การตรวจเอกสาร

1. รังสีดวงอาทิตย์ (solar radiation)

1.1 นิยาม และความหมาย

มหาวิทยาลัยศิลปากร (2548) ได้อธิบายว่า ดวงอาทิตย์เป็นดาวฤกษ์และเป็นศูนย์กลางของระบบสุริยะ (solar system) ซึ่งมีโลกและดาวเคราะห์อื่นๆ เป็นบริวาร มวลของดวงอาทิตย์มีค่าประมาณ 1.989×10^{30} kg หรือประมาณ 3 แสนเท่าของมวลโลก มวลจำนวนมากนี้กดทับกันด้วยแรงโน้มถ่วงทำให้บริเวณใจกลางมีความดันสูงถึง 3.4×10^{16} ปาสคาล (pascal, Pa) และอุณหภูมิสูง 15×10^{6} °K จนทำให้เกิดปฏิกิริยาเทอร์โมนิวเคลียร์ขึ้น จากปฏิกิริยาดังกล่าวไฮโดรเจนซึ่งเป็นองค์ประกอบส่วนใหญ่ของดวงอาทิตย์จะหลอมรวมกันเป็นฮีเลียมและให้พลังงานออกมาในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ซึ่งมีความยาวคลื่นสั้นในช่วงของรังสีแกมมา คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้านี้จะส่งออกมาภายนอกผ่านมวลสารชั้นถัดออกมา มวลสารเหล่านี้จะดูดกลืนคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า แล้วเปล่งคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าซึ่งมีความยาวคลื่นยาวขึ้น เมื่อมาถึงผิวดาวคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าส่วนใหญ่จะมีความยาวคลื่นในช่วงแสงสว่าง และรังสีอินฟราเรด

รังสรรค์ (2547) ได้รายงานว่า ดวงอาทิตย์เป็นก้อนสสารทรงกลมที่มีขนาดใหญ่ที่สุดในสุริยจักรวาล มีเส้นผ่านศูนย์กลาง 13.93×10^{5} km น้ำหนักมวล 1.99×10^{30} kg มีระยะทางห่างจากโลกโดยเฉลี่ยประมาณ149.6×10^{6} km และหมุนรอบตัวเองหนึ่งรอบใช้เวลาประมาณ 27 วัน พลังงานบนดวงอาทิตย์เกิดจากปฏิกิริยาเทอร์โมนิวเคลียร์ฟิวส์ชัน อุณหภูมิที่พื้นผิวโฟโตสเฟียร์ (photophere) มีค่าประมาณ 6,000 °K ส่วนผิวนอกโฟโตสเฟียร์อุณหภูมิลดลงเหลือ 4,3000 °K และมีแสงสว่างประมาณ 46,500 แคนเดลา เซนติเมตร$^{-2}$ รังสีดวงอาทิตย์มีลักษณะเป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าเคลื่อนที่ด้วยความเร็วเท่าแสง (ประมาณ 300,000 km s^{-1}) คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ดวงอาทิตย์แผ่รังสีมายังโลกประกอบด้วยช่วงคลื่นต่างๆ กัน ตั้งแต่รังสีแกมมาที่สั้นที่สุดจนถึงคลื่นวิทยุที่ยาวที่สุด สำหรับช่วงคลื่นที่ตามองเห็น (visible light) มีความยาวคลื่น 0.4 - 0.7 μm คลื่นดังกล่าวนี้อยู่ระหว่างรังสีอัลตราไวโอเลตกับรังสีอินฟราเรด ซึ่งมนุษย์ไม่สามารถมองเห็นคลื่นทั้งสองแต่มีความรู้สึกได้โดยทางอื่น

Sellers (1965) สันนิษฐานว่า ดวงอาทิตย์เป็นวัตถุดำซึ่งมีอิทธิพลต่อพื้นผิวที่ดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ และการประมาณค่าประสิทธิภาพอุณหภูมิรังสีดวงอาทิตย์สามารถหาได้จากกฎของ Stefan-Boltzmann ที่กล่าวว่า พลังงานของรังสีดวงอาทิตย์มาจากวัตถุดำที่รังสีตรงมีสัดส่วนยกกำลังสี่ของอุณหภูมิศูนย์องศาสมบูรณ์ ดวงอาทิตย์มีอุณหภูมิพื้นผิวประมาณ 6,000 °K ในช่วงสเปกตรัมตั้งแต่ 1.2 μ ถึง น้อยกว่า 10 μ (1μ = 1 micron = 10^{-6} cm) รังสีดวงอาทิตย์ประมาณ 99% เป็นรังสีคลื่นสั้นตั้งแต่ 0.15-4.0 μ ประกอบด้วย รังสีอุลตราไวโอเลต (ultraviolet) ที่มีความยาวคลื่นน้อยกว่าหรือเท่ากับ 0.4 μ ประมาณ 9% รังสีที่ตามองเห็นได้ (visible light) ที่มีความยาวคลื่นมากกว่าหรือเท่ากับ 0.4 μ แต่น้อยกว่าหรือเท่ากับ 0.74 μ ประมาณ 45% และที่เหลืออีก 46% เป็นรังสีอินฟราเรด ที่มีความยาวคลื่นมากกว่า 0.74 μ

1.2 พลังงานจากรังสีดวงอาทิตย์

พลังงานความร้อนที่กระจายจากดวงอาทิตย์มายังโลก เรียกว่า รังสีจากดวงอาทิตย์ หรือพลังงานจากดวงอาทิตย์ (solar radiation หรือ insolation) ส่วนใหญ่ธรรมชาติทั้งหลายในโลกดำรงอยู่ได้ด้วยพลังงานจากดวงอาทิตย์นี้เอง ดังนั้นการกระจายของพลังงานจากดวงอาทิตย์บนพื้นโลกจึงเป็นปัจจัยสำคัญต่อลมฟ้าอากาศ

เสริม (2545) กล่าวว่า ดวงอาทิตย์แผ่รังสีออกมาภายนอกในรูปของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าซึ่งมีความยาวคลื่นค่าต่างๆ ตั้งแต่รังสีแกมมาจนถึงคลื่นวิทยุ สำหรับส่วนที่ผ่านบรรยากาศมาถึงผิวโลกส่วนใหญ่จะอยู่ในรูปของพลังงานแสงสว่าง เนื่องจากดวงอาทิตย์มิได้ให้พลังงานในรูปแสงสว่างอย่างเดียว แต่ให้พลังงานในรูปรังสีต่างๆ ด้วย ดังนั้นจึงเรียกพลังงานซึ่งอยู่ในรูปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้านี้ว่ารังสีดวงอาทิตย์

Monteith (1973) ได้อธิบายว่า อุณหภูมิพื้นผิวของดวงอาทิตย์มีค่าประมาณ 6,000 °K จะแผ่รังสีในช่วงคลื่นตั้งแต่ 0.3 ถึง 3.0 μm และปริมาณพลังงานต่อหน่วยความยาวคลื่นมีค่ามากกว่า 0.48 μm (จากกฎของ Wien สรุปว่า พลังงานสูงสุดต่อหน่วยความยาวคลื่นจะแผ่ที่ 0.48 μm ที่อุณหภูมิ 6,000 °K และ9.7 μm ที่อุณหภูมิ 300 °K) สเปกตรัมทั้งหมดที่แผ่พลังงานโดยดวงอาทิตย์มีค่าประมาณ 74 ล้าน W m^{-2} (จากกฎของ Stefan สรุปว่า พลังงานที่ถูกแผ่รังสีทั้งหมดจะมีค่ายกกำลังสี่ของอุณหภูมิสมบูรณ์)

Lee (1926) อธิบายว่า การแบ่งสเปกตรัมของพลังงานดวงอาทิตย์ที่อยู่นอกชั้นบรรยากาศโลก โดยปกติสเปกตรัมพลังงานดวงอาทิตย์แบ่งเป็น รังสีอุลตราไวโอเลต (ultraviolet) ที่มีความยาวคลื่นน้อยกว่า 0.4 μm รังสีที่ตามองเห็น (visible) มีความยาวคลื่นตั้งแต่ 0.4-0.7 μm และรังสีใกล้อินฟราเรด (near-infrared) ที่มีความยาวคลื่น มากกว่า 0.7 μm ในช่วงรังสีที่ตามมองเห็นสามารถแบ่งย่อยได้เป็นสีในแต่ละแบนด์ คือ สีม่วงถึงสีฟ้า (0.4-0.5 μm) สีเขียวถึงสีเหลือง (0.5-0.6 μm) และสีส้มถึงสีแดง (0.6-0.7 μm)

การแผ่พลังงานรังสีดวงอาทิตย์ทั้งหมดอยู่ในรูปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่อุณหภูมิศูนย์องศาสมบูรณ์ ซึ่งแหล่งกำเนิดของรังสีความร้อน หรืออุณหภูมิของรังสีดวงอาทิตย์มาจากการเคลื่อนที่ของโมเลกุล ในระหว่างที่มีการชนกันของโมเลกุล หรือผลของการเกิดปฏิกิริยาระหว่างโมเลกุล ทำให้พลังงานบางส่วนจะถูกเปลี่ยนแปลงกลายเป็นรังสีดวงอาทิตย์ ดังนั้นวัตถุที่มีอุณหภูมิสูงการเปลี่ยนแปลงของโมเลกุลมีการดูดกลืนพลังงาน ทำให้มีการเปลี่ยนแปลงเป็นศักยภาพการเคลื่อนที่ของพลังงาน การแผ่ และการดูดกลืนพลังงานความร้อนของรังสีดวงอาทิตย์จะถูกควบคุมโดยอุณหภูมิ และสสารที่มีการดูดกลืนและการแผ่พลังงานโดยธรรมชาติ เมื่อมีการกระตุ้นโดยอะตอมขนาดเล็ก เช่น อิเล็กตรอน หรือการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์คลื่นสั้นจากภายนอกแหล่งพลังงาน ทำให้โมเลกุลสามารถแผ่พลังงานรังสีดวงอาทิตย์ได้ (Wijk and Ubing, 1966)

1.3 พลังงานรังสีดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับ

1.3.1 พลังงานรังสีดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับ (ไม่รวมชั้นบรรยากาศ)

Barry and Chorley (1971) ได้อธิบายว่า ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่มายังโลกมีปัจจัยที่สำคัญอยู่ 4 ประการ คือ

1) ค่าคงที่รังสีดวงอาทิตย์ (solar constant) มีสาเหตุหลัก 2 ประการที่ทำให้พลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบเหนือบรรยากาศโลก (extraterrestrial radiation) มีค่าไม่คงที่ คือ การแปรเปลี่ยนของปริมาณรังสีที่แผ่ออกจากดวงอาทิตย์ และการแปรเปลี่ยนของระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของพลังงานที่แผ่ออกจากดวงอาทิตย์มีค่าน้อยมาก จึงกำหนดให้เป็นค่าคงที่ ดังนั้นระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์จึงเป็นสาเหตุเดียวที่ทำให้พลังงานแสงอาทิตย์ตกกระทบเหนือบรรยากาศโลกในแต่ละวันมีค่าไม่เท่ากัน ระยะทางระหว่าง

โลกกับดวงอาทิตย์มีค่าแตกต่างกันออกไปในการโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ซึ่งเป็นวงรี โดยแตกต่างกันเพียงเล็กน้อย ประมาณ 1.7% ระยะห่างเฉลี่ยประมาณ 1.495×10^{8} กิโลเมตร มุมรองรับดวงอาทิตย์เมื่อมองจากโลกเท่ากับ 32 ลิปดา ค่าพลังงานแสงอาทิตย์ในหนึ่งหน่วยเวลา ที่ตกกระทบตั้งฉากบนพื้นที่หนึ่งหน่วยนอกบรรยากาศโลกที่ระยะห่างเฉลี่ยระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ เรียกว่า ค่าคงที่แสงอาทิตย์ (solar constant) มีค่าประมาณ 1,353 W m^{-2} หรือ 4.871 MJ m^{-2} hr^{-1}

Barry and Chorley (1971) ได้รายงานว่า รังสีความร้อนที่ดวงอาทิตย์ที่ผิวโลกเฉลี่ยประมาณ 1.94 cal min^{-1} cm^{-2} หมายถึงว่าเป็นการประเมินจากสมมติฐานที่ว่า ผิวโลกราบเรียบและห่างจากดวงอาทิตย์เท่ากัน แต่ข้อเท็จจริงแล้วผิวโลกไม่ราบเรียบ ขรุขระ สูงต่ำ แตกต่างกันทุกๆ แห่ง และโลกยังหมุนรอบดวงอาทิตย์มิใช่เป็นวงกลม แต่เป็นไปในลักษณะวงรี ดังนั้นระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์จึงไม่เท่ากัน

