

ผลกระทบของละอองลอยจากการเผาชีวมวลต่อการแผ่รังสีดวงอาทิตย์
และสภาพภูมิอากาศในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย : กรณีศึกษา
ช่วงฤดูหมอกควันปี ค.ศ. 2013

The Effects of Biomass Burning Aerosols on Solar Radiation and Climate Over
Northern Thailand: A Case Study of the 2013 Smoke-Haze Season

ชาคริต โชติอมรศักดิ์^{1*} และ ดวงนภา ลาภไญย²

Chakrit Chotamonsak^{1*} and Duangnapha Lapyai²

¹ ภาควิชาภูมิศาสตร์ คณะสังคมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่

² ศูนย์ภูมิภาคเพื่อการศึกษาด้านภูมิอากาศและสิ่งแวดล้อม คณะสังคมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่

¹ Department of Geography, Faculty of Social Science, Chiang Mai University

² Regional Center for Climate and Environmental Studies, Faculty of Social Science, Chiang Mai University

Received : 15 May 2018

Accepted : 30 August 2018

Published online : 12 September 2018

บทคัดย่อ

การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อตรวจสอบผลกระทบทางตรงของละอองลอยต่อการแผ่รังสีดวงอาทิตย์ และผลกระทบทางอ้อมต่อตัวแปรสภาพภูมิอากาศในภาคเหนือของประเทศไทย โดยใช้แบบจำลองควบคุมคู่คุณสมบัติ-เคมี WRF-Chem ในช่วงฤดูหมอกควัน (กุมภาพันธ์-เมษายน) ค.ศ. 2013 โดยประมวลผลแบบจำลอง WRF-Chem แยกเป็น 2 กรณีที่แตกต่างกัน คือกรณีที่ไม่นับผลกระทบของละอองลอย กับกรณีที่คิดผลกระทบทั้งทางตรงและทางอ้อมของละอองลอยจากการเผาชีวมวล ผลการศึกษาพบว่าละอองลอยจากการเผาชีวมวลส่งผลให้ความเข้มการแผ่รังสีดวงอาทิตย์ลงมายังพื้นผิวโลกลดลง โดยค่าเฉลี่ยทั้งพื้นที่เดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม เมษายน ลดลง 1.0 W/m^2 1.0 W/m^2 และ 1.2 W/m^2 ตามลำดับ และบางพื้นที่ลดลงมากถึง $9.0\text{-}14.9 \text{ W/m}^2$ การลดลงของรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ไม่ส่งผลต่ออุณหภูมิอากาศชัดเจน โดยความแตกต่างของการจำลองอุณหภูมิในกรณีที่มีและไม่มีละอองลอยจากการเผาชีวมวลอยู่ในช่วงไม่เกิน $\pm 0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ ละอองลอยจากการเผาชีวมวลสามารถทำหน้าที่เป็นแกนควบแน่นของเมฆและส่งผลกระทบทางอ้อมต่อคุณสมบัติและการก่อตัวของเมฆ จากการนี้พบว่าละอองลอยจากการเผาชีวมวลส่งผลให้เมฆมีการก่อตัวน้อยกว่าปกติ ประกอบกับในช่วงดังกล่าวเป็นฤดูแล้งซึ่งมีปริมาณไอน้ำในอากาศน้อยทำให้เมฆที่ก่อตัวในสภาวะที่มีแกนควบแน่นอยู่เป็นจำนวนมากขนาดของหยดน้ำในเมฆมีขนาดเล็ก ส่งผลให้ศักยภาพในการเกิดฝนลดลง นอกจากนี้ละอองลอยจำนวนมากในช่วงฤดูหมอกควันสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ทำให้พลังงานที่จะมาอุ่นพื้นผิวโลกลดลง ส่งผลให้ความสูงผสมหรือความสูงชั้น PBL และความเร็วลมลดลง ทำให้ฝุ่นละอองจากการเผาชีวมวลมีศักยภาพในการแพร่กระจายขึ้นในแนวตั้งลดลง ก่อให้เกิดการสะสมฝุ่นละอองลอยบริเวณใกล้พื้นผิวโลก จากผลการศึกษาครั้งนี้คาดว่าจะมีบทบาทที่สำคัญต่อการเปิดโลกทัศน์ทางการวิจัยและการประยุกต์ความสัมพันธ์เกี่ยวกับปฏิสัมพันธ์ระหว่างคุณภาพอากาศและภูมิอากาศในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย

คำสำคัญ : หมอกควัน, ละอองลอย, ผลกระทบ, การแผ่รังสีดวงอาทิตย์, ภูมิอากาศ

*Corresponding author. E-mail: chakrit.c@cmu.ac.th

Abstract

This study aims to investigate the direct effects of aerosols on solar radiation and the indirect effects on climate variables in Northern Thailand using the WRF-Chem meteorology-chemistry coupled model during the 2013 smoke-haze season (February - April). The WRF-Chem model was run with two different cases, i.e., without any aerosol feedback, and with the direct and indirect effects of biomass burning aerosol. The study results finds that the biomass burning aerosols directly affect on reduction of solar radiation at the Earth's surface. The areal averaged decreasing solar radiation in February, March and April are 1.0 W/m^2 , 1.0 W/m^2 , and 1.2 W/m^2 , respectively with the maximum decrease of $9.0\text{-}14.9 \text{ W/m}^2$ at some specific area. The reduction in downward short-wave radiation flux did not obviously affect on the regional temperature. The difference between with and without the effect of aerosol on simulated temperature is $\pm 0.1 \text{ }^\circ\text{C}$. The biomass burning aerosols can act as cloud condensation nuclei (CCN), and thus an indirect effect to cloud property and formation. This study found that the simulation with aerosol effects produces the less cloud than normal. Nevertheless, during the dry season, the atmospheric water vapor is insufficient for precipitation potential. Moreover, the many aerosols during the smoke-haze season scatter solar radiation resulting in the decrease of energy to warm the Earth's surface. This situation results in the reduction of the height of mixing or PBLH layer and wind speed, led to decrease the potential of vertical dispersion of the smoke haze, and support to accumulated pollutants at the ground surface. The results of this study are expected to play an important role in enhancing the research and application of interactions between air quality and climate in Northern Thailand.

Keywords: haze, aerosol, impact, solar radiation, climate

บทนำ

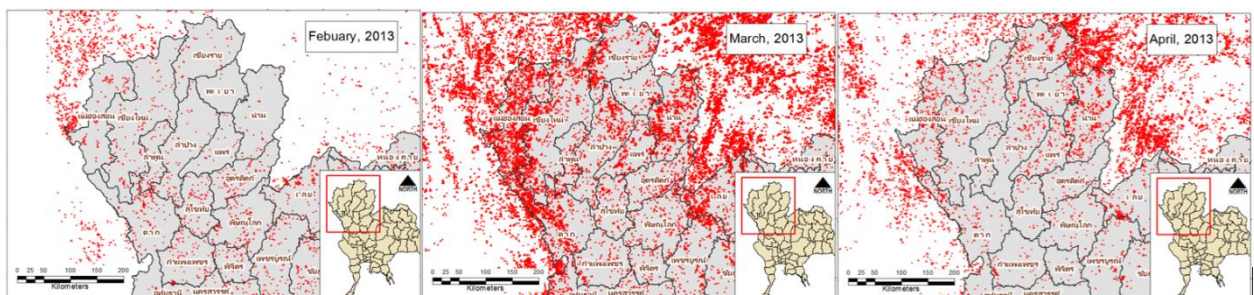
ละอองลอย หรือแอโรซอล (Aerosol) เป็นส่วนประกอบหนึ่งของบรรยากาศที่มีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลาทั้งในมิติเชิงเวลาและเชิงพื้นที่ ละอองลอยในบรรยากาศมีแหล่งกำเนิดมาจากหลากหลายแหล่ง หนึ่งในแหล่งกำเนิดที่สำคัญ คือ กิจกรรมของมนุษย์ เช่น จากการเผาชีวมวลในที่โล่ง และจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงของโรงงานอุตสาหกรรมและยานยนต์ต่าง ๆ อิทธิพลของละอองลอยต่อความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศได้เป็นที่สนใจแก่นักวิทยาศาสตร์ทางด้านบรรยากาศทั่วโลก (Charlson *et al.*, 1992; Rosenfeld, 2006) และยังไม่เป็นที่แน่ชัดว่าละอองลอยในบรรยากาศมีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในแต่ละพื้นที่แตกต่างกันอย่างไร (Satheesh *et al.*, 2005; Storelvmo *et al.*, 2012; Kodros *et al.*, 2015) มีงานวิจัยหลายฉบับได้ยืนยันแล้วว่าละอองลอยในบรรยากาศส่งผลต่อการลดลงของปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องมาถึงพื้นผิวโลก (Chung *et al.*, 2005; Kaufman *et al.*, 2005; Yu *et al.*, 2006;) ทำให้สมดุลพลังงานเปลี่ยนแปลงไป ส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศทั้งระดับโลกและระดับท้องถิ่น (Zhang *et al.*, 2010; Forkel *et al.*, 2012; Saide *et al.*, 2012; Guo *et al.*, 2014) และความเจริญทางเศรษฐกิจของมนุษย์ในช่วงไม่กี่ทศวรรษที่ผ่านมา พบว่าส่งผลให้ปริมาณละอองลอยในบรรยากาศเพิ่มขึ้น โดยละอองลอยมีบทบาทต่อสมดุลพลังงานของระบบบรรยากาศโลก ทั้งทางตรงและทางอ้อม (Chuang *et al.*, 2012) ทางตรงคือ ละอองลอยในบรรยากาศมีการดูดกลืน (Absorption) และการกระเจิง (Scattering) รังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ (Shortwave radiation หรือ Solar radiation) ที่ผ่านบรรยากาศโลก ส่งผลให้ปริมาณรังสีคลื่นสั้นที่แผ่ลงมายังพื้นผิวโลกลดลง กระทบ

