

บทที่ 4

การหาความลึกเชิงแสงของฝนละอองจากข้อมูลดาวเทียม

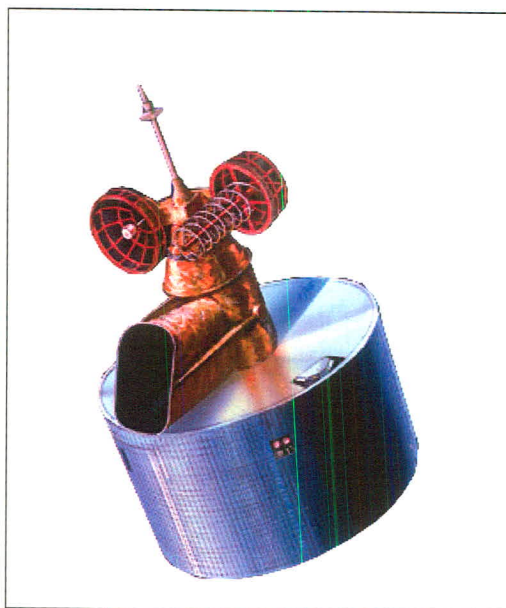
การหาค่าความลึกเชิงแสงจากการวัดจะได้ข้อมูลเฉพาะจุดเท่านั้น และการจัดตั้งสถานีวัดให้ครอบคลุมพื้นที่ทั่วประเทศต้องเสียค่าใช้จ่ายมาก เนื่องจากฝนละอองจะมีการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ออกไปสู่อวกาศภายนอกและดาวเทียมบางชนิดสามารถทำการวัดรังสีที่กระเจิงดังกล่าวได้ ดังนั้นในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจึงได้ทำการพัฒนากระบวนการหาความลึกเชิงแสงของฝนละอองจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา ตามรายละเอียดดังนี้

4.1 ดาวเทียม

ดาวเทียมที่ใช้งานต่างๆ มีหลายชนิด ในการหา AOD จากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ผู้วิจัยจะเลือกใช้ข้อมูลจากดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาประเภท geostationary ที่ใช้งานด้านอุตุนิยมวิทยาครอบคลุมพื้นที่เอเชียตะวันออกเฉียงและแปซิฟิก ทั้งนี้เพราะเป็นดาวเทียมที่อยู่กับที่เมื่อเทียบกับการหมุนรอบตัวเองของโลก ทำให้สามารถสังเกตการณ์สภาวะของบรรยากาศได้ต่อเนื่องตลอดวัน นอกจากนี้ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาได้ถูกออกแบบให้บันทึกรังสีดวงอาทิตย์ที่สะท้อนจากบรรยากาศซึ่งมีฝนละอองเป็นองค์ประกอบโดยดาวเทียมต่างๆ ที่จะนำข้อมูลมาใช้งานมีดังนี้

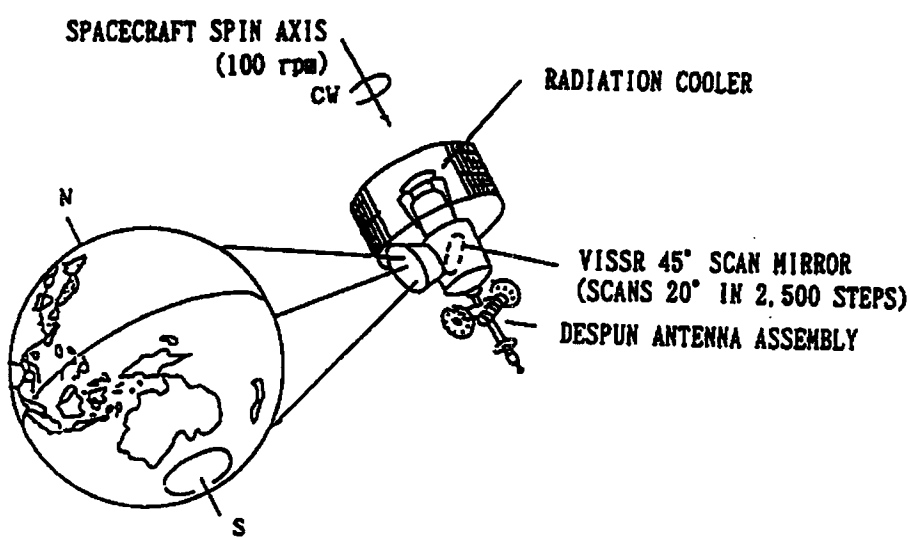
1) ดาวเทียม GMS4

ดาวเทียมดวงนี้ใช้งานตั้งแต่ปี ค.ศ. 1990 จนถึงกลางปี ค.ศ. 1995 ลักษณะของดาวเทียม GMS4 แสดงในรูปที่ 4.1 ดาวเทียมดังกล่าวอยู่ที่เส้นลองจิจูด 140°E เหนือเส้นศูนย์สูตรที่ความสูงประมาณ 35,800 กิโลเมตร



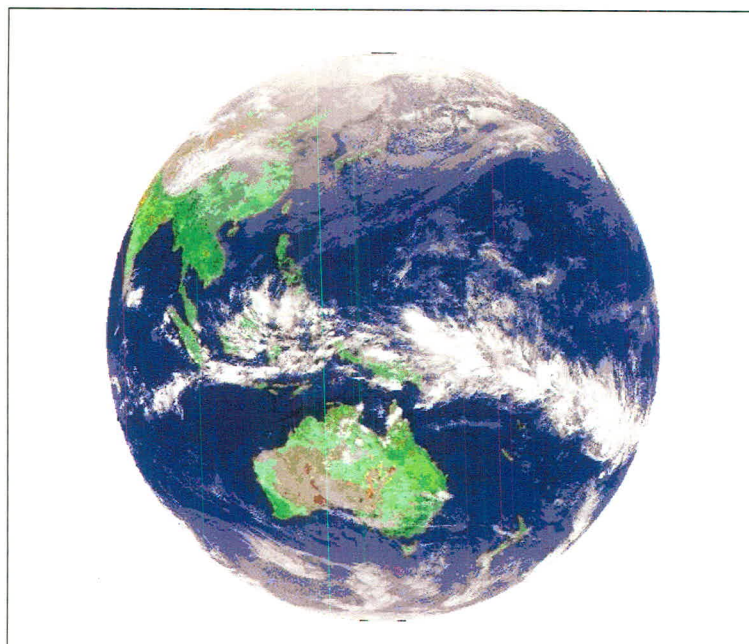
รูปที่ 4.1 ลักษณะของดาวเทียม GMS4

อุปกรณ์สำคัญที่ใช้บันทึกข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาของดาวเทียม GMS4 คือ Visible Infrared Spin Scan Radiometer หรือ VISSR ซึ่งทำหน้าที่บันทึกภาพของโลกและเมฆที่ปกคลุมในช่วงแสงสว่างและรังสีอินฟราเรด อุปกรณ์ดังกล่าวประกอบด้วยกล้องโทรทรรศน์และระบบบันทึกข้อมูล ในการบันทึกภาพ VISSR จะหมุนกวาดเก็บภาพของโลกจากขั้วเหนือไปยังขั้วใต้ของโลกตามการหมุนรอบตัวเองของดาวเทียมด้วยอัตรา 100 รอบต่อนาที โดยจะใช้เวลาประมาณ 30 นาทีต่อภาพ ดังรูปที่ 4.2 จากนั้นดาวเทียมจะส่งสัญญาณที่ได้มาประมวลผลที่สถานีควบคุมภาคพื้นดินในประเทศญี่ปุ่น และส่งสัญญาณกลับขึ้นไปยังดาวเทียมอีกครั้งหนึ่งเพื่อกระจายสัญญาณภาพลงมายังสถานีรับภาคพื้นดินในประเทศต่างๆ



รูปที่ 4.2 ระบบการบันทึกภาพของอุปกรณ์ VISSR

สัญญาณภาพที่ได้จาก GMS4 จะมี 2 แบบ ได้แก่ สัญญาณแบบ digital stretched VISSR หรือ S-VISSR และ weather facsimile format หรือ WEFAX สัญญาณภาพแบบ S-VISSR ต้องใช้สถานีรับซึ่งมีจานรับสัญญาณขนาดใหญ่และมีอุปกรณ์คอมพิวเตอร์ขนาดกลางหรือขนาดใหญ่เพื่อแปลงสัญญาณดิจิทัลให้เป็นภาพ ข้อดีของสัญญาณแบบนี้คือให้ภาพที่มีความละเอียดสูง สำหรับสัญญาณแบบ WEFAX สามารถรับได้โดยอุปกรณ์และจานรับสัญญาณขนาดเล็ก แต่มีความละเอียดน้อยกว่าสัญญาณแบบ S-VISSR ในงานด้านฟิสิกส์บรรยากาศจะนิยมใช้สัญญาณแบบ S-VISSR เพราะมีความละเอียดสูงกว่าสัญญาณแบบ WEFAX อีกทั้งยังเป็นสัญญาณแบบดิจิทัล ซึ่งสามารถนำมาใช้งานได้โดยตรง ลักษณะของภาพที่ได้จากสัญญาณแบบ S-VISSR แสดงไว้ในรูปที่ 4.3

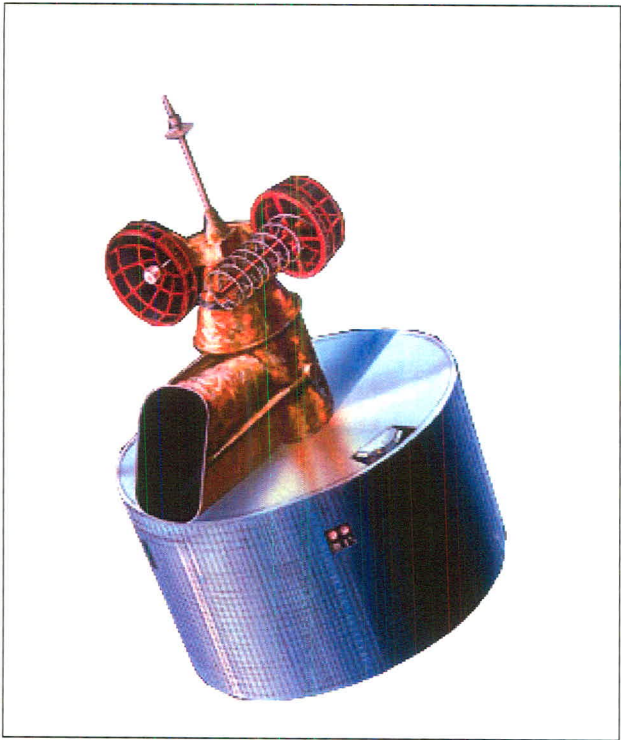


รูปที่ 4.3 ลักษณะข้อมูลจากดาวเทียม GMS4

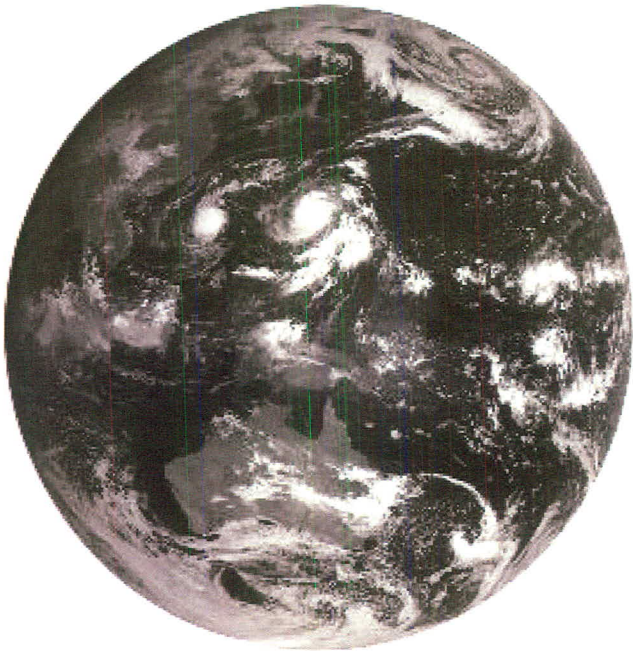
ดาวเทียม GMS4 มีช่องสัญญาณ 2 ช่อง ได้แก่ ช่องแสงสว่าง ($0.50\text{--}0.75\ \mu\text{m}$) และช่องอินฟราเรด ($6.5\text{--}7.0\ \mu\text{m}$) ข้อมูลที่จะนำมาใช้ในงานวิจัยนี้จะเป็นข้อมูลจากช่องสัญญาณแสงสว่าง ซึ่งมีความละเอียดประมาณ 3×3 ตารางกิโลเมตร

2) ดาวเทียม GMS5

ดาวเทียม GMS5 มีองค์ประกอบและกลไกการทำงานส่วนใหญ่คล้ายกับดาวเทียม GMS 4 สิ่งที่เพิ่มเติมในดาวเทียม GMS5 คือ สัญญาณในช่องแสงสว่างจะมีช่วงความยาวคลื่นกว้างขึ้น ($0.55\text{--}0.90\ \mu\text{m}$) และเพิ่มช่องสัญญาณอินฟราเรดเป็น 2 ช่อง ($10.5\text{--}11.5\ \mu\text{m}$ และ $11.5\text{--}12.5\ \mu\text{m}$) พร้อมทั้งมีช่องสัญญาณไอน้ำ 1 ช่อง ($6.7\text{--}7.0\ \mu\text{m}$) ดาวเทียม GMS5 เริ่มใช้งานต่อดาวเทียม GMS4 ที่หมดอายุในกลางปี ค.ศ. 1995 ดาวเทียม GMS5 มีกำหนดการใช้งานจนถึงปี ค.ศ. 2000 โดยในปี ค.ศ. 1999 องค์การอุตุนิยมวิทยาญี่ปุ่น (JMA) ได้ส่งดาวเทียมดวงใหม่ ชื่อ MTSAT1 เพื่อขึ้นไปแทนดาวเทียม GMS5 แต่เกิดอุบัติเหตุ ดาวเทียม MTSAT1 ถูกทำลาย ดังนั้นดาวเทียม GMS5 จึงต้องใช้งานต่อจนถึงเดือนพฤษภาคม ปี ค.ศ. 2003 จึงหมดอายุลง



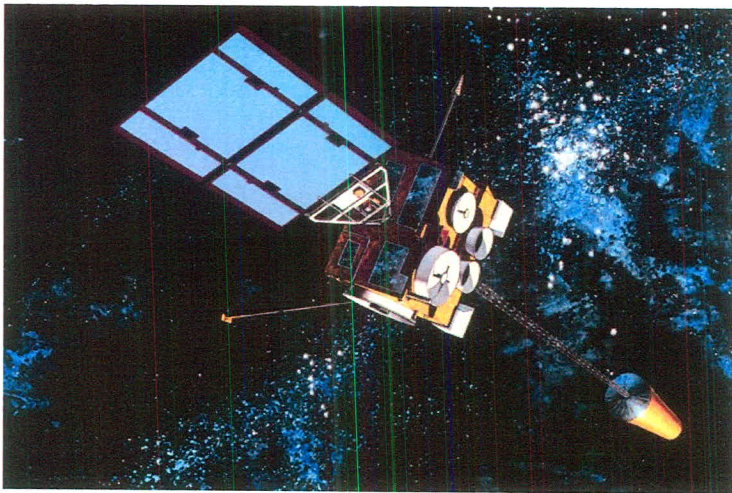
รูปที่ 4.4 ลักษณะดาวเทียม GMS5



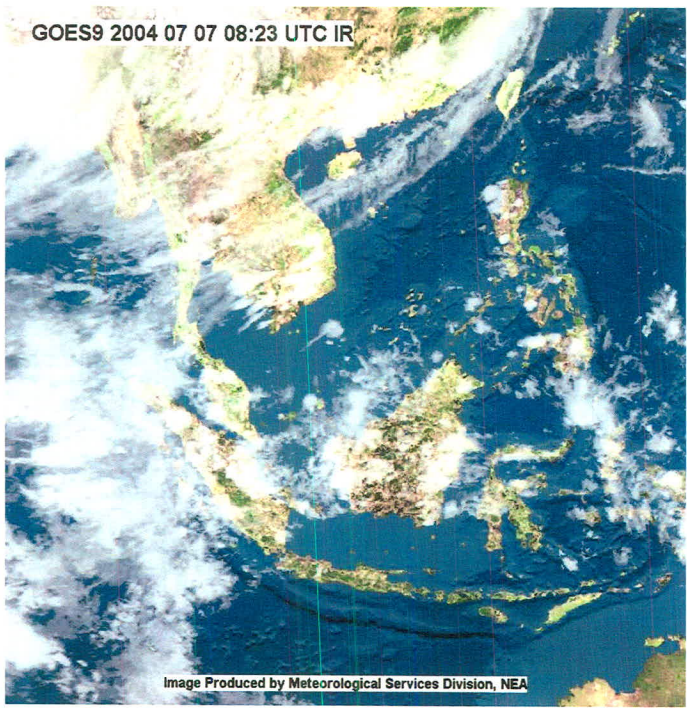
รูปที่ 4.5 ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียม GMS5

3) ดาวเทียม GOES9

ดาวเทียม Geostationary Operational Environmental Satellite ดวงที่ 9 หรือ GOES9 ใช้งานประจำอยู่เหนือมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตกของประเทศสหรัฐอเมริกา เมื่อดาวเทียม GMS5 หมดอายุลงในเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 1995 ทำให้ไม่มีดาวเทียมใช้งานด้านเอเชียตะวันออกและแปซิฟิก ดังนั้นสหรัฐอเมริกาได้เคลื่อนย้ายดาวเทียม GOES9 เข้ามาทำหน้าที่แทนดาวเทียม GMS5 จนกระทั่งจะมีการส่งดาวเทียมดวงใหม่ (MTSAT-1R) ในปี ค.ศ. 2005 ดาวเทียม GOES9 มีช่องสัญญาณแสงสว่าง 1 ช่อง (0.50-0.75 μm) และช่องสัญญาณอินฟราเรด 2 ช่อง ในการทำงาน ดาวเทียม GOES9 จะมีกระจกรับแสงที่สะท้อนจากโลกเข้าไปในระบบเลนส์และฟิลเตอร์ จากนั้นแสงจะถูกแบ่งไปยังอุปกรณ์ของช่องสัญญาณแสงสว่างและรังสีอินฟราเรด ซึ่งแต่ละช่องจะมี sensor เปลี่ยนให้เป็นสัญญาณไฟฟ้า แล้วส่งไปยังอุปกรณ์บันทึกข้อมูล จากนั้นข้อมูลจะถูกส่งลงมายังศูนย์ควบคุมที่ภาคพื้นดินเพื่อทำการประมวลผล แล้วส่งผลที่ได้กลับขึ้นไปยังดาวเทียมอีกครั้งหนึ่งเพื่อแพร่ภาพไปยังสถานีรับในประเทศต่างๆ ลักษณะของภาพถ่ายดาวเทียม GOES9 แสดงดังรูปที่ 4.7



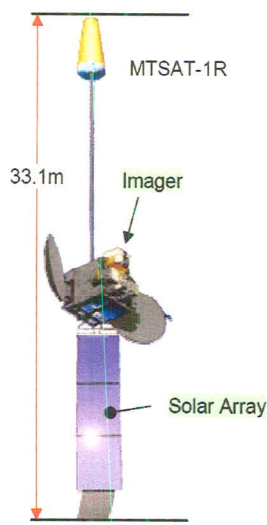
รูปที่ 4.6 ลักษณะของดาวเทียม GOES9



รูปที่ 4.7 ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม GOES9

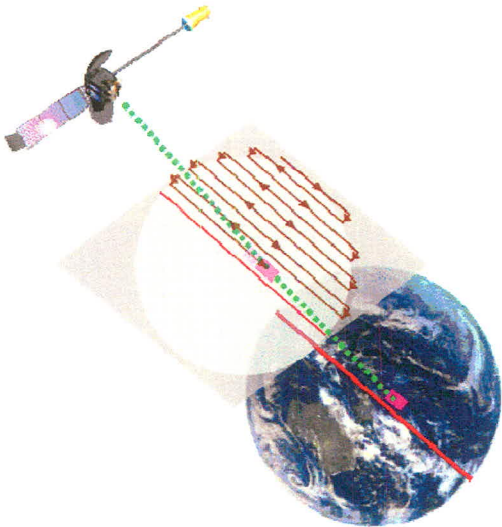
4) ดาวเทียม MTSAT-1R

ดาวเทียม Multi-Functional Transport Satellite (MTSAT) เป็นของ Japan Meteorological Agency (JMA) ประเทศญี่ปุ่น เป็นดาวเทียมที่ส่งขึ้นไปเพื่อแทนดาวเทียมGMS 5 โดยเริ่มใช้งานตั้งแต่กลางปี 2005 เพื่อใช้งานด้านอุตุนิยมวิทยาและการบิน สำหรับการใช้งานด้านอุตุนิยมวิทยาจะมีช่องรับสัญญาณ 4 ช่อง โดยเป็นช่องรับสัญญาณในช่วงความยาวคลื่นแสงสว่าง 1 ช่อง (0.55-0.80 μm) และช่องสัญญาณในช่วงความยาวคลื่นอินฟราเรด 4 ช่อง

