บทที่ 2

ทฤษฎีและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

2.1 ทฤษฎี/หลักการที่เกี่ยวข้อง

2.1.1 กระบวนการเกิดเมฆและฝน

1) กระบวนการเกิดเมฆ

เมฆ (Cloud) คือ มวลอากาศที่ลอยตัวขึ้นจากผิวดินจนถึงระดับความสูงหนึ่ง จึงเกิดการควบแน่นเนื่องจากสภาวะอากาศในขณะนั้นมีความชื้นสัมพัทธ์สูงกว่า 100 เปอร์เซ็นต์ เกิดหยดน้ำ (Water droplets) หรือ ผลึกน้ำแข็ง (Ice crystals) แขวนลอยอยู่ในมวลอากาศนั้น (Wallace and Hobb, 1977) ดังนั้น กระบวนการเกิดเมฆจึงเกิดจากกระบวนการควบแน่น ซึ่งประกอบด้วยปัจจัย 3 ประการ คือ

1) ไอน้ำในอากาศ (Water vapor)

2) กลวิธีในการควบแน่น (Mechanism of condensation)

3) แกนควบแน่น (Condensation nuclei)

เมฆ แบ่งออกได้เป็น 4 ประเภท คือ เมฆชั้นสูง เมฆชั้นกลาง เมฆชั้นต่ำ และเมฆที่ก่อตัวตามแนวตั้ง เมฆแต่ละประเภทยังแบ่งออกเป็นชนิดต่างๆ โดยมีชื่อเรียกตามลักษณะทางกายภาพที่แตกต่างกัน (ตารางที่ 1) สำหรับเมฆที่เกี่ยวข้องในการทำฝนหลวงส่วนใหญ่ คือ เมฆคิวมูลัส (Cumulus)

2) การเกิดเมฆคิวมูลัส

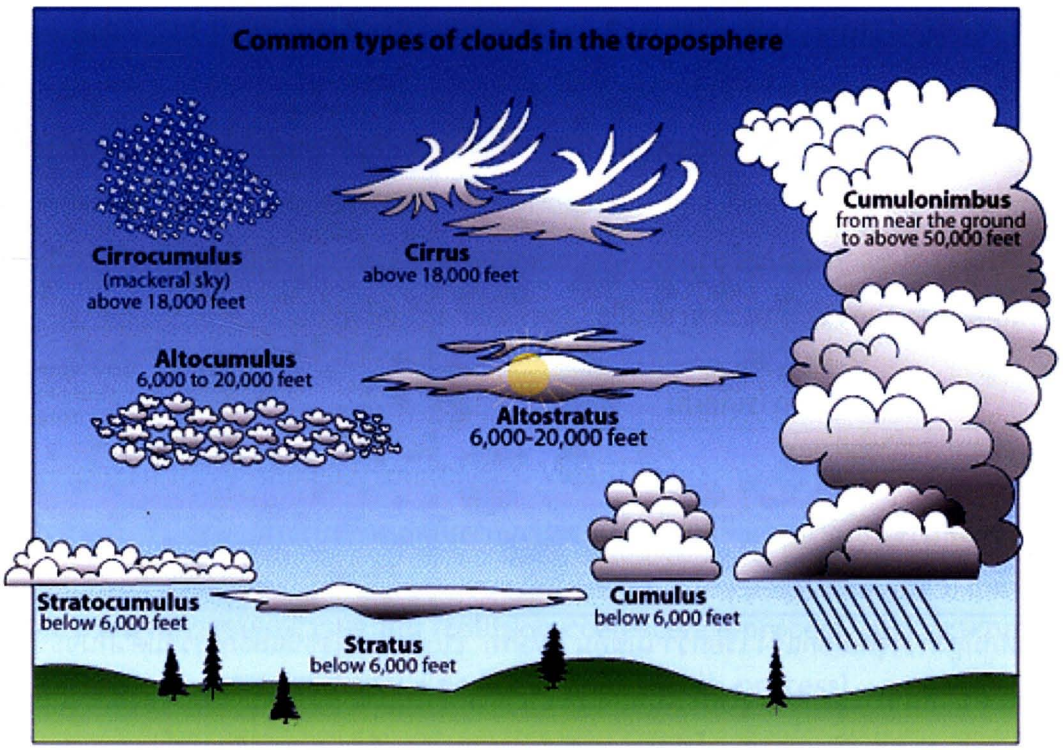
วัฏจักรทั่วไปของเกิดเมฆในตอนเช้าของวัน จะเริ่มเมื่อพื้นที่ได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ พลังงานบางส่วนจะถูกเปลี่ยนเป็นพลังงานความร้อนทำให้พื้นโลกมีอุณหภูมิสูงขึ้น ความแตกต่างของความเข้มของพลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบรวมถึงคุณสมบัติในการรับความร้อนที่แตกต่างกันของพื้นผิวโลก ทำให้อุณหภูมิบริเวณต่างๆ เพิ่มขึ้นแตกต่างกัน และเกิดการแผ่พลังงานความร้อนออกสู่อากาศเพิ่มมากขึ้น อากาศที่สัมผัสอยู่กับพื้นผิวที่ร้อนกว่าจะมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศบริเวณข้างเคียง จึงลอยขึ้นสู่ชั้นบรรยากาศเบื้องบนและมีการไหลเข้ามาแทนที่ของอากาศที่แวดล้อมอยู่โดยรอบ กระบวนการนี้ เรียกว่า การพาความร้อน (Convection) ในทำนองเดียวกันทะเลในช่วงเวลากลางวัน พื้นดินจะมีอุณหภูมิสูงกว่าน้ำ ก่อให้เกิดกระแสลม (Wind) ในระดับต่ำที่พัดจากทะเลเข้าสู่ทวีป และพาความชื้นและสารแขวนลอยที่เกิดจากการระเหย (Evaporation) ของน้ำทะเลเข้าสู่ทวีป และสะสมอยู่ในบรรยากาศระดับต่ำก่อนที่จะมีการคลุกเคล้า (Mixing) และป้อนเข้าสู่ระบบของการลอยสูงขึ้น (Upward motion) ก่อเกิดเป็นเมฆและอาจตกเป็นฝนในที่สุด

การที่เมฆจะสามารถรักษารูปทรงหรือพัฒนาให้เจริญให้โตขึ้นต่อไปได้ในบรรยากาศโดยรอบที่แห้งกว่านั้น จะต้องอาศัยกระบวนการพาความร้อนและกระบวนการควบแน่น (Convection and Condensation Process) บริเวณใต้ฐานเมฆที่เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง ทั้งนี้เพื่อเพิ่มก้อนเม็ดน้ำ (Cloud droplets) เข้าไปในก้อนเมฆในอัตราที่เท่ากับหรือสูงกว่าการระเหยของเม็ดน้ำที่ผิวของก้อนเมฆอันเนื่องมาจากการคลุกเคล้ากับอากาศแห้งโดยรอบ (Entrapment) ดังนั้น ช่วงอายุของเมฆ ขนาดของเมฆ และอัตราการเพิ่มขนาดของเม็ดน้ำภายในเมฆ จึงเป็นปัจจัยสำคัญที่มีผลต่อความสำเร็จในการตกเป็นฝน เมื่อพิจารณาเมฆคิวมูลัสในบางวันที่ก่อตัวเป็นเมฆในสภาพอากาศทรงตัว ซึ่งไม่มีการเจริญเติบโต และจะสลายตัวไปในตอนบ่ายโดยไม่ตกเป็นฝน จึงเรียกชื่อเมฆนี้ว่าเมฆคิวมูลัสในภาวะอากาศดี (Fair Cumulus)

ตารางที่ 2-1 ชนิดของเมฆ จำแนกตามลักษณะการเกิดและความสูง

ชนิดเมฆ	ชื่อเมฆ	ความสูง (กม.)	ลักษณะ
ชั้นสูง	เซอร์รัส (Cirrus, Ci)	6 - 18	ริ้วขาวบาง
	เซอร์โรสเตรตัส (Cirrostratus, Cs)		แผ่นขาวบาง
	เซอร์โรคิวมูรัส (Cirrocumulus, Cc)		ก้อนเล็กคล้ายระลอกทราย
ชั้นกลาง	อัลโตสเตรตัส (Altostratus, As)	2-8	แผ่นทึบและต่ำกว่าเซอร์โรสเตรตัส คล้ายฝูงแกะ
	อัลโตคิวมูลัส (Altocumulus, Ac)		
ชั้นต่ำ	สเตรโตคิวมูรัส (Stratocumulus, Sc)	ผิวพื้น - 2	อยู่ต่ำ ก้อนกลมเป็นคลื่น
	นิมโบสเตรตัส (Nimbostratus, Ns)		แผ่นหนาฟ้ามืดครึ้ม
ก่อตัวแนวตั้ง	คิวมูรัส (Cumulus, Cu)	ผิวพื้น - 18	เมฆก้อนหนา
	คิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus; Cb)		ก้อนหนาทึบยอดแผ่สูง