ต่อกระบวนการระเหยของน้ำ การสังเคราะห์แสงของพืช และอุณหภูมิพื้นผิวของโลก ปรากฏการณ์เหล่านี้ล้วนมีนัยต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ สำหรับพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทยเป็นที่ทราบกันดีอยู่แล้วว่าเป็นบริเวณที่มีละอองลอยปกคลุมอยู่เป็นจำนวนมาก โดยเฉพาะฤดูไฟป่า ช่วงเดือน กุมภาพันธ์-เมษายน ซึ่งส่วนใหญ่เกิดจากการเผาป่า การเผาพื้นที่เกษตร และการเผาในที่โล่งอื่น ๆ บางปีเกิดวิกฤติปัญหาหมอกควันปกคลุมทั่วทั้งภูมิภาค เช่น ปี พ.ศ. 2550 2552 2555 2556 2557 และ 2558 เป็นต้น การศึกษาผลกระทบจากละอองลอยค่อนข้างมีความซับซ้อน เนื่องจากละอองลอยมีหลายชนิด มีแหล่งกำเนิด และการกระจายตัวที่แตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ ดังนั้นการศึกษาค้นคว้าเกี่ยวกับผลกระทบของละอองลอยต่อสภาพภูมิอากาศจึงควรศึกษาในหลายพื้นที่ รวมทั้งในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทยด้วย สามารถศึกษาด้วยการวิเคราะห์ข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลจากการสำรวจระยะไกล การใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ก็เป็นอีกวิธีหนึ่งที่ได้รับคามนิยมอย่างแพร่หลายในวงการศึกษาวิทยาศาสตร์บรรยากาศ (Wang *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2013; Fan *et al.*, 2014) เนื่องจากเป็นวิธีที่สามารถทำได้อย่างรวดเร็ว ประหยัดเวลาและงบประมาณ รวมทั้งสามารถประมาณความเข้มข้นของละอองลอยในพื้นที่ที่ไม่มีเครื่องมือตรวจวัดได้ ซึ่งปัจจุบันมีแบบจำลองที่สามารถคำนวณได้ละเอียดทั้งเชิงพื้นที่และเชิงเวลา และในงานวิจัยครั้งนี้ได้ใช้แบบจำลองควบคุมอุตุนิยมวิทยา-เคมี หรือ WRF-Chem เพื่อศึกษาผลกระทบของละอองลอยในบรรยากาศจากไฟป่าและการเผาชีวมวลในช่วงฤดูหมอกควัน เดือน กุมภาพันธ์-พฤษภาคม ค.ศ. 2013 ว่ามีผลต่อปริมาณการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์มายังพื้นผิวโลกและมีผลกระทบต่อสภาพภูมิอากาศในพื้นที่ภาคเหนืออย่างไร โดยจำแนกการประมวลผลแบบจำลอง WRF-Chem เป็น 2 แบบ คือ การประมวลผลแบบจำลองโดยการพิจารณาผลของละอองลอยในบรรยากาศจากการเผาชีวมวล เช่น ไฟป่าและการเผาในที่โล่งอื่น ๆ กับการประมวลผลแบบจำลองในกรณีที่ไม่มีการเผาชีวมวล เปรียบเทียบความแตกต่างจากทั้ง 2 กรณีตามช่วงเวลาเดียวกัน ซึ่งผลจากการศึกษาสามารถเป็นองค์ความรู้ขั้นต้นเกี่ยวกับผลกระทบของละอองลอยในบรรยากาศต่อสภาพภูมิอากาศในพื้นที่ เป็นประโยชน์ต่อการศึกษาค้นคว้าผลกระทบของละอองลอยในบรรยากาศต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยในอนาคต สามารถเป็นข้อมูลช่วยสนับสนุนการตัดสินใจแก่ผู้มีอำนาจในหน่วยงานที่เกี่ยวข้องเพื่อวางแผนรับมือและเตรียมมาตรการป้องกัน เพื่อบรรเทาและลดผลกระทบที่อาจจะเกิดขึ้นในอนาคตต่อไป

วิธีดำเนินการวิจัย

ข้อมูลจุดความร้อน

ข้อมูลจุดความร้อน (Hotspots) จากภาพถ่ายดาวเทียมเซนเซอร์ Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, Giglio *et al.*, 2003) ที่ติดตั้งอยู่บนดาวเทียม AQUA และ TERRA ขององค์การ NASA มีความละเอียดพิกเซล 1 กิโลเมตร สามารถตรวจวัดจุดความร้อนพื้นที่เดิม 6 ครั้ง/วัน ในภาพที่ 1 แสดงจุดความร้อนในช่วงเดือนกุมภาพันธ์ - เมษายน ค.ศ. 2013



ภาพที่ 1 จำนวนจุดความร้อนช่วงเดือนกุมภาพันธ์ - เมษายน ค.ศ. 2013

อัตราการปลดปล่อยละอองลอยจากการเผาชีวมวล

การประมาณค่าอัตราการปลดปล่อยมลพิษจากการเผาชีวมวลจากไฟฟ้า ใช้แบบจำลอง Brazilian Biomass Burning Emissions Model (3BEM) มีข้อมูลนำเข้า คือ 1) ข้อมูลจุดความร้อน (ภาพที่ 1) จากภาพถ่ายดาวเทียมจากเซนเซอร์ MODIS ความละเอียด 1 กิโลเมตร 2) ข้อมูลสิ่งปกคลุมดิน (Land cover) ที่มีความละเอียด 1 กิโลเมตร ซึ่งแบบจำลอง 3BEM จะประมวลผลอัตราการปลดปล่อยละอองลอยจากความหนาแน่นและตำแหน่งจุดความร้อนที่เกิดขึ้นบนสิ่งปกคลุมดินแต่ละประเภท โดยกำหนดให้สิ่งปกคลุมดินแต่ละประเภทมีคุณสมบัติและอัตราการปลดปล่อยละอองลอยแตกต่างกัน ตามสมการที่ (1)

$$M[\eta] = \alpha_{veg} \times \beta_{veg} \times EF[\eta] \times a_{fire} \quad (1)$$

โดยที่ M คือ ปริมาณสารมลพิษที่ถูกปลดปล่อย (Emission rate)

η คือ ชนิดของมลพิษที่ถูกปลดปล่อย (Tracer species)

α_{veg} คือ ปริมาณเชื้อเพลิงแห้ง (Amount of dry biomass)

β_{veg} คือ สัดส่วนการเผาไหม้ (Combustion factor)

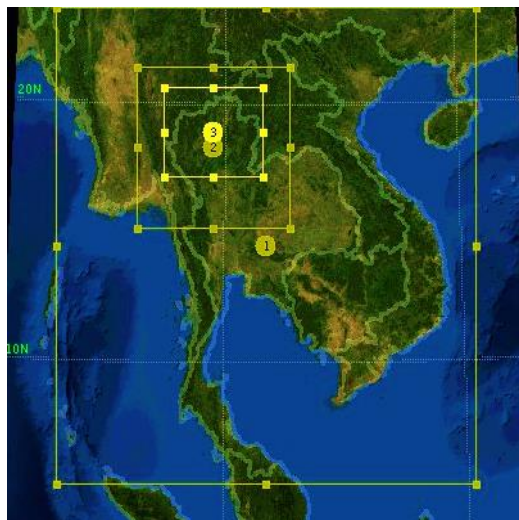
EF คือ สัดส่วนการปล่อยสารมลพิษ (Emission factor)

a_{fire} คือ ขนาดพื้นที่ที่ถูกเผาไหม้ (Burning area)

สำหรับสัดส่วนการปล่อยสารมลพิษ (Emission factor) ที่ใช้ในงานวิจัยนี้อ้างอิงมาจาก Andreae & Merlet (2001)

ข้อมูลเงื่อนไขเพื่อนำเข้าแบบจำลอง WRF-Chem

ข้อมูลสภาพอากาศที่นำเข้าแบบจำลอง WRF-Chem คือข้อมูล Final analysis (FNL) จากศูนย์การพยากรณ์ด้านสิ่งแวดล้อมแห่งชาติสหรัฐอเมริกา (National Center for Environmental Prediction, NCEP) เป็นข้อมูลสภาพอากาศครอบคลุมทั่วโลก ราย 6 ชั่วโมง ขนาดความละเอียดกริด 1 Degree และขอบเขตพื้นที่วิจัยตามโดเมนที่ 3 มีความละเอียดกริดสูงสุด 4 กิโลเมตร ครอบคลุมภาคเหนือของประเทศไทย (ภาพที่ 2) ส่วนการกำหนดตัวเลือกทางฟิสิกส์และเคมีในแบบจำลอง WRF-Chem เพื่อให้เหมาะสมต่อพื้นที่ศึกษารายละเอียดตามตารางที่ 1 อ้างอิงมาจาก Chotamonsak *et al.* (2012)