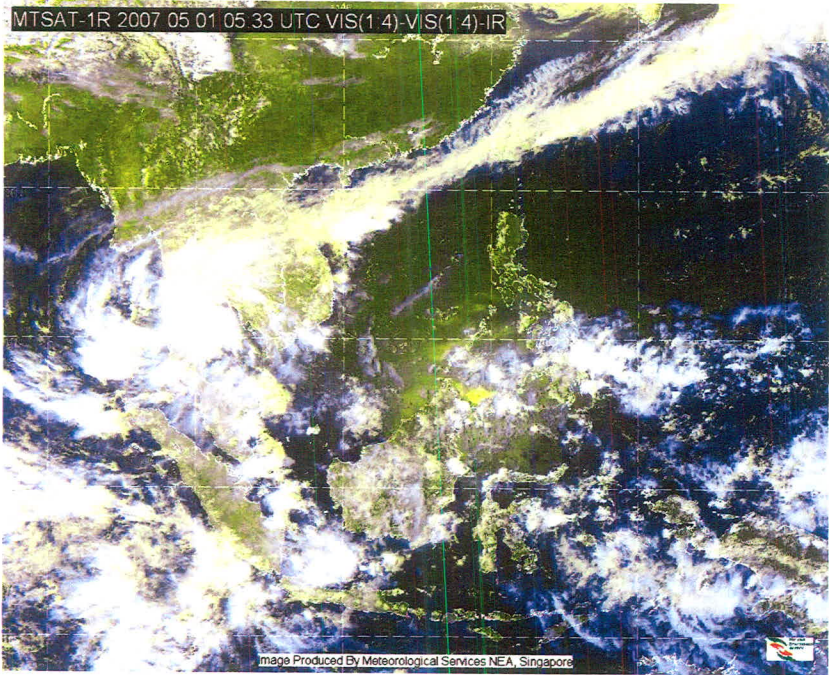


รูปที่ 4.8 ลักษณะของดาวเทียม MTSAT-1R

ในการทำงาน ดาวเทียมจะมีกระจกรับแสงที่สะท้อนจากโลกเข้าไปในระบบเลนส์และฟิลเตอร์ จากนั้นแสงจะถูกแบ่งออกและส่งไปยังช่องรับสัญญาณแสงสว่างและรังสีอินฟราเรด ซึ่งแต่ละส่วนจะมี sensor เปลี่ยนให้เป็นสัญญาณไฟฟ้า แล้วส่งไปยังอุปกรณ์บันทึกข้อมูล จากนั้นข้อมูลจะถูกส่งลงมายังศูนย์ควบคุมที่ประเทศญี่ปุ่นเพื่อทำการประมวลผล แล้วส่งผลที่ได้กลับขึ้นไปยังดาวเทียมอีกครั้งหนึ่งเพื่อแพร่ภาพไปยังสถานีรับในประเทศต่างๆ ลักษณะของการบันทึกภาพแสดงดังรูปที่ 4.9



รูปที่ 4.9 การบันทึกภาพของดาวเทียม MTSAT-1R



รูปที่ 4.10 ตัวอย่างข้อมูลจากดาวเทียม MTSAT-1R

4.2 การเตรียมข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม

ในการหาความลึกเชิงแสงทั่วประเทศไทยจากภาพถ่ายดาวเทียม ผู้วิจัยได้ทำการจัดหาข้อมูลดาวเทียมในช่องสัญญาณแสงสว่างจากดาวเทียม GMS4, GMS5, GOES9 และ MTSAT-1R เป็นช่วงระยะเวลาของข้อมูล 20 ปี (ค.ศ. 1990-2009) โดยมีรายละเอียดของข้อมูลตามตารางที่ 4.1 ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมเหล่านี้จะต้องนำมาจัดเตรียมก่อนการนำไปใช้งานตามขั้นตอนต่างๆ ดังนี้

ตารางที่ 4.1 ระยะเวลาของข้อมูลดาวเทียมที่ใช้ในงานวิจัยนี้

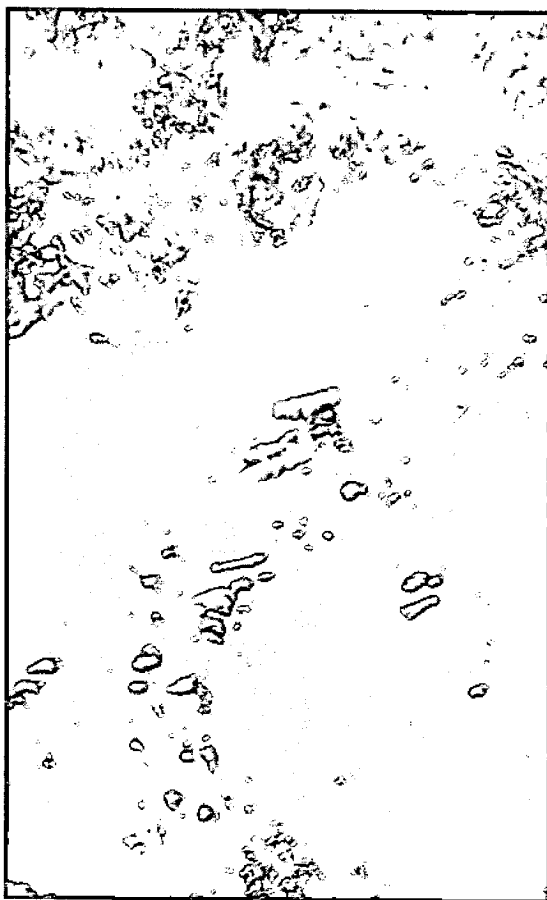
ดาวเทียม	ช่วงเวลาข้อมูล
1. GMS4	มกราคม 1990 - มิถุนายน 1995
2. GMS5	มิถุนายน 1995 – พฤษภาคม 2003
3. GOES9	พฤษภาคม 2003 – มิถุนายน 2005
4. MTSAT-1R	มิถุนายน 2005 – ธันวาคม 2009

- 1) การแปลงลักษณะของภาพถ่ายดาวเทียม (transformation of map projection of satellite image map project)

ข้อมูลที่ได้จากดาวเทียมจะอยู่ในรูปของพิกเซล (pixel) โดยแต่ละพิกเซลจะมีระดับความเทา (gray level) แปรได้อยู่ระหว่าง 0-255 เราสามารถนำข้อมูลดังกล่าวมาแสดงในรูปของภาพของบรรยากาศและพื้นผิวโลกซึ่งเห็นพื้นดิน ทะเล และเมฆ ซึ่งจะครอบคลุมพื้นผิวโลก 1 ซีก โดยประเทศไทยจะอยู่ทางขอบภาพด้านตะวันตก ทำให้ภาพที่ได้จะมีลักษณะโค้ง หรือเป็นภาพใน satellite projection (รูปที่ 4.11) ซึ่งระบอบภาพไม่แปรโดยตรงกับระบอบบนพื้นผิวโลกทำให้ไม่สะดวกในการใช้งาน ดังนั้นผู้วิจัยจึงได้เขียนโปรแกรมคอมพิวเตอร์ เพื่อทำการแปลงให้เป็นภาพที่แผ่ในแนวละติจูดและลองจิจูดซึ่งระบอบภาพแปรตามระยะทางบนพื้นผิวโลก หรือเป็นภาพที่อยู่ใน cylindrical projection (รูปที่ 4.12)



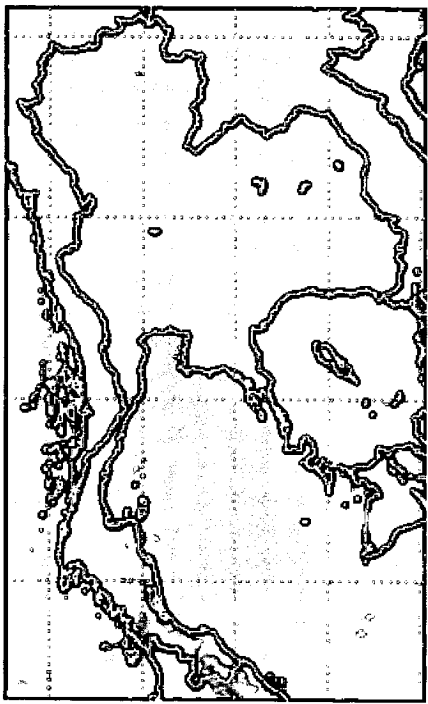
รูปที่ 4.11 ภาพถ่ายดาวเทียมใน satellite projection



รูปที่ 4.12 ภาพถ่ายดาวเทียมใน cylindrical projection

2) การหาพิกัดของตำแหน่งบนภาพถ่ายดาวเทียม (image navigation)

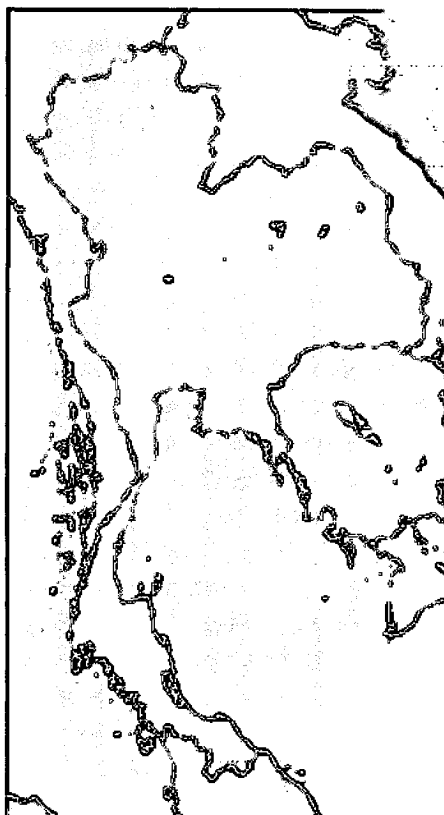
ในการนำข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมไปใช้งาน จำเป็นต้องรู้พิกัด (ละติจูดและลองจิจูด) ของทุกพิกเซล ผู้วิจัยจึงได้นำแผนที่ประเทศไทยมาซ้อนทับภาพถ่ายดาวเทียมที่แปลงแล้ว และใช้โปรแกรมคอมพิวเตอร์ร่วมกับการสังเกตด้วยสายตาปรับให้แผนที่ซ้อนทับกับภาพพอดี โดยใช้แนวชายฝั่ง และเกาะต่างๆ เป็นแนวอ้างอิง เนื่องจากภาพใน cylindrical project ระยะทางบนภาพจะแปรตามระยะทางบนพื้นผิวโลก ดังนั้นภาพที่ทำการซ้อนทับกับแผนที่พอดี จะสามารถใช้พิกัดของแผนที่ที่นำไปซ้อนทับมาคำนวณหาพิกัดของทุกพิกเซลบนภาพได้



รูปที่ 4.13 ภาพถ่ายดาวเทียมที่ทำการหาพิกัดแล้ว

3) การแปลงระดับความเทา (gray level) ให้เป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อน

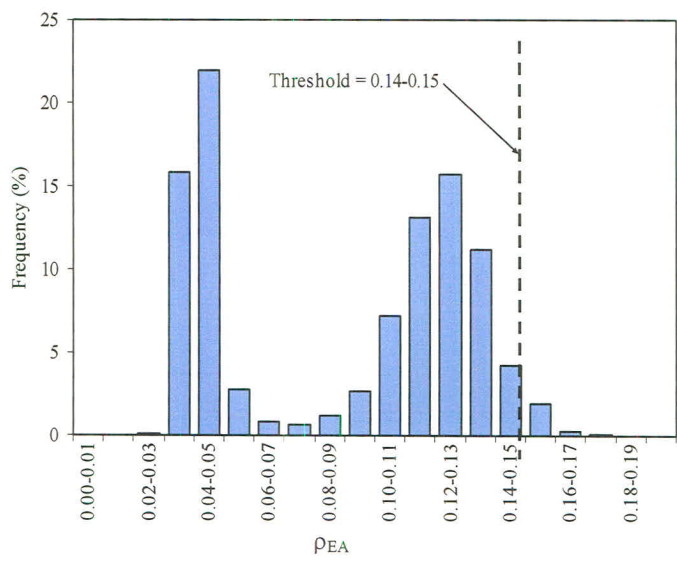
ภาพที่หาพิกัดแล้วจะประกอบด้วยเมตริกซ์ของพิกเซลขนาด 500x800 พิกเซล ในช่วงละติจูด 5-21 °N และลองจิจูด 97-106 °E ซึ่งครอบคลุมพื้นที่ทั่วประเทศไทย เนื่องจากข้อมูลของแต่ละพิกเซลอยู่ในรูปของระดับความเทา (0-255) ซึ่งเป็นปริมาณทางคอมพิวเตอร์ไม่สามารถนำมาใช้ในกระบวนการความลึกเชิงแสงของผืนผิวดินได้ ดังนั้นผู้วิจัยจึงได้ทำการแปลงระดับความเทาให้เป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (earth-atmospheric reflectivity, ρ_{EA}) ซึ่งเป็นปริมาณทางฟิสิกส์ที่แปรค่าอยู่ระหว่าง 0-1 ในการแปลงดังกล่าวจะใช้ตารางสอบเทียบที่แสดงความสัมพันธ์ระดับความเทา กับสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก ซึ่งหน่วยงานเจ้าของดาวเทียมเป็นผู้จัดเตรียมให้ ตัวอย่างภาพถ่ายดาวเทียมที่แปลงเป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก แสดงไว้ในรูปที่ 4.14



รูปที่ 4.14 ภาพถ่ายดาวเทียมที่แปลงเป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก

4) การคัดเลือกพิกเซลที่ปราศจากเมฆ (cloud screening process)

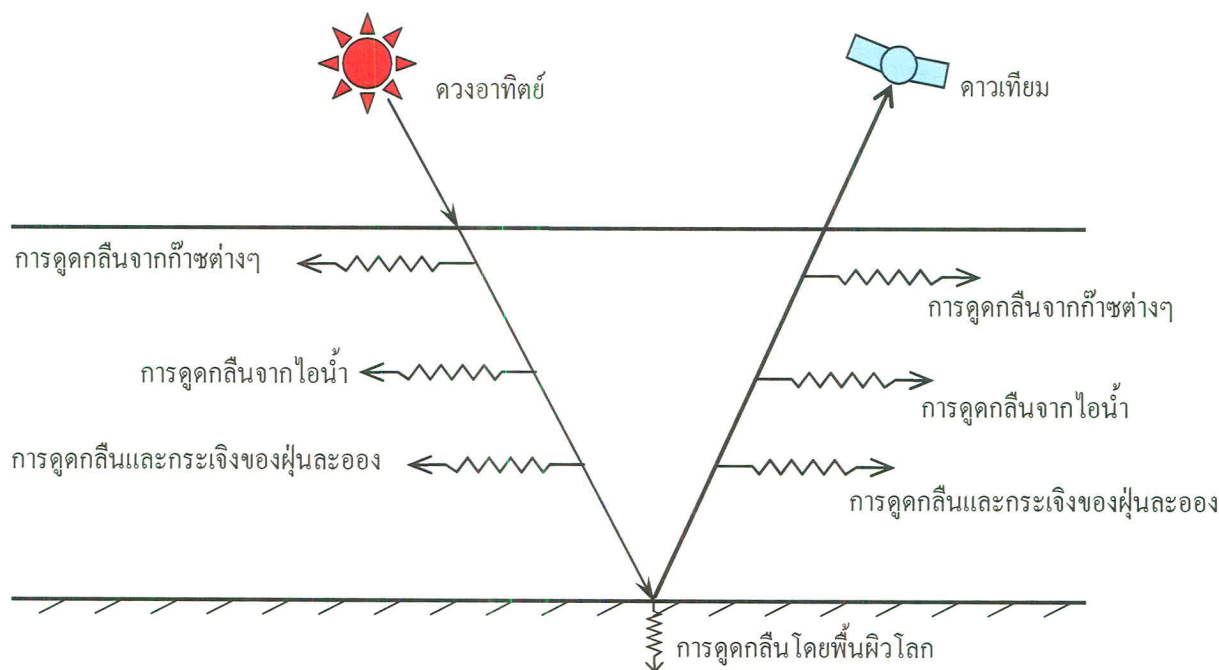
เนื่องจากกระบวนการที่จะหาความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD) โดยอาศัยภาพถ่ายดาวเทียมที่พัฒนาขึ้นในงานวิจัยนี้จะใช้ได้เฉพาะกรณีที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆเท่านั้น แต่พิกเซลของภาพถ่ายดาวเทียมจะมีทั้งที่มีเมฆปกคลุมและที่ปราศจากเมฆ ดังนั้นจึงจำเป็นต้องทำการคัดเลือกเฉพาะพิกเซลที่ปราศจากเมฆเท่านั้นมาหา AOD ในการคัดเลือก ผู้วิจัยจะนำค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (p_{EA}) ของภาพถ่ายดาวเทียมมาทำการแจกแจง เพื่อกำหนดค่าขีดกำหนด (threshold) ซึ่งแบ่งแยกระหว่างค่า p_{EA} ของพิกเซลที่มีเมฆและพิกเซลที่ปราศจากเมฆ (รูปที่ 4.15) ผู้วิจัยใช้ค่าขีดกำหนดที่ได้ไปทำการคัดเลือกพิกเซลของภาพถ่ายดาวเทียมที่ปราศจากเมฆสำหรับนำไปหาค่า AOD



รูปที่ 4.15 การแจกแจงค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (p_{EA}) ที่ใช้แยก พิกเซลที่มีเมฆกับที่ปราศจากเมฆ

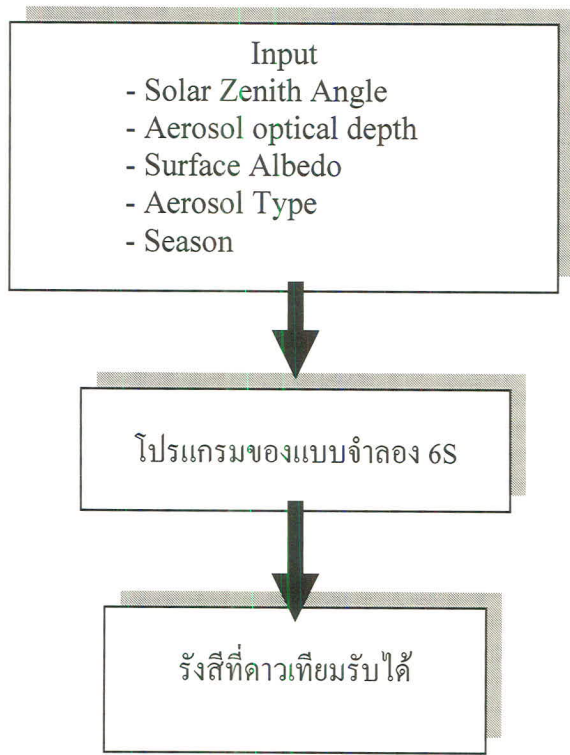
4.3 การสร้างตารางสำหรับค้นหาค่าความลึกเชิงแสง (look up table, LUT)

ในการหาค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง (AOD) ในบรรยากาศจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ผู้วิจัยจะใช้แบบจำลองการถ่ายเทรังสี (radiative transfer model) ในบรรยากาศ ชื่อ Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum หรือ 6S ซึ่งพัฒนาโดยห้องปฏิบัติการ Atmospheric Optics มหาวิทยาลัย Ille ประเทศฝรั่งเศส (Vermote et al, 1997) แบบจำลองดังกล่าวจะแสดงความสัมพันธ์รังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลกกับรังสีดวงอาทิตย์ที่สะท้อนจากพื้นผิวโลก และคาดว่าอุดมคติวิทยาต่างๆ รับผิดชอบ (รูปที่ 4.16) โดยเป็นการจำลองสถานการณ์ (simulation) ในสภาพท้องฟ้าปราศจากเมฆ รังสีที่ดาวเทียมรับได้จะขึ้นกับปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ ความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง สัมประสิทธิ์การสะท้อนของพื้นผิวโลก สัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและตำแหน่งของดวงอาทิตย์และดาวเทียม



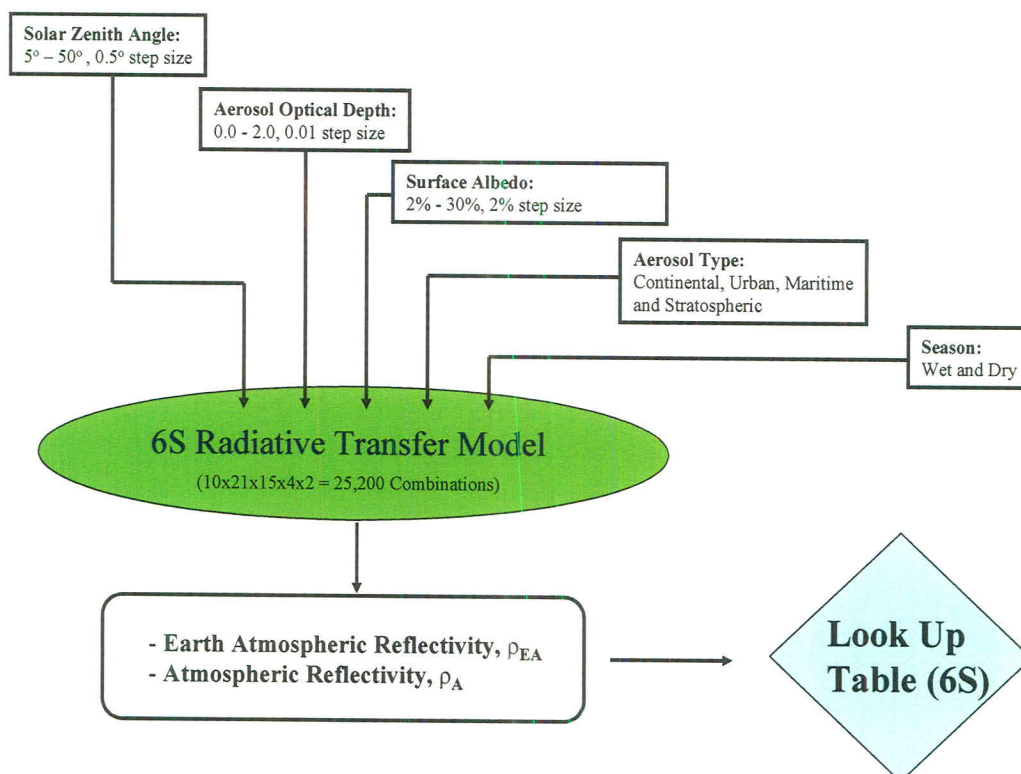
รูปที่ 4.16 แผนภูมิแสดงการถ่ายเทรังสีในบรรยากาศตามแบบจำลอง 6S

เนื่องจากแบบจำลอง 6S เป็นสมการทางคณิตศาสตร์ที่ซับซ้อน Tanré และคณะ (1986) จึงเขียนโปรแกรมคอมพิวเตอร์ในภาษาฟอร์แทรน เพื่อแสดงความสัมพันธ์ของตัวแปรต่างๆ ตามแผนภูมิในรูปที่ 4.17



