



## พื้นฐานทางทฤษฎี

### แนวทางการทำนายการลดทอนสัญญาณ

วิธีการทำนายการลดทอนสัญญาณแบบต่างๆที่ได้มีการพัฒนาขึ้นมาส่วนมากนั้น จะเป็นลักษณะ semiempirical นั่นคือจะใช้ข้อมูลของการลดทอนที่ได้จากการวัดสำหรับการพัฒนาเพียงแต่ใช้มาน้อยต่างกันในแต่ละวิธีการ และสามารถเลือกใช้วิธีการต่างๆ ในการพัฒนาเช่น อาจใช้วิธีทาง empirical, วิธีทาง rain profile หรือ วิธีทาง rain cell วิธีทาง empirical จะพัฒนารูปแบบที่ใช้ประมาณค่าการลดทอนจากข้อมูลการลดทอนที่ได้จากการวัดโดยตรง ซึ่งโดยปกติจะง่ายที่จะนำไปใช้แต่ไม่มีความสัมพันธ์โดยตรงกับพารามิเตอร์ทางกายภาพของฝน วิธีการของ Lin (1979) และ CCIR (1990b, 1992b) เป็นตัวอย่างของวิธีการทาง empirical วิธีทาง rain profile จะใช้การแจกแจงตามเส้นทางของอัตราฝนตก (effective rain rate spatial distribution) มาใช้ในการคำนวณ เช่น วิธีของ Crane (1980) และของ Stutzman และ Dishman (1982) วิธีทาง rain cell จะใช้ลักษณะทางกายภาพของเซลล์ฝนที่วางตัวอย่างไม่แน่นอนมาใช้ในการคำนวณ เช่น วิธีการของ Misme และ Waldtenfel (1980) และของ Lane และ Stutzman (1980a, 1980b) ซึ่งต้องการโปรแกรมคอมพิวเตอร์ในการหาค่า

การตัดสินใจเลือกวิธีการใดในการคำนวณนั้น วิธีการดังกล่าวควรที่จะ

- ง่ายต่อการคำนวณเพื่อการใช้งาน นั่นคือจะต้องใช้พารามิเตอร์ที่ขึ้นกับลักษณะทางภูมิศาสตร์เท่าที่จำเป็น และไม่มีความซับซ้อนในการคำนวณมากเกินไป
- สามารถแสดงให้เห็นลักษณะทางกายภาพที่สามารถได้รับจากข้อมูลที่มีอยู่
- สามารถถูกทดสอบด้วยข้อมูลที่ได้จากการวัดในบริเวณอื่นได้ดีพอสมควร โดยเฉพาะอย่างยิ่งที่ระดับต่ำของความถี่ได้ ซึ่งมีความสำคัญต่อการออกแบบระบบ
- มีความเป็นไปได้ที่จะสามารถพัฒนาวิธีการดังกล่าวต่อไปในอนาคต

โดยปกติวิธีทาง empirical ง่ายต่อการใช้แต่ขาดลักษณะทางกายภาพที่ต้องการ ซึ่งนำไปสู่ปัญหาของขอบเขตการใช้งาน วิธีทาง rain profile จะให้ลักษณะทางกายภาพของฝนที่ตก ณ ระยะห่างต่างๆ จากจุด

ของการวัด แต่มีข้อจำกัดในการหาลักษณะดังกล่าว วิธีทาง rain cell จะให้ลักษณะทางกายภาพที่ยอมรับได้มากกว่า และวิธีการที่น่าเสนอนี้ก็จะใช้วิธีทาง rain cell ในการคำนวณ

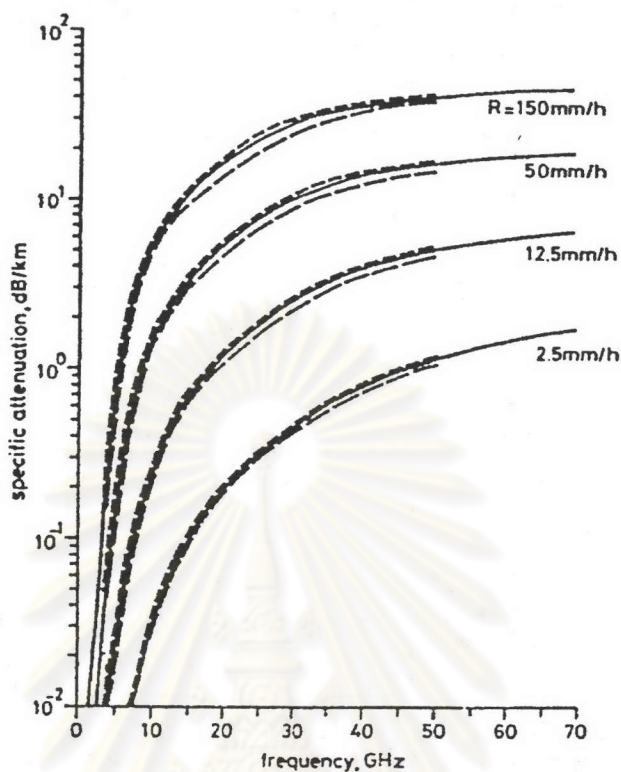
ปัญหาในการคำนวณการลดทอนโดยวิธีทาง rain cell จะถูกจัดแบ่งพิจารณาเป็น 3 ส่วน คือ (1) ความสัมพันธ์ระหว่างการลดทอนต่อหน่วยระยะทางหรือการลดทอนเฉพาะ (specific attenuation) และอัตราฝนตก (2) การแจกแจงอัตราฝนตก (point rainfall rate distribution) และ (3) เซลล์ฝน

1. การลดทอนเฉพาะ ความสัมพันธ์ระหว่างการลดทอนเฉพาะ  $\gamma$  และอัตราฝนตก R (mm/h) สามารถถูกประมาณโดยกฎการยกกำลัง

$$\gamma = kR^\alpha \quad \text{dB/km} \quad (2.1)$$

โดยที่ K และ  $\alpha$  ขึ้นกับความถี่, โพลาริเซชันของคลื่นสัญญาณ และโครงสร้างทางจุลภาคของฝน พื้นฐานทางทฤษฎีสำหรับความสัมพันธ์นี้ถูกให้โดย Olsen (1978) พารามิเตอร์หลักที่สัมพันธ์กับโครงสร้างทางจุลภาคของฝน คือ รูปร่างของเม็ดฝน (shape), การแจกแจงขนาดเม็ดฝน (rain drop size distribution), อุณหภูมิของเม็ดฝน และการกระจัดกระจาย (scattering) จากเม็ดฝน

1.1 ผลกระทบจากรูปร่างของเม็ดฝน เม็ดฝนที่มีขนาดใหญ่ จะถูกทำให้บิดเบือนไปจากรูปร่างทรงกลมมากกว่าเม็ดฝนขนาดเล็ก โดยปกติเม็ดฝนจะถูกสมมติให้มีรูปร่างทรงกลม (spheroid), ทรงกลมแป้น (oblate spheroid) หรือ รูปร่างตามที่อธิบายโดย Pruppacher และ Pitter (1971) การใช้รูปร่าง 2 แบบหลังนี้ จะทำให้สามารถที่จะรวมผลของโพลาริเซชันของคลื่น, มุมเอียงของเม็ดฝน และ มุมเงยเอียงของเส้นทางการเคลื่อนที่ของคลื่น เพื่อใช้ในการคำนวณการลดทอนเฉพาะ ค่าการลดทอนที่ถูกคำนวณโดยการสมมติเม็ดฝนแบบทรงกลม จะมีค่าอยู่ระหว่างค่าที่ได้จากการคำนวณสำหรับโพลาริเซชันเชิงเส้นแนวราบและแนวตั้งเมื่อมีการสมมติว่าเม็ดฝนมีขนาดบิดเบือนไป ดังแสดงในรูปที่ 2.1 เนื่องจากความผิดพลาดระหว่างค่าการลดทอนที่ถูกคำนวณโดยการใช้เม็ดฝนแบบทรงกลมกับค่าที่ถูกคำนวณโดยการใช้เม็ดฝนที่มีรูปร่างที่บิดเบือนไป จะมีค่าไม่เกิน 10 % สำหรับความถี่ที่กำลังพิจารณา (Crane, 1977; Olsen, 1978) ดังนั้นค่าการลดทอนเฉพาะที่ถูกคำนวณสำหรับเม็ดฝนแบบทรงกลม ถือได้ว่าเป็นค่าเฉลี่ยโดยประมาณระหว่างการลดทอนเฉพาะของคลื่นที่มีโพลาริเซชันในแนวราบและแนวตั้ง ที่ถูกทำให้กระจัดกระจายจากเม็ดฝนที่มีขนาดบิดเบือน โดยยังคงสามารถที่จะให้ผลลัพธ์ที่ดีพอเพียง

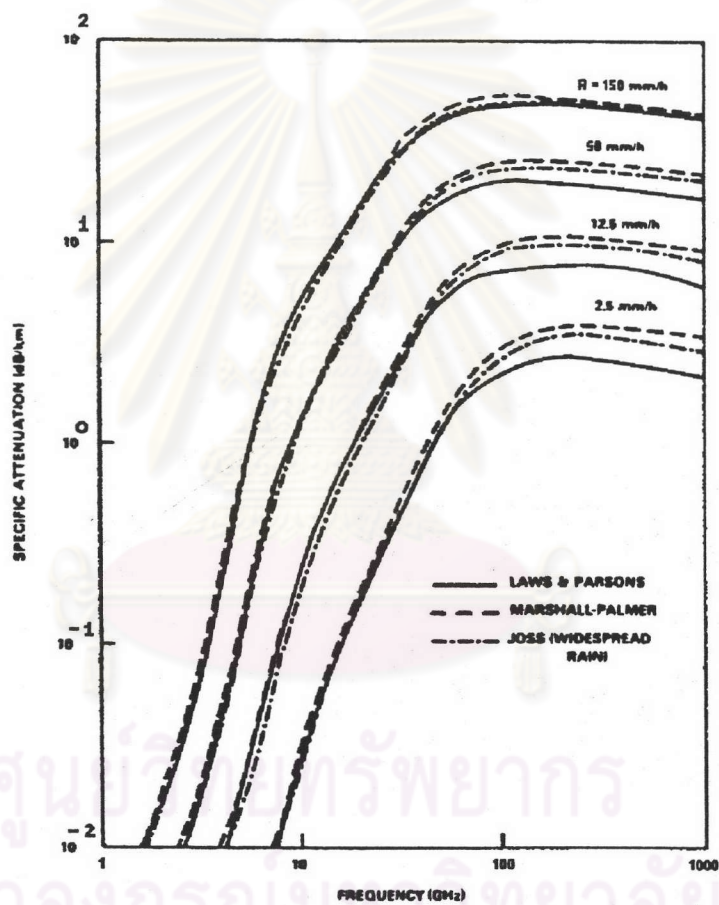


รูปที่ 2.1 การลดทอนเฉพาะสำหรับเม็ดฝนแบบทรงกลมถูกเปรียบเทียบกับการลดทอนของคลื่นโพลาไรซ์แนวตั้งและแนวราบที่ถูกกระจายโดยเม็ดฝนแบบทรงกลมเป็นเส้นโค้งทั้งหมดใช้การแจกแจงขนาดเม็ดฝนของ Laws และ Parson (การแจกแจงที่ปริมาตรเท่ากันสำหรับเม็ดฝนที่บิดเบือน) และอุณหภูมิฝนเท่ากับ  $20^{\circ}\text{C}$  (Rogers และ Olsen, 1976)

- เม็ดฝนแบบทรงกลม
- โพลาไรซ์แนวตั้ง (เม็ดฝนแบบทรงกลมเป็น)
- โพลาไรซ์แนวราบ (เม็ดฝนแบบทรงกลมเป็น)

1.2 ผลกระทบจากการแจกแจงขนาดเม็ดฝน การแจกแจงขนาดเม็ดฝนแบบต่างๆ ได้ถูกพิจารณาเพื่อใช้ในการคำนวณการลดทอนเฉพาะ การแจกแจงเหล่านี้ได้แก่ การแจกแจงของ Laws และ Parsons (1943), Marshall และ Palmer (1948) และ Joss (1968) เนื่องจากเม็ดฝนจะเป็นสาเหตุให้เกิดการลดทอนต่อคลื่นสัญญาณอย่างเห็นได้ชัดเมื่อความยาวคลื่นมีขนาดใกล้เคียงขนาดของเม็ดฝน ดังนั้นสำหรับความถี่ที่ต่ำกว่า 10 GHz ผลของเม็ดฝนขนาดเล็กจึงไม่สำคัญมากนัก แต่เมื่อความถี่เกิน 10 GHz เม็ดฝนขนาดเล็กจะเริ่มมีส่วนสำคัญต่อการลดทอนสัญญาณด้วย เมื่อพิจารณาจากรูปที่ 2.2 จะพบว่า สำหรับความถี่ต่ำกว่า 30 GHz ค่า

การลดทอนที่คำนวณจากการใช้การแจกแจงขนาดเม็ดฝนแบบต่างๆ ที่กล่าวมาจะต่างกันน้อยมาก แต่สำหรับความถี่ที่สูงกว่า การคำนวณโดยใช้การแจกแจงขนาดเม็ดฝนของ Marshall และ Palmer จะให้ค่าการลดทอนมากกว่าเนื่องจากสำหรับอัตราฝนตกค่าเดียวกันจะให้ปริมาณเม็ดฝนขนาดเล็กมากกว่า โดยปกติการแจกแจงขนาดเม็ดฝนของ Laws และ Parsons เป็นที่ต้องการมากกว่าเนื่องจากได้ถูกทดสอบและถูกอธิบายอย่างกว้างขวาง รวมทั้งการใช้การแจกแจงแบบอื่นๆ มีแนวโน้มที่จะประมาณค่าการลดทอนมากเกินไปที่ความถี่สูงกว่า



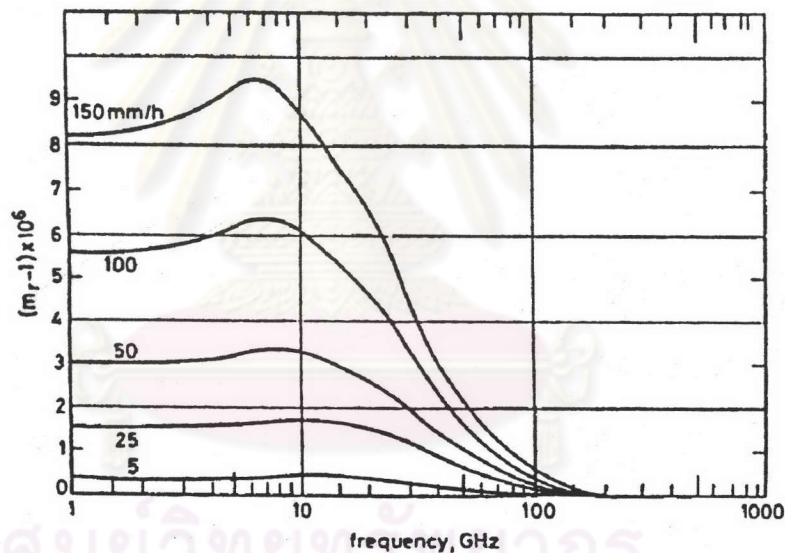
รูปที่ 2.2 การลดทอนเฉพาะของฝนจาก 1 ถึง 1000 GHz ที่อัตราฝนตก 2.5, 12.5, 50