ภาพที่ 2 พื้นที่วิจัยขอบเขตโดเมนที่ 3 ครอบคลุมภาคเหนือของประเทศไทย

ตารางที่ 1 ตัวเลือกทางฟิสิกส์และเคมีในการประมวลผลแบบจำลอง WRF-Chem

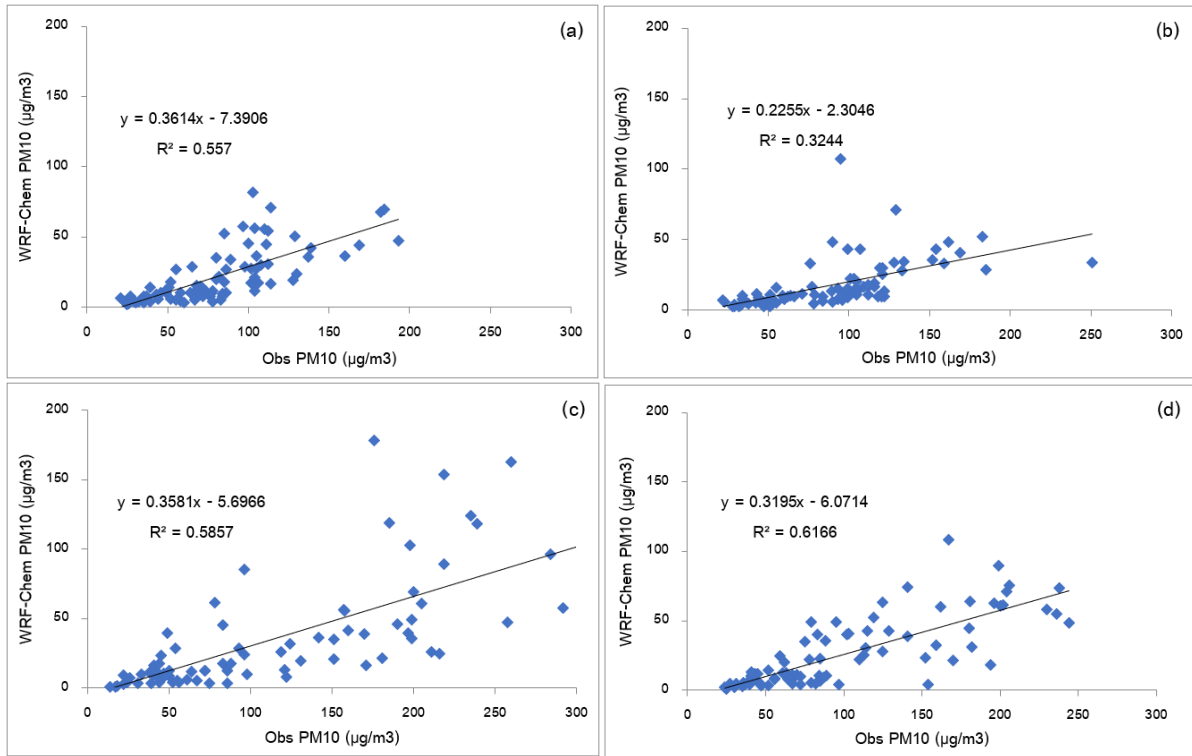
Simulation period	February to April 2013
Domains	3 Domains
Horizontal resolution	36 km (D01), 12 km (D02) and 4 km (D03)
Vertical resolution	38 Layers from 1000-10 mb
Metrological IC and BC	The National Centers for Environmental Prediction Final analysis (NCEP-FNL)
Shortwave radiation scheme	Goddard shortwave radiation scheme
Longwave radiation scheme	The rapid radiative transfer model (RRTM) (Mlawer <i>et al.</i> , 1997)
Land surface	NOAH Land Surface Model (Chen & Dudhia, 2001)
Surface layer	Monin-Obukhov (Gochis, Shuttleworth, & Yang, 2002)
PBL	Yon Sei University Scheme (YSU) (Hong, Noh, & Dudhia, 2006)
Cumulus	Grell-Devenyi ensemble (Grell & Dévényi, 2002)
Microphysics	Purdue Lin (Chen & Sun, 2002)
Aerosol model	RADM2 SOGRAM aerosols model (direct and indirect effect)

ผลการวิจัยและวิจารณ์ผล

ประสิทธิภาพของแบบจำลอง

การตรวจสอบประสิทธิภาพและความน่าเชื่อถือของผลพยากรณ์จากแบบจำลอง ในงานวิจัยนี้ได้ใช้ค่าฝุ่นละอองขนาดไม่เกิน 10 ไมครอน (PM10) เป็นตัวแทนของละอองลอยในบรรยากาศที่เกิดจากการเผาชีวมวล เพื่อตรวจสอบความสัมพันธ์ระหว่างผลจากแบบจำลองและจากสถานีตรวจวัด ด้วยวิธีการวิเคราะห์ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation coefficient, R) สำหรับการประเมินค่าฝุ่นละอองจากแบบจำลองสามารถประเมินฝุ่นละอองได้หลายประเภทรวมทั้งฝุ่น PM2.5 และฝุ่น PM10 ในขณะที่ค่าฝุ่นละอองจากสถานีตรวจวัดในช่วงเดือนกุมภาพันธ์ถึงเมษายน ค.ศ.2013 มีการเก็บบันทึกข้อมูลเฉพาะค่าฝุ่น PM10 ดังนั้นจากข้อจำกัดของข้อมูลตรวจวัดงานวิจัยนี้จึงใช้เพียงข้อมูลฝุ่น PM10 เพื่อหาค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เท่านั้น และผลการวิเคราะห์ (ภาพที่ 3) พบว่า ค่าฝุ่นละอองจากแบบจำลองและค่าจากการตรวจวัดมีความสัมพันธ์กันทางสถิติ ที่สถานีศาลากลางจังหวัดเชียงใหม่ มีค่า R = 0.7 ที่สถานีจังหวัดเชียงรายมีค่า R = 0.8 ที่สถานีจังหวัดแม่ฮ่องสอนมีค่า R = 0.8 และที่สถานีจังหวัดลำปางมีค่า R = 0.6

จากภาพที่ 3 จะพบข้อสังเกตว่าความเข้มข้นฝุ่น PM10 ของทุกสถานีตรวจวัดล้วนมีค่าความเข้มข้นฝุ่น PM10 สูงกว่าแบบจำลอง สาเหตุเนื่องจากสถานีตรวจวัดประเมินความเข้มข้นฝุ่น PM10 ที่มีแหล่งกำเนิดจากหลายปัจจัย ทั้งฝุ่นจากการเผาชีวมวล ฝุ่นจากโรงงานอุตสาหกรรม ยานพาหนะ การเผาขยะ และโรงไฟฟ้า ในขณะที่แบบจำลอง WRF-Chem ประเมินความเข้มข้นฝุ่น PM10 ที่มีแหล่งกำเนิดจากปัจจัยจุดความร้อนเพียงปัจจัยเดียว

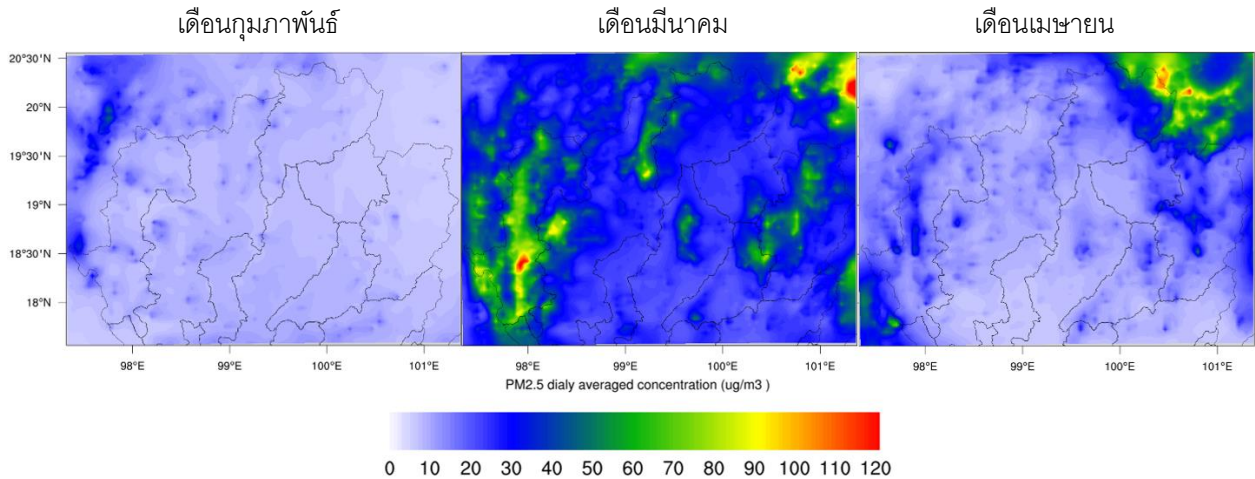


ภาพที่ 3 ความเข้มข้นเฉลี่ยรายวันของฝุ่น PM10 จากแบบจำลองเทียบกับค่าจากสถานีตรวจวัด

- (a) สถานีตรวจวัดคุณภาพอากาศศูนย์ราชการจังหวัดเชียงใหม่
- (b) สถานีตรวจวัดคุณภาพอากาศศูนย์มหาวิทยาลัยป่าปาง
- (c) สถานีตรวจวัดอากาศศูนย์มหาวิทยาลัยแม่ฮ่องสอน
- (d) สถานีตรวจวัดอากาศสำนักงานทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อมจังหวัดเชียงราย