Monteith (1973) กล่าวว่า ระยะห่างของโลกถึงดวงอาทิตย์มีค่าเฉลี่ยประมาณ 1.5×10^{8} Km ซึ่งรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกตั้งฉากกับพื้นผิว เรียกว่า ค่าคงที่ของรังสีดวงอาทิตย์ แต่เป็นการยากที่จะกำหนดค่าคงที่ของรังสีดวงอาทิตย์จากการวัดใต้ชั้นบรรยากาศของโลก ในระหว่าง 40 ปีที่ผ่านมา ได้มีการกำหนดค่ารังสีดวงอาทิตย์อยู่ในช่วง 1,360 – 1,400 W m^{-2} (1.94 – 2.00 cal cm^{-2} min^{-1}) และสุดท้ายได้มีการบันทึกค่าคงที่ของรังสีดวงอาทิตย์จากบอลลูน เครื่องบิน และจรวด ที่ความสูงเหนือชั้นสตาร์โตสเฟียร์ ให้ผลยืนยันค่าคงที่ของรังสีดวงอาทิตย์ มีค่าเท่ากับ 1,360 W m^{-2}

2) ระยะทางจากดวงอาทิตย์ การแปรเปลี่ยนการรับพลังงานจากดวงอาทิตย์เนื่องจากวงโคจรของโลกเป็นวงรี ทำให้การรับพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ของพื้นผิวแตกต่างกัน กล่าวคือ ในวันที่ 3 มกราคม เป็นวันที่โลกเข้าใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุด และในวันที่ 4 กรกฎาคม เป็นวันที่โลกอยู่ไกลจากดวงอาทิตย์มากที่สุด ซึ่งพื้นผิวของโลกในเดือน มกราคม มีอุณหภูมิสูงกว่าเดือน กรกฎาคม ประมาณ 4°C ในฤดูหนาวทางซีกโลกเหนืออุณหภูมิอุ่นกว่าทางซีกโลกใต้ และในฤดูร้อนทางซีกโลกใต้อุ่นกว่าทางซีกโลกเหนือ

3) มุมอัลติจูดของดวงอาทิตย์ (altitude of the sun) คือ มุมเงย ณ ตำแหน่งผู้สังเกตของเส้นตรงซึ่งเชื่อมโยงระหว่างดวงอาทิตย์กับผู้สังเกต ถ้ามุมอัลติจูดมีค่ามาก ความเข้มของรังสีดวงอาทิตย์ต่อหน่วยพื้นที่ผิวจะมากตามไปด้วย นอกจากนี้มุมอัลติจูดยังเป็นสัดส่วนโดยตรงกับ

รังสีที่ถูกสะท้อนจากพื้นผิว โดยเฉพาะพื้นผิวของน้ำ ปัจจัยสำคัญที่ใช้ในการคำนวณมุมอัลติจูด คือ ตำแหน่งละติจูด เวลาในแต่ละวัน และฤดูกาล

4) ช่วงเวลาของวัน (length of day) ความยาวนานของแสงแดดยิ่งมีระยะเวลายาวนาน

ปัจจัยที่กล่าวมาข้างต้นนี้เป็นการสร้างรูปแบบการรับพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ที่เหนือชั้นบรรยากาศ ในเขตขั้วโลกจะได้รับปริมาณการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์สูงสุดในช่วง summer solstices ในระหว่าง December solstices ทางซีกโลกใต้ได้รับปริมาณการแผ่รังสีดวงอาทิตย์มาก ในระหว่าง June solstices ทางซีกโลกเหนือได้รับปริมาณการแผ่รังสีดวงอาทิตย์มาก เนื่องจากการโคจรของโลกที่หมุนรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ในเขตศูนย์สูตรได้รับปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์สูงสุดที่จุด equinoxes 2 ครั้ง และได้รับปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ต่ำสุดที่จุด solstices 2 ครั้ง

1.3.2 อิทธิพลของรังสีดวงอาทิตย์ต่อพื้นผิวที่ได้รับพลังงานรังสีดวงอาทิตย์

การที่พื้นผิวโลกของเรามีความร้อนไม่เท่ากันนั้น เนื่องมาจากพื้นผิวโลกได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากัน Barry and Chorley (1971) อธิบายว่า การที่พื้นผิวโลกได้รับพลังงานแสงจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากันนั้น เนื่องจากปัจจัยสำคัญ 6 ประการ คือ

1) การถ่ายเทพลังงานในชั้นบรรยากาศ (energy transfer within the earth-atmosphere system) พื้นผิวโลกเมื่อได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์จะถูกเปลี่ยนเป็นพลังงานความร้อนและถ่ายเทไปสู่ที่อื่นๆ ที่มีพลังงานน้อยกว่าโดยกระบวนการสำคัญ 3 ประการ คือ การแผ่รังสี (radiation) การนำความร้อน (conduction) และการพาความร้อน (convection) ในบรรยากาศของผิวโลกการถ่ายเทความร้อนโดยวิธีการพาความร้อนนั้น ถือได้ว่าสำคัญที่สุด เนื่องจากการพาความร้อนจะเกิดได้ทั้งโดยการผสมผสานคลุกเคล้ากันของอากาศที่ร้อน (sensible heat) และการพาความร้อนในรูปความร้อนแฝงของการกลายเป็นไอ (latent heat of vaporization) ซึ่งถ้าน้ำมีอุณหภูมิ 0°C แล้วความร้อนแฝงมีค่าเท่ากับ 597 แคลอรี่ต่อน้ำ 1 กรัม ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกลงบนพื้นที่หนึ่งหน่วยพื้นระนาบของพื้นโลกขึ้นกับปัจจัยต่างๆ ที่สำคัญ ประกอบด้วย

2) อิทธิพลของบรรยากาศโลก (effect of the atmosphere) เนื่องจากบรรยากาศของโลกประกอบด้วยก๊าซต่างๆ รวมทั้งไอน้ำและอาจจะมีฝุ่นผงต่างๆ รวมอยู่ด้วยจึงมีผลต่อการถ่ายทอดพลังงานจากนอกบรรยากาศมาสู่ผิวดิน จากส่วนผสมของบรรยากาศปกติที่ประกอบด้วยก๊าซออกซิเจน โอโซน คาร์บอนไดออกไซด์ และไอน้ำ ซึ่งรวมเป็นตัวกลางที่ดูดรับพลังงานแสงอาทิตย์ได้ดี โดยเฉพาะพลังงานแสงอาทิตย์พวกคลื่นสั้น ดังนั้นพลังงานที่ผิวพื้นดินจะได้รับนั้นจึงลดลงมาน้อยแตกต่างกันไปตามความแตกต่างของช่วงคลื่น

เมื่อท้องฟ้าแจ่มใสความเข้มรังสีดวงอาทิตย์มีค่าลดลงอย่างมีนัยสำคัญในขณะที่ผ่านชั้นบรรยากาศของโลก การลดลงของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์มีสาเหตุบางส่วนจากการกระจายแสงโดยโมเลกุลของอากาศ และฝุ่นละอองขนาดเล็ก และรังสีดวงอาทิตย์บางส่วนจะถูกดูดกลืนโดยไอน้ำ ออกซิเจน โอโซน และคาร์บอนไดออกไซด์ ในชั้นบรรยากาศของโลก รังสีสุทธิที่ส่องลงมาโดยตรงที่ระดับน้ำทะเล ในขณะที่อากาศแห้ง และไม่มีฝุ่นปริมาณรังสีดวงอาทิตย์สุทธิจะลดลง 14% แต่ในขณะที่อากาศมีความชื้น และมีฝุ่นละอองในบรรยากาศ ปริมาณรังสีสุทธิจะลดลงประมาณ 40% เมื่อเทียบกับค่าที่อยู่เหนือขึ้นไปในชั้นบรรยากาศ สัดส่วนของพลังงานรังสีตกกระทบในชั้นบรรยากาศจะเพิ่มขึ้น เมื่อรังสีดวงอาทิตย์ทำมุมกับแนวระนาบลดลง ซึ่งสอดคล้องกับความกว้างของทางเดินแสงอาทิตย์ที่ผ่านชั้นบรรยากาศเพิ่มขึ้น การประมาณค่าทางเดินของแสงอาทิตย์ในชั้นบรรยากาศเป็นสัดส่วนกับมุมของดวงอาทิตย์ที่เพิ่มขึ้น เช่น จะมีความยาวสองเท่าเมื่อดวงอาทิตย์ทำมุม 30° ที่จุดสูงสุด (Kirk, 1994)

3) อิทธิพลของเมฆในท้องฟ้า (effect of clouds cover) เนื่องจากเมฆเป็นตัวกลางที่อาจจะบังแสงอาทิตย์ ทำให้พลังงานแสงในส่วนที่จะส่งตรงลงมายังพื้นดินนั้นถูกกำจัดออกไป อย่างไรก็ตามเกี่ยวกับอิทธิพลของเมฆนี้ยังขึ้นอยู่กับชนิดของเมฆด้วย

ปริมาณ ความหนา และชนิดเมฆเป็นตัวกลางที่บดบังรังสีดวงอาทิตย์ ทำให้รังสีดวงอาทิตย์ในส่วนที่ส่องลงมายังพื้นดินนั้นลดลง โดยเมฆชนิดต่างๆ มีผลต่อปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่แตกต่างกัน คือ เมแต่ละชนิดจะอยู่ที่ระดับความสูง และความหนาของเมฆแตกต่างกัน เมฆที่อยู่ในระดับความสูงมากๆ มีการบดบังปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลงมายังพื้นผิวโลกได้น้อยกว่าเมฆที่อยู่ใกล้พื้นดิน ส่วนความหนาของเมฆ เมฆชนิดที่มีความหนามาก การบดบังปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลงมายังผิวโลกก็มากตามไปด้วย เช่น เมฆเซอร์รัส (cirrus) เป็นเมฆที่มีลักษณะเป็นปุย

หรือเป็นเส้นสีขาว ไม่ติดกันเป็นแผ่น อยู่ที่ระดับความสูง 6-12 กิโลเมตร ซึ่งเป็นระดับที่สูงที่สุด จึงมีผลต่อการลดลงของปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกน้อยที่สุด

รังสรรค์ (2547) ได้อธิบายว่า เมฆมีอิทธิพลอย่างมากต่อการลดปริมาณพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ อิทธิพลนี้เปลี่ยนแปลงไปกับชนิดของเมฆในท้องฟ้า และไม่สามารถแสดงความสัมพันธ์ทางปริมาณได้แน่นอน สภาพทั่วไปเมฆชั้นสูงที่เรียกว่า เมฆซีร์รัส (cirrus clouds) มีอิทธิพลน้อยที่สุด เมฆชั้นกลางและเมฆชั้นต่ำจะมีอิทธิพลต่อการลดปริมาณรังสีดวงอาทิตย์เพิ่มขึ้นตามลำดับ อย่างไรก็ตาม เมฆคิวมูลัส (cumulus) ที่แตกเป็นก้อนกระจัดกระจายในท้องฟ้าช่วงฤดูร้อนมักทำให้รังสีดวงอาทิตย์เกิดการสะท้อนกลับไปกลับมาระหว่างก้อนเมฆ และทำให้ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ลงสู่พื้นโลกได้มากขึ้นด้วย

4) อิทธิพลของเส้นรุ้ง (effect of latitude) เนื่องจากโลกนี้มีสัณฐานคล้ายทรงกลมที่มีบริเวณเส้นศูนย์สูตรอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุด ประกอบกับการหมุนของโลกรอบแกนที่เอียง $23^{1}/_{2}^{\circ}$ ทำให้แนวตั้งฉากลำแสงของดวงอาทิตย์กับผิวโลกอยู่ระหว่างเส้นรุ้งที่ $23^{1}/_{2}^{\circ}$N จึงมีผลทำให้บริเวณผิวโลกที่เส้นรุ้งต่ำๆ มีโอกาสได้รับพลังงานมากตลอดปี และการได้รับพลังงานแสงอาทิตย์ในบริเวณเส้นรุ้งต่ำๆ นี้ Nieuwolt (1977) ได้อธิบายว่า นอกจากจะได้รับพลังงานแสงอาทิตย์มาก เนื่องจากมีระยะทางใกล้กับดวงอาทิตย์แล้ว มุมของลำแสงที่ตกกระทบกับผิวโลกตอนเที่ยงวันนั้นส่วนใหญ่ยังตั้งฉากกับผิวโลก ซึ่งตามกฎของแลมเบอร์ต และโคซายน์แล้วบริเวณนี้จะได้รับพลังงานมากกว่าบริเวณที่มีเส้นรุ้งสูงๆ ที่ลำแสงตกกระทบกับผิวโลกแคบกว่าและอีกประการหนึ่งเมื่อพิจารณาถึงความหนาของชั้นบรรยากาศที่ลำแสงส่องผ่านแล้วบริเวณเส้นศูนย์สูตรจะมีความหนาแน่นน้อยกว่าบริเวณเส้นรุ้งสูงๆ ดังนั้นบริเวณเส้นรุ้งสูงๆ จึงได้รับพลังงานแสงน้อยกว่าบริเวณเส้นรุ้งต่ำๆ