และ 150 mm/h สำหรับการแจกแจงขนาดเม็ดฝนของ Laws และ Parsons,

ของ Marshall และ Palmer และของ Joss โดยอุณหภูมิฝนเท่ากับ 20°C

(Ippolito, 1981)

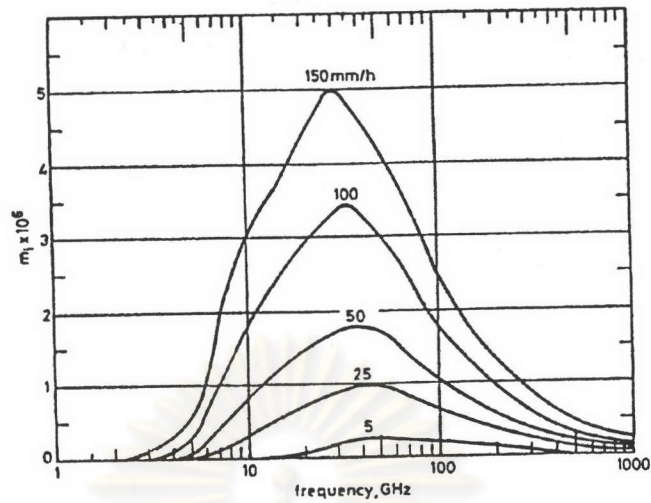
1.3 ผลกระทบจากอุณหภูมิจนของเม็ดฝน ดัชนีหักเหเชิงซ้อนของน้ำจะเปลี่ยนแปลงตามอุณหภูมิ โดยทั่วไปส่วนจริง(real part) จะลดลงกับความถี่ และส่วนจินตภาพ(imaginary part) จะมีค่าสูงสุดระหว่าง 10 และ 100 GHz สำหรับตัวกลางที่เป็นกลุ่มเม็ดฝนที่ประกอบด้วยอากาศและน้ำ ได้มีการคำนวณดัชนีหักเหของตัวกลางดังกล่าว ดังแสดงในรูปที่ 2.3 และ 2.4 ซึ่งจะมีแนวโน้มเช่นเดียวกับดัชนีหักเหของน้ำเมื่ออัตราฝนตกมีค่าสูง ค่าสูงสุดของส่วนจินตภาพของดัชนีหักเหของน้ำจะเลื่อนขึ้นตามความถี่ขณะอุณหภูมิมากขึ้น ซึ่งก็จะมีผลต่อดัชนีหักเหของตัวกลางที่เป็นกลุ่มเม็ดฝน รวมทั้งค่าการลดทอนของคลื่นที่ผ่านตัวกลางด้วย ดังแสดงผลกระทบในรูปที่ 2.5 ค่าการลดทอนเฉพาะที่ความถี่เกิน 15 GHz ได้รับผลกระทบน้อยมากจากการเลือกใช้อุณหภูมิมืดฝนในการคำนวณ สำหรับความถี่ในย่าน Ku-band การเลือกใช้อุณหภูมิมืดฝน 20°C เป็นค่าเฉลี่ยตามเส้นทาง เพื่อใช้ในย่านภูมิอากาศแบบ Tropical จะให้ผลลัพธ์ที่ดีพอเพียง



รูปที่ 2.3 ส่วนจริง  $m_r$  ลบหนึ่งของดัชนีหักเหเชิงซ้อน ที่ถูกคูณด้วย  $10^6$   $[(m_r - 1) \times 10^6]$

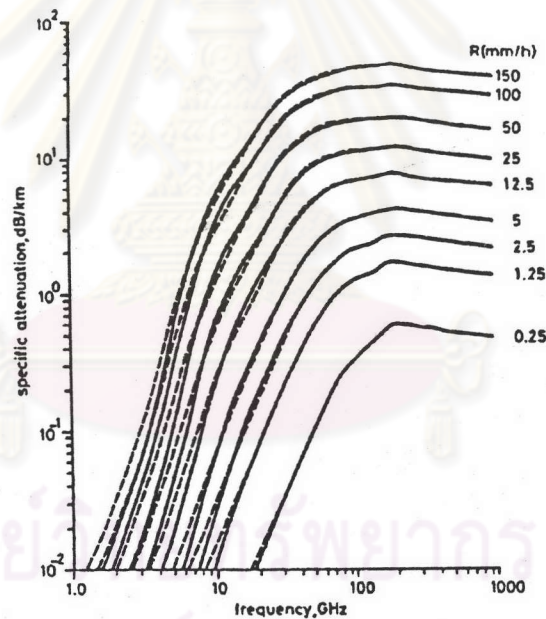
สำหรับตัวกลางที่ประกอบด้วยเม็ดฝนของน้ำในที่ว่าง โดยอุณหภูมิต่ำกับ

20°C และการแจกแจงของ Laws และ Parsons (Flock, 1983)



รูปที่ 2.4 ส่วนจินตภาพ  $m_i$  ของดัชนีหักเหเชิงซ้อน ที่ถูกคูณด้วย  $10^6$  [ $m_i \times 10^6$ ]

สำหรับตัวกลางเช่นเดียวกับในรูปที่ 2.3 (Flock, 1983)



รูปที่ 2.5 การลดทอนเฉพาะเป็นฟังก์ชันของความถี่ สำหรับการแพร่ของคลื่นต่อ

เนื่องตลอดฝนที่สม่ำเสมอ เส้นโค้งทั้งหมดใช้การแจกแจงขนาดเม็ดฝน

ของ Laws และ Parsons และความเร็วปลายทางของ Gunn และ Kinzer

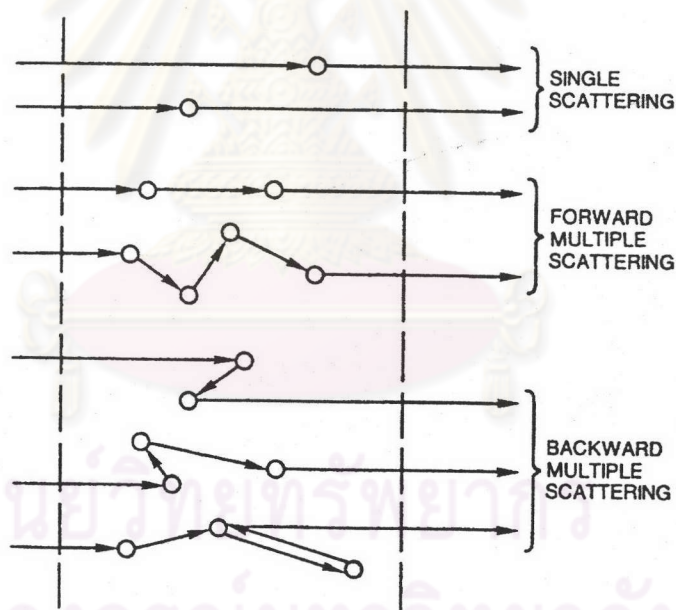
ค่าที่แน่นอนมากกว่าของอัตราฝนตกคือ 0.254, 1.27, 2.54, 5.08, 12.7,

25.4, 50.8, 101.6 และ 152.4 mm/h (Rogers และ Olsen, 1976)

— อุณหภูมิฝน  $20^\circ\text{C}$

--- อุณหภูมิฝน  $0^\circ\text{C}$

1.4 ผลกระทบจากการกระจัดกระจายของสัญญาณจากเม็ดฝน การกระจัดกระจายที่พบในดักกลางฝนตามธรรมชาติ จะเป็นลักษณะการกระจัดกระจายแบบหลายทาง(multiple scattering) ดังรูปที่ 2.6 การกระจัดกระจายหลายทางแบบไปข้างหน้า(forward multiple scattering; คลื่นที่เกิดการกระจัดกระจายระหว่างเม็ดฝนมีองค์ประกอบในทิศทางไปข้างหน้า) จะมีผลอย่างมากต่อการลดทอนสัญญาณ ส่วนการกระจัดกระจายหลายทางแบบไปข้างหลัง(backward multiple scattering) มีผลต่อการลดทอนน้อยมาก (Rogers และ Olsen, 1976, 1983) ตามปกติความสัมพันธ์ของการลดทอนเฉพาะในสมการ (2.1) เป็นความสัมพันธ์ที่ได้จากการหาการถดถอย(regression)ของความสัมพันธ์ระหว่างการลดทอนเฉพาะและอัตราฝนตก ซึ่งความสัมพันธ์ระหว่างการลดทอนเฉพาะและอัตราฝนตกนี้เป็นความสัมพันธ์ที่ได้จากการคำนวณตามทฤษฎีการกระจัดกระจายแบบหลายทาง (Twersky, 1962a, 1962b, 1962c, 1964) Rogers และ Olsen (1976, 1983) ได้แสดงให้เห็นว่าความสัมพันธ์ดังกล่าวได้รวมผลของการกระจัดกระจายหลายทางแบบไปข้างหน้าไว้ทั้งหมด รวมทั้งบางส่วนของ การกระจัดกระจายหลายทางแบบไปข้างหลัง



รูปที่ 2.6 แผนภาพแสดงลักษณะการกระจัดกระจายแบบหลายทาง (Rogers และ Olsen, 1983)

ค่า  $k$  และ  $\alpha$  ในสมการ (2.1) สำหรับการแจกแจงขนาดเม็ดฝนของ Laws และ Parsons และ อุณหภูมิเม็ดฝน  $20^{\circ}\text{C}$  ได้ถูกคำนวณโดยการสมมติเม็ดฝนทรงกลมเป็นที่วางตัวในแนวแกนหมุนแนวตั้งและมีขนาดที่สัมพันธ์กับเม็ดฝนทรงกลมที่มีปริมาตรเท่ากัน (Fedi, 1979; Maggiori, 1981) ค่าที่คำนวณได้นี้ถูกแสดงในตารางที่ 2.1 สำหรับโพลาไรซ์แนวราบ ( $k_H, \alpha_H$ ) และ แนวตั้ง ( $k_V, \alpha_V$ ) ค่า  $k$  และ  $\alpha$  ที่ความถี่  $f$  อื่นที่ไม่อยู่ในตาราง หาได้จากการใช้การอินเทอร์โพลเลทแบบล็อกการิทึม(logarithmic interpolation)สำหรับหาค่า  $k$

และใช้การอินเทอร์โพลแบบเชิงเส้น (linear interpolation) สำหรับหาค่า  $\alpha$  นั่นคือ ถ้า  $k_1, k_2$  และ  $\alpha_1, \alpha_2$  (สำหรับโพลาริซ์แนวราบและแนวตั้ง) เป็นค่าที่ความถี่  $f_1, f_2$  ดังนั้นค่า  $k$  และ  $\alpha$  ที่ความถี่  $f$  ที่ต้องการ คือ

$$k(f) = \log^{-1} \{ [\log(k_2/k_1)] [\log(f/f_1)/\log(f_2/f_1)] + \log(k_1) \} \quad (2.2)$$

$$\text{และ } \alpha(f) = \{ [\alpha_2 - \alpha_1] [\log(f/f_1)/\log(f_2/f_1)] + \alpha_1 \} \quad (2.3)$$

สำหรับโพลาริซ์ชันที่ไม่ใช่แนวราบและแนวตั้ง ค่า  $k$  และ  $\alpha$  จะถูกกำหนดโดย (Nowland, 1977)

$$k = [k_H + k_V + (k_H - k_V) \cos^2(\theta) \cos(2\tau)] / 2 \quad (2.4)$$

$$\alpha = [k_H \alpha_H + k_V \alpha_V + (k_H \alpha_H - k_V \alpha_V) \cos^2(\theta) \cos(2\tau)] / 2k \quad (2.5)$$

โดยที่  $\theta$  คือ มุมเงยของเส้นทางการเคลื่อนที่ของคลื่น(deg)

และ  $\tau$  คือ มุมเอียงโพลาริซ์เทียบกับแนวราบ ( $\tau = 45^\circ$  สำหรับโพลาริซ์วงกลม)

ตารางที่ 2.1 สัมประสิทธิ์การลดถอยสำหรับการประมาณการลดทอนเฉพาะในสมการ (2.1) (CCIR, 1990d)

| ความถี่<br>(GHz) | $k_H$     | $k_V$     | $\alpha_H$ | $\alpha_V$ |
|------------------|-----------|-----------|------------|------------|
| 1                | 0.0000387 | 0.0000352 | 0.912      | 0.880      |
| 2                | 0.000154  | 0.000138  | 0.963      | 0.923      |
| 4                | 0.000650  | 0.000591  | 1.121      | 1.075      |
| 6                | 0.00175   | 0.00155   | 1.308      | 1.265      |
| 7                | 0.00301   | 0.00265   | 1.332      | 1.317      |
| 8                | 0.00454   | 0.00395   | 1.327      | 1.310      |
| 10               | 0.0101    | 0.00887   | 1.276      | 1.264      |
| 12               | 0.0188    | 0.0168    | 1.217      | 1.200      |
| 15               | 0.0367    | 0.0335    | 1.154      | 1.128      |
| 20               | 0.0751    | 0.0691    | 1.099      | 1.065      |
| 25               | 0.124     | 0.113     | 1.061      | 1.030      |
| 30               | 0.187     | 0.167     | 1.021      | 1.000      |
| 35               | 0.263     | 0.233     | 0.979      | 0.963      |
| 40               | 0.350     | 0.310     | 0.939      | 0.929      |



ตารางที่ 2.1 สัมประสิทธิ์การลดทอนสำหรับการประมาณการลดทอนเฉพาะในสมการ (2.1) (CCIR, 1990d) (ต่อ)

| ความถี่<br>(GHz) | $k_H$ | $k_V$ | $\alpha_H$ | $\alpha_V$ |
|------------------|-------|-------|------------|------------|
| 45               | 0.442 | 0.393 | 0.903      | 0.897      |
| 50               | 0.536 | 0.479 | 0.873      | 0.868      |
| 60               | 0.707 | 0.642 | 0.826      | 0.824      |
| 70               | 0.851 | 0.784 | 0.793      | 0.793      |
| 80               | 0.975 | 0.906 | 0.769      | 0.769      |
| 90               | 1.06  | 0.999 | 0.753      | 0.754      |
| 100              | 1.12  | 1.06  | 0.743      | 0.744      |
| 120              | 1.18  | 1.13  | 0.731      | 0.732      |
| 150              | 1.31  | 1.27  | 0.710      | 0.711      |
| 200              | 1.45  | 1.42  | 0.689      | 0.690      |
| 300              | 1.36  | 1.35  | 0.688      | 0.689      |
| 400              | 1.32  | 1.31  | 0.683      | 0.684      |

#### หมายเหตุ

- การแจกแจงขนาดเม็ดฝนของ Laws และ Parsons (1943)
- ความเร็วปลายทางเม็ดฝนของ Gunn และ Kinzer (1949)
- ดัชนีหักเหของน้ำที่ 20°C (Ray, 1972)
- ค่า  $k_H$ ,  $k_V$ ,  $\alpha_H$  และ  $\alpha_V$  สำหรับเม็ดฝนทรงกลม (Fedi, 1979; Maggiori, 1981) ได้จากการลดทอนสำหรับอัตราฝนตก 1 ถึง 150 mm/h
- ถ้าความถี่เกินประมาณ 40 GHz ค่า  $k$  และ  $\alpha$  อาจถูกประมาณค่าต่ำไป (underestimated) และมากไป (overestimated) ตามลำดับ