รูปที่ 4.17 แผนภูมิแสดง input และ output ของโปรแกรมคอมพิวเตอร์ของแบบจำลอง 6S

ถ้าเรารู้ค่าของตัวแปรที่เป็นอินพุทของแบบจำลอง เราก็จะสามารถคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ดาวเทียมรับได้ ในทางกลับกันถ้าเรารู้ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ดาวเทียมรับได้ เราก็สามารถคำนวณย้อนกลับไปหาค่าของตัวแปรที่เราสนใจซึ่งเป็นอินพุทของแบบจำลองได้ เนื่องจากอินพุทของแบบจำลองมีหลายตัวแปร ดังนั้นเราจะต้องรู้ค่าตัวแปรอื่นๆ ทั้งหมดยกเว้นตัวแปรที่เราต้องการหาค่าเท่านั้น ในกรณีของเรา ตัวแปรที่เราสนใจต้องการรู้ คือ ค่าความลึกเชิงแสงของฝุ่นละออง อย่างไรก็ตาม สมการแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มรังสีที่ดาวเทียมวัดได้กับตัวแปรอินพุททั้งหมดตามแบบจำลอง 6S มีความซับซ้อนมากไม่สามารถเขียนในรูปสมการที่มีความลึกเชิงแสงอยู่ทางด้านซ้ายมือของสมการและตัวแปรอื่นๆ อยู่ทางด้านขวามือของสมการได้ ในการแก้ปัญหาดังกล่าว ผู้วิจัยจะทำการคำนวณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ โดยแปรค่าตัวแปรอินพุทเป็นค่าต่างๆ รวมถึงค่าของความลึกเชิงแสงของฝุ่นละอองด้วย และเก็บค่าอินพุทและเอาอินพุททั้งหมดไว้ในตาราง โดยจะเรียกตารางดังกล่าวว่า ตารางสำหรับใช้ค้นหาค่าตัวแปรความลึกเชิงแสง (look up table, LUT) ในตารางดังกล่าวผู้วิจัยได้ใส่ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีของบรรยากาศ (atmospheric reflectivity, ρ_A) ซึ่งคำนวณโดยใช้สมการของ Janjai และคณะ (2005) เข้าไว้ด้วย เพื่อให้ตัวแปรในตารางมีความสมบูรณ์ยิ่งขึ้น วิธีการสร้างตารางดังกล่าวแสดงในรูปที่ 4.18



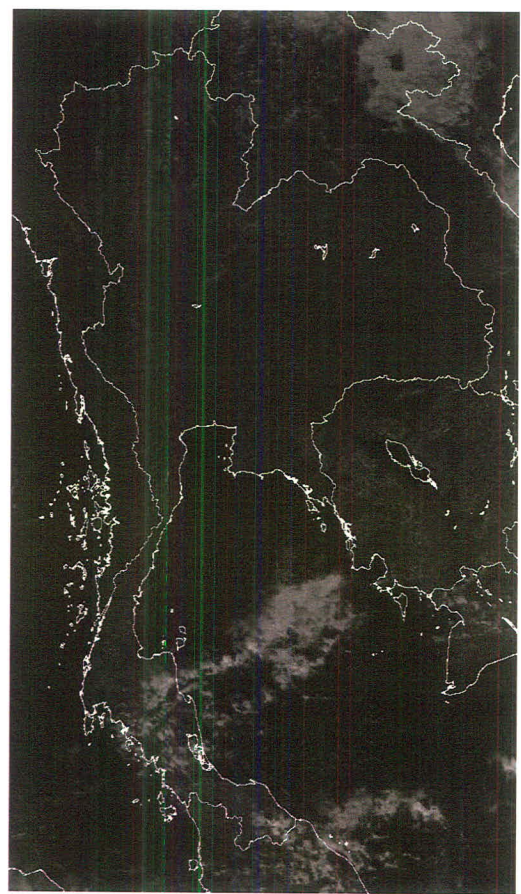
รูปที่ 4.18 แผนภูมิแสดงการคำนวณเพื่อสร้างตารางสำหรับค้นหาค่าตัวแปรความลึกเชิงแสง

4.4 การหาค่าความลึกเชิงแสงทั่วประเทศโดยใช้ LUT

LUT ที่สร้างขึ้นตามรายละเอียดในหัวข้อ 4.3 จะเป็นตารางของค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งดาวเทียมรับได้ที่ค่าตัวแปรอินพุตค่าต่างๆ โดยค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์จะเป็นค่าสัมพัทธ์ เมื่อเทียบกับค่าความเข้มรังสีอาทิตย์นอกบรรยากาศโลกที่ตกกระทบที่ส่วนบนสุดของบรรยากาศ (top of the atmosphere, TOA) หรือเป็นสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (earth-atmospheric albedo, p_{EA}) ที่ได้จากภาพถ่ายดาวเทียมนั่นเอง ในการนำ LUT ไปใช้หาความลึกเชิงแสง (AOD) ทั่วประเทศ เราต้องทราบค่าเอาต์พุต และตัวแปรอินพุตอื่นๆ ทั่วประเทศ ซึ่งทำได้ดังนี้

- 1) สัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก (p_{EA})

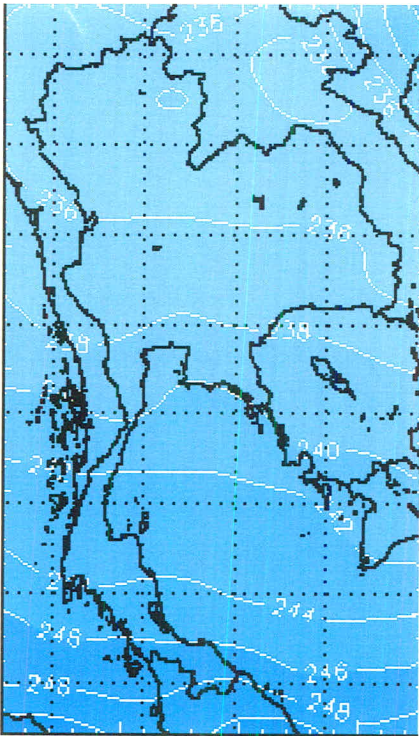
ผู้วิจัยจะทำการหา p_{EA} จากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมที่เวลา 12.00 น. จากปี ค.ศ. 1990 ถึง 2009 รวม 20 ปี ตามวิธีการที่กล่าวไปแล้วในหัวข้อ 4.1 ตัวอย่างของค่า p_{EA} ทั่วประเทศที่จัดแสดงในรูปแบบแผนที่แสดงไว้ในรูปที่ 4.19



รูปที่ 4.19 ตัวอย่างแผนที่ของสัมประสิทธิ์การสะท้อนของบรรยากาศและพื้นผิวโลก
วันที่ 15 เดือนธันวาคม ค.ศ. 2006

2) ปริมาณโอโซน

ปริมาณโอโซนเป็นตัวแปรหนึ่งในแบบจำลองซึ่งจำเป็นต้องใช้ใน LUT เนื่องจากข้อมูลวัดปริมาณโอโซนมีเฉพาะที่กรุงเทพฯ และสงขลา แต่ในช่วงเวลาระหว่างปี ค.ศ. 1990-2009 มีดาวเทียมของ NASA ได้แก่ EP/TOMS และ AURA/OMI ทำการตรวจวัดโอโซนครอบคลุมพื้นที่ส่วนใหญ่ของโลกรวมถึงประเทศไทยด้วย ดังนั้นผู้วิจัยจะใช้ข้อมูลจากดาวเทียมดังกล่าวมาใช้ในการนี้ ตัวอย่างปริมาณโอโซนจากข้อมูลดาวเทียม AURA/OMI แสดงในรูปที่ 4.20



รูปที่ 4.20 แผนที่แสดงการกระจายของปริมาณ โอโซนจากดาวเทียม AURA/OMI เดือนมกราคม ค.ศ. 1990

3) ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (precipitable water)

ในการหาปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ ซึ่งต้องใช้ในแบบจำลอง 6S ผู้วิจัยจะทำการคำนวณจากค่าความชื้นสัมพัทธ์ (rh) และอุณหภูมิอากาศแวดล้อม (T) ที่วัดตามสถานีอุตุนิยมวิทยาทั่วประเทศ 80 แห่ง (รูปที่ 4.21) โดยใช้สมการที่เสนอโดย Janjai และคณะ (2005) ดังนี้

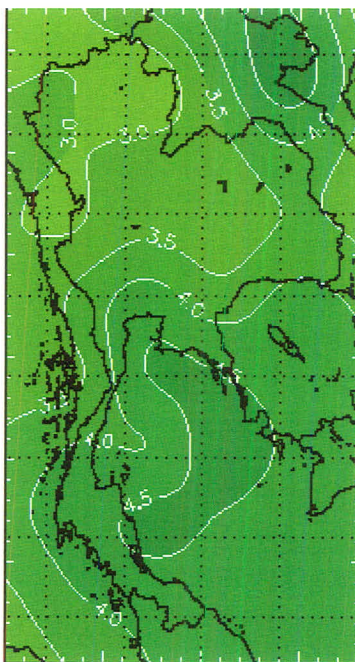
$$w = 0.8933 \exp(0.1715rh \, p_{vs} / T) \tag{4.1}$$

- เมื่อ w = ปริมาณไอน้ำในบรรยากาศ (cm)
 rh = ความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศแวดล้อม (-)
 T = อุณหภูมิอากาศแวดล้อม (K)
 p_{vs} = ความดันไอน้ำอิ่มตัว (hPa)

หลังจากนั้นจะนำค่าปริมาณไอน้ำที่ตำแหน่ง 80 สถานี มาทำการ interpolation ให้ได้ค่าครอบคลุมทั่วประเทศ ตัวอย่างของผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 4.22



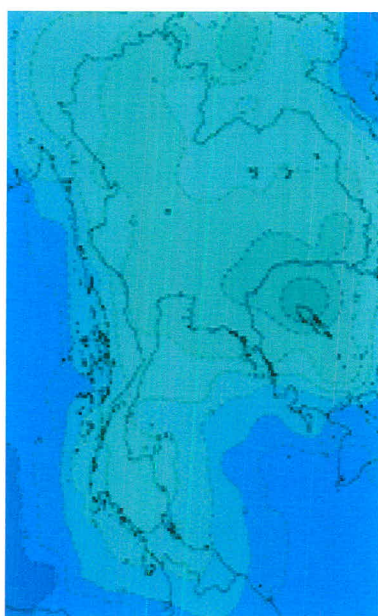
รูปที่ 4.21 เครื่องข่ายสถานีอุตุนิยมวิทยา ซึ่งมีการวัดอุณหภูมิและความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศแวดล้อม และทัศนวิสัย



รูปที่ 4.22 ตัวอย่างการกระจายตามพื้นที่ของไอน้ำในบรรยากาศของเดือนกุมภาพันธ์ ค.ศ. 1990

4) ค่าทัศนวิสัย

เนื่องจากในการหาค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ของบรรยากาศ (ρ_A) จำเป็นต้องใช้ข้อมูลทัศนวิสัยเป็นอินพุทของแบบจำลอง ในงานวิจัยนี้ผู้วิจัยจะใช้ค่าทัศนวิสัยซึ่งมีการวัดที่สถานีอุตุนิยมวิทยา 80 แห่ง (รูปที่ 4.21) จากนั้นจะนำค่าที่สถานีดังกล่าวมาทำการ interpolation ให้ได้ค่าครอบคลุมทั่วประเทศ (รูปที่ 4.23)



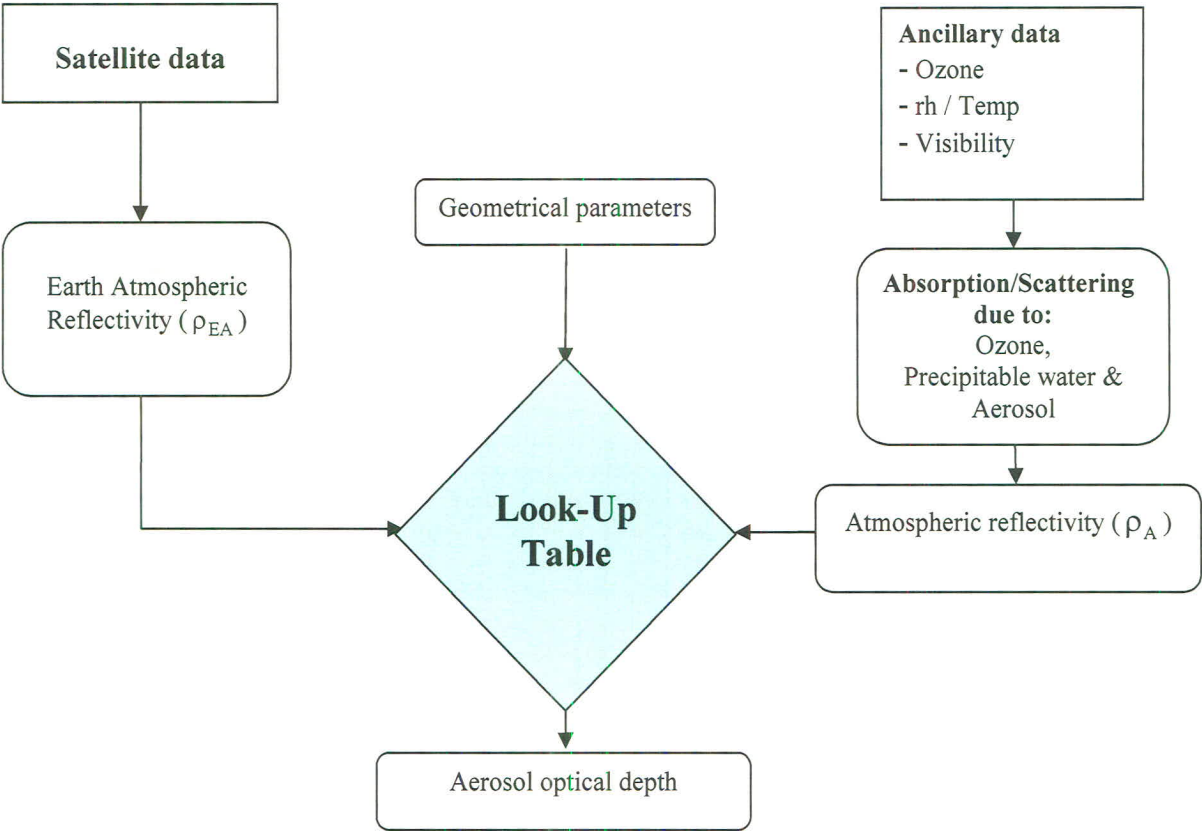
รูปที่ 4.23 ตัวอย่างการกระจายของค่าทัศนวิสัยทั่วประเทศในเดือนกรกฎาคม ค.ศ. 2005

4.5 ทดสอบการหาค่า AOD ด้วย LUT

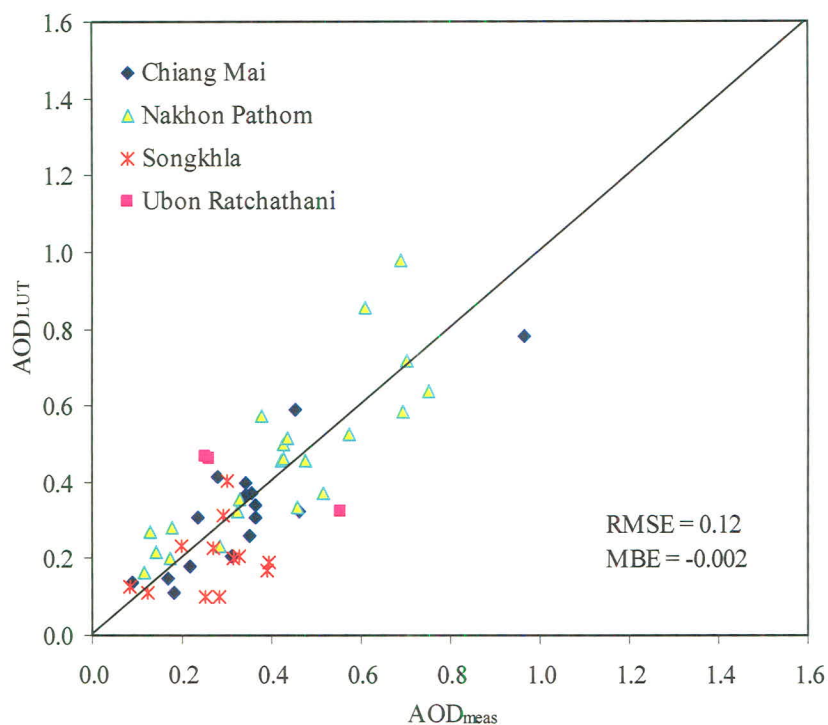
หลังจากที่ได้เตรียมข้อมูลสำหรับใช้ใน LUT แล้ว ผู้วิจัยจะเขียนโปรแกรมคอมพิวเตอร์สำหรับค้นหาค่าความลึกเชิงแสง (AOD) จาก LUT ที่สร้างไว้ ตามแผนภูมิในรูปที่ 4.24

จากนั้น เพื่อทำการทดสอบความถูกต้องของแบบจำลอง ผู้วิจัยจะนำค่า AOD ที่ได้จากแบบจำลองนี้ไปทำการเปรียบเทียบกับค่า AOD ที่ได้จากการวัดด้วยเครื่อง sunphotometer ที่ทำการติดตั้งที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา โดยเครื่อง sunphotometer นี้จะทำการวัดสเปกตรัมรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ที่ความยาวคลื่น 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 และ 1,020 นาโนเมตร แต่เนื่องจากโปรแกรม 6S ที่ผู้วิจัยใช้ในงานวิจัยนี้ รับอินพุตในกรณีของ AOD ที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร เท่านั้น ดังนั้น ผู้วิจัยจึงเลือกค่า AOD ที่ได้จากการวัดด้วยเครื่อง sunphotometer ที่ความยาวคลื่นเดียวกันคือที่ 500 นาโนเมตร มาทำการเปรียบเทียบกับค่าที่ได้จากแบบจำลอง

ในขั้นตอนแรก ผู้วิจัยจะนำค่า AOD ที่ได้จาก LUT ซึ่งเป็นค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนของปี 2006 ถึง 2009 ที่เป็นช่วงเวลาเดียวกับที่มีข้อมูลจากการวัดด้วยเครื่อง sunphotometer มาทำการตัดพิกเซลที่ตรงกับที่ตั้งของสถานีวัดของมหาวิทยาลัยศิลปากรทั้ง 4 แห่ง ได้แก่ ที่ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคเหนือ จังหวัดเชียงใหม่ (18.78°N, 98.98°E) ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคตะวันออกเฉียงเหนือ จังหวัดอุบลราชธานี (15.25°N, 104.87°E) คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร จังหวัดนครปฐม (13.82°N, 100.04°E) และศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก จังหวัดสงขลา (7.2°N, 100.6°E) จากนั้นจะนำค่าที่ได้ดังกล่าวมาทำการเปรียบเทียบกับค่า AOD รายวันเฉลี่ยต่อเดือนที่ได้จากเครื่อง sunphotometer โดยจะทำการเปรียบเทียบในรูปของ root mean square error (RMSE) และ mean bias error (MBE) ผลที่ได้แสดงในรูปที่ 4.25 ซึ่งจากผลการเปรียบเทียบพบว่าค่า AOD ที่ได้จาก LUT และจากการวัดด้วย sunphotometer ทั้ง 4 สถานี ส่วนใหญ่มีค่าที่สอดคล้องกัน โดยมีค่า RMSE และ MBE เท่ากับ 0.12 และ -0.002 ตามลำดับ



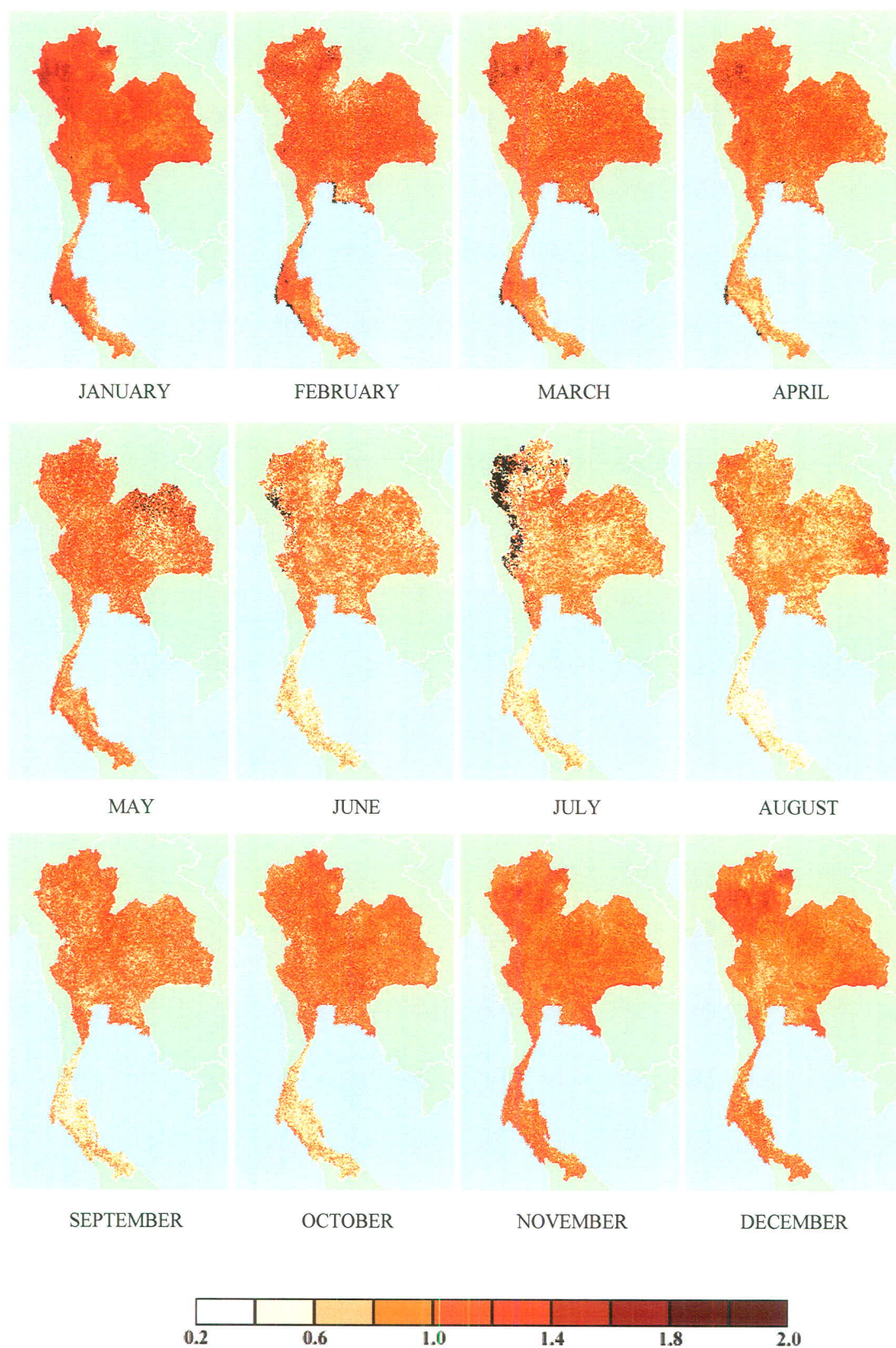
รูปที่ 4.24 แผนภูมิแสดงการใช้ LUT ในการหาค่า AOD