ความเข้มข้นและการแพร่กระจายของละอองลอยจากการเผาชีวมวล

งานวิจัยนี้ใช้ค่าฝุ่นละอองขนาดเล็กไม่เกิน 2.5 ไมครอน (PM2.5) เป็นตัวแทนของละอองลอยในบรรยากาศที่เกิดจากการเผาชีวมวล โดยค่าฝุ่น PM2.5 เป็น Aerosol dry mass ที่ถูกคำนวณด้วยแบบจำลอง 3BEM และถูกใช้เป็นข้อมูลนำเข้าแบบจำลอง WRF-Chem เพื่อศึกษาความเข้มข้นและการแพร่กระจายใกล้ผิวพื้นของฝุ่น PM2.5 ที่ส่งผลกระทบทางตรง (Direct effect) และทางอ้อม (Indirect effect) ต่อการแผ่รังสีดวงอาทิตย์ที่ผิวพื้น และผลต่อสภาพภูมิอากาศ จากภาพที่ 4 แสดงความเข้มข้นและการแพร่กระจายของฝุ่น PM2.5 พบว่า เดือนมีนาคมมีค่าความเข้มข้นฝุ่น PM2.5 สูงที่สุด และฝุ่น PM2.5 แพร่กระจายครอบคลุมทั่วพื้นที่ภาคเหนือตอนบน ซึ่งบริเวณที่พบความเข้มข้นฝุ่น PM2.5 สูงสุด คือ จังหวัดแม่ฮ่องสอน และบริเวณชายแดนประเทศสหภาพเมียนมาตลอดจนถึงรอยต่อทางตะวันตกของแม่ฮ่องสอน จรดจังหวัดตาก จังหวัดน่าน และบริเวณรอยต่อทางตะวันออกเฉียงเหนือของจังหวัดเชียงใหม่ที่มีอาณาเขตติดต่อกับทางตะวันตกเฉียงใต้ของเชียงราย ส่วนเดือนกุมภาพันธ์และเดือนเมษายนความเข้มข้นฝุ่น PM2.5 ไม่สูงมากนักเมื่อเทียบกับเดือนมีนาคม

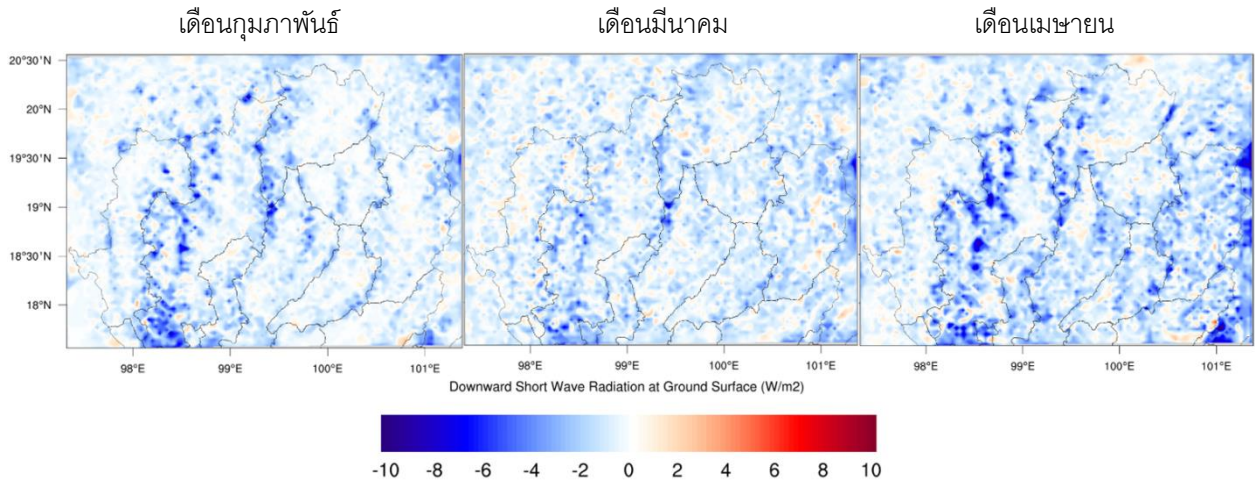


ภาพที่ 4 ความเข้มข้นเฉลี่ยรายวันของฝุ่น PM_{2.5} เดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม และเมษายน ค.ศ. 2013

ผลกระทบจากละอองลอยจากไฟฟ้าและการเผาชีวมวลต่อการแผ่รังสีดวงอาทิตย์

การศึกษาความแตกต่างของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่องมาถึงพื้นผิวโลก (Short wave radiation flux at ground surface) เฉลี่ยรายวันของแต่ละเดือน ตั้งแต่เดือนกุมภาพันธ์-เมษายน โดยประเมินสถานการณ์จากแบบจำลอง WRF-Chem แบ่งเป็น 2 กรณี คือ กรณีที่มีไฟฟ้าและการเผาชีวมวล กับกรณีที่ไม่มีไฟฟ้าและไม่มีการเผาชีวมวล ซึ่งละอองลอยจากการเผาชีวมวลและไฟฟ้าส่งผลกระทบโดยตรง (Direct effect) ต่อการแผ่รังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์มาถึงพื้นผิวโลก และละอองลอยจากการเผาชีวมวล ถือเป็น Organic Carbon สามารถสะท้อนรังสีดวงอาทิตย์ได้ และสามารถเพิ่มค่าการสะท้อนบริเวณใกล้พื้นผิว (Surface albedo) ทำให้ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่องมาถึงพื้นผิวโลกเปลี่ยนแปลงไป

ผลการศึกษาการแผ่รังสีดวงอาทิตย์ในกรณีที่บรรยากาศมีค่าฝุ่นละอองจากการเผาชีวมวล กับกรณีที่บรรยากาศไม่มีค่าฝุ่นจากการเผาชีวมวล (ภาพที่ 5) พบว่า เดือนกุมภาพันธ์การแผ่รังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์มาถึงพื้นผิวโลกเปลี่ยนแปลงในช่วง -10.1 W/m^2 ถึง $+4.4 \text{ W/m}^2$ ทั้งพื้นที่ลดลงเฉลี่ย 1.0 W/m^2 ส่วนเดือนมีนาคมเปลี่ยนแปลงในช่วง -9.0 W/m^2 ถึง $+3.8 \text{ W/m}^2$ ทั้งพื้นที่ลดลงเฉลี่ย 1.0 W/m^2 และเดือนเมษายน เปลี่ยนแปลงในช่วง -14.9 W/m^2 ถึง $+6.1 \text{ W/m}^2$ ทั้งพื้นที่ลดลงเฉลี่ย 1.2 W/m^2 แม้บางพื้นที่มีจำนวนจุดความร้อนหรือการเผาชีวมวลน้อย แต่ด้วยอิทธิพลของสภาพภูมิอากาศและสภาพภูมิประเทศ ส่งผลให้ละอองสามารถพัดปกคลุมในพื้นที่ได้ ทำให้บางพื้นที่ที่มีระดับความเข้มข้นฝุ่นละอองใกล้เคียงกันแต่ได้รับปริมาณรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์แตกต่างกัน อย่างไรก็ตามในภาพรวมเดือนกุมภาพันธ์-เมษายน ภาคเหนือยังคงมีการเผาชีวมวลเป็นจำนวนมาก มีฝุ่นละอองกระจายทั่วพื้นที่ ส่งผลให้รังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์ที่ส่องลงมาที่พื้นผิวโลกโดยเฉลี่ยลดลง



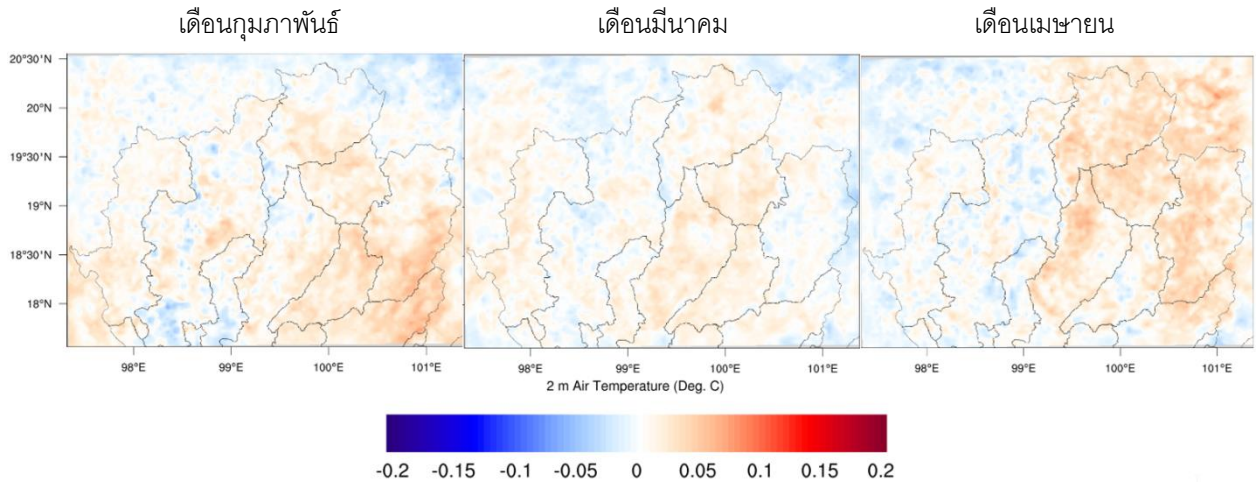
ภาพที่ 5 ความแตกต่างของการแผ่รังสีดวงอาทิตย์เดือนมกราคม มีนาคม และเมษายน ค.ศ. 2013

ผลกระทบจากละอองลอยในอากาศต่อสภาพภูมิอากาศ

การวิเคราะห์ผลกระทบจากละอองลอยต่อสภาพภูมิอากาศในภาคเหนือ เป็นการเปรียบเทียบความแตกต่างของสภาพภูมิอากาศจากแบบจำลอง WRF-Chem กรณีที่ในบรรยากาศมีละอองลอยที่เกิดจากไฟป่าและการเผาชีวมวล เทียบกับกรณีที่ในบรรยากาศไม่มีละอองลอยที่เกิดจากไฟป่าและการเผาชีวมวล ตัวแปรทางสภาพภูมิอากาศที่พิจารณา ได้แก่ อุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ ปริมาณเมฆ ปริมาณฝน ความสูงผสม และความเร็ว โดยเปรียบเทียบค่าเฉลี่ยรายวันของแต่ละเดือน