ที่มา: Ahrens (1988)



รูปที่ 2-1 ชนิดและการจำแนกเมฆตามความสูง

ที่มา: Digital Library for Earth System Education (2005)

3) เสถียรภาพของอากาศ (Stability of air)

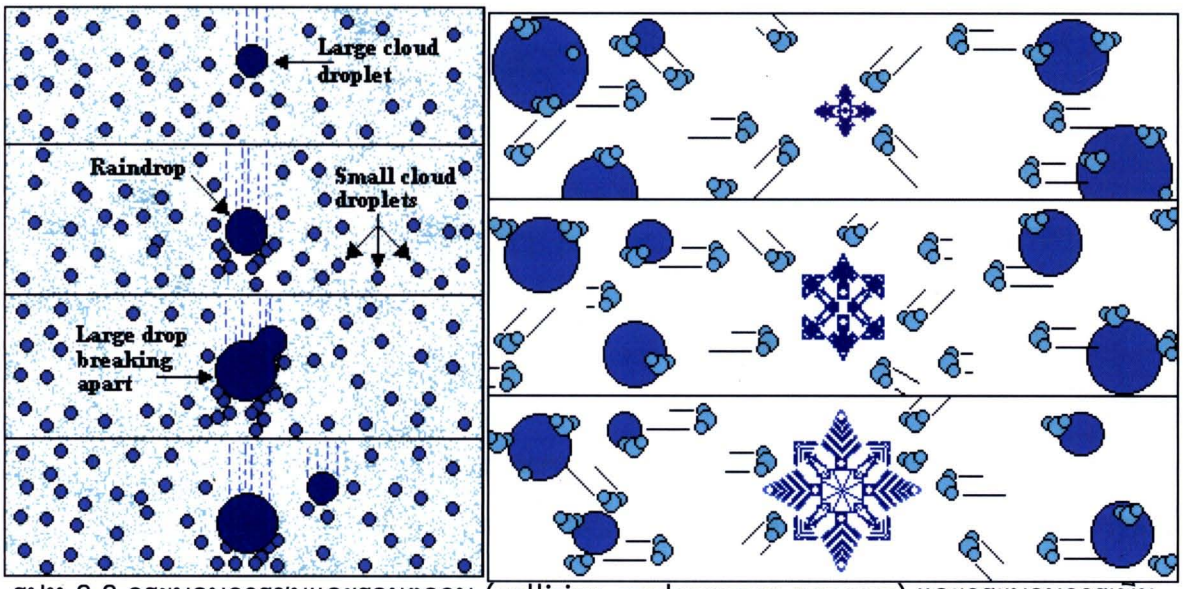
การเจริญเติบโตของเมฆนั้นขึ้นอยู่กับเสถียรภาพของอากาศในแต่ละวัน ซึ่งเมื่อพิจารณาจากทฤษฎีกล่องอากาศ (Parcel Theory) กล่าวว่า ถ้ากำหนดแบ่งมวลของอากาศให้เป็นปริมาตรของกล่องเล็ก (Parcel) กล่องอากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศข้างเคียงจะถูกยกให้ลอยขึ้น ขณะที่กล่องอากาศลอยสูงขึ้นไปในบรรยากาศ จะเกิดการขยายตัวทำให้อุณหภูมิของอากาศภายในกล่องลดลงในอัตราประมาณ 9.8 องศาเซลเซียส ทุกๆ ความสูง 1 กิโลเมตร เรียกว่า อัตราการลดอุณหภูมิตามความสูงแบบอะเดียแบติกแห้ง (Dry adiabatic lapse rate) และอุณหภูมิจุดน้ำค้าง (Dew point) จะลดลงประมาณ 2 องศาเซลเซียสทุกๆ 1 กิโลเมตร ดังนั้นผลต่างของอุณหภูมิทั้งสอง (Dew point depression) จะลดลงเป็นลำดับในขณะที่กล่องอากาศลอยสูงขึ้นไป จนถึงระดับที่อุณหภูมิทั้งสองเท่ากัน จะเป็นระดับที่อากาศภายในกล่องจะเริ่มอิ่มตัวด้วยไอน้ำ (Saturation) หรือมีความชื้นสัมพัทธ์ 100 เปอร์เซ็นต์

เมื่อกล่องอากาศอิ่มตัวด้วยไอน้ำ จะเริ่มเกิดการควบแน่นของไอน้ำ (Condensation) บนพื้นผิวของอนุภาคสารแขวนลอยชนิดต่างๆ เรียกว่า แกนกลั่นตัว (Cloud condensation nuclei, CCN) เกิดเป็นเม็ดน้ำจำนวนมากและปรากฏเป็นเมฆ ถ้ากล่องอากาศยังมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศแวดล้อม กล่องอากาศจะลอยสูงขึ้นต่อไป แต่อัตราการลดลงของอุณหภูมิตามความสูงหลังจากอากาศอิ่มตัวจะลดลงเหลือประมาณ 5 องศาเซลเซียส ต่อ 1 กิโลเมตร เรียกว่า อัตราการลดอุณหภูมิตามความสูงแบบอะเดียแบติกอิ่มตัว (Saturation adiabatic lapse rate) จนกระทั่งอุณหภูมิภายในกล่อง

อากาศเคลื่อนที่ขึ้นเท่ากับอุณหภูมิของอากาศสิ่งแวดล้อม การเคลื่อนที่ของมวลกล่องอากาศจะหยุดลง ซึ่งจะเป็นระดับของยอดเมฆสูงสุดประจำวัน (Neutral buoyancy level หรือ Equilibrium level) ดังนั้น ความแตกต่างระหว่างอัตราการลดอุณหภูมิตามความสูงของกล่องอากาศ กับอุณหภูมิที่ลดลงของชั้นบรรยากาศ (Environmental lapse rate) จะเป็นตัวบ่งชี้ถึงเสถียรภาพของบรรยากาศ (Stability index) ซึ่งอาจกล่าวได้ว่า วันที่อากาศไม่เสถียรภาพ (Unstable) จะเป็นวันที่เมฆก่อตัวและเจริญเติบโตได้ดี และมีโอกาสตกเป็นฝนได้มากกว่าวันที่บรรยากาศเสถียรภาพหรือทรงตัว (Stable)

4) กระบวนการเกิดฝน

กระบวนการควบแน่นจะทำให้เกิดหยดน้ำขนาดเล็ก ดังนั้น การเพิ่มขนาดและปริมาณของหยดน้ำจึงเป็นสิ่งสำคัญที่ต่อเนื่องในกระบวนการเกิดเมฆ ซึ่งประกอบด้วย 1) กระบวนการชนและรวมตัวกัน (Collision-coalescence process) กระบวนการนี้เกิดขึ้นในเมฆที่มีการรวมตัวกันของหยดน้ำที่มีอุณหภูมิสูงกว่าจุดเยือกแข็ง เรียกว่า เมฆอุ่น (Warm cloud) การชนและการรวมตัวกันจะขึ้นอยู่กับขนาดของเม็ดน้ำที่เหมาะสม ประจุไฟฟ้าในหยดน้ำ สนามไฟฟ้าในเมฆ ความหนาแน่นของเมฆ และกระแสการไหลขึ้น (Updraft) ในเมฆ หยดน้ำในเมฆจะไหลลงมาตามแรงโน้มถ่วงของโลกเกิดการชนกัน หยดน้ำขนาดเล็กกว่าเกิดเป็นการเพิ่มขนาดขึ้นตามลำดับ (รูปที่ 2-2) และ 2) กระบวนการเพิ่มขนาดของผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal growth process) กระบวนการนี้เป็นกระบวนการที่สำคัญที่ทำให้เกิดหยาดน้ำฟ้าในบริเวณเขตอบอุ่นหรือเขตหนาว ซึ่งกระบวนการดังกล่าวจะเกิดขึ้นในเมฆส่วนที่อยู่ในระดับความสูงกว่าระดับเยือกแข็งหรือต่ำกว่าศูนย์องศาเซลเซียส จึงเรียกเมฆชนิดนี้ว่า เมฆเย็น (Cold cloud) หยดน้ำในเมฆนั้นเรียกว่าหยดน้ำเย็นยิ่งยวด (Super cooled droplets) กระจายรอบผลึกน้ำแข็งเมื่อมีขนาดใหญ่ขึ้นเกินกว่ากระแสอากาศจะพยุงไหว ก็จะตกลงมาเกิดการเพิ่มขนาดไปเรื่อยๆ เป็นปฏิกิริยาลูกโซ่เกิดเป็นหิมะ (Snow) หรือหยาดน้ำฟ้า (Precipitation) ตกลงบนพื้นดินในที่สุด



รูปท 2-2 กระบวนการชนและรวมตวกน (collision-coalescence process) และกระบวนการเพิ่มขนาดของผลึกน้ำแข็ง (ice crystal growth process)