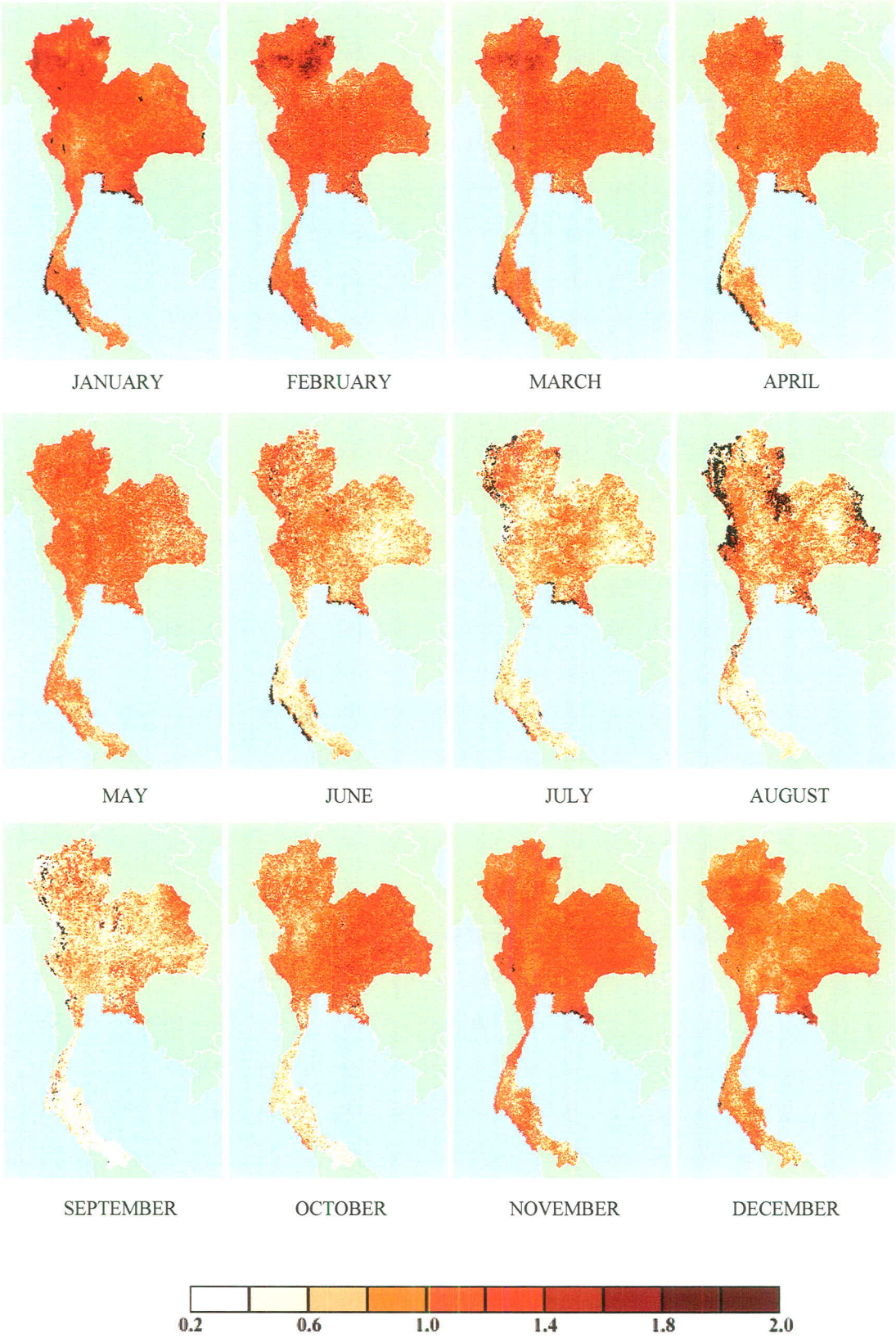
รูปที่ 4.25 การเปรียบเทียบค่าความลึกเชิงแสงที่ได้จาก LUT (AOD_{LUT}) และที่ได้จากการวัดด้วย sunphotometer (AOD_{meas})

4.6 ผลการหาค่าความลึกเชิงแสงจาก LUT

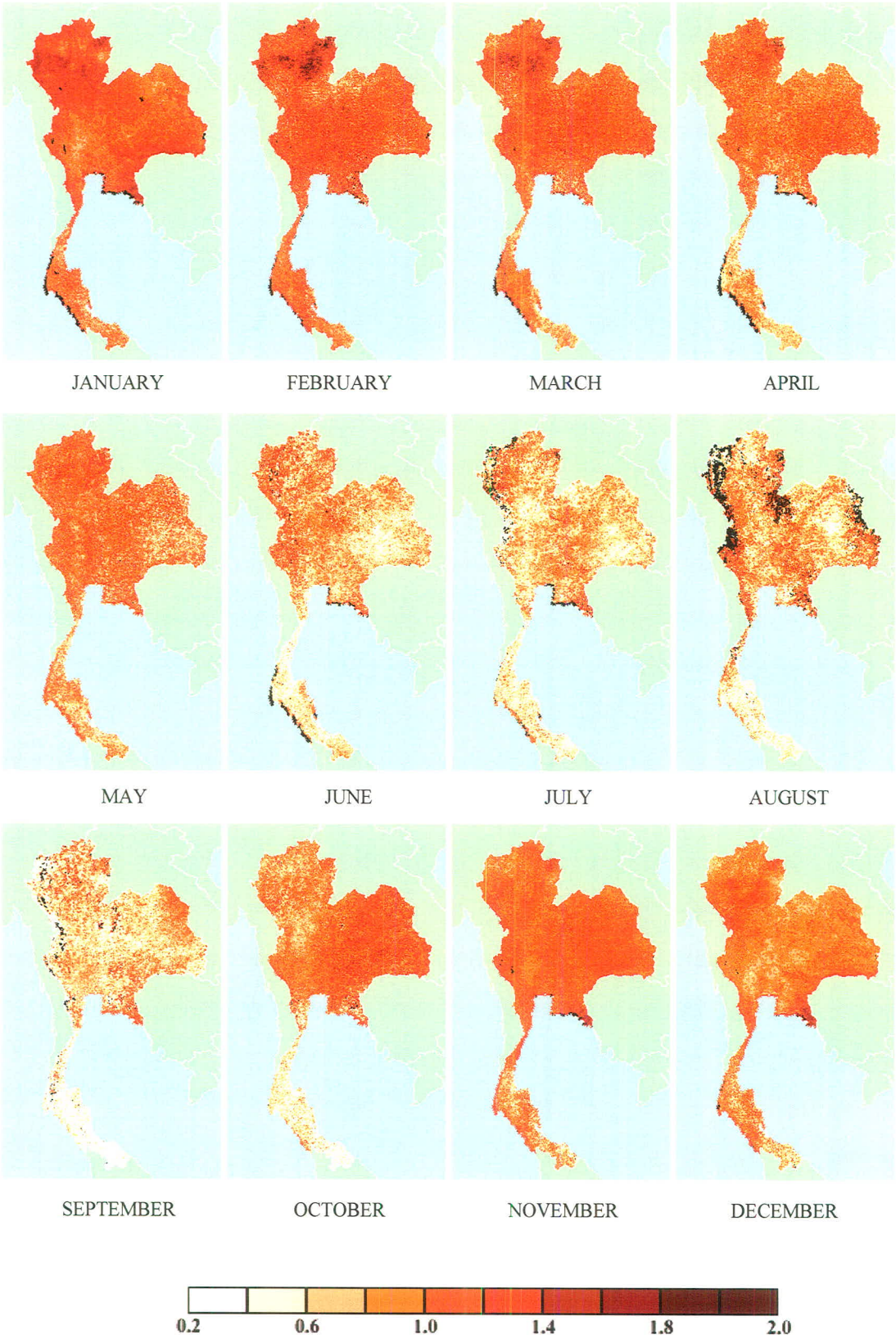
หลังจากทำการทดสอบความละเอียดถูกต้องของกระบวนการใช้ LUT แล้ว ผู้วิจัยจึงได้นำ LUT ไปหาค่าความลึกเชิงแสงที่ทุกพิกเซลของข้อมูลดาวเทียมที่เวลาเที่ยงวันและนำค่าที่ได้ไปหาค่าเฉลี่ยรายเดือน จากนั้นนำผลที่ได้ไปทำการจัดแสดงในรูปแบบที่ความลึกเชิงแสงรายเดือนของทุกเดือนตั้งแต่ปี ค.ศ. 1990 ถึง 2009 ผลที่ได้แสดงในรูปที่ 4.26-4.45



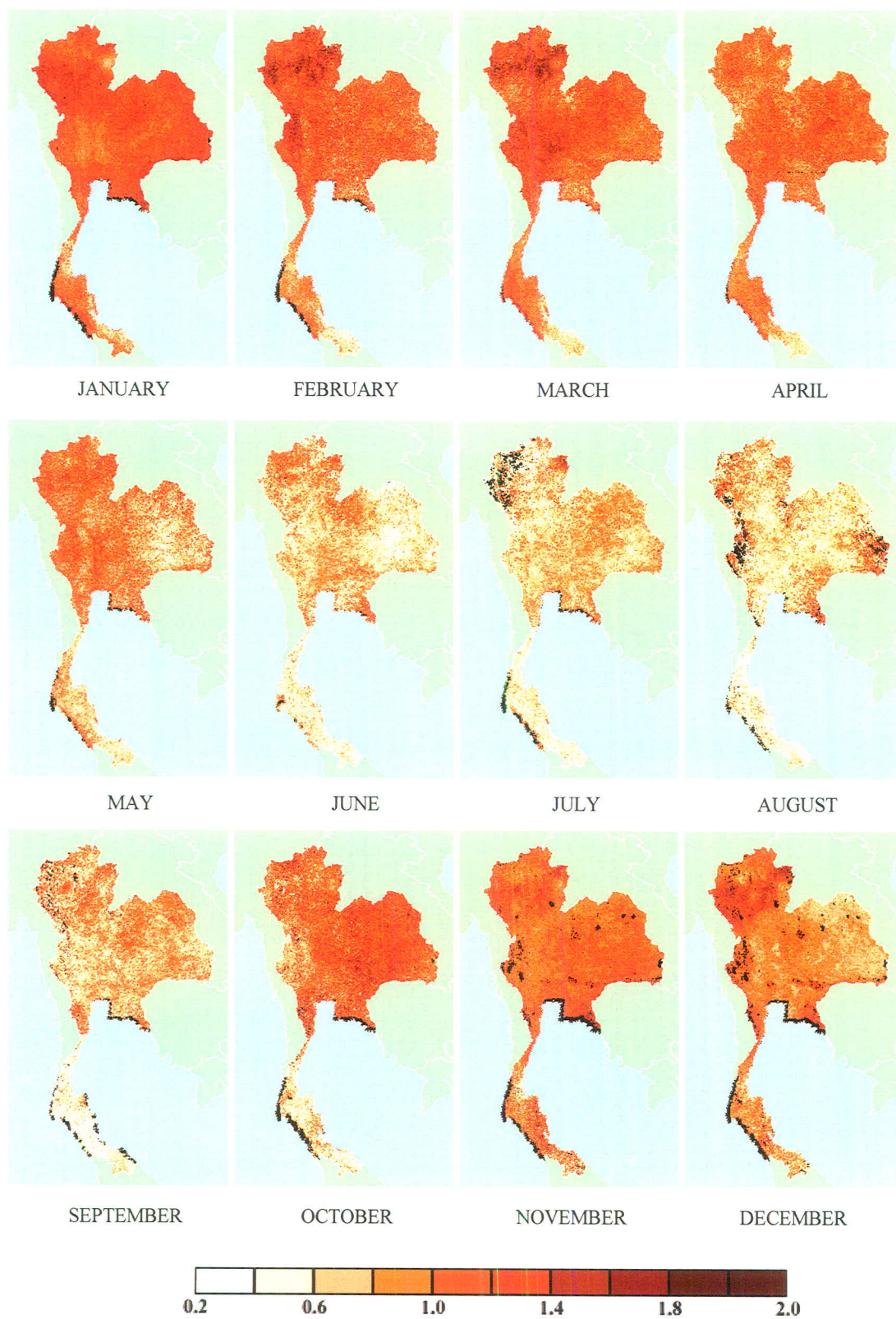
รูปที่ 4.26 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1990
(บริเวณสีดำ คือบริเวณที่ไม่สามารถหาค่า AOD ได้)



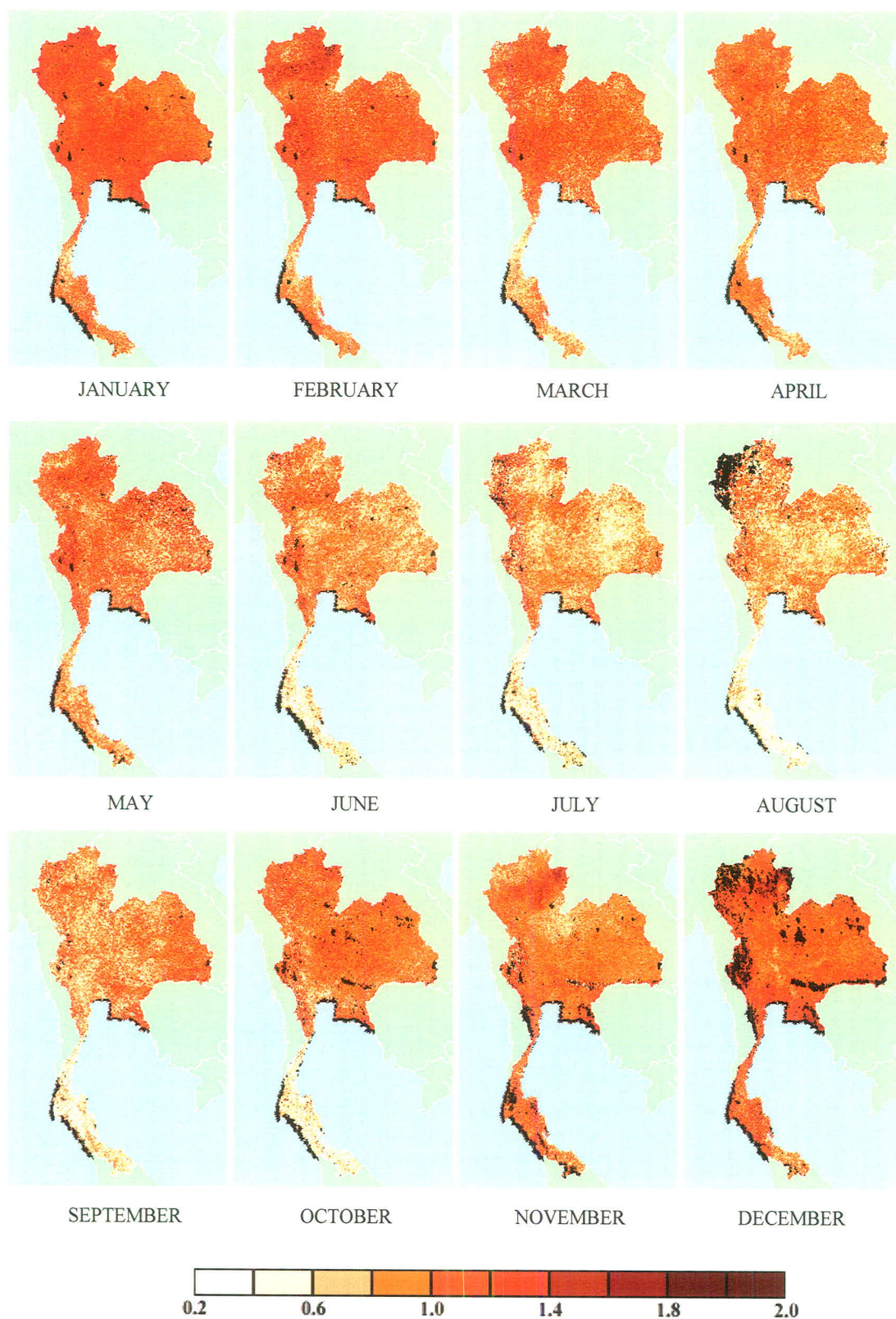
รูปที่ 4.27 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1991



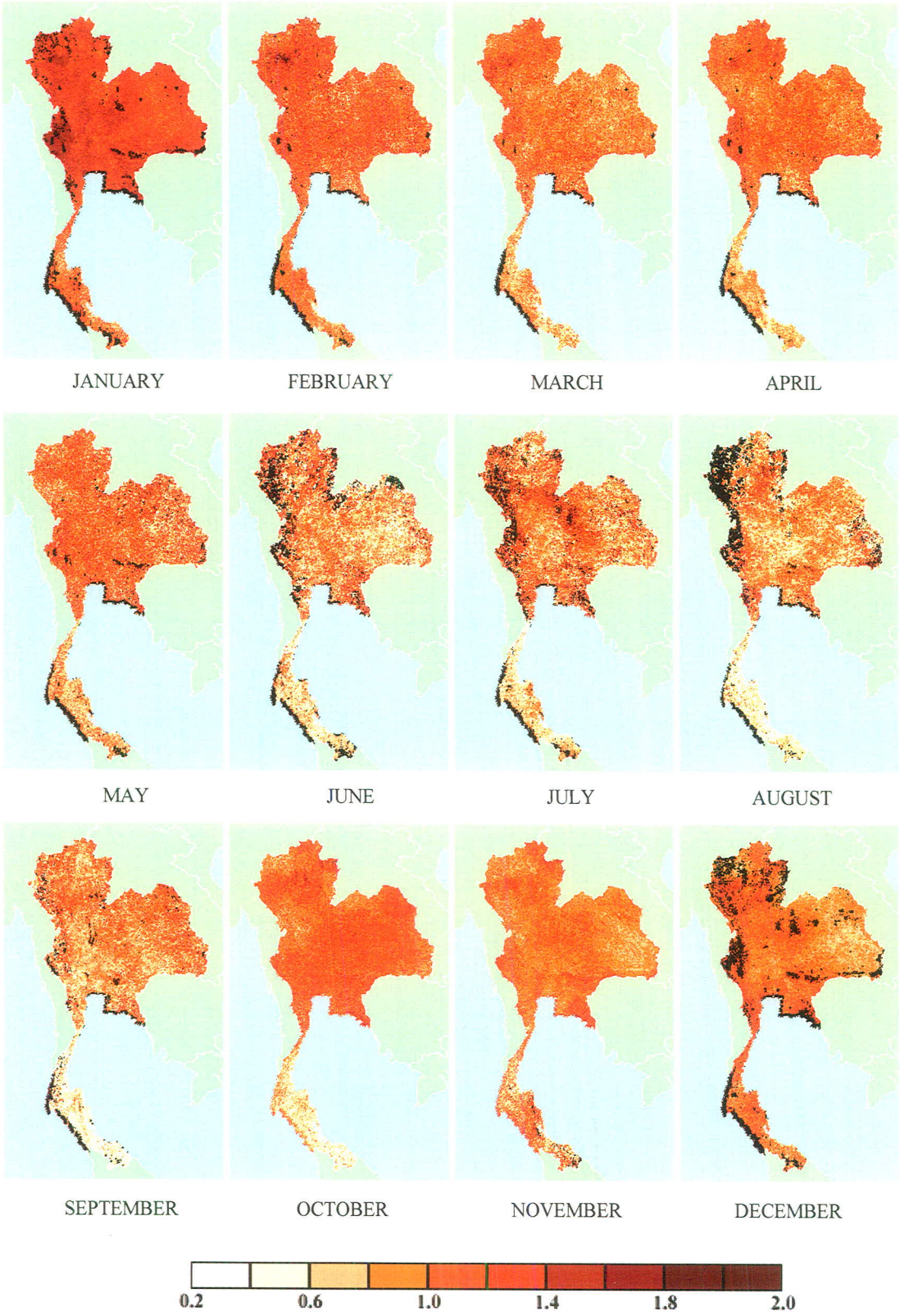
รูปที่ 4.28 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1992



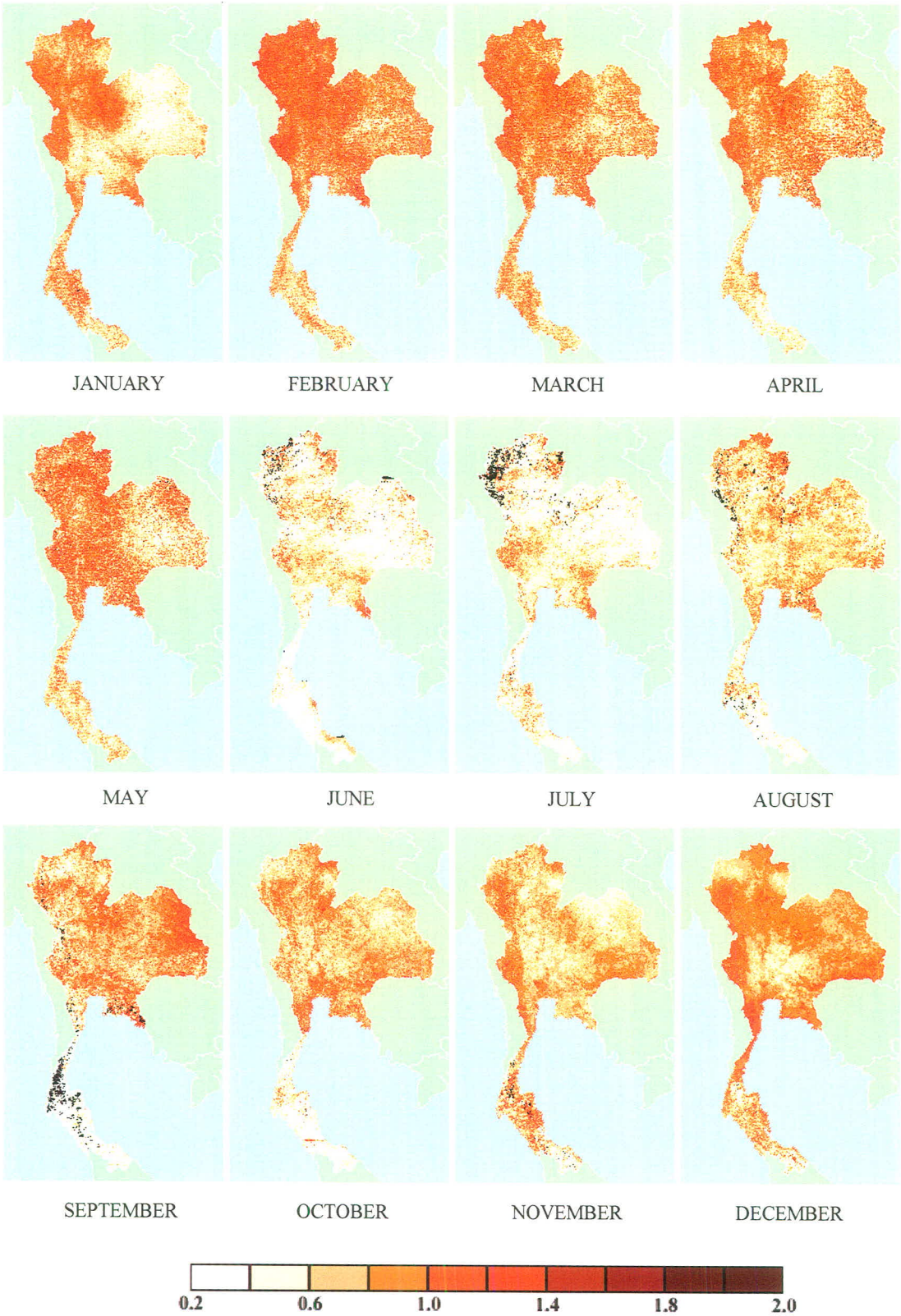
รูปที่ 4.29 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1993