อุณหภูมิ

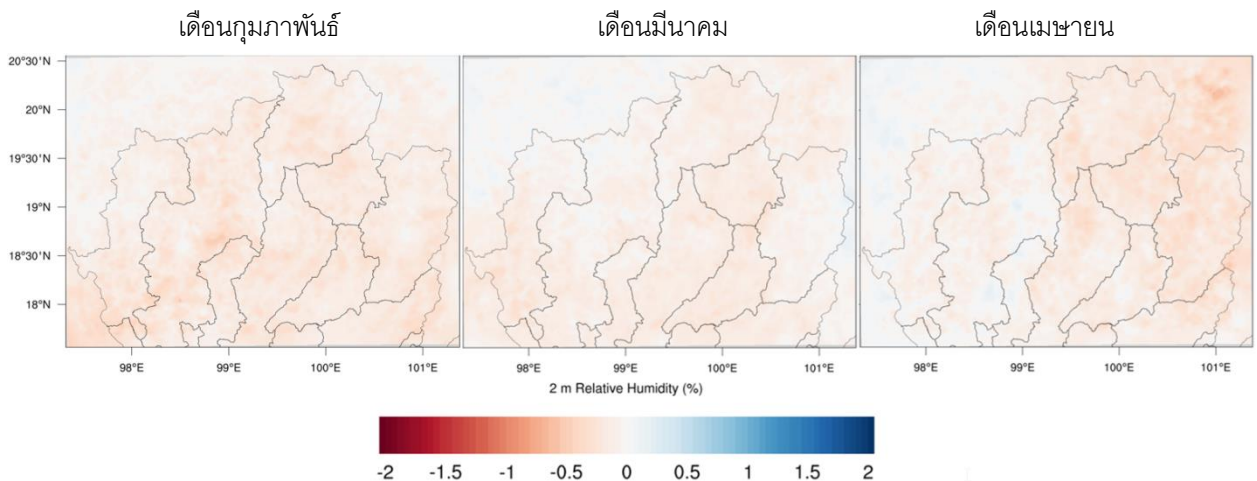
ผลการเปรียบเทียบอุณหภูมิอากาศบริเวณผิวพื้นด้วยแบบจำลอง WRF-Chem (ภาพที่ 6) พบว่า ละอองลอยจากไฟป่าและการเผาชีวมวลจำนวนมากในช่วงฤดูไฟป่า ส่งผลต่ออุณหภูมิอากาศบริเวณใกล้ผิวพื้นเพียงเล็กน้อย บางพื้นที่อุณหภูมิลดลง บางพื้นที่อุณหภูมิสูงขึ้น อยู่ในช่วงไม่เกิน ± 0.1 °C อย่างไรก็ตามการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิที่เกิดขึ้นยังไม่ชัดเจน เนื่องจากมีปัจจัยอื่นที่เกี่ยวข้องกับอุณหภูมิอากาศในพื้นที่ และข้อมูลอัตราการปลดปล่อยมลสารจากการเผาชีวมวล แบบจำลอง 3BEM ได้คำนวณแก๊สอื่น ๆ ที่ถูกปลดปล่อยออกมาระหว่างการเผา รวมทั้งแก๊สเรือนกระจก เช่น CO₂ ถูกนำเข้าไปในแบบจำลอง WRF-Chem ด้วย ซึ่งแก๊สเหล่านี้มีผลต่อสมดุลพลังงานการแผ่รังสีและมีผลต่ออุณหภูมิอากาศ ดังนั้นควรศึกษาเพิ่มเติมทั้งผลในระยะสั้นและระยะยาวต่อไปจึงจะสามารถอธิบายถึงผลกระทบของละอองลอยที่ส่งผลต่ออุณหภูมิได้อย่างเหมาะสม



ภาพที่ 6 ความแตกต่างของอุณหภูมิอากาศผิวพื้นเดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม และเมษายน ค.ศ. 2013

ความชื้นสัมพัทธ์

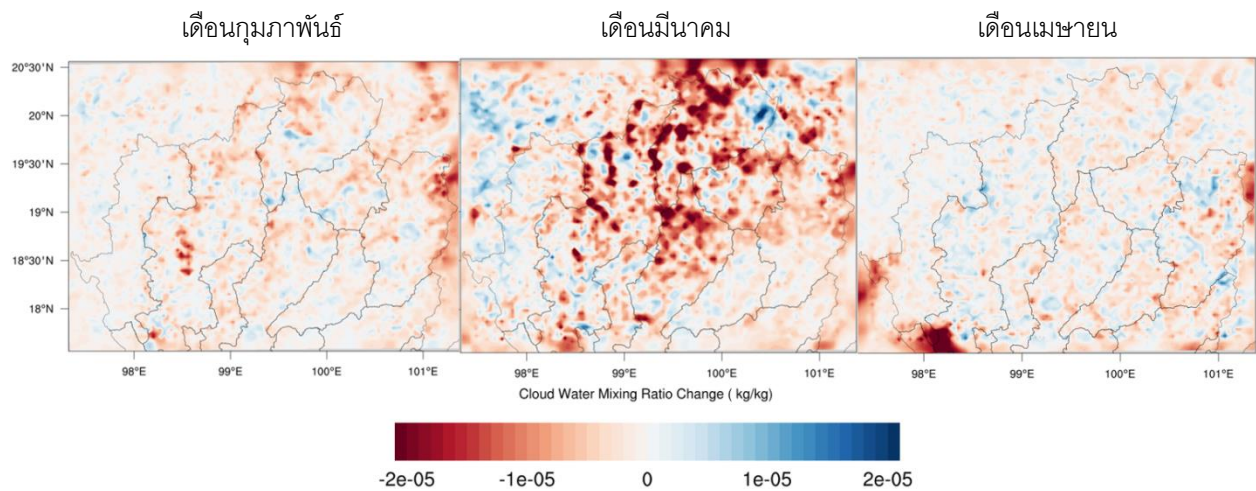
ผลการเปรียบเทียบความแตกต่างของความชื้นสัมพัทธ์ในอากาศ (ภาพที่ 7) พบว่า ละอองลอยในอากาศไม่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงความชื้นสัมพัทธ์บริเวณผิวพื้นอย่างเด่นชัด เนื่องจากในช่วงฤดูไฟป่าเป็นช่วงที่อากาศมีปริมาณไอน้ำในอากาศน้อย และปริมาณไอน้ำในอากาศในช่วงดังกล่าวแทบไม่มีการเปลี่ยนแปลง ส่งผลให้ความแตกต่างของความชื้นสัมพัทธ์ทั้งกรณีที่มีการเผาชีวมวลและกรณีที่ไม่มีการเผาชีวมวลมีความชื้นไม่แตกต่างกันอย่างชัดเจน แต่เมื่อพิจารณาค่าความชื้นจำเพาะ (Specific humidity) หรือสัดส่วนปริมาณไอน้ำในอากาศต่อน้ำหนักอากาศรวมที่มีน้อยแสดงถึงปริมาณไอน้ำที่แท้จริงในบรรยากาศ จะพบว่าละอองลอยในอากาศที่เกิดขึ้นจากการเผาชีวมวลในช่วงฤดูไฟป่าส่งผลให้ปริมาณความชื้นในอากาศโดยเฉลี่ยลดลง เนื่องจากความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ส่งมายังพื้นผิวโลกลดลง ทำให้อัตราการระเหยของไอน้ำและปริมาณไอน้ำในอากาศลดลงจึงส่งผลต่อศักยภาพก่อตัวของเมฆลดลง



ภาพที่ 7 ความแตกต่างของความชื้นสัมพัทธ์เดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม และเมษายน ค.ศ. 2013

