ้นมีลักษณะต่างๆ กันดังนี้ น้ำแข็งใสเกิดขึ้นระหว่างอุณหภูมิ 0 ถึง -10 องศาเซลเซียส น้ำแข็งใสผสมน้ำแข็งหุ่จะอยู่ระหว่าง -10 ถึง -15 องศาเซลเซียส น้ำแข็งหุ่จะอยู่ระหว่าง -10 ถึง -20 องศาเซลเซียส อย่างไรก็ตามการเกิดน้ำแข็งทุกชนิดอาจเกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิเย็นกว่าที่กล่าวมาแล้วได้ เช่น การเกิดน้ำแข็งใสที่ -25 องศาเซลเซียส และน้ำแข็งหุ่ที่ -40 องศาเซลเซียส (รูปด้านล่าง)



รูปที่ 3-1 ย่านที่เกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศเย็น (Cold front Icing zone)

8.3.2 การเกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศอุ่นและแนวปะทะอากาศคงที่ โดยทั่วไปแล้ว แนวปะทะอากาศทั้งสองชนิด มีเมฆแผ่ตัวออกไปเป็นบริเวณกว้าง ทำให้บริเวณที่เกิดน้ำแข็งแผ่กว้างออกไปด้วย ย่านการเกิดน้ำแข็งจะมีความหนาประมาณ 10,000 ฟุต ชนิดของน้ำแข็งส่วนมากเป็นน้ำแข็งชุ่ม ถ้าอากาศอุ่นมีการทรงตัวไม่ดีจะเป็นพวกละเอียดและการเกิดน้ำแข็งเกาะก็จะรุนแรงมากกว่าที่เกิดจากเมฆแผ่น

รูปที่ 3-2 แสดงบริเวณที่เกิดน้ำแข็งแผ่กว้างออกไปถึง 500 ไมล์ และสูงประมาณ 17,000 ฟุต จากผิวพื้น



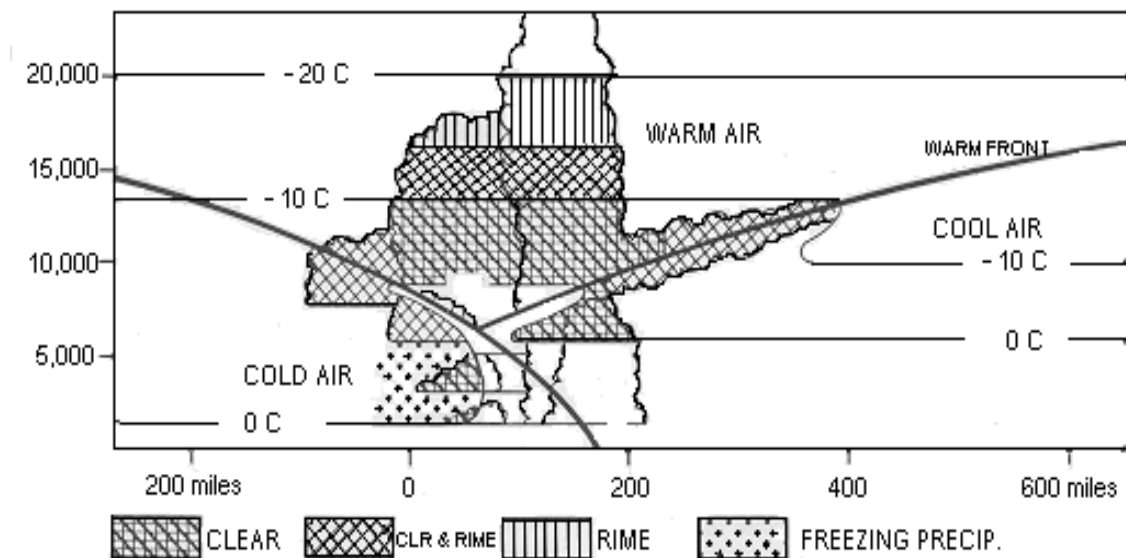
รูปที่ 3-2 ย่านที่เกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศอุ่น (Warm front Icing zone)