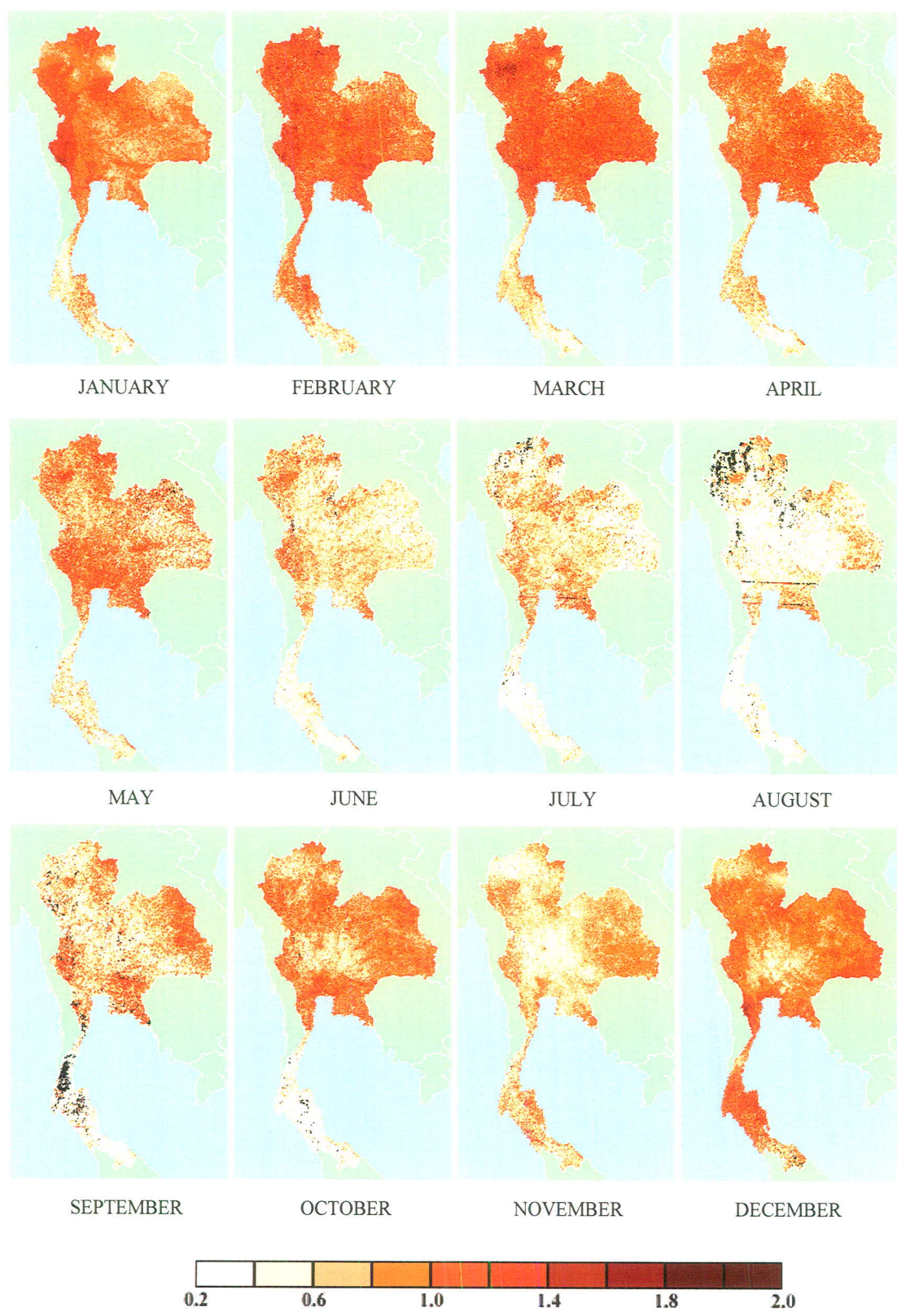
รูปที่ 4.30 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1994



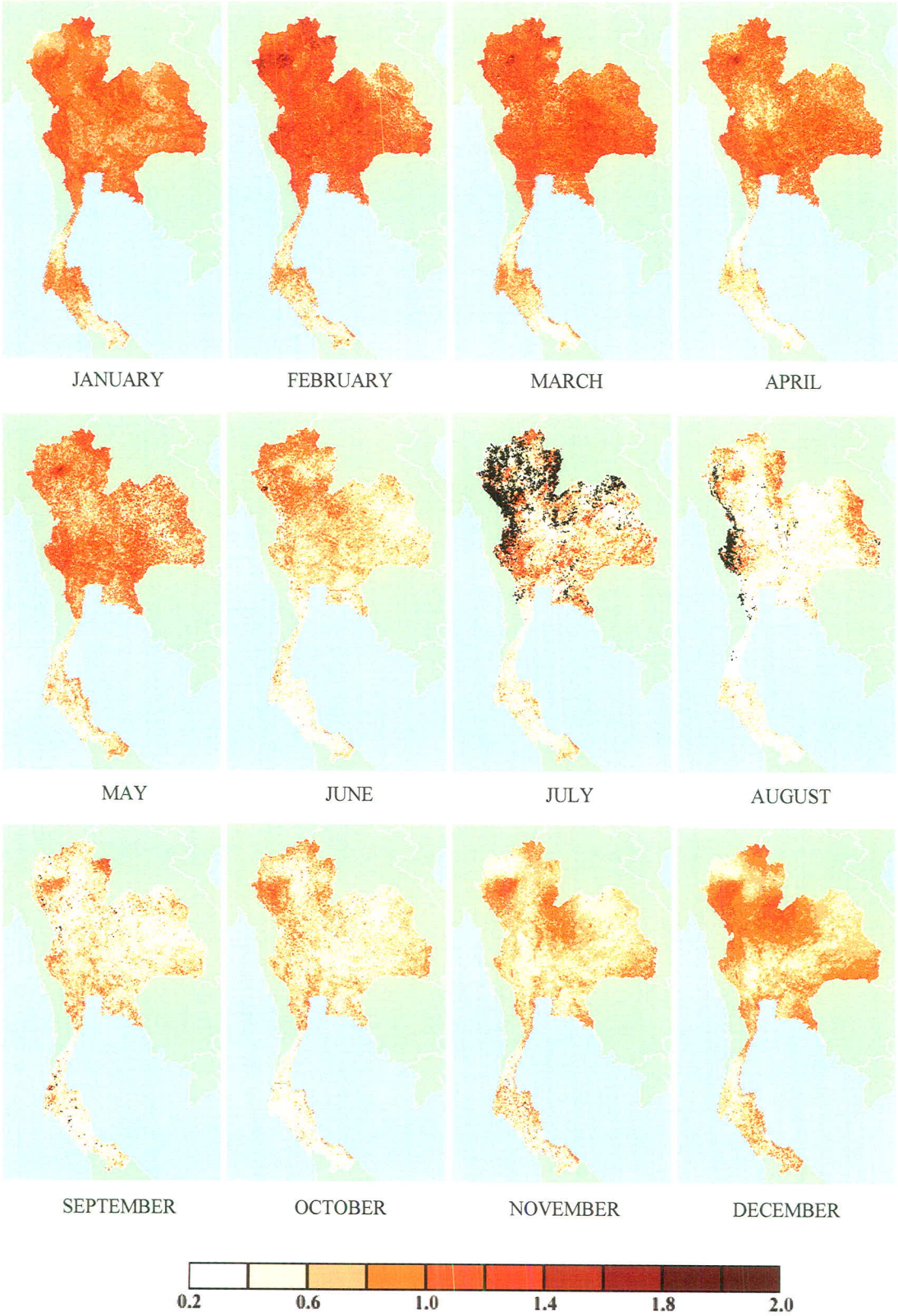
รูปที่ 4.31 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1995



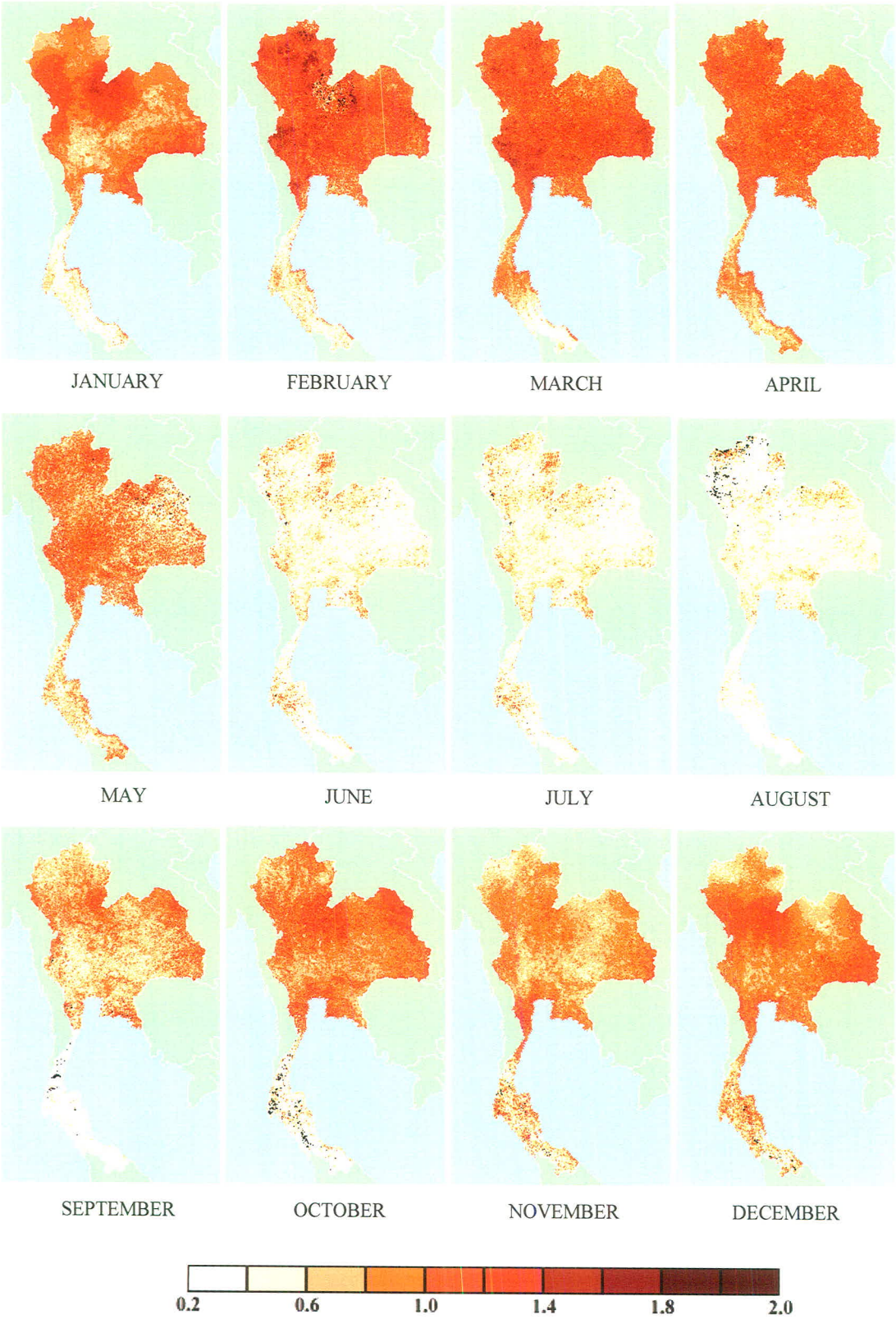
รูปที่ 4.32 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1996



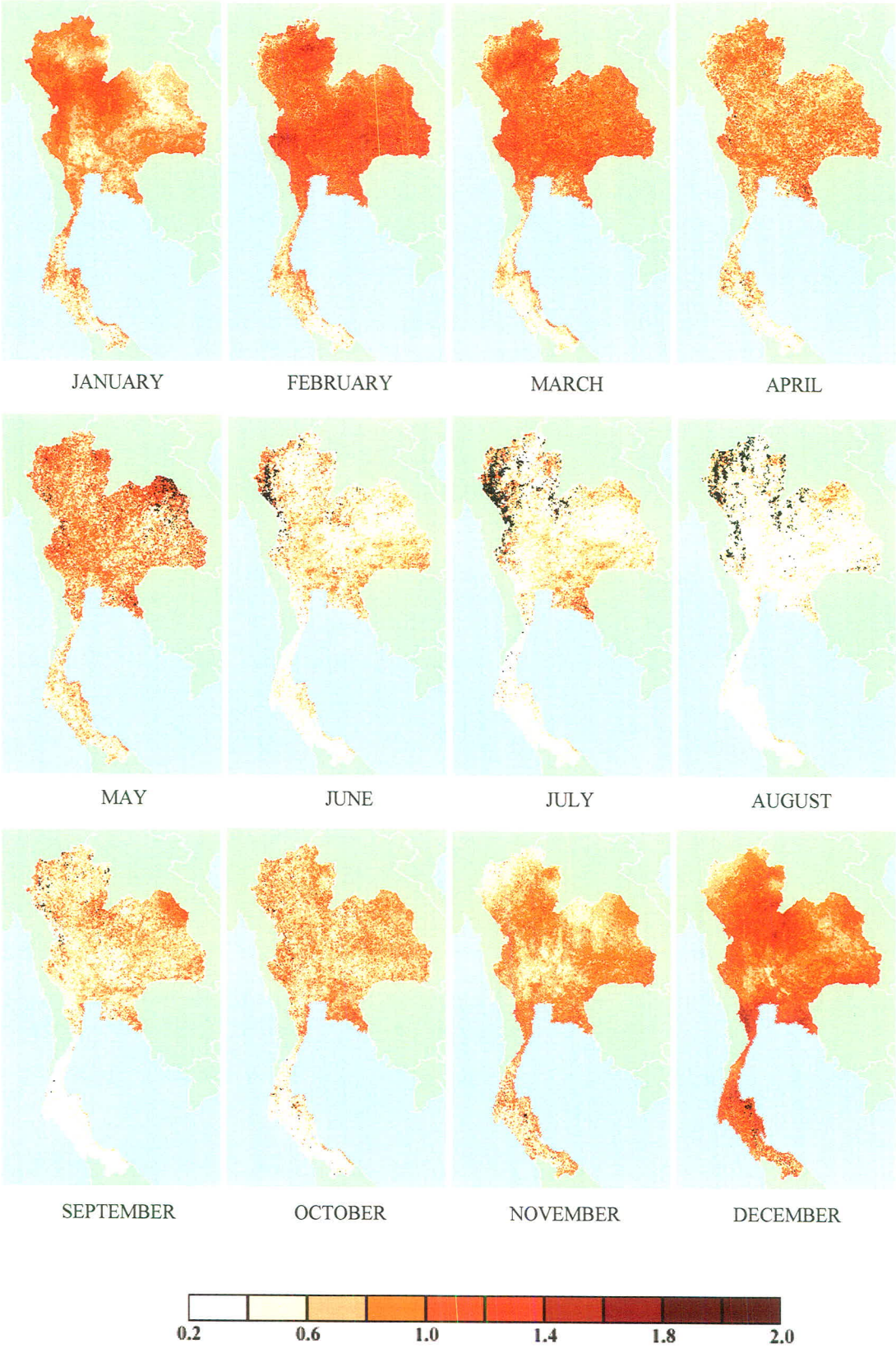
รูปที่ 4.33 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1997



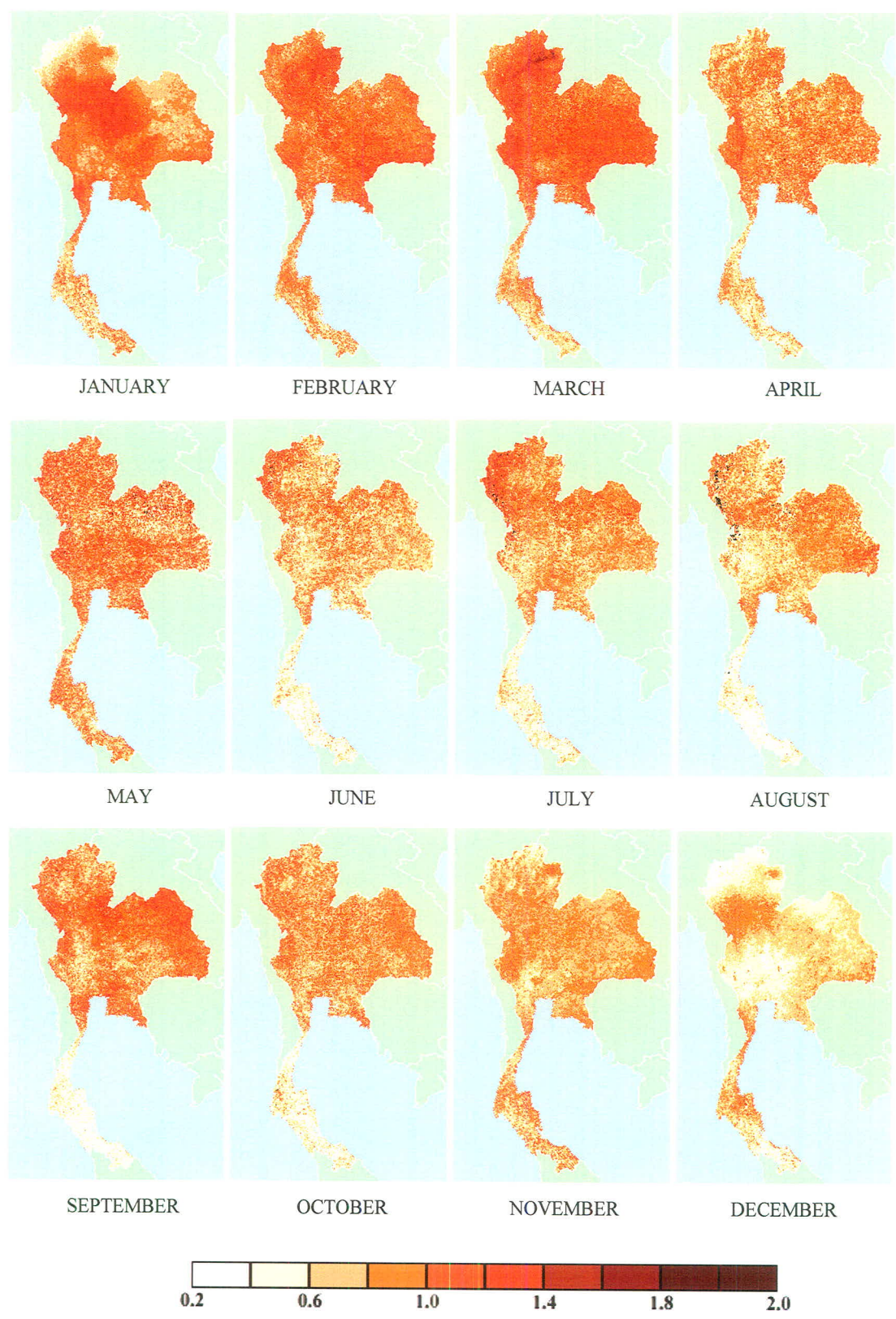
รูปที่ 4.34 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1998



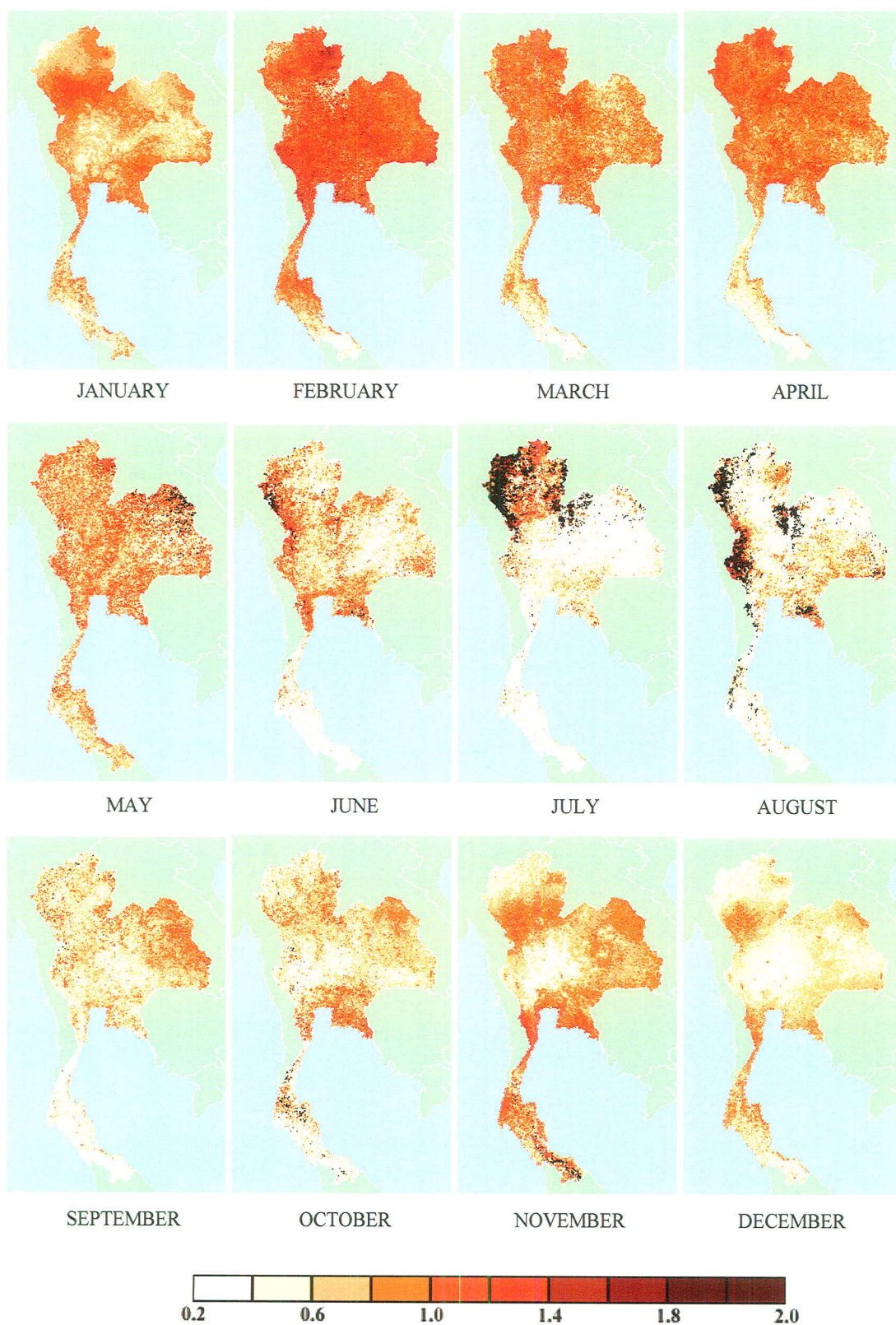
รูปที่ 4.35 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 1999