ปริมาณเมฆ

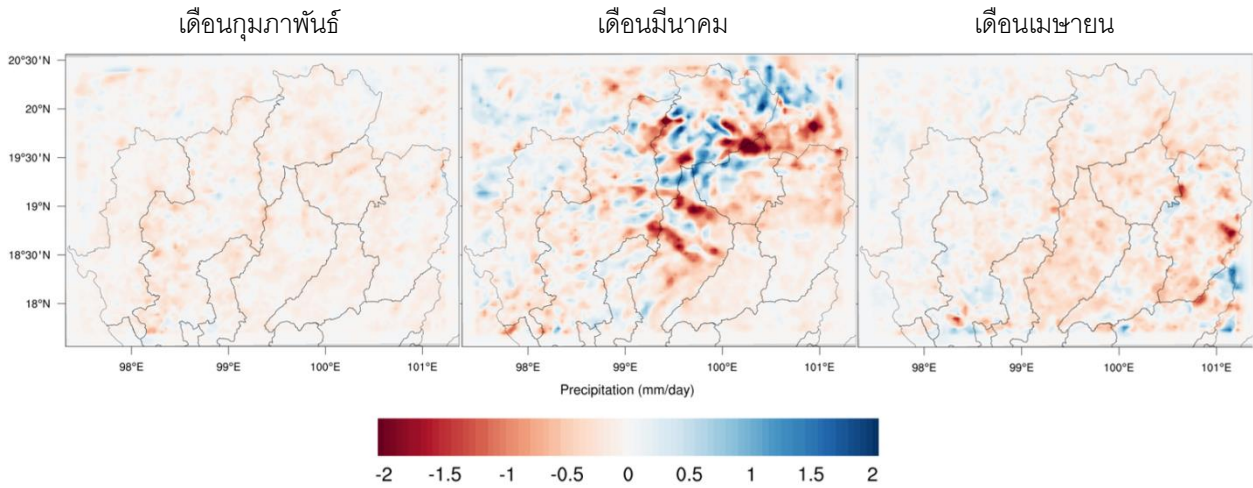
ละอองลอยในอากาศถือเป็นผลกระทบทางอ้อม (Semi-direct or Indirect effect) โดยละอองลอยในอากาศทำหน้าที่เป็นแกนควบแน่นของเมฆ (Cloud condensation nuclei, CCN) ซึ่งแกนควบแน่นของเมฆมีผลต่อกระบวนการโตขึ้นของหยดน้ำในก้อนเมฆ (Cloud droplet) และการก่อตัวของเมฆ (Cloud formation) ดังนั้น เมื่อละอองลอยในอากาศเพิ่มขึ้นจะส่งผลให้แกนควบแน่นของเมฆเพิ่มขึ้นด้วย และสัมพันธ์กับการโตขึ้นของหยดน้ำในก้อนเมฆ และการก่อตัวของเมฆ ในภาพที่ 8 แสดงปริมาณน้ำในเมฆ (Cloud mixing ratio) พบว่าละอองลอยทำให้การก่อตัวของเมฆลดลงอย่างชัดเจน เนื่องจากละอองลอยส่งผลให้เกิดแกนควบแน่นจำนวนมาก แต่ในช่วงฤดูไฟป่ามีปริมาณไอน้ำในอากาศน้อย ประกอบกับผลกระทบจากการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ ทำให้อัตราการระเหยของน้ำเป็นไอน้ำในบรรยากาศลดลง ดังนั้น ละอองลอยที่เป็นแกนควบแน่นของเมฆจึงไม่สามารถดูดซับไอน้ำให้โตพอที่จะกลายเป็นหยดน้ำในเมฆและก่อตัวของเมฆได้ เหตุการณ์ลักษณะนี้ถือเป็นการยับยั้งการก่อตัวของเมฆ เห็นได้จากผลการศึกษาโดยเฉพาะเดือนมีนาคมที่มีการเผาชีวมวลจำนวนมากแต่ปริมาณเมฆกลับลดลงอย่างชัดเจน



ภาพที่ 8 ความแตกต่างของปริมาณเมฆเดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม และเมษายน ค.ศ. 2013

ปริมาณฝน

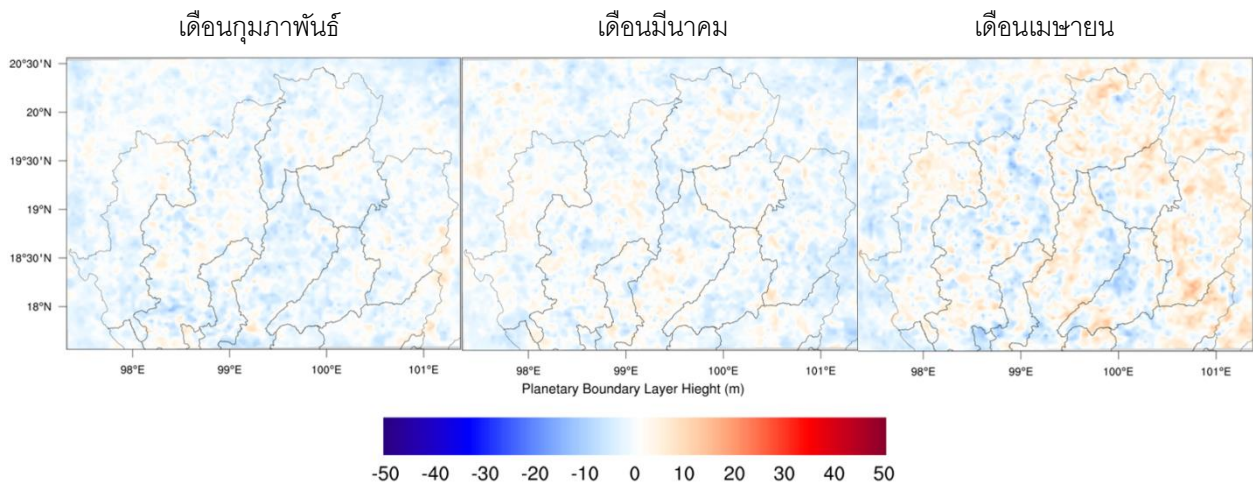
ค่าความแตกต่างของปริมาณฝนเฉลี่ยสะสมรายวัน จากผลการจำลองในกรณีที่มีการเผาชีวมวลเทียบกับกรณีไม่มีการเผาชีวมวลในพื้นที่ (ภาพที่ 9) พบว่า ในภาพรวมละอองลอยที่เกิดขึ้นในช่วงฤดูไฟป่าส่งผลให้ช่วงเวลาดังกล่าวมีปริมาณฝนในพื้นที่ลดลง เนื่องจากละอองลอยที่ทำหน้าที่เป็นแกนควบแน่นของเมฆมีจำนวนมาก ในขณะที่ปริมาณไอน้ำในอากาศมีน้อยส่งผลให้แกนควบแน่นของเมฆแต่ละตัวดูดซับไอน้ำได้ไม่มาก หยดน้ำในเมฆจึงมีขนาดเล็ก ยากต่อการชนและรวมตัวกัน (Coagulation) แล้วตกลงมาเป็นฝน ทั้งนี้อาจพบความแตกต่างในบางพื้นที่ เช่น เดือนมีนาคมบางพื้นที่มีปริมาณฝนเพิ่มขึ้น เนื่องจากสิ่งปกคลุมดินที่มีผลต่ออัตราการระเหยของน้ำกลายเป็นไอน้ำในบรรยากาศ หากพื้นที่ได้มีสิ่งปกคลุมดินที่เอื้อต่อการเพิ่มขึ้นของปริมาณน้ำในอากาศ ละอองลอยที่เพิ่มขึ้นจะทำหน้าที่เป็นแกนควบแน่นของเมฆและเอื้อต่อการเกิดฝนมากกว่ายับยั้งการเกิดฝน



ภาพที่ 9 ความแตกต่างของปริมาณฝนเดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม และเมษายน ค.ศ. 2013

ความสูงผสม

เมื่อวิเคราะห์จากชั้น Planetary boundary layer (PBL height) ซึ่งเป็นตัวบ่งชี้ศักยภาพการลอยขึ้นของอากาศในแนวตั้ง ผลการศึกษาพบว่า บรรยากาศที่มีละอองลอย และบรรยากาศที่ไม่มีละอองลอยจากการเผาชีวมวล มีค่าความสูงผสมไม่แตกต่างกันมากนัก แต่เมื่อพิจารณาเชื่อมโยงกับการลดลงของความเข้มข้นแก๊งสีดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวในฤดูไฟป่า จะพบว่าการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นทำให้อากาศมีเสถียรภาพ (Stability air) เพิ่มขึ้นเล็กน้อย และทำให้ความสูงชั้น PBL ลดลง (ภาพที่ 10) สำหรับเดือนกุมภาพันธ์ความสูงชั้น PBL ลดลงมากที่สุด เฉลี่ย 7.3 เมตร เดือนมีนาคมความสูงชั้น PBL ลดลง เฉลี่ย 5.6 เมตร และเดือนเมษายนความสูงชั้น PBL ลดลง เฉลี่ย 3.4 เมตร

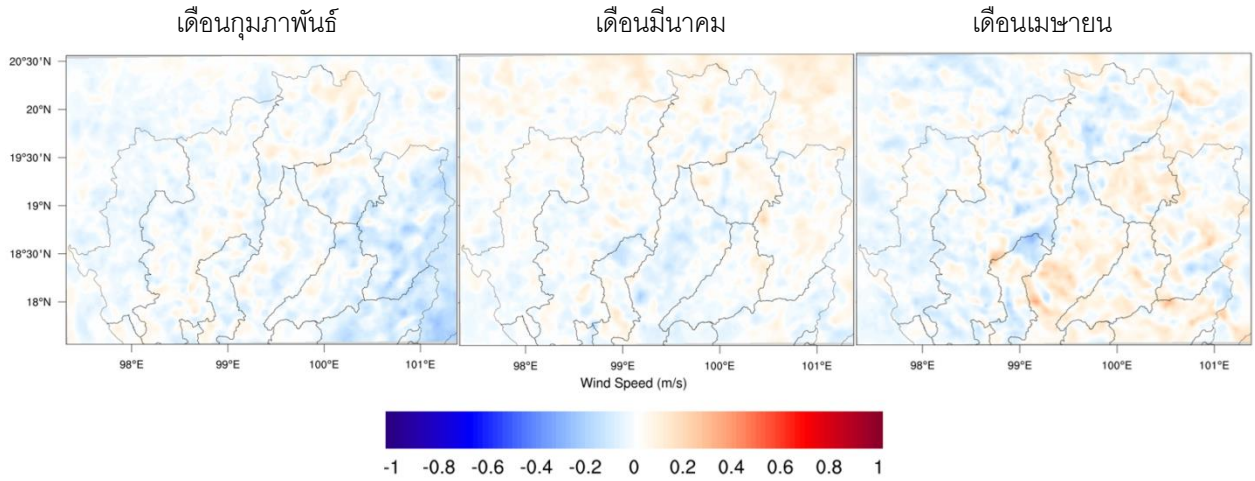


ภาพที่ 10 ความแตกต่างของความสูง PBL เดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม และเมษายน ค.ศ. 2013