เมื่อบินอยู่ในระดับอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง จะมีบริเวณที่เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินในสถานะน้ำฟ้าแข็ง (Freezing precipitation) ซึ่งเกิดจากหยดน้ำตกผ่านชั้นบรรยากาศที่อุ่นกว่าในระดับบน และมากระทบกับผิวเครื่องบินซึ่งเย็นจัด ในกรณีนี้อาจจะเกิดน้ำแข็งใสเกาะเครื่องบินได้ หลีกเสี่ยงได้โดยการบินไต่ขึ้นสู่ระดับที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจุดเยือกแข็ง

บริเวณที่เกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศอุ่น พอจะสรุปได้ว่าบริเวณน้ำแข็งใสผสมน้ำแข็งขุ่นจะอยู่ระหว่าง 0 ถึง -10 องศาเซลเซียส น้ำแข็งขุ่นจะอยู่ระหว่าง -10 ถึง -20 องศาเซลเซียส และบางครั้งอาจเกิดที่อุณหภูมิต่ำกว่า -20 องศาเซลเซียสก็ได้

8.3.3 การเกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศปิด แนวปะทะอากาศชนิดนี้มักประกอบด้วยเมฆแผ่นและเมฆก้อนปนกัน ทำให้บริเวณที่จะเกิดน้ำแข็งแผ่เป็นบริเวณกว้าง ย่านที่เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินมีความหนาประมาณ 20,000 ฟุต ชนิดของน้ำแข็งจะเป็นทั้งน้ำแข็งใส, น้ำแข็งขุ่น และทั้งสองชนิดปนกัน ถ้าอากาศมีการทรงตัวไม่ดี (Unstable) การเกิดน้ำแข็งจะรุนแรงมาก ในรูปที่แสดงไว้นั้นอากาศบริเวณที่เกิดน้ำฟ้าแข็ง (Freezing precipitation area) จะครอบคลุมบริเวณกว้างมาก ดังนั้นพึงระลึกเสมอว่าเมื่อหยดน้ำตกลงมาจากบริเวณเบื้องบนที่มีอุณหภูมิสูงกว่า จะทำให้เกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินที่เป็นอันตรายมากที่สุด ชนิดของน้ำแข็งโดยสัมพันธ์กับอุณหภูมิมีดังนี้

น้ำแข็งใส	0 ถึง -10 องศาเซลเซียส
น้ำแข็งใสผสมน้ำแข็งขุ่น	-10 ถึง -15 องศาเซลเซียส
น้ำแข็งขุ่น	-15 ถึง -20 องศาเซลเซียส หรือต่ำกว่า



รูปที่ 3-3 ย่านที่เกิดน้ำแข็งในแนวปะทะอากาศปิด (Occluded front Icing zone)

ข้อสังเกต เครื่องบินไอพ่นจะไม่เกิดน้ำแข็งเกาะในขณะที่บินเพราะว่าระดับที่เครื่องบินไอพ่นบินนั้นจะบินเหนือบริเวณที่เกิดน้ำแข็งหรือระหว่าง 0 ถึง -20 องศาเซลเซียส การเกิดน้ำแข็งจะเกิดระหว่างการไต่ขึ้นและร่อนลงเท่านั้น

8.4 การเกิดน้ำแข็งในมวลอากาศ (Air-mass icing) มวลอากาศที่มีการทรงตัวดี (Stable) มักจะมีเมฆสเตรตัส (Stratus) ซึ่งจะช่วยขยายบริเวณเกิดน้ำแข็งให้กว้างออกไป เมฆชนิดนี้จะเป็นเมฆที่ทำให้เกิดน้ำแข็งได้อย่างรุนแรง ถ้าหากนักบินไม่เตรียมการป้องกันหรือเปลี่ยนระยะสูงหลีกเลี่ยงเสียก่อน เมฆแผ่นโดยทั่วไปนั้นมักหนาไม่เกิน 3,000 ฟุต แต่อาจเกิดซ้อนและติดต่อกันหลายระดับจนทำให้มองดูแล้วหนากว่านั้น