ที่มา: http://www.rbs2.com/w2.htm (2005)

ดังนั้น กระบวนการเกิดฝนที่สำคัญมี 2 กระบวนการ ได้แก่ กระบวนการเกิดฝนในเมฆอุ่น และกระบวนการเกิดฝนในเมฆเย็น

ก) กระบวนการเกิดฝนในเมฆอุ่น (Warm rain process)

เมฆอุ่น คือ เมฆที่เจริญเติบโตและให้ฝนในชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 0 องศาเซลเซียส โดยมีกระบวนการชนกันและรวมตัวกัน (Collision and Coalescence process) เป็นกระบวนการหลักในการเจริญเติบโตของเม็ดน้ำ ซึ่งอธิบายได้ว่า เม็ดน้ำภายในเมฆที่เกิดจากกระบวนการควบแน่นของไอน้ำบนแกนกลั่นตัว (CCN) จะมีขนาดเล็กมาก แต่เมื่อเวลาผ่านไประยะหนึ่งจะมีการรวมตัวของเม็ดน้ำจำนวนหนึ่งทำให้มีขนาดที่แตกต่างกัน จากนั้นเม็ดน้ำที่มีขนาดใหญ่กว่าจะเคลื่อนที่ลงด้วยแรงดึงดูดของโลกในอัตราที่เร็วกว่าเม็ดน้ำที่มีขนาดเล็กกว่า (ความเร็วในการร่วงหล่นของวัตถุ จะเป็นปฏิภาคตรงกับรัศมียกกำลังสองของวัตถุนั้น) ด้วยเหตุนี้เม็ดน้ำขนาดใหญ่กว่า (ตกเร็วกว่า) จึงมีโอกาสชนกับเม็ดน้ำขนาดเล็กกว่า ตามแนวทางที่ร่วงหล่น และรวมตัวกันทำให้เม็ดน้ำมีขนาดใหญ่ขึ้นก่อนที่จะแตกตัวออกเป็นเม็ดน้ำขนาดกลางจำนวนมากขึ้น และวิ่งชนและรวมตัวกับเม็ดน้ำขนาดที่เล็กกว่าต่อไป หากพฤติกรรมนี้เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องแบบลูกโซ่ (Chain reaction) ในที่สุดเม็ดน้ำภายในเมฆจะมีขนาดใหญ่จำนวนมาก และสามารถตกเป็นฝนได้ ซึ่งกระบวนการชนกันและรวมตัวกันนี้จะมีส่วนสำคัญต่อการเกิดฝนในเขตร้อน เช่น ประเทศไทย แต่เนื่องจากในบรรยากาศที่มีแกนกลั่นตัวตามธรรมชาติขนาดเล็ก และจำนวนมากเกินไป จะเกิดกระจายตัวของความชื้นในการเกาะแกนกลั่นตัว ทำให้เม็ดน้ำที่เกิดขึ้นจะมีขนาดเล็กและจำนวนมากตามไปด้วย ทำให้กระบวนการชนกัน และรวมตัวกันของเม็ดน้ำไม่มีประสิทธิภาพซึ่งต้องใช้เวลามากในการเจริญเติบโตไปเป็นเม็ดฝน ดังนั้น เมฆจึงสลายตัวไปก่อนที่เม็ดน้ำจะโตพอที่จะตกเป็นฝน

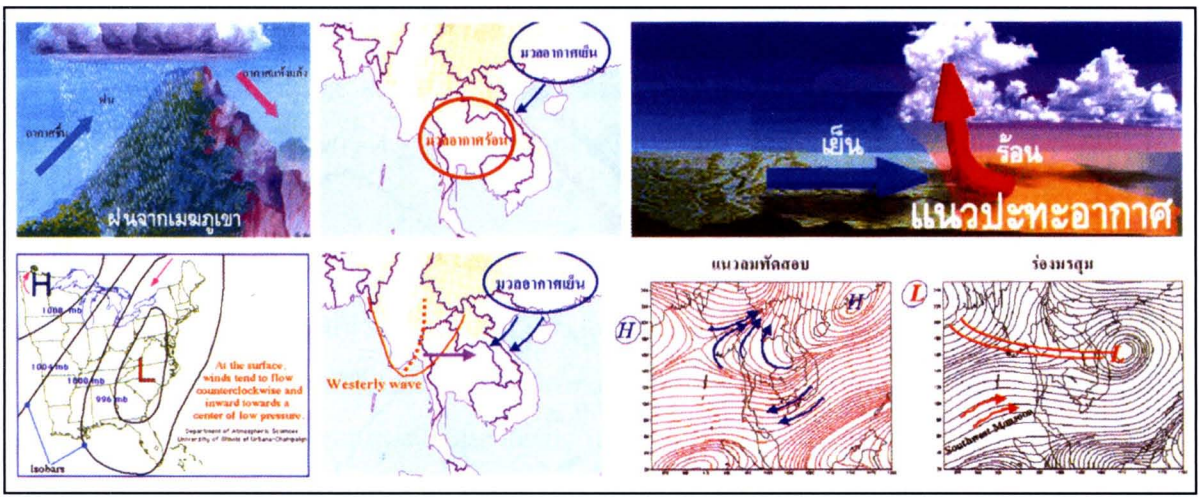
ข) กระบวนการเกิดฝนในเมฆเย็น (cold rain process)

เมฆเย็น คือ เมฆที่มีการเจริญเติบโตและก่อยอดสูงขึ้นไปในชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า 0 องศาเซลเซียส โดยมีกระบวนการผลึกน้ำแข็ง (Ice-crystal process) เกิดขึ้นบริเวณยอดเมฆที่มีอุณหภูมิอยู่ระหว่าง –3 ถึง –4 องศาเซลเซียส ซึ่งเป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิของเม็ดน้ำต่ำกว่าจุดเยือกแข็งแต่ยังไม่กลายเป็นน้ำแข็ง ที่เรียกว่า เม็ดน้ำเย็นยิ่งยวด (Super cooled droplets) อยู่ร่วมกับแกนของการเยือกแข็ง (Ice nuclei) ซึ่งเป็นอนุภาคของสสารประเภทแร่ ดินเหนียว สารอินทรีย์ และเกลือทะเล ที่จะทำหน้าที่เป็นแกนของการเกิดผลึกน้ำแข็ง (Ice crystal) และการเจริญเติบโตต่อไปของผลึกน้ำแข็งเกิดขึ้นได้หลายวิธี เช่น เกิดจากการระเหิดของน้ำจากเม็ดน้ำเย็นยิ่งยวด ซึ่งมีความดันไอ (Vapor pressure) ที่ผิวสูงกว่า ไปจับเกาะและกลายเป็นน้ำแข็ง (Sublimation) บนผิวของผลึกน้ำแข็งซึ่งมีความดันไอต่ำกว่า (Burgeon process) อย่างต่อเนื่อง หรือเกิดจากการที่ผลึกน้ำแข็งสัมผัสกับเม็ดน้ำเย็นยิ่งยวดโดยตรง ทำให้กลายเป็นเม็ดน้ำแข็ง (Contact freezing) ในขณะที่ผลึกน้ำแข็งหรือเม็ดน้ำแข็งมีขนาดโตขึ้นก็จะร่วงหล่นลงมา ชนกับผลึกน้ำแข็งที่มีขนาดเล็กกว่า และเกาะติดกันทำให้มีขนาดโตขึ้นอย่างรวดเร็ว เมื่อผลึกน้ำแข็งหรือเม็ดน้ำแข็งมีขนาดใหญ่มากขึ้น ในที่สุดก็จะตกพ้นฐานเมฆลงมาเป็นหิมะหรือลูกเห็บ หรืออาจละลายเป็นน้ำฝนเมื่อผ่านชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 0 องศาเซลเซียส ก่อนตกลงสู่พื้นดิน

การเปลี่ยนสถานะของเม็ดน้ำกลายเป็นเม็ดน้ำแข็งจะมีการคายความร้อนแฝงออกมาเป็นพลังงานเสริมในการเจริญเติบโตของยอดเมฆ ทำให้เมฆมีขนาดใหญ่ขึ้นและมียอดสูงขึ้น และกลายเป็นเมฆฝนฟ้าคะนอง (Cumulonimbus) ฝนที่เกิดจากเมฆชนิดนี้จึงมักจะมีปริมาณน้ำฝนมากกว่าฝนเมฆอุ่น และอาจมีฟ้าแลบฟ้าร้อง ฟ้าผ่า และลูกเห็บตามมา ในประเทศไทยส่วนใหญ่จะพบฝนเมฆเย็นในช่วงเปลี่ยนฤดู หรือบริเวณที่มีตัวการที่ทำให้เกิดการยกตัวของมวลอากาศที่รวดเร็ว เช่น แนวปะทะอากาศ ร่องความกดอากาศต่ำ หรือ บริเวณพายุหมุน