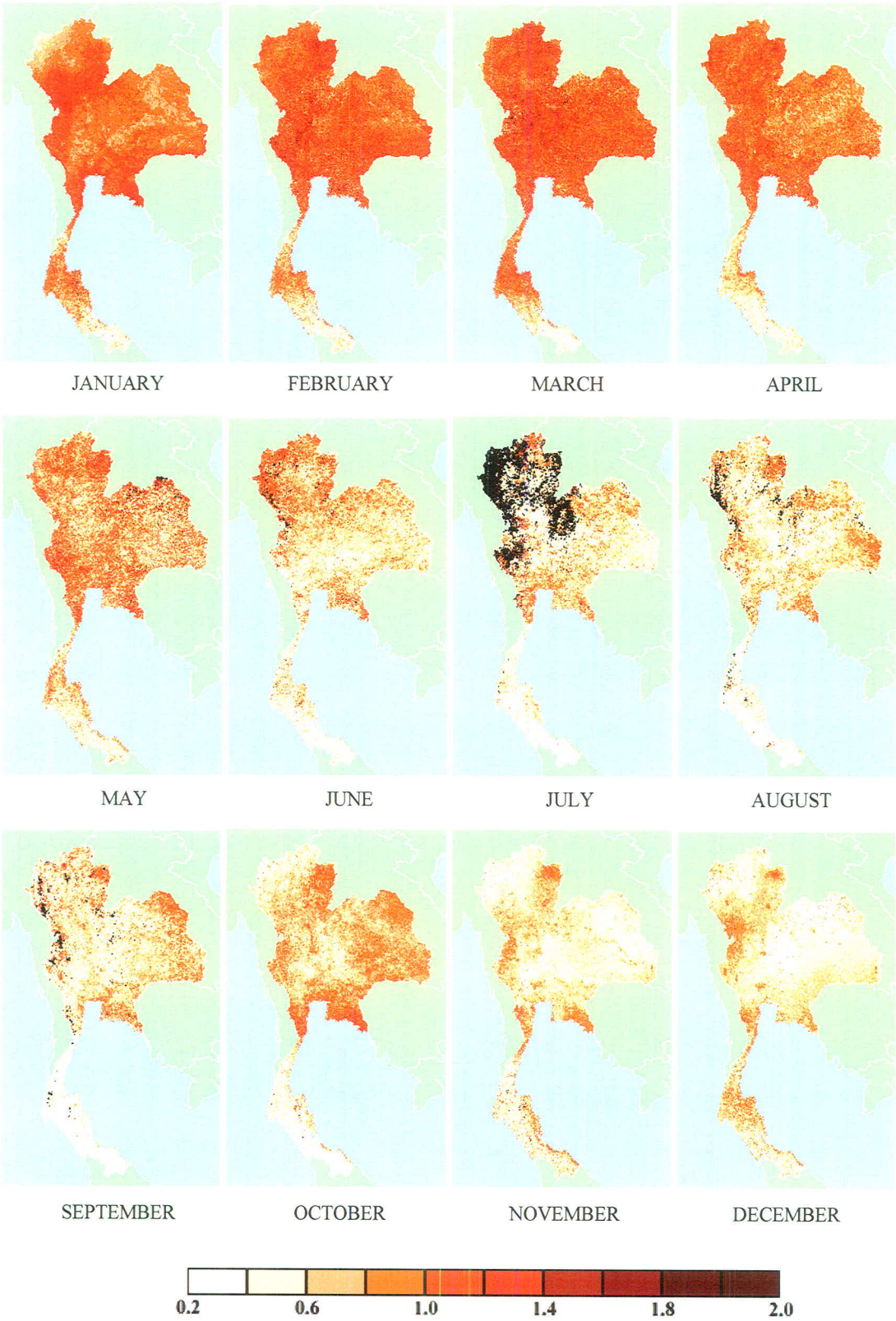
รูปที่ 4.36 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2000



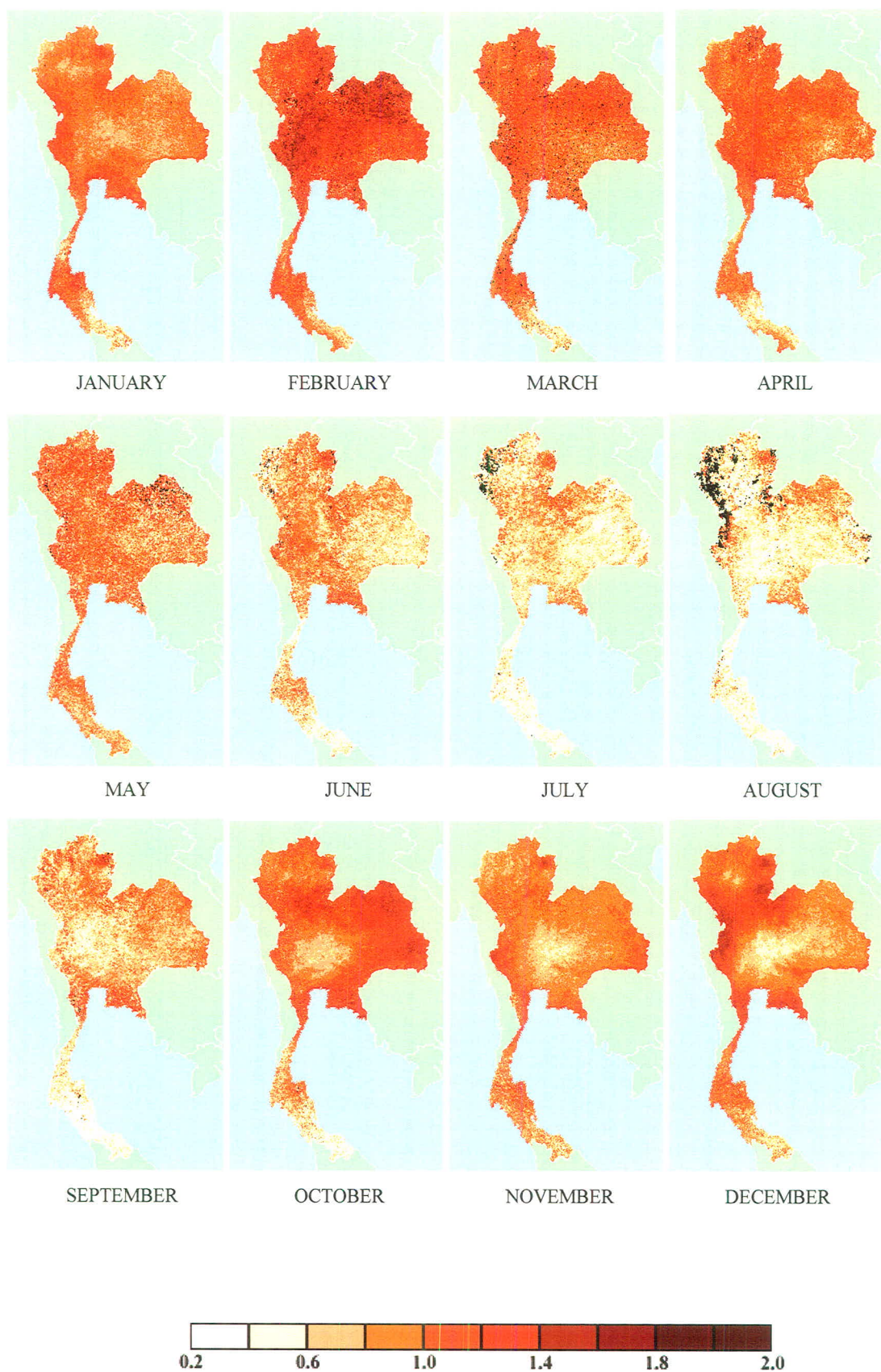
รูปที่ 4.37 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2001



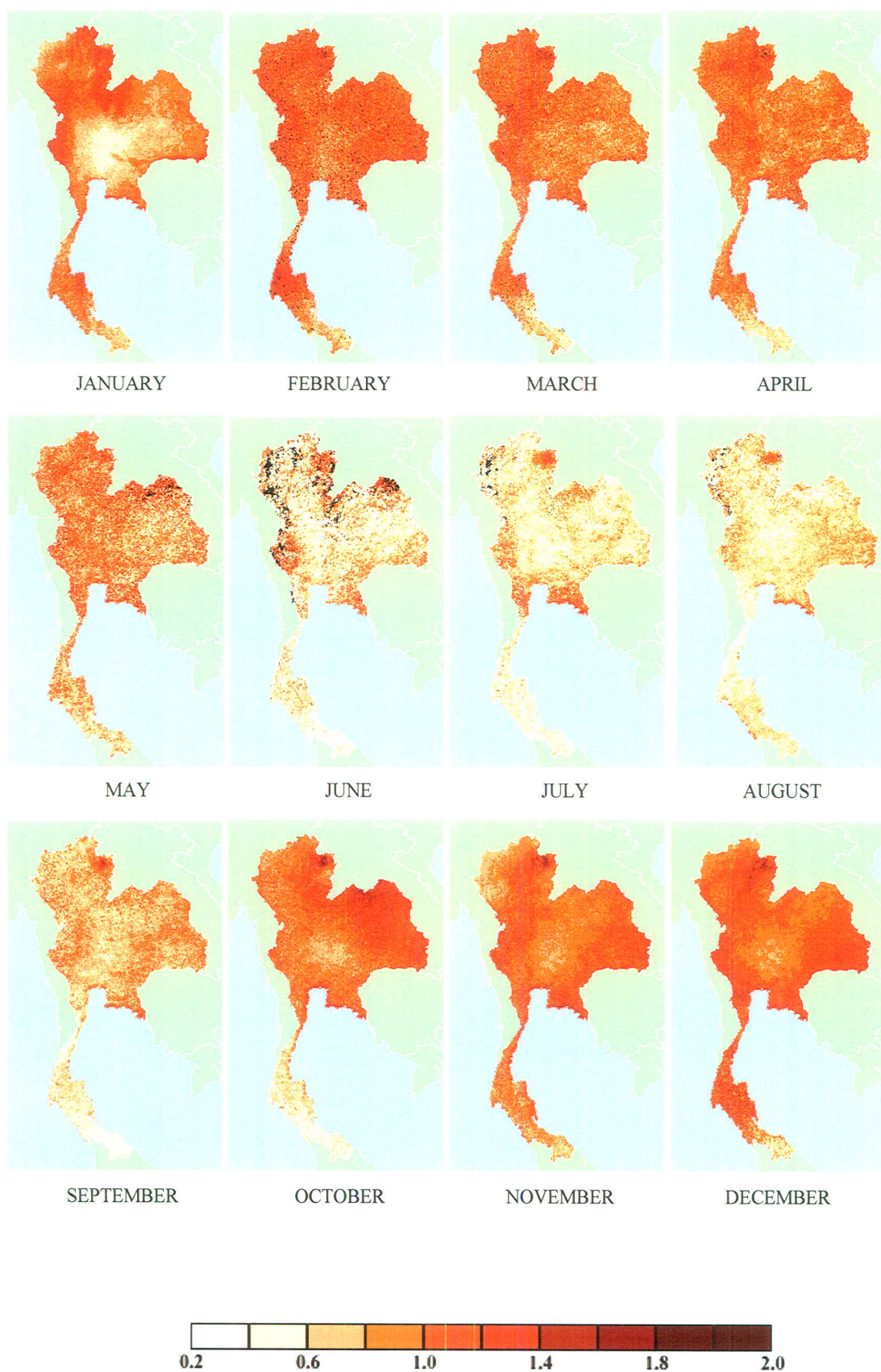
รูปที่ 4.38 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2002



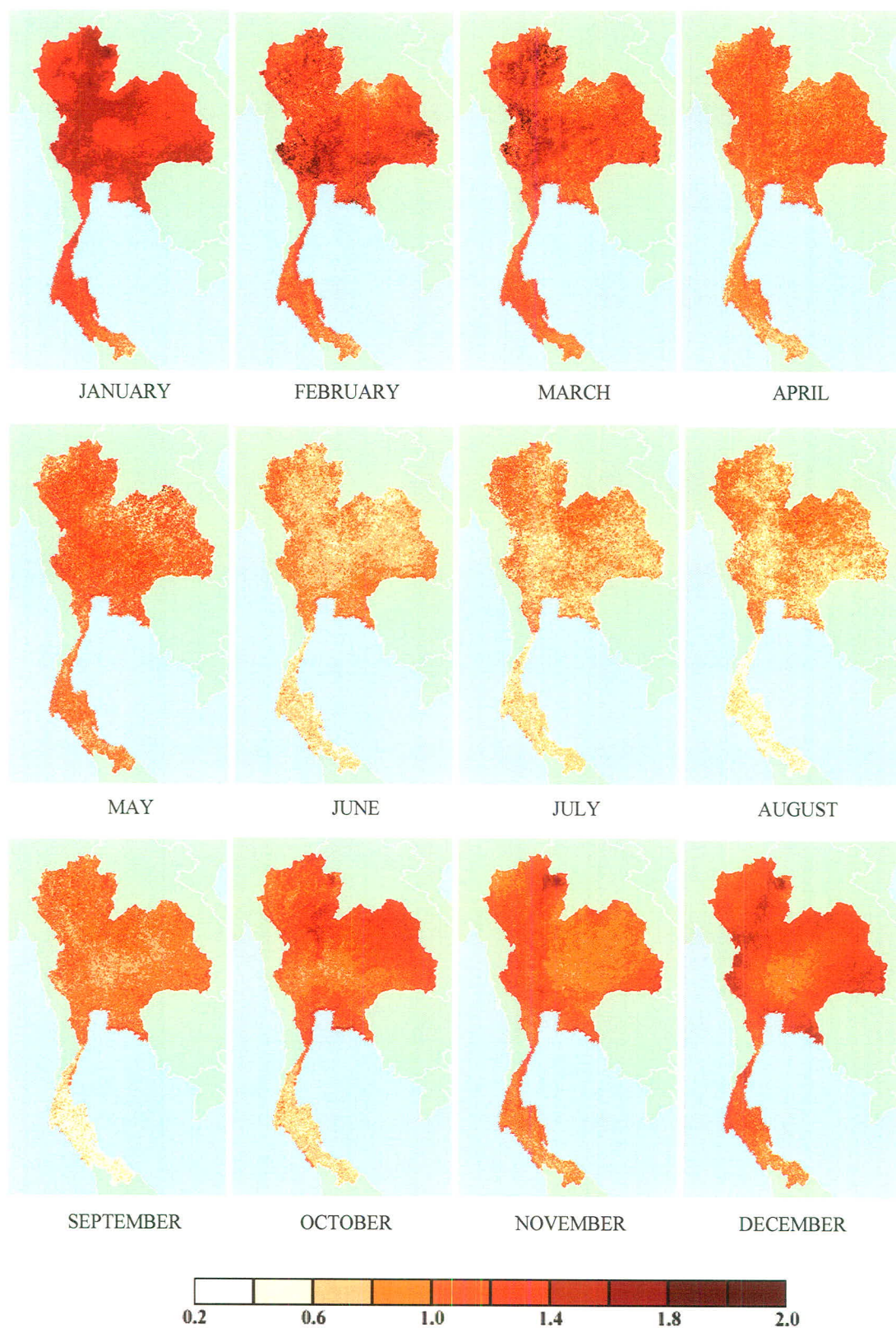
รูปที่ 4.39 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2003



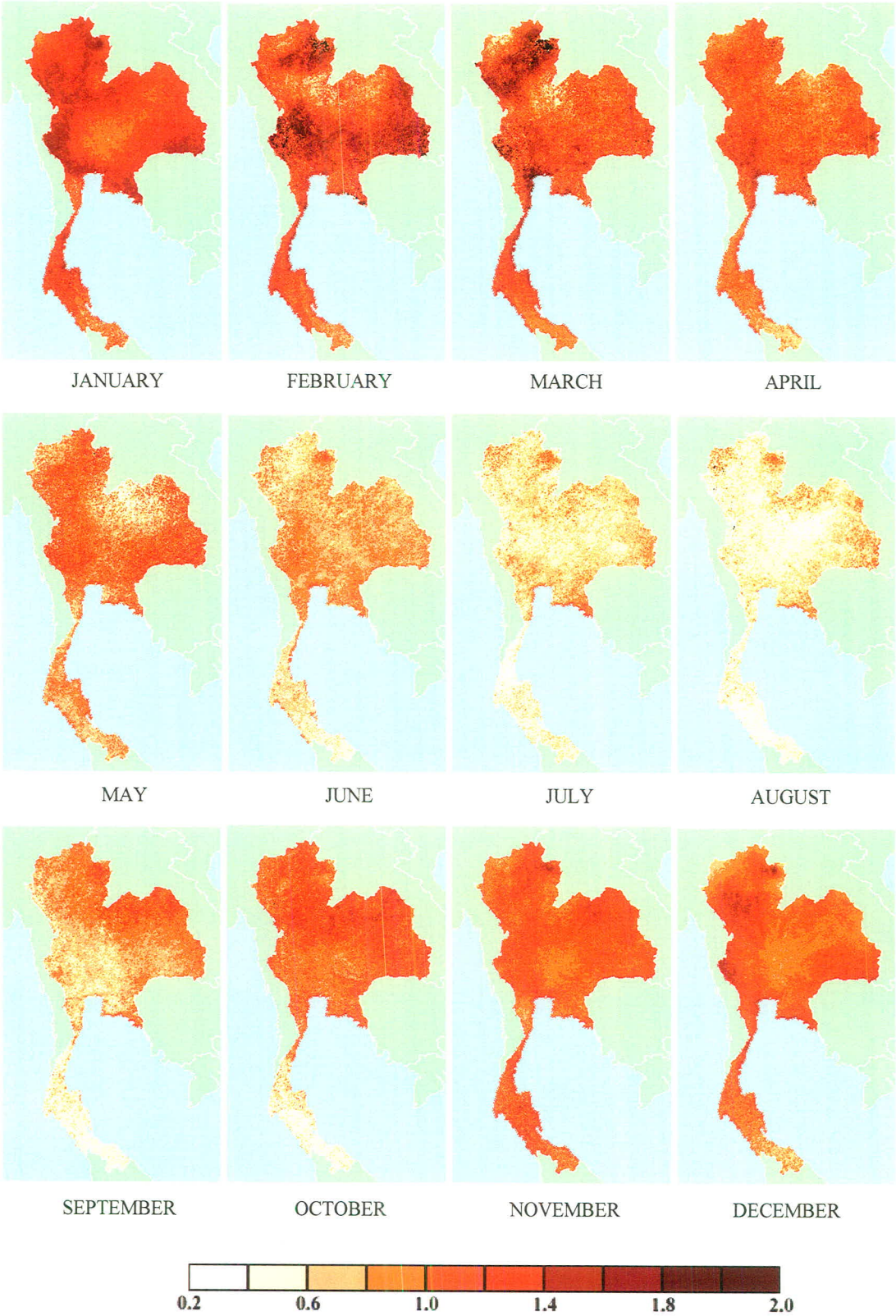
รูปที่ 4.40 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2004



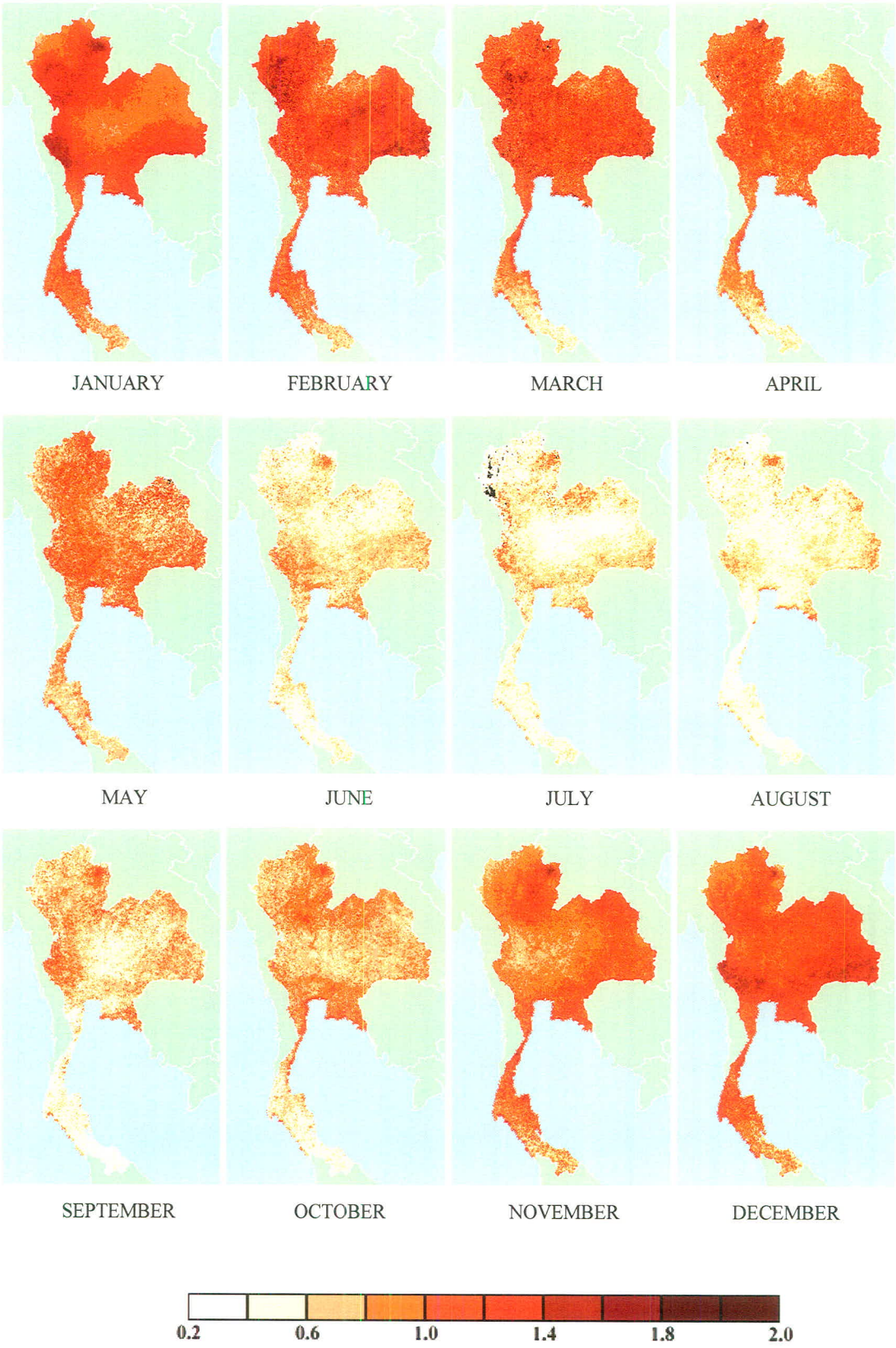
รูปที่ 4.41 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2005