2. การแจกแจงอัตราฝนตก ณ จุดทำการวัด โดยทั่วไปอัตราฝนตกเฉลี่ย  $t$  นาที ณ จุดทำการวัด (t-min point rain rate) เป็นมิลลิเมตรต่อชั่วโมง (mm/h) หมายถึงค่าเฉลี่ยของอัตราการตกของฝนที่เปลี่ยนแปลงอย่างไม่แน่นอนในช่วงเวลา  $t$  นาที และมีค่าเท่ากับ  $\Delta H / \Delta t$  เมื่อ  $\Delta H$  คือความลึกของน้ำฝน (มิลลิเมตร) ที่

รวบรวมมาได้ในช่วงเวลา  $t$  นาที และ  $\Delta t$  คือเวลาที่ใช้ในการรวบรวมปริมาณน้ำฝน (integration time) และเท่ากับ  $t / 60$  ชั่วโมง การแจกแจงอัตราฝนตกที่บริเวณที่ต้องการหาค่าการลดทอนของสัญญาณ เป็นพารามิเตอร์ที่สำคัญในการประมาณการลดทอนสัญญาณที่คาดว่าจะถูกเกินที่ระดับความเป็นไปได้ต่างๆ (หรือที่ระดับเปอร์เซ็นต์ต่างๆ ของเวลาเฉลี่ย 1 ปี) การใช้ข้อมูลของการแจกแจงอัตราฝนตกที่วัดได้ ณ บริเวณที่ต้องการคำนวณหาค่าการลดทอนสัญญาณ จะเป็นวิธีการที่ดีที่สุด อย่างไรก็ตามข้อมูลในบางสถานที่ไม่สามารถหาได้หรืออยู่ในรูปแบบที่ไม่สามารถนำมาใช้ประโยชน์ในทางวิศวกรรมได้ เช่น หน่วยงานที่ทำหน้าที่ทางด้านอุตุนิยมวิทยาของแต่ละประเทศ จะเก็บรวบรวมข้อมูลของปริมาณน้ำฝนในทุกช่วงเวลาที่ยาวเกินไป (1 ชั่วโมง หรือแม้แต่ 24 ชั่วโมง) สำหรับกรมอุตุนิยมวิทยาของประเทศไทย จะบันทึกปริมาณน้ำฝนเป็นมิลลิเมตรในทุกๆ 3 ชั่วโมง (1 ชั่วโมง สำหรับบางแห่ง) ซึ่งไม่สามารถที่จะนำข้อมูลเหล่านี้มาใช้ได้ เนื่องจากการแจกแจงของอัตราฝนตกเฉลี่ย 1 นาทีหรือน้อยกว่า เป็นที่ต้องการมากกว่าในทางวิศวกรรม เพราะจะทำให้สถิติที่ใกล้เคียงธรรมชาติมากที่สุด ความพยายามที่จะใช้กฎการเปลี่ยนอัตราฝนตกให้มีช่วงเวลาเฉลี่ยที่ลดลง ไม่สามารถนำมาใช้ได้อย่างแม่นยำรวมทั้งมีข้อจำกัดการใช้มากมาย การวัดโดยเกจวัดฝนแบบ tipping bucket จะให้ค่าประมาณของอัตราฝนตก ณ ขณะใดๆ ได้เป็นอย่างดีและนิยมใช้กันแพร่หลายมากขึ้นในปัจจุบัน

วิธีการสำหรับการทำนายการแจกแจงดังกล่าวได้ถูกเสนอขึ้นมามากมาย เช่น กฎของ log-normal, กฎของ gamma, แบบจำลองของ Rice-Holmberg (1973) และแบบจำลองของ Dutton-Dougherty (1974) กฎของ log-normal เหมาะสมสำหรับอัตราฝนตกที่ระดับต่ำและปานกลาง ขณะที่กฎของ gamma เหมาะกับอัตราฝนตกปานกลางและสูงกว่า อย่างไรก็ตามไม่มีวิธีการใดที่สามารถนำมาใช้กับพื้นที่ที่มีสภาพภูมิอากาศที่แตกต่างกันออกไปอย่างทั่วถึง นอกจากนี้ยังมีความไม่แน่นอนของการแจกแจงในช่วงอัตราฝนตกประมาณ 20 ถึง 50 mm/h (ขึ้นกับย่านภูมิอากาศ) ซึ่งลำบากต่อการประยุกต์ใช้งาน

CCIR (1990a) ได้เสนอแบบจำลองที่เคยถูกเสนอไว้โดย Moupfouma (1987) ซึ่งจะผสมผสานกฎของ log-normal และกฎของ gamma สำหรับอัตราฝนตกทุกระดับด้วยฟังก์ชันเดียวดังนี้

$$P(R \geq r) = ae^{-ur/r^b} \quad r \geq 2 \text{ mm/h} \quad (2.6)$$

$$\text{โดยที่ } a = 10^{-4} (R_{0.01})^b \exp(uR_{0.01})$$

$$b = 8.22 (R_{0.01})^{-0.584}$$

$$R_{0.01} = \text{อัตราฝนตกที่ถูกเกินในช่วงเวลา 0.01 \%}$$

$$u = \text{พารามิเตอร์ที่ขึ้นกับลักษณะทางภูมิศาสตร์ของสถานที่นั้น ดังแสดงในตารางที่ 2.2}$$

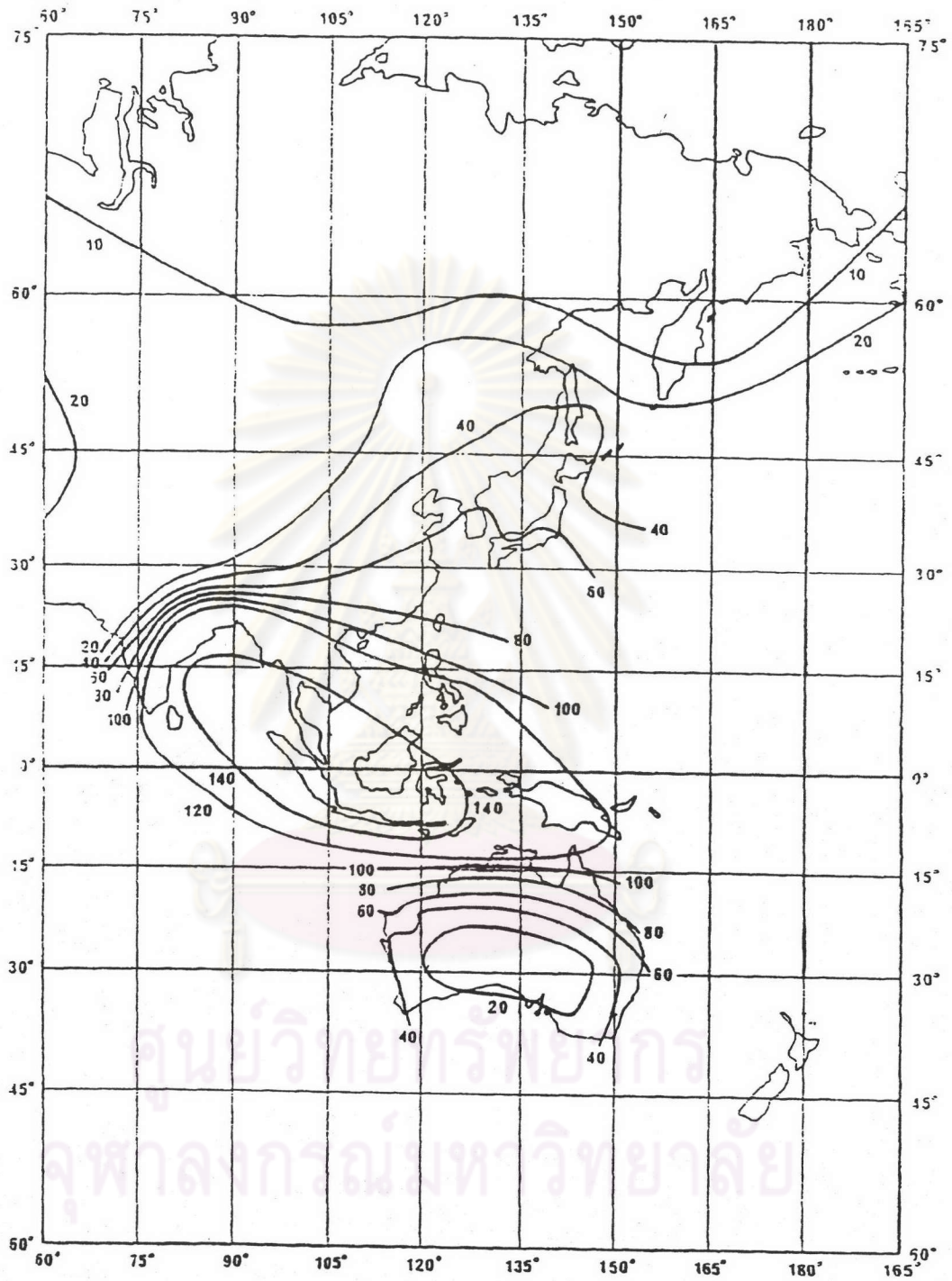
ตารางที่ 2.2 ค่าพารามิเตอร์ u สำหรับย่านต่างๆ (CCIR, 1990a)

| สถานที่ตั้ง                                      | ย่าน Temperate |          |         |        |         | ย่าน<br>Tropical |
|--|----------------|----------|---------|--------|---------|------------------|
|  | ยุโรป          |          | อเมริกา |        | ญี่ปุ่น |                  |
| พื้นที่ชายฝั่งทะเล, ใกล้เคียงแหล่งน้ำ หรือ ภูเขา | ตอนกลาง        | ตอนเหนือ | แคนาดา  | สหรัฐฯ | 0.045   | 0.042            |
|  | ตอนใต้         | 0.030    | 0.045   | 0.032  |         |                  |
| พื้นที่กึ่งกลาง                                  | 0.025          | 0.025    | 0.025   | 0.025  | 0.045   | 0.025            |
| พื้นที่แห้งแล้ง                                  |                |          | 0.015   | 0.015  |         |                  |

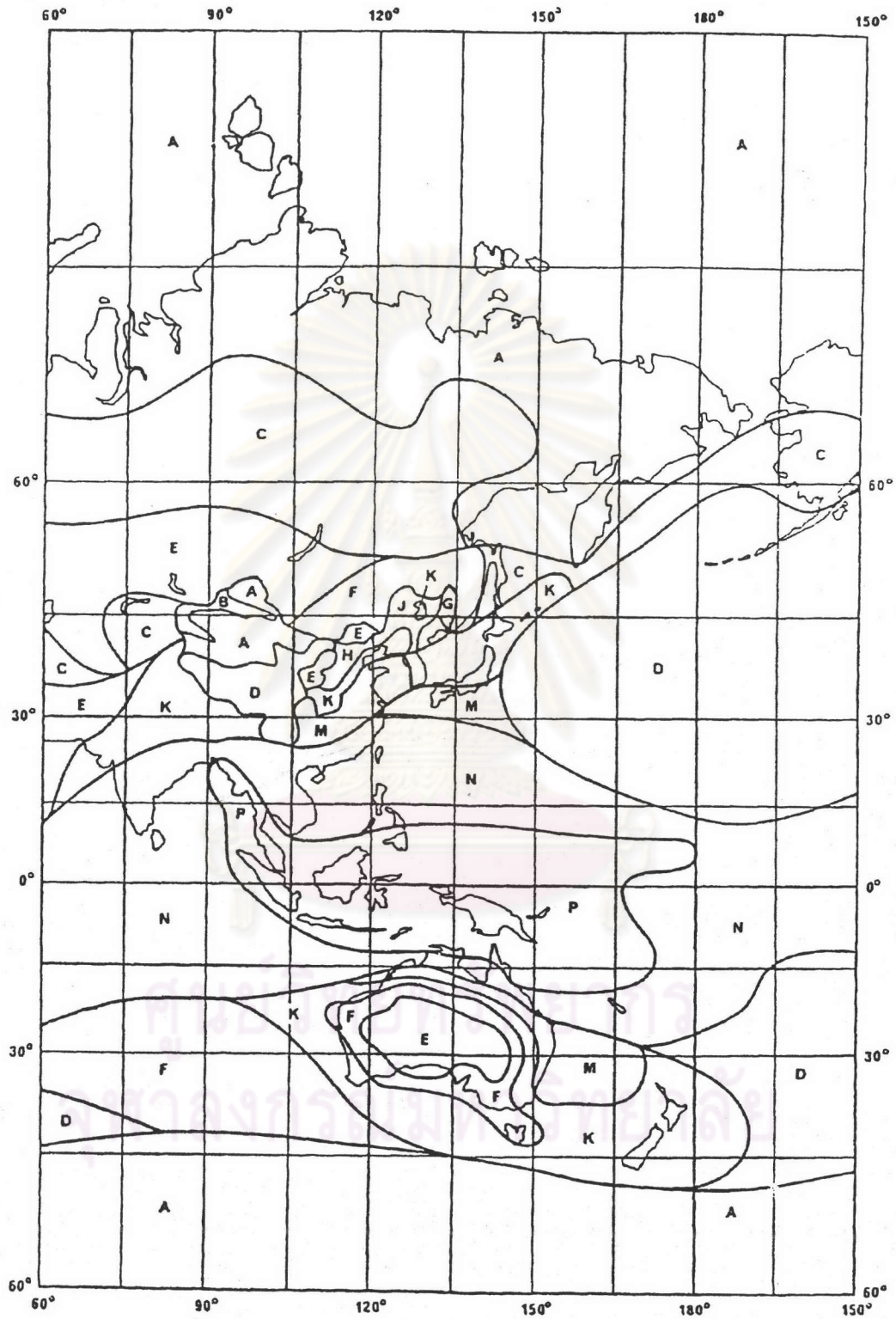
นอกจากนี้ CCIR (1990a) ยังได้เสนอแผนที่แสดงเส้นอัตราฝนตก 0.01 % ( $R_{0.01}$ ) ดังรูปที่ 2.7 และแผนที่แสดงย่านภูมิอากาศ (rain climate region) ดังรูปที่ 2.8 โดยในที่นี่จะแสดงเฉพาะส่วนของทวีปเอเชียเท่านั้น สำหรับค่าอัตราฝนตกแต่ละระดับเปอร์เซ็นต์ของเวลาเฉลี่ย 1 ปีในแต่ละย่าน ได้ถูกแสดงไว้ในตารางที่ 2.3

ตารางที่ 2.3 ย่านภูมิอากาศของฝนกับอัตราฝนตกที่ถูกเกิน(mm/h) (CCIR, 1990a)

| เปอร์เซ็นต์<br>ของเวลา<br>(%) | เปอร์เซ็นต์ |     |     |     |     |     |    |    |    |     |     |     |     |     |     |
|-------------------------------|-------------|-----|-----|-----|-----|-----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
|                               | A           | B   | C   | D   | E   | F   | G  | H  | J  | K   | L   | M   | N   | P   | Q   |
| 1.0                           | <0.1        | 0.5 | 0.7 | 2.1 | 0.6 | 1.7 | 3  | 2  | 8  | 1.5 | 2   | 4   | 5   | 12  | 24  |
| 0.3                           | 0.8         | 2.0 | 2.8 | 4.5 | 2.4 | 4.5 | 7  | 4  | 13 | 4.2 | 7   | 11  | 15  | 34  | 49  |
| 0.1                           | 2           | 3   | 5   | 8   | 6   | 8   | 12 | 10 | 20 | 12  | 15  | 22  | 35  | 65  | 72  |
| 0.03                          | 5           | 5   | 9   | 13  | 12  | 15  | 20 | 18 | 28 | 23  | 33  | 40  | 65  | 105 | 96  |
| 0.01                          | 8           | 12  | 15  | 19  | 22  | 28  | 30 | 32 | 35 | 42  | 60  | 63  | 95  | 145 | 115 |
| 0.003                         | 14          | 21  | 26  | 29  | 41  | 54  | 45 | 55 | 45 | 70  | 105 | 95  | 140 | 200 | 142 |
| 0.001                         | 22          | 32  | 42  | 42  | 70  | 78  | 65 | 83 | 55 | 100 | 150 | 120 | 180 | 250 | 170 |