ความเร็วลม

ความแตกต่างของความเร็วลม (ภาพที่ 11) ในช่วงฤดูไฟป่าเดือนกุมภาพันธ์มีละอองลอยจากการเผาชีวมวลน้อยที่สุดและอุณหภูมิผิวพื้นต่ำ ทำให้อากาศในพื้นที่ภาคเหนือค่อนข้างมีเสถียรภาพ และมีพลังงานที่ใช้ขับเคลื่อนให้เกิดลมค่อนข้างส่งผลให้การเปลี่ยนแปลงของลมผิวพื้นค่อนข้างน้อย ส่วนเดือนมีนาคมและเมษายนมีการเผาชีวมวลเป็นจำนวนมาก ละอองลอยที่เพิ่มขึ้นบดบังการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์มาถึงโลกลดลง ทำให้ความเร็วลมบริเวณใกล้ผิวพื้นโดยเฉพาะ

บริเวณที่เป็นแอ่งกระทะลดลงเล็กน้อย โดยเฉลี่ยลดลง 0.01 m/s สาเหตุมาจากพลังงานที่ใช้เป็นแรงขับเคลื่อนให้เกิดลมลดลง



ภาพที่ 11 ความแตกต่างของความเร็วลมผิวพื้นเดือนกุมภาพันธ์ มีนาคม และเมษายน ค.ศ. 2013

ตารางที่ 2 แสดงค่าช่วงความแตกต่าง และค่าเฉลี่ยรวมทั้งพื้นที่ ระหว่างการประมวลผลแบบจำลองกรณีที่มีละอองลอยในอากาศเทียบกับกรณีที่ไม่มีละอองลอยในบรรยากาศ ช่วงฤดูไฟป่า เดือนกุมภาพันธ์-เมษายน ค.ศ. 2013

ตารางที่ 2 ผลของละอองลอยต่อการแผ่รังสีดวงอาทิตย์และสภาพภูมิอากาศของภาคเหนือ

ตัวแปรที่พิจารณา		เดือน		
		กุมภาพันธ์	มีนาคม	เมษายน
รังสีดวงอาทิตย์	ช่วงแตกต่าง	-10.1 ถึง +4.4	-9.0 ถึง +3.8	-14.1 ถึง +6.1
	เฉลี่ยทั้งพื้นที่	-1.0	-1.0	-1.2
อุณหภูมิอากาศ	ช่วงแตกต่าง	-0.06 ถึง +0.08	-0.04 ถึง +0.05	-0.04 ถึง +0.08
	เฉลี่ยทั้งพื้นที่	+0.01	+0.006	+0.01
ความชื้นจำเพาะ	ช่วงแตกต่าง	10.5 ถึง +2.3	-6.0 ถึง +3.0	-10.9 ถึง +4.3
	เฉลี่ยทั้งพื้นที่	-2.3	-1.6	-2.1
ปริมาณน้ำในเมฆ	ช่วงแตกต่าง	-2.0 ถึง +1.4	-4.9 ถึง +2.7	-4.5 ถึง +1.8
	เฉลี่ยทั้งพื้นที่	-1.0	-2.3	-2.1
ปริมาณฝน	ช่วงแตกต่าง	-0.4 ถึง +0.2	-2.0 ถึง +1.8	-2.0 ถึง +1.5
	เฉลี่ยทั้งพื้นที่	-0.2	-0.3	-0.2
ความสูงผสม	ช่วงแตกต่าง	-14.6 ถึง 12.6	-16.1 ถึง +17.9	-8.5 ถึง +7.5
	เฉลี่ยทั้งพื้นที่	-2.8	-2.7	-1.5
ความเร็วลม	ช่วงแตกต่าง	-0.30 ถึง +0.20	-0.20 ถึง +0.20	-0.30 ถึง +0.30
	เฉลี่ยทั้งพื้นที่	-0.01	-0.01	-0.01

จากผลการศึกษามลกระทบของละอองลอยจากการเผาชีวมวลและไฟป่าต่อการแผ่รังสีดวงอาทิตย์และสภาพภูมิอากาศในภาคเหนือ พบว่าสอดคล้องกับผลการศึกษาในหลาย ๆ พื้นที่ทั่วโลก ซึ่งพบว่าละอองลอยดูดกลืนและกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ ทำให้รังสีจากดวงอาทิตย์ส่องมาถึงพื้นผิวโลกลดลง (Zhang *et al.*, 2013; Forkel *et al.*, 2012) ส่งผลให้ความสูงผสมและความเร็วลมที่ผิวพื้นลดลง นอกจากนี้ยังมีผลการศึกษาพบว่าเมฆที่มืงค้ประกอบของละอองลอยที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวลจะดูดกลืนรังสีความร้อนจากดวงอาทิตย์ได้ดี ทำให้ชั้นบรรยากาศระดับบนร้อนขึ้น แต่จะทำให้ปริมาณรังสีจากดวงอาทิตย์ที่ส่องถึงพื้นผิวโลกลดลง มีผลให้อัตราการระเหยของน้ำลดลง และทำให้ปริมาณไอน้ำในอากาศลดลง อีกทั้งยังยับยั้งการก่อตัวของการเกิดหยดน้ำในเมฆ ลดปริมาณฝนในบริเวณที่มีละอองลอยที่เกิดจากการเผาชีวมวลจำนวนมาก (Ramanathan *et al.*, 2001) ซึ่งสอดคล้องกับผลการศึกษาในประเทศออสเตรเลียที่พบว่าผลกระทบจากละอองลอยในบรรยากาศที่เกิดจากการเผาชีวมวลยับยั้งการเกิดฝนในบางพื้นที่ของประเทศ ซึ่งปัจจัยที่มีผลต่อปริมาณเมฆและปริมาณฝน คือ ความชื้นหรือปริมาณไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศในช่วงเวลาที่มีละอองลอยจำนวนมากในบรรยากาศ และหากไอน้ำในอากาศมีปริมาณมากในช่วงที่มีบรรยากาศมีละอองลอยจำนวนมากจะเอื้อต่อการก่อตัวของเมฆและฝนตกมากกว่าปกติ (Rosenfeld *et al.*, 2008) ตรงกันข้ามหากช่วงที่บรรยากาศมีละอองลอยจำนวนมากแต่ปริมาณไอน้ำในอากาศน้อยจะส่งผลให้การก่อตัวของเมฆและฝนตกลดลง กล่าวคือบริเวณไหนที่มีความชื้นมากพอและมีละอองลอยในปริมาณที่เหมาะสมจะทำให้ปริมาณเมฆและฝนเพิ่มขึ้น ส่วนบริเวณไหนที่ความชื้นในอากาศน้อยแต่มีละอองลอยจำนวนมากแทนความแน่นของเมฆที่เพิ่มขึ้นจะไม่สามารถดูดซับไอน้ำให้มากพอที่จะก่อตัวเป็นเมฆฝนได้ ทำให้ปริมาณฝนน้อยกว่าปกติ หรืออีกกรณีคือความแน่นของเมฆจำนวนมากทำให้เกิดหยดน้ำขนาดเล็กจำนวนมากอยู่ในเมฆ แต่หยดน้ำเล็ก ๆ เหล่านี้ไม่สามารถชนและรวมตัวกันตกลงมาเป็นฝนได้ ถือเป็นที่ยับยั้งการเกิดฝนในเมฆตามบริเวณที่มีละอองลอยทำหน้าที่เป็นแกนความแน่นของเมฆมากเกินไป อย่างไรก็ตามการศึกษาในพื้นที่ภาคเหนือควรจะมีการศึกษาเพิ่มเติมมากขึ้น เพราะความถูกต้องขึ้นอยู่กับหลายปัจจัย เช่น ขนาดโดเมนในการประมวลผลแบบจำลอง การเลือกตรวจสอบความไวต่อผลการจำลองจากการเลือกตัวเลือกทางฟิสิกส์และเคมี ความละเอียดกริด และความถูกต้องในการคำนวณอัตราการปลดปล่อยมลพิษต่าง ๆ ที่ขึ้นสู่บรรยากาศเนื่องจากยังมีความไม่แน่นอนจากแหล่งกำเนิด และชนิดแหล่งกำเนิด ซึ่งเหล่านี้มีผลและบทบาทในบรรยากาศที่แตกต่างกัน ควรจะมีการศึกษาผลกระทบในระยะยาวต่อไป เพื่อให้ได้ทราบถึงผลกระทบในระยะยาวของละอองลอยต่อสภาพภูมิอากาศในพื้นที่ เพื่อประเมินการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในพื้นที่ โดยคิดผลสะท้อนจากละอองลอยที่เกิดขึ้นจากไฟป่าและการเผาชีวมวลรูปแบบอื่น ๆ รวมทั้งมลพิษทางอากาศที่ปลดปล่อยจากแหล่งกำเนิดอื่น ๆ ด้วย เพื่อให้ได้ข้อมูลการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่มีความถูกต้อง ใช้เป็นข้อมูลช่วยในการตัดสินใจให้แก่ผู้ที่มีส่วนเกี่ยวข้องในการกำหนดนโยบายต่าง ๆ