ในกรณีนี้ย่านที่เกิดน้ำแข็งมักจะมีความหนามากที่สุดไม่เกิน 6,000 ฟุต ฉะนั้นนักบินควรคาดว่าจะเกิดน้ำแข็งขึ้นในเมฆแผ่นเมื่ออุณหภูมิของอากาศต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส ไว้เสมอ

มวลอากาศที่มีการทรงตัวไม่ดีทำให้เกิดเมฆคิวมูลัสหรือคิวมูโลนิมบัส นักบินพึงระวังไว้ว่าจะเกิด น้ำแข็งอย่างรุนแรงในระดับสูงๆ ขึ้นไปได้ การเกิดเม็ดละอองน้ำที่เย็นกว่าจุดเยือกแข็งในเมฆคิวมูโลนิมบัส จะมีมากกว่าเมฆสเตรตัส ดังนั้นในเมฆคิวมูโลนิมบัส จึงเกิดน้ำแข็งได้มากกว่าและเร็วกว่าในเมฆ สเตรตัส น้ำแข็งใสจะพบในเมฆคิวมูโลนิมบัสมากที่สุด

8.5 ฤดูกาล น้ำแข็งเกาะเครื่องบินเกิดขึ้นได้ทุกฤดูกาล แต่ส่วนมากเกิดในฤดูหนาวโดยเฉพาะประเทศในเขตอบอุ่น ซึ่งมีระดับเยือกแข็งในฤดูหนาวอยู่ต่ำกว่าฤดูร้อน ประเทศที่อยู่ในเขตละติจูดสูงเช่น แคนาดาหรืออลาสก้า จะเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้รุนแรงมากที่สุดในฤดูใบไม้ผลิและฤดูใบไม้ร่วง ในฤดูหนาวบริเวณแถบขั้วโลกอากาศจะเย็นเกินไปจนมีความชื้นไม่มากพอที่จะทำให้เกิดสภาวะน้ำแข็ง เกาะเครื่องบิน และระบบเมฆส่วนใหญ่ก็จะเป็นเมฆแผ่นที่ประกอบด้วยผลึกน้ำแข็งเสียส่วนมาก

8.6 ลักษณะภูมิประเทศ (Terrain) บริเวณที่เป็นภูเขาเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินได้มาก และรุนแรงกว่าภูมิประเทศแบบอื่น แนวเทือกเขาทำให้เกิดกระแสอากาศไหลขึ้นทางด้านรับลมซึ่งจะช่วยพยุงละอองน้ำไว้จำนวนมากพอที่จะกลั่นตัวและตกลงมาเป็นฝนบริเวณเทือกเขา การเคลื่อนตัวของระบบแนวปะทะผ่านแนวเทือกเขาทำให้เกิดการยกตัวของอากาศตามแนวปะทะควบคู่ไปกับการยกตัวตามแนวเทือกเขา มีผลทำให้เกิดบริเวณที่น้ำแข็งจับเกาะเครื่องบินได้อย่างรุนแรง บริเวณที่เกิดน้ำแข็งได้รุนแรงที่สุดคือบริเวณสันเขาและด้านรับลมของเทือกเขา ซึ่งส่วนใหญ่อยู่ประมาณ 5,000 ฟุต เหนือยอดเขา และสูงขึ้นไปได้อีกเมื่อมีเมฆก้อนก่อตัวขึ้น