5) อิทธิพลของความสูงและทิศทางของความลาดเท (effect of elevation and aspect) เนื่องจากบนที่สูงความหนาแน่นของอากาศจะลดลงรวมทั้งไอน้ำในอากาศด้วย จึงมีผลทำให้พลังงานแสงแดดสามารถเล็ดลอดเข้ามาสู่ผิวพื้นได้มากขึ้น Barry และ Chorley (1971) กล่าวว่าในบริเวณเส้นรุ้งตอนกลาง เมื่อความสูงของพื้นที่เพิ่มขึ้น 1,000 m พื้นที่นั้นมีโอกาสได้รับพลังงานแสงแดดเพิ่มขึ้น 5 – 15 % เมื่อวัดในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใส ทั้งนี้เมื่อเทียบกับสถานที่ซึ่งอยู่ใกล้ระดับน้ำทะเล

เกี่ยวกับทิศทางของความลาดเทมีผลต่อการได้รับพลังงานแสงแดดด้วยเช่นกัน กล่าวคือ ถ้าทิศทางของความลาดเทนั้นหันด้านหน้าไปทางทิศเหนือ ผิวพื้นบนความลาดเทนั้นจะสูญเสียพลังงานออกไปได้มากกว่าความลาดเทที่หันไปทางทิศใต้ ดังนั้นทั้งความสูงของพื้นผิวโลกและทิศทางของความลาดเทมีอิทธิพลต่อการได้รับและการเก็บกักพลังงานแสงแดด

6) อิทธิพลของพื้นดิน และพื้นทะเล (effect of land and sea) เนื่องจากพื้นดินและพื้นทะเลมีความสามารถในการดูดกลืน หรือสะท้อนพลังงานที่ตกกระทบผิวโลกได้ไม่เท่ากัน กล่าวคือ พื้นน้ำจะสามารถเก็บสะสมความร้อนได้มากกว่าพื้นดิน ในทางกลับกันพื้นน้ำจะคายความร้อนสู่ชั้นบรรยากาศอย่างรวดเร็ว

1.4 การถ่ายเทพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ในบรรยากาศของโลก (disposition of solar radiation in the earth atmosphere system)

กระบวนการของสมดุลของพลังงานของพื้นผิวโลก และชั้นบรรยากาศ ซึ่งค่าที่ให้มีค่าในหน่วยของเปอร์เซ็นของค่าเฉลี่ยของพลังงานแสงอาทิตย์ที่ลงสู่พื้นโลกทั้งหมด ซึ่งโลกจะดูดซับ (absorbed) ไว้ประมาณ 70 เปอร์เซ็นต์ และสะท้อนกลับ (reflection) 30 % และ 50 % ของแสงที่ลงมาสู่พื้นโลก จะถูกดูดซับที่ระดับสูงสุดของชั้นบรรยากาศ 3 % จะถูกดูดซับในชั้นสตราโทสเฟียร์ (stratosphere) ซึ่งเป็นชั้นของโอโซน และโมเลกุลของออกซิเจน ในขณะที่มีคาร์บอนไดออกไซด์และไอน้ำอยู่ในชั้นนี้เพียง 0.5 % และ 17 % ของพลังงานแสงอาทิตย์ที่ลงสู่พื้นผิวโลกจะถูกดูดซับโดยชั้นโทรโปสเฟียร์ (troposphere) ซึ่งประกอบด้วย ไอน้ำ 0 – 4 % และเมฆ 3 %

Forrester (1957) ได้รายงานว่า ปรากฏการณ์ของความร้อนในโลกเรานี้มีขึ้น เนื่องด้วยผิวพื้นโลกได้รับพลังงานคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจากดวงอาทิตย์ ซึ่งมีทั้งพลังงานคลื่นส่วนที่เป็นแสงสว่าง และส่วนที่เป็นคลื่นพลังงานความร้อน แต่พลังงานส่วนที่เป็นคลื่นแสงสว่างนี้เมื่อกระทบที่ผิวพื้นโลกแล้วปริมาณเกือบทั้งหมดจะถูกเปลี่ยนเป็นพลังงานความร้อนเช่นเดียวกัน ดังนั้นปริมาณพลังงานความร้อนที่ผิวพื้นโลกได้รับทั้งหมดจึงมีความสัมพันธ์อย่างเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณพลังงานแสงอาทิตย์ที่โลกได้รับ

Lee (1926) ได้อธิบายว่า พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังโลก ส่วนหนึ่งของพลังงานนี้จะถูกโลกดูดซับเอาไว้ (absorbed) เพื่อใช้ในกระบวนการต่างๆ ส่วนที่เหลือจะถูกสะท้อนกลับ

ออกไปสู่อวกาศ (scattering or reflection) ซึ่งในลักษณะที่แตกต่างกันก็จะมีการสะท้อนที่แตกต่างกัน

1.5 สมดุลรังสี (radiation balance)

Budyko (1974) อธิบายว่า สมดุลรังสีของพื้นผิวโลก (R) เท่ากับความแตกต่างระหว่างการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์กับรังสีคลื่นยาวสุทธิ ดังสมการที่ (1)

$$R = Q(1-\alpha)-I \qquad \ldots(1)$$

เมื่อ Q คือ รังสีคลื่นสั้นทั้งหมด (รวมรังสีตรงและรังสีกระจาย)

α คือ อัลบีโด (albedo) เป็นการสะท้อนรังสีคลื่นสั้นทั้งหมดโดยพื้นผิวโลก

I คือ รังสีคลื่นยาวสุทธิ

Monteith (1973) อธิบายว่า สมดุลรังสีเป็นผลรวมของรังสีตกกระทบคลื่นสั้นกับการดูดกลืนรังสีคลื่นยาวหักออกจากผลรวมของการสะท้อนและการผ่านของรังสีคลื่นสั้นกับการแผ่รังสีคลื่นยาว ซึ่งสมดุลรังสีต่อพื้นที่หนึ่งหน่วยของพื้นผิวสามารถเขียนสมการที่ (2) ดังนี้

$$R_n = (I-\rho_b)(S_t+S_e)+\varepsilon(L_d+L_e-L_b) \qquad \ldots(2)$$

เมื่อ R_n	คือ	ปริมาณรังสีสุทธิที่โลกได้รับ	($W\ m^{-2}$)
ρ_b	คือ	ค่าสัมประสิทธิการสะท้อนของวัตถุ	($W\ m^{-2}$)
S_t	คือ	รังสีคลื่นสั้นที่ลงมาสู่พื้นผิวโลก	($W\ m^{-2}$)
S_e	คือ	รังสีคลื่นสั้นที่มาจากสิ่งแวดล้อม	($W\ m^{-2}$)
L_d	คือ	รังสีคลื่นยาวที่ลงมาสู่ชั้นบรรยากาศของโลก	($W\ m^{-2}$)
L_e	คือ	รังสีคลื่นยาวที่แผ่ออกมาจากสิ่งแวดล้อมต่างๆ	($W\ m^{-2}$)
L_b	คือ	ค่าเปลี่ยนแปลงรังสีคลื่นยาวที่อุณหภูมิพื้นผิว	($W\ m^{-2}$)

Lee (1926) ได้อธิบายไว้ว่า ภูมิอากาศรังสีดวงอาทิตย์ (radiation climate) เกิดจากระบบในชั้นบรรยากาศของโลกที่กำหนดโดยปัจจัยทางดาราศาสตร์ และการสะท้อนรังสีดวง

อาทิตย์ของระบบ นอกชั้นบรรยากาศโลกมีองค์ประกอบ 3 ส่วน คือ รังสีที่เข้ามาในชั้นบรรยากาศโลก ส่วนที่สะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ และรังสีที่ออกไปนอกโลกจากการแผ่รังสีของโลก ปริมาณรังสีที่แผ่จากโลกแตกต่างกับปริมาณรังสีที่แผ่มาจากดวงอาทิตย์ ซึ่งรังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่จากโลกเป็นรังสีคลื่นยาว แต่รังสีที่มาจากดวงอาทิตย์เป็นรังสีคลื่นสั้น เมื่อประมาณค่าแล้วระบบทั้งหมดต้องสมดุลระหว่างพลังงานที่เข้ามา และออกไป ดังสมการที่ (3)

$$R_n = S_b - S_r - L_o = 0 \qquad \ldots(3)$$

เมื่อ R_n คือ รังสีดวงอาทิตย์สุทธิ (ly min^{-1})
S_b คือ รังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ (ly min^{-1})
S_r คือ รังสีสะท้อนของรังสีคลื่นสั้น (ly min^{-1})
L_o คือ รังสีคลื่นยาวที่แผ่ออกนอกโลก (ly min^{-1})

พื้นโลกนอกจากจะได้รับรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์และท้องฟ้าแล้ว โลกยังได้รับรังสีคลื่นยาวจากการแผ่รังสีความร้อนของเมฆและท้องฟ้าด้วย ดังนั้นสมดุลรังสีบนพื้นผิวใดๆ ของโลกจะเป็นผลของความสมดุลรังสีคลื่นสั้น และรังสีคลื่นยาว (รังสรรค์, 2547)

1.5.1 สมดุลรังสีคลื่นสั้น (short wave radiation balance) เป็นความสมดุลระหว่างรังสีคลื่นสั้นที่ลงสู่พื้นผิวในทิศทางต่างๆ กัน ซึ่งแสดงได้ดังสมการ (4)

$$R_{swbal} = R_{sw}\downarrow - R_{sw}\uparrow = (1-r)\, R_{sw}\downarrow \qquad \ldots(4)$$

เมื่อกำหนดให้ R_{swbal} คือ สมดุลรังสีคลื่นสั้น (cal $cm^{-2}min^{-1}$)
$R_{sw}\downarrow$ คือ รังสีคลื่นสั้นที่ลงสู่พื้นผิวที่พิจารณา (cal $cm^{-2}min^{-1}$)
$R_{sw}\uparrow$ คือ รังสีคลื่นสั้นที่สะท้อนออกจากพื้นผิวนั้นๆ (cal $cm^{-2}min^{-1}$)
r คือ สัมประสิทธิ์การสะท้อนของรังสีคลื่นสั้น

ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลงสู่พื้นผิวโลกจะมีมากน้อยเท่าใดขึ้นอยู่กับปัจจัยต่างๆ สำหรับปริมาณรังสีคลื่นสั้นที่ออกจากพื้นผิวโลกส่วนใหญ่เกิดจากการสะท้อนกลับของรังสี ปริมาณการสะท้อนกลับของรังสีคลื่นสั้นนี้จะแตกต่างกันขึ้นอยู่กับความยาวคลื่น โดยทั่วไป

อัตราส่วนระหว่างรังสีดวงอาทิตย์ช่วงความยาวคลื่นระหว่าง 0.3 - 0.4 ไมโครเมตรที่สะท้อนออกทั้งหมดกับรังสีดวงอาทิตย์ที่แผ่ลงมาบนพื้นผิวนั้นๆ เรียกว่า แอลบีโด (albedo) ในการพิจารณาการสะท้อนกลับของรังสีจำเป็นต้องคำนึงถึงลักษณะของพื้นผิวที่รังสีตกกระทบ ธรรมชาติของรังสีจะสะท้อนกลับในทุกทิศทุกทางบนพื้นผิวขรุขระ ประมาณการสะท้อนกลับของรังสีคลื่นสั้นบนพื้นผิวต่างๆ จะแตกต่างกัน ดังแสดงในตารางที่ 1