สรุปผลการวิจัย

การศึกษามลกระทบจากละอองลอยในอากาศจากไฟป่าต่อการแผ่รังสีดวงอาทิตย์และสภาพภูมิอากาศในพื้นที่ภาคเหนือของประเทศไทย สามารถสรุปผลได้ดังนี้ ละอองลอยจากการเผาชีวมวลและไฟป่าที่เกิดขึ้นในเดือนกุมภาพันธ์ถึงเดือนเมษายน ค.ศ. 2013 ส่งผลกระทบโดยตรงทำให้ความเข้มการแผ่รังสีดวงอาทิตย์มายังพื้นผิวของภาคเหนือโดยเฉลี่ยทุกพื้นที่ที่ศึกษาลดลง 1.0 W/m^2 , 1.0 W/m^2 และ 1.2 W/m^2 ในเดือน กุมภาพันธ์ มีนาคม และ เมษายน ตามลำดับ และบางพื้นที่รังสีดวงอาทิตย์ลดลงมากที่สุดถึง $9.0\text{-}14.9 \text{ W/m}^2$ ทั้งนี้การลดลงของรังสีคลื่นสั้นจากดวงอาทิตย์ไม่ได้ส่งผลชัดเจนต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในระยะสั้น เนื่องจากมีปัจจัยอื่นนอกเหนือขอบเขตการศึกษาวิจัยครั้งนี้ที่มีผลต่ออุณหภูมิอากาศผิวพื้น ซึ่งต้องมีการศึกษาถึงรายละเอียดและผลกระทบในระยะยาวต่อไป การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ส่งผลต่ออัตราการระเหยของน้ำ โดยทำให้อัตราการระเหยของน้ำลดลง ส่งผลทำให้ปริมาณไอน้ำหรือความชื้นในอากาศ

ของพื้นที่ภาคเหนือโดยเฉลี่ยลดลง ส่วนผลกระทบทางอ้อมของละอองลอยที่เกิดจากการเผาชีวมวลจำนวนมากในช่วงฤดูไฟป่า ทำให้เกิดฝุ่นละอองที่ทำหน้าที่เป็นแกนควบแน่นของเมฆเพิ่มขึ้น แต่ช่วงฤดูไฟป่ากลับมีอากาศแห้งและปริมาณไอน้ำในอากาศน้อย ทำให้แกนควบแน่นของเมฆจำนวนมากไม่สามารถดูดซับไอน้ำให้โตพอที่กระบวนการชนและรวมตัวกัน (Collision coalescence process) แล้วตกมาเป็นฝนได้ และผลกระทบทางอ้อมอีกประการที่เกิดจากละอองลอยจากการเผาชีวมวล คือเมื่อละอองลอยจำนวนมากดูดกลืนและกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ ส่งผลให้พลังงานที่ช่วยให้พื้นผิวโลกอุ่นขึ้นลดลง ทำให้อากาศมีเสถียรภาพมากขึ้นเล็กน้อย ส่งผลต่อระดับความสูงผสมหรือชั้น PBL ลดลงเล็กน้อย ทำให้ลดศักยภาพการลอยขึ้นในแนวตั้งของอากาศและลดความสามารถในการแพร่กระจายของหมอกควัน นอกจากนี้การลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ที่ผิวพื้น ทำให้แรงขับเคลื่อน (Driving force) ของการเกิดลมลดลง เมื่อความเร็วลมผิวพื้นที่ลดลง ร่วมกับการลดลงของความสูงชั้น PBL จะทำให้อัตราการระบายอากาศลดลง ประกอบกับพื้นที่ภาคเหนือที่มีลักษณะภูมิประเทศเป็นแอ่งกระทะจึงมีการสะสมมลพิษต่างๆ จากหมอกควันไฟป่าที่บริเวณผิวพื้น ทำให้เกิดปัญหาหมอกพิษทางอากาศมากขึ้น

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยนี้ได้รับทุนสนับสนุนการวิจัยประจำปีงบประมาณ 2557 สัญญาเลขที่ 02/2557 จากสถาบันวิจัยดาราศาสตร์แห่งชาติ (องค์การมหาชน) และได้รับความอนุเคราะห์ข้อมูลตรวจวัดอากาศรายวันจากกรมอุตุนิยมวิทยา ข้อมูลตรวจวัดคุณภาพอากาศจากกรมควบคุมมลพิษ ทางคณะผู้วิจัยขอขอบคุณ มา ณ โอกาสนี้ด้วย

เอกสารอ้างอิง

- Andreae, M. O., & Merlet, P. (2001). Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4), 955–966.
- Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J. A., Hanansen, J. E., & Hofmann, D. J. (1992). Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science (New York, N.Y.)*, 255(5043), 423-430.
- Chen, F., & Dudhia, J. (2001). Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part II: Preliminary Model Validation. *Monthly Weather Review*, 129(4), 587–604.
- Chen, S.H., & Sun, W.-Y. (2002). A One-dimensional Time Dependent Cloud Model. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 80(1), 99–118.
- Chotamonsak, C., Salathe, E. P., Kreasuwan, J., & Chantara, S. (2012). Evaluation of precipitation simulations over Thailand using a WRF regional climate model. *Chiang Mai Journal of Science*, 39(4), 623–628.
- Chuang, C. C., Kelly, J. T., Boyle, J. S., & Xie, S. C. (2012). Sensitivity of aerosol indirect effects to cloud nucleation and autoconversion parameterizations in short-range weather forecasts during the May 2003 aerosol IOP. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(9).
- Chung, C. E., Ramanathan, V., Kim, D., & Podgorny, I. A. (2005). Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 110(24), 1-17.

- Fan, J., Leung, L. R., Demott, P. J., Comstock, J. M., Singh, B., Rosenfeld, D., Tomlinson, J. M., White, A., Prather, K. A., Minnis, P., Ayers, J. K., & Min, Q. (2014). Aerosol impacts on California winter clouds and precipitation during CalWater 2011: Local pollution versus long-range transported dust. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(1), 81–101.
- Forkel, R., Werhahn, J., Hansen, A. B., McKeen, S., Peckham, S., Grell, G., & Suppan, P. (2012). Effect of aerosol-radiation feedback on regional air quality - A case study with WRF/Chem. *Atmospheric Environment*, 53, 202–211.
- Giglio, L., Descloitres, J., Justice, C. O., & Kaufman, Y. J. (2003). An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 87(2–3), 273–282.
- Gochis, D. J., Shuttleworth, W. J., & Yang, Z.-L. (2002). Sensitivity of the Modeled North American Monsoon Regional Climate to Convective Parameterization. *Monthly Weather Review*, 130(5), 1282–1298.
- Grell, G. A., & Dévényi, D. (2002). A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 38-1-38-4.
- Guo, J. P., Deng, M. J., Fan, J. W., Li, Z. Q., Chen, Q., Zhai, P. M., Dai, Z. J., & Li, X. W. (2014). Precipitation and air pollution at mountain and plain stations in northern China: Insights gained from observations and modeling. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 119(8), 4793–4807.
- Hong, S.Y., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, 134(9), 2318–2341.
- Kaufman, Y. J., Koren, I., Remer, L. A., Rosenfeld, D., & Rudich, Y. (2005). The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. In *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102(32), 11207–11212.
- Kodros, J. K., Scott, C. E., Farina, S. C., Lee, Y. H., L'Orange, C., Volckens, J., & Pierce, J. R. (2015). Uncertainties in global aerosols and climate effects due to biofuel emissions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(15), 8577-8596.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663–16682.
- Ramanathan, V., Crutzen, P. J., Kiehl, J. T., & Rosenfeld, D. (2001). Atmosphere: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*. 294(5549), 2119-2124.
- Rosenfeld, D. (2006). Aerosols, clouds, and climate. *Science*, 312(5778), 1323-1324.
- Rosenfeld, D., Lohmann, U., Raga, G. B., O'Dowd, C. D., Kulmala, M., Fuzzi, S., Reissell, A., & Andreae, M. O. (2008). Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*, 321(5894), 1309-1313.

- Saide, P. E., Spak, S., Carmichael, G. R., Mena-Carrasco, M. A., Yang, Q., Howell, S., Leon, D. C., Snider, J. R., Bandy, A. R., Collett, J. L., Benedict, K. B., De Szoeko, S. p., Hawkins, L. N., Crosier, J., & Springston, S. R. (2012). Evaluating WRF-Chem aerosol indirect effects in Southeast Pacific marine stratocumulus during VOCALS-REx. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(6), 3045–3064.
- Satheesh, S. K., & Krishna Moorthy, K. (2005). Radiative effects of natural aerosols: A review. *Atmospheric Environment*, 39(11), 2089-2110.
- Storelvmo, T. (2012). Uncertainties in aerosol direct and indirect effects attributed to uncertainties in convective transport parameterizations. *Atmospheric Research*, 118, 357–369.
- Wang, X. Y., Liang, X. Z., Jiang, W. M., Tao, Z. N., Wang, J. X. L., Liu, H. N., Han, Z. W., Liu, S. Y., Zhang, Y. Y., Grell, G. A., & Peckham, S. E. (2010). WRF-Chem simulation of East Asian air quality: Sensitivity to temporal and vertical emissions distributions. *Atmospheric Environment*, 44(5), 660–669.
- Yu, H., Kaufman, Y. J., Chin, M., Feingold, G., Remer, L. A., Anderson, T. L., Balkanski, Y., Bellouin, N., Boucher, O., Christopher, S., DeCola, P., Kahn, R., Koch, D., Loeb, N., Reddy, M. S., Schulz, M., Takemura, T., & Zhou, M. (2006). A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(3), 613-666.
- Zhang, Y., Wen, X. Y., & Jang, C. J. (2010). Simulating chemistry-aerosol-cloud-radiation-climate feedbacks over the continental US using the online-coupled Weather Research Forecasting Model with chemistry (WRF/Chem). *Atmospheric Environment*, 44(29), 3568–3582.
- Zhang, Y., Sartelet, K., Zhu, S., Wang, W., Wu, S. Y., Zhang, X., Wang, K., Tran, P., Seigneur, C., & Wang, Z. (2013). Application of WRF/Chem-MADRID and WRF/Polyphemus in Europe - Part 2: Evaluation of chemical concentrations and sensitivity simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(14), 6845–6875.