รูปที่ 3-4

9. สรุปความปลอดภัยอันเกิดจากการเกิดน้ำแข็งเกาะ

9.1 ข้อควรระวังขณะอยู่บนพื้นดิน

9.1.1 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่มีน้ำค้างแข็งเกาะตามลำตัวเครื่องบิน

9.1.2 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่มีหิมะเกาะตามลำตัวเครื่องบิน เพราะหิมะที่ละลายแล้วอาจแข็งตัวเป็นน้ำแข็งอีกขณะที่บินสูงขึ้นไป

9.1.3 อย่าจับเครื่องบินที่ผิวพื้นผ่านหลุมบ่อที่มีน้ำ โดยใช้ความเร็วสูงในเมื่ออุณหภูมิ ต่ำกว่า จุดเยือกแข็ง เพราะจะทำให้หยดน้ำที่กระเด็นขึ้นไปนั้นแข็งตัว และทำให้ระบบของล้อขัดข้องได้

9.1.4 อย่าวิ่งขึ้นโดยไม่ได้ทดลองส่วนบังคับต่างๆ ว่ามีน้ำแข็งเกาะหรือไม่

9.1.5 อย่าอุ่นเครื่องยนต์ในหมอกขณะที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง น้ำแข็งอาจจะเกาะตามใบพัดได้

9.1.6 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่มีน้ำแข็งเกาะตามลำตัวหรือใบพัดของเครื่องบิน

9.1.7 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่ทราบว่าจะมีการเกิดน้ำแข็งเกาะและเมื่อเครื่องบินนั้นไม่มีเครื่องมือในการทำลายน้ำแข็งอย่างทันสมัย

9.1.8 แม้ว่าเครื่องมือในการทำลายน้ำแข็งหรือป้องกันการเกิดน้ำแข็งจะดีและทันสมัยก็ตาม อย่าวิ่งขึ้นผ่านย่านที่ทราบว่าจะเกิดน้ำแข็ง

9.1.9 อย่าจับเครื่องบินขณะที่สนามบินปกคลุมไปด้วยน้ำแข็ง

9.1.10 อย่าใช้ห้ามล้อทันทีทันใดในเมื่อทางวิ่งที่มีน้ำแข็งเกาะอยู่ และเมื่อเครื่องบินลงแล้วให้ใช้ทางวิ่งที่ยาวที่สุด และก่อนลงให้วิทยุถามสภาพทางวิ่งด้วย

9.1.11 อย่าวิ่งขึ้นขณะที่มีหิมะเปียกบนทางวิ่ง

9.2 ข้อควรระวังขณะที่บินอยู่ในอากาศ

การเกิดน้ำแข็งเกาะเครื่องบินอาจเกิดได้เมื่อ

9.2.1 บินเข้าไปในเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 2 องศาเซลเซียส

9.2.2 บินผ่านฝนหรือหิมะขณะที่อุณหภูมิต่ำกว่า 2 องศาเซลเซียส

9.2.3 บินจากบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 2 องศาเซลเซียส เข้าไปในเมฆ

9.2.4 บินเข้าไปในบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0°C หลังจากเพิ่งบินผ่านเมฆมาใหม่ๆ

9.2.5 บินผ่านเมฆเมื่อมีน้ำแข็งเกาะเครื่องบินเป็นบางส่วนแล้ว

เอกสารอ้างอิง

1. Maj. Gary D. Atkinson , USAF : FORECASTER’S GUIDE to TROP.MET. AWS TR 240. , Chapter 7.
2. ณรงค์ ปิยะพันธุ์ ; ดิสเทอแบนซีในบริเวณละติจูดต่ำ , เอกสารวิชาการ กรมอุตุนิยมวิทยา, 2535
3. กองข่าวอากาศ : “อุตุนิยมวิทยาเพื่อการบิน ชุดที่ 3”
4. กองข่าวอากาศ : เอกสารประกอบการบรรยาย Tropical Met. , น.ท.อิทธิพล ถวิลศักดิ์