รูปที่ 2.7 แผนที่แสดงเส้นอัตราฝนตก 0.01 % ( $R_{0.01}$ ) (CCIR, 1990a)



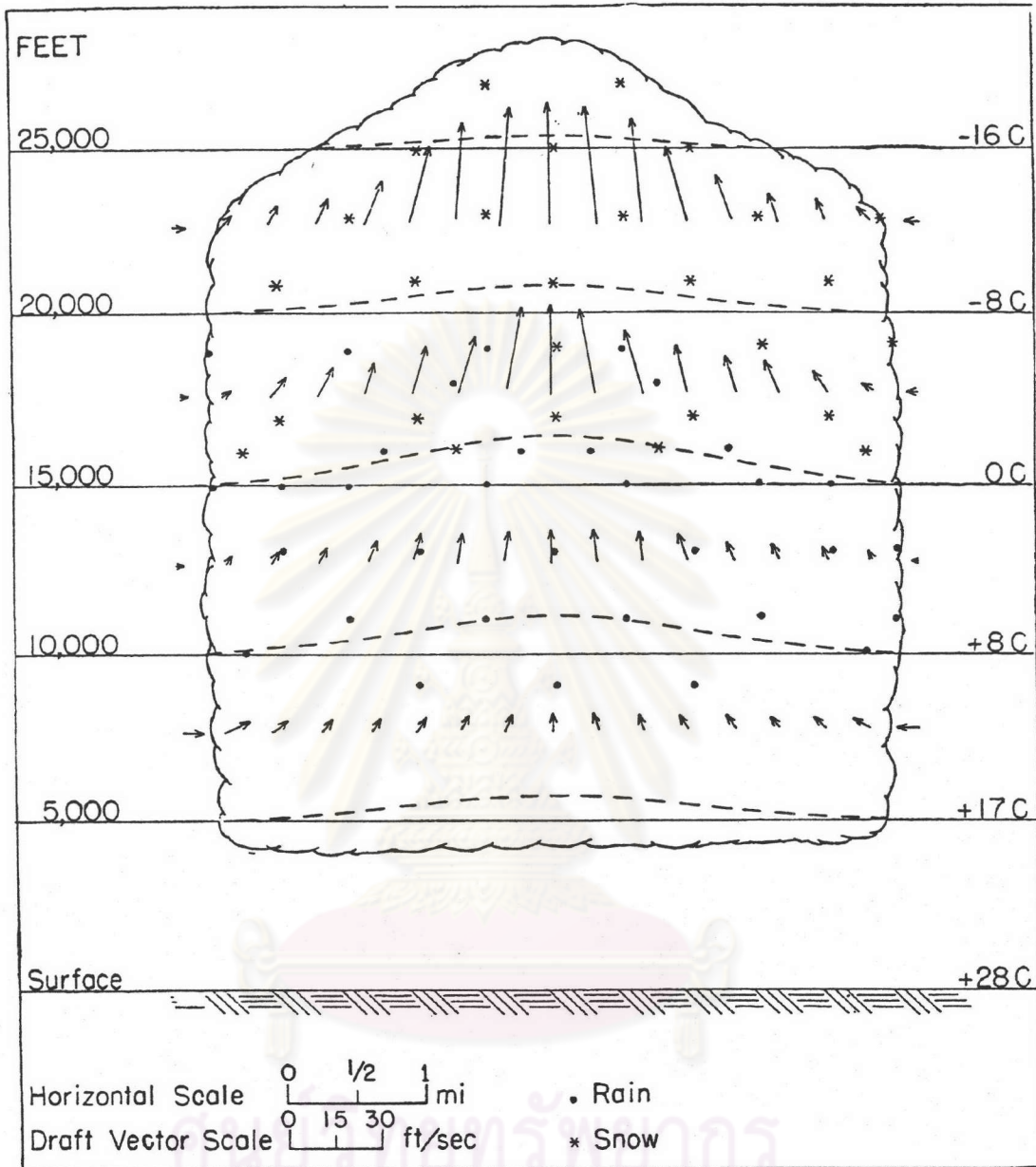
รูปที่ 2.8 แผนที่แสดงย่านภูมิอากาศ (CCIR, 1990a)

3. **เซลดฝน** เซลดฝนเป็นฝนที่ตกอยู่ในบริเวณที่มีขอบเขตจำกัด ประเภทของฝนที่เกิดโดยทั่วไปสามารถแบ่งได้เป็น 2 ลักษณะคือ ฝนแบบกระจายกว้าง(stratiform) และฝนจากการพาความร้อน(convective) (CCIR, 1990a)

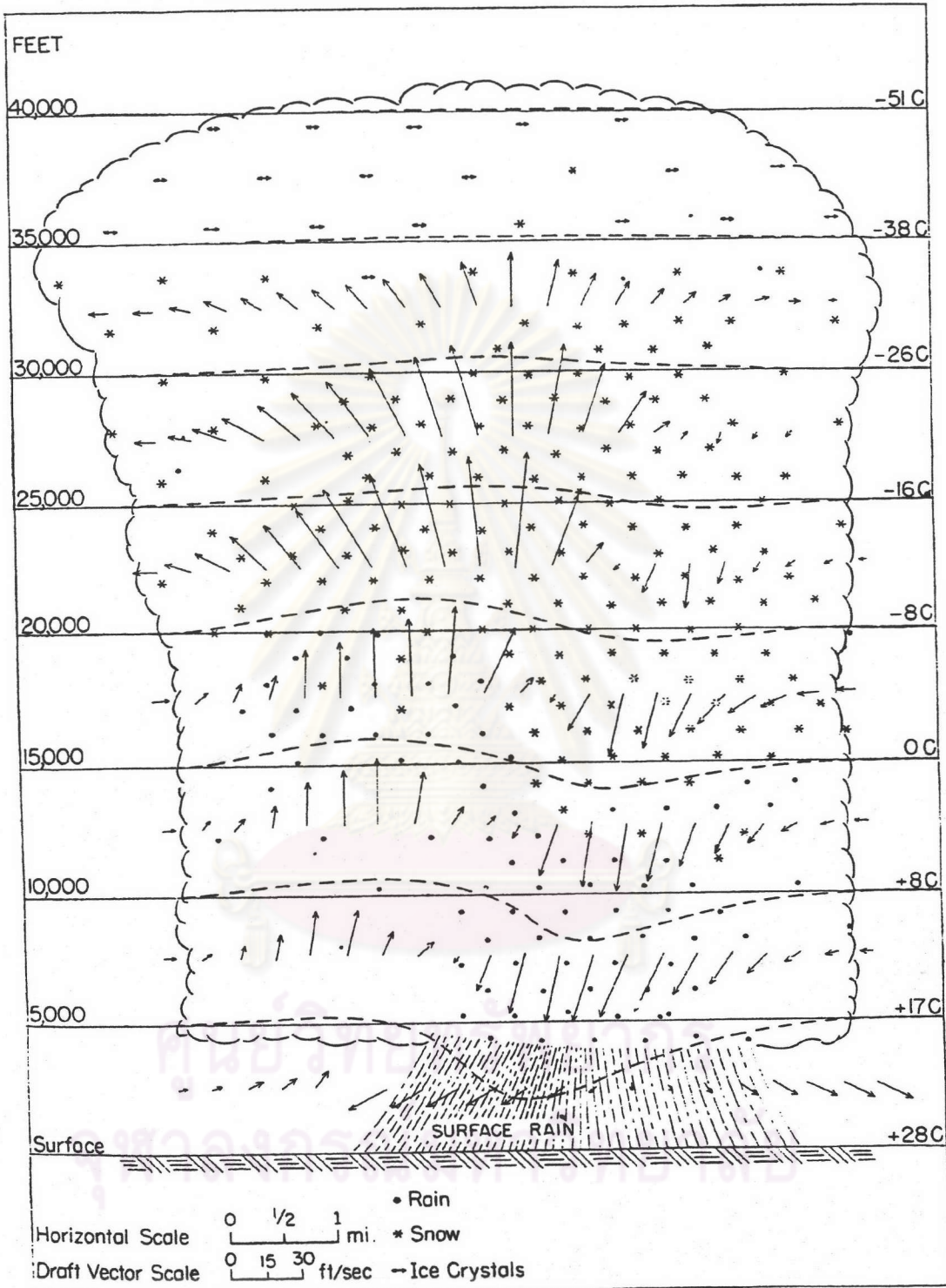
- **ฝนแบบกระจายกว้าง** มีลักษณะเป็นบริเวณกว้างที่มีอัตราฝนตกระดับต่ำ และมีฝนชุก(shower) ที่ฝังตัวเป็นบริเวณเล็กๆ ที่มีอัตราฝนตกได้สูงถึง 25 mm/h ฝนแบบนี้จะแผ่กระจายในแนวราบกับความสูงจนถึงระดับ bright band (เป็นชั้นของการหลอมละลาย)
- **ฝนจากการพาความร้อน** จะตกในบริเวณพื้นที่จำกัดบริเวณหนึ่ง ซึ่งกระแสอากาศจะไหลขึ้น(updrafts) และไหลลง(downdrafts) ตามแนวตั้งอย่างรุนแรง ฝนที่ตกหนักนี้อาจเกิดในระยะทางแนวราบหลายกิโลเมตรและใช้เวลาหลายสิบนาที

3.1 **การก่อตัวของพายุฟ้าคะนอง(thunderstorm)** พายุฟ้าคะนองเป็นผลเนื่องจากอากาศมีความชื้นมากและมีอุณหภูมิสูง ทำให้อากาศไม่มีเสถียรภาพ ยกตัวขึ้น และมีการคลุกเคล้าของอากาศจากระดับล่างขึ้นบน และบนลงล่าง ซึ่งในเขตละติจูดกลาง พายุฟ้าคะนองนี้มักจะก่อตัวได้สูงถึง 40,000-50,000 ฟุต และสูงกว่านี้ในเขตโทรปิค สำหรับการก่อตัวของพายุฟ้าคะนองนั้น แบ่งขั้นตอนระยะเวลาที่ก่อตัวไว้ดังนี้ (Riehl, 1954)

- **ระยะเริ่มก่อตัวเป็นเมฆคิวมูลัส(Cumulus stage)** เป็นระยะเริ่มแรกของการก่อตัว เนื่องจากอุณหภูมิของอากาศสูงกว่าบริเวณข้างเคียง ทำให้อากาศไม่มีเสถียรภาพ อากาศมีการยกตัวลอยสูงขึ้น มีความเร็วเฉลี่ย 1-2 เมตร/วินาทีที่ใกล้ฐานเมฆ และมากกว่า 10 เมตร/วินาทีที่ใกล้ยอดเมฆ จนกระทั่งมีการควบแน่น กลั่นตัวเป็นหยดน้ำ รวมตัวกันเป็นเมฆก้อน เมฆชนิดนี้มีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางตั้งแต่ 0.1-10 กิโลเมตร ซึ่งในระยะที่เริ่มก่อตัวนี้จะมีเพียงกระแสอากาศไหลขึ้นเพียงอย่างเดียว ดังรูปที่ 2.9



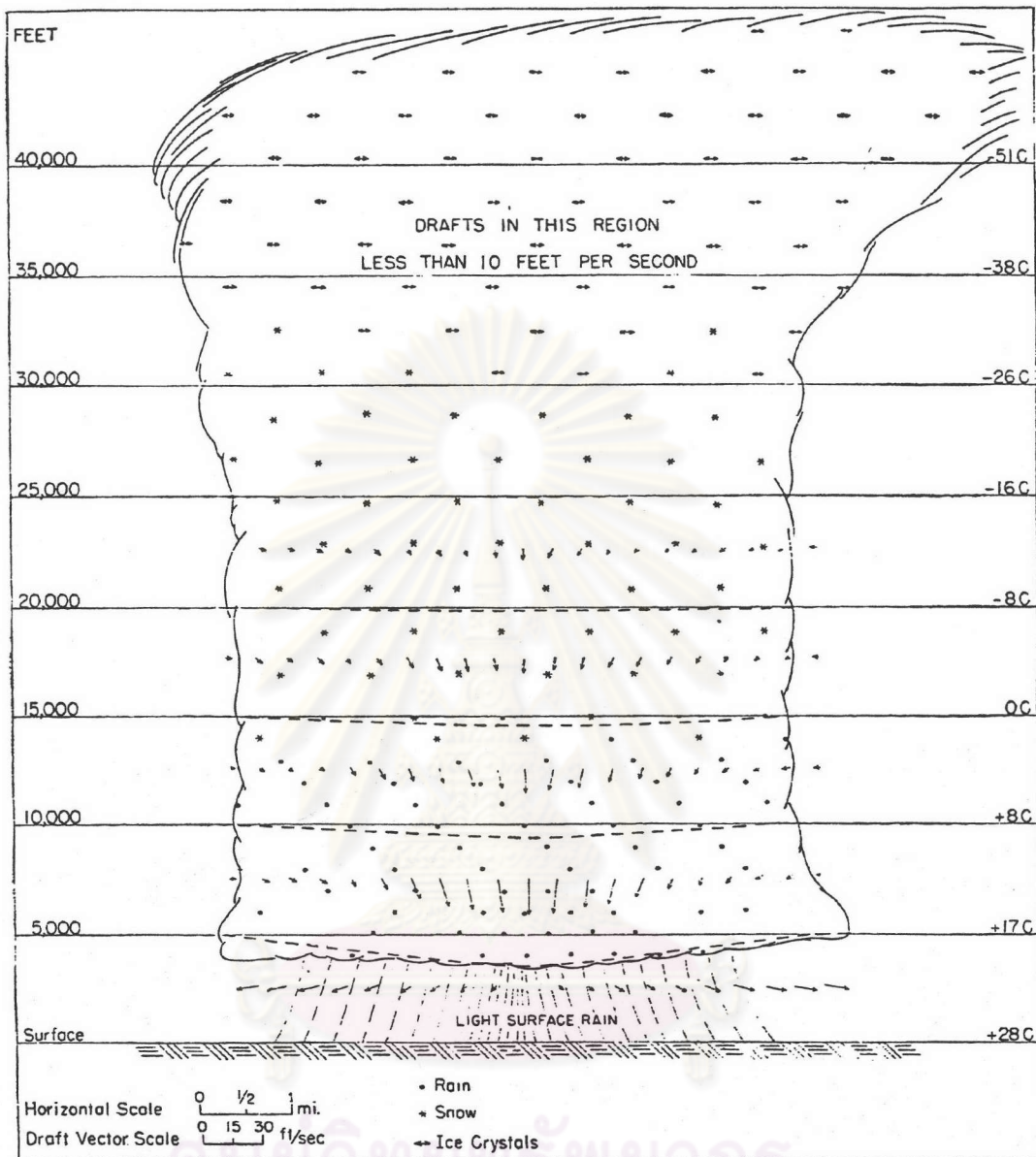
รูปที่ 2.9 ระยะเริ่มก่อตัวเป็นเมฆคิวมูลัสในระยะแรกของการเกิดพายุฟ้าคะนอง  
 มีกระแสอากาศไหลขึ้นเพียงอย่างเดียว (Byers และ Braham, 1949)