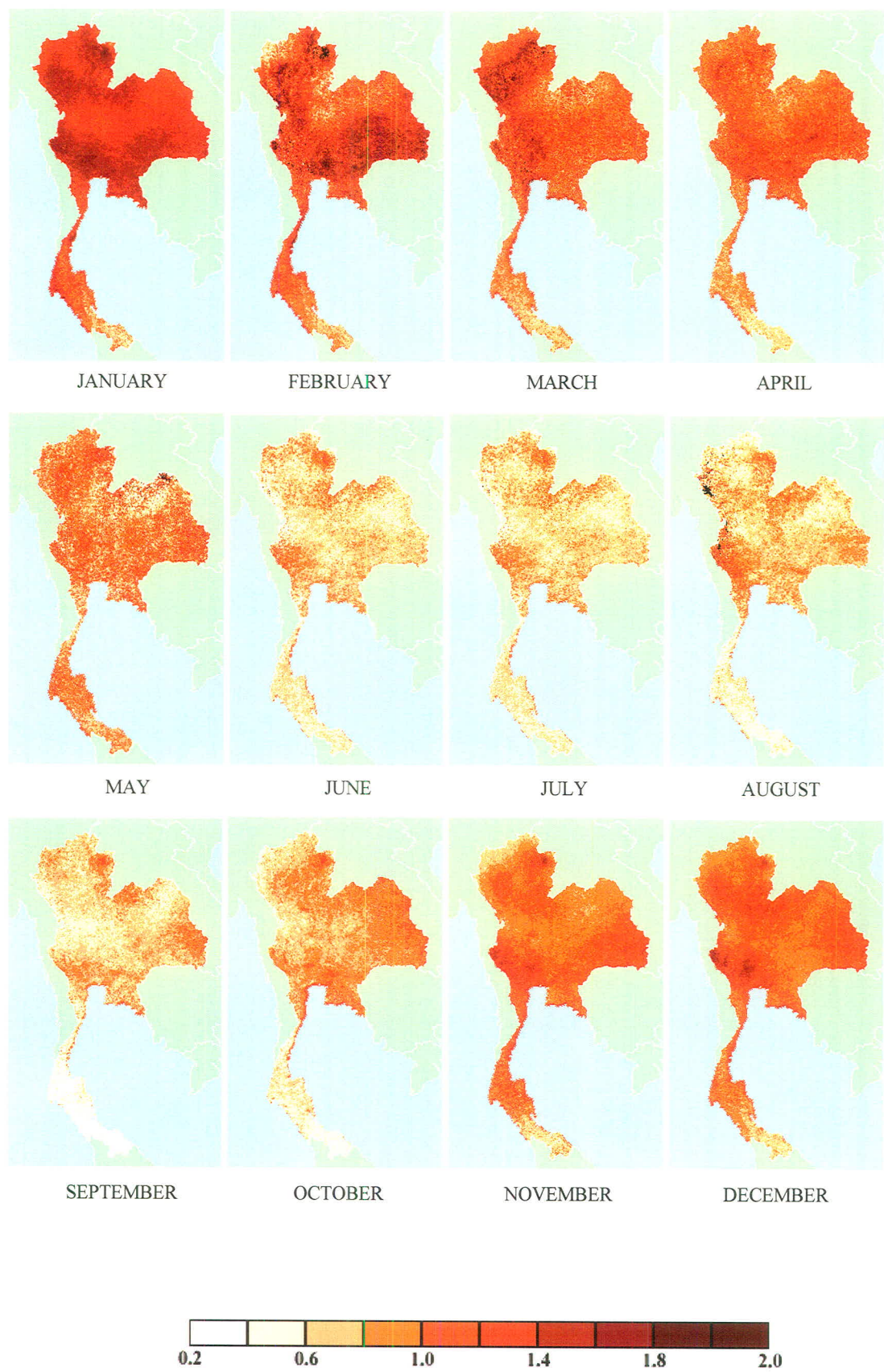
รูปที่ 4.42 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2006



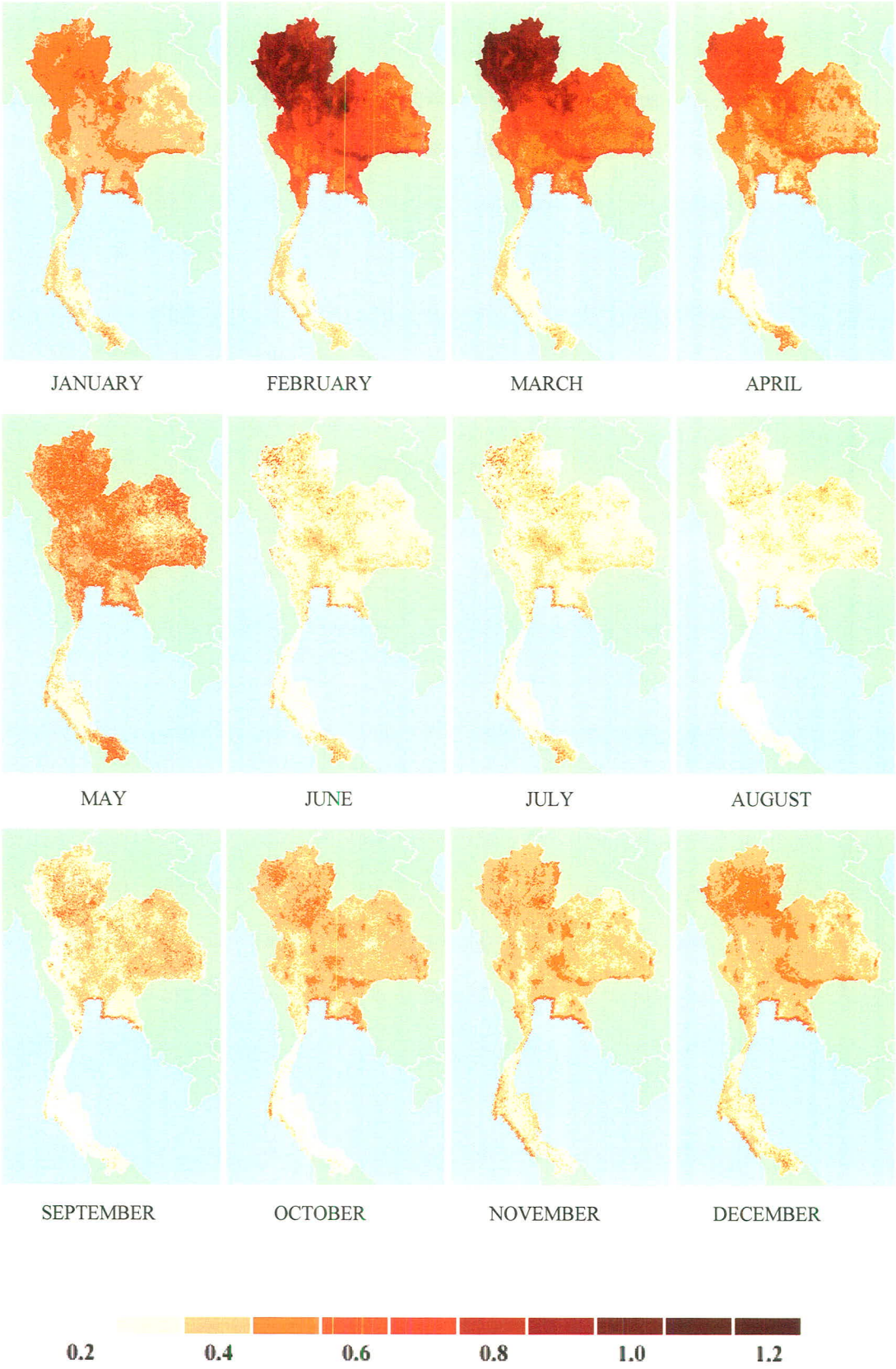
รูปที่ 4.43 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2007



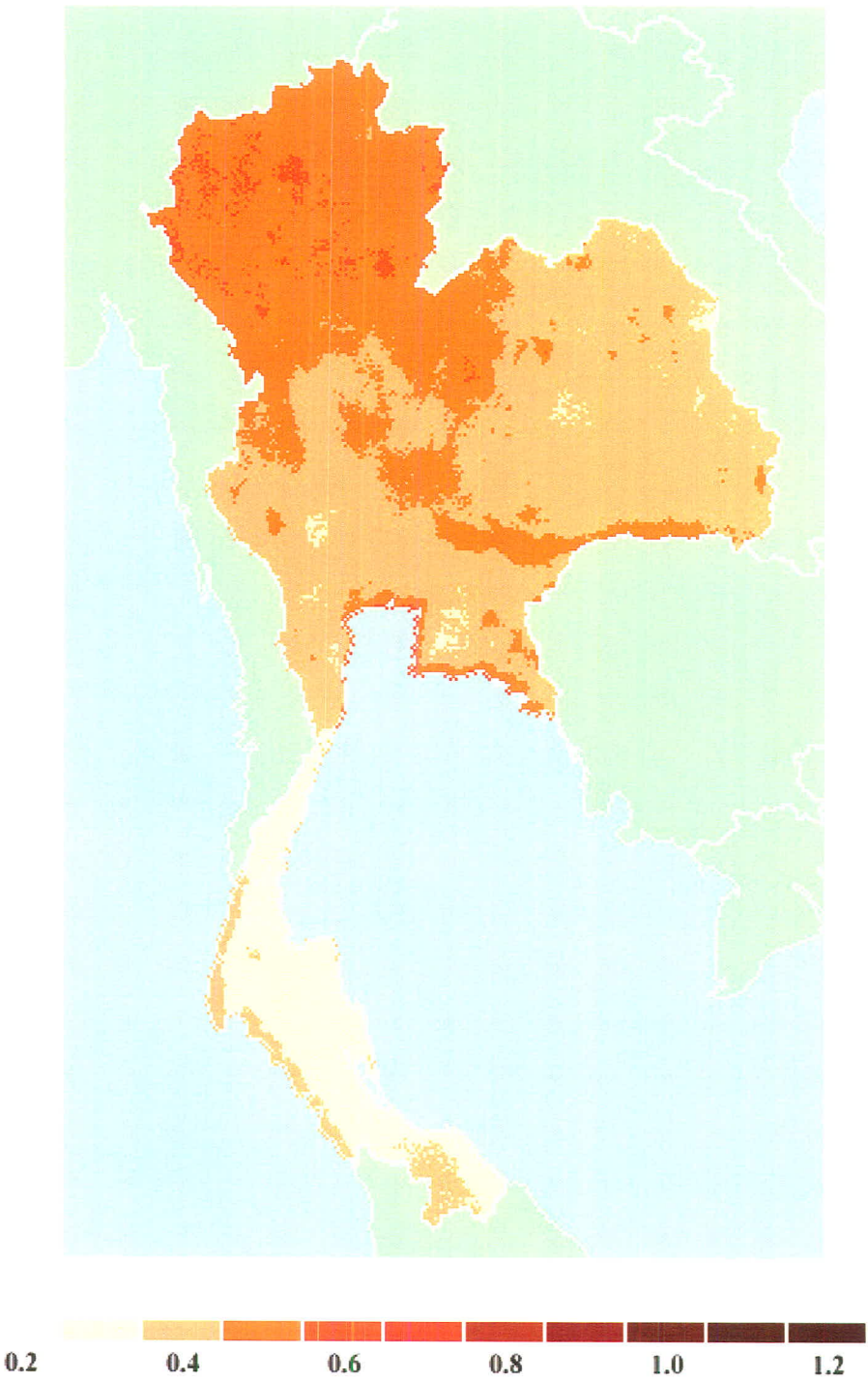
รูปที่ 4.44 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2008



รูปที่ 4.45 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยรายเดือนของเดือนต่างๆ ในปี ค.ศ. 2009



รูปที่ 4.46 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยระยะยาวของเดือนต่างๆ



รูปที่ 4.47 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยระยะยาวตลอดปี

จากแผนที่ AOD รายเดือนตั้งแต่ปี ค.ศ. 1990 ถึง 2009 จะเห็นการกระจายของค่า AOD ทั่วประเทศของแต่ละเดือน และการเปลี่ยนแปลงจากต้นปีถึงปลายปี นอกจากนั้นยังสังเกตเห็นการเปลี่ยนจากปีหนึ่งไปยังอีกปีหนึ่งตลอดช่วงเวลา 20 ปี โดยแต่ละปี ส่วนใหญ่ AOD จะเพิ่มขึ้นจากเดือนมกราคมไปจนถึงค่าสูงสุดในเดือนใดเดือนหนึ่ง ระหว่างกุมภาพันธ์จนถึงมีนาคม และ AOD ในภาคเหนือจะมากกว่าภาคอื่นๆ ทั้งนี้เพราะในภาคเหนือมีการเผาไหม้ชีวมวลค่อนข้างมาก นอกจากนี้ยังมีฝุ่นละอองจากการเผาชีวมวลที่มาจากประเทศเพื่อนบ้าน เช่น พม่า และลาวด้วย โดยการเผาชีวมวลในแต่ละปีจะมีมากน้อยแตกต่างกันทำให้ AOD สูงสุดเปลี่ยนแปลงไปในแต่ละปี โดยทั่วไปการเผาชีวมวลจะลดลงในเดือนเมษายนและตลอดช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม) โดยในช่วงฤดูฝน AOD จะลดลง นอกจากกิจกรรมการเผาชีวมวลน้อยลงแล้ว ฝนยังช่วยชะล้างชีวมวลในบรรยากาศด้วย จึงทำให้ AOD มีค่าต่ำ สำหรับในภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลาง กิจกรรมการเผาชีวมวลจะน้อยกว่าในภาคเหนือ อีกทั้งพื้นที่ในภาคดังกล่าวได้รับอิทธิพลจากฝุ่นละอองของการเผาไหม้ชีวมวลในประเทศเพื่อนบ้านมีน้อยกว่าภาคเหนือ ลักษณะดังกล่าวยืนยันได้จากปริมาณจุดที่มีการเผาไหม้ซึ่งสังเกตการณ์จากดาวเทียม (รูปที่ 4.48)



รูปที่ 4.48 ภาพถ่ายดาวเทียม MODIS แสดงจุดที่มีการเผาไหม้ในช่วงเกิดเหตุการณ์ควันไฟปกคลุม เชียงใหม่ เมื่อวันที่ 7 มีนาคม ค.ศ. 2010

กรณีของภาคใต้ การเผาไหม้ชีวมวลจะมีน้อยกว่าภาคอื่น นอกจากนี้พื้นที่ภาคใต้มีทะเลอยู่ทั้ง 2 ฝั่ง มีกระแสนลมช่วยพัดฝุ่นละอองจากการเผาไหม้ชีวมวลกระจายไปยังบริเวณอื่นได้ง่าย อีกทั้งภาคใต้มีฤดูฝนยาวนาน (8 เดือน) ซึ่งช่วยชะล้างฝุ่นละอองออกจากบรรยากาศได้มาก โดยฝุ่นละอองส่วนใหญ่จะเป็นละอองเกลือ

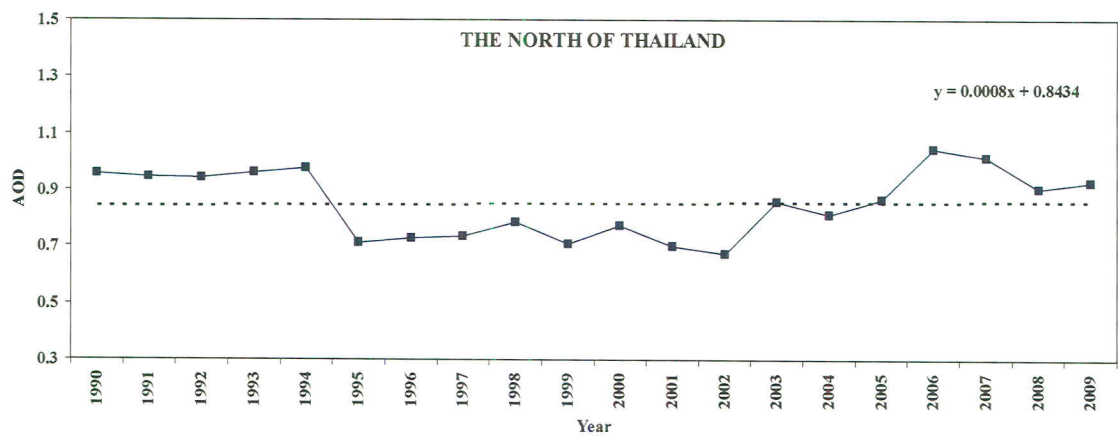
ค่า AOD ของแต่ละภาคที่ได้จากข้อมูลดาวเทียมจะครอบคลุมพื้นที่ทั้งภาค ส่วนข้อมูลที่ได้จากสถานีวัดในแต่ละภาคจะเป็นข้อมูลเฉพาะจุด ณ สถานีวัดนั้น ถ้าเปรียบเทียบค่า AOD จากข้อมูลดาวเทียม (รูปที่ 4.46) กับข้อมูลที่สถานีวัดในแต่ละภาค (รูปที่ 3.11-3.14) จะพบว่า การแปรค่าของ AOD จากข้อมูลดาวเทียมในพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคมีลักษณะสอดคล้องกับค่า AOD ที่วัดเป็นจุด ณ สถานีวัดทั้ง 4 แห่ง กล่าวคือ ค่าของ AOD จากข้อมูลดาวเทียมในพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลางจะมีค่าสูงในช่วงเดือนกุมภาพันธ์ถึงเมษายน และมีค่าต่ำในช่วงเดือนมิถุนายนถึงกันยายน ซึ่งสอดคล้องกับการแปรค่าของ AOD ที่ได้จากการวัดที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม สำหรับ AOD จากข้อมูลดาวเทียมในภาคใต้ จะเห็นว่ามีความค่อนข้างต่ำตลอดทั้งปีในพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาค ซึ่งสอดคล้องกับค่า AOD ที่วัดได้ที่สถานีสงขลา

เพื่อให้เห็นลักษณะทางภูมิอากาศ (climatology) ของฝุ่นละอองในประเทศไทย ผู้วิจัยได้หาค่าเฉลี่ยระยะยาว (20 ปี) ของแต่ละเดือน (รูปที่ 4.46) และค่าเฉลี่ยระยะยาวตลอดทั้งปี (รูปที่ 4.47) จากผลที่ได้จะเห็นว่า AOD ของภาคเหนือมีค่ามากกว่าในภาคอื่น โดยค่าจะเพิ่มจากเดือนมกราคมไปถึงค่าสูงสุดในเดือนกุมภาพันธ์และมีนาคม จากนั้นจะลดลงตลอดช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม) และค่อยๆ เพิ่มขึ้นในช่วงเดือนตุลาคมจนถึงธันวาคม โดยภาคใต้จะมีค่า AOD ต่ำกว่าภาคอื่น เมื่อพิจารณาค่าเฉลี่ยระยะยาวตลอดทั้งปี (รูปที่ 4.47) จะเห็นได้ชัดเจนว่าภาคเหนือมีค่า AOD สูงกว่าภาคอื่นๆ นอกจากนี้จะเห็นบริเวณที่ AOD มีค่าสูงกระจายกันอยู่ในภาคอื่นเป็นบริเวณเล็กๆ ซึ่งอาจเกิดจากกิจกรรมการเผาไหม้ชีวมวลหรือการปลดปล่อยชีวมวลจากแหล่งต่างๆ ในพื้นที่ด้วย

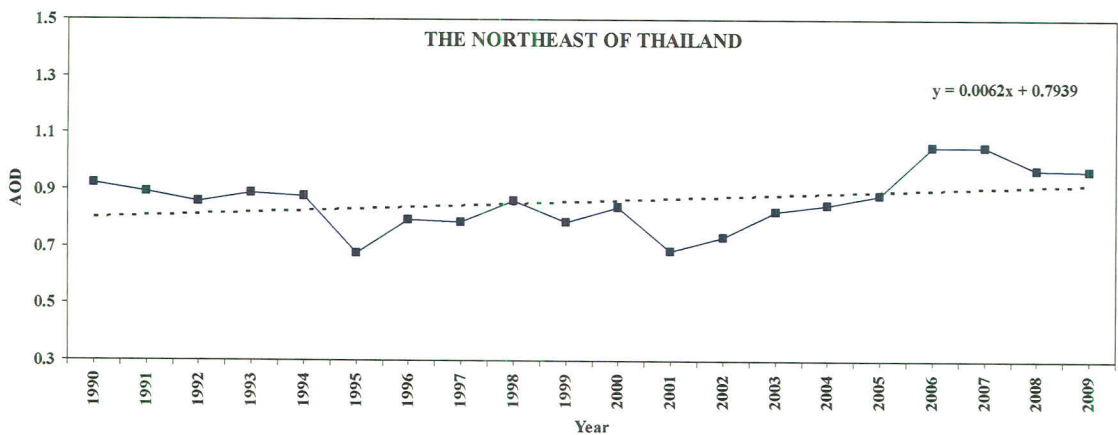
4.7 การวิเคราะห์เบื้องต้นผลของฝุ่นละอองต่อภูมิอากาศในประเทศไทย

โดยทั่วไปฝุ่นละอองมีผลทางตรง (aerosol direct effect) และผลทางอ้อม (aerosol indirect effect) โดยผลทางตรงจะส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก สำหรับผลทางอ้อมจะทำให้ปริมาณของแกนกลางในการกลั่นตัวไอน้ำกลายเป็นเมฆเปลี่ยนแปลงซึ่งจะส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝน (Rosenfeld et al., 2008)

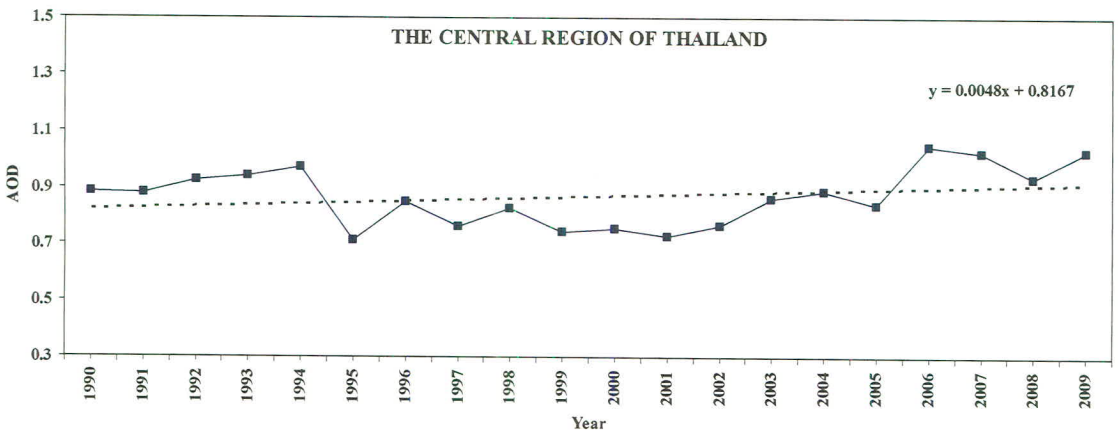
ในงานวิจัยนี้ ผู้วิจัยจะศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝุ่นละอองในประเทศไทยย้อนหลัง 20 ปี โดยใช้ข้อมูล AOD ที่คำนวณจากข้อมูลดาวเทียมที่กล่าวไปแล้วในหัวข้อ 4.1-4.5 ผู้วิจัยจะนำค่า AOD ครอบคลุมพื้นที่ในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลาง และภาคใต้มาเขียนกราฟกับเวลาในรอบปี ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 4.49-4.52



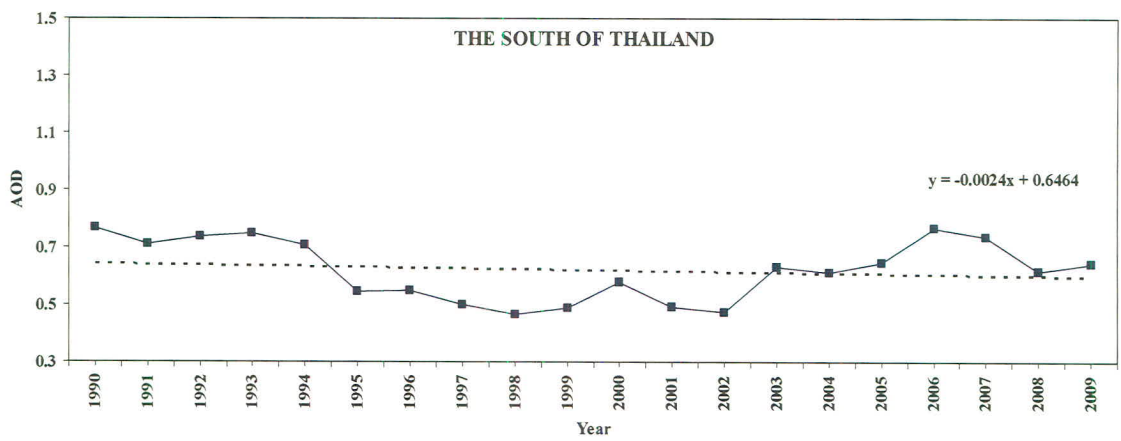
รูปที่ 4.49 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของค่าความลึกเชิงแสง (AOD) ในภาคเหนือ



รูปที่ 4.50 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของค่าความลึกเชิงแสง (AOD) ในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ



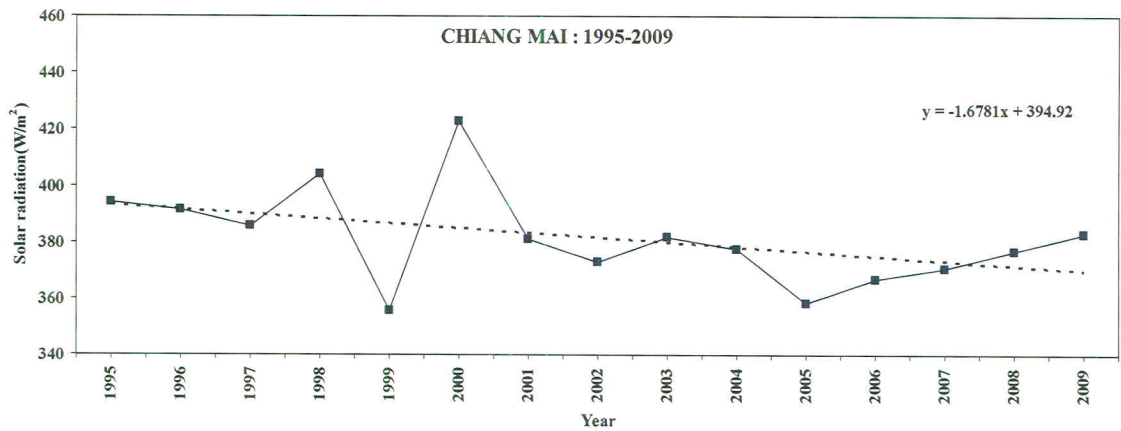
รูปที่ 4.51 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของค่าความลึกเชิงแสง (AOD) ในภาคกลาง



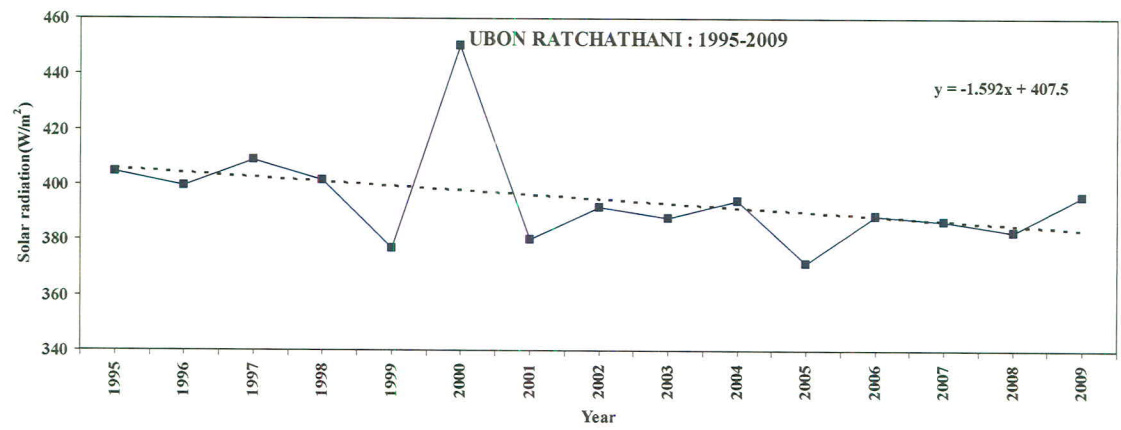
รูปที่ 4.52 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของค่าความลึกเชิงแสง (AOD) ในภาคใต้

จากกราฟจะเห็นว่า AOD ในบริเวณภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลาง ถึงแม้จะมีการเปลี่ยนแปลงขึ้นลงจากปีหนึ่งไปสู่อีกปีหนึ่ง แต่ก็แสดงให้เห็นแนวโน้มการเพิ่มขึ้นในช่วงเวลา 20 ปี โดยมีอัตราการเพิ่มขึ้นของ AOD สำหรับภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคกลาง เท่ากับ 0.0008, 0.0062, 0.0048 และ -0.0024 ต่อปี ตามลำดับ ที่เป็นเช่นนี้อาจจะเป็นเพราะการเผาไหม้ชีวมวลทั้งในประเทศและประเทศข้างเคียงมีเพิ่มขึ้น นอกจากนี้ยังมีฝุ่นละอองเพิ่มขึ้นจากการขยายตัวของกิจกรรมทางเศรษฐกิจที่ก่อให้เกิดฝุ่นละอองมากขึ้น เช่น โรงงานอุตสาหกรรม การขนส่งคมนาคม และการขยายตัวของชุมชนเมือง เป็นต้น สำหรับในกรณีของภาคใต้ฝุ่นละอองส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือที่พัดพามาจากทะเลจึงไม่มีแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจน

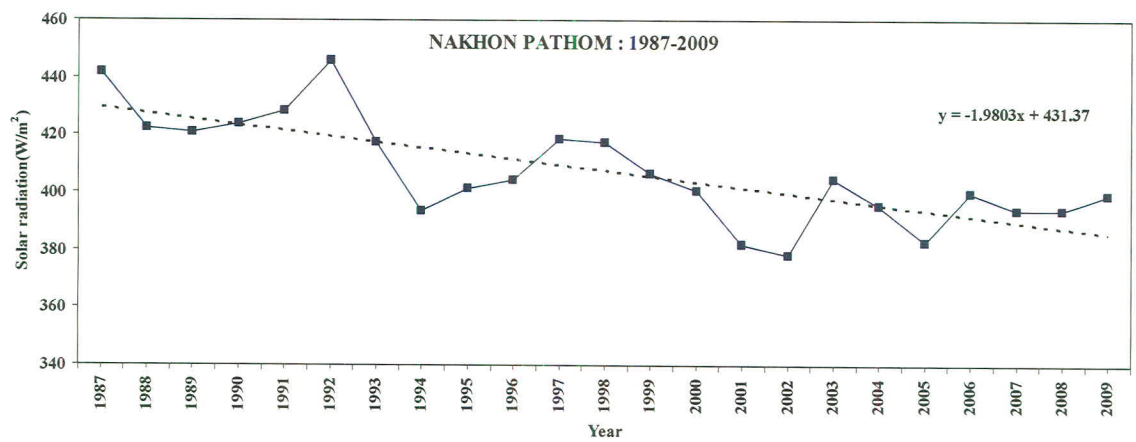
เนื่องจากฝุ่นละอองมีผลโดยตรงต่อความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก ผู้วิจัยจึงได้คำนวณค่าเฉลี่ยรายปีของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์จากสถานีวัดที่ตั้งอยู่ในแต่ละภาคได้แก่ สถานีเชียงใหม่ในภาคเหนือ สถานีอุบลราชธานีในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ สถานีนครปฐมในภาคกลาง และสถานีสงขลาในภาคใต้ โดยมีข้อมูลของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และสงขลา มีระยะเวลา 15 ปี (ค.ศ. 1995-2009) และสถานีนครปฐมมีข้อมูล 23 ปี ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 4.53-4.56



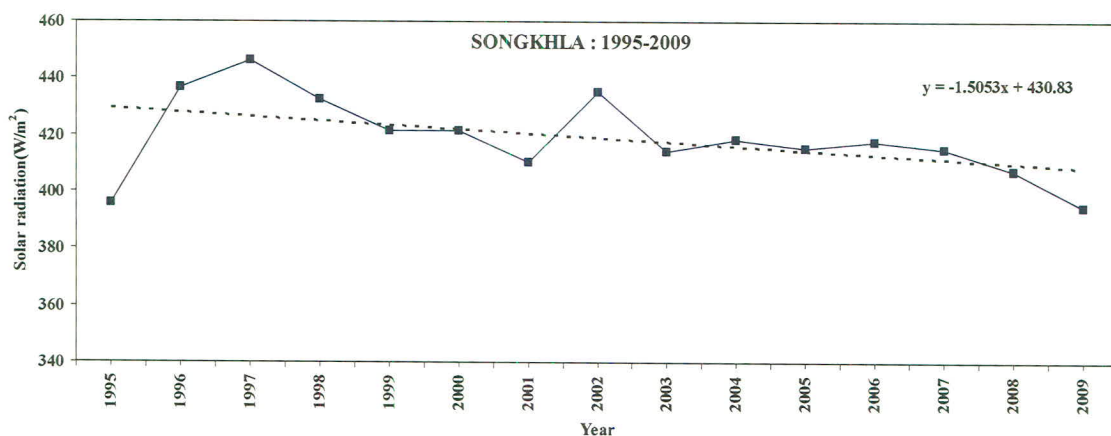
รูปที่ 4.53 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความเข้มรังสีรวมเฉลี่ยต่อปีที่สถานีเชียงใหม่



รูปที่ 4.54 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความเข้มรังสีรวมเฉลี่ยต่อปีที่สถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 4.55 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความเข้มรังสีรวมเฉลี่ยต่อปีที่สถานีนครปฐม

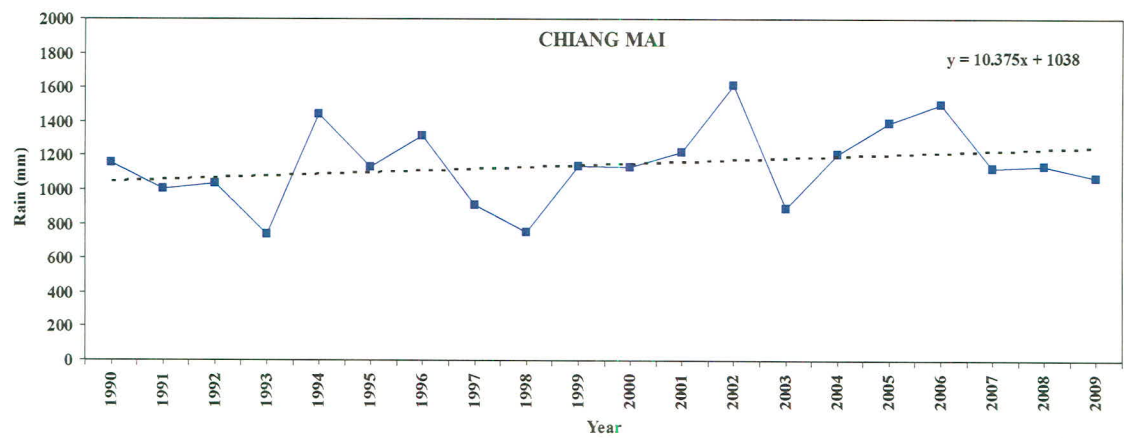


รูปที่ 4.56 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความเข้มรังสีรวมเฉลี่ยต่อปีที่สถานีสงขลา

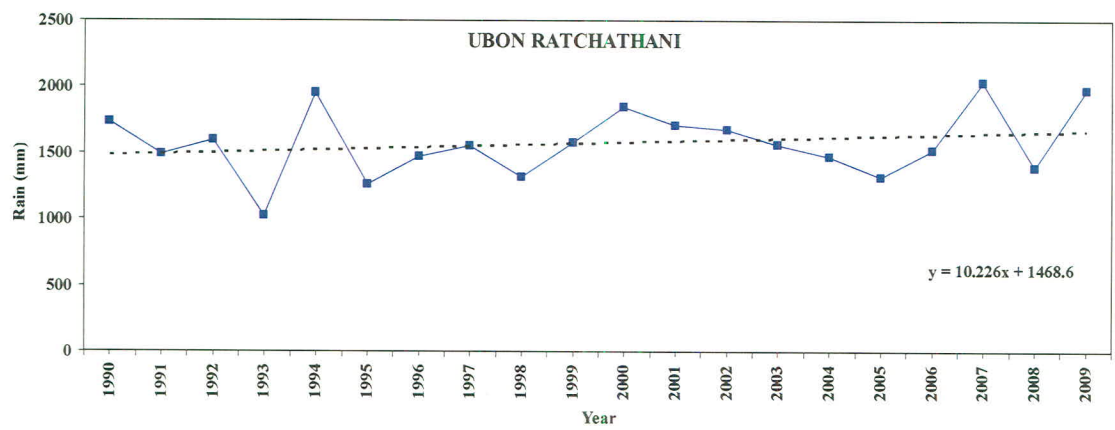
จากการาจะเห็นว่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์เฉลี่ยรายปี มีแนวโน้มลดลงทุกสถานี โดยสถานี เชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา มีอัตราการลดลงเท่ากับ -1.68, -1.59, -1.98 และ -1.51 $\text{W.m}^{-2}/\text{yr}$ ตามลำดับ กรณีของ 3 สถานีแรกการลดลงสอดคล้องกับการเพิ่มขึ้นของ AOD แต่กรณีของ สถานีสงขลา ถึงแม้ว่าจะเห็นไม่เห็นแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของ AOD แต่รังสีดวงอาทิตย์แสดง แนวโน้มของการลดลงเล็กน้อย ทั้งนี้อาจเป็นเพราะค่า AOD ที่ได้จากภาพถ่ายดาวเทียมยังไม่ละเอียด เพียงพอที่จะเห็นแนวโน้มของการลดลงของ AOD

เนื่องจากผลทางอ้อมของฝุ่นละอองจะแสดงในรูปของการเพิ่มขึ้นของแกนกลางการกลั่นตัวของไอน้ำในบรรยากาศ (cloud condensation nuclei) ซึ่งจะมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝน ดังนั้นผู้วิจัยจึงได้ทำการคำนวณค่าปริมาณฝน โดยภาคเหนือใช้ข้อมูลของสถานีเชียงใหม่ ภาค ตะวันออกเฉียงเหนือใช้ข้อมูลที่สถานีอุบลราชธานี ภาคกลางใช้ข้อมูลที่สถานีเกษตร กำแพงแสน และ ภาคใต้ใช้ข้อมูลที่สถานีสงขลา โดยเป็นข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายปี ผลที่ได้แสดงในรูปที่ 4.57-4.60 จากรูปจะเห็นแนวโน้มการเพิ่มขึ้นของปริมาณฝนทุกสถานี

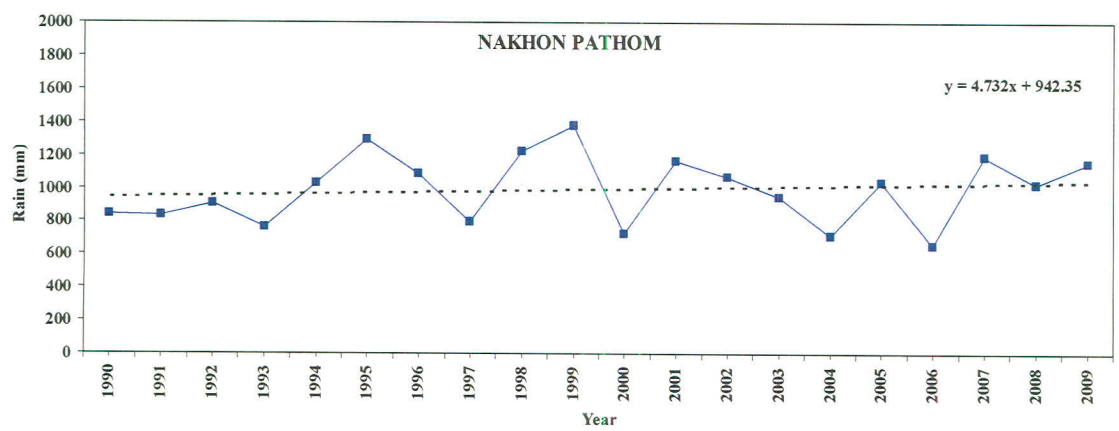
แนวโน้มการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์และการเพิ่มขึ้นของปริมาณฝนอาจเป็นผลทางตรงและทางอ้อมจากการเพิ่มขึ้นของฝุ่นละอองในช่วง 20 ปี ที่ผ่านมา สำหรับข้อสรุปที่ชัดเจนจะต้องทำการคำนวณโดยใช้แบบจำลองสภาพภูมิอากาศโดยใส่ตัวแปรแนวโน้มของฝุ่นละอองในบรรยากาศไปในแบบจำลอง และควรทำการศึกษาผลของฝุ่นละอองที่มีต่อการเปลี่ยนแปลงขนาดและปริมาณของอนุภาคละอองน้ำในเมฆ เพื่อยืนยันผลของฝุ่นละอองต่อสภาวะภูมิอากาศในประเทศไทยให้ชัดเจนยิ่งขึ้น



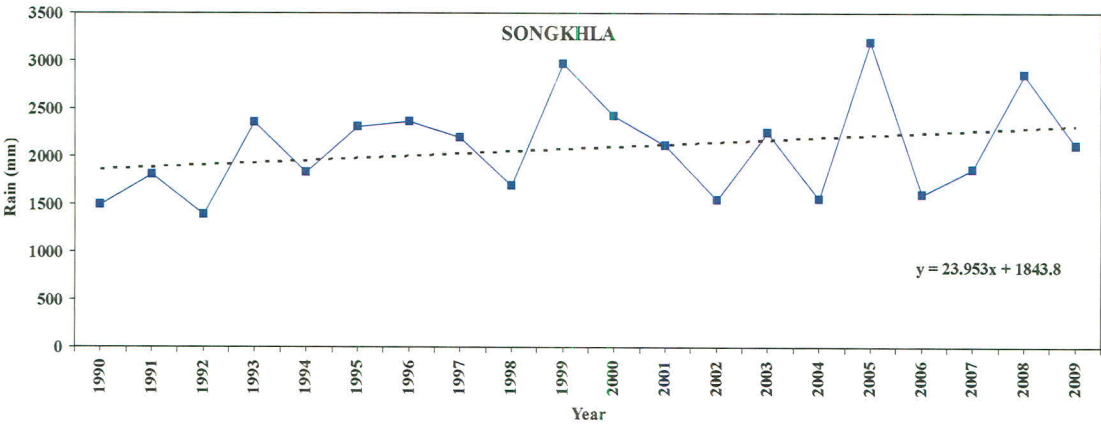
รูปที่ 4.57 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนที่สถานีเชียงใหม่



รูปที่ 4.58 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนที่สถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 4.59 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนที่สถานีนครปฐม



รูปที่ 4.60 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนที่สถานีสงขลา