ตารางที่ 1 สภาพการสะท้อนรังสีคลื่นสั้นของพื้นผิวต่างๆ

ชนิดของพื้นผิว	สัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีคลื่นสั้น (r)
1. แปลงพืชปลูก	
อัลฟัลฟา	0.02 - 0.05
ฝ้าย	0.20 - 0.22
หญ้า	0.14 - 0.37
ข้าวโพด	0.16 - 0.23
ข้าว	0.12
2. ชนิดดิน	
ดินทรายแห้ง	0.25 - 0.45
ดินสีดำ	0.16 - 0.17
ดินเหนียวแห้ง	0.20 - 0.35
ดินพีต	0.05 - 0.15
3. ป่าไม้	
ป่าไม้สีเขียว	0.03 – 0.06
ป่าไม้ผลัดใบ	0.15 – 0.20
ป่าสนเมืองหนาว	0.10 – 0.15
ป่าชายเลน	0.10 – 0.12
4. หิมะ	
หิมะสีขาว	0.80 – 0.95
หิมะสีคล้ำ	0.42 – 0.70
5. ทะเล	
ทะเลเรียบ	0.07 – 0.08
ทะเลมีคลื่น	0.12 – 0.14

ที่มา: รังสรรค์ (2547)

1.5.2 สมดุลรังสีคลื่นยาว (long wave radiation balance) เป็นสมดุลระหว่างรังสีคลื่นยาวที่ลงสู่พื้นผิวในทิศทางต่างๆ กัน ซึ่งแสดงได้ดังสมการ (5)

$$R_{lwbal} = R_{lw}\downarrow - R_{lw}\uparrow \qquad \ldots(5)$$

เมื่อกำหนดให้ R_{lwbal} คือ สมดุลรังสีคลื่นยาว (cal $cm^{-2}min^{-1}$)

$R_{lw}\downarrow$ คือ รังสีคลื่นยาวที่ลงสู่พื้นผิวที่พิจารณา (cal $cm^{-2}min^{-1}$)

$R_{lw}\uparrow$ คือ รังสีคลื่นยาวที่ออกจากพื้นผิวนั้นๆ (cal $cm^{-2}min^{-1}$)

รังสีคลื่นยาวเป็นรังสีความร้อนที่เปล่งออกจากพื้นผิวนั้นรวมทั้งพื้นผิวโลกและบรรยากาศ เกิดจากการที่พื้นโลก และบรรยากาศถูกดูดกลืนพลังงานรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ไว้จนทำให้มีอุณหภูมิสูงขึ้น ต่อมาพื้นโลก และบรรยากาศแผ่รังสีออกมาในรูปของรังสีความร้อนคลื่นยาวในช่วงรังสีอินฟราเรด รังสีคลื่นยาวที่แผ่จากโลกเข้าสู่บรรยากาศที่เรียกว่า รังสีแห่งโลก (terrestrial radiation) ส่วนใหญ่มีความยาวคลื่นระหว่าง 3 – 80 μm ช่วงคลื่นความร้อนดังกล่าวนี้คาดคะเนว่า ประมาณร้อยละ 90 จะถูกดูดกลืนไว้ในบรรยากาศโดยไอน้ำ เมฆ และคาร์บอนไดออกไซด์ ยกเว้นที่ความยาวคลื่นระหว่าง 8 – 11 μm สูญเสียออกจากบรรยากาศโลกทางหน้าต่างบรรยากาศ ส่วนใหญ่ของรังสีคลื่นยาวที่บรรยากาศดูดกลืนไว้จะมีการแผ่รังสีความร้อนกลับคืนให้กับพื้นโลกได้อีก รังสีคลื่นยาวมักมีความเข้าใจผิด และสับสนว่าเป็นรังสีที่เกิดเฉพาะกลางคืน (nocturnal radiation) แต่ในสภาพที่เป็นจริงแล้วรังสีคลื่นยาวเกิดขึ้นได้ทั้งกลางวัน และกลางคืน อีกทั้งปริมาณรังสีคลื่นยาวในช่วงเวลากลางวันก็มีปริมาณมาก เนื่องจากโลกมีอุณหภูมิสูงกว่า อย่างไรก็ตามรังสีคลื่นยาวในช่วงกลางคืนนั้นที่เป็นส่วนประกอบที่สำคัญของสมดุลพลังงานโลก

ปริมาณพลังงานรังสีคลื่นยาวจากการแผ่รังสีของโลก และบรรยากาศขึ้นอยู่กับระดับอุณหภูมิโดยมีความผันแปรตรงกับกำลังสี่ของอุณหภูมิพื้นผิวนั้นๆ ในหน่วยเคลวิน (°K) ดังนั้นหากทราบค่าอุณหภูมิพื้นผิวโลก และอุณหภูมิอากาศส่วนที่ใกล้พื้นผิวดินในช่วงขณะนั้นๆ แล้ว พลังงานรังสีคลื่นยาวที่แผ่ออกจากพื้นผิวโลกเข้าสู่บรรยากาศ และจากบรรยากาศลงสู่พื้นผิวโลก สามารถประมาณค่าว่ามีปริมาณมากน้อยเท่าใดได้ ความแตกต่างระหว่างปริมาณรังสีคลื่นยาวทั้งสองที่มีทิศทางการเคลื่อนที่ตรงข้ามกันนี้ที่เรียกว่า รังสีแห่งโลกประสิทธิผล (effective

terrestrial radiation, R_T) อาจประมาณค่าจากสมการของบรูนท์ (Brunt equation) โดย R_T มีหน่วยเป็น W m^{-2} ดังสมการ (6)

$$R_T = \sigma T^4 (0.56 - 0.8\sqrt{e})(1 - aC) \quad \ldots(6)$$

เมื่อกำหนดให้ e คือ ความดันไอน้ำ มีหน่วยเป็น กิโลพาสคัล (kPa)

a คือ ค่าคงที่ขึ้นอยู่กับชนิดเมฆ โดย 0.025, 0.06 และ 0.09 สำหรับเมฆชั้นสูง ชั้นกลาง และชั้นต่ำ ตามลำดับ

C คือ จำนวนส่วนของท้องฟ้าที่มีเมฆ เมื่อท้องฟ้าทั้งหมดถูกแบ่งออกเป็น 10 ส่วน

สมการที่ 6 แสดงให้เห็นว่าการสูญเสียรังสีคลื่นยาวออกจากบรรยากาศโลกจะลดลงตามปริมาณไอน้ำที่มีอยู่ในบรรยากาศ และปริมาณเมฆที่ปกคลุมในท้องฟ้า

1.6 รังสีสุทธิ (net radiation; R_n)

เมื่อพิจารณาบนพื้นผิวใดๆ ปริมาณรังสีสุทธิ (R_n) ที่เกิดขึ้นบนพื้นผิวนั้นๆ จะเป็นผลรวมของสมดุลรังสีคลื่นสั้น และสมดุลรังสีคลื่นยาว ซึ่งแสดงในรูปสมการอย่างง่ายๆ ดังแสดงในสมการที่ (7) (รังสรรค์, 2547) คือ

$$R_n = R_{swbal} + R_{lwbal} = (1\text{-}r)\, R_{sw}\downarrow + R_{lwbal} \quad \ldots(7)$$

ปริมาณพลังงานรังสีสุทธิที่พื้นผิวโลกมีประโยชน์ต่อกระบวนการสำคัญต่างๆ ที่เกี่ยวกับสมดุลพลังงาน ดังสมการที่ (8)

$$R_n = LE + H + G + PS + M \quad \ldots(8)$$

เมื่อกำหนดให้ LE คือ พลังงานความร้อนแฝงที่ใช้ในการระเหยน้ำ (MJ m^{-2}-day^{-1})

H คือ พลังงานความร้อนที่ทำให้อากาศมีอุณหภูมิสูงขึ้น (MJ m^{-2}-day^{-1})

G คือ พลังงานความร้อนที่ทำให้ดินมีภูมิเพิ่มขึ้น (MJ m^{-2}-day^{-1})

PS คือ พลังงานที่พืชใช้ในการสังเคราะห์แสง (W m^{-2})

M คือ พลังงานที่ใช้เพื่อกระบวนการอื่นๆ ที่เกี่ยวกับการหายใจ และการเก็บกักความร้อนในพุ่มใบพืช (plant canopy) เป็นต้น

สมดุลรังสี และสมดุลพลังงานบนพื้นผิวดินใดๆ สภาพโดยทั่วไปปริมาณรังสีสุทธิส่วนใหญ่ของพื้นผิวจะถูกใช้ไปในกระบวนการระเหยน้ำ หรือการเพิ่มอุณหภูมิอากาศมากกว่ากระบวนการอื่นๆ กล่าวคือ รังสีสุทธิจะถูกใช้เพื่อการระเหยน้ำมากกว่าการเพิ่มอุณหภูมิอากาศสำหรับบริเวณที่ที่มีความชุ่มชื้น ในทางตรงข้ามรังสีสุทธิจะถูกใช้เพื่อการเพิ่มอุณหภูมิอากาศมากกว่าการระเหยน้ำในบริเวณพื้นที่ที่แห้งแล้ง

1.7 พลังงานแสงอาทิตย์ในประเทศไทย

เกษม และคณะ (2517) ได้อธิบายว่า ค่ารังสีคลื่นสั้นที่แผ่ลงสู่ผิวโลก (R_{sd}) และรังสีคลื่นยาวลงสู่ผิวดิน (R_{ld}) ในพื้นที่ป่าดิบแล้งสะแกราช อำเภอปักธงชัย จังหวัดนครราชสีมา พบว่าค่าของรังสีคลื่นยาวที่ลงสู่ผิวดิน (R_{ld}) นั้นมีค่าไม่ค่อยเปลี่ยนแปลงมากนัก เพราะมาว่าในกรณีใดๆ พื้นที่ผิวของป่าสะแกราชจะให้การแผ่รังสีเกือบเท่าๆ กัน ส่วนค่าของรังสีคลื่นสั้นที่สะท้อนสู่บรรยากาศ (R_{su}) นั้นมีค่าอยู่ระหว่าง 10 – 25 เปอร์เซ็นต์ของค่ารังสีคลื่นสั้นที่แผ่ลงสู่ผิวโลก (R_{sd}) อนึ่งค่ารังสีดวงอาทิตย์สุทธิ (R_n) ทั้งของป่าไม้และป่าถูกทำลายมีค่าไม่แตกต่างกันมากนักเช่นกัน ส่วนค่าของพลังงานความร้อนที่ลงสู่ดิน (G) นั้นส่วนใหญ่แล้วมีน้อย อย่างไรก็ตามความผันแปรของรังสีความร้อนนั้น อาจมีการเปลี่ยนแปลงภายในหนึ่งวัน คือจะร้อนที่สุดก็ขึ้นอยู่กับสภาพของท้องฟ้านั่นเอง

ชยันต์ และคณะ (2536) ได้ศึกษาลักษณะทางสถิติของรังสีแสงอาทิตย์ของจังหวัดพิษณุโลก พบว่า ค่าเฉลี่ยรังสีรวมรายวันของดวงอาทิตย์ในแนวราบที่จังหวัดพิษณุโลกมีค่าเท่ากับ 18.508 MJ m^{-2} D^{-1} ปริมาณรังสีกระจายเท่ากับ 11.702 MJ m^{-2} D^{-1} ส่วนค่าเฉลี่ยรังสีรวมรายวันของดวงอาทิตย์ และรังสีกระจายที่เอ็กเซลได้รวบรวมข้อมูลจากสถานีอุตุนิยมวิทยา 44 สถานีในประเทศไทย ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2494 – 2543 ได้ค่าเท่ากับ 19.693 MJ m^{-2} D^{-1} และ 8.38 MJ m^{-2} D^{-1} ตามลำดับ

วัชรา (2542) ได้รายงานผลว่า การหาค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ของพื้นผิวโลก โดยใช้ข้อมูลดาวเทียม พบว่า ค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ในประเทศไทยมีการเปลี่ยนแปลงตามลักษณะของพื้นผิว และเวลาในรอบปี พบว่าพื้นที่ป่าไม้แปรค่าอยู่ในช่วง 9 – 15% และพื้นที่การเพาะปลูกแปรค่าอยู่ในช่วง 12 – 20%

Exell (1977) ได้ทำการวัดค่าพลังงานรังสีดวงอาทิตย์คลื่นยาว (longwave radiation flux) ในบรรยากาศเหนือพื้นดินจนถึงระดับสูง 12 km ที่จังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี สงขลา และกรุงเทพมหานคร พบว่า เมื่อท้องฟ้าปราศจากเมฆวัดค่าได้ 420 W m^{-2} ในเวลากลางวันในฤดูใบไม้ผลิที่กรุงเทพฯ และวัดค่าได้ 313 W m^{-2} ในเวลากลางคืนในฤดูหนาวที่จังหวัดเชียงใหม่