รูปที่ 2.10 ระยะเจริญเติบโตเต็มที่ของพายุฟ้าคะนอง มีกระแสอากาศ

ไหลขึ้นและไหลลง (Byers และ Braham, 1949)





รูปที่ 2.11 ระยะสลายตัวของพายุฟ้าคะนอง มีแต่กระแสอากาศไหลลง  
 อย่างเดียว จนกระทั่งสลายตัว (Byers และ Braham, 1949)

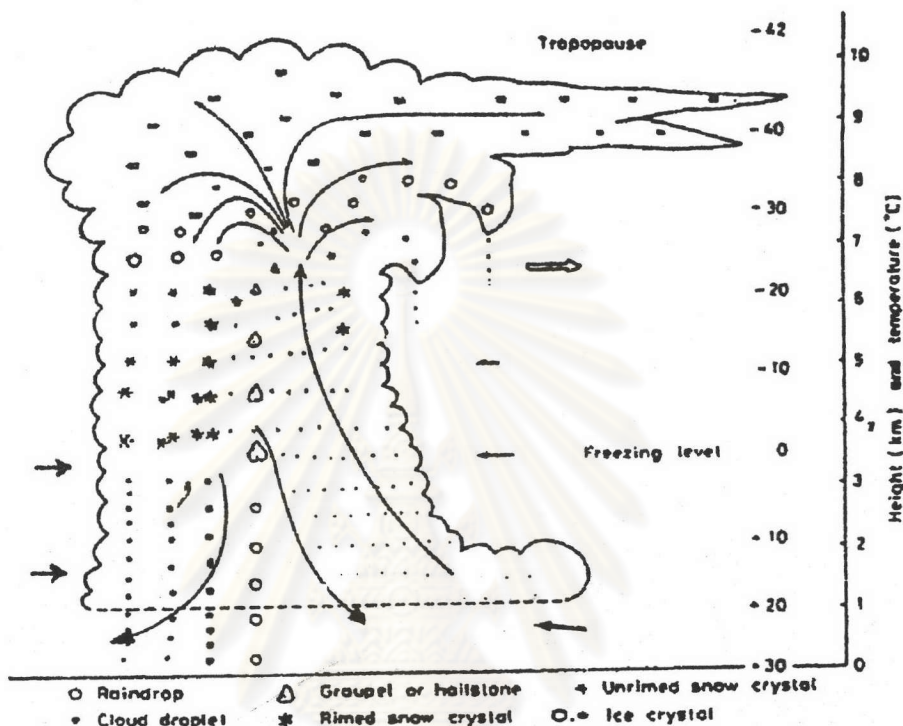
- **ระยะเจริญเติบโตเต็มที่(Mature stage)** เป็นระยะที่พัฒนาต่อจากระยะแรก แล้วเจริญเติบโตขึ้นในแนวตั้งเรื่อยๆ จากเมฆคิวมูลัสก้อนใหญ่ เป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส(เมฆฟ้าคะนอง)ในที่สุด โดยมีการคลุกเคล้าของอากาศในระดับล่างชั้นบนและบนลงล่าง ดังรูปที่ 2.10 ซึ่งในช่วงนี้จะมีหยดน้ำหรืออนุภาคน้ำแข็งตกลงมาจากฐานเมฆอย่างชัดเจน โดยที่ทั้งกระแสอากาศไหลขึ้นและไหลลงยังคงดำเนินต่อไปนั้น มักจะมีกำลังสูงสุดในส่วนบนของเมฆในระยะแรกของการเจริญเติบโตเต็มที่ และต่อมากกระแสอากาศไหลขึ้นมักจะไม่รุนแรง แต่กระแสอากาศที่ไหลลงหรือจมลงนั้นจะถูกดันให้แผ่ออกทางข้างที่ใกล้พื้นโลก แล้วม้วนตัวขึ้นอีกในแนวตั้งอย่างรวดเร็วและรุนแรงทำให้เกิดลมกระโชกแรง เนื่องจากกระแสอากาศที่ไหลลงมีกำลังแรงมาก โดยที่กระแสไหลลงนี้มีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศที่อยู่ล้อมรอบ ดังนั้นลมกระโชกแรงนี้เกิดจากกระแสไหลลงที่แรงของอากาศเย็น ซึ่งจะมีทั้งฝนหนักตามลงมาด้วย และบางครั้งมีลูกเห็บตกลงมากับกระแสไหลลงนี้
- **ระยะสลายตัว(Dissipating stage)** ระยะสลายตัวนี้จะเริ่มตั้งแต่ไม่มีการไหลขึ้นของกระแสอากาศ แต่กระแสอากาศที่ไหลลงยังคงดำเนินต่อไปและยังมีฝนอยู่ จนกระทั่งอุณหภูมิอากาศที่เย็นกว่ารอบๆ จะค่อยๆ เพิ่มขึ้นจนเท่ารอบข้างเคียง และไม่มีการกลั่นตัวเกิดขึ้นอีกต่อไป ต่อมากกระแสไหลลงก็จะอ่อนไปด้วย จนกระทั่งสลายตัวไปในที่สุด ดังรูปที่ 2.11

ในขณะที่ไอน้ำกลั่นตัวเป็นหยดน้ำในเมฆที่ก่อตัวในแนวตั้งคิวมูโลนิมบัสนี้ ความร้อนแฝงจะถูกปล่อยออกที่ระดับความสูงของเมฆ และพลังงานนี้ทำให้เกิดกระแสอากาศไหลขึ้นและกระแสอากาศไหลลงแทนการเคลื่อนไหวแบบ eddy ที่ใหญ่โต ในลักษณะนี้ถ้าความชื้นมีเพียงพอก็จะเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัสได้ แต่ถ้าในกรณีที่มีความชื้นไม่เพียงพอที่จะกลั่นตัวเป็นหยดน้ำ ก็จะเกิดเป็นเพียงกระแสอากาศปั่นป่วน(turbulance) ทั้งที่ไม่มีเมฆคิวมูโลนิมบัสเลย โดยเฉพาะในเขตร้อนแห้งแล้ง (บำรุง สวัสดิ์คานนท์, 2529)

ที่กล่าวมาเป็นการแบ่งระยะเวลาในช่วงการก่อตัวในเมฆแต่ละก้อนเท่านั้น โดยแท้จริงแล้วการเกิดพายุฟ้าคะนองอาจมิได้เกิดจากเมฆคิวมูโลนิมบัสก้อนเดียว แต่อาจเป็นเมฆหลายก้อนซึ่งแต่ละก้อนก็มีระยะช่วงการก่อตัวทั้ง 3 ระยะในเวลาที่แตกต่างกันออกไป (จกกลณี อยู่สบาย, 2536)

**3.2 การกระจายของหยาดน้ำฟ้าแต่ละชนิดในเมฆฟ้าคะนอง** การกระจายของหยาดน้ำฟ้าแต่ละชนิดในเมฆฟ้าคะนอง จะมีความแตกต่างตามความเจริญเติบโตของเมฆ ดังที่ผ่านมาในรูปที่ 2.9 ถึง 2.11 ในที่นี้จะกล่าวถึงการกระจายของหยาดน้ำฟ้าในเมฆฟ้าคะนองขณะกำลังเจริญเติบโตเต็มที่ ดังรูปที่ 2.12 โดยอนุภาคของเมฆจะอยู่ที่ฐานเมฆระดับที่มีการกลั่นตัว ส่วนน้ำที่อยู่ในสถานะของแข็งจะอยู่ในระดับสูงตั้งแต่อุณหภูมิต่ำกว่า  $-20^{\circ}\text{C}$  เป็นต้นไป ดังนั้นเมื่อมีกระแสอากาศไหลขึ้นพาเอาอนุภาคน้ำขึ้นไปใน

ระดับสูงที่มีอุณหภูมิต่ำ น้ำจะกลายเป็นผลึกหิมะแล้วบางส่วนจะลอยขึ้นไปบริเวณที่เป็นยอดหิมะ โดยบางส่วนจะตกลงมาแล้วละลายกลายเป็นน้ำ เนื่องจากอุณหภูมิต่ำกว่า (จงกลณี อยู่สบาย, 2536)



รูปที่ 2.12 แสดงการกระจายของหยาดน้ำฟ้าในเมฆฟ้าคะนอง (จงกลณี อยู่สบาย, 2536)

**3.3 การเปลี่ยนแปลงทางแนวตั้งของฝน** Goldhirsh และ Katz (1979) ได้เสนอการเปลี่ยนแปลงของค่ามัธยฐานของแฟคเตอร์การสะท้อนกลับ (median reflective factor) ตามระดับความสูง ที่ได้รับการสังเกตทางเรดาร์ของเซดฝนในฤดูร้อนที่เกาะวอลลอปส์ รัฐเวอร์จิเนีย สหรัฐอเมริกา ซึ่งได้แสดงให้เห็นว่า ค่าการสะท้อนกลับ (reflectivity) จะคงที่ไปจนถึงระดับความสูงหนึ่ง และหลังจากนั้นจะลดลงอย่างรวดเร็วเมื่อสูงเกินระดับความสูงนี้ การสังเกตที่คล้ายกันได้ถูกรายงานโดยผู้วิจัยอื่นเช่นกัน (CCIR, 1990a) ด้วยเหตุนี้ได้นำไปสู่การสมมติโครงสร้างฝนที่สม่ำเสมอจากพื้นดินไปจนถึงระดับความสูงยังผลของฝน ( $H_e$ ) และการลดทอนจากอนุภาคที่อยู่เหนือความสูง  $H_e$  จะน้อยมากและไม่นำมาคิด

การสังเกตทางเรดาร์แสดงให้เห็นว่า โครงสร้างทางแนวตั้งของฝนโดยทั่วไปสามารถถูกแบ่งได้เป็น 2 ส่วน คือ ส่วนบนจะประกอบด้วยส่วนผสมของผลึกน้ำแข็งและหิมะ ซึ่งไม่มีส่วนสำคัญต่อการลดทอนที่

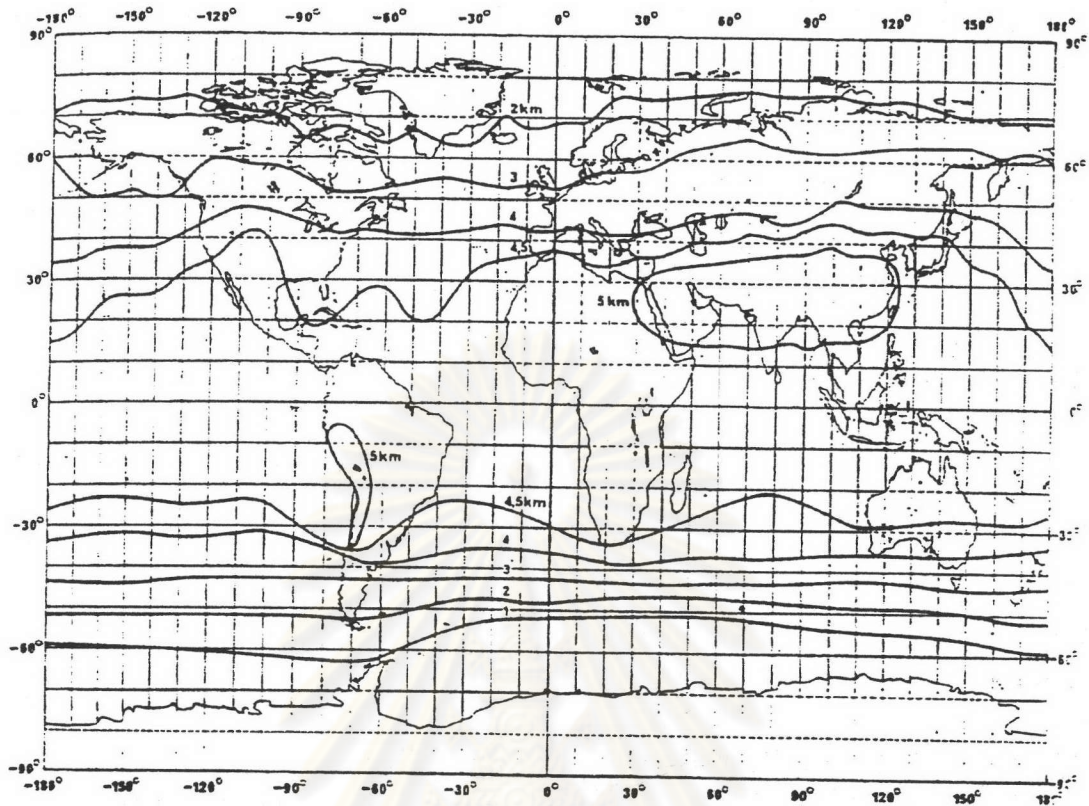
ความถี่ต่ำกว่า 60 GHz อีกส่วนจะเป็นส่วนล่างที่ส่วนใหญ่จะเป็นฝนและมีส่วนสำคัญต่อการลดทอนสัญญาณมาก ชั้นแคบๆ ในช่วงเปลี่ยนแปลงระหว่างส่วนบนและส่วนล่าง จะมีความหนาประมาณ 300 เมตร และความสูงของชั้นดังกล่าวจะประมาณได้กับความสูง  $0^{\circ}\text{C}$  isotherm หรือความสูงระดับเยือกแข็ง (freezing level height) (CCIR, 1990a)

โดยทั่วไปการเปลี่ยนแปลงของความสูง  $0^{\circ}\text{C}$  isotherm ตลอดวันหนึ่งๆ (diurnal) และการเปลี่ยนแปลงในแต่ละปี (yearly) จะน้อยมากจนสามารถละทิ้งไปได้ (CCIR, 1990a) ส่วนการเปลี่ยนแปลงในแต่ละเดือน (monthly) จะมีความสำคัญเฉพาะในย่านภูมิอากาศแบบ Temperate เท่านั้น และมีความสำคัญน้อยมากในย่านภูมิอากาศแบบ Tropical (Ajayi และ Barbaliscia, 1989) ค่าเฉลี่ยของความสูง  $0^{\circ}\text{C}$  isotherm ถูกกำหนดโดย (CCIR, 1990a)

- $h_{FS}$  : ค่าเฉลี่ยของความสูง  $0^{\circ}\text{C}$  isotherm ในช่วงฤดูร้อน ดังรูปที่ 2.13
- $h_{FR}$  : ค่าเฉลี่ยของความสูง  $0^{\circ}\text{C}$  isotherm ในช่วงฝนตก การกำหนดสภาวะของฝนที่เหมาะสม ถูกกำหนดโดยการเลือกระดับเทรชโฮลด์ (threshold) ของอัตราฝนตกที่สัมพันธ์กัน และในทางทฤษฎีอาจนำไปสู่ค่า  $h_{FR}$  ที่ขึ้นกับอัตราฝนตกหรือระดับความเป็นไปได้ อย่างไรก็ตามจากข้อมูลที่มีอยู่แสดงให้เห็นว่า สำหรับอัตราฝนตกในช่วงระดับความเป็นไปได้จาก 0.1 ถึง 0.001 % นั้น การขึ้นอยู่กัอัตราฝนตกหรือระดับความเป็นไปได้ของค่า  $h_{FR}$  นั้นค่อนข้างน้อย