5) ปัจจัยเสริมในการเกิดเมฆและฝน

การยกตัวของมวลอากาศที่ก่อให้เกิดเมฆและฝนนี้ นอกจากกระบวนการพาความร้อนที่กล่าวมาแล้ว ยังมีปัจจัยอื่นๆ อีกหลายลักษณะที่เกิดขึ้นแบบเดี่ยวๆ หรือเกิดขึ้นแบบเสริมกัน ซึ่งประกอบด้วยการยกตัวของไอน้ำ เมื่อผ่านบริเวณแนวเทือกเขา การยกตัวของไอน้ำบริเวณที่มีการปะทะกันของมวลอากาศ การยกตัวของไอน้ำบริเวณแนวร่องมรสุม การยกตัวของไอน้ำบริเวณที่มีแนวลมพัดสอบเข้าหากัน ดังแสดงในรูปที่ 2-3



รูปที่ 2-3 ปัจจัยเสริมในการเกิดเมฆและฝน

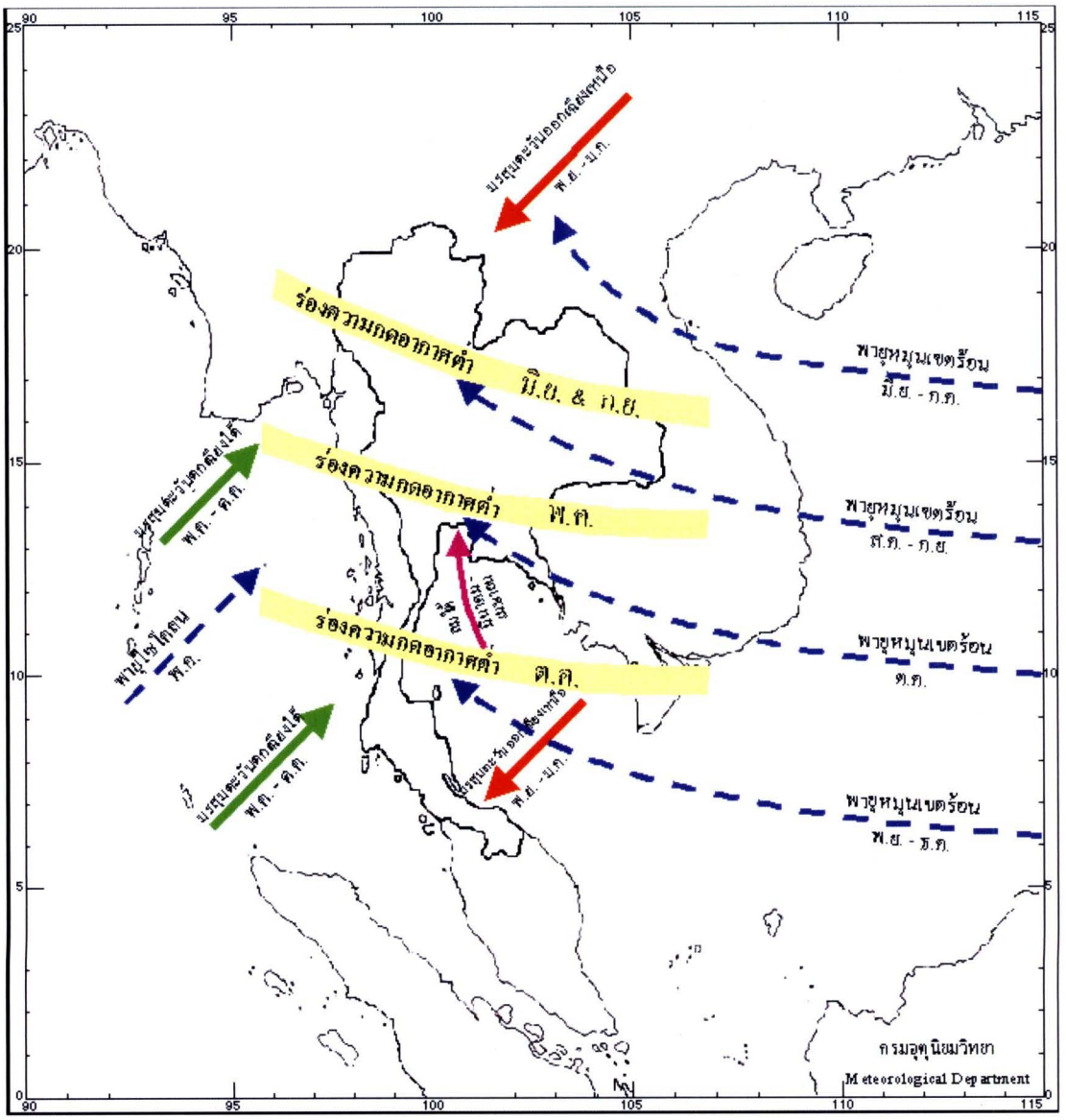
ที่มา: สำนักฝนหลวงและการบินเกษตร (2544)

2.1.2 การแบ่งฤดูกาลตามการไหลเวียนของอากาศชั้นบนและชั้นล่าง

การแบ่งฤดูกาลสภาวะอากาศบริเวณประเทศไทยอยู่ภายใต้อิทธิพลของการไหลเวียนของอากาศระหว่างแผ่นดินกับมหาสมุทร ลักษณะการไหลเวียน (Air flow) ของอากาศชั้นล่าง และอากาศชั้นบนในแต่ละช่วงเวลาในรอบปี จำแนกตามลักษณะของอากาศในเขตร้อน Silverman et al. (1986) จำแนกฤดูกาลได้สอดคล้องกับลักษณะการหมุนเวียน 5 รูปแบบ ดังนี้

1) ช่วงฤดูหนาวจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (Northeast monsoonal season; NM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนพฤศจิกายน ถึง เดือนกุมภาพันธ์ของปีถัดไป ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือ มวลอากาศแห้งและเย็น (cP) จากประเทศจีน และมองโกเลียเข้าปกคลุมประเทศไทยตอนบนและตอนล่างตามลำดับ (รูปที่ 2-4 และ รูปที่ 2-5 ก.) โดยลมบนพัดไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนลมล่างพัดไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ ทำให้ภาคตะวันออกมีอากาศเย็น

2) ช่วงฤดูร้อน (summer intermonsoonal season; SIM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนมีนาคม ถึง เดือนเมษายน ในช่วงเวลานี้ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือเริ่มอ่อนกำลังลง และมีลมจากทิศใต้ หรือทิศตะวันออกเฉียงใต้พัดเข้ามา (รูปที่ 2-4) โดยลมชั้นบนและลมชั้นล่างส่วนใหญ่มีทิศทางไม่แน่นอน และมีกำลังอ่อน (รูปที่ 2-5 ข.)ประกอบกับแนวตั้งฉากของดวงอาทิตย์พาดผ่านกลางประเทศในช่วงนี้ ทำให้แผ่นดินได้รับพลังงานมากและคายพลังงานความร้อนออกมามากจึงมีอุณหภูมิอากาศสูงกว่าฤดูอื่น ช่วงเวลานี้อาจมีฝนตกจากการแผ่ขยายลงมาของความกดอากาศสูงและการพัดสอบของลมที่พัดจากทะเลอันดามัน อ่าวไทย และทะเลจีนใต้ (รูปที่ 2-6 ข.) เป็นฝนตกแรงแต่ไม่กว้าง



รูปที่ 2-4 สภาพภูมิอากาศ มวลอากาศและร่องมรสุมบริเวณประเทศไทย

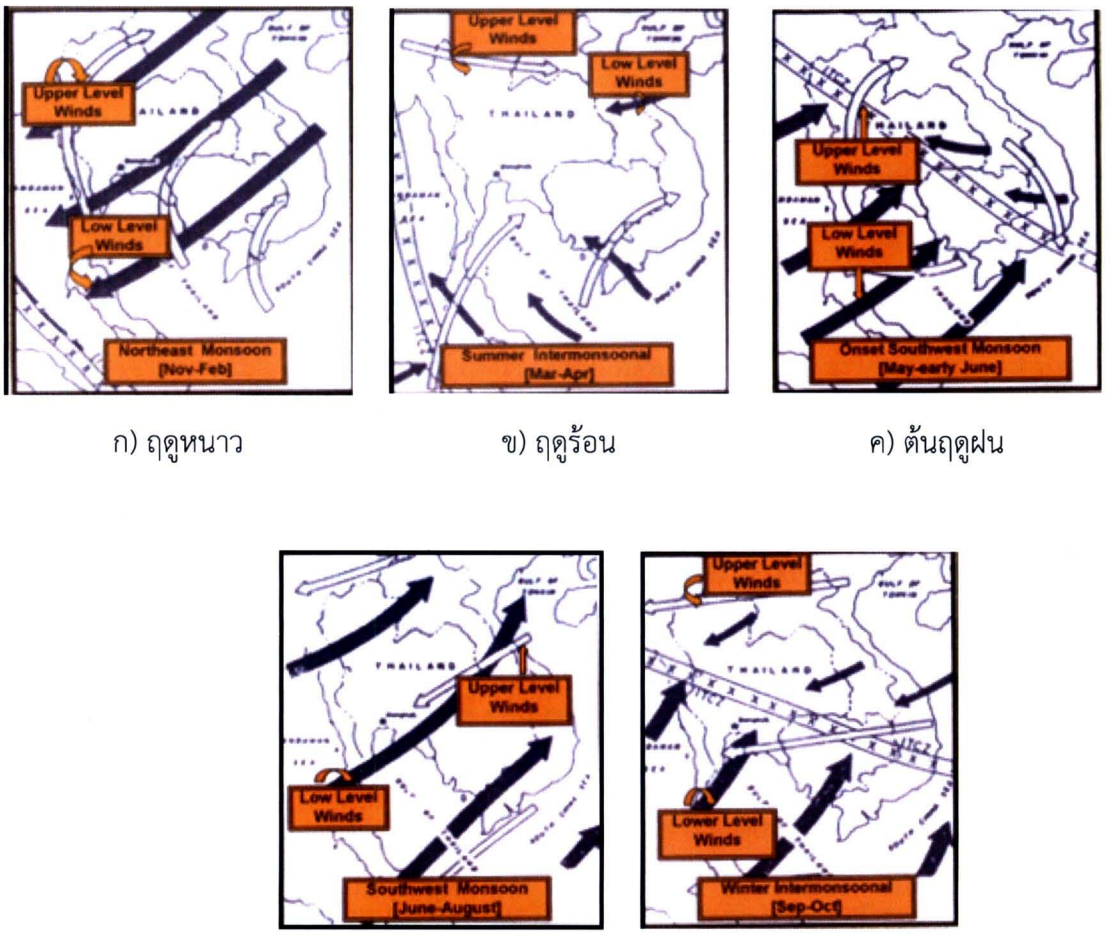
ที่มา: ดัดแปลงจากกองภูมิอากาศ (2529)

3) ช่วงเริ่มต้นฤดูฝนจากอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (onset southwest monsoonal season; OSM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนพฤษภาคม ถึงต้นเดือนมิถุนายน โดยลมระดับล่างเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้กำลังแรงปะทะกับลมกำลังอ่อนกว่าจากทิศตะวันออกเฉียงใต้ (รูปที่ 2-4 และ รูปที่ 2-5 ค.) ประกอบกับการเกิดหย่อมความกดอากาศต่ำที่ต่อเนื่องจากการเคลื่อนที่ของแนวตั้งฉากของดวงอาทิตย์ของช่วงเวลาที่แล้ว ซึ่งปรากฏบนแผ่นดินก่อนเกิดในทะเล ทำให้แนวปะทะอากาศวางในแนวเฉียงตามการเกิดของหย่อมความกดอากาศต่ำ (รูปที่ 2-6 ก.) และมีฝนตกหนักเป็นบริเวณกว้างตามแนวปะทะอากาศเขตร้อนหรือร่องมรสุมนี้

4) ช่วงฤดูฝนจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (southwest monsoonal season; SM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนมิถุนายนถึงเดือนสิงหาคม ได้รับอิทธิพลจาก

ลมตะวันตกเฉียงใต้ (รูปที่ 2-4 และ 2-5 ง.) ในเดือนกรกฎาคมมีฝนตกน้อยเมื่อเทียบกับเดือนอื่นๆ ในช่วงเวลาเดียวกัน และร่องมรสุมจะเคลื่อนที่มาปกคลุมในเดือนสิงหาคมและกันยายน (รูปที่ 2-5 ง. และ 2-5 จ.) ทำให้มีฝนตกหนักเป็นบริเวณกว้าง ทำให้มีฝนตกหนักเป็นบริเวณกว้าง ฝนตกในช่วง 2 เดือน สูงที่สุดในรอบปี

5) ช่วงเปลี่ยนฤดูจากฤดูฝนเป็นฤดูหนาว (winter intermonsoonal season; WIM) เป็นสภาพภูมิอากาศในช่วงเดือนกันยายนถึงเดือนตุลาคม โดยร่องมรสุมเคลื่อนลงไปปกคลุมตอนล่างของภาคกลางและภาคตะวันออก และเริ่มลงสู่ภาคใต้ (รูปที่ 2-5 จ.) ในบางปีร่องมรสุมยังคงอยู่ ประกอบกับความกดอากาศสูงระลอกแรกๆ ของปี ลงมาปะทะกับอากาศอุ่นชื้นจากตอนใต้ จะมีฝนตกมากบริเวณที่ร่องมรสุมคงอยู่ แต่ถ้าปีใดร่องมรสุมเคลื่อนสู่ภาคใต้เร็วจะทำให้ประเทศไทยตอนบนเริ่มเข้าสู่ฤดูแล้งเร็วกว่าปกติ

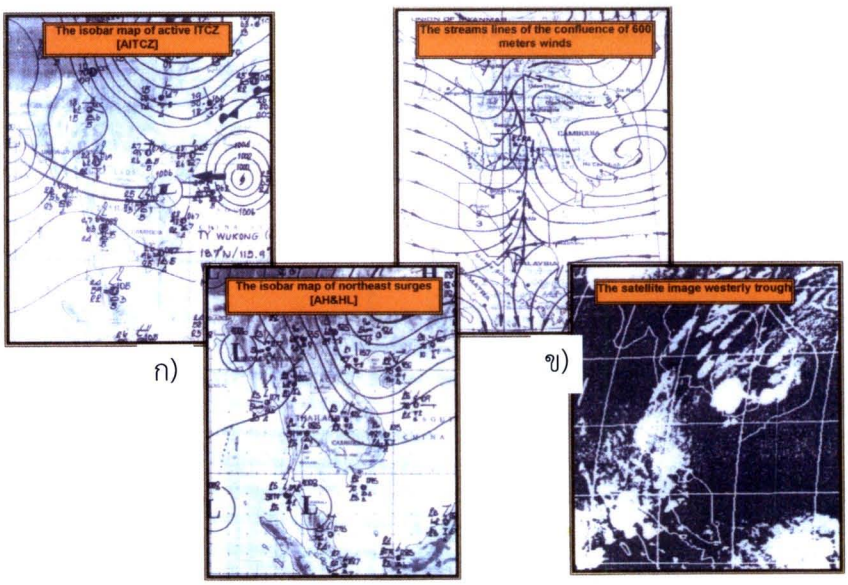


ก) ฤดูหนาว ข) ฤดูร้อน ค) ต้นฤดูฝน

ง) ฤดูฝน จ) ช่วงเปลี่ยนเข้าสู่ฤดูหนาว

รูปที่ 2-5 ลักษณะการหมุนเวียนของกระแสอากาศชั้นบน (ลูกศรสีขาว) และชั้นล่าง (ลูกศรสีดำ) ในแต่ละฤดูกาลของประเทศไทย

ที่มา: Silverman et al. (1986)



รูปที่ 2-6 ลักษณะของสภาวะอากาศในแต่ละฤดูกาลของประเทศไทย (ก) แผนที่เส้นชั้นความกดอากาศที่มีร่องมรสุมปกคลุม (ข) แผนที่ลมพัดสอบ (ค) แผนที่เส้นชั้นความกดอากาศ ที่มีแรงจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (ง) ภาพถ่ายดาวเทียมแสดงการเคลื่อนตัวของคลื่นอากาศจากทิศตะวันตก

ที่มา: Silverman et al. (1986)

2.1.3 สภาวะอากาศระดับภูมิภาคที่มีผลต่อการเกิดฝน

ลักษณะสภาวะอากาศระดับภูมิภาคเป็นปัจจัยที่มีความสำคัญมากในการเกิดเมฆฝนในภูมิภาคนี้ ซึ่ง Angsurattana (2003) ได้กล่าวว่า สภาวะอากาศหลักที่มีอิทธิพลอย่างมากในการเกิดเมฆฝน คือ ร่องมรสุม และลมที่พัดเข้าหาร่องมรสุม ซึ่งมีส่วนประกอบของสภาวะอากาศรูปแบบต่างๆ ดังต่อไปนี้

1) การแผ่ลงมาของความกดอากาศสูง (ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือกำลังแรง) ปะทะกับหย่อมความกดอากาศต่ำ (บริเวณร่องมรสุม) เนื่องจากความร้อน (active high and heat low; AH & HL) ดังแสดงเส้นชั้นความกดอากาศในรูปที่ 2-6 ค.

2) การพัดสอบของลมตะวันตกเฉียงใต้ หรือลมใต้กับลมตะวันออกเฉียงใต้ (confluence; CON)

3) การเคลื่อนเข้ามาทางทิศตะวันตกของคลื่นอากาศจากเขตอบอุ่น (westerly trough; WT) ดังแสดงในรูปที่ 2-6 ง.

4) การเคลื่อนเข้ามาใกล้หรือเข้ามาปกคลุมของหย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรง (ร่องมรสุม) ดีเปรสชั่น หรือพายุโซนร้อน (heat low and depression; LOW & DEP) ดังแสดงในรูปที่ 2-6 ก.

5) การปกคลุมของร่องมรสุมกำลังแรง (active intertropical convergence zone; AITCZ) ดังแสดงในรูปที่ 2-6 ก.

6) การปกคลุมของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้กำลังแรง (active southwest monsoon; ASW)

7) การปกคลุมของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้กำลังอ่อน–ปานกลาง หรือร่องมรสุมกำลังอ่อน–ปานกลาง (weak southwest monsoon and weak inter tropical convergence zone; WSW & WITCZ)

8) การปกคลุมของลมตะวันออก (East wind; E WIND)

9) การพัดเข้ามาของลมใต้เข้าสู่หย่อมความกดอากาศต่ำ เนื่องจากความร้อน (south wind; S WIND)

สภาวะอากาศระดับภูมิภาคทั้ง 9 ชนิดนี้ มีอิทธิพลต่อสภาพภูมิอากาศแตกต่างกันในแต่ละฤดูกาล หากพิจารณาตามการแบ่งฤดูกาล 5 ฤดูกาล จะมีอิทธิพลของสภาวะอากาศระดับภูมิภาค ดังนี้

1) ฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (NM, พ.ย. ถึง ก.พ.) สภาวะที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ AH & HL, CON และ WT

2) ฤดูร้อนที่จะเปลี่ยนเข้าฤดูฝน (SIM, มี.ค. ถึง เม.ย.) สภาวะที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ AH & HL, CON และ WT เช่นเดียวกับ NM

3) ฤดูเริ่มต้นของฤดูฝน (OSM, พ.ค. ถึง มิ.ย.) สภาวะอากาศที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ LOW & DEP และ AITCZ

4) ฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (SM, ก.ค. ถึง ก.ย.) สภาวะอากาศที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ AITCZ, ASW และ LOW & DEP

5) ฤดูที่จะเปลี่ยนเข้าฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (WIM, ต.ค.) สภาวะอากาศที่มีอิทธิพลต่อการเกิดฝน คือ LOW & DEP และ AITCZ

2.1.4 การคาดหมายสภาพอากาศ

ปริมาณน้ำฝนและความหนักเบาของฝนเป็นปัจจัยหลักในการเกิดแผ่นดินถล่มและอุทกภัย การทราบถึงพฤติกรรมการตกของฝนในช่วงฤดูกาลต่างๆ ที่มีสภาวะอากาศระดับภูมิภาค (Synoptic Conditions) ต่างๆ เป็นสิ่งที่มีความสำคัญในการคาดคะเนปริมาณน้ำฝนที่ตกในช่วงเวลาดังกล่าว นอกจากนี้การทราบถึงลักษณะของอุณหภูมิ ความชื้น ความเร็วและทิศทางของลมชั้นบนตามสภาพความสูงจะเป็นตัวกำหนดลักษณะฟิสิกส์ของเมฆ การเกิดเมฆและการตกของฝน

การศึกษาเพื่อคาดคะเนปริมาณน้ำฝนและความหนักเบาของฝนสามารถดำเนินการได้ 2 ลักษณะ คือการคาดคะเนล่วงหน้าระยะยาว และการคาดคะเนล่วงหน้าระยะสั้น

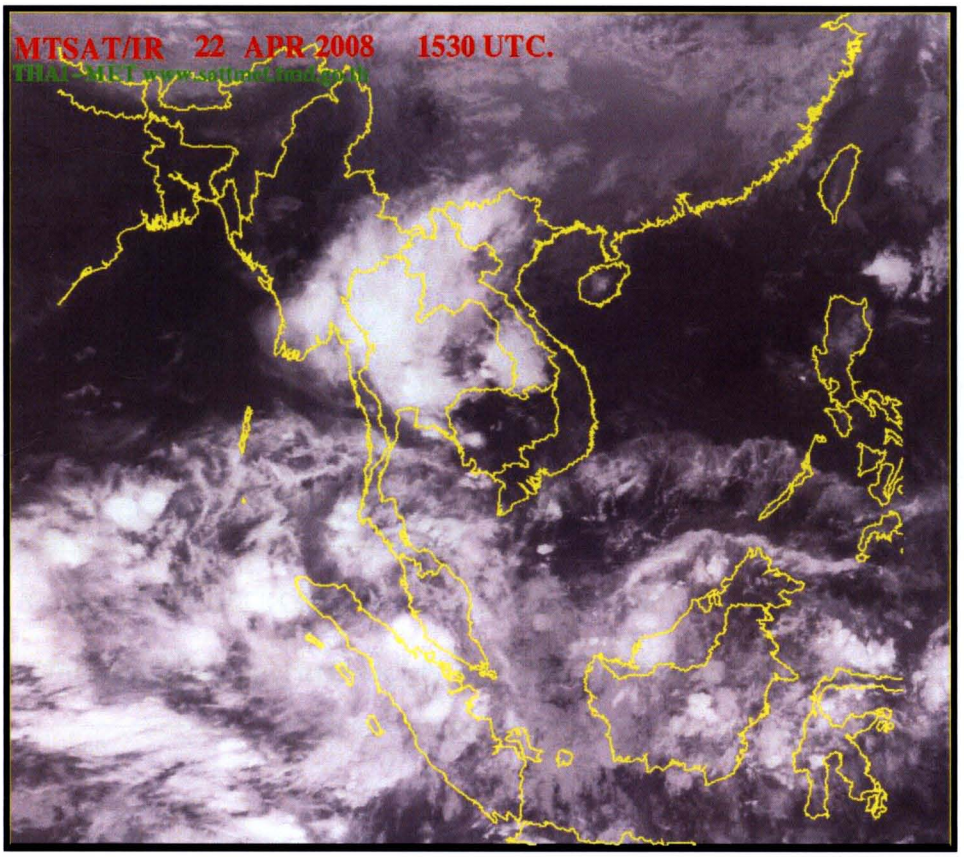
การคาดคะเนล่วงหน้าระยะยาว สามารถดำเนินการได้จากการใช้แบบจำลอง การพยากรณ์สภาพภูมิอากาศครอบคลุมพื้นที่ระดับภูมิภาคขนาดกลาง (Mesosoale Forcasting Model) แบบจำลองนี้สามารถคาดคะเนปริมาณฝนล่วงหน้าได้นานประมาณ 10 วัน หรือการสร้างแบบจำลองที่คาดคะเนจากความสัมพันธ์ระหว่างสภาวะอากาศระดับภูมิภาค ลักษณะภูมิประเทศ ดัชนีเอนโซ กับปริมาณฝน ด้วยหลักการดังกล่าวสามารถคาดคะเนปริมาณฝนล่วงหน้านานประมาณ 1-2 เดือน

การคาดคะเนฝนล่วงหน้าระยะสั้นสามารถดำเนินการได้จากการสร้างแบบจำลองของความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาที่แสดงลักษณะของเมฆฝน ได้แก่ ความสูงของยอดเมฆ อุณหภูมิของยอดเมฆ ความเร็วและทิศทางของลม (โดยประมาณ) ผนวกกับข้อมูลเรดาร์ตรวจสภาพเมฆที่แสดงลักษณะของการสะท้อนเม็ดน้ำในเมฆ ได้แก่ ข้อมูลการสะท้อนสูงสุด (Zmax) ข้อมูลการสะท้อนที่ความสูงคงที่ ระดับ 2.5 กิโลเมตร (Constant Altitude Plan Position Indicator at 2.5 km) หรือข้อมูลการสะท้อนจากการตรวจวัดตามมุมในแนวดิ่งต่างกัน (Plan Position Indicator) เป็นต้น ซึ่งข้อมูลต่างๆ ที่จะใช้ประกอบในการคาดหมายสภาพอากาศและปริมาณน้ำฝน เป็นข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดของหน่วยงานต่างๆ จึงต้องจัดทำฐานข้อมูลหรือโปรแกรมที่สามารถดึงข้อมูลต่างๆ เพื่อความสะดวกในการคาดหมายสภาพอากาศและปริมาณน้ำฝนได้

2.1.5 ภาพถ่ายดาวเทียม

1) ภาพถ่ายดาวเทียมชนิดอินฟาเรด (Infrared; IR) ได้จากการตรวจวัดการแผ่รังสีจากพื้นโลกและบรรยากาศ โดยใช้อุปกรณ์ตรวจจับแบบรังสีอินฟราเรด infrared sensor) สามารถวัดอุณหภูมิของก้อนเมฆ และพื้นผิวโลกได้ทั้งในระหว่างเวลากลางวันและกลางคืน เมฆโดยทั่วไปจะมีอุณหภูมิที่เย็นกว่าพื้นดินและพื้นน้ำ โดยอุณหภูมิของก้อนเมฆสามารถบอกให้ทราบถึงความสูงเหนือพื้นผิวโลก เนื่องจากอุณหภูมิจะลดลงตามความสูงในชั้นบรรยากาศตามกระบวนการอะเดียบาติก (Adiabatic Process) ดังนั้นจึงสามารถแยกค่าความสว่างของสีเป็นตัวแทนของเมฆได้ โดยเมฆที่มีอุณหภูมิสูงหรือร้อนกว่าเป็นสีเทา ส่วนเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำหรือเย็นกว่าจะมีสีขาวกว่า และเมฆที่มีอุณหภูมิต่ำมาก จะมีสีขาวสว่างมาก

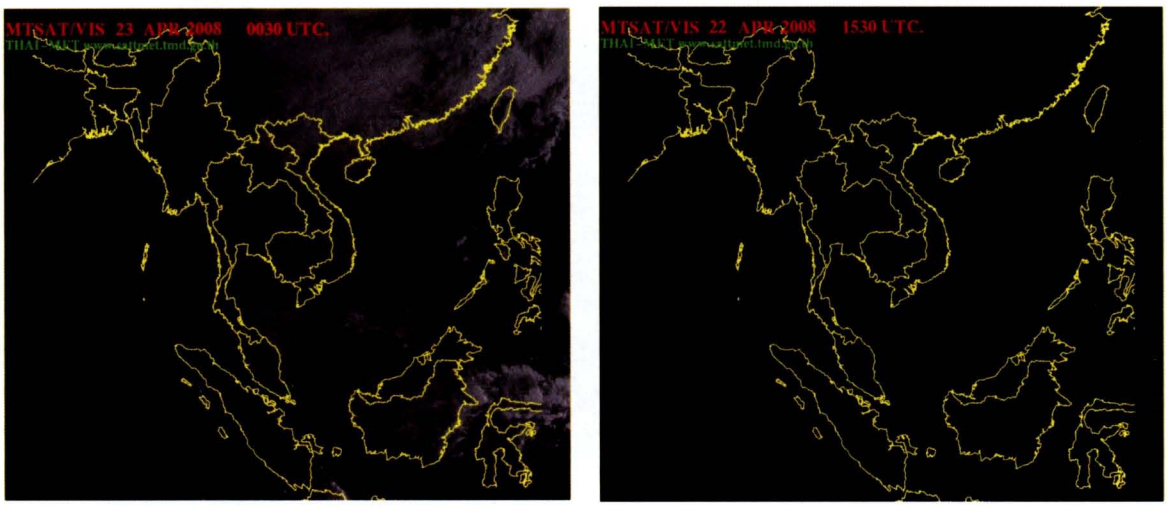
เมฆที่มีอุณหภูมิยิ่งต่ำจะยิ่งทำให้เกิดฝนมากขึ้น โครงสร้างอุณหภูมิของก้อนเมฆสามารถบอกนักอุตุนิยมวิทยาได้ว่า จะมีฝนตกหนักมากแค่ไหน และพายุนี้จะทำให้เกิดสภาพอากาศที่เลวร้ายมากขึ้นหรือไม่ ในพื้นที่ที่ไม่มีเมฆปรากฏ ดาวเทียมจะวัดอุณหภูมิของพื้นโลก ซึ่งสามารถเป็นได้ทั้งแผ่นดินและพื้นน้ำ ดังนั้นในภาพถ่ายด้วย Infrared นี้ อุณหภูมิที่ร้อนกว่าจะเป็นสีเข้มกว่า ส่วนอุณหภูมิที่เย็นกว่าจะมีสีอ่อนกว่า เช่น พื้นที่บริเวณศูนย์สูตรหรือพื้นที่แห้งแล้งจะร้อนแสดงด้วยสีเทาเข้ม ในบริเวณที่อยู่ละติจูดที่สูงกว่า (higher latitudes) โดยทั่วไปแล้วจะมีอุณหภูมิหนาวเย็นกว่าและแสดงด้วยสีอ่อนกว่า ภาพจาก infrared นี้ยังสามารถใช้ในการติดตามและแสดงผลค่าอุณหภูมิที่ผิวหน้าน้ำทะเล (Sea Surface temperature, SST) ได้อีกด้วย เนื่องจากประมาณ 70% ของพื้นผิวโลกเป็นพื้นน้ำ ซึ่งช่วยให้นักวิทยาศาสตร์สามารถศึกษาการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิที่ผิวหน้าน้ำทะเล (SST) เช่น ปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโน (El Nino) และลานีนา (La Nina) หรือปรากฏการณ์ที่เกี่ยวข้องกับสภาวะอากาศของโลก เช่น สภาวะแห้งแล้ง การเกิดพายุหมุนในบริเวณเขตร้อน และน้ำท่วม นอกจากนี้ยังสามารถแสดงผลเป็นรูปแบบสี เพื่อให้สามารถสังเกต หรือจำแนกสิ่งที่ต้องการได้ง่าย ขึ้นกับความต้องการใช้งานหรือสิ่งที่ต้องการวิเคราะห์



รูปที่ 2-7 ภาพถ่ายของดาวเทียม MTSAT ในช่วงคลื่น infrared ในเบื้องต้นสามารถวิเคราะห์ภาพได้ว่าบริเวณสีดำเข้มเป็นพื้นที่ที่มีอุณหภูมิสูงกว่าบริเวณอื่นๆ ส่วนสีเทาจะมีอุณหภูมิต่ำกว่าบริเวณพื้นที่สีดำ ส่วนสีขาวจัด แสดงก้อนเมฆโดยบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำที่สุด จะเป็นส่วนยอดของกลุ่มเมฆ และโดยทั่วไปบริเวณดังกล่าวจะเป็นบริเวณที่เกิดฝนตก

ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา (2551)

2) ภาพถ่ายดาวเทียมช่วงคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าแบบเห็นด้วยตา (Visible Imagery; VIS) ภาพถ่ายดาวเทียมชนิดนี้จะวัดการสะท้อนและการกระเจิงของแสงจากผิวโลกและก้อนเมฆที่มายังดาวเทียม ในบริเวณพื้นน้ำจะดูดกลืนแสงจากดวงอาทิตย์มากกว่า (จึงสะท้อนแสงออกมาน้อยกว่า) ดังนั้นบริเวณพื้นน้ำจึงปรากฏเป็นสีเข้ม (ดำ) จำนวนเปอร์เซ็นต์ของแสงอาทิตย์ที่สะท้อนจากพื้นแผ่นดิน เรียกว่า surface albedo ค่า albedo ของแผ่นดินจะอยู่ประมาณระหว่าง 10-30% ยกเว้นบริเวณที่ปกคลุมด้วยหิมะ ซึ่งจะมีค่า albedo สูงกว่าพื้นดินบริเวณอื่นอย่างมาก ส่วนค่า albedo ของเมฆโดยทั่วไปจะมีค่าสูง แต่สามารถผันแปรไปได้ ขึ้นกับความหนาแน่นและองค์ประกอบของเมฆกลุ่มนั้น ถ้ากลุ่มเมฆที่มีความหนามากจะมีค่า albedo สูง ซึ่งจะแสดงเป็นสีขาวสว่างมาก ในภาพจากดาวเทียม เมฆฝอย (cirrus clouds) จะมีค่า albedo ต่ำและโดยปกติแล้วจะมีสภาพกึ่งโปร่งแสง โครงสร้างของเมฆในภาพถ่ายดาวเทียมสามารถบอกนักอุตุนิยมวิทยาเกี่ยวกับสภาพอากาศโดยทั่วไปได้ ดังรูปที่ 2-8 (ก) แต่ในช่วงเวลากลางคืนของพื้นที่ จะไม่มีค่าการสะท้อนของแสงจากดวงอาทิตย์ ทำให้ไม่สามารถตรวจวัดค่าการสะท้อน หรือภาพจะมีสีดำทั้งพื้นที่ในช่วงเวลากลางคืนของพื้นที่ หรือกล่าวได้ว่าภาพ Visible ไม่สามารถใช้ในการวิเคราะห์เมฆในช่วงเวลากลางคืนได้นั่นเอง รูปที่ 2-8 (ข)