Mahammad (1976) ศึกษาค่าการแผ่รังสีในบรรยากาศ และอุณหภูมิในท้องฟ้าที่จังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี สงขลา และกรุงเทพมหานคร ในช่วงเวลา 7.00 น. ทุกวัน ผลปรากฏว่ามีค่าการแผ่รังสีสูงสุด 457 W m^{-2} เมื่ออุณหภูมิในท้องฟ้าเป็น 26.5 °C ที่จังหวัดอุบลราชธานี และค่าต่ำสุด 304 W m^{-2} เมื่ออุณหภูมิในท้องฟ้าเป็น -2.6 °C ที่จังหวัดเชียงใหม่

2. ประสิทธิภาพการใช้รังสีดวงอาทิตย์ (radiation use efficiency, RUE)

2.1 ความหมาย

พงษ์ศักดิ์ (2522) กล่าวว่า ในช่วงเวลาที่พืชสร้างมวลชีวภาพนั้น จะเป็นค่าที่แสดงถึงประสิทธิภาพในการเปลี่ยนแปลงพลังงานของดวงอาทิตย์ไปเป็นพลังงานทางศักดิ์เคมีที่ประกอบอยู่ในมวลของพืช ซึ่งวัดออกมาเป็นน้ำหนักแห้ง

รังสรรค์ (2538) กล่าวว่า ปริมาณมวลชีวภาพสะสมของพืชเป็นฟังก์ชันของปริมาณรังสีสะสมที่พืชดูดกลืนกับประสิทธิภาพการใช้รังสีดวงอาทิตย์ของพืช (radiation use efficiency, RUE, g MJ^{-1})

Monteith (1977) ได้รายงานว่า ประสิทธิภาพการใช้รังสีของพืชหมายความถึงประสิทธิภาพของพืชในการแลกเปลี่ยนรังสีดวงอาทิตย์ให้กลายเป็นมวลชีวภาพ โดยมีความผันแปรกับ (1) สัมประสิทธิ์การลดปริมาณรังสี (radiation extinction coefficient) หมายถึงส่วนของรังสีที่

ถูกดูดกลืนต่อหน่วยระยะทางที่รังสีส่องผ่านตัวกลางนั้นๆ (2) สัมประสิทธิ์การเปลี่ยนแปลงทางชีวเคมี และ (3) สัมประสิทธิ์การแลกเปลี่ยนคาร์บอนไดออกไซด์

ดังนั้นประสิทธิภาพการใช้รังสีของพืช (radiation use efficiency) หมายถึง ประสิทธิภาพของพืชที่ดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ หรือการเปลี่ยนพลังงานรังสีดวงอาทิตย์เป็นมวลชีวภาพ เพื่อนำไปใช้ในการเจริญเติบโตของพืช ซึ่งในพืชแต่ละชนิดก็มีประสิทธิภาพในการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์แตกต่างกัน

2.2 พลังงานรังสีดวงอาทิตย์ที่ใช้ในกระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสงของพืช

เอ็จ (2535) อธิบายไว้ว่า กระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสงเกิดขึ้นเนื่องจากสารสี (pigment) ในพืช เช่น คลอโรฟิลล์ แคโรทีน ดูดกลืนโฟตอน โดยโฟตอนที่มีระดับพลังงานเหมาะสมเท่านั้นที่จะเป็นประโยชน์ต่อกระบวนการสังเคราะห์แสง โฟตอนที่มีความยาวคลื่นมากกว่า 760 nm มีพลังงานน้อยเกินไปที่จะทำให้เกิดการสังเคราะห์แสง ส่วนโฟตอนที่มีพลังงานน้อยกว่า 390 nm มีพลังงานมากเกินไป จึงทำให้เกิด ionization และเกิดการเสื่อมสลายของสารสีที่เกี่ยวข้องกับการสังเคราะห์ด้วยแสง แสดงว่าเฉพาะโฟตอนในช่วงความยาวคลื่น 390-760 nm เท่านั้นที่เกี่ยวข้องกับกระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสง ความยาวคลื่นในช่วงดังกล่าว เรียกว่า visible light (ตารางที่ 2)

เมื่อสารสีดูดกลืนโฟตอน ปฏิกิริยาร่วม (interaction) ระหว่างสารสี และโฟตอนทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงระดับของพลังงานอิเล็กตรอน (electron excitation) ทำให้เกิด light reaction ของกระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสง ในการศึกษาเกี่ยวกับอิทธิพลของแสงกับพืชจำเป็นต้องทราบปริมาณแสงที่ตกกระทบกับพืช (ใบพืช) เนื่องจากอัตราการสังเคราะห์ด้วยแสงขึ้นอยู่กับอัตราการดูดกลืนโฟตอน

ตารางที่ 2 ลักษณะความยาวคลื่นต่างๆ ในช่วงคลื่นที่ตามองเห็น (visible light)

คลื่นสีต่างๆ	ช่วงความยาวคลื่นโดยประมาณ (nm)	ความยาวคลื่นที่ใช้เป็นตัวแทน (nm)	ความถี่ (cycle s^{-1})	พลังงาน (KJ mol^{-1})
Ultraviolet (UV)	น้อยกว่า 400	254	11.80×10^{14}	471
Violet	400-425	410	7.31×10^{14}	292
Blue	425-490	460	6.52×10^{14}	260
Green	490-560	520	5.77×10^{14}	230
Yellow	560-585	570	5.26×10^{14}	210
Orange	585-640	620	4.84×10^{14}	193
Red	640-740	680	4.41×10^{14}	176
Infrared (IR)	มากว่า 740	1400	2.14×10^{14}	85

ที่มา : เอ็จ (2535)

2.3 ความสามารถในการสังเคราะห์ด้วยแสงของพืช

Wijk (1966) กล่าวว่า พลังงานของการสังเคราะห์แสงเป็นอัตราส่วนระหว่าง พลังงานเคมีที่ถูกเก็บสะสมไว้ใช้ในการสังเคราะห์อินทรียวัตถุกับพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ที่ดูดกลืนในคลอโรฟิลล์ ในช่วงคลื่นสีแดงมีปริมาณสูงสุดเท่ากับ 20-35 % ประสิทธิภาพการสังเคราะห์แสงจะลดลงในช่วงคลื่นรังสีใกล้อินฟราเรดโดยมีค่าเท่ากับศูนย์ และในช่วงคลื่นรังสีที่ตามองเห็นมีพลังงานที่ใช้ในการสังเคราะห์แสงสูง เมื่อประสิทธิภาพต่อควอนตัมของรังสีดวงอาทิตย์ที่ดูดกลืนเป็นค่าคงที่ ประสิทธิภาพพลังงานที่ใช้ในการสังเคราะห์แสงประมาณ 16% ของความยาวคลื่น 0.4 μ เป็นสภาวะที่เหมาะสมที่สุด

เมื่อพืชชนิดต่างๆ ได้รับรังสีจากดวงอาทิตย์ภายใต้สภาพธรรมชาติ บางส่วนของพืชจะทำการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์บางส่วน ซึ่งการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์โดยใบขึ้นกับชนิดและความหนาของใบ ซึ่งเป็นตัวแทนความสำคัญของปัจจัยการดูกลืนพลังงานของแต่ละใบที่ได้รับพลังงาน (ตารางที่ 3 และ 4)

ตารางที่ 3 ลักษณะการสะท้อน และการส่องผ่านของใบ (สีเขียว) ในช่วงรังสีคลื่นสั้น

ช่วงความยาวคลื่น (μ)	การสะท้อน (%)	ช่วงความยาวคลื่น (μ)	การส่งผ่าน (%)
< 0.4	< 10	< 0.4	< 10
0.4-0.75	8-20	0.4-0.7	5-20
0.75-1.0	~ 40	0.7-1.0	40-50

ที่มา : เอ็จ (2535)

ตารางที่ 4 การผ่านของแสงในใบพืชแต่ละชนิด

ชนิดของใบ	การส่องผ่านของแสงทั้งหมด (%)
Common hazel (*Corylus avelana*)	26
Dandelion (*Taraxacum officinale*)	28
Lilac (*Seringa vulgaris*)	26
Roses (*Rosa*)	25
Alder (*Alnus vulgaris*)	21
Common birch (*Betula verrucosa*)	26
Aspen (*Populus tremula*)	21

ที่มา : เอ็จ (2535)

เอ็จ (2535) ได้อธิบาย ปัจจัยที่มีผลต่อความสามารถในการสังเคราะห์ด้วยแสงของใบพืช ได้แก่

2.3.1 รังสีดวงอาทิตย์ (irradiance/PPFD) อัตราการสังเคราะห์ด้วยแสง (Ps rate) ของพืชเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ ตามการเพิ่มขึ้นของ irradiance หรือโฟตอนที่เกี่ยวกับการสังเคราะห์ด้วยแสง (photosynthetic photon flux density, PPFD) เมื่อถึงระดับของ irradiance ค่าหนึ่งที่ Ps rate ของใบ

พืช C_3 ไม่เพิ่มขึ้น แต่คงที่ สำหรับระดับของ irradiance ที่ทำให้ Ps rate เท่ากับ Rd rate (carbondioxide exchange rate, CER = 0) เรียกว่า light compensation point ส่วนประสิทธิภาพในการสังเคราะห์ด้วยแสงของใบพืชนั้น มีค่าสูงกว่าที่ low irradiance และประสิทธิภาพจะค่อยๆ ลดลงตามระดับของ irradiance ที่เพิ่มขึ้น

2.3.2 อุณหภูมิ มีผลต่อกิจกรรมของเอนไซม์ จึงมีผลต่อค่าการสังเคราะห์ด้วยแสงทั้งหมด (gross photosynthesis, Pg) การหายใจ (Rd) และมีผลต่อค่าการสังเคราะห์ด้วยแสงปรากฏ (apparent photosynthesis, AP) เดิมเรียกกันว่า net photosynthesis) อุณหภูมิที่ปรากฏตามธรรมชาติไม่มีผลต่อ photochemical reaction

2.3.3 ความสามารถในการรับคาร์บอนไดออกไซด์ (CO_2 availability)

1) ความเข้มของก๊าซ CO_2 (CO_2 concentration) ซึ่งในปัจจุบันปริมาณ CO_2 มีค่า 345 – 350 ml/l ของอากาศ จะเป็น limiting factor สำหรับ Ps เพราะกระบวนการ turbulence (การเคลื่อนที่ของอากาศแบบปั่นป่วน) จะพัดเอา CO_2 เข้ามาชดเชยในบริเวณที่มีการปลูกพืช

2) ความต้านทานต่อการแพร่กระจายของ CO_2 (resistance to CO_2 diffusion) สำหรับใบพืชมี 3 ค่า คือ ความต้านทานอันเนื่องมาจากมีชั้นอากาศบางๆ หุ้มอยู่โดยรอบของตัวใบ (Boundary layer resistance, r_a) ความต้านทานเนื่องจากการปิดเปิดของปากใบ (stomatal resistance, r_s) และความต้านทานเนื่องจาก mesophyll cell (mesophyll resistance, r_m) โดย r_a และ r_s เป็นความต้านทานต่อ CO_2 ในสภาพ gaseous phase และ r_m เป็นความต้านทานต่อ CO_2 ในสภาพ liquid phase ตั้งแต่ mesophyll apoplast จนกระทั่งถึง fixation site ดังสมการที่ (9)

$$r\,CO_2 = r_a + r_s + r_m \qquad \ldots(9)$$

2.3.4 น้ำ โดยทั่วไปเมื่อพืชขาดน้ำ (absorption < transpiration) ผลประการแรก คือ r_s เพิ่มขึ้น เพราะปากใบปิด P_s เริ่มลดลงเมื่อ leaf water potential มีค่าประมาณ -0.8 KJ Kg^{-1} และ slope ของเส้นกราฟค่อนข้างชัน ค่า P_s เริ่มคงที่ เมื่อ leaf water potential มีค่า -0.14 KJ Kg^{-1}

2.3.5 อายุใบ Ps rate มีค่าสูงสุด เมื่อใบพืชมีค่าการขยายตัวของใบสูงสุด (maximum leaf expansion)

2.3.6 ธาตุอาหาร จัดเป็นปัจจัยรอง (secondary factor) กล่าวคือ ทำให้มีการเพิ่มพื้นที่ใบเพื่อ Ps โดยเฉพาะอย่างยิ่งธาตุไนโตรเจน ส่วนธาตุฟอสฟอรัส และโพแตสเซียมมีส่วนช่วยลดค่า Ps (เพิ่ม stomatal conductance)