จากผลการศึกษาโดย Leitao และคนอื่นๆ (1984) ในยุโรป และจากข้อมูลที่ถูกรวบรวมในอิตาลีและไนจีเรีย (Ajayi และ Barbaliscia, 1989) และในญี่ปุ่น (Ito, 1989) ได้แสดงให้เห็นว่า ค่า  $h_{FR}$  มีแนวโน้มที่จะต่ำกว่าค่า  $h_{FS}$  โดยความแตกต่างนี้จะน้อยมากในย่านภูมิอากาศแบบ Tropical แต่จะมากกว่าในย่านภูมิอากาศแบบ Temperate และยังแสดงให้เห็นว่าค่า  $h_{FR}$  ในซีกโลกเหนือจะค่อนข้างสูงกว่าในซีกโลกใต้ (Ito, 1989)

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



รูปที่ 2.13 ความสูง  $0^{\circ}\text{C}$  isotherm เฉลี่ยในช่วงฤดูร้อน (CCIR, 1990a)

โดยเฉลี่ยแล้ว ค่า  $h_{FR}$  จะลดลงขณะที่ละติจูดมากขึ้น ในย่านใกล้เส้นศูนย์สูตร  $h_{FR}$  จะประมาณ 5 km และลดลงไปที่ประมาณ 4 km ที่ละติจูด  $35^{\circ}$  และไปที่ประมาณ 2 km ที่ละติจูดประมาณ  $60^{\circ}$  ค่า  $h_{FR}$  สามารถถูกประมาณดังนี้ (CCIR, 1992a)

$$h_{FR} = 5 - 0.075 (\phi - 23) \text{ km} \quad , \quad \phi > 23^{\circ} \quad \text{สำหรับซีกโลกเหนือ} \quad (2.7ก)$$

$$h_{FR} = 5 \text{ km} \quad , \quad 0 \leq \phi \leq 23^{\circ} \quad \text{สำหรับซีกโลกเหนือ} \quad (2.7ข)$$

$$h_{FR} = 5 \text{ km} \quad , \quad 0 \geq \phi \geq -21^{\circ} \quad \text{สำหรับซีกโลกใต้} \quad (2.7ค)$$

$$h_{FR} = 5 + 0.1 (\phi + 21) \text{ km} \quad , \quad -71 \leq \phi < -21^{\circ} \quad \text{สำหรับซีกโลกใต้} \quad (2.7ง)$$

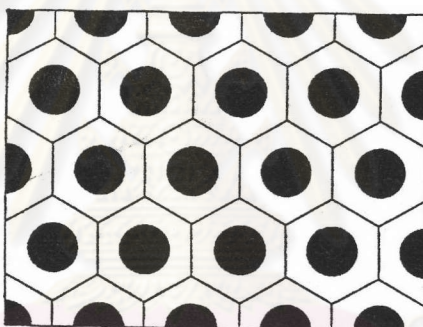
$$h_{FR} = 0 \text{ km} \quad , \quad \phi < -71^{\circ} \quad \text{สำหรับซีกโลกใต้} \quad (2.7จ)$$

โดยที่  $\phi$  คือ ค่าละติจูด(deg)

3.4 การเปลี่ยนแปลงทางแนวราบของฝน เนื่องจากเซลล์ฝนตกหนักจะฝังตัวอยู่ในพื้นที่ของฝนที่ตกกระจายกว้าง ทำให้การกระจายของฝนไม่สม่ำเสมอในทิศทางแนวราบ วิธีการสังเกตโครงสร้าง

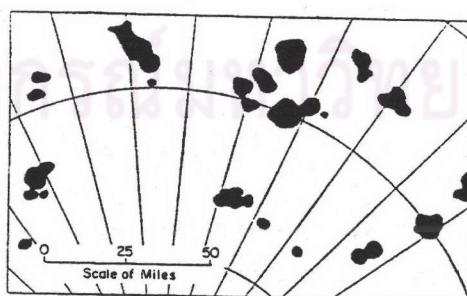
ของฝนโดยตรง อาจทำโดยการใช้ชายของเกววัดฝนหรือเรดาร์ การใช้ชายของเกววัดยังมีจำนวนจำกัด ส่วนการสังเกตทางเรดาร์นั้นจะให้ข้อมูลของโครงสร้างของฝนเป็นอย่างดี

ในบรรยากาศที่มีเสถียรภาพอย่างสม่ำเสมอ การก่อตัวของเซลล์ฝนเนื่องจากการพาความร้อน จะมีความเป็นระเบียบ ดังรูปที่ 2.14 โดยที่ส่วนที่บเป็นบริเวณที่กระแสอากาศร้อนลอยตัวขึ้น และส่วนพื้นที่สีขาวเป็นบริเวณที่อากาศจมตัวลง อย่างไรก็ตามในความเป็นจริง บรรยากาศตามธรรมชาติจะไม่มีเสถียรภาพเนื่องมาจากสาเหตุต่างๆ หลายประการ ทำให้การก่อตัวของเซลล์ฝนไม่เป็นระเบียบและเป็นไปอย่างไม่แน่นอน เช่น ในรูปที่ 2.15 แสดงผลการสังเกตทางเรดาร์ของลักษณะฝนในวันที่เกิดพายุฟ้าคะนองแบบมวลอากาศ ( air - mass thunderstorm ) และ ในรูปที่ 2.16 แสดงผลการสังเกตทางเรดาร์ของลักษณะฝนในวันที่เกิดพายุฟ้าคะนองในแนวสควอลล์ ( squall - line thunderstorm )

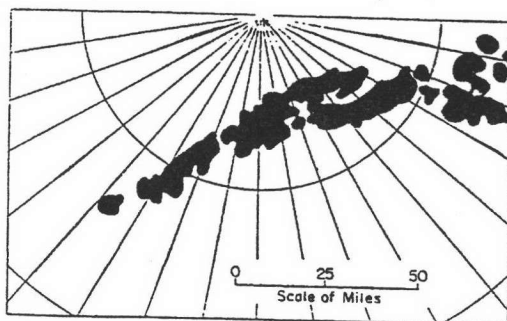


รูปที่ 2.14 แผนภาพของเซลล์ฝนที่เกิดจากการพาความร้อน โดยวางตัวอย่างมีระเบียบ

ในบรรยากาศที่มีเสถียรภาพอย่างสม่ำเสมอ ส่วนที่บเป็นบริเวณที่อากาศร้อนลอยตัวขึ้น และ ส่วนพื้นที่สีขาวเป็นบริเวณที่อากาศจมตัวลง (Byers และ Braham, 1949)



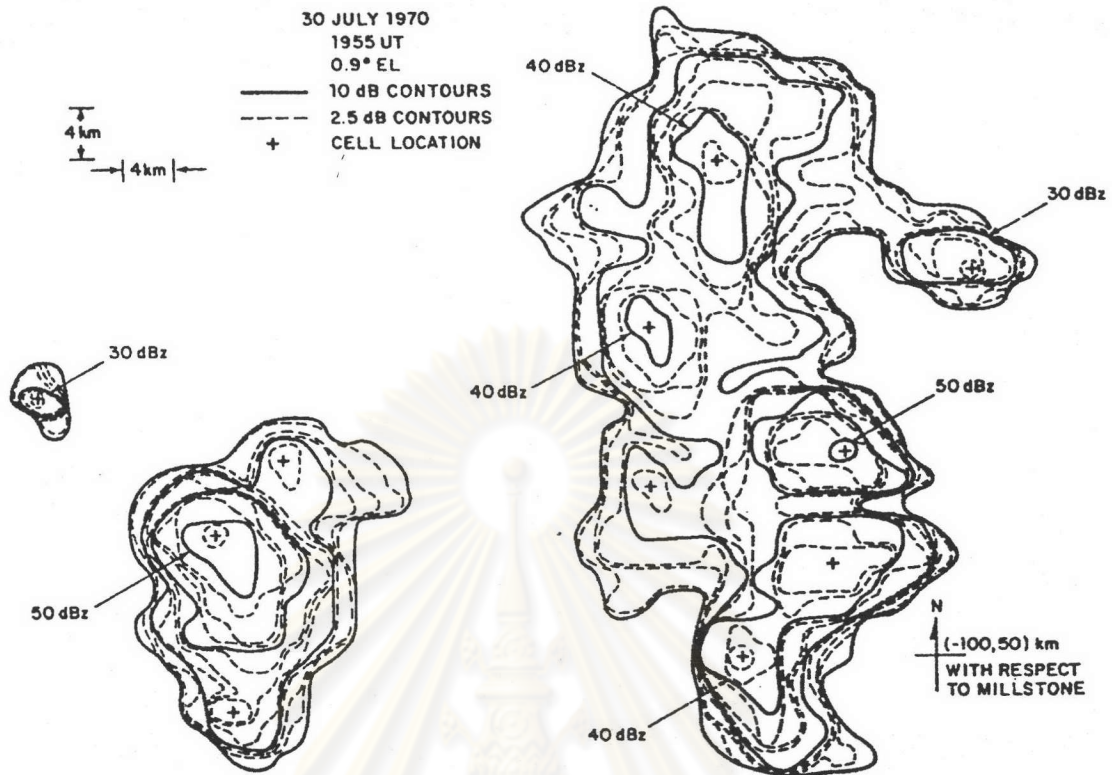
รูปที่ 2.15 ผลการสังเกตทางเรดาร์ของลักษณะฝนในวันที่เกิดพายุฟ้าคะนองแบบมวลอากาศ ส่วนที่บเป็นบริเวณที่อากาศร้อนลอยตัวขึ้น และ ส่วนพื้นที่สีขาวเป็นบริเวณที่อากาศจมตัวลง (Byers และ Braham, 1949)



รูปที่ 2.16 ผลการสังเกตทางเรดาร์ของลักษณะฝนในวันที่เกิดพายุฟ้าคะนองใน  
แนวสควอลล์ ส่วนที่บเป็นบริเวณที่อากาศร้อนลอยตัวขึ้น และ ส่วนพื้นที่สีขาวเป็นบริเวณที่อากาศจมตัวลง (Byers และ Braham, 1949)

Crane (1977) ได้แสดงผลการสังเกตทางเรดาร์ ดังในรูปที่ 2.17 ซึ่งแสดงให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงของค่าการสะท้อนกลับอย่างมากในช่วงระยะทางสั้นๆ โดยเฉพาะตามขอบเขต เซลฝนโดยทั่วไปจะมีขนาดประมาณ 2-6 กิโลเมตร(ขนาดมาตรฐานทั่วไปในทางอุตุนิยมวิทยาของเซลล์พายุฝนฟ้าคะนอง จะกำหนดไว้ที่ 4 กิโลเมตร) และบ่อยครั้งที่ฝั่งตัวอยู่ในบริเวณที่มีการสะท้อนกลับที่กว้างกว่าถึงหลายสิบกิโลเมตร Crane (1976) ได้วิเคราะห์ขนาดเซลล์ฝนจำนวน 1700 เซล ที่ถูกสังเกตตามชายฝั่งในรัฐเวอร์จิเนีย สหรัฐอเมริกา ระหว่างเดือนมิถุนายน ถึง เดือนกรกฎาคม 2516 โดยกำหนดใช้ค่าความกว้าง -3 dB (คือถูกกำหนดขอบเขตในแนวราบที่ระยะที่มีค่าการสะท้อนกลับเป็นครึ่งหนึ่งของค่าสูงสุดภายในเซลล์) และได้พบว่าเซลล์ฝนมีขนาดเฉลี่ยเท่ากับ 2.9 km ซึ่งก็สอดคล้องกับการสังเกตโดย Katz และคนอื่นๆ (1975) Crane (1977) ได้พบว่าค่าการสะท้อนกลับมีการเปลี่ยนแปลงน้อยกว่า 2 เท่าในพื้นที่ของเซลล์ และในบริเวณใกล้จุดเซนทรอยด์(centroid)ของพื้นที่เซลล์ ค่าการสะท้อนกลับจะคงที่ในช่วงระยะทางประมาณ 2 กิโลเมตร นอกจากนี้มีการพบว่าเกรเดียนท์(gradient)ของค่าการสะท้อนกลับที่ขอบเขตมีค่าใหญ่มาก (Mueller และ Sims, 1975)

ศูนย์วิจัยกึ่งกลาง  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

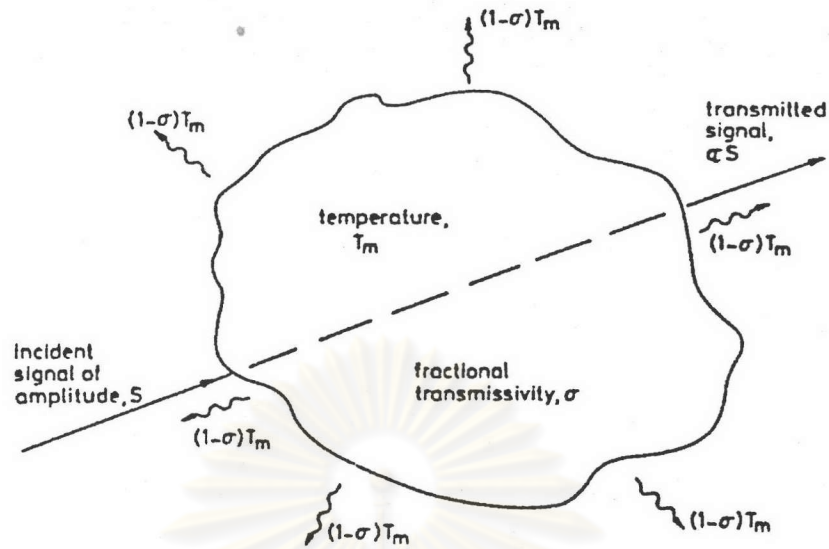


รูปที่ 2.17 ผลการสังเกตทางเรดาร์ของโครงสร้างเซลล์ฝนที่ Millstone (Crane, 1976)

### การวัดค่าอุณหภูมิสัญญาณรบกวนจากฟ้าโดยเรดิโอมิเตอร์

ส่วนผสมของแก๊สในบรรยากาศของโลก, เมฆ, ฝน และสิ่งรบกวนอื่นๆ จะรวมกันเป็นตัวกลางที่จะดูดกลืนพลังงานจากคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า และยังเป็นแหล่งกำเนิดการแผ่กำลังงานสัญญาณรบกวนอีกด้วย การแผ่กำลังงานนี้ถูกเรียกว่า สัญญาณรบกวนจากฟ้า (sky noise) ตัวกลางที่ดูดกลืนพลังงานนี้ ถ้าอยู่ในสภาวะสมดุลกับสิ่งแวดล้อม จะแผ่พลังงานออกมาเท่ากับที่ดูดกลืนไป โดยจะแผ่ออกมาเท่ากันในทุกทิศทาง (isotropic) (Brussard, 1985) ในรูปที่ 2.18 แสดงตัวกลาง M ที่มีอุณหภูมิเพิ่มไปถึง  $T_m$  โดยการดูดกลืนพลังงานจากสิ่งแวดล้อมโดยเฉพาะจากพื้นดิน ประสิทธิภาพของการดูดกลืนและการแผ่พลังงานของตัวกลางถูกกำหนดโดยค่าการส่งผ่านพลังงาน (fractional transmissivity,  $\sigma$ ) ซึ่งหมายถึงสัดส่วนของพลังงานที่สามารถผ่านตัวกลางไปได้และมีค่าระหว่าง 0 และ 1





รูปที่ 2.18 แผนภาพแสดงความสูญเสียของสัญญาณและอุณหภูมิที่แผ่ออกมา เนื่องจากตัวกลางดูดกลืนที่มีค่าการส่งผ่านพลังงาน  $\sigma$  (Allnutt, 1989)