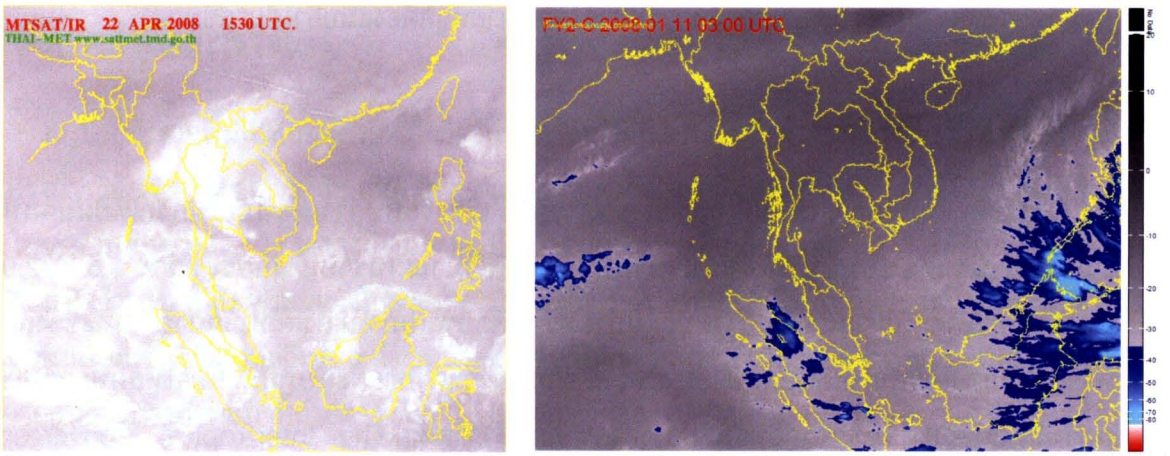
ก) ภาพ Visible ในช่วงเวลากลางวัน ข) ช่วงเวลากลางคืนของพื้นที่

รูปที่ 2-8 ภาพถ่ายของดาวเทียม MTSAT ในช่วงคลื่น Visible สามารถแสดงให้เมฆที่มีความหนาแน่นและจำแนกชนิดของเมฆชั้นต่ำได้ดี

ที่มา : กรมอุตุนิยมวิทยา (2551)

3) ภาพถ่ายดาวเทียมปริมาณไอน้ำ (Water vapor images; WV) ภาพถ่ายดาวเทียมชนิดนี้เป็นการตรวจวัดด้วยรังสีอินฟาเรดในช่วงความยาวคลื่นที่ได้จากการแผ่รังสีความร้อนของไอน้ำในบรรยากาศ ทำให้สามารถทราบได้ว่าที่ระดับความสูงประมาณ 6 - 10 กิโลเมตร เหนือพื้นดิน บริเวณใดมีปริมาณไอน้ำมากหรือน้อย นอกจากนั้นยังสามารถตรวจวัดอุณหภูมิของก้อนเมฆได้ เช่นเดียวกับภาพ Infrared ที่กล่าวมา โดยภาพถ่ายดาวเทียมชนิดนี้ จะสามารถทราบกระแสลมที่พัดปกคลุม เช่น กระแส

ลมกรด (jet stream) แนวมวลอากาศแห้ง มวลอากาศชื้น กลุ่มเมฆที่มีโอกาสให้ฝน พายุหมุนเขตร้อน และสภาวะอากาศอื่นๆ ในบางครั้งมีการนำภาพถ่ายดาวเทียมชนิดนี้ มากำหนดสี ในบริเวณที่มีอุณหภูมิต่ำ ในเกณฑ์ต่างๆ เพื่อสะดวกในการจำแนกเมฆ และคาดการณ์ปริมาณน้ำฝนได้ง่ายขึ้น (รูปแบบของเมฆที่มีสีฟ้าถึงสีแดง)



ก) ดาวเทียม MTSAT ข) ดาวเทียม FY-2C

รูปที่ 2-9 ภาพถ่ายดาวเทียมปริมาณไอน้ำ

ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา (2551)

ภาพถ่ายดาวเทียมที่ได้จากดวงเทียมอุตุนิยมวิทยาแต่ละดวง จะมีความแตกต่างกันบ้างเล็กน้อย ขึ้นกับช่วงความยาวคลื่นที่ตรวจวัด และความละเอียด (Resolution) ของภาพ เช่น ดาวเทียม FY-2C และ MTSAT ของญี่ปุ่น จะมีความแตกต่างของช่วงคลื่น ดังตารางที่ 2-2

ตารางที่ 2-2 เปรียบเทียบการตรวจจับความยาวคลื่นในแต่ละชนิดภาพดาวเทียมระหว่างดาวเทียม MTSAT ของประเทศญี่ปุ่น และ FY-2C ประเทศจีน

ชนิดภาพถ่ายดาวเทียม	Channel Radiometer		
	MTSAT	FY-2C	FY-2E
VIS	0.55-0.90	0.55-0.99	0.55-0.99
IR (IR 1)	10.3-11.3	10.3-11.3	10.3-11.3
WV (IR 3)	6.5-7.0	6.3-7.6	6.3-7.6
IR 2	11.5-12.5	11.5-12.5	11.5-12.5
IR 4	3.5-4.0	3.5-4.0	3.5-4.0

ที่มา: Bureau of Meteorology, Commonwealth of Australia (2008) และ Herbert Kramer (2008)

ถ้านำภาพดาวเทียมมาแสดงผลอย่างต่อเนื่อง ในลักษณะของภาพเคลื่อนไหว (animations) จะทำให้ทราบลักษณะการเคลื่อนตัวของระบบอากาศ (weather systems) หรือถ้ามีการติดตามวิเคราะห์ภาพถ่ายดาวเทียมเหล่านี้เทียบกับข้อมูลสภาพอากาศที่เกิดขึ้นเป็นประจำ จะทำให้มีประสบการณ์พอที่จะคาดการณ์แนวโน้มหรือความน่าจะเป็นของสภาพอากาศในอนาคตได้ ทำให้นักอุตุนิยมวิทยาที่ทำงานด้านนี้จะสามารถให้การพยากรณ์อากาศที่ถูกต้องแม่นยำได้มากขึ้น

2.2 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

วีระศักดิ์และคณะ (2550) กล่าวถึงผลการวิจัย เรื่องระบบการเตือนภัยในกรณีที่มีฝนตกหนักบริเวณลุ่มน้ำน่านตอนบนว่า พื้นที่ลุ่มน้ำน่านตอนบนมีปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยระหว่าง 1,600-2,000 มิลลิเมตร มีปริมาณฝนมากที่สุดในช่วงต้นฤดูฝนระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนมิถุนายน และช่วงฤดูฝนระหว่างเดือนกรกฎาคมถึงเดือนกันยายน อิทธิพลจากสภาวะอากาศระดับภูมิภาคทำให้ลักษณะของฝนแตกต่างกัน ลักษณะฝนที่ตกจากอิทธิพลของร่องความกดอากาศต่ำ (The Intertropical Convergence Zone, ITCZ) มีความเข้มฝนไม่สูงแต่ฝนตกต่อเนื่องเป็นเวลานาน ซึ่งเป็นสาเหตุของอุทกภัยและแผ่นดินถล่ม ลักษณะของฝนที่ตกโดยอิทธิพลของพายุหมุนเขตร้อนและหย่อมความกดอากาศต่ำกำลังแรง (The Influential Movement of Tropical Storm and Low Depression, LOW&DEP) มีความเข้มฝนสูงมากเป็นช่วงๆ แต่ฝนตกต่อเนื่องเป็นเวลานาน ซึ่งเป็นสาเหตุของอุทกภัยและแผ่นดินถล่มเช่นเดียวกับฝนที่ตกโดยอิทธิพลของร่องความกดอากาศต่ำ และลักษณะของฝนที่ตกจากอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้กำลังแรง (The Active Southwest Monsoon Winds, ASW) มีค่าความเข้มฝนและระยะเวลาที่ฝนตกไม่แน่นอน แต่พบว่าลักษณะฝนในช่วงต้นฤดูฝนมีฝนตกหนักในช่วงเย็นถึงรุ่งเช้า ส่วนในช่วงปลายฤดูฝนมีฝนตกหนักในช่วงเวลาบ่ายถึงเย็น แต่ช่วงเวลาที่ฝนตกไม่ยาวนานมากจนเป็นสาเหตุของการเกิดอุทกภัยและแผ่นดินถล่ม

2.2.1 โปรแกรมประเมินน้ำฝน (Rain SAT program)

วีระศักดิ์และคณะ (2550) ทำการประเมินปริมาณน้ำฝนจากภาพดาวเทียมโดยการวิเคราะห์สมการความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มฝน (i) ช่วงเวลาที่ฝนตก (t) และคาบย้อนพินิจของฝน (T) มีค่าตามสมการ $i = 629.3\ T^{0.0888} / (t+2)^{0.729}$ เมื่อนำค่าความเข้มฝนและช่วงเวลาที่ฝนตกมาประเมินลักษณะฝนและโอกาสเสี่ยงในการเกิดพิบัติภัยใส่ในโปรแกรมประเมินน้ำฝน (Rain SAT program) เพื่อใช้ในการพยากรณ์และเตือนภัยล่วงหน้าโดยใช้ภาพถ่ายดาวเทียม พบว่า มีความแม่นยำสูงสำหรับการประเมินฝนหนัก ซึ่งเป็นปัจจัยหลักที่อาจทำให้เกิดอุทกภัยและแผ่นดินถล่ม