2.4 การคำนวณประสิทธิภาพการใช้รังสีแสงสังเคราะห์

การประเมินประสิทธิภาพของการเปลี่ยนพลังงานรังสีดวงอาทิตย์อยู่บนพื้นฐานพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ที่เข้ามาทั้งหมด (total incoming solar radiation) และรังสีแสงสังเคราะห์เท่านั้น (Ondok, Neč cas and Jarvis, 1971) การหาประสิทธิภาพการใช้รังสีแสงสังเคราะห์ ได้มีผู้ศึกษาดังนี้

2.4.1 พลังงานรังสีแสงสังเคราะห์ที่พืชดูดกลืนไว้ขณะชั่วเวลาใดเวลาหนึ่ง คำนวณได้จากสมการเอมพิริคัลที่เสนอโดย Goss *et al*. (1986); Varlet-Grancher *et al*. (1989) ดังแสดงในสมการที่ (10)

$$PARa = \varepsilon i PARi \qquad \ldots(10)$$

เมื่อกำหนดให้ PARa คือ ปริมาณรังสีสังเคราะห์ที่พืชดูดกลืน (MJ m^{-2})

PARi คือ ปริมาณรังสีสังเคราะห์เหนือแปลงพืช (MJ m^{-2})

εi คือ ประสิทธิภาพการดูดกลืนรังสีของพืชปริมาณรังสีแสงสังเคราะห์เหนือแปลงพืชประมาณค่าได้จากการประยุกต์สมการอังสตรอม คือ

$$PARi = PARo\ (a+b\ (n/N)) \qquad \ldots(11)$$

เมื่อกำหนดให้ PARo คือ ปริมาณรังสีแสงสังเคราะห์เหนือบรรยากาศโลก (MJ m^{-2})

a, b คือ ค่าคงที่ ซึ่งแปรผันตามละติจูด

n คือ ระยะเวลาที่มีแสงแดดจ้า (ชั่วโมงต่อวัน)

N คือ ระยะเวลาที่คาดว่ามีแสงแดดสูงสุด (ชั่วโมงต่อวัน)

รังสรรค์ (2547) ได้รายงานว่า ค่า n จากการหาชั่วโมงที่มีแสงแดด ส่วนค่า a และค่า b เป็นค่าคงที่มีความผันแปรตามละติจูด และสภาพอากาศ สำหรับประเทศไทยซึ่งตั้งอยู่ระหว่างละติจูดที่ 6° – 20° N นั้น วิบูลย์ บุญยธโรกุล (2518) ได้แนะนำให้ใช้ค่า a = 0.26 และค่า b = 0.50 ส่วนภูมิอากาศภาคใต้ค่าคงที่ a และ b ที่เหมาะสมคือ 0.24 และ 0.40 ตามลำดับ (ชัยวิทย์, 2527)

สำหรับค่าประสิทธิภาพการดูดกลืนรังสีแสงของพืช พบว่ามีความสัมพันธ์แบบเอกซ์โพแนนเชียลกับค่าดัชนีพื้นที่ใบ ซึ่งคำนวณได้ดังสมการ

$$\varepsilon i = 0.95\ (1\text{-}EXP(\text{-}KL)) \qquad \ldots(12)$$

เมื่อกำหนดให้ K คือ สัมประสิทธิ์การลดปริมาณรังสีในพุ่มใบพืช (extinction coefficient)
L คือ ดัชนีพื้นที่ใบ

2.4.2 Anderson (1971) ได้อธิบายไว้ว่า Ross และ Nil'son (1963) ชี้ให้เห็นว่า รังสีแสงสังเคราะห์ (photosynthetically active radiation, PAR) สามารถประเมินได้จากการวัดรังสีรวมคลื่นสั้น โดยใช้สมการวิเคราะห์ข้อมูลที่ Efimova (1965, 1967) ได้เสนอไว้ ดังแสดงในสมการที่ (13)

$$R_{PHAR} = 0.43S' + 0.57D' \qquad \ldots(13)$$

โดยที่ R_{PHAR} คือ ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่พืชใช้ในการสังเคราะห์แสง (PAR)
S' คือ รังสีตรง (direct solar radiation)
D' คือ รังสีกระจาย (scattered solar radiation)

2.4.3 Oka, M. *et al*. (1987) กล่าวว่า ประสิทธิภาพการใช้พลังงานรังสีดวงอาทิตย์ (efficiency of solar energy utilization, EU) สามารถวิเคราะห์ได้จากสมการที่ (14)

$$EU\ (\%) = (K1*\Delta L+K2*\Delta S+K3*\Delta T+K4*\Delta D)/\Sigma S \quad \ldots(14)$$

เมื่อกำหนดให้ K1 = น้ำหนักแห้งของใบ (Kcal g^{-1})

K2 = น้ำหนักแห้งของลำต้น (Kcal g^{-1})

K3 = น้ำหนักแห้งของส่วนหัวใต้ดิน (Kcal g^{-1})

K4 = น้ำหนักแห้งของใบที่แห้ง (ตาย) และก้านใบ (Kcal g^{-1})

ΔL = ผลต่างของน้ำหนักแห้งที่เพิ่มขึ้นในใบ (g)

ΔS = ผลต่างของน้ำหนักแห้งที่เพิ่มขึ้นในลำต้น (g)

ΔT = ผลต่างของน้ำหนักแห้งที่เพิ่มขึ้นในส่วนหัวใต้ดิน (g)

ΔD = ผลต่างของน้ำหนักแห้งที่เพิ่มขึ้นในใบแห้ง และก้านใบ (g)

S = พลังงานรังสีตกกระทบ (cal cm^{-2} day^{-1})

2.5 การสังเคราะห์ด้วยแสงของพุ่มใบพืช (canopy or crop photosynthesis)

การผลิตน้ำหนักแห้งทั้งหมดของพืชเป็นผลมาจากการสะสมอาหารที่สร้างได้ (net CO_2 assimilatoin) ตลอดฤดูปลูก อาหารที่สร้างได้เป็นผลมาจากการดูดกลืนพลังงานรังสีดวงอาทิตย์และพลังงานรังสีดวงอาทิตย์กระจายอย่างสม่ำเสมอบนพื้นโลก ดังนั้นปัจจัยหลักที่มีผลต่อผลผลิตน้ำหนักแห้งทั้งหมด คือ การดูดกลืนพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ และประสิทธิภาพของการใช้พลังงานที่ดูดกลืนได้ไปในการตรึง CO_2 (เอ็จ, 2535)

3. การใช้ประโยชน์ที่ดิน

3.1 นิยาม และความหมาย

ดรรชนี (2531) ได้ให้ความหมายของการใช้ที่ดินไว้ว่า การนำที่ดินมาใช้บำบัดความต้องการของมนุษย์ในด้านต่างๆ เช่น เกษตรกรรม อุตสาหกรรม และที่อยู่อาศัย เป็นต้น

เอิบ (2526) กล่าวว่า ที่ดินเป็นสิ่งที่บุคคลมีกรรมสิทธิ์ได้ แต่คำว่า ดิน หมายถึง ดินเพียงอย่างเดียวเท่านั้น และยังประกอบไปด้วยสิ่งแวดล้อมต่างๆ ทั้งทางด้านกายภาพ และสิ่งที่มีอิทธิพลต่อศักยภาพของการใช้ที่ดินนั้นๆ โดยไม่ได้มุ่งพิจารณาเฉพาะดินประการเดียว แต่ได้รวมถึง

ลักษณะทางธรณีวิทยา ภูมิประเทศ ลักษณะทางอุตุ-อุทกวิทยา พืชพรรณ สัตว์ และแมลง ตลอดจนสิ่งมีชีวิตเล็กๆ ในดินในท้องที่นั้นด้วย

FAO (1976) ได้ให้คำนิยามของคำว่า ที่ดิน ไว้ว่า ที่ดิน หมายถึง ส่วนประกอบต่างๆ ทางกายภาพของสิ่งแวดล้อม ได้แก่ สภาพภูมิประเทศ สภาพภูมิอากาศ ดิน อุทกวิทยา รวมทั้งสิ่งที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ และสิ่งที่มนุษย์สร้างในที่ติดกับพื้นผิวโลก

3.2 สิ่งปกคลุมดิน และการใช้ประโยชน์ที่ดิน (land cover and land use)

3.2.1 สิ่งปกคลุมดิน (land cover)

บุญเกียรติ และคณะ (2531) ได้ให้ความหมายของสิ่งปกคลุมดินไว้ว่า สภาพสิ่งของหรือเทหวัตถุใดๆ ที่ปรากฏอยู่บนพื้นผิวดิน โดยมีค่าการสะท้อนพลังงานที่ความยาวช่วงคลื่นต่างๆ กัน

Lambin (1994) ได้ให้ความหมายของสิ่งปกคลุมดินไว้ว่า เทหวัตถุต่างๆ ที่ปรากฏอยู่บนพื้นผิวโลก และส่วนที่อยู่ถัดไปจากพื้นผิวโลกลงไป รวมทั้งสิ่งมีชีวิต ดิน ภูมิประเทศ น้ำผิวดิน น้ำใต้ดิน และสิ่งก่อสร้างต่างๆ ที่มนุษย์สร้างขึ้น นอกจากนั้นยังสามารถจำแนกสิ่งปกคลุมดินได้อีกหลายประการตามวัตถุประสงค์ของผู้ศึกษา เช่น พื้นที่ป่าไม้ ทุ่งหญ้าเขตร้อน ทุ่งหญ้าเขตอบอุ่น พื้นที่เกษตรกรรม พื้นที่ชุ่มน้ำ และการตั้งถิ่นฐานของมนุษย์

3.2.2 การใช้ประโยชน์ที่ดิน (land use)

บุญเกียรติ และคณะ (2531) ได้ให้ความหมายของการใช้ประโยชน์ที่ดินไว้ว่า การนำที่ดินมาใช้ตอบสนองความต้องการของมนุษย์ในด้านต่างๆ เช่น เกษตรกรรม อุตสาหกรรม พาณิชยกรรม และที่อยู่อาศัย ดังนั้นการใช้ประโยชน์ที่ดินมีความเกี่ยวพันกับกิจกรรมของมนุษย์ที่มีต่อที่ดินนั้นๆ

นิพนธ์ (2525) ได้ให้ความหมายของการใช้ประโยชน์ที่ดินไว้ว่า การใช้ที่ดินเพื่อบำบัดความต้องการของมนุษย์ เช่น ใช้ในการเกษตร ใช้เป็นพื้นที่ป่า ใช้เป็นพื้นที่แหล่งน้ำ ใช้เป็นที่ตั้งบ้านเรือนที่อยู่อาศัย ใช้เป็นแหล่งอุตสาหกรรม เป็นต้น

สถิตย์ (2521) การแบ่งการใช้ที่ดินของประเทศไทยออกเป็น 5 ประเภท คือ

1) เมือง และสิ่งก่อสร้าง (urban and built-up land) ได้แก่ ที่อยู่อาศัย ย่านการค้า ย่านอุตสาหกรรม คมนาคม และสถานที่ราชการอื่นๆ

2) พื้นที่เกษตรกรรม (agriculture land) ได้แก่ พื้นที่ปลูกพืชล้มลุก และพืชถาวร เช่น สวนผัก สวนผลไม้ พืชไร่ นาข้าว ทุ่งปศุสัตว์ และไร่เลื่อนลอย (shifting cultivation)

3) ป่าไม้ (forest land) ได้แก่ พื้นที่ป่าไม้ทั่วไป และจัดแยกย่อยไปตามประเภทของป่าไม้ เช่น ป่าเต็งรัง ป่าเต็งรังผสมไม้สน ป่าเบญจพรรณ ป่าเบญจพรรณผสม ไม้สัก ป่าดิบแล้ง ป่าดิบชื้น ป่าดิบเขา ป่าชายเลน ป่าไผ่ ทุ่งหญ้าธรรมชาติ และสวนป่า เป็นต้น

4) แหล่งน้ำ (water bodies) ได้แก่ พื้นที่ที่เป็นแม่น้ำ ลำธาร หนอง บึง ทะเลสาบ และแหล่งกักเก็บน้ำที่สร้างขึ้น

5) พื้นที่ว่างเปล่า (idle land) ได้แก่ พื้นที่ที่ปราศจากสิ่งปกคลุม และรวมไปถึงไร่ร้าง

3.3 การใช้ประโยชน์ที่ดินที่มีผลต่อรังสีดวงอาทิตย์

การใช้ประโยชน์ที่ดินในด้านต่างๆ จะส่งผลทำให้รังสีดวงอาทิตย์ที่ลงมาสู่พื้นผิวโลกมีปริมาณมากขึ้นเท่าใด ซึ่งการที่รังสีดวงอาทิตย์ส่องลงมายังโลกในปริมาณที่มากจะส่งผลกระทบต่อสิ่งต่างๆ เช่น ระบบนิเวศ ลักษณะทางอุตุนิยมวิทยา เป็นต้น

เกษม และณรงค์ (2526) กล่าวว่า ป่าดิบแล้งมีความสามารถในการดูดซับรังสีคลื่นสั้นทั้งหมด คือ ช่วงคลื่นสั้นกว่า 3 ไมครอน ได้ประมาณ 90 – 95% ค่าต่ำสุด และสูงสุด คือ 80 และ

97% ตามลำดับ โดยคลื่นรังสี ultraviolet และ visible light จะถูกดูดซับมากที่สุดโดยมีค่าคือประมาณ 90 – 100% การดูดซับนี้อิทธิพลจากการปกคลุมของเมฆหมอกจะไม่มีผลเลย และแสง infrared จะมีมากที่ใต้เรือนยอดของป่าดิบแล้ง สาเหตุอันสำคัญคือ มีความสามารถซึมผ่านเรือนยอดได้ดี อีกทั้งการแผ่รังสีของป่าโดยขบวนการ reradiation ให้ infrared มากขึ้น

จากการวัดระยะเวลาที่รังสีดวงอาทิตย์ส่องลงมายังพื้นโลก บริเวณสถานีวิจัยสิ่งแวดล้อมสะแกราช โดยค่าเฉลี่ยตั้งแต่ปี พ.ศ. 1969 – 1980 มีค่าเฉลี่ยประมาณวันละ 5 ชั่วโมง 40 นาที โดยในช่วงฤดูฝน (มิถุนายน – กันยายน) จะมีช่วงที่รังสีจากดวงอาทิตย์ส่งถึงพื้นโลกนั้น มีค่าอยู่ระหว่าง 3.5 – 5.0 ชั่วโมงต่อวัน ในช่วงฤดูหนาว (ตุลาคม – มกราคม) จะรองลงมาระยะเวลาที่แสงจากดวงอาทิตย์ส่องมามีค่าระหว่าง 5 – 7 ชั่วโมงต่อวัน โดยเฉพาะในช่วงต้นฤดูจะมีระยะเวลาที่สั้น และจะยาวนานขึ้นตอนปลายฤดู และในช่วงฤดูร้อนจะมีระยะเวลาที่แสงส่องมายังพื้นโลกแตกต่างกันตามลักษณะของท้องฟ้า

ความสัมพันธ์ของการใช้รังสีดวงอาทิตย์ในลักษณะพื้นที่ต่างๆ เช่น พื้นที่ที่เป็นป่า หรือพื้นที่ที่มีพืชปกคลุม ปริมาณรังสีความร้อนสุทธิ (R_n) มักถูกนำไปใช้เพื่อการคายระเหยน้ำเป็นส่วนใหญ่ ส่วนที่เหลือจะไหลลงสู่ดิน และเผาอากาศ ซึ่งมีค่าน้อย ทำให้พื้นที่ป่า หรือพื้นที่ที่มีพืชปกคลุมมีอากาศเย็นสบาย ในขณะที่พื้นที่ป่าที่ถูกทำลาย ค่ารังสีดวงอาทิตย์จะถูกใช้เพื่อการระเหยน้ำน้อย เพราะว่าไม่มีน้ำในการระเหยน้ำ ทำให้มีการแปรสภาพความร้อนมีค่ามาก ทำให้มีอากาศร้อนในบริเวณนี้ นอกจากนี้ลักษณะพื้นผิวของสิ่งก่อสร้าง เช่น อาคาร ตึก ถนนคอนกรีต เป็นต้น จะเป็นส่วนลดค่าของความร้อนรังสีดวงอาทิตย์ เพื่อการระเหยน้ำ แต่ความร้อนจะถูกใช้เพื่อการเผาผลาญอากาศ และเก็บสะสมไว้ในดินมาก จึงทำให้อากาศในเมืองใหญ่ที่มีสิ่งก่อสร้างเหล่านี้มีความร้อนเพิ่มขึ้น หรืออบอ้าวขึ้นทั้งกลางวัน และกลางคืน (วิชา, 2535)

4. งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

กรมพัฒนาและส่งเสริมพลังงาน (2542) ได้ทำการศึกษาศักยภาพพลังงานแสงอาทิตย์ในแต่ละเดือน พบว่า การกระจายความเข้มของรังสีดวงอาทิตย์ตามบริเวณต่างๆ ของประเทศไทยได้รับอิทธิพลสำคัญจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ และลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ และพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศได้รับรังสีดวงอาทิตย์สูงสุดระหว่างเดือน เมษายน และเดือน พฤษภาคม โดยมีค่าอยู่ในช่วง 20 – 25 MJ m^{-2} day^{-1} เมื่อพิจารณาแผนที่ศักยภาพพลังงานแสงอาทิตย์รายวันเฉลี่ยต่อปี

พบว่า บริเวณที่ได้รับรังสีดวงอาทิตย์สูงสุดเฉลี่ยทั้งปีอยู่ที่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ โดยครอบคลุมบางส่วนของจังหวัดนครราชสีมา บุรีรัมย์ สุรินทร์ ศรีสะเกษ ร้อยเอ็ด ยโสธร อุบลราชธานี และอุดรธานี และบางส่วนของภาคกลางที่จังหวัดสุพรรณบุรี ชัยนาท อยุธยา และลพบุรี โดยได้รับรังสีดวงอาทิตย์เฉลี่ยทั้งปี 19 – 20 MJ m^{-2} day^{-1} พื้นที่ดังกล่าวคิดเป็น 14.3 เปอร์เซ็นต์ของพื้นที่ทั้งหมดของประเทศ นอกจากนี้ยังพบว่า 50.2 เปอร์เซ็นต์ของพื้นที่ทั้งหมดได้รับรังสีดวงอาทิตย์ต่ำกว่า 16 MJ m^{-2} day^{-1} จากการคำนวณรวมของดวงอาทิตย์รายวันเฉลี่ยต่อปีของพื้นที่ทั่วประเทศ พบว่ามีค่าเท่ากับ 18.2 MJ m^{-2} day^{-1} จากผลที่ได้นี้แสดงให้เห็นว่า ประเทศไทยมีศักยภาพพลังงานแสงอาทิตย์ค่อนข้างสูง

กฤษณพงศ์ และคณะ (2523) ได้ศึกษาการวิเคราะห์ค่าของการแผ่รังสี และข้อมูลอุตุนิยมวิทยาของสงขลา ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2506 – 2510, กรุงเทพฯ ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2515 – 2519, นครพนม ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2506 – 2510 และเชียงใหม่ ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2507 – 2511 ผลการหาค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ พบว่า ค่าการแผ่รังสีมีความสัมพันธ์ลำดับสูงกับค่าความยาวนานของแสงแดด สำหรับสงขลา กรุงเทพฯ และนครพนม ซึ่งสมการที่สร้างขึ้นเพื่อประมาณค่าการแผ่รังสีจากค่าความยาวนานของแสงแดด

นฤมล (2546) ศึกษาการประเมินศักยภาพและโอกาสการเกิดฝน บริเวณภาคเหนือของประเทศไทย โดยอาศัยค่าพลังงานแสงอาทิตย์สุทธิ และค่าดัชนีเสถียรภาพอากาศ พบว่า พลังงานแสงอาทิตย์สุทธิเฉลี่ยรายวันสูงสุดมีค่าเท่ากับ 13.6 MJ m^{-2} และต่ำสุดมีค่าเท่ากับ 8.4 MJ m^{-2} โดยในฤดูร้อนจะได้รับพลังงานแสงอาทิตย์สุทธิเฉลี่ยรายวันสูงสุด คือ 11.5 MJ m^{-2} รองลงมาคือ ฤดูฝน และฤดูหนาว มีค่าเท่ากับ 10.5 และ 8.9 MJ m^{-2} ตามลำดับ ส่วนปริมาณน้ำฝนรายปีเท่ากับ 1,377 mm ความแปรผันของปริมารน้ำฝนรายเดือนในแต่ละฤดู จะเห็นได้ว่าฤดูฝนมีปริมาณน้ำฝนมากที่สุด รองลงคือ ฤดูร้อน และฤดูหนาว ตามลำดับ ซึ่งประเมินศักยภาพและโอกาสการเกิดฝน บริเวณภาคเหนือ จากพลังงานแสงอาทิตย์สุทธิ พบว่า ฤดูแล้ง ตั้งแต่เดือน กุมภาพันธ์ – เมษายน ได้สมการ %Prob=-71.401Ln(Rn)+200.62 ส่วนฤดูฝน ตั้งแต่เดือน พฤษภาคม – กันยายน ได้สมการ %Prob=-215.87Ln(Rn)+592.25 โดยเดือนกรกฎาคมมีโอกาสการเกิดฝนสูงสุดถึง 86.62% รองลงมา คือ เดือน สิงหาคม, กันยายน, พฤษภาคม, มิถุนายน และกุมภาพันธ์ มีโอกาสเกิดฝน 76.25%, 72.29%, 69.82%, 64.05%, 47.21% และ 40.21% ตามลำดับส่วนในเดือน เมษายนมีโอกาสเกิดฝนน้อยที่สุด คือ 14.52% นอกจากนี้โอกาสการเกิดฝนไม่ได้ขึ้นอยู่กับความเข้มของพังงานแสงอาทิตย์เพียงอย่าง

เดียว แต่ยังขึ้นกับปัจจัยอื่นๆ ได้แก่ ปริมาณไอน้ำในอากาศ ขบวนการเกิดความเย็น และฝุ่นละอองในอากาศ

พิมพ์พงศ์ (2547) ศึกษาการประเมินค่าการคายระเหยน้ำสูงสุด โดยใช้ข้อมูลการสำรวจระยะไกล และข้อมูลอุตุนิยมวิทยา บริเวณลุ่มน้ำมูล-ชี ภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย พบว่า วิธีของ Panman Method เป็นวิธีที่ดีที่สุดและมีความถูกต้องที่สุดในการประเมินค่าการคายระเหยน้ำสูงสุดในพื้นที่ลุ่มน้ำมูล-ชี ส่วนประประเมินค่าการคายระเหยน้ำสูงสุดโดยใช้ข้อมูลจากการสำรวจระยะไกล หาความสัมพันธ์เชิงเส้นพหุระหว่างค่าการคายระเหยน้ำที่คำนวณได้กับดัชนีความแตกต่างพืชพรรณ (NDVI) และอุณหภูมิพื้นผิว (LST) ที่ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ซึ่งมีรูปแบบความสัมพันธ์ดังนี้ ET=A+B(NAVI)+C(LST) มีค่าสัมประสิทธิ์ตัวกำหนด (R^2) ที่วิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพหุอยู่ในช่วง 0.5-0.7 นำสมการที่ได้ไปคำนวณการคายระเหยน้ำสูงสุดพร้อมทั้งสร้างแผนที่การคายระเหยน้ำสูงสุด ในบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำมูล-ชี ทำให้ทราบว่าค่าการคายระเหยน้ำในเดือน พฤษภาคม, มิถุนายน และกรกฎาคม มีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 5.14, 4.45 และ4.06 mm day^{-1} ตามลำดับ

รัชชนีวรรณ (2547) ศึกษาความผันแปรของความชื้นในดินบริเวณไร่มันสำปะหลัง อำเภอครบุรี จังหวัดนครราชสีมา พบว่า ความชื้นในดินเฉลี่ยรายวันสูงสุดมีค่าเท่ากับ 40.3% โดยปริมาตรในเดือน กันยายน และต่ำสุด 18.4% โดยปริมาตร ในเดือน กุมภาพันธ์ บริเวณที่มีความผันแปรความชื้นในดินมากที่สุด คือ ที่ระดับความลึก 0-5 cm และ 5-20 cm จากผิวดิน ปริมาณความชื้นในดินจะเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล และช่วงเวลาเพาะปลูก กล่าวคือ ในช่วงเพาะปลูกมันสำปะหลัง ช่วงเก็บเกี่ยวมีปริมาณความชื้นในดินต่ำที่สุด และความชื้นในดินเพิ่มมากขึ้นเมื่อเข้าสู่ฤดูฝนซึ่งเป็นระยะตั้งตัว และเริ่มมีหัวของมันสำปะหลัง ส่วนความสามารถในการกักเก็บน้ำของดิน พบว่า ความชื้นในดินที่ความจุความชื้นสนามมีค่าเฉลี่ย 32.0%โดยปริมาตร จุดเหี่ยวถาวรมีค่าเฉลี่ย 27.9 % โดยปริมาตร ปริมาณความชื้นที่เป็นประโยชน์ที่ดินเก็บเอาไว้เพียงพอสำหรับพืช อยู่ในชั้นดินที่ระดับความลึกจากผิวดิน 0-20 cm

รังสรรค์ (2538) ได้รายงานผลการศึกษาประสิทธิภาพการใช้รังสีดวงอาทิตย์ของข้าวภายใต้แบบการทำนาและสภาพแวดล้อมที่แตกต่างกัน ซึ่งทดสอบในแปลงนาเกษตรกร และแปลงนาทดลองที่มีการปลูกแบบหว่านน้ำตม และแบบปักดำที่จังหวัดพัทลุง โดยใช้ข้าวสุพรรณบุรี 90 ในช่วงฤดูนาปรัง ปี พ.ศ. 2536 และข้าวเฉี้ยงในช่วงฤดูนาปี ปี พ.ศ.2536 – 2537 กล่าวว่า เฉพาะ

ช่วงแรกเพียงช่วงเดียวของการเจริญเติบโตจนถึงระยะยืดลำต้นของข้าวทั้งสองพันธุ์ที่ปลูกแบบนาหว่านน้ำตมมีอัตราการสร้างมวลชีวภาพส่วนเหนือดิน และดัชนีพื้นที่ใบมากกว่าการปลูกแบบปักดำ ความสัมพันธ์ระหว่างการสร้างมวลชีวภาพตลอดช่วงการเจริญเติบโตกับปริมาณสะสมรังสีแสงสังเคราะห์ที่ข้าวดูดกลืนไว้มีลักษณะแบบรีเกรสชันเส้นตรงในเชิงบวก ค่า R^2 มากกว่า 0.85 ข้าวใบตั้งสุพรรณบุรี 90 มีค่าประสิทธิภาพการใช้รังสีแสงสังเคราะห์มากกว่าข้าวใบแผ่ราบพันธุ์เฉี้ยง และปริมาณวัชพืชของแปลงนาหว่านน้ำตมที่มีมากกว่าแปลงนาปักดำ มีผลทำให้ประสิทธิภาพการใช้รังสีแสงสังเคราะห์ของข้าวแต่ละพันธุ์ลดลง และมีความแตกต่างอย่างมีนัยสำคัญยิ่งทางสถิติ ($P<0.01$) ซึ่งมีค่าเท่ากับ 2.77 และ 3.20 g MJ^{-1} ของข้าวสุพรรณบุรี 90 และเท่ากับ 2.13 และ 2.67 g MJ^{-1} ของข้าวเฉี้ยง

สมบูรณ์ (2547) ศึกษาการพัฒนาแบบจำลองการคายระเหยน้ำโดยใช้ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาและค่าการชักนำของปากใบพืชในพื้นที่ทำการเกษตรและสวนป่า พบว่า ความผันแปรของค่า ET และ gc รวมทั้งค่า LAI มีแนวโน้มไปในทางเดียวกันและมีความสัมพันธ์กันค่อนข้างดี คือ ในพื้นที่นาข้าวและไร่มันสำปะหลังมีค่า ET มากในช่วงที่พืชเจริญเติบโตเต็มที่และมีค่าน้อยในช่วงต้นฤดูกาลเพาะปลูกและก่อนเก็บเกี่ยวผลผลิต ส่วนพื้นที่สวนสักมีค่า ET มากในช่วงกลางฤดูฝนและมีค่าน้อยในช่วงต้นสักผลิใบใหม่และทิ้งใบในช่วงฤดูแล้ง เมื่อเปรียบเทียบค่า ET เฉลี่ยรายวันตลอดปี พบว่า พื้นที่ไร่มันสำปะหลัง มีค่ามากที่สุดเท่ากับ 3.5 mm รองลงมาคือ พื้นที่นาข้าวและสวนสัก มีค่าเท่ากับ 3.4 และ 3.1 mm ตามลำดับ สำหรับค่า gc (stomatal condudtane) พื้นที่ไร่มันสำปะหลังมีค่ามากที่สุดเท่ากับ 2.1 cm s^{-1} รองลงมาคือ พื้นที่นาข้าวและสวนสักมีค่าเท่ากับ 1.5 และ 1.1 cm s^{-1} ตามลำดับ และการศึกษาค่า LAI พบว่า ในพื้นที่นาข้าว สวนสัก และไร่มันสำปะหลัง มีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 2.49, 2.89 และ 2.50 ตามลำดับ

สุธาสินี (2544) ศึกษาหาความสัมพันธ์ระหว่างค่าพลังงานแสงอาทิตย์กับค่าความยาวนานของแสงอาทิตย์ในแต่ละเดือน พบว่า ในสถานีที่มีการติดตั้งเครื่องมือตรวจวัดพลังงานแสงอาทิตย์ทั้ง 11 สถานีทั่วประเทศ ทำให้สามารถสร้างสมการเส้นตรงเพื่อใช้ในการประเมินค่าพลังงานแสงอาทิตย์ได้ ซึ่งในการศึกษาครั้งนี้ยังได้ค่าสัมประสิทธิ์ตัวแปร a และ b ในแต่ละเดือนของสถานีที่ตั้งอยู่ในภูมิภาคเดียวกันเป็นตัวแทนในแต่ละภูมิภาค และจากการทดสอบทางสถิติพบว่า ค่า a และ b ในแต่ละสถานีที่อยู่ในภูมิภาคเดียวกันมีค่าไม่แตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 99 % และยังได้ประเมินค่าพลังงานแสงอาทิตย์เฉลี่ยรายวันในแต่ละเดือน พบว่า ภาคเหนือได้รับพลังงานแสงอาทิตย์เฉลี่ยน้อยที่สุด รองลงมา คือ ภาคใต้ ภาคกลาง และภาค

ตะวันออกเฉียงเหนือได้รับพลังงานแสงอาทิตย์มากที่สุด 17.06, 17.17, 17.53 และ 18.47 MJ m^{-2} d^{-1} ตามลำดับ และได้ศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างค่าพลังงานแสงอาทิตย์กับปริมาณฝน ระหว่างปี พ.ศ. 2541 – 2542 พบว่า ปริมาณน้ำฝนในปี พ.ศ. 2542 มากกว่าปริมาณน้ำฝนในปี พ.ศ. 2541 จึงทำให้ปริมาณพลังงานแสงอาทิตย์ในปี พ.ศ. 2541 จึงมีค่ามากกว่าในปี พ.ศ. 2542

Exell and Saricali (1976) ได้ทำการสำรวจทางด้านภูมิศาสตร์ ฤดูกาล และพลังงานแสงอาทิตย์ในประเทศไทยโดยใช้ข้อมูลปริมาณเมฆจำนวน 44 สถานี และข้อมูลความยาวนานของแสงแดดจำนวน 18 สถานี และได้หาความสัมพันธ์กับค่าพลังงานแสงอาทิตย์กับค่าความยาวนานของแสงแดด พบว่า ค่าพลังงานแสงอาทิตย์เฉลี่ยมีค่ามากกว่า 470 ly day^{-1} และพบว่าค่าพลังงานแสงอาทิตย์ต่ำสุดเท่ากับ 350 ly day^{-1} ในช่วงฤดูฝนโดยเฉพาะวันที่มีฝนตกหนักมากๆ

Jacovides *et al.*(2004) ศึกษาอัตรารังสีแสงสังเคราะห์ (PAR) ที่วัดในประเทศไซปรัส (Cyprus) พบว่า ความสัมพันธ์ระหว่างพลังงานรังสีดวงอาทิตย์ 2 ชนิดที่ศึกษาในระยะเวลา 3 ปี เป็นข้อมูลรายชั่วโมงของรังสีแสงสังเคราะห์ (ยhotosyntically active photon flux, Qp) และรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก (Rs) โดยข้อมูลเหล่านี้ใช้วิเคราะห์ความแปรปรวนของอัตราส่วนในแต่ละช่วงเวลาซึ่งขึ้นกับสภาพของท้องฟ้าในแต่ละฤดูกาลความแตกต่างของอัตราส่วนมีความแตกต่างของสัดส่วน Qp/ Rs จากข้อมูลรายวันมีค่าระหว่าง 1.942 E MJ^{-1} (ฤดูร้อน) ถึง 1.892 E MJ^{-1} (ฤดูหนาว) มีค่าเฉลี่ยรายปีเท่ากับ 1.919 E MJ^{-1} อัตราการเพิ่มขึ้นจาก 1.865 – 2.01 E MJ^{-1} (รายวัน) หรือจาก 1.878 – 2.197 E MJ^{-1} (รายชั่วโมง) ขณะที่เมฆมีการเปลี่ยนแปลงจากที่ไม่มีเมฆจนมีเมฆปกคลุมทั่วท้องฟ้า ตัวแปรของบรรยากาศ ได้แก่ ท้องฟ้าโปร่ง ความสว่าง และระยะทางเดินของแสงซึ่งจะมีส่วนทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงรังสีแสงสังเคราะห์ (PAR)

Papaioannou *et al.* (1996) ศึกษาปริมาณรังสีแสงสังเคราะห์ในประเทศเอเธนส์ (Athens) ได้ผลการศึกษาว่า การวัดรังสีดวงอาทิตย์รายชั่วโมงในช่วงคลื่น 295–385 nm, 285-2800 nm (Rs) และ 695-2800 nm และ ตั้งแต่เดือน มกราคม 1990 ถึง เดือน ธันวาคม 1992 เพื่อนำมาสรุปการกระจายรังสีดวงอาทิตย์ในช่วงคลื่นตามองเห็น (385-695 nm) ซึ่ง รังสีแสงสังเคราะห์ (photosyntically active photon flux, Rp) ถูกนำมาใช้ในการประเมินค่าในแต่ละช่วงเวลาของ Rp และต้องอาศัยสภาพท้องฟ้า และมวลอากาศในฤดูกาลต่างๆ และสัดส่วนระหว่าง Rp/Rs หาได้จากข้อมูลรายชั่วโมง กล่าวคือ ในช่วงฤดูหนาวเท่ากับ 0.419 ส่วนฤดูร้อนเท่ากับ 0.446 โดยมีค่าเฉลี่ยรายปีเท่ากับ 0.436 ซึ่งสัดส่วน Rp/Rs เพิ่มขึ้นจาก 0.428 เป็น 0.444 (ค่ารายชั่วโมง)

Udo, S.O. and T.O. Aro (1999) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ระหว่าง รังสีแสงสังเคราะห์ (PAR) ที่พื้นผิวโลก กับรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก ของภาคกลางในประเทศไนจีเรีย พบว่า การวัดรังสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลก (Rs) และรังสีแสงสังเคราะห์บนพื้นผิวโลก (PAR) ในระยะเวลา 12 เดือน เพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่าง Rs/PAR ค่าเฉลี่ยอัตราส่วนระหว่าง PAR/ Rs ตลอดปีมีค่า 2.05 E MJ^{-1} ในฤดูร้อน และฤดูฝนมีค่าเท่ากับ 2.02 และ 2.12 E MJ^{-1} ตามลำดับ โดยมีค่าเฉลี่ยรายวันต่ำที่สุดในเดือน มกราคม เท่ากับ 1.92 E MJ^{-1} มีค่าสูงสุดในเดือน พฤษภาคม เท่ากับ 2.15 E MJ^{-1} โดยปกติอัตราส่วน PAR/ Rsในฤดูฝน และฤดูร้อนมีค่าอยู่ในช่วง 2.1 E MJ^{-1} ยกเว้นในเดือน พฤษภาคม PAR ต่อ Rs ค่าสูงสุด และต่ำสุดรายวัน เท่ากับ 1.86 และ 2.31 E MJ^{-1} ตามลำดับ ค่ารายชั่วโมง PAR/Rs จะมีค่าเพิ่มขึ้นจากค่าเฉลี่ย 2.07 เป็น 2.15 E MJ^{-1} ตามลำดับ ในขณะที่ปริมาณเมฆมีการเปลี่ยนแปลงจากไม่มีเมฆจนมีเมฆมาก ความยาวนานของวันไม่มีผลกระทบต่ออัตรา PAR/ Rs