ในรูปที่ 2.18 สัญญาณที่มีกำลัง  $S$  ผ่านตลอดตัวกลางที่ดูดกลืนและออกจากตัวกลางมาด้วยระดับกำลัง  $\alpha S$  พลังงานที่ถูกดูดกลืนจะแผ่ออกมาเป็นสัญญาณรบกวน และเป็นการเพิ่มอุณหภูมิสัญญาณรบกวน  $(1-\sigma)T_m$  ที่จะถูกตรวจจับโดยเครื่องรับ

สำหรับตัวกลางดูดกลืนที่เป็นบรรยากาศที่ไม่ทำให้เกิดการกระจัดกระจายและการสะท้อนของคลื่น อุณหภูมิความสว่าง ( $T_B$ ) ที่จานสายอากาศได้รับจากท้องฟ้า จะถูกให้โดย

$$T_B = T_{sky} \exp(-\tau_0) + T_{atm} \tag{2.8}$$

โดยที่  $T_{sky}$  = อุณหภูมิสัญญาณรบกวนของแหล่งกำเนิดที่อยู่นอกบรรยากาศ(K)

$$\tau_0 = \int_0^\infty \alpha(r) dr$$

$\alpha(r)$  = การดูดกลืนกำลังสัญญาณต่อหน่วยความยาวของตัวกลางที่ตำแหน่ง  $r$  จากจานสายอากาศ

$$T_{atm} = \text{อุณหภูมิความสว่างของบรรยากาศ} = \int_0^\infty T(r) \alpha(r) \exp(-\tau(r)) dr$$

$T(r)$  = อุณหภูมิทางกายภาพของบรรยากาศ (K) ที่ตำแหน่ง  $r$  จากจานสายอากาศ

$$\tau(r) = \int_0^r \alpha(r') dr'$$

ถ้าอุณหภูมิ  $T(r)$  ถูกแทนด้วยอุณหภูมิเฉลี่ยตามเส้นทาง  $T_m$  สมการ (2.8) จะกลายเป็น

$$T_B = T_{\text{sky}}/L + T_m(1 - 1/L) = T_{\text{sky}}/L + T_m(1 - 10^{(-A/10)}) \quad (2.9)$$

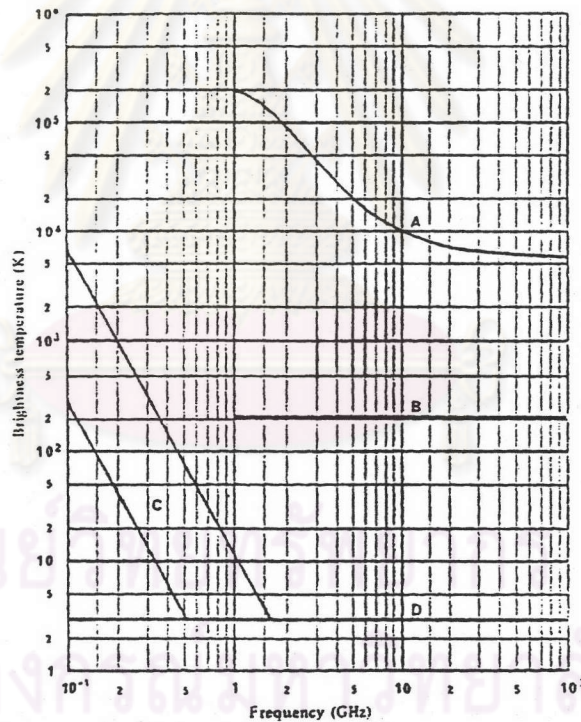
โดยที่  $L = \exp(\tau_0) = \exp(A/4.34) =$  แฟคเตอร์ความสูญเสียเนื่องจากตัวกลางที่ดูดกลืน

$$A = 10 \log L = \text{การลดทอนจากบรรยากาศ(dB)}$$

ค่าการลดทอนสัญญาณจะสัมพันธ์กับค่าการส่งผ่านพลังงาน  $\sigma$  โดย

$$A = 10 \log (1/\sigma) \quad \text{dB} \quad (2.10)$$

การวัดค่าการลดทอนสัญญาณดาวเทียม สามารถวัดโดยตรงจากการวัดสัญญาณปีคอนจากดาวเทียมที่ผ่านตลอดตัวกลางที่มีผลต่อการลดทอนสัญญาณ หรือ โดยทางอ้อมจากการวัดของเรดิโอมิเตอร์ ซึ่งเป็นอุปกรณ์ที่ใช้สำหรับวัดการเปลี่ยนแปลงในกำลังสัญญาณรบกวนหรืออุณหภูมิความสว่างของแหล่งกำเนิด ความถี่ที่ใช้ในการสังเกตแหล่งกำเนิดแบบต่างๆ จากท้องฟ้า จะเป็นตัวกำหนดอุณหภูมิความสว่าง ดังรูปที่ 2.19



รูปที่ 2.19 แหล่งกำเนิดสัญญาณรบกวนจากภายนอกบรรยากาศ (CCIR, 1990c)

A : quiet Sun (diameter  $\sim 0.5^\circ$ )

B : Moon (diameter  $\sim 0.5^\circ$ )

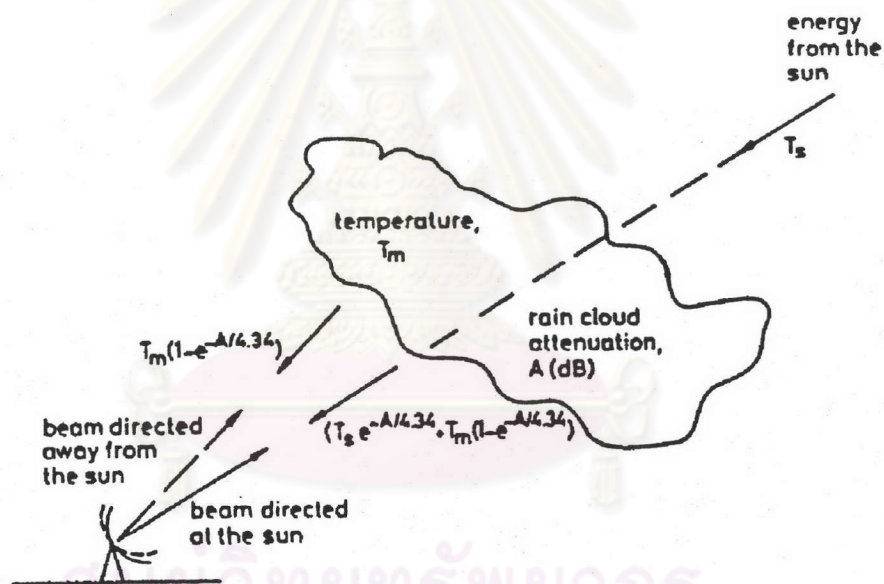
C : range of galactic noise

D : cosmic background

### 1. การวัดโดยเรดิโอมิเตอร์แบบแอ็คทีฟ

การวัดโดยเรดิโอมิเตอร์แบบแอ็คทีฟ(active

radiometer) จะใช้ประโยชน์จากแหล่งกำเนิดความสว่างที่อยู่ภายนอกบรรยากาศของโลกในการวัดการลดทอนตลอดชั้นบรรยากาศ จากรูปที่ 2.19 จะพบว่าดวงอาทิตย์เป็นแหล่งกำเนิดที่จะให้พลังงานที่เพียงพอสำหรับการวัดที่ความถี่เกิน 1 GHz ดังนั้นเรดิโอมิเตอร์จึงถูกออกแบบให้ติดตามการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์ และอุณหภูมิที่รับได้โดยจานสายอากาศของเรดิโอมิเตอร์จะเป็นดังสมการ (2.8) , (2.9) กับ  $T_{sky}$  เท่ากับอุณหภูมิความสว่างของดวงอาทิตย์ มี 2 วิธีในการกำจัดเทอม  $T_{atm}$  ในสมการ (2.8) , (2.9) **วิธีแรก** จะใช้ฟีด(feed) 2 ตัวกับจานสายอากาศใบเดียว โดยฟีดหนึ่งจะรับพลังงานจากดวงอาทิตย์ ส่วนอีกฟีดจะรับพลังงานจากท้องฟ้าในทิศทางที่ห่างจากทิศทางของฟีดแรกเล็กน้อย **วิธีที่สอง** จะใช้ฟีดตัวเดียวกับจานสายอากาศใบเดียว แต่ใช้การหันทิศทางของจานสายอากาศไปยังดวงอาทิตย์และท้องฟ้าสลับกันไป ดังรูปที่ 2.20 จาก 2 วิธีที่กล่าวมา ความแตกต่างระหว่างการวัดใน 2 ทิศทาง จะทำให้สามารถกำจัดเทอม  $T_{atm}$  ออกไปได้



รูปที่ 2.20 แผนภาพแสดงการสลับเปลี่ยนทิศทางการวัดของเรดิโอมิเตอร์แบบแอ็คทีฟ

เมื่อหันจานสายอากาศเล็งไปยังดวงอาทิตย์ เรดิโอมิเตอร์จะได้รับพลังงานที่ถูกลดทอนจากดวงอาทิตย์  $[T_s \exp(-A/4.34)]$  รวมทั้งพลังงานที่แผ่จากก้อนเมฆ แต่เมื่อหันจานเบนออกไป จะได้รับพลังงานที่แผ่จากก้อนเมฆเท่านั้น

$$[T_m(1 - \exp(-A/4.34))] \quad (\text{Allnutt, 1989})$$

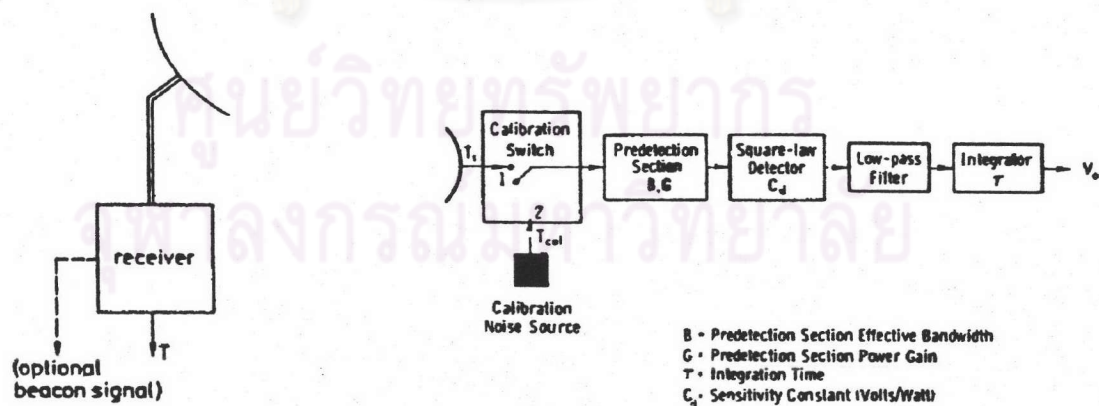
พิสัยการวัด(dynamic range)ค่าการลดทอนของเรดิโอมิเตอร์แบบนี้จะอยู่ที่ประมาณ 15 dB และให้ผลลัพธ์ได้ใกล้เคียงจนถึงความถี่ประมาณ 30 GHz ทั้งนี้เพราะถ้าความถี่เกิน 30 GHz การลดทอนอาจเกิน 20 dB

แม้ใช้งานในย่านภูมิอากาศแบบ Temperate) ปัญหาที่เกิดจากการนำค่าสถิติการลดทอนที่วัดได้โดยเรดิโอมิเตอร์แบบนี้ไปใช้งาน ได้แก่

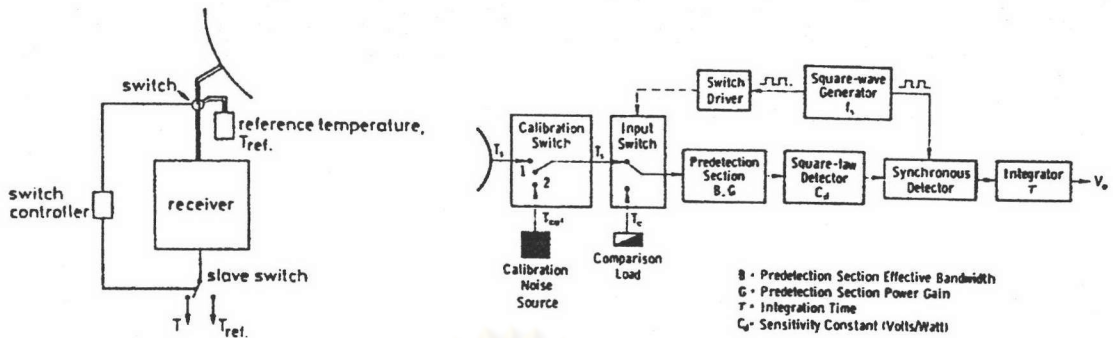
- สถิติการลดทอนที่ได้รับจะเป็นค่าที่ได้จากการวัด ขณะมุมเงยและมุมกวาด(Azimuth)ของจานสายอากาศเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาในการติดตามดวงอาทิตย์
- ไม่สามารถได้รับข้อมูลในช่วงกลางคืน
- เนื่องจากการหันทิศทางตามดวงอาทิตย์ ทำให้คุณลักษณะของสภาวะภูมิอากาศในช่วงกลางวันและในทิศทางที่ต้องการขาดหายไป

เพื่อที่จะแก้ปัญหาก็กล่าวมา จึงได้หันไปใช้งานเรดิโอมิเตอร์แบบพาสซีฟ(passive radiometer) ซึ่งไม่ติดตามดวงอาทิตย์และมีทิศทางที่ตายตัว

2. การวัดโดยเรดิโอมิเตอร์แบบพาสซีฟ เรดิโอมิเตอร์แบบพาสซีฟจะทำการวัดอุณหภูมิที่แผ่ออกมาของบรรยากาศ( $T_m$ ) ในสมการ (2.8), (2.9) โดยที่  $T_{sky} = 0$  เรดิโอมิเตอร์แบบนี้มี 2 ชนิด คือ เรดิโอมิเตอร์แบบกำลังงานรวมหรือดีซี( DC หรือ total power radiometer ) และ เรดิโอมิเตอร์แบบดิคค์หรือแบบสวิตช์ (switched หรือ Dicke radiometer) ดังรูปที่ 2.21 เรดิโอมิเตอร์แบบกำลังงานรวมจะทำการรับสัญญาณจากจานสายอากาศเข้าสู่เครื่องรับตลอดเวลา ทำให้การวัดต่อเนื่อง แต่เรดิโอมิเตอร์แบบดิคค์จะทำการวัดสัญญาณจากจานสายอากาศและโหลดที่นำคลื่นอ้างอิง( reference waveguide load ) สลับกันไปอย่างรวดเร็ว(ที่อัตราประมาณ 1 KHz)



(ก)



(ข)

รูปที่ 2.21 แผนภาพและบล็อกไดอะแกรมแสดงความแตกต่างระหว่าง

(ก) เรดิโอมิเตอร์แบบกำลังงานรวม และ (ข) เรดิโอมิเตอร์แบบดิคกี้

(Allnutt, 1989; Ulaby, 1976)

เอาต์พุทของเรดิโอมิเตอร์แบบกำลังงานรวม จะเป็นสัญญาณราบเรียบค่า  $T$

เอาต์พุทของเรดิโอมิเตอร์แบบดิคกี้ จะเป็นคลื่นสี่เหลี่ยมสลับระหว่างค่า

$T$  และ  $T_{ref}$

เนื่องจากตัวตรวจจับสัญญาณในเครื่องรับของเรดิโอมิเตอร์แบบกำลังงานรวม ได้รับสัญญาณจากจานสายอากาศอย่างต่อเนื่อง ทำให้สัญญาณอื่นๆ เช่น สัญญาณบีคอนจากดาวเทียม สามารถได้รับที่เวลาเดียวกัน ซึ่งมีประโยชน์ในการหาความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิสัญญาณรบกวนที่ได้รับโดยจานสายอากาศและค่าการลดทอนสัญญาณได้อย่างใกล้เคียง(ใช้สำหรับหาค่า  $T_m$  ในสมการ (2.9)) แต่อย่างไรก็ตาม ความไม่แน่นอนของอุณหภูมิสัญญาณรบกวนที่เกิดขึ้นในเครื่องรับและการเปลี่ยนอัตราขยายของเครื่องรับจะทำให้เกิดความผิดพลาดในการวัดได้ สำหรับการวัดโดยเรดิโอมิเตอร์แบบดิคกี้นั้นจะกำจัดความผิดพลาดที่เกิดในเรดิโอมิเตอร์แบบกำลังงานรวมที่เพิ่งกล่าวมาด้วยการสลับไปวัดโหลดอ้างอิงอย่างรวดเร็ว แต่การสวิตช์ไปมาดังกล่าวทำให้ไม่สามารถใช้วัดสัญญาณบีคอนได้อย่างแม่นยำเพราะสัญญาณดาวเทียมต้องถูกตรวจจับอย่างต่อเนื่องด้วยระบบเฟสล็อกดูป เว้นแต่การออกแบบเครื่องรับได้คำนึงถึงเรื่องนี้เป็นอย่างดีพอ

โดยทั่วไปการลดทอนสัญญาณตามเส้นทางที่ถูกคำนวณจากการวัดอุณหภูมิสัญญาณรบกวนรบกวนจากฟ้าหรืออุณหภูมิของจานสายอากาศ(antenna temperature)จะแม่นยำดีกว่า 0.5 dB สำหรับการลดทอนที่น้อยกว่า 6 dB ถ้าการลดทอนมากกว่า ความแม่นยำจะต้องน้อยกว่าเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของการแจกแจง

ขนาดเม็ดฝนและอุณหภูมิยังผลของฝนภายในแต่ละเซลล์ฝน และแต่ละพายุฝนที่พาดผ่าน พิสูจน์การวัดค่าการลดทอนของเรดิโอมิเตอร์แบบพาสซีฟจะอยู่ที่ประมาณ 10 dB

### การคำนวณการลดทอนสัญญาณจากอุณหภูมิของจานสายอากาศ

เรดิโอมิเตอร์แบบพาสซีฟเป็นอุปกรณ์ที่ติดตั้งและใช้งานได้ง่าย เพียงแต่ตั้งจานสายอากาศ ณ จุดที่ต้องการวัดและหันจานขึ้นสู่ท้องฟ้าในทิศทางและมุมเงยที่ต้องการ ซึ่งมีการใช้อย่างแพร่หลายมากกว่าการวัดสัญญาณบิตคอนจากดาวเทียม(เพราะสัญญาณบิตคอนมีข้อจำกัดที่เป็นสัญญาณต่อเนื่องแบนด์วิดท์แคบที่ไม่ครอบคลุมพื้นที่กว้าง) จากสมการ (2.9) สามารถเขียนใหม่ได้เป็น

$$A = 10 \log ( T_m / ( T_m - T_B ) ) \quad \text{dB} \quad (2.11)$$

โดยที่  $T_m$  เป็นอุณหภูมิทางกายภาพของตัวกลางที่ดูดกลืน(K)

และ  $T_B$  เป็นอุณหภูมิที่แผ่ออกมาจากตัวกลาง(K)

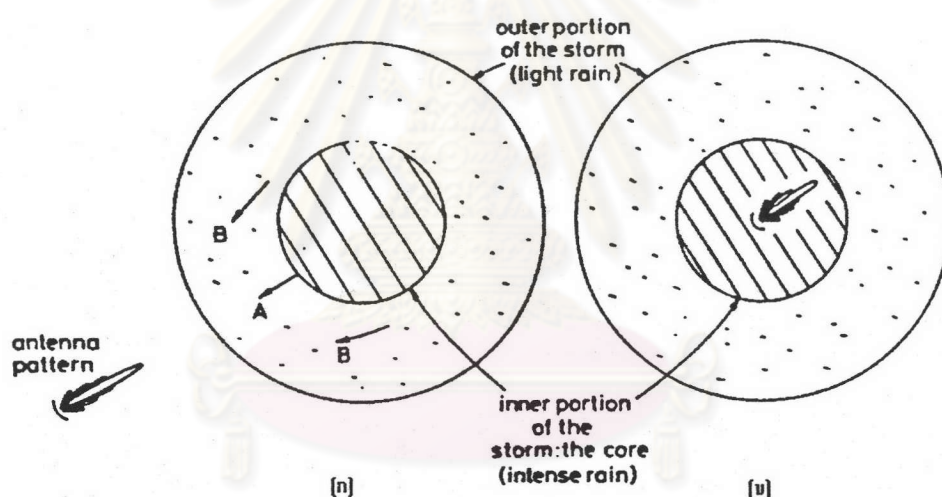
ในสมการ ( 2.11) นี้ ได้จากการสมมติว่า

- จานสายอากาศของเรดิโอมิเตอร์ มีความสมบูรณ์แบบ และ ปิดไม่มีความสูญเสีย
- ล้อคลื่นของจานสายอากาศถูกรวมด้วยตัวกลางที่แผ่อุณหภูมิทั้งหมด และตัวกลางจะดูดกลืนอย่างสมบูรณ์(ไม่ทำให้เกิดการกระจัดกระจาย)
- ไม่มีแหล่งกำเนิดอื่นที่จะแผ่อุณหภูมิเข้าสู่ล้อคลื่นของจานสายอากาศ

เนื่องจากการสมมติดังกล่าวไม่เป็นจริง สมการ (2.11) จึงควรได้รับการปรับปรุงก่อนนำไปใช้งาน ในบางโอกาสดวงอาทิตย์และดวงจันทร์จะพาดผ่านล้อคลื่นของจานสายอากาศที่หันไปยังวงโคจรค้างฟ้า(geostationary) แต่โอกาสนี้สามารถทำนายได้ ในสภาวะที่ไม่เกิดฝน อุณหภูมิที่วัดได้เป็นอุณหภูมิพื้นหลัง(background)ที่ขึ้นกับปริมาณไอน้ำในอากาศและมุมเงยของจานสายอากาศ ซึ่งยังได้รวมอุณหภูมิที่เกิดจากการดูดกลืนของออกซิเจนและอุณหภูมิของคอสมิค(cosmic) ดังรูปที่ 2.20

อุณหภูมิของจานสายอากาศที่ถูกวัดโดยเรดิโอมิเตอร์ เป็นผลเนื่องมาจากการดูดกลืนของส่วนประกอบของแก๊สในบรรยากาศ และจากการดูดกลืนและการกระจัดกระจายโดยสิ่งรบกวนอื่นๆ เช่น ฝน, ลูกเห็บ, เมฆ, หมอก การดูดกลืนโดยออกซิเจนจะอยู่ราว 55-60 GHz ปกติการดูดกลืนโดยออกซิเจนจะคงที่ตลอดเวลา และมีผลน้อยมากในย่าน Ku-band ช่วงความถี่ของการดูดกลืนโดยไอน้ำค่อนข้างกว้างและมีศูนย์กลางใกล้ 22.5 GHz ซึ่งจะมีผลต่ออุณหภูมิของจานสายอากาศในย่าน Ku-band น้อย แต่สามารถสังเกตได้ ถ้าฝนดูดกลืน

อย่างเดียวกันนั้น อุณหภูมิตัวกลางยังผล(effective medium temperature)จะเท่ากับอุณหภูมิทางกายภาพของฝน แต่เมื่อฝนมีผลต่อการกระจายด้วย พลังงานที่ได้รับโดยจานสายอากาศจะลดลงไป อย่างไรก็ตามมีพลังงานที่ได้รับเพิ่มเติมมาจากพื้นโลกที่เป็นผลมาจากการกระจายโดยฝนเช่นกัน ที่ความถี่ในย่าน Ku-band พลังงานที่ถูกกระจายโดยฝนจะน้อย และเพิ่มขึ้นกับอัตราฝนตกที่เพิ่มขึ้น นอกจากนี้ ยังมีผลของความไม่สม่ำเสมอของฝน(inhomogeneous effect)ที่อยู่ในลำคลื่นของจานสายอากาศ ดังรูปที่ 2.22 ดังนั้นในการคำนวณการลดทอนสัญญาณจากอุณหภูมิของจานสายอากาศ อุณหภูมิของจานสายอากาศที่ใช้จะให้ถือว่าเป็นอุณหภูมิที่เกิดจากการดูดกลืนของฝนเท่านั้น ส่วนค่าอุณหภูมิตัวกลางยังผลจะใช้ค่าที่ค่อนข้างต่ำกว่าอุณหภูมิทางกายภาพของฝน(ซึ่งเป็นการพิจารณาผลรวมผลของการกระจายและความไม่สม่ำเสมอของฝนในลำคลื่นของจานสายอากาศ)



รูปที่ 2.22 ภาพ plan-view แสดงผลของความไม่สม่ำเสมอของฝนที่เรดิโอมิเตอร์ได้รับ

(ก) เรดิโอมิเตอร์อยู่นอกพายุฝน

(ข) เรดิโอมิเตอร์อยู่ในใจกลางของพายุฝน

ในกรณี (ก) เรดิโอมิเตอร์จะได้รับอุณหภูมิความสว่าง(จาก B)โดยลำคลื่น

ด้านข้าง น้อยกว่าที่ได้รับโดยลำคลื่นหลัก(จาก A) ส่วนในกรณี (ข) จะได้

รับอุณหภูมิความสว่างจากใจกลางฝนอย่างทั่วถึง (Allnutt, 1989)

ลำคลื่นของจานสายอากาศจะประกอบด้วยลำคลื่นหลัก(main lobe) และ ลำคลื่นด้านข้าง(sidelobes)

สัดส่วน (1-x) ของลำคลื่นจะตัดกับพื้นผิวโลก ทำให้พลังงานที่ได้รับโดยเรดิโอมิเตอร์ถูกกำหนดโดย

$$T_A = x [T_m ((L-1)/L) + T_{sp}/L] + (1-x) T_{earth} \quad (2.12)$$

เมื่อไม่มีฝน,  $L = 1$ , ค่าอุณหภูมิของงานสายอากาศขณะท้องฟ้าปลอดโปร่ง (clear sky) จะเท่ากับ

$$T_{cs} = x T_{sp} + (1-x) T_{earth} \quad (2.13)$$

เนื่องจากค่า  $T_{sp}$  น้อยมาก และค่า  $T_m$  ประมาณ 275 K ดังนั้นทอมเนื่องจากการลดทอนตามเส้นทางจะเกินทอมเนื่องจากอวกาศ (space) สำหรับแฟคเตอร์การสูญเสียต่ำเท่า 1.02  $T_{sp}$  จึงไม่นำมาคิด

$$T_A = x T_m ((L-1)/L) + T_{cs} \quad (2.14)$$

ขณะ  $L$  เพิ่มขึ้น,  $T_A$  จะเข้าใกล้  $T_m$  ดังนั้น

$$T_m = x T_m + T_{cs} \quad (2.15)$$

โดยการแทน (2.15) ใน (2.14) และจัดสมการใหม่ แฟคเตอร์การสูญเสียจะเท่ากับ

$$L = (T_m - T_{cs}) / (T_m - T_a) \quad (2.16)$$

การลดทอนสัญญาณตามเส้นทาง จึงถูกกำหนดโดย

$$A = 10 \log [(T_m - T_{cs}) / (T_m - T_a)] \quad \text{dB} \quad (2.17)$$

โดยที่  $T_m$  = อุณหภูมิตัวกลางยังผล

$T_a$  = อุณหภูมิของงานสายอากาศ

$T_{cs}$  = อุณหภูมิของงานสายอากาศในสภาวะท้องฟ้าปลอดโปร่ง

ถ้าสามารถทำการวัดค่าการลดทอนพร้อมกับการวัดค่าอุณหภูมิของงานสายอากาศได้ จะทำให้สามารถหาค่า  $T_m$  ที่จะใช้ในสมการ (2.17) เพื่อว่าการคำนวณการลดทอนจากอุณหภูมิของงานสายอากาศเป็นไปอย่างใกล้เคียง แต่ถ้าไม่สามารถทำการวัดค่าการลดทอนพร้อมกันได้ จำเป็นจะต้องสมมติค่า  $T_m$  ที่สมเหตุสมผลและมีความเหมาะสมมากที่สุด อย่างไรก็ตามในการเปรียบเทียบการลดทอนที่ถูกวัดโดยตรงโดยการใช้อยู่สัญญาณบีกอนจากดาวเทียมที่ความถี่ต่างๆ พบว่า อุณหภูมิตัวกลางยังผลสำหรับย่าน Temperate จะประมาณ 273 K และค่อนข้างสูงกว่าสำหรับย่าน Tropical เพื่อที่จะพิจารณาผลของความไม่แน่นอนในอุณหภูมิตัวกลางยังผล จะทำการคำนวณอุณหภูมิยังผลของตัวกลางจากค่าต่างๆ ที่ได้รับเมื่อใช้อุณหภูมิตัวกลางยังผลเท่ากับ 280 K ดังตารางที่ 2.4 ซึ่งจะพบว่า ถ้าการลดทอนต่ำกว่า 6 dB ความแตกต่างที่ได้รับจะไม่เกิน 0.51 dB สำหรับกรณีที่เร็วที่สุด นอกจากนี้ได้มีการพบว่า อุณหภูมิยังผลจะลดลงกับความถี่ที่เพิ่มขึ้นเพราะว่าสัมประสิทธิ์การกระจัดกระจายของเม็ดฝนจะเพิ่มขึ้นกับความถี่



ตารางที่ 2.4 ความผิดพลาดของค่าการลดทอนที่คำนวณได้กับค่าอุณหภูมิตัวกลางยังผล

| ค่าการลดทอน<br>(dB) | อุณหภูมิของจาน<br>สายอากาศ (K) | อุณหภูมิตัวกลางยังผล (K) |      |      |      |
|---------------------|--------------------------------|--------------------------|------|------|------|
|                     |                                | 275                      | 280  | 285  | 290  |
| 1.0                 | 97.3                           | -0.03                    | 0.00 | 0.02 | 0.05 |
| 2.0                 | 134.9                          | -0.06                    | 0.00 | 0.05 | 0.10 |
| 3.0                 | 164.7                          | -0.10                    | 0.00 | 0.09 | 0.18 |
| 4.0                 | 188.4                          | -0.15                    | 0.00 | 0.14 | 0.27 |
| 5.0                 | 207.3                          | -0.21                    | 0.00 | 0.20 | 0.37 |
| 6.0                 | 222.2                          | -0.30                    | 0.00 | 0.27 | 0.51 |
| 7.0                 | 234.1                          | -0.41                    | 0.00 | 0.36 | 0.87 |
| 8.0                 | 243.6                          | -0.55                    | 0.00 | 0.46 | 0.87 |
| 9.0                 | 251.0                          | -0.73                    | 0.00 | 0.60 | 1.10 |
| 10.0                | 257.0                          | -0.97                    | 0.00 | 0.76 | 1.38 |

ศูนย์วิทยทรัพยากร  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย