

1

รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 Thailand's First Assessment Report on Climate Change 2011



คณะทำงานกลุ่มที่ 1 : องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ Working Group 1 : Scientific Basis of Climate Change

สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย

รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพ
องค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย
ครั้งที่ 1 พ.ศ. 2554

Thailand's First Assessment Report on Climate Change 2011

คณะทำงานกลุ่มที่ 1
องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ
Working group I: Scientific Basis of Climate Change



ศูนย์ประสานงานและพัฒนางานวิจัยด้านโลกร้อนและการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ

สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย

The Thailand Research Fund

รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย พ.ศ. 2554
(Thailand's First Assessment Report on Climate Change 2011)

คณะทำงานกลุ่มที่ 1 : องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ
(Working group I: Scientific Basis of Climate Change)

บรรณาธิการ	อัศมน ลิ้มสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณห์รีย์ บุญประกอบ
จำนวน	240 หน้า
พิมพ์ครั้งที่ 1	สิงหาคม 2554
จำนวน	1,000 เล่ม
ประสานงาน	มัทนพรณ จิวเจียม
จัดทำโดย	ศูนย์ประสานงานและพัฒนางานวิจัยด้านโลกร้อนและการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (Development and Co-ordination Center for Global Warming and Climate Change) (THAI-GLOB) บัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี 126 ถนนประชาธิปไตย แขวงบางมด เขตทุ่งครุ กรุงเทพฯ 10140 โทร 0-2470-8309 -10 ต่อ 4144/4119 โทรสาร 0-2872-9805 http://climatechange.jgsee.org

ได้รับทุนอุดหนุนจาก

สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.)
ชั้น 14 อาคารเอสเอ็มทาวเวอร์
เลขที่ 979 ถนนพหลโยธิน แขวงสามเสนนอก
เขตพญาไท กรุงเทพฯ 10400

ออกแบบปกโดย

วิเลศวิน หนูแสง

พิมพ์ที่

บริษัท วิกิ จำกัด || E-Mail: info@wiki.co.th

ข้อมูลทางบรรณานุกรมหอสมุดแห่งชาติ

อัศมน ลิ้มสกุล.

รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลง ภูมิอากาศ
ของไทยครั้งที่ 1 พ.ศ. 2554 คณะทำงานกลุ่มที่ 1 องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการ
เปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ.-- กรุงเทพฯ : บัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี, 2554.

240 หน้า.

1. การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลก -- ไทย. 2. การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลก.

I. อำนาจ ชิดไธสง. II. กัณห์รีย์ บุญประกอบ. III. ชื่อเรื่อง.

551.69593

ISBN 978-974-456-719-2

คำนำ

ปี 2553 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) ได้เริ่มการวางโครงสร้างพื้นฐานที่สำคัญของการสนับสนุนงานวิจัยด้านการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่ สกว. ดำเนินงานอย่างต่อเนื่องมาตั้งแต่ปี 2549 คือ การจัดการองค์ความรู้และข้อมูลเรื่องการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศให้เป็นแหล่งอ้างอิงของประเทศ

ผลผลิตจากงานข้างต้น คือ รายงานสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 ประกอบด้วยเนื้อหา 3 เล่ม ได้แก่ เล่ม 1 องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เล่ม 2 องค์ความรู้ด้านผลกระทบ ความเสี่ยง และการปรับตัว และ เล่ม 3 องค์ความรู้ด้านการลดก๊าซเรือนกระจก ซึ่งผู้เขียนนำในรายงานฯ ล้วนเป็นนักวิชาการที่มีความเชี่ยวชาญสูงในแต่ละสาขาและใช้ความรู้ความสามารถในการวิเคราะห์สถานภาพความรู้อย่างเต็มที่ จำนวน 44 คน และมีกระบวนการตรวจสอบความถูกต้องจากผู้ทรงคุณวุฒิด้านต่างๆ จำนวน 32 คน ซึ่งถือเป็นครั้งแรกของประเทศไทยและเป็นตัวอย่างของการพัฒนากระบวนการประมวลองค์ความรู้ที่มีความเป็นกลางทางวิชาการ

การเผยแพร่รายงานสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 จะช่วยสร้างความรู้ความเข้าใจที่ชัดเจนต่อความซับซ้อนและความไม่แน่นอนสูงเกี่ยวกับแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงและความรุนแรงของผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่จะเกิดขึ้นในอนาคต เพื่อทุกภาคส่วนจะได้เกิดความตระหนักในการร่วมกันดำเนินการแก้ไขและบรรเทาผลกระทบ

สกว. ขอขอบคุณ รศ.ดร.กัณห์รีย์ บุญประกอบ, ดร.อัศมน ลิ้มสกุล, ผศ.ดร.อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา, รศ.ดร.สิรินทรเทพ เต๋อประยูร, และรศ.ดร.จำนง สรพิพัฒน์ ผู้นำกลุ่มที่ทุ่มทั้งความคิดและกำลังกายและใจในการทำงานกับผู้เขียนนำและช่วยกลั่นกรองตรวจสอบความถูกต้องเชิงเนื้อหาวิชาการ และขอขอบคุณ รศ.ดร.อำนาจ ชิดไธสง ผู้ประสานงานวิจัยและทีมงานของศูนย์ประสานงานและพัฒนางานวิจัยด้านโลกร้อนและการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ บัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี ที่กำลังสำคัญในการผลักดันให้การทำงานสำเร็จลุล่วงเป็นอย่างดี

สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย

กิตติกรรมประกาศ

สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย ขอขอบคุณองค์การบริหารจัดการก๊าซเรือนกระจก (องค์การมหาชน) สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม กรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน สำนักงานนโยบายและแผนพลังงาน สำนักงานนโยบายและแผนการขนส่งและจราจร สถาบันเทคโนโลยีนานาชาติสิรินธร มหาวิทยาลัยธรรมศาสตร์ ในการสนับสนุนด้านข้อมูลงานวิจัย ขอขอบคุณผู้แทนหน่วยงานต่างๆ ทั้งหน่วยงานราชการ รัฐวิสาหกิจ และเอกชนที่ร่วมให้ความเห็น คำแนะนำ และแลกเปลี่ยนข้อมูล ซึ่งเป็นประโยชน์อย่างมากต่อการจัดทำ รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 พ.ศ. 2554

บทบรรณาธิการ

สภาวะโลกร้อนซึ่งมีสาเหตุหลักมาจากการเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องของปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ ส่งผลทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและเกิดผลกระทบต่อตารางชีวิตและการเปลี่ยนแปลงการไหลเวียนของสสารและวัฏจักรทางชีวธรณีเคมีต่าง ๆ บนโลก กำลังเป็นปัญหาสำคัญระดับโลกที่สังคมนานาชาติกำลังเผชิญ ข้อมูลทางวิทยาศาสตร์ได้บ่งชี้ว่า การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เป็นภัยคุกคามที่นับวันจะทวีความรุนแรงเพิ่มมากขึ้น โดยในช่วงไม่กี่ทศวรรษที่ผ่านมา ได้ส่งผลกระทบอย่างกว้างขวางต่อระบบสิ่งแวดล้อมและมนุษย์ในหลายภูมิภาคของโลก ตัวอย่างของผลกระทบดังกล่าวมีเห็นได้ชัดเจน คือ ระบบนิเวศตั้งแต่ภูเขาถึงมหาสมุทรและตั้งแต่ขั้วโลกถึงเขตร้อน มีการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วอย่างไม่เคยปรากฏมาก่อน ยิ่งกว่านั้น ภัยพิบัติทางภูมิอากาศและสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในหลายภูมิภาค ทั้งในแง่ระดับความรุนแรงและความถี่ของการเกิด ซึ่งได้ก่อให้เกิดความเสียหายทั้งชีวิตและทรัพย์สิน นับเป็นมูลค่ามหาศาล

ผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ จัดว่าเป็นภัยคุกคามที่กัดกร่อนความมั่นคงและการพัฒนาของนานาชาติ อีกทั้งเป็นปัจจัยเสี่ยงต่อสุขภาพและความเป็นอยู่ของประชาชนโดยรวม และบั่นทอนความเข้มแข็งของสังคมนานาชาติที่จะต่อสู้กับความยากจน ตัวอย่างเช่น ผลจากการศึกษาของนักวิทยาศาสตร์ พบว่าภายในปี ค.ศ.2100 (พ.ศ.2643) การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ อาจส่งผลให้ผลิตภัณฑ์มวลรวมในประเทศของภูมิภาคตะวันออกเฉียงใต้ ลดลงถึงร้อยละ 7 ต่อปี ระดับน้ำทะเลอาจเพิ่มสูงขึ้นถึง 50 เซนติเมตร และสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ เช่น อุทกภัย ลี้แล้งและพายุหมุนเขตร้อน จะเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ ซึ่งล้วนแต่จะส่งผลกระทบอย่างรุนแรงต่อความมั่นคงทางด้านอาหาร และเกิดการแย่งชิงทรัพยากร ทำให้ชุมชนในระดับรากหญ้าและประชากรที่ยากจนนับล้าน ซึ่งมีความล่อแหลมสูงอยู่แล้ว ถูกบังคับให้ทนทุกข์ต่อผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงดังกล่าว เพิ่มขึ้นเป็นทวีคูณ

การตั้งรับและสร้างความสามารถในการปรับตัวเพื่อลดความสูญเสียและลดผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ จำเป็นต้องอาศัยองค์ความรู้เชิงบูรณาการสหสาขาและข้อมูลที่น่าเชื่อถือ ถูกต้องและทันสมัย เพื่อสนับสนุนการตัดสินใจทั้งเชิงนโยบายและปฏิบัติการ โดยการประมวลและสังเคราะห์ข้อมูลและองค์ความรู้จากแหล่งต่าง ๆ อย่างเป็นระบบ จะช่วยสร้างความรู้ความเข้าใจที่ชัดเจนต่อความซับซ้อนและความไม่แน่นอนสูงเกี่ยวกับแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงและความรุนแรงของผลกระทบที่จะเกิดขึ้นในอนาคต

ภายใต้การริเริ่มการจัดทำรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 ของสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย คณะทำงานกลุ่มที่ 1 ได้ทำการประมวลสถานภาพและสังเคราะห์องค์ความรู้เชิงวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในบริบทของประเทศไทย โดยให้ความสำคัญต่อความถูกต้องเชิงเนื้อหาและความโปร่งใสของกระบวนการ ตลอดจนความเป็นกลางทางวิชาการ ผ่านขั้นตอนการรวบรวม ทบทวน ประมวลและสังเคราะห์ข้อมูลจากการศึกษาวิจัยอย่างมีระบบโดยผู้เชี่ยวชาญเฉพาะด้าน และกระบวนการมีส่วนร่วมของผู้ทรงคุณวุฒิ นักวิจัยและนักวิชาการจากหน่วยงานต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้อง ในการตรวจสอบความถูกต้องของเนื้อหาเชิงเทคนิคและการให้ข้อคิดเห็นและข้อเสนอแนะ ทั้งนี้ เนื้อหาหลักของรายงานในส่วนของคณะทำงานกลุ่มที่ 1 ประกอบด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดขึ้นตามธรรมชาติและจากกิจกรรมของมนุษย์ แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในอดีตจนถึงปัจจุบันจากหลักฐานของบรรพภูมิอากาศและข้อมูลตรวจวัด ลักษณะและกระบวนการสำคัญของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในระดับภูมิภาค และภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตสเกลละเอียดในระดับท้องถิ่นหรือประเทศ โดยทำการประมวลและสังเคราะห์ บนพื้นฐานของข้อมูลและหลักฐานจากงานวิจัยและรายงานทางวิชาการของไทยเป็นหลัก ที่รวบรวมจากแหล่งต่าง ๆ ไม่น้อยกว่า 300 ฉบับ คณะทำงานกลุ่มที่ 1 หวังว่ารายงานฉบับนี้ จะเป็นแหล่งอ้างอิงและเป็นแหล่งความรู้หนึ่งของประเทศ มีการนำองค์ความรู้เหล่านี้ไปปรับปรุงพัฒนาต่อยอด และมีการนำไปใช้ประโยชน์ด้านต่าง ๆ เพื่อให้การพัฒนาสังคมไทยอยู่บนพื้นฐานองค์ความรู้และมีความยั่งยืนต่อไป

ที่มาและกระบวนการการจัดทำรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานการณ์ องค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 พ.ศ.2554

1. บทนำ

การเตรียมการรับมือกับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศมีความยากและซับซ้อน เนื่องจากมีเงื่อนไขเวลาที่ยาวนาน (50-100 ปี) มีความไม่แน่นอนสูงเกี่ยวกับแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงและความรุนแรงของผลกระทบที่จะเกิดขึ้น นอกจากนี้ยังต้องอาศัยความรู้จากสาขาที่ครอบคลุมหลายมิติและหลายระดับ การวางนโยบายเพื่อตั้งรับและสร้างความสามารถในการปรับตัวเพื่อลดการสูญเสียจึงจำเป็นต้องอาศัยความรู้และข้อมูลที่น่าเชื่อถือและมีการประสานงานอย่างเป็นระบบระหว่างหน่วยงานวิชาการที่เป็นผู้สร้างข้อมูล และหน่วยงานระดับนโยบาย/ปฏิบัติการที่นำข้อมูลไปปรับใช้

ในระดับโลกและระดับภูมิภาค มีหน่วยงานหลัก คือ IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) ทำหน้าที่เชื่อมระหว่างภาควิชาการกับหน่วยงานตัดสินใจด้านนโยบาย โดย IPCC ได้รับการสนับสนุนจากองค์การสหประชาชาติผ่าน WMO (World Meteorological Organization) และ UNEP (United Nations Environment Program) มีการดำเนินงานที่เน้นคุณภาพของข้อมูล ความเป็นกลาง และมีความเป็นอิสระในเชิงวิชาการ ในการทำงาน IPCC ได้สนับสนุนด้านการเงินให้กับนักวิทยาศาสตร์จากประเทศกำลังพัฒนา ทำให้มีโอกาสเข้าถึงข้อมูลความรู้ใหม่ๆ มีโอกาสเข้าไปทำงานร่วมแลกเปลี่ยนข้อมูลความรู้กับนักวิทยาศาสตร์จากประเทศที่พัฒนาแล้ว ซึ่งรัฐบาลของแต่ละประเทศสนับสนุนด้านการเงินเอง ทำให้เกิด Platform การแลกเปลี่ยนและพัฒนาองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของโลกอย่างเป็นระบบและมีประสิทธิภาพ ความสำเร็จในการดำเนินงานของ IPCC ได้ปรากฏให้เห็นจากการอ้างอิงที่แพร่หลายและการได้รับยอมรับจากหน่วยงานและรัฐต่าง ๆ ทั่วโลก ข้อมูลที่รายงานโดย IPCC นั้นมีความน่าเชื่อถือสูง มีความโปร่งใสทั้งในการเสนอและการวิเคราะห์ข้อมูล นอกจากการทำหน้าที่ประเมินและสังเคราะห์องค์ความรู้เป็นระยะๆ แล้ว IPCC ยังตอบสนองต่อความต้องการเฉพาะหน้าต่างๆ โดยการทำการประเมินองค์ความรู้เฉพาะเรื่อง การดำเนินงานของ IPCC จึงถือได้ว่าเป็นรูปแบบการดำเนินงานที่น่าศึกษาและนำมาประยุกต์ใช้เพื่อผลักดันให้มีการพัฒนาองค์ความรู้ที่สอดคล้องกับความต้องการจากผู้กำหนดนโยบายในระดับต่างๆ ในประเทศไทย

สำหรับในประเทศไทยที่ผ่านมา ปรากฏว่าประเด็นเรื่องการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศได้รับความสนใจจากหน่วยงานต่างๆ อย่างแพร่หลาย หน่วยงานสนับสนุนการวิจัยทั้ง สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย สำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ หน่วยงานและสถาบันการศึกษาต่างๆ ต่างให้ทุนศึกษาวิจัยเพิ่มมากขึ้นตามลำดับ ทำให้เกิดองค์ความรู้และความตระหนักด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในสังคมไทยมากขึ้น หน่วยงานระดับนโยบายเริ่มนำประเด็นด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศบูรณาการเข้ากับแผนนโยบายมากขึ้น ดังจะเห็นได้จากการที่สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม ได้กำหนดยุทธศาสตร์ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศขึ้นเป็นครั้งแรกในประเทศไทย และต่อมาได้กำหนดให้มีการดำเนินการจัดทำแผนแม่บทและแผนปฏิบัติการเพื่อให้หน่วยงานในระดับปฏิบัติสามารถนำไปดำเนินการได้

อย่างไรก็ตาม นโยบายและยุทธศาสตร์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศนั้น จำเป็นต้องตั้งอยู่บนพื้นฐานองค์ความรู้และข้อมูลจากการศึกษาวิจัยที่ถูกต้อง ทันสมัย และได้รับการปรับปรุงพัฒนาอยู่เสมอๆ ให้มีความเป็นปัจจุบัน ด้วยเหตุนี้ สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัยจึงสนับสนุนให้ศูนย์ประสานงานและพัฒนางานวิจัยด้านโลกร้อนและการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (THAI-GLOB) เป็นแกนประสานกับหน่วยงานที่เกี่ยวข้อง เพื่อ 1) สังเคราะห์องค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนภูมิอากาศที่สามารถเป็นที่อ้างอิงของประเทศได้ใน 3 ประเด็นหลัก คือ ด้านวิทยาศาสตร์พื้นฐานของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ด้านผลกระทบ ความล่อแหลมและการปรับตัว และด้านศักยภาพในการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจก และ 2) เสนอแนะแนวทางในการพัฒนาองค์ความรู้ที่ไม่มี โดยมีผลลัพธ์ คือ รายงานการสังเคราะห์และประมวล

2. การสังเคราะห์ประมวลองค์ความรู้ (Assessment) คืออะไร

โดยหลักการแล้ว การสังเคราะห์ประมวลองค์ความรู้ (Assessment) ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ หมายถึง การดำเนินการอย่างเป็นระบบและเป็นขั้นตอนในการรวบรวมองค์ความรู้ที่เกี่ยวข้องทั้งหมดที่มี จากนั้นจึงนำองค์ความรู้ดังกล่าวมาสังเคราะห์เพื่อให้เห็นการพัฒนาองค์ความรู้และสถานภาพองค์ความรู้จากอดีตถึงปัจจุบัน ให้เห็นความเชื่อมโยงขององค์ความรู้ที่มีอยู่ มีการสรุปประเด็นและสาระสำคัญขององค์ความรู้นั้นๆ ตลอดจนประเมินว่าองค์ความรู้ที่มีความถูกต้องหรือน่าเชื่อถือมากน้อยแค่ไหน นอกจากนี้ยังรวมถึง การให้ข้อเสนอแนะเพื่อเพิ่มความน่าเชื่อถือหรือเพื่อสร้างองค์ความรู้ที่ยังไม่ชัดเจนหรือไม่มี ข้อมูลหรือองค์ความรู้ที่นำมาสังเคราะห์ประมวลควรเป็นข้อมูลที่เปิดเผยต่อสาธารณะและได้รับการยอมรับจากนักวิชาการในสาขานั้นๆ (ผ่านการ review หรือตรวจสอบก่อนได้รับการตีพิมพ์) ซึ่งหมายความว่า การทำ Assessment แตกต่างไปจากการรวบรวมองค์ความรู้ (literature reviews) โดยทั่วไป เพราะการทำ Assessment มีความเข้มข้น มีกระบวนการที่เป็นระบบและเป้าหมายทั้งกว้างและลึกกว่า

ผลลัพธ์ที่ได้จากการทำ Assessment ขึ้นอยู่กับคุณภาพของผู้ทำการประมวลและสังเคราะห์ และความพร้อมหรือการมีอยู่ของข้อมูล เช่น ในกรณีที่ไม่มีความรู้หรือความรู้นั้นมากพอ ผลการทำ Assessment แทนที่จะเป็นองค์ความรู้แต่อาจจะเป็นประเด็นปัญหาหรือองค์ความรู้ที่ขาด (gap of knowledge) และการจัดลำดับความสำคัญขององค์ความรู้นั้น เป็นต้น ดังนั้น การทำ Assessment จึงเป็นการสะท้อนถึงความพร้อมบนพื้นฐานความรู้ของสังคมในการตั้งรับและแก้ปัญหาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศด้วย

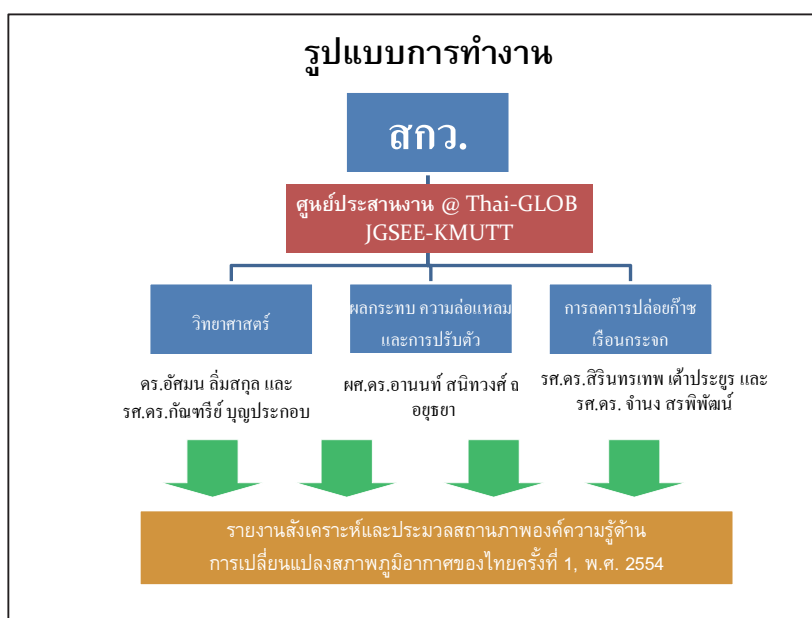
3. รูปแบบการจัดทำ 1st TARC

การจัดทำรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 นี้ ทางศูนย์ประสานงานและพัฒนางานวิจัยด้านโลกร้อนและการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ของ สกว. (Thailand Research Fund's Research Development and Coordination Center for Global Warming and Climate Change; THAI-GLOB) ได้นำรูปแบบการจัดทำรายงานของ IPCC มาประยุกต์ใช้ โดยมีกรอบงานครอบคลุมการวิเคราะห์ ประเมิน (assessment) และสังเคราะห์ (synthesis) องค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ซึ่งรวมถึงการสังเคราะห์องค์ความรู้ที่เป็นพื้นฐาน (scientific basis เช่น climate observation ในอดีตจนถึงปัจจุบัน) ผลกระทบ ความเสี่ยงและการปรับตัว (impacts, vulnerability and adaptation) และการลดการปล่อยก๊าซเรือนกระจกของประเทศ ไทย (greenhouse gas mitigation) โดยมีคณะทำงานที่ประกอบด้วยผู้ทรงคุณวุฒิในสาขาที่เกี่ยวข้องเป็นกลไกหลักในการดำเนินการ ซึ่งคณะทำงานดังกล่าวแบ่งออกเป็น 3 กลุ่มหลัก (รูปที่ 1) ดังกล่าวข้างต้น โดยแต่ละกลุ่มจะมีผู้นำ (Coordinating Lead Authors, CLAs) เป็นผู้ประสานงานหลัก ตลอดจนรวบรวมและตรวจสอบความถูกต้องของเนื้อหาในเบื้องต้น และมีคณะทำงาน (Lead Authors, LAs) อีกกลุ่มละประมาณ 10-15 คน ที่เป็นผู้เชี่ยวชาญเฉพาะด้านรับผิดชอบในการสังเคราะห์และประมวลองค์ความรู้ในเรื่องนั้นๆ ต่อไป

บทบาทของผู้ประมวลองค์ความรู้ คือ รวบรวมข้อมูล ความรู้ จากแหล่งอ้างอิงต่างๆ จัดเตรียมและสังเคราะห์เนื้อหาของเรื่อง และเข้าร่วมประชุมย่อยภายในกลุ่มทำงาน โดยดำเนินการเพื่อให้ได้ตามวัตถุประสงค์ของการจัดทำรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 (1st TARC) ซึ่งให้ความสำคัญกับความน่าเชื่อถือและคุณภาพของข้อมูลวิจัย โดยข้อมูลที่นำมาใช้ควรได้รับการตีพิมพ์ในสิ่งพิมพ์ที่สามารถอ้างอิงได้และผ่าน peer review เป็นหลัก อย่างไรก็ตาม พบว่ายังมีข้อมูลที่อยู่ในข่ายที่สามารถนำมาอ้างอิงเพื่อประกอบการจัดทำรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 ได้แก่

- รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์จากหน่วยงานสนับสนุนทุนวิจัย เช่น สกว. วช. รายงานโครงการวิจัยและรายงานประจำปีของหน่วยงานภาครัฐและเอกชนและองค์กรอิสระทั้งในและต่างประเทศ
- วิทยานิพนธ์ที่ได้รับการรับรองความถูกต้องสมบูรณ์ของเนื้อหาจากหน่วยงานต้นสังกัดแล้ว
- Proceedings ของการจัดประชุมสัมมนาวิชาการ และ workshops
- ฐานข้อมูลจาก Website และ ข้อมูล Online อื่นๆ

ทั้งนี้การที่พิจารณาจะใช้หรือไม่ใช้ข้อมูลที่ไม่ผ่านการ peer review เหล่านี้ ผู้ประมวลองค์ความรู้อาจประเมินความน่าเชื่อถือและการปรึกษากันในแต่ละกลุ่มเพื่อประกอบการตัดสินใจ เมื่อตัดสินใจจะใช้ข้อมูลใดๆ ผู้ประมวลจะรวบรวมเอกสารที่ใช้ในการอ้างอิงนั้นๆ อย่างครบถ้วน (ชื่อเรื่อง, ผู้แต่ง, ชื่อรายงานหรือหนังสือ, และชื่อผู้ที่สามารถติดต่อในกรณีที่ต้องการข้อมูลเพิ่มเติมได้ เป็นต้น) เพื่อการจัดเก็บรวบรวมเป็นฐานข้อมูลและใช้ประโยชน์ในลักษณะอื่นๆ ต่อไป



รูปที่ 1 รูปแบบการจัดทำรายงานเพื่อสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1

4. หลักการการจัดทำ 1st TARC

การจัดทำรายงานเพื่อสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 มีหลักการที่สำคัญคือ

1) มีความเป็นกลางในเชิงเนื้อหา ครอบคลุมงานวิจัยด้านการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศของทุกหน่วยงานทั่วประเทศ มีการประเมินและประมวลความก้าวหน้าความรู้ต่างๆ ที่เกิดขึ้นโดยตรงไปตรงมาและตั้งอยู่บนหลักฐานทางวิทยาศาสตร์ที่อ้างอิงได้ การกำหนดหัวข้อที่จะทำการประเมิน กระทำโดยการประชุมระดมความคิดเห็นจากผู้มีส่วนที่เกี่ยวข้อง และมีการประชุมเพื่อติดตามความก้าวหน้าและเพิ่มเนื้อหาให้ครอบคลุมองค์ความรู้ทั้งในและต่างประเทศอย่างต่อเนื่อง (รูปที่ 2)

2) มีความโปร่งใส โดยเปิดโอกาสให้มีการตรวจสอบความถูกต้องโดยนักวิทยาศาสตร์มืออาชีพ และหน่วยงานที่มีส่วนได้ส่วนเสีย ซึ่งในการที่จะทำสำเร็จได้ทั้งผู้ประเมิน/สังเคราะห์องค์ความรู้ และผู้ review ต้องเข้มแข็งและมีคุณภาพเท่าเทียมกัน ในการจัดทำ 1st TARC จึงจัดให้มีการประเมิน โดยผู้เชี่ยวชาญ/ผู้ทรงคุณวุฒิทั้งหมด 2 รอบ โดยรอบแรกเป็นการประเมินในเชิงเทคนิคโดยนักวิชาการ/นักวิจัยผู้ทรงคุณวุฒิ (technical review) ผู้ที่ทำการประเมินได้รับการเสนอชื่อจากที่ประชุมหรือคัดเลือกจากฐานข้อมูลนักวิจัยของสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย ส่วนการประเมินในรอบที่ 2 เป็นการประเมินโดยหน่วยงานที่เกี่ยวข้องและผู้สนใจทั่วไป (government review) โดยใช้กลไกการประชุมระดมสมองซึ่งมีเข้าร่วมประชุมจากหน่วยงานต่างๆ มากกว่า 100 คน

ขั้นตอนหลังจากที่ทาง สกว. ได้รับผลการประเมินจากผู้เชี่ยวชาญแล้ว ทาง สกว. จะส่งผลดังกล่าวให้กับ CLAs และ LAs เพื่อนำมาปรับปรุงต้นฉบับให้มีความถูกต้องสมบูรณ์ ทั้งนี้ LAs ที่รับผิดชอบในแต่ละหัวข้อ จะตอบคำถามหรือชี้แจงประเด็นเหล่านั้น และข้อความทั้งหมดจะถูกนำขึ้น website กลางของ TARC เพื่อให้ประชาชนผู้สนใจสามารถเข้ามาอ่านได้ โดยทราบว่าผู้ที่ทำการ review คือใครและผู้เขียนคือใคร ทั้งนี้ ทาง สกว. จะได้แจ้งผู้เชี่ยวชาญให้ทราบว่า คำถามหรือข้อเสนอแนะนั้นได้รับการชี้แจง ปรับปรุงแก้ไขหรืออธิบายเพิ่มเติมแล้ว โดยสามารถดูรายละเอียดได้ทาง website ของ TARC (<http://climatechange.jgsee.org>)



รูปที่ 2 ขั้นตอนและกระบวนการการจัดทำรายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้
ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1

สารบัญ	
Technical Summary	1
บทที่ 1 การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเชิงวิทยาศาสตร์	25
บทที่ 2 ข้อมูลการตรวจวัดที่ผิวพื้นและในบรรยากาศ	39
บทที่ 3 ข้อมูลการตรวจวัดในทะเลและมหาสมุทร	63
บทที่ 4 ข้อมูลบรรพภูมิอากาศ	81
บทที่ 5 วัฏจักรคาร์บอน	99
บทที่ 6 ละอองในบรรยากาศและเมฆกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ	129
บทที่ 7 ภาพจำลองภูมิอากาศโลกและภูมิอากาศอนาคต	155
บทที่ 8 ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศและความเชื่อมโยงต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ระดับภูมิภาคในอนาคต	185
Annex I : อภิธานศัพท์ (Glossary)	209
Annex II : รายชื่อคณะทำงาน	215
Annex III : รายชื่อผู้ประเมินรายงาน	219
Annex IIII : รายชื่อผู้เข้าร่วมประชุมให้ข้อคิดเห็นประเด็นสำคัญ	221

คณะทำงานกลุ่มที่ 1

องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

ผู้นำกลุ่ม (Coordinating Lead Author)

รศ.ดร.กัณท์รีย์ บุญประกอบ, ดร.อัศมน ลิ้มสกุล

ผู้ประมวลองค์ความรู้ (Lead Author)

รศ.ดร.กัลยา วัฒยากร, ผศ.ดร.จิรสรณ์ สันติสิริสมบุญ, รศ.ดร.เจียมใจ เครือสุวรรณ, ดร.ดุขฎิ ศุขวัฒน์, อาจารย์ธชฌ์ ภัทรสถาพรกุล, รศ.ดร.นาฏสุดา ภูมิจำนงค์, ดร.ปัทมา สิงห์รักษ์, ดร.สาพิศ ดิลกสัมพันธ์, ดร.แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล, รศ.ดร.เสริม จันทร์ฉาย

ผู้ประเมินรายงาน

ศ.ดร.นิพนธ์ ตั้งธรรม, ดร.วนิสา สุรพิพิธ, รศ.ดร.วีระศักดิ์ อุดมโชค, ดร.สมเกียรติ ขอเกียรติวงศ์, ดร.สมเกียรติ อภิพัฒน์วิศว์, รศ.ดร.สุจิต คุณธนกุลวงศ์, คุณสิริรัตน์ จันทน์มเทศียร

วิธีการอ้างอิงทั้งเล่ม

สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย 2554, รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 พ.ศ.2554. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ [อัศมน ลิ้มสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณท์รีย์ บุญประกอบ (บรรณาธิการ)]

ข้อสรุปทางเทคนิค

Technical Summary

วิธีอ้างอิง

สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2554: ข้อสรุปทางเทคนิค. ใน: รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานการณ์ภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1: องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 [อัสมน ลิ้มสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณธรีย์ บุญประกอบ (บรรณาธิการ)]

ข้อสรุปทางเทคนิค (Technical Summary)

คณะทำงานกลุ่มที่ 1 รายงานสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1 ให้ความสำคัญกับบริบทของประเทศไทย ซึ่งประกอบด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดขึ้นตามธรรมชาติและจากกิจกรรมของมนุษย์ แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในอดีตจนถึงปัจจุบันจากหลักฐานของบรรพภูมิอากาศ และข้อมูลตรวจวัด ลักษณะและกระบวนการสำคัญของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในระดับภูมิภาค และภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตสเกลละเอียดในระดับท้องถิ่นหรือประเทศ โดยใช้ข้อมูลจากงานวิจัยและรายงานทางวิชาการของไทยเป็นหลัก เพื่อให้ตระหนักถึงความสำคัญของข้อมูล และองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเชิงวิทยาศาสตร์ของประเทศไทยที่ได้มีการศึกษาวิจัยแล้ว ประเด็นที่ยังไม่ชัดเจนและจำเป็นต้องศึกษาวิจัยต่อไปในอนาคต

1. สาเหตุของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

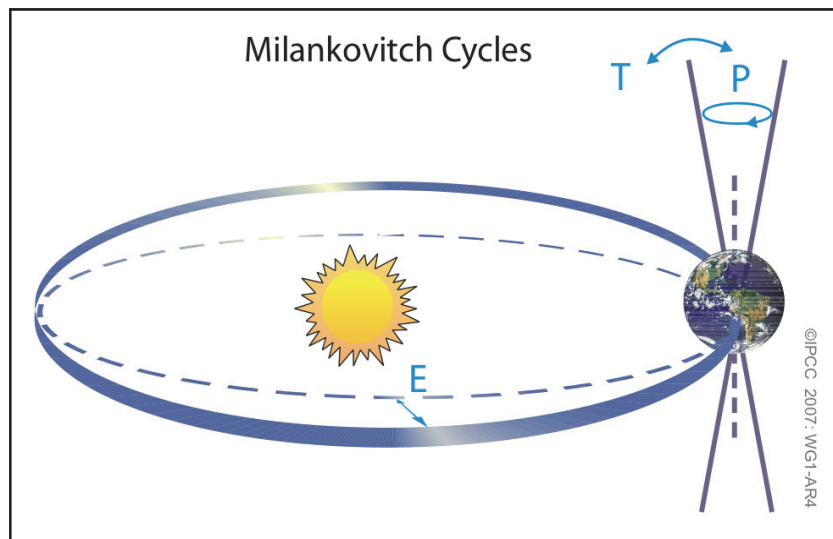
ระบบภูมิอากาศเป็นระบบที่ซับซ้อน ซึ่งพลวัตและความแปรปรวนเกิดจากการพยายามรักษาสมดุลของพลังงานระหว่างองค์ประกอบที่สำคัญของระบบภูมิอากาศโลก ได้แก่ 1) บรรยากาศ 2) พื้นดินและหิน 3) ธารน้ำแข็งและหิมะ 4) มหาสมุทรและแหล่งน้ำ และ 5) สิ่งมีชีวิต โดยมีพลังงานจากดวงอาทิตย์เป็นแรงขับเคลื่อนที่สำคัญ การเปลี่ยนแปลงส่วนใดส่วนหนึ่งของระบบภูมิอากาศโลก เช่น บรรยากาศมีปริมาณก๊าซเรือนกระจกซึ่งดูดซับความร้อนเพิ่มขึ้น ทำให้เกิดการถ่ายเทพลังงานระหว่างส่วนประกอบทั้งห้าเพื่อปรับสมดุลขึ้นใหม่ ส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

พลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์และขับเคลื่อนให้เกิดยุคอบอุ่น-ยุคน้ำแข็งเป็นวัฏจักรตามธรรมชาติในบรรพกาลมีความแตกต่างกัน โดยขึ้นอยู่กับระยะทางที่โลกอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ ซึ่งไม่สม่ำเสมอตามวัฏจักรมิลแลนโควิช (Milankovitch cycle) โดยประกอบด้วย ระยะห่างของวงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ (Eccentricity, E) แกนโลกที่เอียงทำมุมกับดวงอาทิตย์ (Axial tilt, T) และการหมุนเหวี่ยงของแกนโลกขณะหมุนรอบตัวเอง (Precession, P) รูปที่ TS1) ซึ่งปรากฏการณ์เหล่านี้ มีลักษณะของการเกิดเป็นวัฏจักร (cycle) โดยแต่ละรอบใช้เวลาตั้งแต่ประมาณ 100,000 ปี ถึง 20,000 ปี

จากหลักฐานทางบรรพภูมิอากาศในช่วง 650,000 ปีที่ผ่านมา พบว่า อุณหภูมิเฉลี่ยของโลกมีความสัมพันธ์กับความเข้มข้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศ ซึ่งเป็นก๊าซเรือนกระจกที่มีปริมาณมากที่สุดในบรรยากาศโลก ก๊าซชนิดนี้ไม่เคยมีปริมาณสูงเกินกว่า 300 ส่วนในล้านส่วน แต่ภายหลังยุคอุตสาหกรรม (เริ่ม ~ ค.ศ.1750 หรือประมาณ พ.ศ. 2293) ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์มีปริมาณเพิ่มขึ้นมาก โดยเพิ่มสูงเกินกว่า 380 ส่วนในล้านส่วน ในปี ค.ศ.2010 (พ.ศ.2553) นอกจากนี้ก๊าซมีเทนและก๊าซไนตรัสออกไซด์ ซึ่งเป็นก๊าซเรือนกระจก มีปริมาณเพิ่มขึ้นเช่นกัน ทำให้บรรยากาศโลกดูดกลืนความร้อนไว้มากขึ้น ส่งผลให้ภูมิอากาศเปลี่ยนแปลง

ความรู้พื้นฐานด้านภูมิอากาศเชิงวิทยาศาสตร์ เป็นความจำเป็นอันดับแรกในการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต เพื่อเตรียมการรับมือกับผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ อย่างเป็นระบบตามหลักวิชาการ การศึกษาในด้านนี้ได้มีการพัฒนาและมีองค์ความรู้ใหม่เกิดขึ้นเสมอ โดยมีรายงานของ

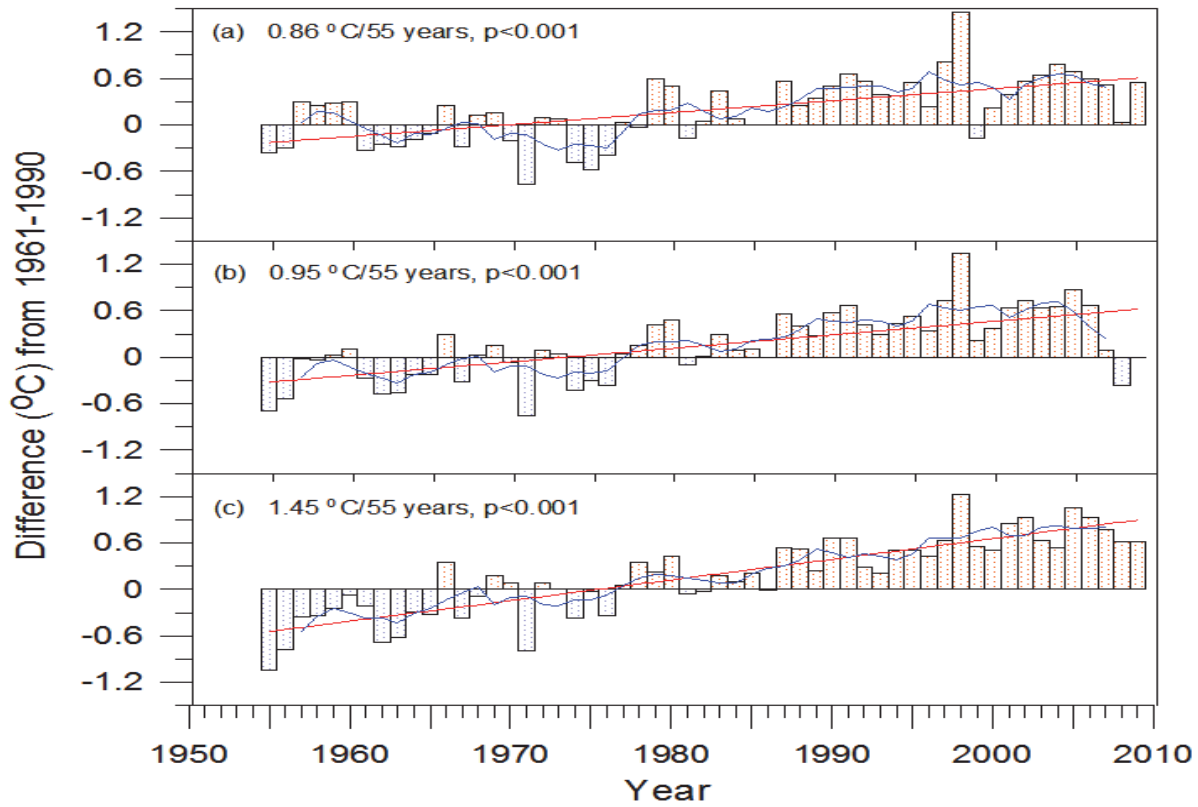
คณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (Intergovernmental Panel on Climate Change หรือ IPCC) เป็นแหล่งของข้อมูลและองค์ความรู้ที่สำคัญ



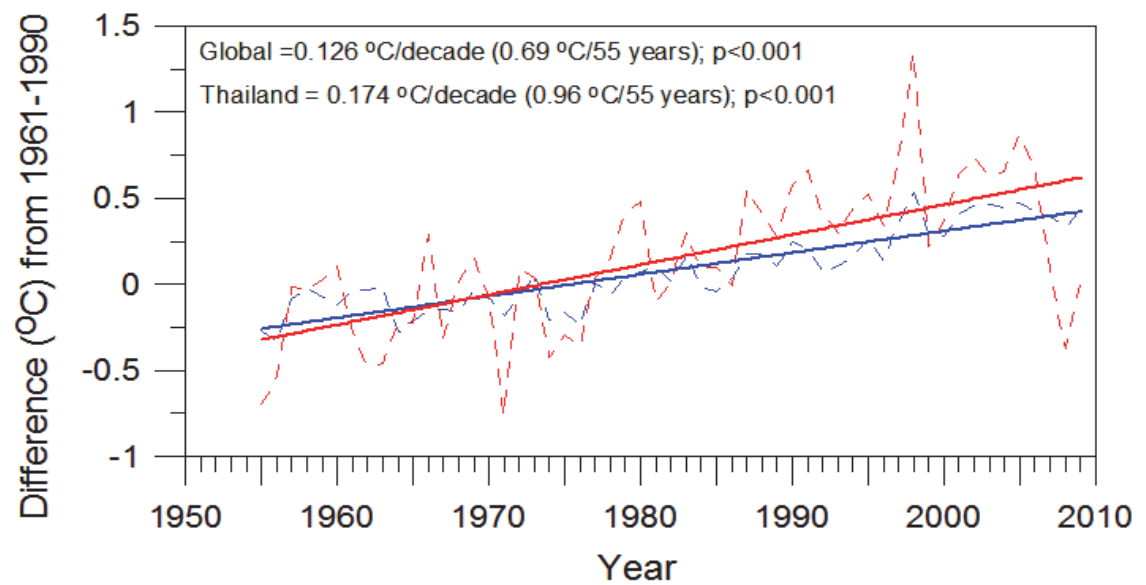
รูปที่ TS1 วัฏจักรมิลานโควิช (Milankovitch cycle) มีผลต่อพลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ และการเกิดยุคอบอุ่น-ยุคน้ำแข็งตามธรรมชาติในรอบเวลาต่างๆ ได้แก่ ระยะห่างของวงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ (Eccentricity, E รอบละ 100,000 ปี) แกนเอียงของโลกที่ทำมุมกับดวงอาทิตย์ (Axial tilt, T รอบละ 41,000 ปี) และการหมุนเหวี่ยงของแกนโลก (Precession, P รอบละ 21,000 ปี)

2. แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิและฝนในประเทศไทย

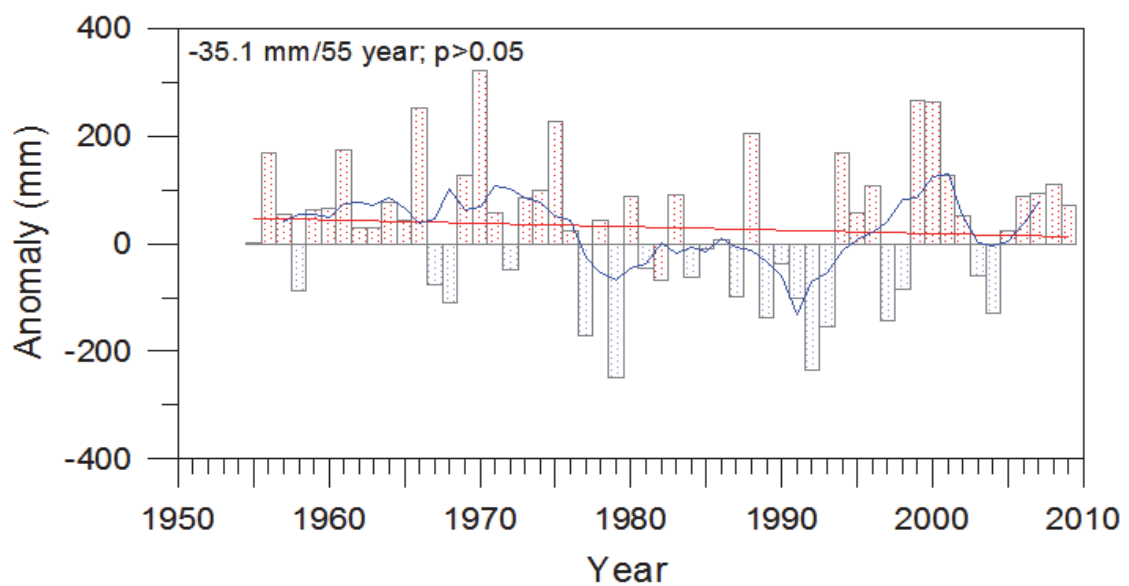
ข้อมูลตรวจวัดจากสถานีอุตุนิยมวิทยาทั่วประเทศ บ่งชี้ว่าอุณหภูมิในประเทศไทยในรอบ 55 ปีที่ผ่านมา (พ.ศ. 2498-2552) มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ (ระดับความเชื่อมั่นมากกว่า 99% หรือ ค่า $p < 0.001$) โดยค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ย และอุณหภูมิต่ำสุด มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น 0.86 0.95 และ 1.45 องศาเซลเซียส ตามลำดับ (รูปที่ TS2) ซึ่งการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิเฉลี่ยของไทย (0.95 องศาเซลเซียส) มีอัตราที่สูงกว่าการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก (0.69 องศาเซลเซียส) (รูปที่ TS3) ส่วนอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยในอ่าวไทยและทะเลอันดามันในรอบ 50 ปี (พ.ศ.2510-2549) มีแนวโน้มสูงขึ้นประมาณ 0.1 องศาเซลเซียส ต่อทศวรรษ อย่างไรก็ตาม แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญ ไม่ปรากฏในปริมาณฝนสะสมรายปีของประเทศไทยในช่วงเวลาเดียวกัน (พ.ศ.2498-2552) โดยการเปลี่ยนแปลงระหว่างปีซึ่งสัมพันธ์กับความแปรปรวนของลมมรสุมและปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) เป็นรูปแบบที่โดดเด่นของปริมาณฝนในประเทศไทย (รูปที่ TS4) นอกจากนี้ ค่าเฉลี่ยรายปีของความชื้นสัมพัทธ์และอุณหภูมิ มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ ($p < 0.01$) ในอัตราร้อยละ 2.2 และ 0.71 องศาเซลเซียส ในรอบ 42 ปี (พ.ศ.2508-2549) ตามลำดับ ในขณะที่อัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วยสถานีวัดการระเหยในประเทศไทย ในช่วงปี พ.ศ.2513-2552 กลับลดลงอย่างมีนัยสำคัญในอัตรา 7.7 มิลลิเมตรต่อปี



รูปที่ TS2 ค่าแตกต่างจากค่าเฉลี่ยในช่วงค.ศ.1961-1990 (พ.ศ. 2504-2533) ของ)a) อุณหภูมิสูงสุด)b) อุณหภูมิเฉลี่ย และ)c) อุณหภูมิต่ำสุด เส้นสีแดงและน้ำเงิน แสดงแนวโน้มเชิงเส้นตรงและค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ในคาบเวลา 5 ปี ตามลำดับ



รูปที่ TS3 เปรียบเทียบค่าแตกต่างจากค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิโลก (เส้นสีน้ำเงิน) และประเทศไทย (เส้นสีแดง) ในช่วง ค.ศ.1961-1990 (พ.ศ. 2504-2533)



รูปที่ TS4 ค่าแตกต่างจากค่าเฉลี่ยในช่วงค.ศ.1981-2000 (พ.ศ. 2524-2543) ของปริมาณฝนสะสมรายปีจาก 43 สถานีในประเทศไทย เส้นสีแดงและน้ำเงิน แสดงแนวโน้มเชิงเส้นตรงและค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ในคาบเวลา 5 ปี

3. สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศจากอดีตถึงปัจจุบัน มีการเปลี่ยนแปลงอย่างไร

การวิเคราะห์เหตุการณ์ลมฟ้าอากาศที่มีความถี่ของการเกิดไม่บ่อยครั้งนักแต่มีระดับที่รุนแรง จากฐานข้อมูลฝนและอุณหภูมิรายวัน พบว่า ดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิ (temperature extreme index) ในประเทศไทยหลายดัชนี มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญ ในรอบ 36 ปีที่ผ่านมา (พ.ศ.2513-2549) โดยรูปแบบการเปลี่ยนแปลงมีลักษณะสอดคล้องกับแนวโน้มการร้อนขึ้นของประเทศไทย แนวโน้มการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย ประกอบด้วย ดัชนีช่วงระยะเวลาที่อบอุ่น ดัชนีจำนวนวันที่อุณหภูมิสูงกว่า 35 องศาเซลเซียส ดัชนีจำนวนคืนที่อุณหภูมิสูงกว่า 25 องศาเซลเซียส ดัชนีค่าสูงสุดรายเดือนของอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดประจำวัน ดัชนีค่าต่ำสุดรายเดือนของอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดประจำวัน ดัชนีจำนวนวันและคืนที่อบอุ่น ในขณะที่ แนวโน้มการลดลงอย่างมีนัยสำคัญของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย ปรากฏในดัชนีจำนวนวันและคืนที่หนาวและดัชนีช่วงระยะเวลาที่หนาว (ตารางที่ TS1) ทั้งนี้ แนวโน้มของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิที่เกิดขึ้นในลักษณะที่สอดคล้องกันและมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงในทิศทางเดียวกันเป็นบริเวณกว้างทั้งประเทศนี้ บ่งชี้ถึงการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ยและอุณหภูมิต่ำสุด และมีลักษณะที่คล้ายคลึงและสอดคล้องกับหลักฐานการเปลี่ยนแปลงที่ตรวจพบในหลายพื้นที่ของโลก

ขณะที่ดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทย มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงทั้งเพิ่มขึ้นและลดลงในอัตราที่แตกต่างกัน ปริมาณฝนสะสมรายปี จำนวนวันฝนตกรวมรายปีและความถี่ของเหตุการณ์ฝนหนัก มีแนวโน้มลดลงอย่างมีนัยสำคัญหลายสถานี การเปลี่ยนแปลงที่เกี่ยวข้องกับแนวโน้มการลดลงของเหตุการณ์ดังกล่าว คือ ดัชนีความแรงฝนและจำนวนวันที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่อง มีการเพิ่มขึ้นเกือบทั่วทุกภาค นอกจากนี้ ความแห้งแล้งในประเทศไทยในระดับรุนแรง มีความถี่ของการเกิดเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญหลังจากปลายทศวรรษที่ 1970

ตารางที่ TS1 ดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทยที่คำนวณจาก 65 สถานี ค่าในวงเล็บ คือ ค่าเฉลี่ยของทุกสถานี โดยค่าเปอร์เซ็นต์ แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงที่ลดลง (-) หรือเพิ่มขึ้น (+) อย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 95%

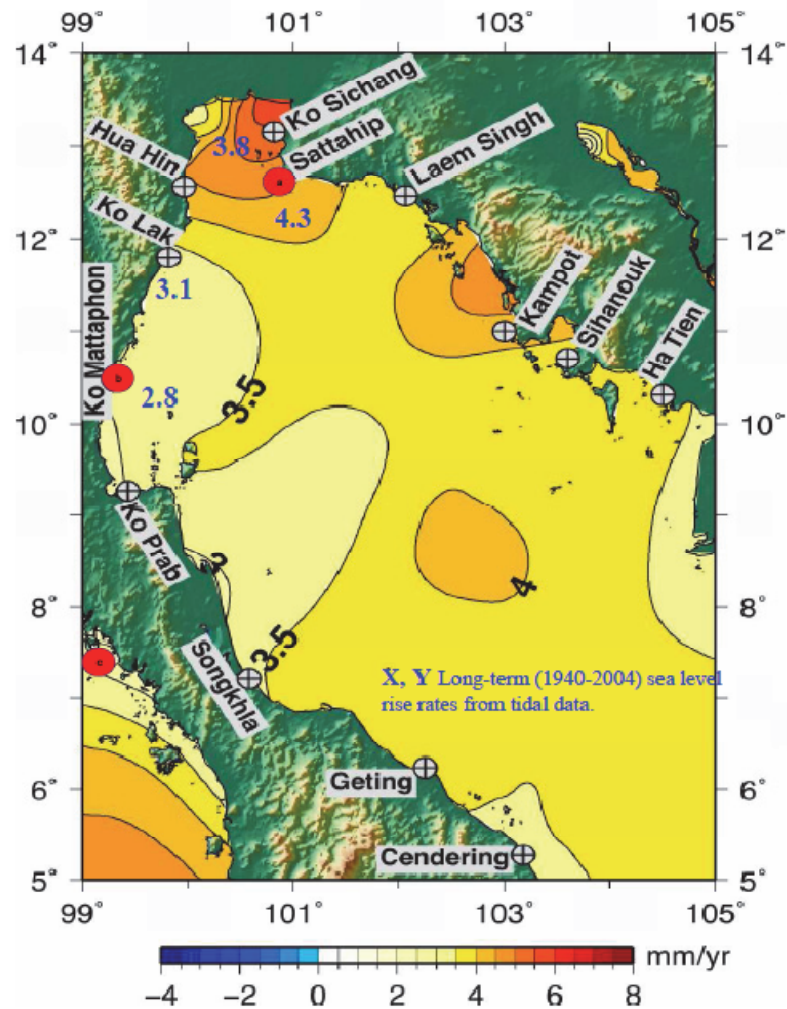
ดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิ	การเปลี่ยนแปลง (1970-2006)
1. จำนวนวันที่อบอุ่น (วันต่อทศวรรษ) สัดส่วนของวันที่อุณหภูมิสูงสุด สูงกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 90	-0.6 to 9.2 (3.4) 80.0%
2. จำนวนคืนที่อบอุ่น (วันต่อทศวรรษ) สัดส่วนของวันที่อุณหภูมิต่ำสุด สูงกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 90	-0.3 to 8.8 (3.5) 83.1%
3. จำนวนวันที่หนาว (วันต่อทศวรรษ) สัดส่วนของวันที่อุณหภูมิสูงสุด ต่ำกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 10	-3.9 to 0.1 (-1.9) 92.3%
4. จำนวนคืนที่หนาว (วันต่อทศวรรษ) สัดส่วนของวันที่อุณหภูมิต่ำสุด ต่ำกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 10	-7.5 to 0.9 (-3.0) 83.1%
5. ช่วงระยะเวลาที่หนาว (วันต่อทศวรรษ) จำนวนวันต่อเนื่องอย่างน้อย 6 วันที่อุณหภูมิต่ำสุด ต่ำกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 10	-13.4 to 6.0 (-1.9) 60.0%
6. ช่วงระยะเวลาที่อบอุ่น (วันต่อทศวรรษ) จำนวนวันต่อเนื่องอย่างน้อย 6 วันที่อุณหภูมิสูงสุด สูงกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 90	-0.5 to 19.5 (4.3) 72.3%
7. ค่าต่ำสุดเฉลี่ยของอุณหภูมิต่ำสุดรายวัน (องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ) ค่าต่ำสุดเฉลี่ยของอุณหภูมิต่ำสุดรายวัน	-0.28 to 1.85 (0.64) 72.3%

4. แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลเฉลี่ยในฝั่งอ่าวไทยและทะเลอันดามัน

ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้นเนื่องจาก 2 สาเหตุหลัก คือ การขยายตัวของมวลน้ำทะเลจากอุณหภูมิที่สูงขึ้น และการเพิ่มขึ้นของปริมาณน้ำทะเล เนื่องจากการละลายของธารน้ำแข็งบนแผ่นดินและการละลายของน้ำแข็งขั้วโลก การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลอันเนื่องมาจากการขยายตัวของมวลน้ำคิดเป็นร้อยละ 30 ส่วนการละลายของน้ำแข็งคิดเป็นร้อยละ 55 ของอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลระหว่างปี ค.ศ.1993-2008 (พ.ศ.2536-2551) ในระดับภูมิภาค การเพิ่มขึ้นของน้ำทะเลมีค่าไม่เท่ากันทั่วโลก โดยบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตกมีอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลสูงกว่าค่าเฉลี่ยทั่วโลก

ประเทศไทยมีการตรวจวัดระดับน้ำทะเลด้วยสถานีวัดระดับน้ำโดยกรมอุทกศาสตร์ กองทัพเรือ ตั้งแต่ปี ค.ศ.1940 (พ.ศ.2483) ที่ผ่านมาการศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในระยะยาวภายในน่านน้ำไทยนั้น ยังได้ภาพที่ไม่ชัดเจน ทั้งนี้เนื่องจากการวัดระดับน้ำที่สถานีวัดนั้น เป็นการวัดระยะห่างระหว่างผิวน้ำทะเลเทียบกับตัวเรือนสถานีที่ยึดอยู่กับแผ่นดิน ดังนั้น หากเกิดการเคลื่อนตัวแนวตั้งของแผ่นดิน เครื่องมือย่อมบันทึกการเปลี่ยนแปลงนี้ไว้ด้วย การเคลื่อนที่แนวตั้งของแผ่นดินมี 3 สาเหตุหลัก คือ 1) การเผยตัวของเปลือกโลก เนื่องจากการละลายของน้ำแข็งหลังออกจากยุคน้ำแข็ง ซึ่งเป็นการเปลี่ยนแปลงระดับโลก 2) การเปลี่ยนแปลงของธรณีสัณฐานของแผ่นเปลือกโลก เป็นการเปลี่ยนแปลงในระดับภูมิภาค เช่น แผ่นดินไหวสุมาตรา-อันดามันเมื่อปีค.ศ.2006 (พ.ศ. 2547) ทำให้เปลือกโลกในประเทศไทยมีการยกตัวขึ้น และ 3) การทรุดตัวของแผ่นดินเนื่องจากกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์ เช่น การสูบน้ำบาดาล การกักเก็บตะกอนไว้เหนือเขื่อน การขุดเจาะน้ำมัน เป็นต้น ในการหาอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลสุทธิ จึงต้องคำนึงถึงปัจจัยเหล่านี้ด้วย ปัจจุบันมีการติดตั้งอุปกรณ์วัดตำแหน่งที่มีความแม่นยำสูงด้วยระบบจีพีเอส (GPS) ทำให้สามารถหาค่าอัตราการเคลื่อนตัวในแนวตั้งของเปลือกโลกได้

ผลการวิเคราะห์ระดับน้ำจากสถานีวัดระดับน้ำ 4 สถานีในอ่าวไทยในรอบกว่า 60 ปี (พ.ศ. 2483-2547) ที่แยกอัตราการเคลื่อนตัวของเปลือกโลกในแนวตั้งออกจากอัตราการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์แล้ว พบว่าแนวโน้มของระดับน้ำทะเลสุทธิในอ่าวไทยมีอัตราการเพิ่มขึ้น 3.0 ± 1.5 ถึง 5.0 ± 1.3 มิลลิเมตรต่อปี โดยความไม่แน่นอนของอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลที่ยังมีค่าสูงอยู่นั้น มีที่มาจากความไม่แน่นอนในการวัดอัตราการเคลื่อนตัวในทางตั้งของแผ่นดิน (ตารางที่ TS2) การศึกษาล่าสุดโดยใช้ข้อมูลจากดาวเทียมระหว่างปีค.ศ.1993-2008 (พ.ศ. 2546-2551) พบว่า อัตราการเพิ่มขึ้นของน้ำทะเลเฉลี่ยในอ่าวไทยมีค่าอยู่ระหว่าง 3-5 มิลลิเมตรต่อปี (รูปที่ TS5) โดยมีค่าสูงบริเวณอ่าวไทยตอนใน



รูปที่ TS5 อัตราการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลเฉลี่ยในอ่าวไทยจากข้อมูลดาวเทียมอัลติมิเตอร์ ระหว่างปี ค.ศ.1993-2008 และอัตราการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลจากสถานีวัดระดับน้ำระหว่างปีค.ศ.1940-2004 ที่ สถานีสัตหีบ เกาะสีชัง เกาะหลัก เกาะมัตโปน (Trisirisatayawong et al., 2011)

ตารางที่ TS2 อัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยจากสถานีวัดระดับน้ำในอ่าวไทย สถานีเกาะหลักและสัตหีบ (ปี ค.ศ.1940-2004) สถานีเกาะมัตโปน (ค2004-1964.ศ.) สถานีเกาะสีชัง (ค1999-1940.ศ.) (Trisirisatayawong et al., 2011)

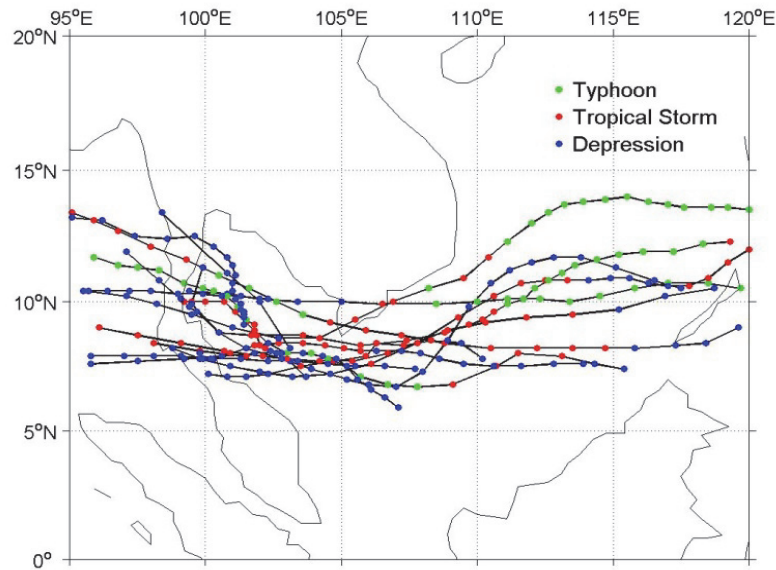
สถานี	อัตราการเพิ่มขึ้นของ ระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์	อัตราการยกตัวของ พื้นดิน	หน่วย: มิลลิเมตรต่อปี
			อัตราการเพิ่มขึ้นของ ระดับน้ำทะเลสุทธิ
สัตหีบ	0.3 ± 1.0	3.3 ± 1.9	4.3 ± 1.9
เกาะสีชัง	$0. \pm 0.52$	3.3 ± 1.9	3.8 ± 1.9
เกาะหลัก	$-0.70. \pm 1$	$3.8 \pm 13.$	$3.1 \pm 13.$
เกาะมัตโปน	$1.50. \pm 7$	$1.30. \pm 9$	2.8 ± 1.1

5. แนวโน้มการเกิดพายุและคลื่นพายุซัดฝั่งบริเวณประเทศไทย

คลื่นพายุซัดฝั่ง (storm surge) หมายถึง ระดับน้ำที่สูงขึ้นชั่วขณะบริเวณชายฝั่งเนื่องจากปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา เช่น เกิดจากพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนที่เข้าสู่ฝั่ง ซึ่งระดับความสูงของคลื่นพายุซัดฝั่งถูกกำหนดโดยความแรงของพายุและลักษณะของชายฝั่ง ได้แก่ ความลึกของชายฝั่ง ความชันของชายฝั่ง รูปร่างของชายฝั่ง และการเกิดกำทอน (resonance) โดยชายฝั่งที่ตื้นมีความลาดชันน้อย คลื่นพายุซัดฝั่งที่เกิดขึ้นจะมีระดับความสูงมากกว่าชายฝั่งที่มีความลาดชันมาก อันตรายของคลื่นพายุซัดฝั่งเกิดจากน้ำเอ่อล้นเข้าท่วมพื้นที่ชายฝั่ง หากพายุเคลื่อนที่ขึ้นฝั่งในช่วงที่พอดีกับระดับน้ำจากน้ำขึ้น-น้ำลงสูงสุด ย่อมเสริมให้ระดับน้ำสูงขึ้นมากกว่าปกติ คลื่นพายุซัดฝั่งจึงเป็นภาวะสุดขีด (extreme event) ที่มีโอกาสเกิดขึ้นไม่บ่อยครั้งนัก แต่ทำให้เกิดความเสียหายรุนแรง การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยอันเนื่องมาจากสภาวะโลกร้อนมีแนวโน้มทำให้คาบของการเกิดซ้ำ (return period) ถัดขึ้น

จากการศึกษาข้อมูลเกี่ยวกับคลื่นพายุซัดฝั่งในประเทศไทย พบว่า พายุหมุนเขตร้อนในอดีตที่เคลื่อนที่เข้าสู่พื้นที่ชายฝั่งอ่าวไทยฝั่งตะวันตก ทำให้ระดับน้ำสูงขึ้น 30-60 เซนติเมตร แต่เป็นเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นไม่บ่อยครั้งนัก ทั้งนี้ อ่าวไทยตอนล่างมีโอกาสพบคลื่นที่มีขนาดสูงขึ้นได้ในช่วงฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เนื่องจากมีระลอกคลื่น (swell) เคลื่อนตัวจากทะเลจีนใต้เข้ามาเสริมในช่วงที่มีระลอกอากาศหนาว ทำให้พบคลื่นยกตัวสูงมากกว่า 2 เมตร ในเขตชายฝั่ง ความสูงคลื่นในบริเวณอ่าวไทยยังอาจสูงขึ้นได้ในกรณีที่มีพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนที่ผ่าน ความสูงคลื่นอาจมากกว่า 3 เมตร ขึ้นไป

จากสถิติพายุหมุนเขตร้อนตั้งแต่ปี ค.ศ.1951-2009 (พ.ศ. 2552-2494) แสดงให้เห็นว่า พายุหมุนเขตร้อนที่พัดเข้าสู่ชายฝั่งประเทศไทยในรอบ 59 ปี มีจำนวนกว่า 40 ลูกหรือประมาณ 0.7 ลูกต่อปี ทั้งหมดเข้าสู่ชายฝั่งด้านอ่าวไทย ในจำนวนนี้เป็นพายุไต้ฝุ่น 2 ลูก ได้แก่ พายุไต้ฝุ่นเกย์ (พ.ศ.2532) และพายุไต้ฝุ่นลินดา (พ.ศ.2540) และพายุโซนร้อน 4 ลูก ได้แก่ พายุโซนร้อนแฮเรียต (พ.ศ.2505) พายุโซนร้อนแซลลี (พ.ศ.2515) พายุโซนร้อนฟอเรส (พ.ศ.2535) พายุโซนร้อนกิล (พ.ศ.2541) ที่เหลือเป็นพายุดีเปรสชัน (รูปที่ TS6)



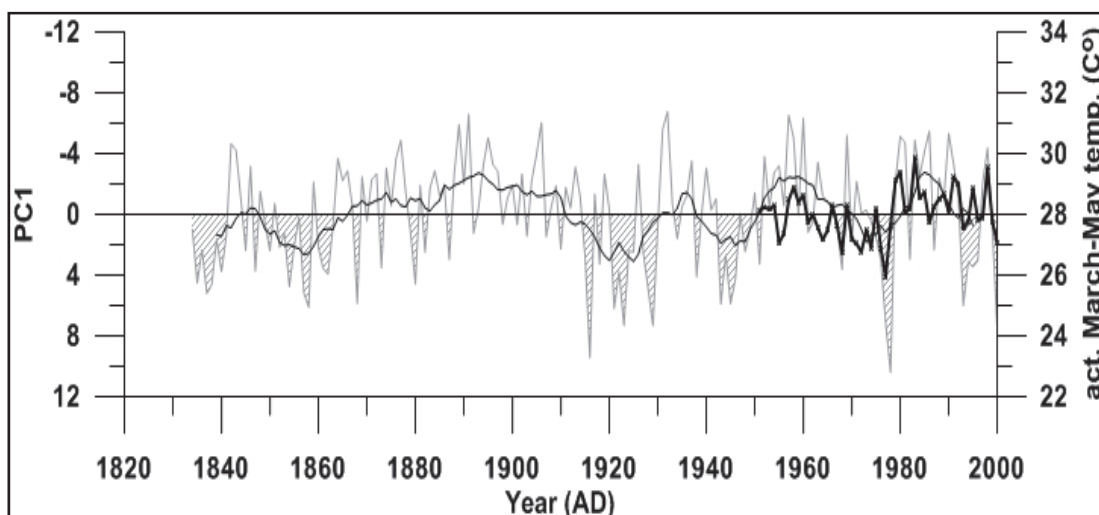
รูปที่ TS6 เส้นทางการเคลื่อนที่ของพายุหมุนเขตร้อนที่พัดเข้าสู่ชายฝั่งประเทศไทย ระหว่างปีค.ศ.1951-2009 (พ2552-2494.ศ., Joint Typhoon Warning Center (<http://www.usno.navy.mil/JTWC/>))

6. การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอดีต 10,000 ปีที่ผ่านมา

การศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอดีต (Paleoclimate หรือ บรรพภูมิอากาศ) สามารถทำได้หลายวิธี อาทิ จากบันทึกในเอกสารทางประวัติศาสตร์หรือการหาตัวบ่งชี้ทางธรรมชาติที่เป็นตัวแทนภูมิอากาศ (climate proxy) ซึ่งตัวแทนภูมิอากาศเหล่านี้ประกอบด้วย ปะการัง (coral) ตะกอนของธารน้ำแข็ง (varved sediment) หินงอก (stalagmite) ชั้นน้ำแข็ง (ice core) และวงปีไม้ (tree ring) และละอองเรณูพืช (pollen) เป็นต้น

จากหลักฐานของบรรพภูมิอากาศในประเทศไทย ซึ่งได้จากการศึกษาชนิดและปริมาณของละอองเรณูพืช พอนุมานได้ว่า ในช่วงเวลา 14,300 ปีในอดีตที่ผ่านมา ภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย มีอากาศที่หนาวเย็นกว่าในปัจจุบัน ละอองเรณูพืชพรรณที่พบในช่วง 4,300, 1,250, 1,150, 877, 280 และ 160 ปีที่ผ่านมา บ่งชี้ว่าโดยทั่วไปอุณหภูมิอุ่นขึ้นจากอดีตถึงปัจจุบัน ในขณะที่ละอองเรณูพืชที่แสดงถึงอากาศเย็น ค่อยๆ ลดลงทั้งชนิดและปริมาณ หลักฐานเหล่านี้แสดงว่าภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย มีการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่ชัดเจนมากกว่าภาคกลางและภาคใต้

ข้อมูลความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิก่อนฤดูลมมรสุมและความกว้างของวงปีของไม้สน จากพื้นที่ศึกษาทั้งสิ้น 16 พื้นที่ในประเทศไทยบ่งชี้ว่า ในช่วง 167 ปีที่ผ่านมา มีสภาพอากาศหนาวและชื้นเกิดขึ้นในช่วง พ.ศ. 2377-2405, 2454-2473, 2483-2493, 2513-2521 และ 2533-2543 ในขณะที่ อากาศที่ร้อนและแห้งเกิดขึ้นในช่วง พ.ศ.2423-2453, 2493-2508 และ 2523-2533 (รูปที่ TS7)



รูปที่ TS7 ค่าจริงของอุณหภูมิเฉลี่ยช่วงเดือนมีนาคม-พฤษภาคม ค.ศ.1951-2001 (พ.ศ. 2549-2544 กราฟเส้นทึบสีเข้ม) และค่าความกว้างของวงปีไม้สนระหว่าง ค.ศ.1834-2001 (พ.ศ.2377-2544 กราฟเส้นทึบสีอ่อน) ที่เป็นค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ในคาบเวลา 11 ปี ของค่าสัมประสิทธิ์เชิงเวลาในโหมดแรกของฟังก์ชันตั้งฉากเชิงประจักษ์หรือ Empirical Orthogonal Function หรือ EOF จากพื้นที่ศึกษา 16 แห่งในประเทศไทย โดยค่าบวกแสดงว่าอุณหภูมิมีค่าสูงกว่าปกติ และค่าเป็นลบแสดงว่าอุณหภูมิต่ำกว่าปกติ

7. การศึกษาด้านวัฏจักรคาร์บอนและความสำคัญต่อประเทศไทย

วัฏจักรคาร์บอน เป็นวัฏจักรชีวธรณีเคมี (biogeochemical cycle) ที่มีการแลกเปลี่ยนคาร์บอนระหว่างแหล่งสะสมคาร์บอนของโลก โดยทั่วไปคาร์บอนในระบบนิเวศต่างๆ มีการหมุนเวียนเป็นวัฏจักร โดยในระยะสั้นเกิดจากกระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสงของพืช การหายใจของสิ่งมีชีวิต และการย่อยสลายของจุลินทรีย์ ส่วนในระยะยาวเป็นการหมุนเวียนผ่านระบบโครงสร้างของโลกทั้งในแผ่นดิน มหาสมุทรและหินปูน

การปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์สู่บรรยากาศที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ เป็นการรบกวนวัฏจักรคาร์บอนของโลกทำให้เสียสมดุลและเป็นสาเหตุหลักของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ การศึกษาวัฏจักรคาร์บอนจึงเป็นเรื่องสำคัญที่จะทำให้เข้าใจการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและผลกระทบ เพื่อแสวงหาแนวทางในการลดการปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ทั้งในระดับประเทศและระดับโลก ซึ่งจะนำไปสู่การแก้ปัญหาด้านโลกร้อนและการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในที่สุด

การศึกษาในประเทศไทยพบว่า น้ำทะเลบริเวณระบบนิเวศปากแม่น้ำหรือชะวากทะเล (estuary) เป็นแหล่งดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศ คิดเป็นปริมาณคาร์บอนอยู่ในช่วง 15-836 ตันต่อปี ในขณะที่น้ำทะเลชายฝั่งบริเวณอ่าวหลายแห่งเป็นแหล่งปล่อยคาร์บอนไดออกไซด์คิดเป็นปริมาณคาร์บอนอยู่ในช่วง 911-5,804 ตันต่อปี สำหรับป่าชายเลนรอบๆ อ่าว มีสถานภาพเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนไดออกไซด์คิดเป็นปริมาณคาร์บอน 160 พันตันต่อปี (ตารางที่ TS3)

การดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศของมหาสมุทร นอกจากช่วยลดอัตราการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศโลกแล้ว ยังมีผลต่อมหาสมุทรอีกด้านหนึ่งคือ ทำให้ค่าความเป็นกรด-ด่างโดยเฉลี่ยของน้ำทะเลบริเวณ

ผิวมหาสมุทรลดลงจากช่วงก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรม 0.1 หน่วย และมีแนวโน้มจะลดลงอีก 0.3 ถึง 0.5 หน่วยภายในสิ้นศตวรรษนี้ ภาวะดังกล่าวจะทำให้โครงสร้างที่เป็นหินปูนของสัตว์และพืชทะเลถูกกัดกร่อนให้ละลายได้ และในระยะยาว อาจหมายถึงการละลายของหินปูนบริเวณพื้นท้องสมุทรได้ด้วย นอกจากนี้ การลดลงของคาร์บอนไดออกไซด์ในน้ำทะเลอาจเกิดผลกระทบต่อโครงสร้างเปลือกของสิ่งมีชีวิตในทะเลจำพวกหอย ปะการัง เม่นทะเล ตลอดจนสัตว์ทะเลเศรษฐกิจอื่น ซึ่งจะมีผลกระทบอย่างต่อเนื่องถึงผลผลิตทางทะเล ความหลากหลายทางชีวภาพ และเศรษฐกิจ รวมทั้งความมั่นคงทางด้านอาหารของมนุษย์ได้ในที่สุด

ตารางที่ TS3 การดูดซับ (+) และปลดปล่อย (-) ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากระบบนิเวศชายฝั่งทะเลของไทยสู่บรรยากาศ (1) หน่วยเป็นมิลลิโมลคาร์บอนต่อตารางเมตรต่อวัน และ (2) หน่วยเป็นตันคาร์บอนต่อปี

ระบบนิเวศ	สถานที่	การดูดซับ/ปลดปล่อยคาร์บอน	
		(1)	(2)
ชะวากทะเล	แม่น้ำท่าจีน	25.0	701
	แม่น้ำบางปะกง	5.0	788
	คลองชุมพร	3.6	15
	คลองสวี	15.5	123
	แม่น้ำตาปี	15.9	836
อ่าว	ปากพนัง	-1.7	-911
	สวี	-2.6	-1,452
	บ้านดอน	0	0
	ตราด	-6.3	-5,804

นอกจากนี้ ระบบนิเวศบนบกเป็นแหล่งสะสมคาร์บอนที่สำคัญ ซึ่งประกอบด้วยคาร์บอนในพืชพรรณและในดิน โดยการสะสมคาร์บอนของป่าธรรมชาติหรือสวนป่าของประเทศไทย มีการแปรผันมาก ขึ้นอยู่กับปัจจัยต่างๆ เช่น ชนิดป่า พรรณไม้ที่เป็นองค์ประกอบของป่า ความหนาแน่นของป่า และปัจจัยสิ่งแวดล้อม เช่น สภาพภูมิประเทศและภูมิอากาศ เป็นต้น ทั้งนี้ ความแตกต่างของการกักเก็บคาร์บอนในป่าธรรมชาติและสวนป่าเกิดจากความแตกต่างของปริมาณมวลชีวภาพมากกว่าปริมาณคาร์บอนในมวลชีวภาพ ซึ่งมีค่าอยู่ระหว่างร้อยละ 46.76-50.56 ของน้ำหนักแห้ง ในขณะที่การสะสมคาร์บอนในดินมีการแปรผันตามชนิดของป่าและสภาพแวดล้อม และมีแนวโน้มลดลงตามระดับความลึกของดิน (ตารางที่ TS4)

ตารางที่ TS4 ปริมาณคาร์บอน มวลชีวภาพ และการกักเก็บคาร์บอนของป่าประเภทต่างๆ ในประเทศไทย (¹ IPCC 2006 default value)

ชนิดป่า	ปริมาณคาร์บอน (ร้อยละของน้ำหนักแห้ง)	มวลชีวภาพ (ตัน/เฮกแตร์)		การกักเก็บคาร์บอน (ตัน/เฮกแตร์)	
		เหนือดิน	ใต้ดิน	เหนือดิน	ใต้ดิน
ป่าดิบชื้น	47 ¹	251.1 (142-336)	76.2 (35-124)	125.5 (71-168)	38.1 (18-62)
ป่าดิบแล้ง	48.07	231.2 (71-374)	67.5 (14-154)	112.5 (35-297)	32.7 (7-73)
ป่าดิบเขา	47 ¹	232.4 (196-285)	62.8 (53-77)	130.9 (92-159)	28.6 (22-36)
ป่าสนเขา	47 ¹	96.0 (20-166)	25.9 (5-45)	45.1 (9-78)	12.2 (3-21)
ป่าเบญจพรรณ	48.81	197.6 (69-500)	57.4 (19-140)	97.6 (34-250)	28.4 (10-70)
ป่าเต็งรัง	50.56	80.1 (52-123)	22.5 (15-35)	40.5 (27-62)	11.3 (7-18)
ป่าชายเลน ปฐมภูมิ	46.76	173.7 (113-235)	81.6 (53-110)	82.6 (53-113)	38.8 (25-53)
ทุติยภูมิ		73.9 (17-164)	34.7 (8-77)	35.2 (8-79)	16.5 (4-37)

8. บทบาทและความสำคัญของละอองในบรรยากาศต่อภูมิอากาศของประเทศไทย

ละอองในบรรยากาศ (aerosol) คือ อนุภาคของแข็งหรือของเหลวที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศ ซึ่งรวมถึงควันไฟและผงฝุ่น โดยมีขนาดเล็กตั้งแต่กว่า 1 ไมครอน (1 ไมครอน = 10^{-6} เมตร) จนถึง 100 ไมครอน สามารถลอยอยู่ในบรรยากาศได้ประมาณ 7 วัน โดยมีทั้งที่เกิดเองตามธรรมชาติและที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์

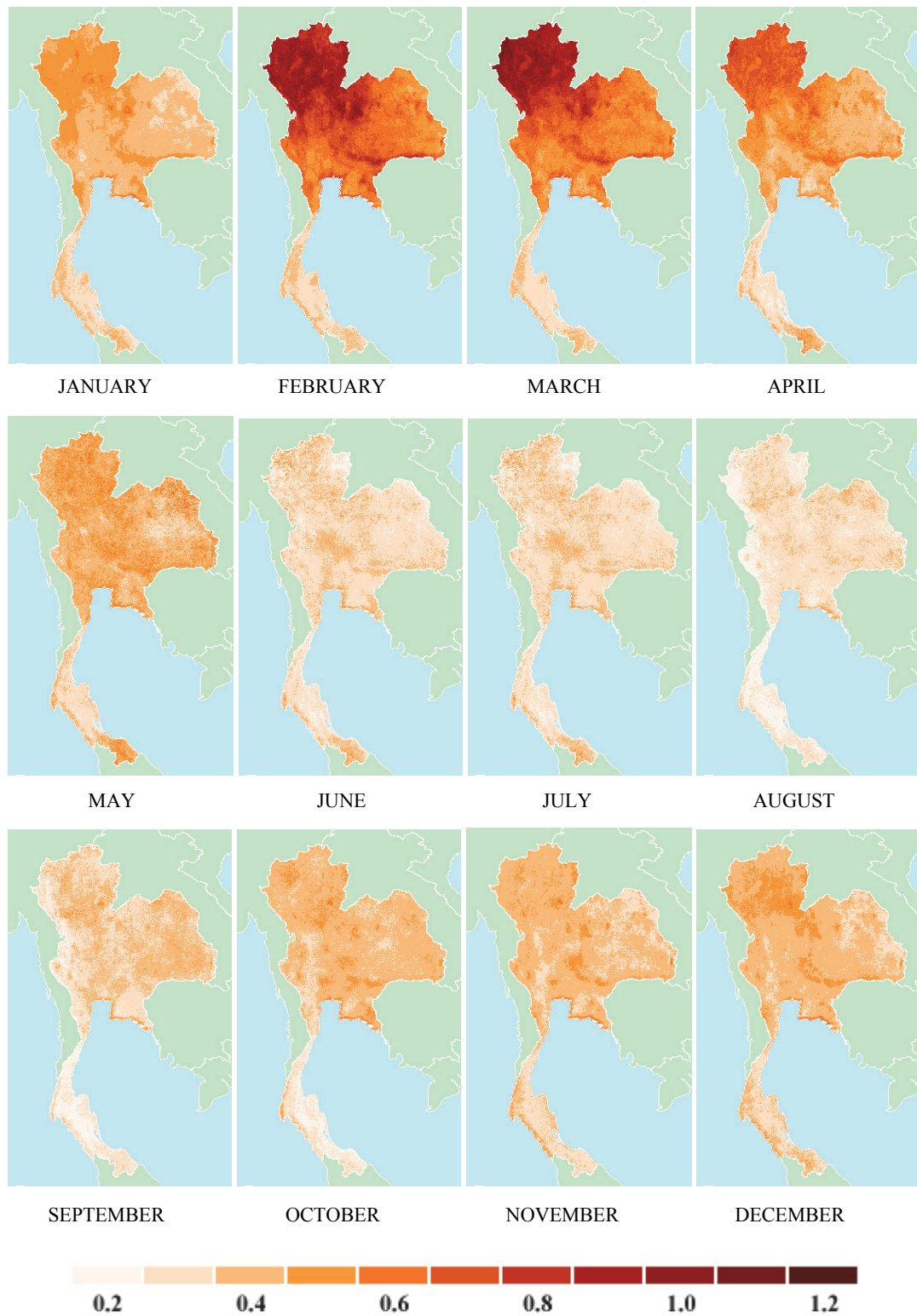
ละอองในบรรยากาศที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ส่วนใหญ่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวล การเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิลในโรงงานอุตสาหกรรมและยานยนต์ต่างๆ ละอองในบรรยากาศเหล่านี้ มีองค์ประกอบและสมบัติทางฟิสิกส์แตกต่างกัน ตัวอย่างเช่น ละอองในบรรยากาศจากการเผาไหม้ชีวมวลเป็นสารอินทรีย์คาร์บอน ซึ่งกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ได้ถึงร้อยละ 90 ส่วนละอองในบรรยากาศจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงในเครื่องจักรของโรงงานอุตสาหกรรมและยานยนต์ส่วนใหญ่เป็นคาร์บอนดำ (black carbon) ซึ่งดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์มากถึงร้อยละ 50 ละอองในบรรยากาศที่เกิดจากกิจกรรมทางเศรษฐกิจของมนุษย์ดังกล่าว มีปริมาณเพิ่มขึ้นตามการขยายตัวทางเศรษฐกิจของประเทศต่างๆ และมีบทบาทสำคัญต่อสมดุลของพลังงานของระบบบรรยากาศโลกทั้งทางตรงและทางอ้อม โดยผล

ทางตรง คือ การทำให้รังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลกเปลี่ยนแปลงไป ส่งผลกระทบต่ออัตราการระเหยของน้ำ การสังเคราะห์แสงของพืชและอุณหภูมิของพื้นผิวโลก จากการคำนวณสมดุลของพลังงาน พบว่า ละอองในบรรยากาศประเภทสารอินทรีย์คาร์บอน มีผลทำให้อุณหภูมิของบรรยากาศลดลง แต่ละอองในบรรยากาศที่เป็นคาร์บอนดำ สามารถดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ทำให้อุณหภูมิของบรรยากาศเพิ่มขึ้น แต่ทำให้อุณหภูมิของพื้นผิวโลกลดลง ซึ่งมีผลทำให้อุณหภูมิอากาศในแนวตั้งลดลงตามระดับ (แบบเกรเดียนต์, gradient) การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวจะทำให้อัตราการระเหยของน้ำลดลง ส่งผลให้การก่อตัวของเมฆลดลงด้วย

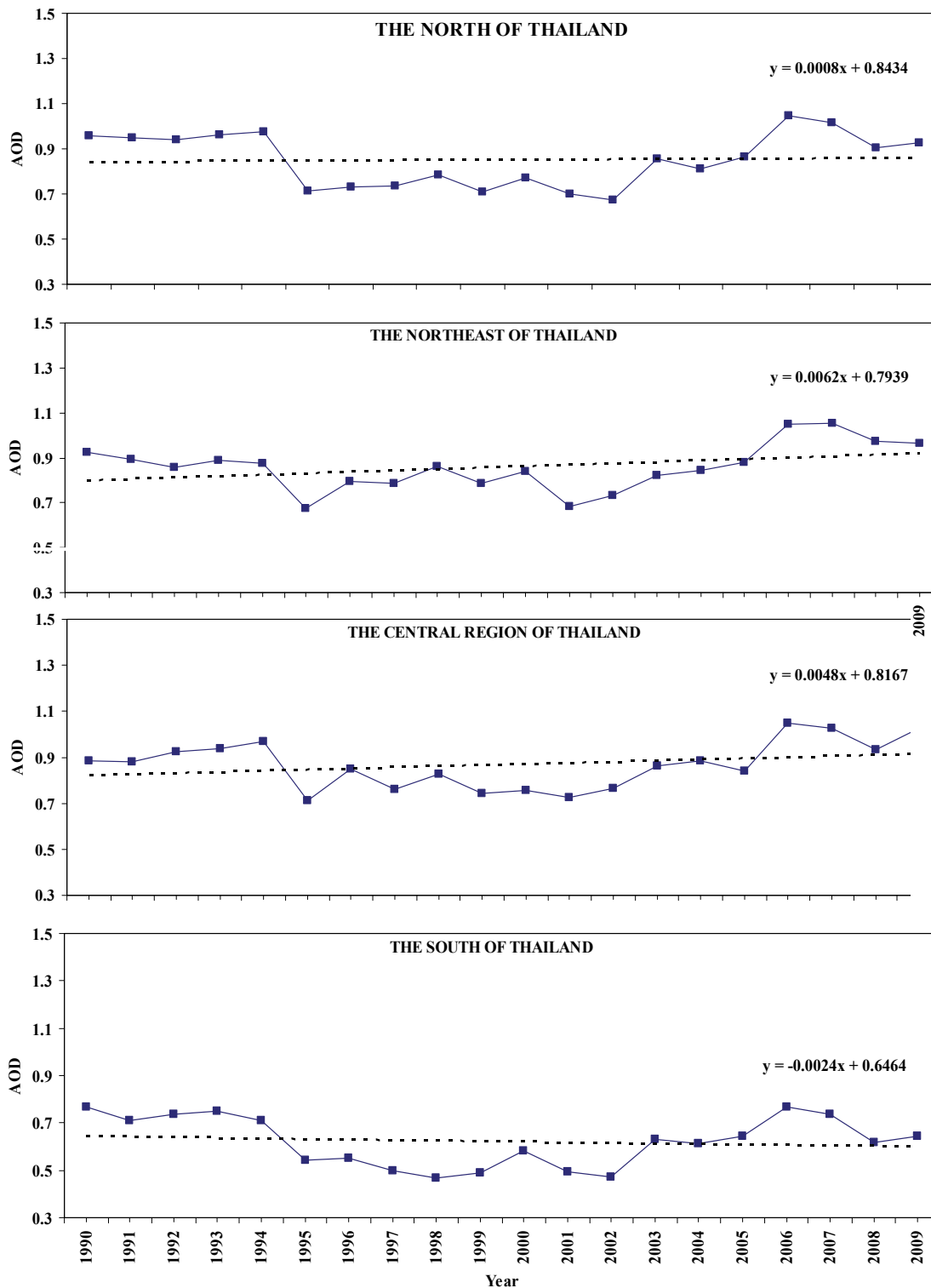
นอกจากนี้ ละอองในบรรยากาศมีผลทางอ้อมต่อเมฆ ทั้งนี้เพราะโดยทั่วไป ละอองในบรรยากาศทำหน้าที่เป็นแกนกลางของการกลั่นตัวของไอน้ำเป็นเมฆ (cloud condensation nuclei, CCN) การเพิ่มขึ้นของละอองในบรรยากาศทำให้มีอนุภาคของละอองน้ำมากขึ้น ซึ่งอาจทำให้ปริมาณฝนเพิ่มขึ้น จะเห็นว่าละอองในบรรยากาศจึงมีผลทั้งทางตรงและทางอ้อมต่อระบบบรรยากาศ การเพิ่มขึ้นของละอองในบรรยากาศจากกิจกรรมทางเศรษฐกิจของมนุษย์ย่อมส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของระบบบรรยากาศที่รุนแรงเช่นเดียวกับก๊าซเรือนกระจก

จากการวัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ในภูมิภาคหลักของประเทศไทย พบว่า สมบัติเชิงแสงของละอองในบรรยากาศมีค่าแปรผันตามฤดูกาลอย่างชัดเจน (รูปที่ TS8) โดยได้รับอิทธิพลที่สำคัญมาจากฝนตามฤดูมรสุม และการเผาไหม้ชีวมวลภายในประเทศและประเทศเพื่อนบ้าน จากภาพถ่ายดาวเทียมในช่วง 20 ปีที่ผ่านมาพบว่า ความลึกเชิงแสงของละออง AOD (aerosol optical depth) ในบรรยากาศมีแนวโน้มการเพิ่มขึ้นในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลาง โดยมีค่า 0.0008, 0.0062 และ 0.0048 ต่อปี ตามลำดับ (รูปที่ TS9) ทั้งนี้อาจเนื่องมาจากเกิดจากการเผาไหม้ชีวมวลทั้งในประเทศและประเทศข้างเคียงเพิ่มขึ้น นอกจากนี้ การขยายตัวของเศรษฐกิจทำให้ละอองในบรรยากาศเพิ่มมากขึ้นด้วย เช่น โรงงานอุตสาหกรรม การขนส่งคมนาคม และการขยายตัวของชุมชนเมือง เป็นต้น การเพิ่มขึ้นดังกล่าวสอดคล้องกับการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ ในกรณีของภาคใต้ละอองในบรรยากาศ ส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือที่พัดพามาจากทะเลจึงไม่มีแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจน

ตัวบ่งชี้ที่สำคัญของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอีกดัชนีหนึ่ง คือ เมฆ ซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดของฝน อย่างไรก็ตาม ผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงปริมาณเมฆจากข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยาที่จังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี กรุงเทพฯ และสงขลา เป็นระยะเวลา 20 ปี (พ.ศ. 2524-2543) พบว่า ปริมาณเมฆไม่มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจน



รูปที่ TS8 แผนที่แสดงค่าเฉลี่ยระยะยาวรายเดือน (พ.ศ.2533-2552) (ของความลึกเชิงแสงของละอองในบรรยากาศ)
(aerosol optical depth, AOD (



รูปที่ TS9 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของค่าความลึกเชิงแสงของละอองในบรรยากาศ ในภูมิภาคต่างๆ ของไทย ระหว่างปี ค.ศ.1990-2009)พ.ศ.2533-2552(

9. แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทยในอนาคต

ลักษณะภูมิอากาศที่เปลี่ยนแปลงในอนาคต คาดการณ์ได้ด้วยการสร้างเหตุการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (climate change scenario) จากแบบจำลองภูมิอากาศโลก (เรียกว่า General Circulation Model หรือ GCM) การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศมีความเป็นไปได้หลายลักษณะ ขึ้นอยู่กับแนวทางการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมของโลกในอนาคต ซึ่งจะส่งผลต่อปริมาณการปล่อยก๊าซเรือนกระจก ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ และอุณหภูมิที่เพิ่มขึ้น ซึ่งรูปแบบการพัฒนาที่เป็นไปได้ ตาม Special Report on Emission Scenarios หรือ SRES scenarios ของ IPCC ประกอบด้วย การพัฒนาโดยให้ความสำคัญกับเศรษฐกิจเป็นสำคัญ (แบบ A) หรือให้ความสำคัญกับสิ่งแวดล้อมด้วย (แบบ B) รวมทั้งการมีความร่วมมือกันในระดับนานาชาติ (แบบ 1) หรือภูมิภาค (แบบ 2) ซึ่งความแตกต่างของการพัฒนาเหล่านี้ ทำให้อุณหภูมิเฉลี่ยของโลกอาจเพิ่มขึ้น 2-4 องศาเซลเซียส ภายในปี ค.ศ. 2099 (พ.ศ. 2642)

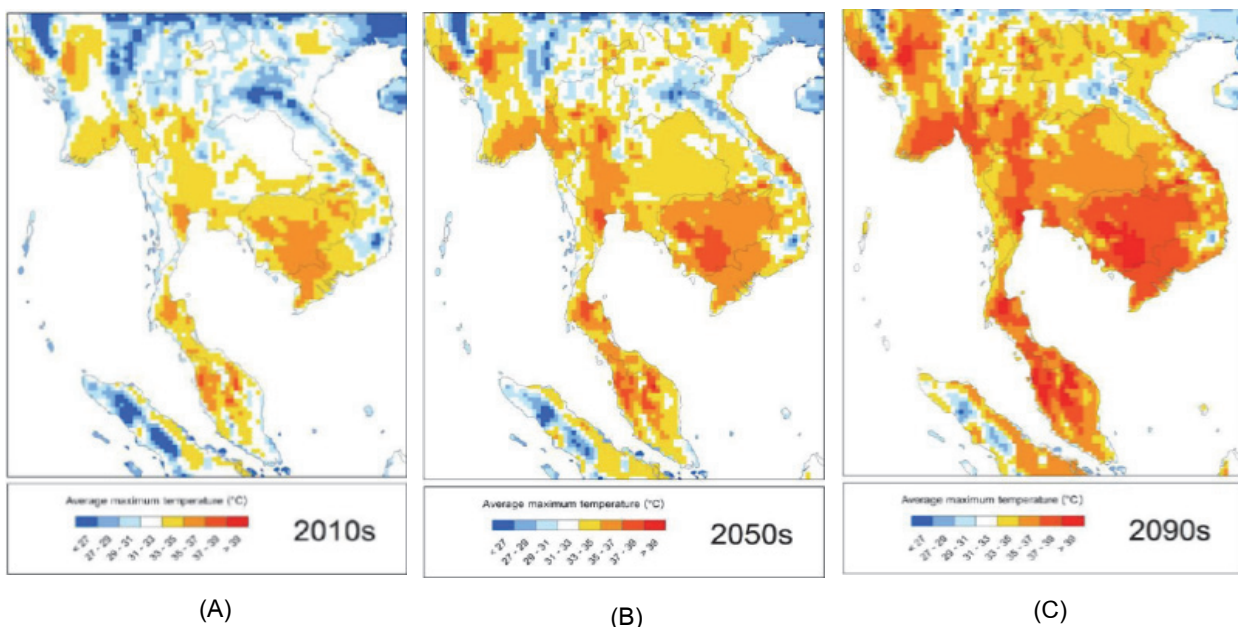
แบบจำลองภูมิอากาศโลก เป็นแบบจำลองที่ซับซ้อนซึ่งพัฒนาโดยสถาบันชั้นนำของโลก โดยได้มีการปรับปรุงตลอดมาจนสามารถจำลองเหตุการณ์ในอดีตได้ใกล้เคียงความเป็นจริงมากขึ้น และได้รับความเชื่อถือเพิ่มมากขึ้น แต่แบบจำลองภูมิอากาศโลกจากสถาบันต่างๆ แสดงผลการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่แตกต่างกัน และแสดงผลในภาพกว้างในพื้นที่ขนาดประมาณ 250 x 250 กิโลเมตร การสร้างเหตุการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต จึงยังมีความไม่แน่นอนอยู่ในระดับหนึ่ง แต่สามารถทำได้โดยต้องใช้ผลลัพธ์ของแบบจำลองจากหลายสถาบัน มาประมวลหาแนวทางความเป็นไปได้ร่วมกันของภูมิอากาศที่อาจเกิดขึ้นในอนาคต นอกจากนี้ การนำผลลัพธ์ของแบบจำลองเหล่านี้มาใช้ในพื้นที่ขนาดเล็กในระดับประเทศและท้องถิ่นจำเป็นต้องทำการลดขนาด (downscale) ให้เหมาะสมกับวัตถุประสงค์ของการนำข้อมูลไปใช้

การสร้างภาพจำลองของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทยในอนาคต 30-100 ปี ด้วยการลดขนาดผลลัพธ์ของแบบจำลองภูมิอากาศโลกจาก 4 แบบลงบนพื้นที่ประเทศไทย ตามรูปแบบของการพัฒนาในอนาคตแบบต่างๆ พบว่า ทุกแบบจำลองให้ผลสอดคล้องกัน คือ อุณหภูมิโดยรวมเพิ่มขึ้น แต่อัตราการเพิ่มของอุณหภูมิต่างกัน บางแบบจำลองแสดงการเพิ่มถึง 4 องศาเซลเซียส ในอีกประมาณ 100 ปีข้างหน้า ส่วนการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝน ยังไม่เห็นแนวโน้มที่ชัดเจนนัก แต่แบบจำลองส่วนมากคาดว่าจะมีปริมาณเพิ่มขึ้น (ตารางที่ TS5 และ รูปที่ TS10 - 13)

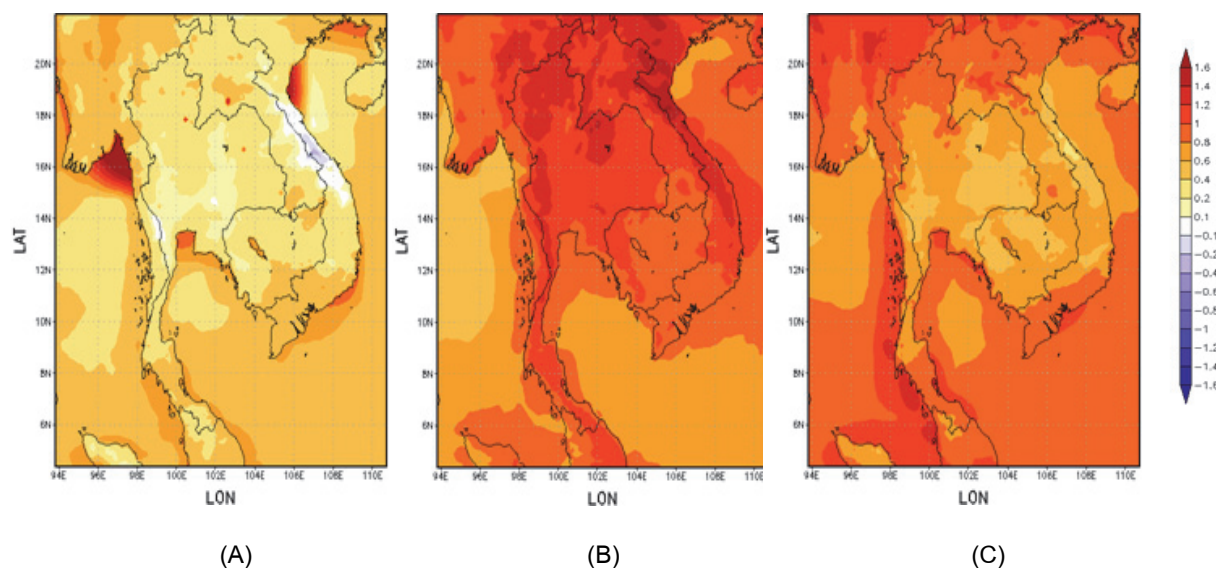
ตารางที่ TS5 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของประเทศไทยตามภาพจำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบต่างๆ จาก การย่อส่วนผลลัพธ์ของแบบจำลองภูมิอากาศโลก 4 แบบลงบนพื้นที่ประเทศไทย

แบบจำลอง	ความละเอียดเชิงพื้นที่	ปีฐาน (.ศ.ค)	ปีอนาคตที่สร้างภาพจำลอง (.ศ.ค)	ภาพจำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจก*	การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ ณ ปีสุดท้ายที่ศึกษา เทียบกับปีฐาน (องศาเซลเซียส)
GFDL-R30	0.5° lat. × 0.5° long.	1965– 1990	2010 – 2029 และ 2040 – 2059	B2	0.56 (อุณหภูมิเฉลี่ย)
MM5-RCM	45×45 km ² และ 15 ×15 km ²	1970 – 1990	2010 – 2039	A2	0.8 – 1.0 (อุณหภูมิสูงสุด)
				A1B	0.4– 0.8 (อุณหภูมิสูงสุด)
PRECIS ²	25 × 25 km ²	1980 – 1989	2010–2099	A2	2.0-4.0 (อุณหภูมิสูงสุด)
RegCM3 ²	20 × 20 km ²	1961–2000	2031–2070	A1B	2.0–2.5 (อุณหภูมิเฉลี่ย)

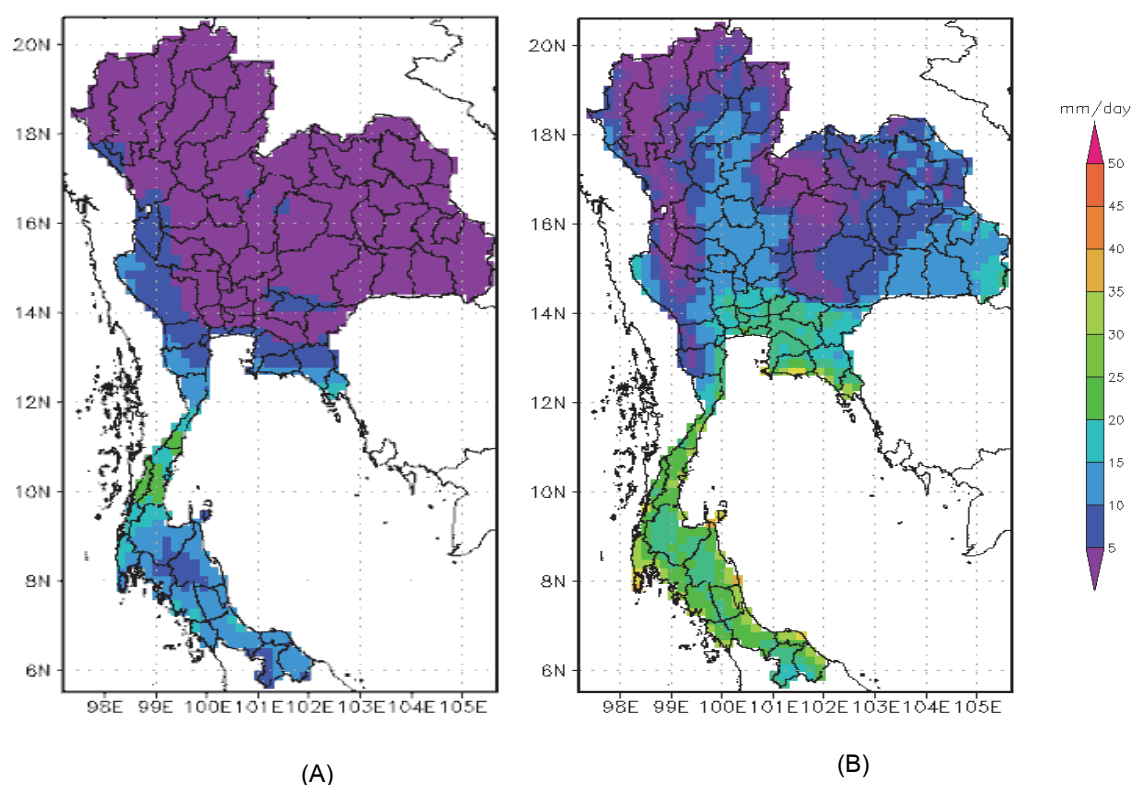
* ภาพจำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจก สร้างจากแนวทางการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมของโลกในอนาคต ตาม SRES scenarios ประกอบด้วย: A- พัฒนาโดยให้ความสำคัญกับ เศรษฐกิจเป็นสำคัญ B- พัฒนาโดยคำนึงถึงสิ่งแวดล้อมด้วย 1- มีความร่วมมือกันในระดับนานาชาติ และ 2- ร่วมมือกันระดับภูมิภาค



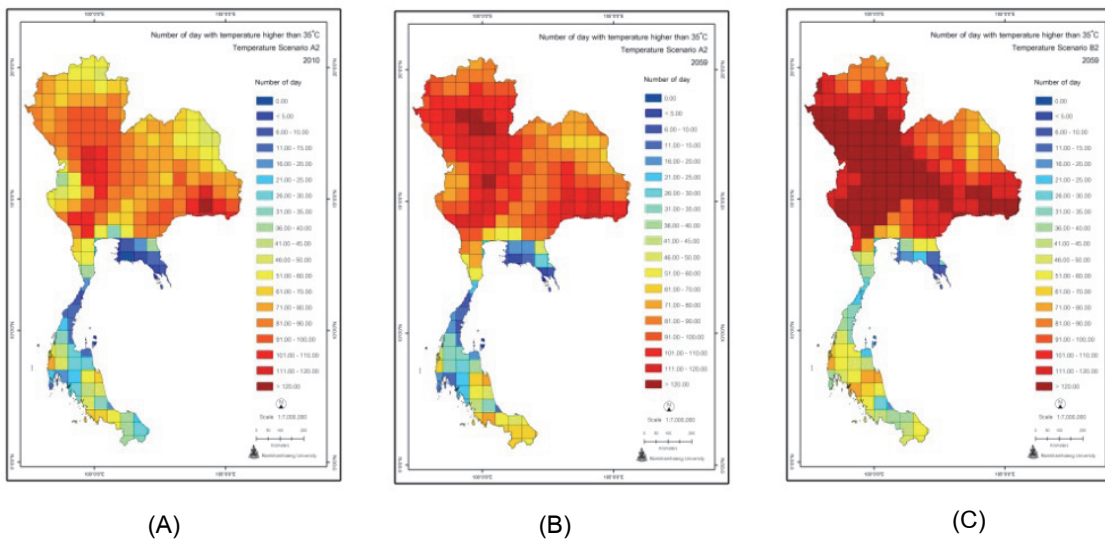
รูปที่ TS10 อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ย (องศาเซลเซียส) ในช่วงต้น (A) กลาง (B) และปลายศตวรรษ (C) ภายใต้ SRES-A2 แบบจำลอง PRECIS ความละเอียด 25 กิโลเมตร



รูปที่ TS11 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิสูงสุดในฤดูร้อนในอนาคตโดยแบบจำลอง MM5-RCM ภายใต้เหตุการณ์จำลอง SRES แบบ A1B โดยเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในอดีต ค.ศ.1970-1990 (A) และอนาคต ค.ศ.2020-2029 (B) และ ค.ศ.2030-2039 (C) สเกลสีแสดงการเปลี่ยนแปลงในหน่วยองศาเซลเซียส



รูปที่ TS12 ปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี (สเกลสีแสดงการเปลี่ยนแปลงในหน่วยมิลลิเมตรต่อวัน) ในช่วงทศวรรษ 2070 (B) เทียบกับค่าเฉลี่ยในช่วงปี ค.ศ.1961-2000 (A) โดยแบบจำลอง RegCM3 SRES A1B1



รูปที่ TS13 จำนวนวันที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 35 องศาเซลเซียส จากแบบจำลองภูมิอากาศ GFDL โดยเปรียบเทียบอดีตในทศวรรษที่ 2010s (รูป A) กับอนาคตในทศวรรษ 2050s ตามรูปแบบการพัฒนา SRES แบบ A2 (รูป B) และแบบ B2 (รูป C)

10. ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศที่เชื่อมโยงกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย

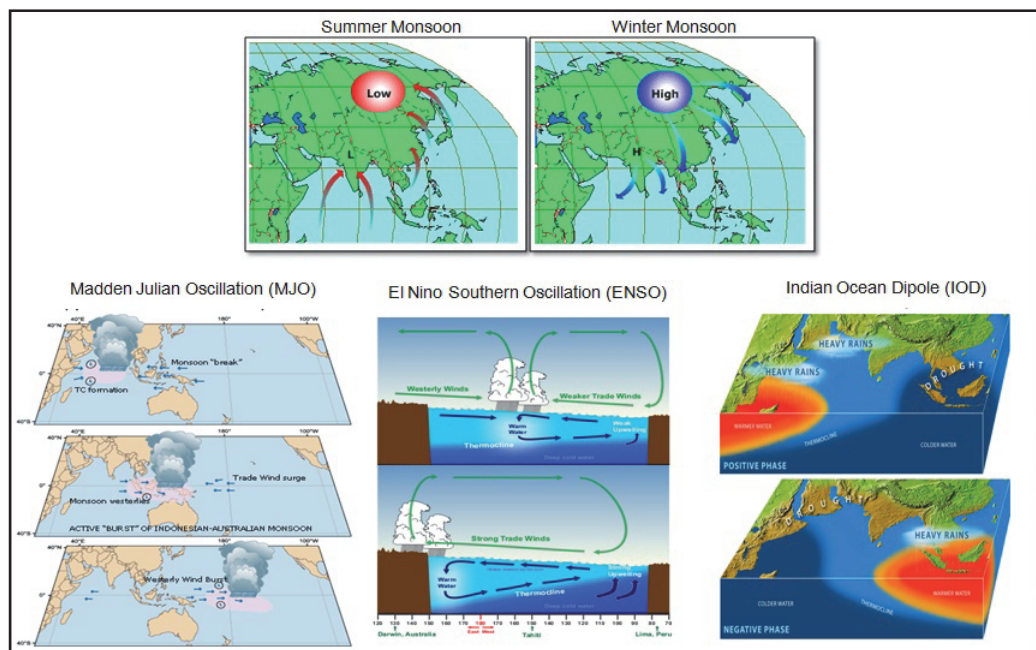
ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศ คือ ความแปรปรวนอย่างรุนแรงของสภาพอากาศ ทำให้เกิดความไม่ปกติหลายประการ เช่น ทำให้เกิดสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศและภัยธรรมชาติ ซึ่งเกิดจากปฏิสัมพันธ์ที่เชื่อมโยงกันระหว่างชั้นบรรยากาศ พื้นดินและผิวน้ำมหาสมุทร ดังนั้น ความแปรปรวนของภูมิอากาศจึงเป็นประเด็นหนึ่งที่มีความสำคัญในบริบทของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เนื่องจากความแปรผันในระยะสั้นเป็นเหตุการณ์ที่สามารถเห็นผลกระทบเชิงสาธารณะต่อทุกภาคส่วนได้อย่างชัดเจน ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศที่เกิดขึ้นในแต่ละภูมิภาคไม่ได้เป็นเหตุการณ์ที่อิสระต่อกัน แต่เป็นเพียงองค์ประกอบหนึ่งของระบบภูมิอากาศโลกที่บูรณาการกับความแปรปรวนของภูมิอากาศในส่วนอื่นๆ ผ่านกระบวนการเชื่อมโยงระยะไกล ‘Teleconnection’ ทั้งนี้ ปรากฏการณ์เอนโซ มรสุมเอเชีย ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole, IOD) และปรากฏการณ์ MJO (Madden Julian Oscillation, MJO) เป็นปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศที่มีอิทธิพลสูงต่อสภาพภูมิอากาศและสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (รูปที่ TS14) ซึ่งผลการศึกษาที่ผ่านมา พบว่า

1. ปรากฏการณ์เอนโซ มีอิทธิพลทำให้อุณหภูมิอากาศในประเทศไทยมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ และลดลงในปีที่เกิดลานีญา นอกจากนี้ พบว่าปริมาณน้ำฝนสะสมรายปีมีแนวโน้มลดลงในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ และเพิ่มขึ้นในปีที่เกิดลานีญา
2. ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล มีอิทธิพลทำให้ปริมาณน้ำฝนสะสมรายปีของประเทศไทยมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น กล่าวคือ ปริมาณน้ำฝนสะสมในช่วงฤดูฝนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น แต่ปริมาณน้ำฝนสะสมในช่วงฤดูแล้งถดถอยมากกลับมีแนวโน้มลดลง

3. ปรากฏการณ์ MJO คือ การก่อตัวของกลุ่มเมฆฝนเป็นบริเวณกว้าง (positive MJO) และบริเวณความกดอากาศสูงและฝนแล้ง (negative MJO) ซึ่งเกิดขึ้นในเขตร้อนเหนือมหาสมุทรอินเดียและเคลื่อนผ่านไปทางตะวันออกเฉียงใต้บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก ก่อให้เกิดความแปรปรวนของปริมาณฝน ฤดูมรสุมและฝนทั้งช่วงในเส้นทางผ่าน รวมทั้งก่อให้เกิดสภาวะสุดขีดของฝนในช่วง positive MJO เมื่อเทียบกับช่วง negative MJO

4. มรสุมฤดูร้อนในบริเวณฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ มีความแปรปรวนเพิ่มขึ้นแต่ความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซยังคงเดิม ในทางกลับกัน มรสุมฤดูร้อนอินเดียมีความแปรปรวนลดลงและความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์เอนโซน้อยลงอย่างมาก

5. มรสุมฤดูร้อนอินเดียมีกำลังแรงขึ้น ในช่วงการก่อตัวของปรากฏการณ์เอลนีโญ และอ่อนลงเมื่อเกิดลานีญา ในขณะที่ มรสุมฤดูร้อนในบริเวณฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือมีกำลังแรงขึ้น ในช่วงการสลายตัวของปรากฏการณ์ลานีญา และอ่อนลงในช่วงการสลายตัวของเอลนีโญ



รูปที่ TS14 ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศที่มีอิทธิพลต่อสภาพภูมิอากาศและสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในประเทศไทย (<http://www.srh.noaa.gov/jetstream/tropics>, <http://cawcr.gov.au/bmrc/>)

11. องค์ความรู้ที่ขาดและจำเป็นต้องศึกษาวิจัยในอนาคต

การประมวลสถานภาพและทบทวนองค์ความรู้เชิงวิทยาศาสตร์ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ จากผลการศึกษาวิจัยที่ได้ดำเนินการแล้วในช่วงที่ผ่านมาจนถึงปัจจุบัน ช่วยให้เข้าใจและเห็นภาพรวมที่ชัดเจนขึ้นถึงการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศด้านต่างๆ ในบริบทของประเทศไทยตั้งแต่อดีตถึงปัจจุบัน ตลอดจนภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงที่อาจเกิดขึ้นในอนาคต ซึ่งเป็นข้อมูลทางวิชาการที่จำเป็นต้องใช้ในการกำหนดนโยบายและมาตรการการต่างๆ รวมทั้ง สร้างความตระหนักรู้และเตรียมความพร้อมในการตั้งรับและปรับตัวของภาคประชาชน ตลอดจน การศึกษาวิจัยต่อยอดด้านต่างๆ ในเชิงลึก อย่างไรก็ตาม ผลการประมวลสถานภาพและทบทวนองค์ความรู้ในครั้งนี้ พบว่า ยังมีช่องว่างของข้อมูลพื้นฐานที่ทำให้องค์ความรู้และประเด็นที่สำคัญบางเรื่องยังไม่ชัดเจน จำเป็นต้อง ศึกษาวิจัยเพิ่มเติมในอนาคตอีกหลายประเด็น สรุปได้ดังนี้

1. พัฒนาการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตในพื้นที่ประเทศไทยให้มีความ น่าเชื่อถือเพิ่มขึ้น

ควรให้ความสำคัญและสนับสนุนให้มีการวิจัยและพัฒนาอย่างต่อเนื่องในการนำแบบจำลองภูมิอากาศโลก (GCMs) หลายแบบและรูปแบบการพัฒนาทุกรูปแบบ (SRES scenario) โดยใช้วิธีการย่อยส่วนแบบพลวัต (dynamic downscaling) และวิธีการทางสถิติ (statistical downscaling) แบบต่างๆ มาสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลง ภูมิอากาศในพื้นที่ประเทศไทย แล้วทำการประมวลผลแบบจำลองรวม (ensemble) เพื่อประเมินระดับความเชื่อมั่น และช่วงการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศของประเทศไทยในอนาคต มีความละเอียดเชิงพื้นที่สูง สามารถตรวจพบ กระบวนการเกิดเมฆและฝน ลมแปรปรวน และการพาความร้อน รวมทั้งปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นในระดับสเกลขนาดเล็ก เป้าหมายดังกล่าว จะลุล่วงไปได้ด้วยการเร่งสร้างบุคลากรที่หลากหลายสาขาให้ครอบคลุมศาสตร์แขนงนี้ เพื่อให้มี ข้อมูลพื้นฐานที่เชื่อมั่นได้ ที่สามารถนำไปสู่การประยุกต์ใช้ในด้านต่างๆ

2. การจัดการฐานข้อมูล และเผยแพร่ข้อมูล

ควรให้มีการนำข้อมูลที่มีการตรวจวัดอยู่แล้วอย่างต่อเนื่องและฐานข้อมูลดาวเทียมที่มีความละเอียดสูง มาศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยา เพื่อวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของตัวแปรภูมิอากาศต่างๆ ทั้งบริเวณผิวพื้นและใน ชั้นบรรยากาศ รวมทั้งให้มีการปรับปรุงฐานข้อมูลและองค์ความรู้ เพื่อเผยแพร่สู่สาธารณะ และผู้บริหารระดับนโยบาย และผู้ปฏิบัติ

3. การศึกษาบรรพภูมิอากาศในประเทศไทย

ควรให้มีการศึกษาหลักฐานทางภูมิอากาศในอดีตเพิ่มเติม เช่น หินงอก และปะการัง เพื่อเปรียบเทียบกัน ระหว่างหลักฐานต่างๆ ในช่วงเวลาเดียวกัน และเป็นการต่อขยายช่วงระยะเวลาให้สามารถจำลองการเปลี่ยนแปลง ภูมิอากาศในอดีตของประเทศที่ยาวนานขึ้น

4. สร้างเครือข่ายการตรวจวัดข้อมูลทางสมุทรศาสตร์ในพื้นที่จริง

ควรให้มีการตรวจวัดข้อมูลทางสมุทรศาสตร์ที่มีความน่าเชื่อถือในพื้นที่จริงอย่างต่อเนื่องและเป็น เครือข่าย เพื่อให้สามารถการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงในระยะยาวของตัวแปรต่าง ๆ ทางสมุทรศาสตร์ รวมทั้งสร้าง ภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงในอนาคตที่เกี่ยวข้องกับทะเลไทยและชายฝั่งด้วยแบบจำลองภูมิอากาศระดับภูมิภาค แบบจำลองทางสมุทรศาสตร์ และวิธีการทางสถิติต่างๆ เนื่องจากยังไม่มี การคาดการณ์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของ ตัวแปรทางสมุทรศาสตร์ที่สำคัญ

5. การหมุนเวียนคาร์บอนในทะเล

ควรสนับสนุนให้มีการศึกษาวิจัยเพื่อให้มีข้อมูลพื้นฐานที่จำเป็นของผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่มีต่อสมดุลคาร์บอนทั้งในระยะยาวและความแปรปรวนที่เกิดขึ้นในระยะสั้น ในปัจจุบันประเทศไทยยังไม่มี การติดตามตรวจวัดอย่างต่อเนื่องและเป็นระบบในระยะยาว โดยเฉพาะอย่างยิ่งด้านการหมุนเวียนคาร์บอนในทะเล ทำให้ไม่มีข้อมูลเพียงพอที่จะสามารถสรุปแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงได้

6. สมดุลคาร์บอนของระบบนิเวศป่าธรรมชาติประเภทต่าง ๆ และสวนป่า

ควรสนับสนุนให้มีการศึกษาวิจัยและ ประเมินศักยภาพในการเป็นแหล่งดูดซับหรือแหล่งปล่อยคาร์บอนของระบบนิเวศป่าไม้ประเภทต่าง ๆ ผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อโครงสร้างป่าและการกักเก็บคาร์บอนของป่าธรรมชาติ และผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อการหายใจของระบบนิเวศ รวมทั้งสมดุลคาร์บอนของป่าธรรมชาติที่มีความอ่อนไหวต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

1

การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเชิงวิทยาศาสตร์

รศ.ดร.กัณฑ์รีย์ บุญประกอบ

วิธีอ้างอิง

กัณฑ์รีย์ บุญประกอบ, 2554: การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเชิงวิทยาศาสตร์. ใน: รายงานการสังเคราะห์และประมวล
สถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1: องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการ
เปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย [อัศมน ลิมสกุล, อำนาจ ชิตไธสง
และกัณฑ์รีย์ บุญประกอบ (บรรณาธิการ)]

การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเชิงวิทยาศาสตร์

1.1 ความหมาย และความสำคัญของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ	27
1.2 ระบบภูมิอากาศ และปัจจัยที่มีอิทธิต่อภูมิอากาศ-สมดุลย์ของพลังงานโลก	27
1.3 การพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศโลก	31
1.4 ภาพจำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจก	34
1.5 ภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต	35
1.6 ความไม่แน่นอนของแบบจำลองภูมิอากาศโลก	36
1.7 สรุป	36
เอกสารอ้างอิง	37

1.1 ความหมาย และความสำคัญของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ คือ การเปลี่ยนแปลงใดๆ ที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ทั้งทางตรงและทางอ้อม อันทำให้ส่วนประกอบของบรรยากาศโลกเปลี่ยนแปลงไปนอกเหนือจากการเปลี่ยนแปลงของธรรมชาติ ในช่วงเวลาเดียวกัน (UNFCCC)

ความรู้พื้นฐานด้านภูมิอากาศเชิงวิทยาศาสตร์ เป็นความจำเป็นอันดับแรกในการพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศ (climate model) และภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (climate change scenario) เพื่อนำมาประกอบในการวางแผนเตรียมการรับมือกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและภาวะโลกร้อนอย่างเป็นระบบตามหลักวิชาการ ภาวะโลกร้อนที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์เป็นประเด็นที่จะส่งผลกระทบต่อเปลี่ยนแปลงของระบบนิเวศซึ่งเป็นระบบที่ค้ำจุนสิ่งมีชีวิต จึงมีผลอย่างลึกซึ้งไม่ได้ต่อการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมมนุษย์ทุกชาติ เนื่องจากการศึกษาและองค์ความรู้ในด้านนี้มีการพัฒนาและมียุคความรู้ใหม่เกิดขึ้นเสมอ โดยมีรายงานของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (Intergovernmental Panel on Climate Change หรือ IPCC) เป็นแหล่งของข้อมูลและองค์ความรู้ที่สำคัญ รายงานบทนี้ จึงเป็นการประมวลและทบทวนความรู้ด้านภูมิอากาศเชิงวิทยาศาสตร์จากการวิจัยของไทย และรายงานฉบับล่าสุดของคณะทำงานกลุ่มที่ 1 ของ IPCC ได้แก่ IPCC Working Group I Fourth Assessment Report (IPCC, 2007) เพื่อให้ตระหนักถึงข้อมูลและองค์ความรู้ของประเทศไทยที่มีการศึกษาวิจัยแล้ว และที่ยังไม่ชัดเจน จำเป็นที่จะต้องศึกษาวิจัยต่อไป

1.2 ระบบภูมิอากาศและปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อภูมิอากาศ - สมดุลย์ของพลังงานโลก

1.2.1 ระบบภูมิอากาศ (Climate System)

ระบบภูมิอากาศเป็นระบบที่ซับซ้อน ประกอบด้วยปฏิสัมพันธ์เชิงพลังงานระหว่างส่วนประกอบของบรรยากาศที่สำคัญ ได้แก่ บรรยากาศ (atmosphere) ผิวพื้นดินและหิน (geosphere) หิมะและน้ำแข็ง (cryosphere) มหาสมุทรและแหล่งน้ำ (hydrosphere) และสิ่งมีชีวิต (biosphere) โดยมีพลังงานจากดวงอาทิตย์เป็นแรงขับเคลื่อนที่สำคัญ การถ่ายทอดพลังงานเพื่อรักษาสมดุลระหว่างส่วนประกอบของบรรยากาศเหล่านี้ส่งผลต่อสภาพอากาศ (weather) และภูมิอากาศ (climate) โดยสภาพอากาศเป็นความแปรปรวนของอุณหภูมิ น้ำฝน ลม ในช่วงเวลาอันสั้น เช่น วัน สัปดาห์ เดือน เป็นต้น ส่วนภูมิอากาศแสดงโดยค่าเฉลี่ยของสภาพอากาศในระยะยาว ซึ่งมาตรฐานขององค์การอุตุนิยมวิทยาโลก (World Meteorological Organization; WMO) ใช้เวลา 30 ปี แต่อาจเป็นช่วงเวลาของเดือนถึงล้านปีในบางกรณี

ระบบภูมิอากาศในช่วงเวลาหนึ่งอยู่ภายใต้อิทธิพลของพลวัตภายใน และการเปลี่ยนแปลงของสภาพแวดล้อมภายนอกที่เรียกว่าแรงบังคับ (forcing) แรงบังคับภายนอก (external forcing) รวมถึง การระเบิดของภูเขาไฟ ความแปรปรวนของรังสีจากดวงอาทิตย์ และกิจกรรมของมนุษย์ที่ทำให้ส่วนประกอบของบรรยากาศเปลี่ยนแปลง โดยรังสีจากดวงอาทิตย์มีพลังมากในการควบคุมระบบภูมิอากาศ

1.2.2 สมดุลของพลังงานโลก

สมดุลของรังสี (พลังงาน) ของโลกเปลี่ยนแปลงด้วยปัจจัยหลัก 3 ประการ ได้แก่

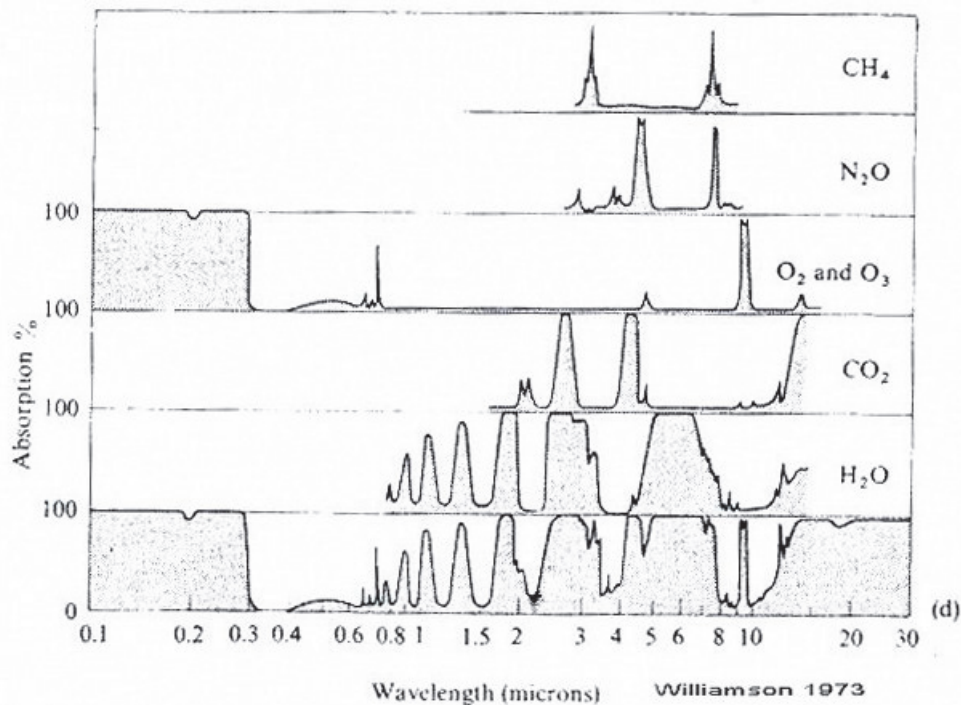
1. การเปลี่ยนแปลงของสัดส่วนของรังสีที่โลกสะท้อนกลับออกสู่อวกาศ (albedo) เช่น การเปลี่ยนแปลงของเมฆ ละอองลอย (aerosol) ในบรรยากาศและพืชพรรณ
2. การเปลี่ยนแปลงวงโคจรของโลกกับดวงอาทิตย์ (Milankovich cycle)
3. ความผันแปรของรังสีช่วงคลื่นยาว (long wave) ที่แผ่รังสี (radiate) จากโลกกลับออกไปสู่อวกาศ (space) เช่น การเปลี่ยนแปลงของปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ

ภูมิอากาศตอบสนองโดยตรงต่อการเปลี่ยนแปลงดังกล่าว และตอบสนองทางอ้อมในกระบวนการย้อนกลับ (feedback mechanism) หลายวิธี

พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ส่วนบนสุดของบรรยากาศโลกที่ได้รับในเวลากลางวันมีค่าเฉลี่ยประมาณ 1,370 วัตต์ต่อตารางเมตร โดยผิวโลกได้รับประมาณ $\frac{1}{4}$ ของพลังงานนี้ พลังงานส่วนใหญ่สะท้อน (Reflect) หรือแผ่รังสี (Radiate) กลับออกไปนอกบรรยากาศโลก โดยเมฆและอนุภาคเล็กๆ ในบรรยากาศที่เรียกว่า ละอองลอย (Aerosol) และพื้นผิวโลกที่มีสีอ่อน เช่น พื้นที่ที่ปกคลุมด้วยหิมะ-น้ำแข็ง และทะเลทราย เป็นต้น

การเปลี่ยนแปลงละอองลอยที่สำคัญและมีผลต่อการสะท้อนกลับของรังสีดวงอาทิตย์ คือ การระเบิดของภูเขาไฟ โดยปกติน้ำฝนชะล้างละอองลอยออกไปจากบรรยากาศภายใน 1-2 สัปดาห์ แต่เมื่ออนุภาคเล็กๆ จากการระเบิดของภูเขาไฟถูกพ่นขึ้นไปสูงกว่าเมฆ จะทำให้ละอองลอยแขวนลอยอยู่ในบรรยากาศนานถึง 2-3 ปี การระเบิดของภูเขาไฟครั้งใหญ่ จึงอาจทำให้อุณหภูมิเฉลี่ยของโลกลดลง 0.5 องศาเซลเซียส นานเป็นเดือนหรือปี ละอองลอยที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์มีผลต่อการสะท้อนรังสีจากดวงอาทิตย์เช่นกัน

พลังงานที่ไม่สะท้อนกลับออกไปสู่อวกาศ จะถูกผิวโลกดูดซับไว้มีค่าเฉลี่ยประมาณ 240 วัตต์ต่อตารางเมตร โลกรักษาสมดุลของพลังงานโดยการแผ่รังสี (radiate) พลังงานในปริมาณเท่าๆ กันกลับออกไปสู่อวกาศด้วยการปล่อย (emit) รังสีความร้อนช่วงคลื่นยาว (long wave thermal radiation) ทุกสรรพสิ่งในโลกทั้งวัตถุ เช่น หิน ดิน น้ำ และสิ่งมีชีวิต ล้วนปลดปล่อยพลังงานช่วงคลื่นยาวออกไปอย่างสม่ำเสมอ ซึ่งการปลดปล่อยพลังงาน 240 วัตต์ต่อตารางเมตรออกไปหมด ทำโลกมีอุณหภูมิประมาณ -19 องศาเซลเซียส ซึ่งเป็นอุณหภูมิที่ต่ำกว่าอุณหภูมิจริงที่เกิดขึ้นในโลกมาก (อุณหภูมิเฉลี่ยของผิวโลกประมาณ 14 องศาเซลเซียส) อุณหภูมิ -19 องศาเซลเซียส พบที่ระดับความสูง 5 กิโลเมตรเหนือผิวโลก การที่โลกมีอุณหภูมิอบอุ่นเช่นนี้เพราะมีก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศที่ดูดซับพลังงานความร้อนช่วงคลื่นยาวไว้ ไม่ให้แผ่รังสีออกสู่อวกาศเปรียบเสมือนผ้าห่มธรรมชาติ ส่งผลให้เกิดปรากฏการณ์เรือนกระจก (greenhouse effect) โดยก๊าซเรือนกระจกที่สำคัญ ได้แก่ ไอน้ำ และก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ส่วนก๊าซอื่นที่เป็นส่วนประกอบที่สำคัญของบรรยากาศ เช่น ก๊าซไนโตรเจน (N_2) ไม่ดูดซับความร้อน นอกจากนี้ ก๊าซที่พบในปริมาณน้อย (trace gases) ในบรรยากาศ เช่น มีเทน (CH_4) และไนตรัสออกไซด์ (N_2O) สามารถดูดซับพลังงานความร้อนช่วงคลื่นยาวไว้เช่นกัน ดังรูปที่ 1.1 ซึ่งแสดงถึงรังสีความร้อนช่วงคลื่นยาวที่ถูกดูดซับโดยก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ

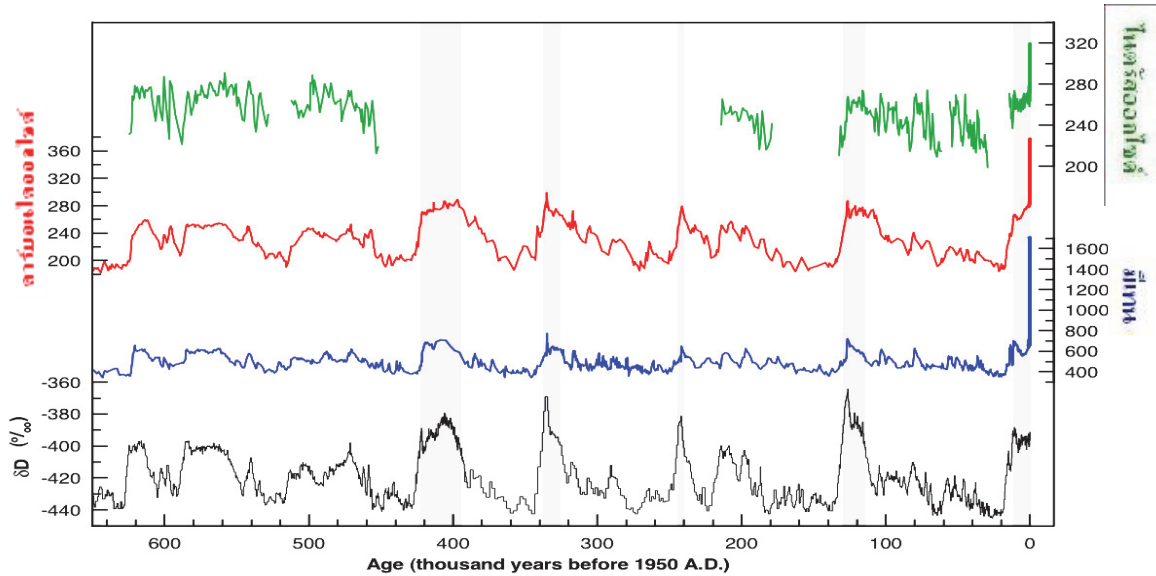


รูปที่ 1.1 การดูดซับพลังงานความร้อนในช่วงคลื่นยาว (long wave thermal energy) ของก๊าซเรือนกระจก ไอน้ำ ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ มีเทน ไนตรัสออกไซด์ และโอโซน (ที่มา Williamson, 1973)

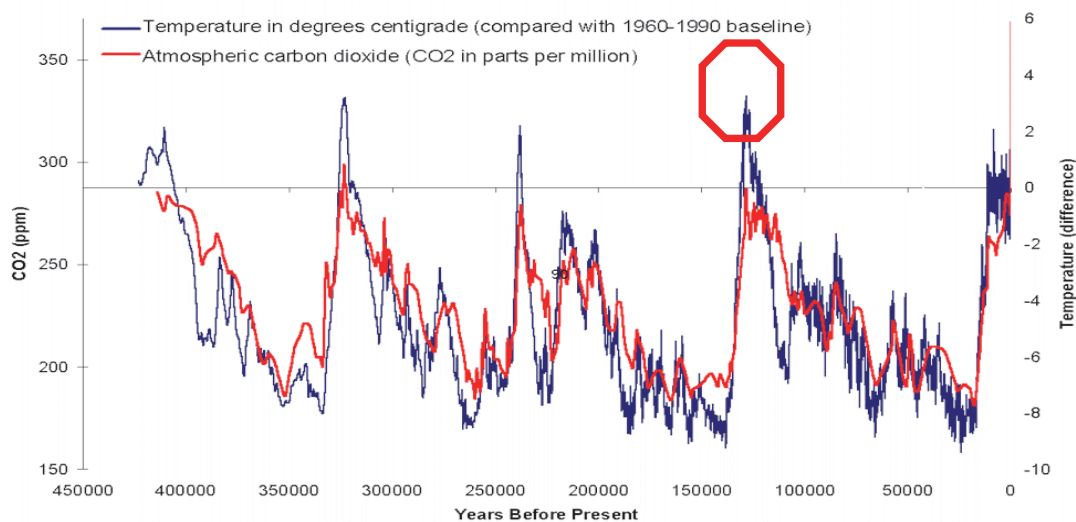
1.2.3 ความผันแปรของปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศโลกในอดีต

หลักฐานทางธรณีวิทยาแสดงว่า โลกได้ผ่านยุคน้ำแข็งและยุคอบอุ่นมาหลายครั้งตลอดเวลาหลายล้านปี ธารน้ำแข็งในกรีนแลนด์และในทวีปแอนตาร์กติกา มีหิมะตกลงมาทับถมกันอยู่โดยไม่ละลายเป็นเวลานานนับล้านปี และได้กักเก็บฟองอากาศในอดีตไว้ จากการเจาะธารน้ำแข็ง Vostoc core และ Law Dome record ที่ทวีปแอนตาร์กติกา แสดงว่าตั้งแต่ 650,000 ปีในอดีต ปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศโลกมีความผันแปรเป็นวัฏจักร (รูปที่ 1.2) และปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์มีความสัมพันธ์กับอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก¹ (รูปที่ 1.3) ซึ่งสัมพันธ์กับยุคอบอุ่นและยุคน้ำแข็งที่เกิดขึ้น นอกจากนี้ ก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศไม่เคยมีปริมาณสูงกว่า 300 ส่วนในล้านส่วน (สลส. หรือ ppm.) ภายหลังยุคอุตสาหกรรม ก๊าซเรือนกระจกมีปริมาณเพิ่มขึ้นมากโดยเพิ่มสูงขึ้นถึง 379 สลส. ในปี ค.ศ.2005 (พ.ศ.2548) และเกินกว่า 380 สลส. ในปัจจุบัน (พ.ศ.2553)

¹ อุณหภูมิเฉลี่ยของโลกคาดคะเนโดยการวิเคราะห์ Deuterium ซึ่งเป็น isotope ของ Hydrogen ที่เป็นส่วนประกอบของน้ำ



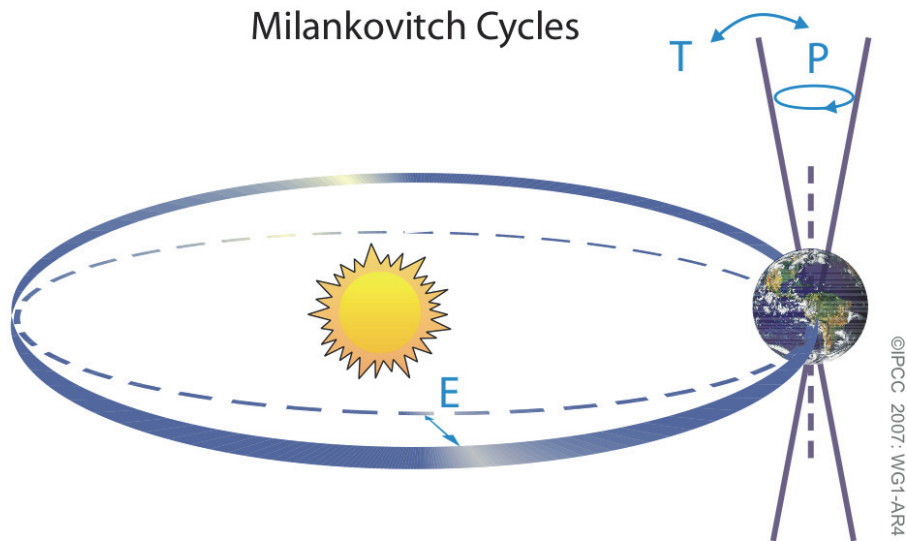
รูปที่ 1.2 ปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศโลกตั้งแต่ 650,000 ถึงปัจจุบัน จากการเจาะแท่งน้ำแข็ง (ice core) ในทวีปแอนตาร์กติกา (IPCC, 2007)



รูปที่ 1.3 ความสัมพันธ์ของปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศโลก และอุณหภูมิเฉลี่ยของโลกตั้งแต่ 650,000 ปี ในอดีตจากแท่งน้ำแข็ง (Vostoc core และ Law Dome record) ในทวีปแอนตาร์กติกา (IPCC, 2007)

1.2.4 การเปลี่ยนแปลงวงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ (Milankovitch Cycle)

วัฏจักรของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศตามธรรมชาติเกิดจากพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับแตกต่างกัน ขึ้นอยู่กับวงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ เรียกว่า วัฏจักรมิลแลนโควิช (Milankovitch cycle) โดยระยะห่างระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ (eccentricity) ที่ใกล้-ไกลที่สุด เกิดขึ้นในรอบประมาณหนึ่งล้านปี มีผลต่อยุคน้ำแข็งใหญ่ (large ice age) และยุคน้ำแข็งน้อย ส่วนแกนของโลกที่เอียง (axial tilt) ระหว่าง 22.1-24.5 องศา กับแนวตั้ง ซึ่งเกิดขึ้นในรอบประมาณ 41,000 ปี ส่งผลต่อยุคน้ำแข็งเล็ก (small ice age) และแกนของโลกที่เหวี่ยงครบรอบ (แบบแกนลูกข่างที่หมุน) (precession) ใช้เวลาประมาณ 26,000-21,000 ปี ส่งผลต่อยุคน้ำแข็งเล็ก ดังรูปที่ 1.4



รูปที่ 1.4 วัฏจักรมิลานโควิช (Milankovitch cycle) แสดงความผันแปรของพลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ ซึ่งส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลกในยุคอบอุ่นและยุคน้ำแข็ง โดยเกิดจากระยะห่างของวงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ (eccentricity, E) แกนเอียงของโลก (axial tilt, T) และการเหวี่ยงของแกนโลก (precession, P)

1.3 การพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศโลก (General Circulation Models, GCMs)

ภาพเหตุการณ์ภูมิอากาศในอนาคตถูกสร้างขึ้นมาจากแบบจำลองภูมิอากาศโลกที่เรียกว่า แบบจำลองการหมุนเวียนอากาศทั่วไปหรือแบบจำลองภูมิอากาศโลก (General Circulation Models; GCMs) ซึ่งใช้ข้อมูลด้านการถ่ายเทพลังงานระหว่างบรรยากาศ (atmosphere) ผิวพื้นดินและหิน (geosphere) หิมะและน้ำแข็ง (cryosphere) มหาสมุทรและแหล่งน้ำ (hydrosphere) และสิ่งมีชีวิต (biosphere) การถ่ายเทความร้อนเพื่อรักษาสมดุลของพลังงานระหว่างส่วนประกอบของโลกเหล่านี้มีผลต่อภูมิอากาศในที่ต่างๆ และของโลก เมื่อส่วนใดส่วนหนึ่งขององค์ประกอบภูมิอากาศเปลี่ยนแปลง เช่น ปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศเพิ่มขึ้นหรือเกิดการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดิน (ป่าไม้) ย่อมมีผลต่อสมดุลของพลังงานโลก และส่งผลให้ภูมิอากาศเปลี่ยนแปลง

การพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศโลก จำเป็นต้องใช้ข้อมูลที่ละเอียด ครบถ้วนองค์ความรู้เชิงวิทยาศาสตร์ พื้นฐานและนักวิจัยในหลายสาขา รวมทั้งเครื่องประมวลผลข้อมูลที่มีสมรรถนะสูง (super computer) เป็นต้น แบบจำลองภูมิอากาศโลก (GCMs) จึงถูกพัฒนาขึ้นมาโดยสถาบันชั้นนำในประเทศที่พัฒนาแล้วทั้งสิ้น ดังตารางที่ 1.1

ตารางที่ 1.1 แบบจำลองภูมิอากาศโลกที่นิยมใช้ในการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต และหน่วยงานที่พัฒนา

สถาบัน	ประเทศ	ชื่อย่อสถาบัน	ชื่อแบบจำลอง การเปลี่ยนแปลง ภูมิอากาศโลก (GCMs)
Max Planck Institute for Meteorology	เยอรมัน	MPIM	ECHAM
Hadley Centre for Climate Prediction and Research	อังกฤษ	HCCPR	UKMO, HADCM
Australia' s Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	ออสเตรเลีย	CSIRO	CSIRO-MK
National Center for Atmospheric Research	สหรัฐอเมริกา	NCAR	NCAR-CSM NCAR-PCM
Geophysical Fluid Dynamics Research	สหรัฐอเมริกา	GFDL	GFDL
Canadian Center for Climate Modeling and Analysis	แคนาดา	CCCma	CGCM
Center for Climate Research and Studies (CCSR) National Institute for Environmental Studies (NIES)	ญี่ปุ่น	CCSR / NIES	CCSR/NIES AGCM, CCSR, OGCM,

GCMs เป็นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่เป็นเครื่องมือที่ทันสมัยที่สุดในปัจจุบันในการจำลองกระบวนการทางกายภาพ (physical process) ของบรรยากาศ มหาสมุทร น้ำแข็ง (cryosphere) และผิวดินต่อการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจก ซึ่งใช้ในการสร้างเหตุการณ์จำลองของภูมิอากาศในอนาคต (climate change scenario)

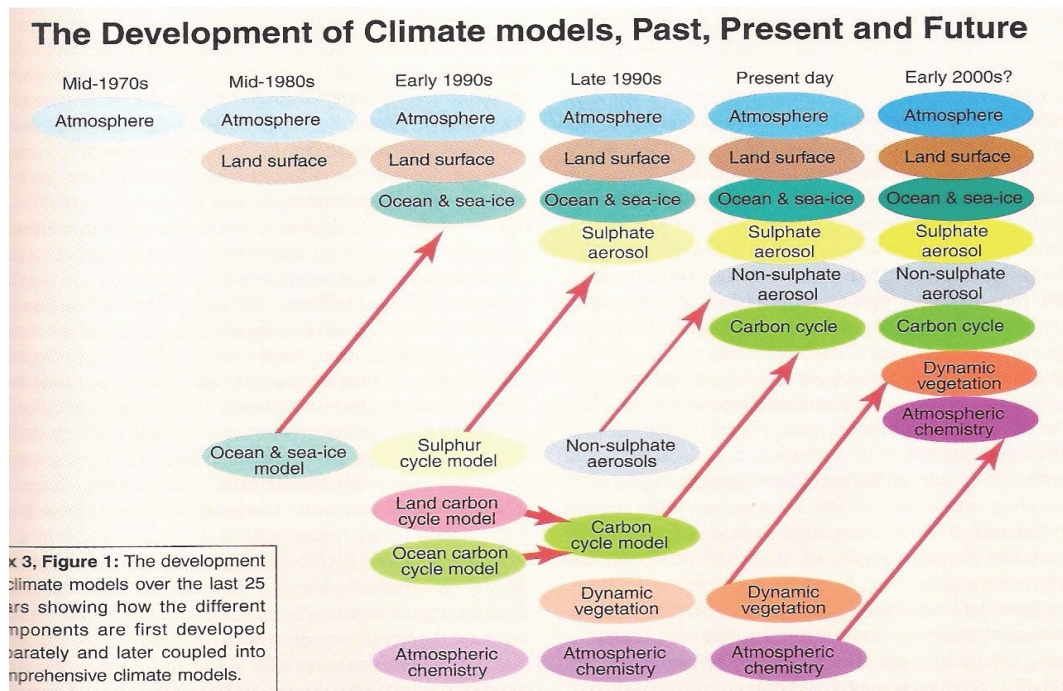
GCMs แสดงภูมิอากาศใน 3 มิติของพื้นที่ (grid) ปกติมีขนาดประมาณ 250 x 600 กม. ขนาดของ GCMs จึงค่อนข้างกว้าง สำหรับนำมาใช้ในการศึกษาผลกระทบ

- ชั้นในแนวดิ่ง 20-30 ชั้น (layer)
- ชั้นในมหาสมุทรอาจสูงถึง 30 ชั้น

GCMs ประสาน (integrate) ข้อมูลปริมาณมากในสามมิติ ให้สามารถเข้าใจได้ด้วยทัศนภาพของมนุษย์ (visualize) เริ่มมีการพัฒนาดังแต่ก่อน พ.ศ. 2498 โดยเริ่มจากแบบจำลองที่ใช้ทำนายภูมิอากาศท้องถิ่น (weather forecast) ในช่วงคริสต์ทศวรรษ 1960s เมื่อเครื่องประมวลผล (computer) มีประสิทธิภาพเพิ่มขึ้น ทำให้สามารถพัฒนาแบบจำลองให้ครอบคลุมถึงการหมุนเวียนของพลังงานและสสารในอากาศทั่วโลก (general circulation) สามารถจำลองภูมิอากาศเฉลี่ยได้ในระยะยาว เป็นทศวรรษหรือศตวรรษ โดยทศวรรษ 1970s แบบจำลอง GCMs เป็นที่นิยมอย่างกว้างขวางในการใช้ทำนายและคาดการณ์ภูมิอากาศในท้องถิ่นและภูมิภาค ในระยะเวลาเดียวกันนี้ นักวิทยาศาสตร์ภูมิอากาศ (climate scientist) เริ่มมีความกังวลถึงผลกระทบในระยะยาวของปริมาณก๊าซเรือนกระจกที่เพิ่มขึ้นในบรรยากาศ จึงเริ่มนำผลของกิจกรรมของมนุษย์มาเป็นตัวแปรในการประมวลผลด้วย โดยในระยะแรกประมาณปี พ.ศ. 2513 มีการใช้ข้อมูลด้านบรรยากาศ (atmosphere) อย่างเดียว ผลลัพธ์ที่ได้จึงมีความคลาดเคลื่อนจากสภาพความเป็นจริงมาก

จากนั้นแบบจำลองภูมิอากาศมีการพัฒนาให้ใช้การได้ดีขึ้น โดยแบบจำลองรุ่นแรกใช้ข้อมูลภูมิอากาศเป็นหลัก เรียกว่า Atmospheric GCM หรือ AGCM ต่อมา มีการเพิ่มข้อมูลด้านอื่นๆ ที่มีปฏิสัมพันธ์กับบรรยากาศเข้าไป เช่น มหาสมุทร โดยการพัฒนา Oceanic General Circulation Models (OGCMs) และนำแบบจำลองนี้ควบคู่กัน (couple) เข้าด้วยกัน เรียกว่า Ocean Atmospheric General Circulation Models (AOGCMs) โดยเริ่มพัฒนาเป็นครั้งแรกที่ Geophysical Fluid Dynamics Laboratory แห่ง National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA) สหรัฐอเมริกา ในช่วงท้ายของทศวรรษ 1960s โดยผลลัพธ์จากแบบจำลองที่เป็น AOGCM นั้น มีความใกล้เคียงความจริงมากขึ้น

ตั้งแต่คริสต์ทศวรรษ 1980s เป็นต้นมา มีการพัฒนา AOGCMs จากสถาบันต่างๆ เช่น แบบจำลอง HadCM3, GFDL CM2.x, GISS, ECHAM เป็นต้น ซึ่งเป็นต้นแบบ (มาตรฐาน) ของแบบจำลองภูมิอากาศที่ใช้กันแพร่หลายในปัจจุบัน ถึงแม้ยังมีข้อบกพร่องที่ต้องทำการพัฒนาต่อไปอีก แต่ต่อมาได้มีการปรับปรุงโดยนำแบบจำลองอื่นๆ เช่น ละอองลอยซัลเฟต ละอองลอยที่ไม่ใช่ซัลเฟต วัฏจักรคาร์บอน แบบจำลองพลวัตพืช (Dynamic Vegetation Model) เป็นต้น เข้ามาควบรวมด้วย (รูปที่ 1.5) จนกระทั่งในปี พ.ศ. 2543 ผลลัพธ์จากแบบจำลองภูมิอากาศมีความชัดเจนขึ้นมาก โดยการทดสอบแบบจำลอง (model validation) สามารถสร้างภาพภูมิอากาศในอดีตได้ใกล้เคียงความจริง



รูปที่ 1.5 การพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศโลก (General Circulation Models หรือ GCMs) ตั้งแต่ พ.ศ. 2513 และอนาคต (ที่มา IPCC, 2001)

1.4 ภาพจำลองการปล่อยก๊าซเรือนกระจก (Emission Scenario)

ปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศอนาคต เป็นข้อมูลสำคัญที่ใช้เป็นข้อมูลนำเข้าให้กับแบบจำลอง GCMs แต่ปริมาณก๊าซเรือนกระจกในอนาคตอาจมีความแตกต่างกันมาก ทั้งนี้ ขึ้นอยู่กับทิศทางการพัฒนาเศรษฐกิจสังคม IPCC (2001) จึงมีการกำหนดความเป็นไปได้ของการพัฒนาเป็น 4 แบบ (ดังรูปที่ 1.6) ดังนี้

A พัฒนาโดยให้ความสำคัญกับการเติบโตทางเศรษฐกิจเป็นหลัก

B พัฒนาโดยคำนึงถึงสิ่งแวดล้อม

1 พัฒนาโดยมีความร่วมมือระหว่างประเทศ (International)

2 พัฒนาโดยมีความร่วมมือระหว่างภูมิภาค (Regional)

A1 อนาคตการเติบโตทางเศรษฐกิจสูง ประชากรโลกสูงสุดในทศวรรษและลดลงเล็กน้อยหลังจากนั้น มีเทคโนโลยีที่มีประสิทธิภาพสูง มีการพัฒนาบุคลากร มีปฏิสัมพันธ์ระหว่างวัฒนธรรม และมีความแตกต่างของรายได้ (GDP) ระหว่างภูมิภาคลดลง

A2 อนาคตของโลกมีความหลากหลาย พึ่งตนเองมากขึ้นในภูมิภาค อนุรักษ์เอกลักษณ์ของท้องถิ่น ประชากรเพิ่มขึ้นตลอด การพัฒนาเศรษฐกิจขึ้นอยู่กับภูมิภาค การเติบโตทางเศรษฐกิจ และการเปลี่ยนแปลงเทคโนโลยีช้ากว่าแบบอื่นและกระจายตามท้องถิ่นและภูมิภาค

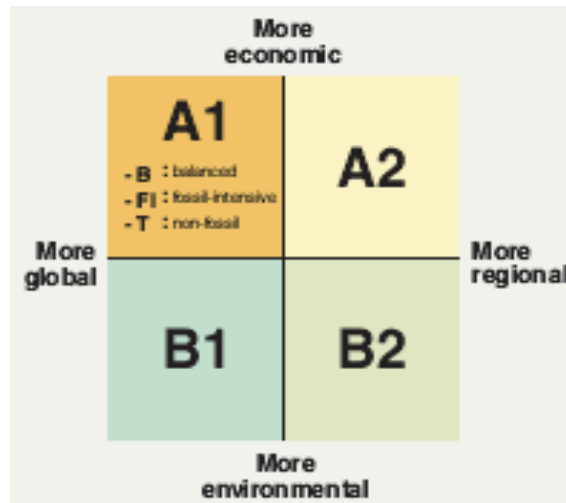
B1 อนาคตของประชากรสูงในทศวรรษเช่นเดียวกับ A1 และลดลงหลังจากนั้น แต่โครงสร้างเศรษฐกิจเปลี่ยนอย่างรวดเร็วไปเป็นภาคบริการและสารสนเทศ ลดการใช้วัตถุ มีการใช้เทคโนโลยีสะอาด เน้นการแก้ปัญหาเศรษฐกิจ สังคม และสิ่งแวดล้อมที่ยั่งยืนในระดับนานาชาติ มีความเสมอภาคแต่ไม่มีการนำประเด็นด้านภูมิอากาศเป็นแรงจูงใจ

B2 เน้นที่การแก้ปัญหาท้องถิ่น ด้านเศรษฐกิจ สังคม และสิ่งแวดล้อมที่ยั่งยืน ประชากรเพิ่มต่อเนื่องแต่น้อยกว่า A2 เน้นที่การป้องกันสิ่งแวดล้อมระดับท้องถิ่น ภูมิภาค ประชากรโลกเพิ่มอย่างต่อเนื่อง แต่ในอัตราที่ต่ำกว่า A2 มีการพัฒนาเศรษฐกิจปานกลาง การเปลี่ยนแปลงทางเทคโนโลยีหลากหลายและช้าลงกว่า B1 และ A1 โดยมีการปกป้องสิ่งแวดล้อม และความเสมอภาคของสังคม โดยเน้นที่ท้องถิ่นและภูมิภาค

A1FI (Fossil intensive) เป็นการพัฒนาที่ใช้พลังงานฟอสซิล เช่น น้ำมัน ถ่านหินอย่างมาก

A1T (Non fossil energy sources and technology) พัฒนาโดยไม่ใช้พลังงานฟอสซิลเป็นหลักแต่ใช้เทคโนโลยีอื่นๆ

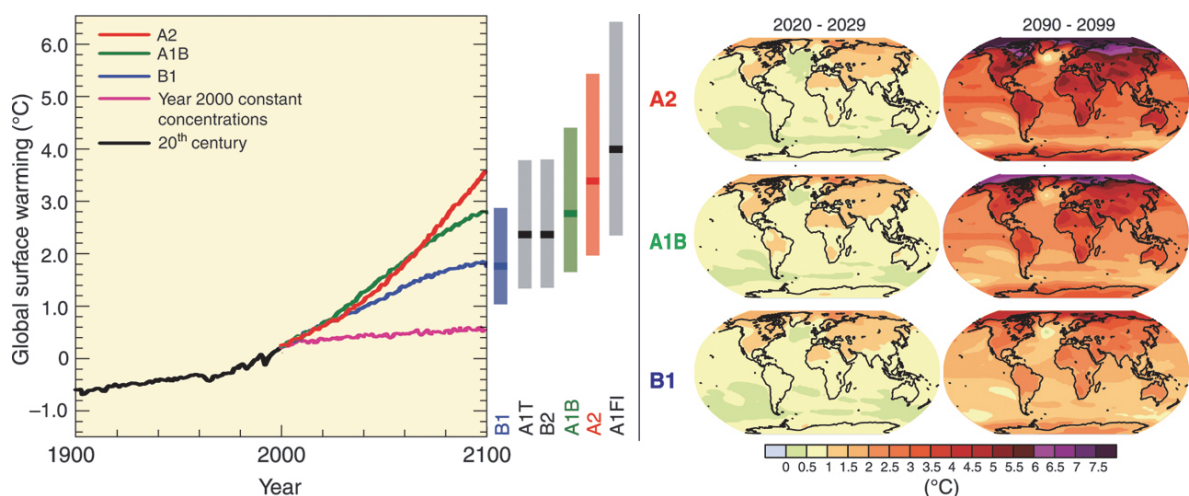
A1B (Balance of all sources) พัฒนาโดยมีความสมดุลของแหล่งพลังงานที่ใช้ไม่เน้นการใช้พลังงานฟอสซิลหรือพลังงานหมุนเวียน แต่ให้มีการผสมผสานระหว่างพลังงานทั้งสองแบบ เป็นลักษณะของการพัฒนาแบบปัจจุบัน (business as usual, BAU)



รูปที่ 1.6 รูปแบบการพัฒนาเศรษฐกิจ-สังคมในอนาคตตาม SRES scenario ที่ส่งผลต่อปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ และการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก (IPCC, 2001)

1.5 ภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต (Climate Change Scenarios)

ในปัจจุบันความน่าเชื่อถือในการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศมีมากกว่าที่เคยรายงานในการประมวลผลครั้งที่ 3 โดยเฉพาะในประเด็นที่เกี่ยวกับอุณหภูมิโลกที่ร้อนขึ้น และผลที่เกิดขึ้นในระดับภูมิภาค ซึ่งรวมถึงทิศทางลม ฝน ความรุนแรงสุดขีด และน้ำแข็งในทะเล โดยพบว่าปริมาณน้ำฝนเพิ่มขึ้นในละติจูดเหนือ ลดลงในใกล้เขตร้อน รูปที่ 1.7 แสดงถึงอุณหภูมิเฉลี่ยของโลกที่เพิ่มขึ้นในกลางและปลายศตวรรษ (เปรียบเทียบกับค.ศ.1990-1999 หรือ พ.ศ. 2533-2542) จากการประมวลผลของแบบจำลอง หลายแบบตามรูปแบบการพัฒนาแบบต่างๆ ตามภาพจำลอง SRES (Special Report on Emission Scenarios) ซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยกว้างในสเกลของโลก ไม่สามารถบ่งบอกถึงการเปลี่ยนแปลงในพื้นที่เล็กลงในระดับประเทศ หรือจังหวัดได้ จึงต้องนำผลลัพธ์นี้มาทำการย่อส่วน ลงบนพื้นที่ขนาดเล็กลงในระดับประเทศหรือท้องถิ่น เพื่อใช้ในการศึกษาผลกระทบ



รูปที่ 1.7 อุณหภูมิเฉลี่ยของโลกที่เพิ่มขึ้นในกลางและปลายศตวรรษ (เปรียบเทียบกับ ค.ศ.1990-1999 หรือ พ.ศ. 2533-2542) จากการประมวลผลของแบบจำลองหลายแบบ ตามรูปแบบการพัฒนาแบบ SRES (IPCC, 2007)

1.6 ความไม่แน่นอนของแบบจำลองภูมิอากาศโลก

ภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลกจากสถาบันต่างๆ มีความแตกต่างกัน เนื่องจากแต่ละสถาบันมีข้อมูลและสมมุติฐานที่ไม่เหมือนกัน การนำผลรับจากแบบจำลองภูมิอากาศโลกมาใช้ จึงควรตระหนักถึงข้อจำกัดนี้ และมีความรอบคอบในการนำมาใช้ โดยควรใช้แบบจำลองจากหลายสถาบันแล้วประเมินแนวโน้มของความเป็นไปได้ที่อาจเกิดขึ้น

1.7 สรุป

การสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทยเริ่มมีการศึกษาวิจัยในกลุ่มนักวิจัย 3-4 กลุ่ม โดยนำผลลัพธ์ของ GCMs จากสถาบันชั้นนำของโลก มาย่อส่วนให้ครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทยภายใต้ภาพจำลอง SRES ที่แตกต่างกัน โดยสามารถนำผลลัพธ์ที่ได้ไปใช้ในการศึกษาผลกระทบได้ในระดับหนึ่ง ซึ่งอาจกล่าวได้ว่าเป็นส่วนหนึ่งของความเป็นไปได้ที่จะเกิดขึ้น แต่ไม่ควรสรุปว่าเป็นเหตุการณ์ที่จะเกิดขึ้นจริงในประเทศไทยในอนาคต การวิจัยด้านการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต ยังต้องพัฒนาต่อไปอีกมาก รวมถึงการสร้างบุคลากรที่หลากหลายสาขาให้ครอบคลุมศาสตร์แขนงนี้

อุปสรรคของศาสตร์แขนงนี้ คือ การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเป็นการมองภาพในระยะยาว และมีความผันแปรสูงซึ่งอาจไม่สอดคล้องกับนโยบายในระยะสั้น แต่ศาสตร์ด้านนี้มีการพัฒนาเร็วมากในต่างประเทศ ความไม่แน่นอนความไม่น่าเชื่อถือถูกลบล้างด้วยข้อมูลทางวิทยาศาสตร์ที่ได้รับการพิสูจน์ใหม่และเป็นที่ยอมรับ ประเทศไทยจึงควรให้ความสำคัญกับศาสตร์ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเพื่อให้มีข้อมูลพื้นฐานที่เชื่อมั่นได้ และนำไปสู่การประยุกต์ใช้ในหลายด้าน ทำให้เกิดการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมที่ยั่งยืนที่สุด

เอกสารอ้างอิง

- IPCC. 2001. Climate Change 2001. Synthesis Report. A contribution of Working Group I, II and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate [Watson R.T. and the Core Writing Team (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 398 p.
- IPCC. 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Group I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri R.K. and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- Williamson, S.J. 1973. Fundamentals of air pollution. Addison-Wesley, Massachusetts: 472 p.

2

ข้อมูลการตรวจวัดที่ผิวพื้นและในบรรยากาศ

ดร.อัศมน ลี้มสกุล
ดร.แสงจันทร์ ลี้มจิรกาล

วิธีอ้างอิง

อัศมน ลี้มสกุล และแสงจันทร์ ลี้มจิรกาล, 2554: ข้อมูลการตรวจวัดที่ผิวพื้นและในบรรยากาศ. ใน: รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1: องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย [อัศมน ลี้มสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณฑ์รีย์ บุญประกอบ (บรรณาธิการ)]

ข้อมูลการตรวจวัดที่ผิวพื้นและในบรรยากาศ

ประเด็นสำคัญ	41
2.1 บทนำ	42
2.2 การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวพื้น	42
2.3 การเปลี่ยนแปลงของฝน	45
2.4 การเปลี่ยนแปลงของความชื้นและการระเหย	46
2.5 การเปลี่ยนแปลงของน้ำท่า ภัยแล้ง และอุทกภัย	49
2.6 การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิและฝน	52
2.7 การเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่และเวลาของความแปรปรวนของภูมิอากาศ	56
2.8 สรุป	57
เอกสารอ้างอิง	59

ประเด็นสำคัญ (Key Finding) :

การประมวลการเปลี่ยนแปลงและแนวโน้มของตัวแปรทางภูมิอากาศที่สำคัญในประเทศไทยจากรายงานทางวิชาการและข้อมูลตรวจวัดผิวพื้น สรุปประเด็นสำคัญได้ดังนี้

1) ในรอบ 55 ปีที่ผ่านมา อุณหภูมิในประเทศไทย มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่นมากกว่า 99% ($p < 0.001$) โดยค่าเฉลี่ยรายปีของอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ยและอุณหภูมิต่ำสุด มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น 0.86, 0.95 และ 1.45 องศาเซลเซียส ตามลำดับ

2) ปริมาณฝนสะสมรายปีของประเทศไทยในรอบ 55 ปีที่ผ่านมา มีแนวโน้มลดลงเพียงเล็กน้อยซึ่งไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่น 95% โดยการเปลี่ยนแปลงระหว่างปีซึ่งเกี่ยวข้องกับความแปรปรวนของระบบลมมรสุมเอเชียและปรากฏการณ์เอนโซ เป็นรูปแบบที่โดดเด่นของการเปลี่ยนแปลงระยะสั้น

3) ค่าเฉลี่ยรายปีของเปอร์เซ็นต์ความชื้นสัมพัทธ์และอุณหภูมิปรากฏในประเทศไทย มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ ($p < 0.01$) ในอัตราร้อยละ 2.2 และ 0.71 องศาเซลเซียส ในรอบ 42 ปี ตามลำดับ ในขณะที่ อัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วยถาดวัดการระเหยในประเทศไทย ในช่วงปี พ.ศ. 2513-2550 กลับลดลงในอัตรา 7.7 มิลลิเมตรต่อปีต่อปี (mm per a^{-2} ($\text{mm per annum per annum}$))

4) ดัชนีความรุนแรงภัยแล้งของปาลเมอร์ (Palmer Drought Severity Index; PDSI) ในบริเวณประเทศไทย มีการเปลี่ยนแปลงทั้งในระยะสั้นและระยะยาวที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซ โดยการเปลี่ยนแปลงของปรากฏการณ์เอนโซ ที่เกิดเหตุการณ์เอลนีโญยาวนานหลังจากปลายคริสต์ทศวรรษที่ 1970 เป็นสาเหตุที่สำคัญต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาวของความแห้งแล้งในประเทศไทย นอกจากนี้ ความแห้งแล้งในระดับรุนแรงมีความถี่ของการเกิดเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญหลังจากปลายคริสต์ทศวรรษที่ 1970

5) ดัชนีสถานะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทยหลายดัชนี มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญในรอบ 36 ปีที่ผ่านมา รูปแบบการเปลี่ยนแปลงสอดคล้องกับแนวโน้มการร้อนขึ้นของประเทศไทย ทั้งนี้ แนวโน้มของสถานะสุดขีดของอุณหภูมิที่เกิดขึ้นในลักษณะที่สอดคล้องและมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงในทิศทางเดียวกันในบริเวณกว้างทั้งประเทศ แสดงถึงการขยับตัวเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ยและอุณหภูมิต่ำสุด ในขณะที่ดัชนีสถานะสุดขีดของฝนในประเทศไทย มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงทั้งเพิ่มขึ้นและลดลงในอัตราที่แตกต่างกัน ปริมาณฝนรวมรายปี จำนวนวันฝนตกรวมรายปีและความถี่ของเหตุการณ์ฝนตกหนักมีแนวโน้มลดลงอย่างมีนัยสำคัญหลายสถานี การเปลี่ยนแปลงที่เกี่ยวข้องกับแนวโน้มการลดลงของเหตุการณ์ดังกล่าว คือ ดัชนีความแรงของฝนและจำนวนวันที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่องนั้นมีการเพิ่มขึ้นเกือบทั่วทุกภาค ส่งผลให้การเปลี่ยนแปลงของทั้งสองดัชนีในภาพรวมของประเทศไทยมีการเพิ่มขึ้น

6) การประมวลผลการศึกษาที่ผ่านมา ช่วยให้เห็นภาพรวมที่ชัดเจนขึ้นของแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรทางภูมิอากาศที่สำคัญในประเทศไทย องค์ความรู้ที่สังเคราะห์ได้จากผลการศึกษาที่ผ่านมาจนถึงปัจจุบัน นับว่ามีประโยชน์อย่างยิ่งต่อการสร้างความรู้ความเข้าใจถึงสถานการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในปัจจุบัน เพื่อใช้เป็นข้อมูลทางวิชาการประกอบการตัดสินใจเชิงนโยบายและการศึกษาวิจัยด้านต่างๆ ในเชิงลึก อย่างไรก็ตาม การศึกษาที่ผ่านมายังขาดประเด็นที่สำคัญของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ซึ่งจำเป็นต้องวิเคราะห์เพิ่มเติมจากฐานข้อมูลตรวจวัดทั้งผิวพื้นและในชั้นบรรยากาศ ตลอดจนฐานข้อมูลดาวเทียมที่มีความละเอียดสูง

2.1 บทนำ

รายงานบทที่ 2 เป็นการประมวลการเปลี่ยนแปลงและแนวโน้มของตัวแปรทางภูมิอากาศของประเทศไทย ในบริบทของข้อมูลที่ตรวจวัดที่ผิวพื้นและในบรรยากาศ โดยทำการประเมินจากข้อมูลและรายงานทางวิชาการที่ตีพิมพ์ เผยแพร่ในช่วงที่ผ่านมา หัวข้อและขอบเขตการประเมินประกอบด้วยการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรทางภูมิอากาศที่สำคัญต่อระบบมนุษย์และสิ่งแวดล้อม ได้แก่ อุณหภูมิ ฝน ความชื้น การระเหย และน้ำท่า ตลอดจนสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ (weather extreme) นอกจากนี้ การประเมินยังพิจารณาการเปลี่ยนแปลงในระยะสั้นของตัวแปรทางภูมิอากาศ เนื่องจากเป็นคาบเวลาหนึ่งที่สำคัญของระบบภูมิอากาศโลกและมักเชื่อมโยงกับความแปรปรวนของภูมิอากาศในภูมิภาคอินโด-แปซิฟิก เช่น ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation; ENSO) และระบบลมมรสุมเอเชีย (Asian Monsoon) เป็นต้น ซึ่งเป็นเหตุการณ์ที่กำหนดความผิดปกติตามฤดูกาลและระยะยาวของภูมิอากาศในระดับภูมิภาคและเฉพาะถิ่น

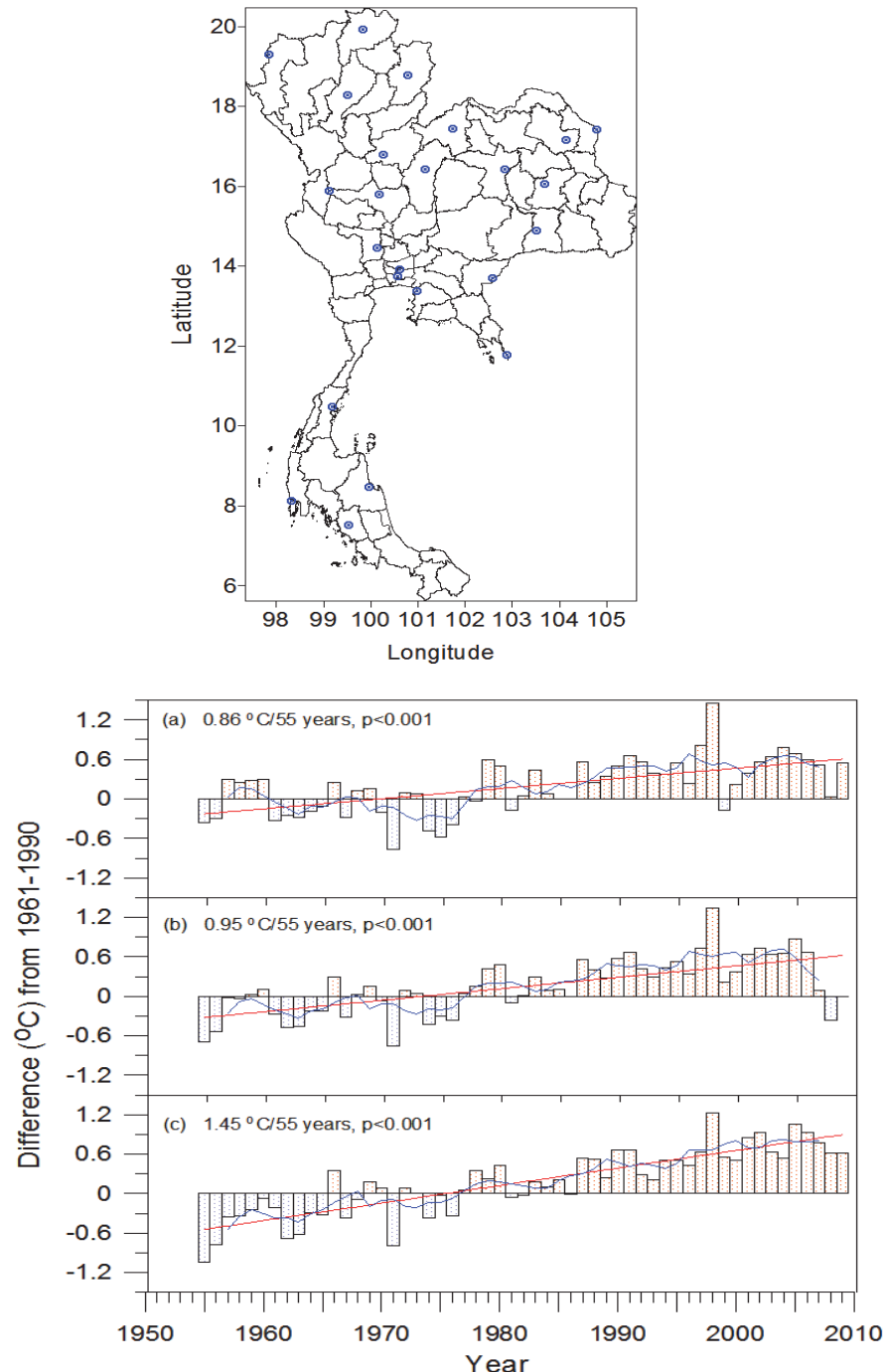
ระดับความมั่นใจต่อผลการสังเคราะห์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจากข้อมูลตรวจวัด ขึ้นอยู่กับความถูกต้อง ความสมบูรณ์และคุณภาพของอนุกรมข้อมูลเป็นสำคัญ ดังนั้น การประเมินในบทนี้ ได้ให้ความสำคัญเป็นพิเศษกับ ผลการศึกษาจากฐานข้อมูลตรวจวัดที่ผิวพื้นที่ผ่านกระบวนการตรวจสอบและควบคุมคุณภาพ รวมถึงทดสอบความเอகพันธ์ของข้อมูลด้วยเทคนิควิธีการมาตรฐานสากล อาทิเช่น ฐานข้อมูลภูมิอากาศผิวพื้นรายวันในประเทศไทยของแสงจันทร์ ลิ้มจิรกาลและคณะ (2553) ระดับความเชื่อมั่นและความไม่แน่นอนต่อแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงและผลการสังเคราะห์อื่นๆ ที่เกี่ยวข้อง ได้ระบุและนำเสนออย่างสอดคล้องตลอดทั้งบทที่ 2 ทั้งนี้ได้นิยาม ‘แนวโน้ม’ หมายถึง การเปลี่ยนแปลงที่เพิ่มขึ้นหรือลดลงในเชิงเส้นตรง และได้กำหนดระดับความเชื่อมั่นที่ 95% หรือระดับนัยสำคัญที่ 0.05 (5%) เพื่อแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงในเชิงเส้นต่อหน่วยเวลาที่มีนัยสำคัญทางสถิติ ทั้งนี้ การประเมินยังได้พิจารณาความสอดคล้องทางกายภาพระหว่างตัวแปรต่างๆ เพื่อช่วยเสริมความเชื่อมั่นต่อการเปลี่ยนแปลงและแนวโน้มที่ปรากฏในอนุกรมข้อมูลตรวจวัด

2.2 การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวพื้น

การตรวจวัดอุณหภูมิผิวพื้นในประเทศไทย ได้ดำเนินการอย่างต่อเนื่องจนถึงปัจจุบัน ในระยะเวลาไม่น้อยกว่า 55 ปี โดยผ่านเครือข่ายสถานีตรวจอากาศผิวพื้นสำหรับติดตามตรวจสอบและพยากรณ์ลมฟ้าอากาศ อุทกวิทยา และการเกษตรของกรมอุตุนิยมวิทยา กรมชลประทาน และหน่วยงานอื่นๆ โดยมีจำนวนสถานีเพิ่มขึ้น จนครอบคลุมทุกจังหวัดของประเทศ ทั้งนี้ สถานีตรวจวัดอุณหภูมิผิวพื้นที่อนุกรมข้อมูลทั้งอุณหภูมิต่ำสุด อุณหภูมิเฉลี่ย และอุณหภูมิสูงสุด มีความสมบูรณ์และมีระยะเวลาดำเนินการตั้งแต่ ปี พ.ศ. 2498-2552 มีจำนวน 24 สถานี โดยสถานีส่วนใหญ่เป็นสถานีหลักที่มีรหัสสถานีขององค์การอุตุนิยมวิทยาโลก เพื่อใช้อ้างอิงและแลกเปลี่ยนข้อมูล (Limsakul and Goes, 2008) ซึ่งคุณภาพของข้อมูลในคาบเวลารายวันและรายเดือน อยู่ในเกณฑ์ดีเหมาะสมสำหรับการวิเคราะห์แนวโน้มและการเปลี่ยนแปลงทั้งในระยะสั้นและระยะยาว (แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล และคณะ, 2553; Limsakul and Goes, 2008)

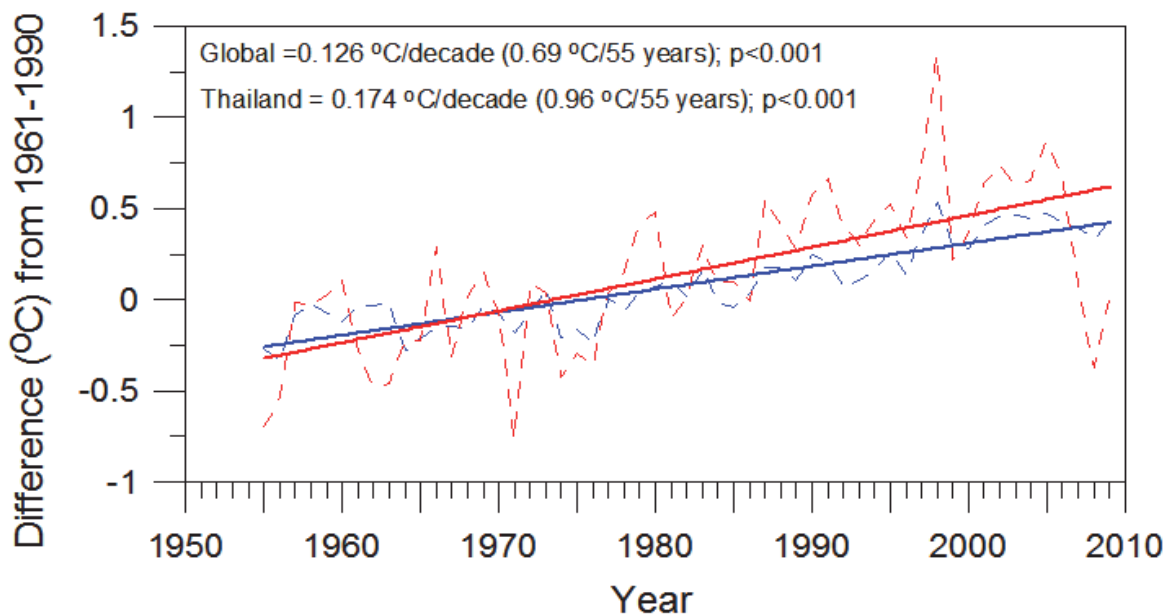
รูปที่ 2.1 แสดงค่าผิดปกติจากค่าเฉลี่ยในช่วงปี พ.ศ. 2504-2533 ของอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ยและอุณหภูมิต่ำสุดซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยรายปีของ 24 สถานีในประเทศไทย โดยเป็นช่วงปีฐานเดียวกันที่อ้างอิงในรายงานการประเมินครั้งที่ 4 ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (IPCC, 2007) การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในภาพรวมของประเทศไทย มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่น

มากกว่า 99% ($p < 0.001$) (รูปที่ 2.1) โดยในรอบ 55 ปีที่ผ่านมา อุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ยและอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายปี มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น 0.86, 0.95 และ 1.45 องศาเซลเซียส ซึ่งอัตราการเปลี่ยนแปลงต่อทศวรรษ มีค่าเท่ากับ 0.156, 0.174 และ 0.263 องศาเซลเซียส ตามลำดับ ทั้งนี้ อุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายปี มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในอัตราที่สูงกว่าอุณหภูมิสูงสุดและอุณหภูมิเฉลี่ยรายปี ซึ่งสอดคล้องกับผลการศึกษาของ Vose และคณะ (2005) และ Limsakul and Goes (2008) ที่พบว่าช่วงอุณหภูมิในรอบวันในหลายภูมิภาคของโลก รวมทั้งประเทศไทย



รูปที่ 2.1 ค่าผิดปกติจากค่าเฉลี่ยในช่วงค.ศ.1961-1990 (พ.ศ. 2504-2533) ของ (a) อุณหภูมิสูงสุด (b) อุณหภูมิเฉลี่ย และ (c) อุณหภูมิต่ำสุด ซึ่งเป็นค่าเฉลี่ยรายปีของ 24 สถานีในประเทศไทย เส้นสีแดงและน้ำเงินแสดงแนวโน้มเชิงเส้นตรงและค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ในคาบเวลา 5 ปี โดยใช้สถิติ *Non-parametric Kendalls' tau based slope estimator* ใช้ทดสอบนัยสำคัญทางสถิติของการเปลี่ยนแปลงเชิงเส้นตรง

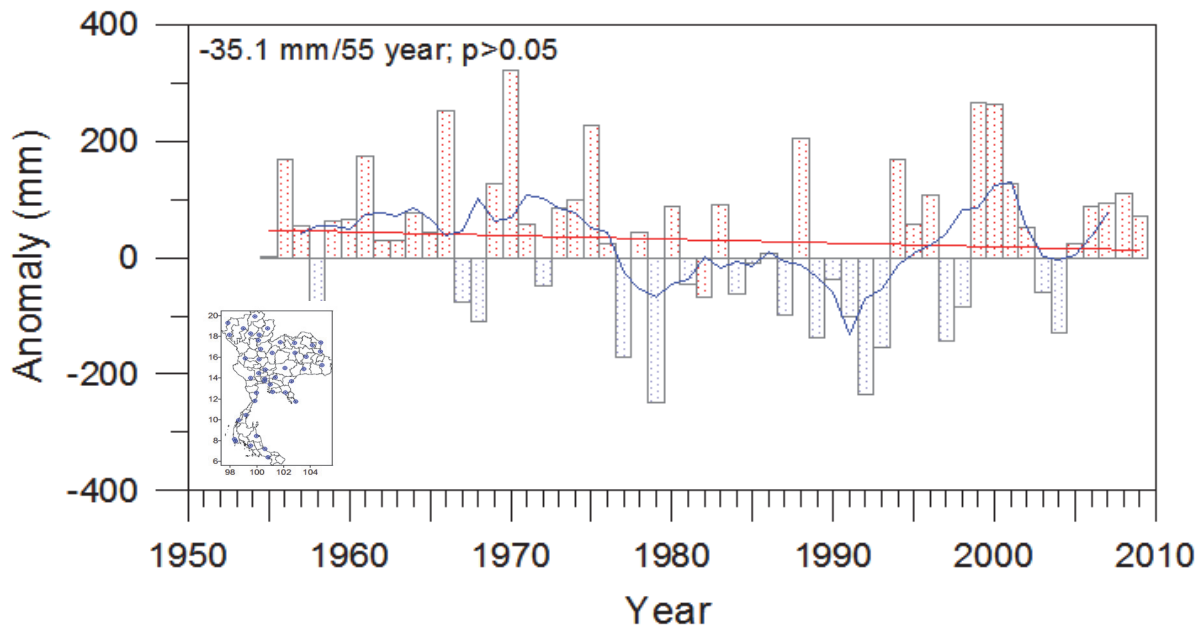
ลดลงอย่างมีนัยสำคัญ เนื่องจากอัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิต่ำสุดสูงกว่าอุณหภูมิสูงสุดเกือบสองเท่า เมื่อพิจารณาอุณหภูมิเฉลี่ยรายปีในภาพรวมแล้วร้อยละ 92 ของจำนวนสถานีทั้งหมด มีการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญในอัตราระหว่าง 0.09–0.36 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ ต่อมา Limsakul และคณะ (2011) ได้วิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิเฉลี่ยรายปีในประเทศไทย ระหว่างปี พ.ศ. 2513-2549 จากข้อมูลรายวันที่ตรวจวัดจากสถานีผิวพื้น จำนวน 65 สถานี และพบว่าแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิเฉลี่ยรายปีในภาพรวม มีค่าอยู่ในช่วงเดียวกันกับผลที่แสดงในรายงานนี้ คือ 0.25 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ นอกจากนั้น เมื่อเปรียบเทียบกับอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก พบว่า รูปแบบการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยของประเทศไทย ในช่วงปี พ.ศ. 2538-2552 มีความสัมพันธ์ในระดับสูงกับการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของโลก ($r=0.76$; $p<0.001$) อย่างไรก็ตาม อุณหภูมิเฉลี่ยของประเทศไทย (0.174 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ) มีอัตราการเพิ่มขึ้นสูงกว่า อุณหภูมิเฉลี่ยของโลก (0.126 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ) (รูปที่ 2.2) นอกจากนี้ การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดเฉลี่ยรายปี (0.156 และ 0.263 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ) ของประเทศไทย มีอัตราการเพิ่มที่สูงกว่าของโลก (0.14 และ 0.20 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ) เมื่อเปรียบเทียบกับผลการศึกษาของ Vose และคณะ(2005) สำหรับความแปรปรวนในระยะสั้น Limsakul and Goes (2008) พบว่า การเปลี่ยนแปลงปีต่อปีของอุณหภูมิในประเทศไทย มีความสัมพันธ์อย่างมีนัยสำคัญกับปรากฏการณ์เอนโซ โดยอุณหภูมิในประเทศไทยสูงและต่ำกว่าปกติในปีที่เกิดเหตุการณ์เอลนีโญและลานีญา



รูปที่ 2.2 เปรียบเทียบค่าปกติจากค่าเฉลี่ยในช่วง ค.ศ.1961-1990 (พ.ศ. 2504-2533) ของอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก (สีน้ำเงิน) และประเทศไทย (สีแดง) ที่เฉลี่ยในรอบปี ข้อมูลอุณหภูมิเฉลี่ยของโลก รวบรวมจาก Jones และคณะ (2010) ซึ่งเป็นข้อมูลที่ใช้ในรายงานการประเมินครั้งที่ 4 ของ IPCC แต่อัปเดตข้อมูลถึง ปี ค.ศ.2009 (พ.ศ. 2552)

2.3 การเปลี่ยนแปลงของฝน

แนวโน้มและการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมรายปีในประเทศไทยช่วงปี พ.ศ.2538-2552 ได้คำนวณจากข้อมูลสถานีตรวจวัดผิวพื้นคุณภาพสูงจำนวน 43 สถานี โดยอนุกรมค่าผิดปกติจากค่าเฉลี่ยในช่วง พ.ศ. 2524-2543 ซึ่งเป็นปีฐานเดียวกันที่ใช้อธิบายการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนบริเวณพื้นดินของโลก ในรายงานการประเมินครั้งที่ 4 ของ IPCC รวมทั้งแนวโน้มในระยะยาวและการเปลี่ยนแปลงในคาบเวลา 5 ปี แสดงในรูปที่ 2.3 ผลการวิเคราะห์ พบว่า ปริมาณฝนสะสมรายปีในภาพรวมของประเทศไทยในรอบ 55 ปีที่ผ่านมา มีแนวโน้มลดลงเล็กน้อย (35.1 มิลลิเมตร) แต่ไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่น 95% การเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมรายปีในประเทศไทยมีรูปแบบที่คล้ายคลึงกับการเปลี่ยนแปลงในภูมิภาคต่างๆ ของโลก (IPCC, 2007) ทั้งนี้ การเปลี่ยนแปลงในระยะสั้น โดยเฉพาะอย่างยิ่ง การเปลี่ยนแปลงระหว่างปีซึ่งเกี่ยวข้องกับความแปรปรวนของระบบลมมรสุมเอเชียและปรากฏการณ์เอนโซ เป็นรูปแบบที่โดดเด่นในอนุกรมข้อมูลปริมาณฝนสะสมรายปี จากอนุกรมข้อมูลในรูปที่ 2.3 สามารถแยกการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนสะสมรายปีในประเทศไทยได้เป็น 3 ช่วง คือ 1) ช่วงต้นทศวรรษที่ 1950 ถึงช่วงปลายคริสต์ทศวรรษที่ 1970 มีปริมาณฝนมากกว่าปกติ 2) ช่วงปลายทศวรรษที่ 1970 ถึงต้นคริสต์ทศวรรษที่ 1990 ปริมาณฝนลดลงกว่าปกติ และ 3) ช่วงต้นคริสต์ทศวรรษที่ 1990 ถึงปัจจุบัน ปริมาณฝนกลับเพิ่มขึ้นกว่าปกติ ทั้งนี้ การลดลงกว่าปกติของปริมาณฝนสะสมในประเทศไทยในคาบเวลามากกว่าสิบปีในช่วงปลายคริสต์ทศวรรษที่ 1970 สอดคล้องกับรูปแบบของการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนบริเวณพื้นดินของโลกและหลายภูมิภาคของโลก (IPCC, 2007) ซึ่งเกิดขึ้นพร้อมกับเหตุการณ์ การเปลี่ยนแปลงแบบฉับพลันของภูมิอากาศ (1976-77 Climatic regime shift) ในมหาสมุทรแปซิฟิก (Trenberth and Hurrell, 1994; Zhang et al., 1997) นอกจากนั้น Limsakul และคณะ (2007) พบว่า ความแปรปรวนในโหมดแรกของฟังก์ชันตั้งฉากเชิงประจักษ์ (Empirical Orthogonal Function; EOF) ของปริมาณฝนรวมรายปีของประเทศไทย จำนวน 36 สถานี ในช่วงปี พ.ศ. 2494-2547 มีแนวโน้มลดลงอย่างผิดปกติตั้งแต่ปลายคริสต์ทศวรรษที่ 1970 เป็นต้นมา ซึ่งสอดคล้องกับเหตุการณ์การเปลี่ยนแปลงแบบฉับพลันของภูมิอากาศในมหาสมุทรแปซิฟิก และตรงกับช่วงเวลาที่ปรากฏการณ์เอนโซมีแนวโน้มผิดปกติในคาบเวลาที่ยาวนานมากกว่า 10 ปี โดยความถี่ของการเกิดเหตุการณ์เอนโซเพิ่มขึ้นหลังจากปลายคริสต์ทศวรรษที่ 1970 Singhrattana และคณะ (2005) พบว่า ฝนในช่วงมรสุมฤดูร้อนในบริเวณภาคกลางและภาคเหนือของประเทศไทย มีความสัมพันธ์เชิงลบกับปรากฏการณ์เอนโซเพิ่มขึ้นหลังจากคริสต์ทศวรรษที่ 1980 ซึ่งเป็นช่วงระยะเวลาเดียวกันที่ความสัมพันธ์ระหว่างมรสุมอินเดียและปรากฏการณ์เอนโซลดลง นอกจากนี้ ปรากฏการณ์เอนโซ ยังมีบทบาทสำคัญต่อการเปลี่ยนแปลงในระยะสั้นของปริมาณฝนสะสมในประเทศไทย โดยพบว่า ปริมาณฝนสะสมรายปีในประเทศไทย ต่ำกว่าปกติในปีที่เกิดเหตุการณ์เอนโซ แต่กลับเพิ่มขึ้นในปีที่ตรงกับเหตุการณ์ลานีญา (Limsakul et al., 2007)

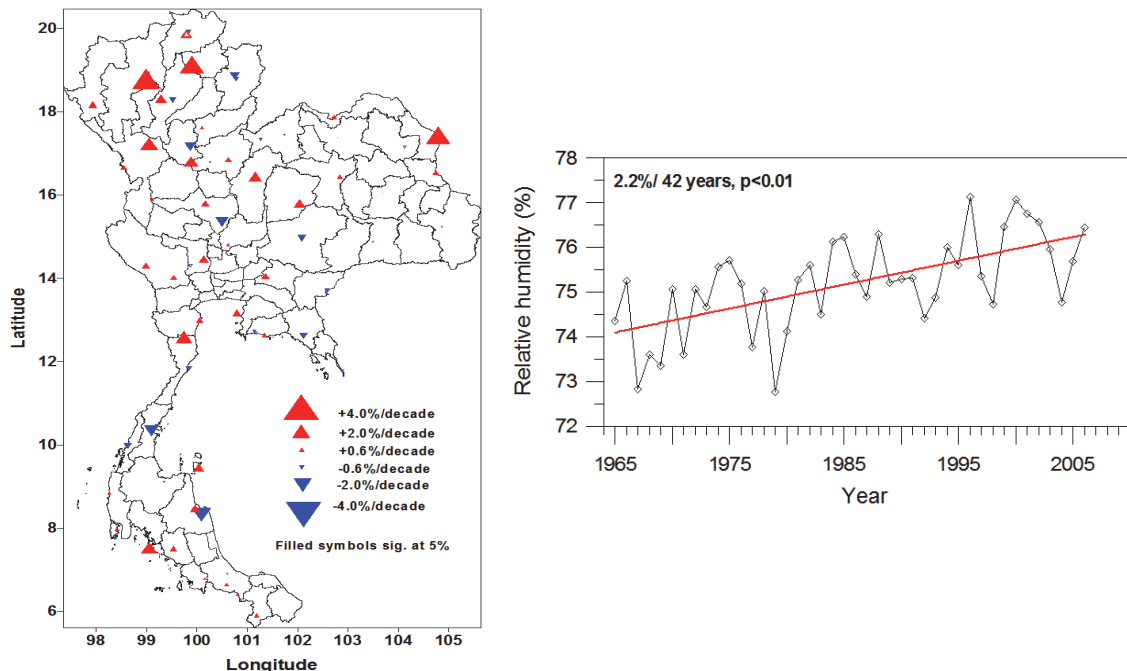


รูปที่ 2.3 อนุกรมค่าผิดปกติจากค่าเฉลี่ยในช่วง ค.ศ.1981-2000 (พ.ศ. 2524-2543) ของปริมาณฝนสะสมรายปีเฉลี่ยของ 43 สถานีในประเทศไทย (ที่ตั้งของสถานีแสดงในรูปเล็ก) เส้นสีแดงและน้ำเงิน แสดงแนวโน้มเชิงเส้นตรงและค่าเฉลี่ยแบบเคลื่อนที่ในคาบเวลา 5 ปี โดยใช้ *Non-parametric Kendall' tau based slope estimator* ทดสอบนัยสำคัญทางสถิติของการเปลี่ยนแปลงเชิงเส้นตรง

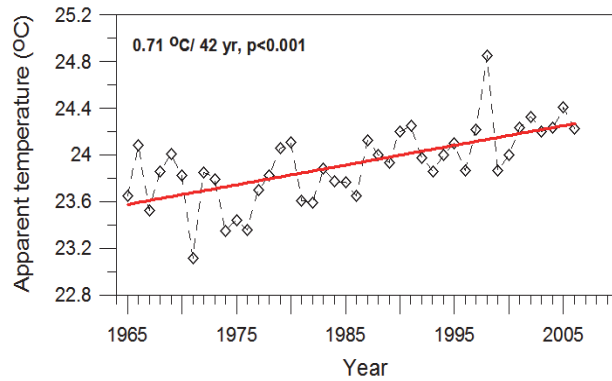
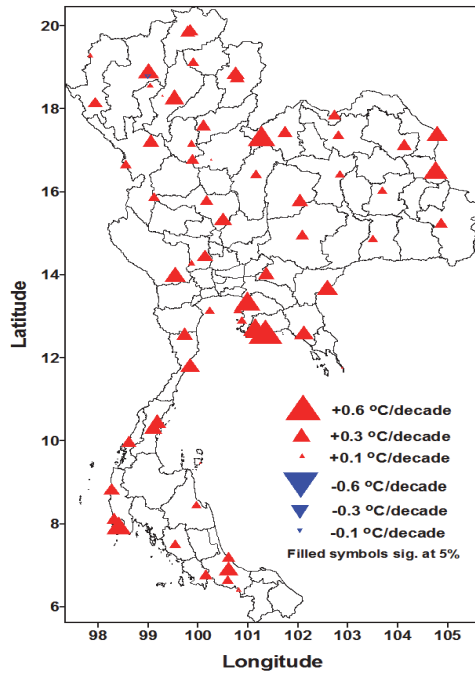
2.4 การเปลี่ยนแปลงของความชื้นและการระเหย

แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาลและคณะ (2553) ได้ศึกษาการเปลี่ยนแปลงความชื้นในประเทศไทย โดยวิเคราะห์ข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยรายปี จำนวน 74 สถานี ในช่วงปี พ.ศ.2508-2549 ซึ่งผลการศึกษาแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงที่สอดคล้องกับแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความชื้นอากาศในหลายพื้นที่ของโลก (Gaffen and Ross, 1998; Wang and Gaffen, 2001; Dai, 2006; Vincent et al., 2007) กล่าวคือ ค่าเฉลี่ยรายปีของเปอร์เซ็นต์ความชื้นสัมพัทธ์ มีการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญในหลายสถานี ในสัดส่วนที่แตกต่างกันในแต่ละภาค โดยภาคเหนือและภาคกลางมีการเพิ่มขึ้นที่โดดเด่นที่สุด (รูปที่ 2.4) สถานีที่ค่าเฉลี่ยรายปีของเปอร์เซ็นต์ความชื้นสัมพัทธ์มีการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญมีสัดส่วนร้อยละ 43 ของสถานีทั้งหมด เมื่อพิจารณาในภาพรวมแล้ว ค่าเฉลี่ยรายปีของเปอร์เซ็นต์ความชื้นสัมพัทธ์ในประเทศไทย มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ ($p < 0.01$) ในอัตราร้อยละ 2.2 ในรอบ 42 ปี (รูปที่ 2.4) ซึ่งแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความชื้นสัมพัทธ์นี้ มีลักษณะที่สอดคล้องกับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ (รูปที่ 2.1 และรูปที่ 2.4) ผลการศึกษาของแสงจันทร์ ลิ้มจิรกาลและคณะ (2553) ยังพบว่า การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิและความชื้นสัมพัทธ์ได้ส่งผลให้ความร้อนหรืออุณหภูมิปรากฏ ซึ่งเป็นดัชนีอย่างง่ายที่แสดงถึงภาวะเครียดจากความร้อนในประเทศไทย เพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ โดยอัตราการเพิ่มขึ้นสูงสุดในบริเวณตะวันออก (รูปที่ 2.5) ในภาพรวมแล้ว ความร้อนหรืออุณหภูมิเพิ่มขึ้น 0.71 องศาเซลเซียส ในรอบ 42 ปี

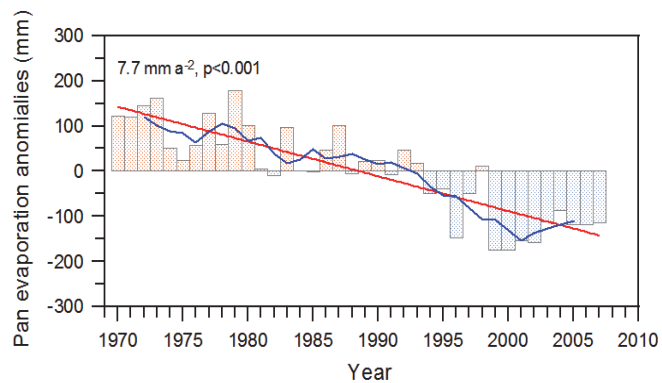
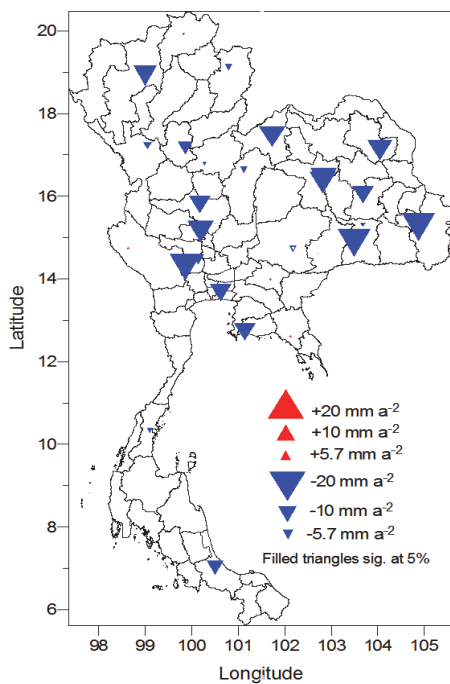
เป็นที่ยอมรับกันโดยทั่วไปตามทฤษฎีว่า ความชื้นของอากาศหรือไอน้ำ จะเพิ่มขึ้นตามสัดส่วนการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลก เนื่องจากมวลอากาศแห้งที่อุณหภูมิสูง มีจุดอิ่มตัวของความดันไอสูงขึ้น ซึ่งส่งผลให้ชั้นบรรยากาศมีความสามารถในการรองรับความชื้นและไอน้ำเพิ่มขึ้น อย่างไรก็ตาม อัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วยมาตรวัดการระเหย มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงที่ไม่สอดคล้องกับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลก โดยข้อมูลที่ตรวจวัดอัตราการระเหยของน้ำด้วยมาตรวัดการระเหย ในหลายพื้นที่ซึ่งมีลักษณะสภาพภูมิอากาศที่แตกต่างกัน แสดงแนวโน้มลดลงอย่างต่อเนื่องในรอบ 50 ปี ในอัตราเฉลี่ย 1 ถึง 4 mm per a⁻² (mm per annum per annum) (Fuet al., 2009; Roderick et al., 2009) การลดลงของอัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วยมาตรวัดการระเหย ตั้งแต่ทศวรรษที่ 1950 ซึ่งรู้จักในนามของ 'Pan evaporation paradox' พบในหลายประเทศทั้งซีกโลกเหนือและซีกโลกใต้ เช่น ประเทศสหรัฐอเมริกา (Golubev et al., 2001) ประเทศจีน (Liu et al., 2004) ประเทศออสเตรเลีย (Roderick and Farquhar, 2004) ประเทศอินเดีย (Chattopadhyay and Hulme, 1997) และประเทศไทย (Tebakari et al., 2005) โดย Tebakari และคณะ (2005) ได้วิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วยมาตรวัดการระเหย จาก 27 สถานีที่ตั้งอยู่ในลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยา ในระหว่างปีค.ศ.1982-2000 และพบแนวโน้มลดลงของอัตราการระเหยของน้ำในอัตรา 10.5 mm per a⁻² ต่อมา Limjirakan และ Limsakul (2011) ได้วิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วยมาตรวัดการระเหยในประเทศไทย ในช่วงปี พ.ศ.2513-2552 เพิ่มเติม โดยใช้เฉพาะข้อมูลตรวจวัดจากสถานีผิวพื้น จำนวน 30 สถานี ที่ผ่านกระบวนการควบคุมคุณภาพ ผลการศึกษา พบว่า อัตราการระเหยของน้ำลดลงอย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 95% ในช่วง 2.6 ถึง 18 mm per a⁻² ถึงร้อยละ 73 ของสถานีทั้งหมด ในภาพรวมของประเทศแล้ว อัตราการระเหยของน้ำลดลงในอัตรา 7.7 mm a⁻² (รูปที่ 2.6) อย่างไรก็ตาม ปรากฏการณ์การลดลงของอัตราการระเหยของน้ำที่ตรวจวัดด้วยมาตรวัดการระเหย จะเกี่ยวข้องกับการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกหรือการเปลี่ยนแปลงของวัฏจักรของน้ำ หรือตัวแปรทางภูมิอากาศเฉพาะถิ่น เช่น ความดันไอของน้ำ ลม และแสงแดด ยังไม่มีหลักฐานบ่งชี้ที่ชัดเจน



รูปที่ 2.4 แนวโน้มและการเปลี่ยนแปลงของความชื้นสัมพัทธ์เฉลี่ยรายปีในแต่ละสถานี และการเปลี่ยนแปลงในภาพรวมของประเทศไทยในช่วงปี ค.ศ.1965-2006 (พ.ศ. 2508-2549, แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาลและคณะ, 2553)



รูปที่ 2.5 แนวโน้มและการเปลี่ยนแปลงของความร้อนหรืออุณหภูมิปรากฏ (apparent temperature) เฉลี่ยรายปีในแต่ละสถานี และการเปลี่ยนแปลงในภาพรวมของประเทศไทยในช่วงปี ค.ศ.1965-2006 (พ.ศ.2508-2549, แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาลและคณะ, 2553)



รูปที่ 2.6 แนวโน้มและการเปลี่ยนแปลงของอัตราการระเหยของน้ำด้วยถาดวัดการระเหยเฉลี่ยรายปีในแต่ละสถานี และการเปลี่ยนแปลงในภาพรวมของประเทศไทยในช่วงปี ค.ศ.1970-2007 (พ.ศ. 2513-2550, Limjirakan and Limsakul, 2011)

2.5 การเปลี่ยนแปลงของน้ำท่า ภัยแล้งและอุทกภัย

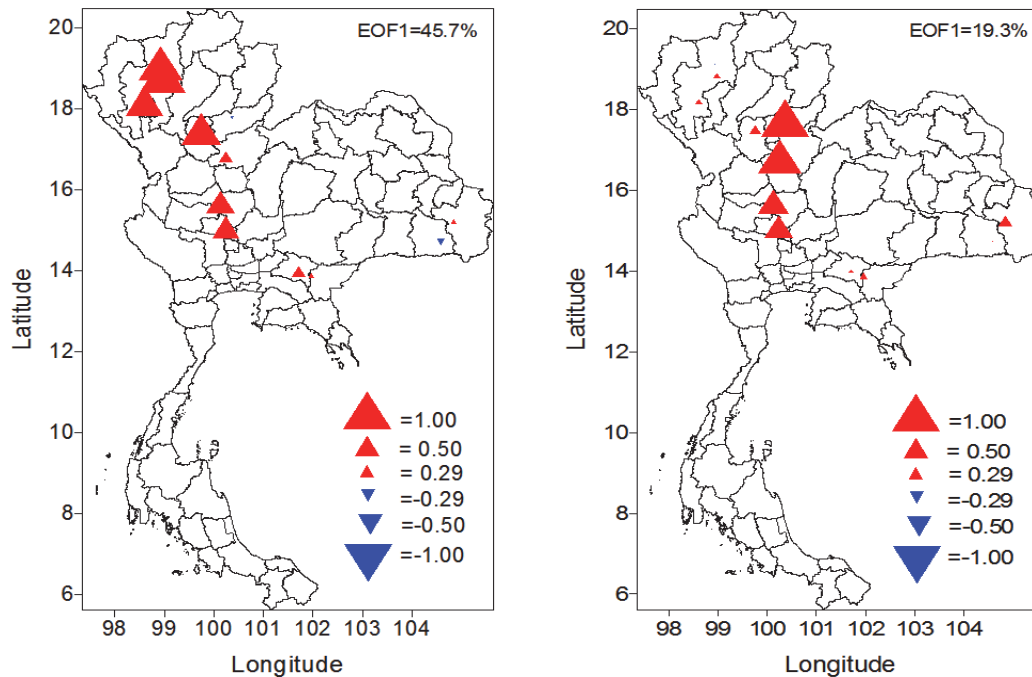
ในปัจจุบัน ข้อมูลปริมาณน้ำท่ามีเครือข่ายสถานีครอบคลุมทั่วทุกภาคของประเทศไทย แต่สถานีที่มีการตรวจวัดและบันทึกข้อมูลอย่างต่อเนื่องเป็นระยะเวลายาวนานมีจำนวนไม่มาก นอกจากนั้น ค่าผิดปกติและข้อมูลที่นำเสนอรวมทั้งข้อมูลที่หายไป มักปรากฏอยู่ในอนุกรมข้อมูลและกลายเป็นองค์ประกอบที่โดดเด่นของฐานข้อมูลปริมาณน้ำท่าในประเทศไทย ดังนั้น คุณภาพของข้อมูล จึงเป็นข้อจำกัดประการหนึ่งของการศึกษาการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำท่าในภาพรวมของประเทศในช่วงที่ผ่านมา และเพื่ออธิบายลักษณะการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำท่ารวมรายปีในประเทศไทย จึงได้ทำการทดสอบคุณภาพข้อมูลด้วยสถิติและคัดเลือกเฉพาะสถานีที่คุณภาพข้อมูลผ่านเกณฑ์การตรวจสอบ โดยข้อมูลปริมาณน้ำท่ารวมรายปีในช่วง ปี พ.ศ. 2508-2551 ที่ถูกคัดเลือก มีจำนวน 12 สถานี ตั้งอยู่ในภาคเหนือ ภาคกลาง ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคตะวันออก ผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่และเวลาของปริมาณน้ำท่ารวมรายปีด้วยเทคนิค EOF พบว่า EOF โหมดที่ 1 และโหมดที่ 2 สามารถอธิบายความแปรปรวนได้ร้อยละ 45.7 และ 19.3 ของความแปรปรวนทั้งหมด ตามลำดับ ซึ่งโหมดที่ 1 แสดงความแปรปรวนของปริมาณน้ำท่ารวมรายปีของสถานีที่ตั้งในลุ่มแม่น้ำปิง ในขณะที่โหมดที่ 2 อธิบายความแปรปรวนของปริมาณน้ำท่ารวมรายปีของสถานีที่ตั้งอยู่ในลุ่มแม่น้ำน่าน (รูปที่ 2.7) เมื่อพิจารณาถึงการเปลี่ยนแปลงในเชิงเวลาของ EOF โหมดที่ 1 และ 2 พบว่า การเปลี่ยนแปลงในระยะสั้น เป็นลักษณะที่โดดเด่นในอนุกรมของ EOF coefficient (รูปที่ 2.8) อย่างไรก็ตาม ปริมาณน้ำท่ารวมรายปีในบริเวณลุ่มน้ำปิง (EOF โหมดที่ 1) มีแนวโน้มลดลงในช่วงปี พ.ศ.2513 ถึงปี พ.ศ.2536 แต่กลับมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นหลังจากปี พ.ศ.2536 ในขณะที่ปริมาณน้ำท่ารวมรายปีในลุ่มน้ำน่านมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตั้งแต่ต้นคริสต์ทศวรรษที่ 1970 (รูปที่ 2.8) การเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำท่ารวมรายปีในโหมดที่ 2 นี้ สอดคล้องกับเหตุการณ์อุทกภัยในลุ่มแม่น้ำน่านที่มีความถี่ของการเกิดและความรุนแรงบ่อยครั้งขึ้น

อัศมน ลิมสกุล และคณะ (2552) ได้วิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของภัยแล้งและอุทกภัยในประเทศไทย จากฐานข้อมูลที่รวบรวมจากสำนักงานป้องกันและบรรเทาสาธารณภัยทุกจังหวัด ผลการศึกษาพบว่า พื้นที่ที่ได้รับผลกระทบ ความเสียหายทางเศรษฐกิจและราษฎรผู้ประสบภัยจากสถานการณ์น้ำท่วมและภัยแล้งในช่วงปี พ.ศ. 2532-2551 มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น โดยพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากสถานการณ์น้ำท่วมสูงสุด 3 ลำดับแรก เกิดขึ้นหลังปี พ.ศ. 2543 ซึ่งสอดคล้องกับมูลค่าความเสียหายของสถานการณ์อุทกภัยหลังปี พ.ศ. 2543 มีสัดส่วนถึงร้อยละ 50 ของมูลค่าความเสียหายทั้งหมด นอกจากนั้น กรณีของภัยแล้ง ราษฎรที่ได้รับผลกระทบมีจำนวนมากกว่าจำนวนราษฎรที่ได้รับผลกระทบจากสถานการณ์น้ำท่วมถึง 2.5 เท่า หลังจากปี พ.ศ. 2543 มีจำนวนราษฎรที่ได้รับผลกระทบจากภัยแล้ง คิดเป็นร้อยละ 56 และจำนวนราษฎรที่ได้รับผลกระทบจากภัยแล้งในช่วงปี พ.ศ. 2532-2551 มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในอัตราที่สูงกว่าจำนวนราษฎรผู้ประสบอุทกภัย

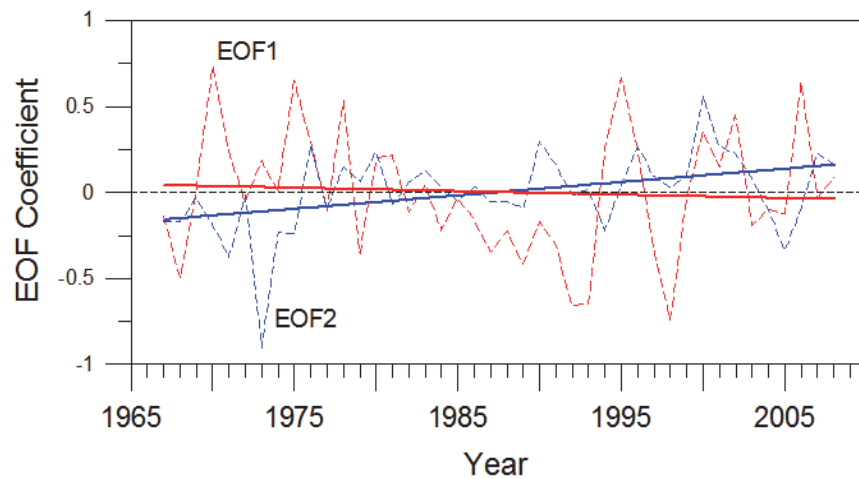
Limsakul และคณะ (2011) ได้วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของดัชนีความรุนแรงภัยแล้งของปาลเมอร์ (Palmer Drought Severity Index; PDSI) ในบริเวณประเทศไทย ในช่วงปี พ.ศ. 2494-2548 โดย PDSI เป็นดัชนีที่ใช้ติดตามสถานการณ์และความรุนแรงของภัยแล้ง รวมทั้งช่วงชุ่มชื้นซึ่งคำนวณจากข้อมูลอุณหภูมิและฝน

Dai และคณะ (2004) ใช้ดัชนี PDSI ในการวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงทั้งในเชิงพื้นที่และเวลาของพื้นที่แห้งแล้งและช่วงชุ่มชื้นของโลก ผลการศึกษานี้ ได้ถูกอ้างอิงในรายงานการประเมินครั้งที่ 4 ของ IPCC โดยในส่วนผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของ PDSI ในบริเวณประเทศไทย พบว่า การเปลี่ยนแปลงทั้งในระยะสั้นและระยะยาวที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซ่ เป็นลักษณะที่โดดเด่นในโหมดแรกของ PDSI (รูปที่ 2.9) การเปลี่ยนแปลงของปรากฏการณ์เอนโซ่ที่เกิดเหตุการณ์เอลนีโญยาวนานหลังจากปลายคริสต์ทศวรรษที่ 1970 เป็นสาเหตุที่สำคัญต่อ

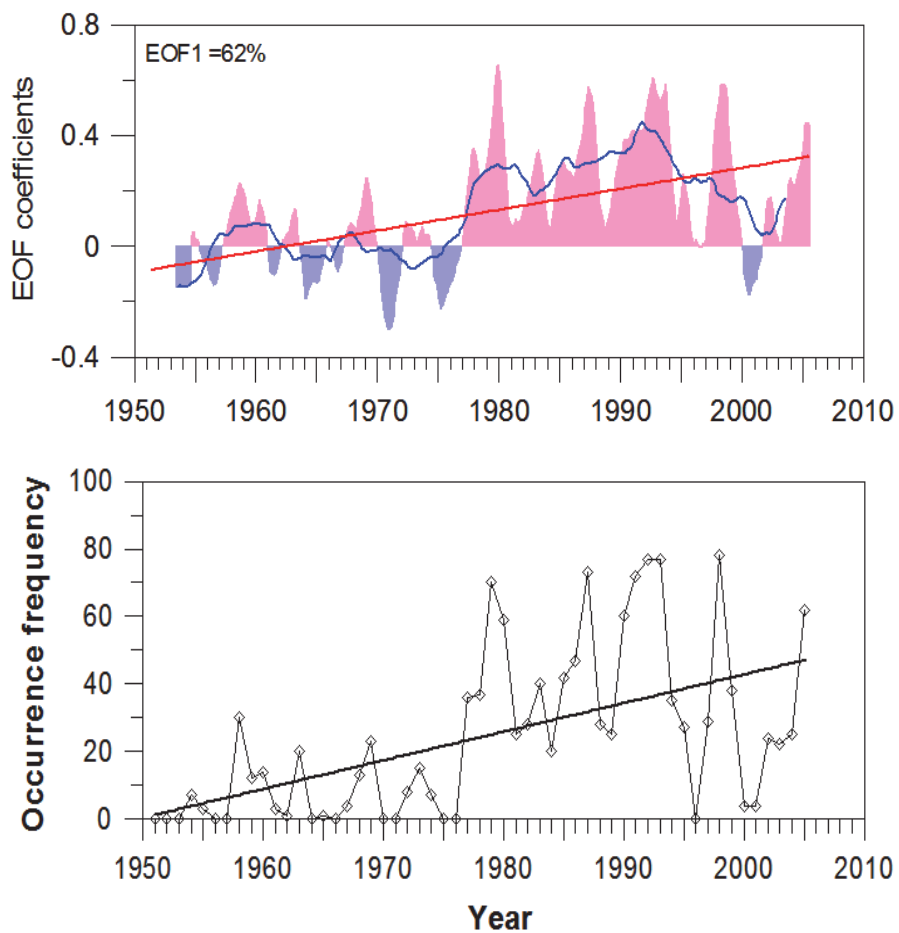
แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาวของความแห้งแล้งในประเทศไทย (รูปที่ 2.9) ซึ่งสอดคล้องกับการเปลี่ยนแปลงของ อุณหภูมิและฝนในคาบเวลามากกว่า 10 หลังจากคริสต์ทศวรรษที่ 1970 (รูปที่ 2.1 และ 2.3) นอกจากนี้ยังพบว่า ความแห้งแล้งในระดับรุนแรง ($PDSI < -3$) มีความถี่ของการเกิดขึ้นอย่างมีนัยสำคัญหลังจากปลายทศวรรษที่ 1970 ซึ่งสอดคล้องกับแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาวของความแห้งแล้งในประเทศไทย (รูปที่ 2.9) Limsakul และ คณะ (2007) ได้อภิปรายภาวะเสมือนแล้งที่ยาวนานในประเทศไทยนี้ ภายใต้บริบทของการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ และฝนและความแปรปรวนของภูมิอากาศโลก



รูปที่ 2.7 Loading ของ EOF โหมดที่ 1 และ 2 ของปริมาณน้ำท่ารวมรายปี ในช่วง ปี ค.ศ.1965-2008 (พ.ศ. 2508-2551) โดย loading แสดงในรูปของสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ระหว่าง Eigenvector และอนุกรมข้อมูลแต่ละสถานี



รูปที่ 2.8 EOF coefficient ในโหมดที่ 1 และ 2 ของอนุกรมปริมาณน้ำท่ารวมรายปี โดย EOF coefficient ไม่มีหน่วย เนื่องจากคำนวณจากเมตริกซ์ของ Z-score ที่อนุกรมค่าผิดปกติของแต่ละสถานีถูก normalize ด้วยค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน



รูปที่ 2.9 EOF coefficient ในโหมดที่ 1 ของ PDSI ในบริเวณประเทศไทย (รูปบน) พื้นที่สีน้ำเงินและสีชมพู แสดงช่วงเวลาที่ชุ่มชื้นและแห้งแล้งกว่าปกติ และความถี่รายปีรวมของความแห้งแล้งในระดับรุนแรง (PDSI < -3) (รูปล่าง)

2.6 การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิและฝน

ในช่วงที่ผ่านมา การศึกษาที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของภูมิอากาศในประเทศไทย มักเป็นส่วนหนึ่งของการวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระดับภูมิภาคและระดับโลก เช่น Easterling และคณะ (2000) ได้ผนวกข้อมูลในประเทศไทยในการประเมินลักษณะและแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิและฝนในภูมิภาคต่างๆ ของโลก ซึ่งผลการศึกษาพบว่า ความถี่ของเหตุการณ์ฝนตกหนักและปริมาณฝนรวมรายฤดูกาลในประเทศไทย มีแนวโน้มลดลงเช่นเดียวกันกับประเทศจีนและญี่ปุ่น ต่อมา Monton และคณะ (2001) ได้ศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของฝนและอุณหภูมิรายวันในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และแปซิฟิกใต้ ในระหว่างปี พ.ศ. 2504-2541 การศึกษานี้ เป็นผลลัพธ์ของการวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดในภูมิภาคเอเชีย-แปซิฟิก จากข้อมูลรายวันคุณภาพสูง จำนวน 91 สถานีที่รวบรวมจาก 15 ประเทศ ที่เข้าร่วมประชุมเชิงปฏิบัติการครั้งที่ 1 และ 2 เรื่อง สภาวะสุดขีดของภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชีย-แปซิฟิก ที่จัดขึ้นในระหว่างปี พ.ศ. 2541-2542 โดย Asia-Pacific Network (APN) for Global Change Research ร่วมกับ Australian Bureau of Meteorology Research Center (BMRC) มีวัตถุประสงค์เพื่อเสริมสร้างศักยภาพการศึกษาสภาวะสุดขีดของภูมิอากาศในระดับภูมิภาค เพื่อนำผลการศึกษาประกอบในรายงานการประเมินของ IPCC ครั้งที่ 3 จากผลการวิเคราะห์ข้อมูล จำนวน 5 สถานีในประเทศไทย พบว่า สภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในรูปของจำนวนวันที่ร้อนและคืนที่อบอุ่นในรอบปี มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ในขณะที่จำนวนวันและคืนที่หนาวกลับลดลงอย่างมีนัยสำคัญ ซึ่งรูปแบบดังกล่าวสอดคล้องกับการเปลี่ยนแปลงในระดับภูมิภาค (Monton et al., 2001) ในแง่ของสภาวะสุดขีดของฝนมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่ผสมกันระหว่างแนวโน้มที่เพิ่มขึ้นและลดลงในอัตราที่แตกต่างกันในแต่ละสถานี โดยจำนวนวันฝนตกเป็นดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนที่ลดลงอย่างมีนัยสำคัญในหลายสถานี ซึ่งมีรูปแบบที่เหมือนกันทั้งภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (Monton et al., 2001) นอกจากนี้ Griffiths และคณะ (2005) ได้ศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิต่ำสุดรายวัน อุณหภูมิสูงสุดรายวัน สภาวะสุดขีดของอุณหภูมิและความแปรปรวนของอุณหภูมิในภูมิภาคเอเชีย-แปซิฟิก ผลการศึกษา พบว่า ดัชนีดังกล่าวข้างต้น มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงที่สอดคล้องกันเป็นบริเวณกว้างในระดับภูมิภาค โดยสถานีส่วนใหญ่ มีแนวโน้มการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของอุณหภูมิต่ำสุดและสูงสุดรวมทั้งคืนที่อบอุ่น ในขณะที่วันและคืนที่หนาวกลับลดลงอย่างมีนัยสำคัญ สำหรับประเทศไทยค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของอุณหภูมิต่ำสุดและสูงสุดนั้นลดลงอย่างมีนัยสำคัญ โดยอุณหภูมิเฉลี่ยมีความสัมพันธ์ในระดับสูงกับความถี่ของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิ (Griffiths et al., 2005) ซึ่งความสัมพันธ์ดังกล่าว อาจใช้การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิเฉลี่ย เป็นดัชนีในการบ่งชี้ถึงการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิได้ ผลการศึกษาล่าสุดของ Endo และคณะ (2009) ซึ่งได้ทำการวิเคราะห์สภาวะสุดขีดของฝน จำนวน 12 ดัชนีในระหว่างปี พ.ศ. 2493-2543 จากข้อมูลฝนรายวัน จำนวน 203 สถานีในบริเวณ 8 ประเทศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ พบว่า จำนวนวันฝนตก มีแนวโน้มลดลงทั้งภูมิภาครวมทั้งประเทศไทยซึ่งสอดคล้องการศึกษาที่ผ่านมา ในขณะที่ความแรงเฉลี่ยของฝนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น สำหรับดัชนีเหตุการณ์ฝนตกหนัก สัดส่วนของสถานีที่เพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ มีมากกว่าสถานีที่ลดลงอย่างมีนัยสำคัญ

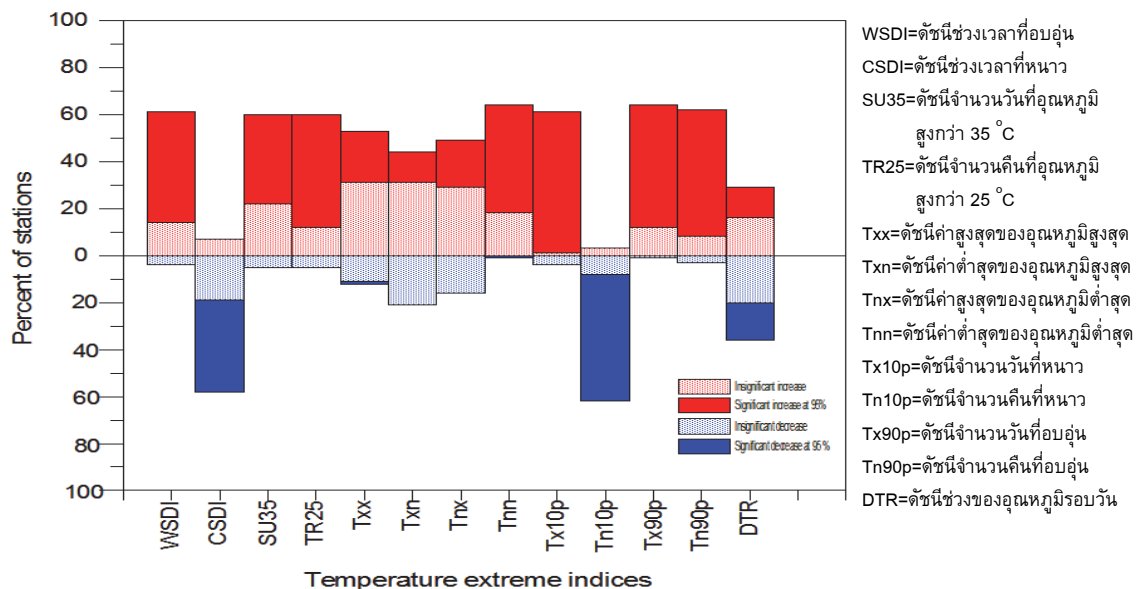
แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล และคณะ (2553) ได้วิเคราะห์ทางสถิติถึงแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของดัชนีสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในประเทศไทย โดยฐานข้อมูลภูมิอากาศที่ใช้ในการวิเคราะห์ประกอบด้วยข้อมูลฝน อุณหภูมิและความชื้นสัมพัทธ์รายวันที่ตรวจวัดจากสถานีผิวของกรมอุตุนิยมวิทยา กรมชลประทาน และการไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย ข้อมูลภูมิอากาศรายวันได้ถูกคัดเลือกบนพื้นฐานความสมบูรณ์ของอนุกรมข้อมูลและช่วงระยะเวลาที่ข้อมูลถูกตรวจวัดและบันทึกอย่างต่อเนื่อง ข้อมูลที่ใช้วิเคราะห์ดัชนีการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ ได้ผ่านกระบวนการตรวจสอบและควบคุมข้อมูล รวมทั้งทดสอบความเป็นเอกพันธ์ของข้อมูลด้วยเทคนิคทางสถิติที่เป็น

มาตรฐาน ซึ่งประกอบด้วยการทดสอบค่าผิดปกติในเชิงพื้นที่และเวลา การประมาณค่าในช่วงของข้อมูลที่ขาดหายหรือช่องว่างของข้อมูล และการตรวจสอบความเป็นเอกพันธ์ของข้อมูล ดัชนีสภาวะสุดขีดของฝน อุณหภูมิและความชื้นสัมพัทธ์ จำนวน 36 ดัชนี ซึ่งส่วนใหญ่เป็น core climate extreme indices ที่พัฒนาและเสนอแนะโดยผู้เชี่ยวชาญภายใต้โครงการ Joint World Meteorological Organization (WMO) Commission for Climatology (CCI)/World Climate Research Program (WCRP) Climate Variability and Predictability (CLIVAR) Project's Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices (ETCCDMI) (Peterson, 2005) ได้ถูกคำนวณเพื่อวิเคราะห์และประเมินลักษณะต่างๆ ของสภาวะสุดขีดของฝน อุณหภูมิและความชื้นสัมพัทธ์ในแง่ความถี่ ความรุนแรงและระยะเวลาของเหตุการณ์นั้นๆ

ผลการวิเคราะห์ พบว่า ดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทยหลายดัชนี มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญในรอบ 36 ปีที่ผ่านมา (ตารางที่ 2.1) รูปแบบการเปลี่ยนแปลงมีลักษณะคล้ายคลึงกันเกือบทุกภูมิภาค ซึ่งสอดคล้องกับแนวโน้มการร้อนขึ้นของประเทศไทย แนวโน้มการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย ประกอบด้วยดัชนีช่วงระยะเวลาที่อบอุ่น ดัชนีจำนวนวันที่อุณหภูมิสูงกว่า 35 องศาเซลเซียส ดัชนีจำนวนคืนที่อุณหภูมิสูงกว่า 25 องศาเซลเซียส ดัชนีค่าสูงสุดรายเดือนของอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดประจำวัน ดัชนีค่าต่ำสุดรายเดือนของอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดประจำวัน ดัชนีจำนวนวันและคืนที่อบอุ่น (ตารางที่ 2.1 และรูปที่ 2.10) ในขณะที่แนวโน้มการลดลงอย่างมีนัยสำคัญของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย ปรากฏในดัชนีจำนวนวันและคืนที่หนาวและดัชนีช่วงระยะเวลาที่หนาว (ตารางที่ 2.1 และรูปที่ 2.10) รูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่ปรากฏในประเทศไทย มีลักษณะที่คล้ายคลึงและสอดคล้องกับหลักฐานการเปลี่ยนแปลงที่ตรวจพบในหลายพื้นที่ของโลก (Aguilar et al., 2005; Alexander et al., 2006; Klein Tank, et al., 2006) ทั้งนี้ แนวโน้มของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิที่เกิดขึ้นในลักษณะที่สอดคล้อง และมีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงในทิศทางเดียวกันในบริเวณกว้างทั้งประเทศนี้ แสดงถึงการขยับตัวเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญของอุณหภูมิสูงสุด อุณหภูมิเฉลี่ย และอุณหภูมิต่ำสุด ที่มีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่สอดคล้องกับการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลกเฉลี่ย (IPCC, 2007) Limjirakan และคณะ (2010) พบว่า สภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในพื้นที่กรุงเทพมหานคร ในช่วง พ.ศ. 2508-2549 มีการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญเช่นกัน เมื่อพิจารณาการเปลี่ยนแปลงในภาพรวมจากดัชนีรวมที่คำนวณในรูปสัดส่วนแนวโน้มการเพิ่มขึ้นหรือลดลงอย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่นที่ระดับ 95% ของดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิหลัก จำนวน 13 ดัชนี ของแต่ละสถานีแล้ว พบว่า สถานีที่จำนวนดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิมีการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญในสัดส่วนที่สูงกว่าร้อยละ 60 ซึ่งถือว่าเป็นระดับการเปลี่ยนแปลงในระดับที่สูงผิดปกติหรือระดับวิกฤติ มีจำนวน 43 สถานี คิดเป็นร้อยละ 66 ของสถานีตรวจวัดทั้งหมด โดยมีการกระจายตัวทั่วทุกภาคของประเทศไทย การเปลี่ยนแปลงของจำนวนดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิสูงสุดสองอันดับแรก เกิดขึ้นในจังหวัดจันทบุรีและประจวบคีรีขันธ์

ตารางที่ 2.1 แสดงช่วงของดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทยที่คำนวณจาก 65 สถานี ค่าในวงเล็บคือค่าเฉลี่ยของทุกสถานี โดยค่าร้อยละ แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงที่ลดลงหรือเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 95%

ดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิ	แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระหว่างปี พ.ศ. 2513-2549
1. จำนวนวันที่อบอุ่น (วันต่อทศวรรษ) สัดส่วนของวันที่อุณหภูมิสูงสุด สูงกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 90	-0.6 to 9.2 (3.4) 80.0%
2. จำนวนคืนที่อบอุ่น (วันต่อทศวรรษ) สัดส่วนของวันที่อุณหภูมิต่ำสุด สูงกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 90	-0.3 to 8.8 (3.5) 83.1%
3. จำนวนวันที่หนาว (วันต่อทศวรรษ) สัดส่วนของวันที่อุณหภูมิสูงสุด ต่ำกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 10	-3.9 to 0.1 (-1.9) 92.3%
4. จำนวนคืนที่หนาว (วันต่อทศวรรษ) สัดส่วนของวันที่อุณหภูมิต่ำสุด ต่ำกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 10	-7.5 to 0.9 (-3.0) 83.1%
5. ช่วงระยะเวลาที่หนาว (วันต่อทศวรรษ) จำนวนวันที่ต่อเนื่องอย่างน้อย 6 วันที่อุณหภูมิต่ำสุด ต่ำกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 10	-13.4 to 6.0 (-1.9) 60.0%
6. ช่วงระยะเวลาที่อบอุ่น (วันต่อทศวรรษ) จำนวนวันที่ต่อเนื่องอย่างน้อย 6 วันที่อุณหภูมิสูงสุด สูงกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 90	-0.5 to 19.5 (4.3) 72.3%
7. ค่าต่ำสุดเฉลี่ยของอุณหภูมิต่ำสุดรายวัน (องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ) ค่าต่ำสุดเฉลี่ยของอุณหภูมิต่ำสุดรายวัน	-0.28 to 1.85 (0.64) 72.3%

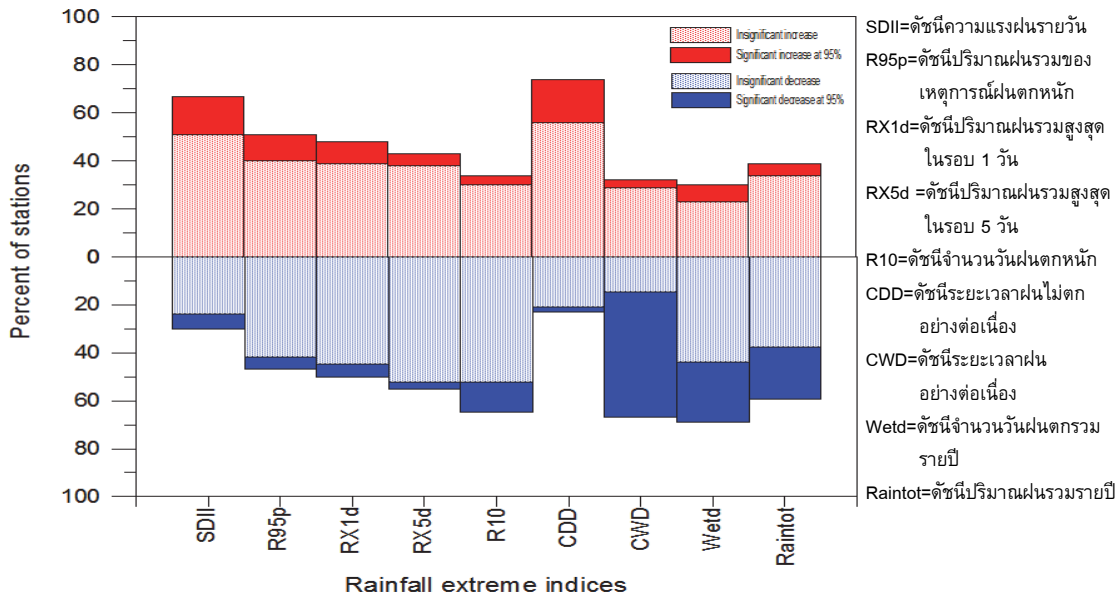


รูปที่ 2.10 เปอร์เซนต์ของจำนวนสถานีที่แสดงสัดส่วนแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิในประเทศไทย โดยจำนวนสถานีทั้งหมดที่ใช้คำนวณ คือ 65 สถานี ในช่วง ปี พ.ศ. 2513-2549

สภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทย มีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงที่ซับซ้อน ซึ่งดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนมีลักษณะการเปลี่ยนแปลงเกิดขึ้นทั้งสองทิศทาง คือ การเพิ่มขึ้นและการลดลงในอัตราที่แตกต่างกันในแต่ละสถานีและพื้นที่ (ตารางที่ 2.2 และรูปที่ 2.11) โดยทั่วไป แนวโน้มของดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทย มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงที่คล้ายคลึงและสอดคล้องกันในพื้นที่บริเวณกว้างน้อยกว่าดัชนีสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิ อย่างไรก็ตาม ผลการศึกษา พบว่า ปริมาณฝนรวมรายปี จำนวนวันฝนตกรวมรายปีและความถี่ของเหตุการณ์ฝนตกหนัก มีแนวโน้มลดลงอย่างมีนัยสำคัญหลายสถานี (ตารางที่ 2.2) โดยการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจนเกิดขึ้นในภาคกลาง ภาคเหนือ และภาคใต้ การเปลี่ยนแปลงที่เกี่ยวข้องกับแนวโน้มการลดลงของเหตุการณ์ดังกล่าวข้างต้น คือ ดัชนีความแรงของฝน และจำนวนวันที่ฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่องมีการเพิ่มขึ้นเกือบทั่วทุกภาค ส่งผลให้การเปลี่ยนแปลงของทั้งสองดัชนีในภาพรวมของประเทศไทยมีการเพิ่มขึ้น การศึกษาล่าสุดของ Limjirakan และคณะ (2010) พบว่า กรุงเทพมหานครซึ่งเป็นเมืองขนาดใหญ่ที่ตั้งอยู่บริเวณที่ราบลุ่มปากแม่น้ำเจ้าพระยา กำลังประสบกับการเพิ่มขึ้นของปริมาณฝนรวมรายปีอย่างมีนัยสำคัญ การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของฝนที่สอดคล้องกับการเพิ่มขึ้นของปริมาณฝนรวมรายปี คือ การเพิ่มขึ้นของความถี่และความแรงของเหตุการณ์ฝนตกหนัก นอกจากนี้ ความแรงของฝนในพื้นที่กรุงเทพมหานครมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญในช่วง 2-3 ทศวรรษที่ผ่านมา Limsakul และคณะ (2010) พบว่า สภาวะสุดขีดของฝนบริเวณพื้นที่ชายฝั่งของประเทศไทย มีการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจนเช่นกันในช่วง 30 ปีที่ผ่านมา โดยบริเวณชายฝั่งทะเลอันดามัน การเปลี่ยนแปลงที่มีนัยสำคัญ ประกอบด้วย การลดลงของปริมาณฝนรวมรายปีและความแรง รวมถึงความถี่ของเหตุการณ์ฝนตกหนัก ในขณะที่สภาวะสุดขีดของฝนบริเวณชายฝั่งตะวันตกของอ่าวไทย มีการเปลี่ยนแปลงในลักษณะที่เพิ่มขึ้นของความแรงของฝน ซึ่งเกี่ยวข้องกับการลดลงอย่างมีนัยสำคัญของจำนวนวันฝนตก

ตารางที่ 2.2 แสดงช่วงของดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทยที่คำนวณจาก 96 สถานี ค่าในวงเล็บ คือ ค่าเฉลี่ยของทุกสถานี โดยค่าร้อยละ แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงที่ลดลงและเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 95% ตามลำดับ แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝน รายงานในรูปร้อยละการเปลี่ยนแปลงเมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในระหว่างปี พ.ศ. 2513-2549 ต่อทศวรรษ

ดัชนีสภาวะสุดขีดของฝน	แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระหว่างปี พ.ศ. 2513-2549
1. จำนวนวันฝนตกรวมรายปี (ร้อยละต่อทศวรรษ) จำนวนวันที่ฝนตกมากกว่า 1 มิลลิเมตร	-12.6 to 9.9 (-0.8) 22.9%/9.4%
2. ปริมาณฝนรวมรายปี (ร้อยละต่อทศวรรษ)	-8.0 to 7.0 (-0.96) 21.9%/7.3%
3. ความแรงของฝนรายวัน (ร้อยละต่อทศวรรษ) ปริมาณฝนรวมรายปีต่อจำนวนวันฝนตกรวม	-10.4 to 7.7 (0.6) 5.2%/16.7%
4. ปริมาณฝนรวมของเหตุการณ์ฝนตกหนัก (ร้อยละต่อทศวรรษ) ปริมาณฝนรวมของเหตุการณ์ฝนที่มากกว่าค่าเปอร์เซ็นต์ไทล์ที่ 95	-33.0 to 17.9 (0.4) 5.2%/11.5%
5. ปริมาณฝนรวมสูงสุดในรอบ 1 วัน (ร้อยละต่อทศวรรษ) ปริมาณฝนรวมรายเดือน สูงสุดในรอบ 1 วัน	-15.1 to 12.1 (0.04) 5.2%/9.4%
6. ปริมาณฝนรวมสูงสุดในรอบ 5 วัน (ร้อยละต่อทศวรรษ) ปริมาณฝนรวมรายเดือน สูงสุดในรอบ 5 วัน	-16.1 to 14.4 (-0.3) 3.1%/5.2%
7. จำนวนวันฝนตกหนัก (ร้อยละต่อทศวรรษ) จำนวนวันที่ฝนตกมากกว่า 10 มิลลิเมตร	-8.8 to 6.8 (-0.94) 12.5%/4.2%
8. ระยะเวลาฝนไม่ตกอย่างต่อเนื่อง (ร้อยละต่อทศวรรษ) จำนวนวันสูงสุดที่ปริมาณฝนน้อยกว่า 1 มิลลิเมตรอย่างต่อเนื่อง	-13.6 to 16.9 (3.5) 2.1%/18.8%



รูปที่ 2.11 ร้อยละของจำนวนสถานีที่แสดงสัดส่วนแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของดัชนีสภาวะสุดขีดของฝนในประเทศไทย โดยจำนวนสถานีทั้งหมดที่ใช้คำนวณ คือ 96 สถานีในช่วง ปี พ.ศ. 2513-2549

2.7 การเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่และเวลาของความแปรปรวนของภูมิอากาศ

ประเทศไทยตั้งอยู่ใกล้จุดศูนย์กลางความแปรปรวนของระบบภูมิอากาศโลกที่สำคัญ คือ ปรากฏการณ์เอนโซมรสุมเอเชียและปรากฏการณ์ IOD (Indian Ocean Dipole) ซึ่งเป็นโหมดความแปรปรวนของระบบภูมิอากาศที่เกิดจากการแลกเปลี่ยนความร้อนและความชื้นระหว่างมหาสมุทร บรยากาศและพื้นดิน บริเวณเส้นศูนย์สูตรระหว่างมหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแปซิฟิก (Saji et al., 1999; Kripalani and Kulkarni, 2001; Lau and Nath, 2003; Jueng and Tangang, 2005) ดังนั้น ความแปรปรวนของภูมิอากาศเป็นองค์ประกอบที่สำคัญของการเปลี่ยนแปลงในระยะสั้นของระบบภูมิอากาศ ที่ส่งผลกระทบต่อประเทศไทย (Singhrattna et al., 2005; Limsakul et al., 2007; Limsakul and Goes, 2008) ปรากฏการณ์เอนโซมรสุมเอเชียและปรากฏการณ์ IOD มีการเชื่อมโยงและปฏิสัมพันธ์ซึ่งกันและกันอย่างใกล้ชิด และมีรูปแบบที่ซับซ้อนทั้งที่ช่วยเสริมและปรับแต่งความแปรปรวนให้เพิ่มขึ้นหรือลดลงในคาบเวลาต่างๆ (Torrence and Webster, 1999; Krishnamurthy and Goswami, 2000; Wang et al., 2008; Yuan et al., 2008; Luo et al., 2010; Wang et al., 2010) ผลการศึกษาของ Singhrattna และคณะ (2005) Limsakul และคณะ (2007) และ Limsakul and Goes (2008) พบว่า การเปลี่ยนแปลงในระยะสั้นของอุณหภูมิและฝนโดยเฉพาะอย่างยิ่งช่วงมรสุมฤดูร้อนในประเทศไทย มีความสัมพันธ์อย่างมีนัยสำคัญกับปรากฏการณ์เอนโซ โดยเฉพาะอย่างยิ่งหลังจากเหตุการณ์การเปลี่ยนแปลงแบบฉับพลันของภูมิอากาศในมหาสมุทรแปซิฟิกในปี พ.ศ. 2519-2520 ซึ่งเป็นช่วงเวลาที่ปรากฏการณ์เอนโซมีแนวโน้มผิดปกติในคาบเวลาที่ยาวนานมากกว่า 10 ปี และเป็นช่วงระยะเวลาเดียวกับที่ความสัมพันธ์ระหว่างมรสุมอินเดียและปรากฏการณ์เอนโซลดลง Limsakul และคณะ (2010) ได้วิเคราะห์ความแปรปรวนเชิงพื้นที่และเวลาของฝนช่วงมรสุมฤดูร้อนในประเทศไทย ในระหว่างปี พ.ศ. 2518-2549 ผลการศึกษาพบว่า ความแปรปรวนที่โดดเด่นในโหมดที่ 1 และ 2 ของ EOF ซึ่งมีลักษณะที่แตกต่างกันในเชิงพื้นที่นั้นมีความสัมพันธ์ในเชิงบวกกับมรสุมฤดูร้อนอินเดีย แต่มีความสัมพันธ์ในเชิงลบกับมรสุมฤดูร้อนมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ

ฝั่งตะวันตก โดยปริมาณฝนช่วงมรสุมฤดูร้อนในประเทศไทยจะสูงกว่าปกติในช่วงที่มรสุมฤดูร้อนอินเดียมีกำลังแรง ในขณะที่ปริมาณฝนในบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือเพิ่มขึ้นในช่วงที่มรสุมฤดูร้อนมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือฝั่งตะวันตกมีกำลังแรงกว่าปกติ อัศมน ลิมสกุล และคณะ (2553) ได้ทำการวิเคราะห์ข้อมูลฝนรายวัน เพื่ออธิบายแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนสะสมและจำนวนวันฝนตกในช่วงเดือนธันวาคม-กุมภาพันธ์ ระหว่างปี ค.ศ. พ.ศ. 2518-2552 ซึ่งผลการศึกษา พบว่า ประมาณร้อยละ 68% ของสถานีทั้งหมดที่ตั้งอยู่ในภาคใต้ ภาคกลาง ภาคตะวันออก และภาคตะวันออกเฉียงเหนือ มีแนวโน้มการเพิ่มขึ้นของปริมาณฝนสะสมและจำนวนวันฝนตกในช่วงเดือนธันวาคม-กุมภาพันธ์ ในอัตราเฉลี่ยร้อยละ 15 และ 9.8 ต่อทศวรรษ (เมื่อเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในช่วง พ.ศ.2518-2552) ตามลำดับ โดยปริมาณฝนสะสมและจำนวนวันฝนตกในภาคใต้ทั้งฝั่งอ่าวไทยและฝั่งอันดามัน รวมทั้งภาคตะวันออก มีการเพิ่มขึ้นอย่างมีนัยสำคัญที่ระดับความเชื่อมั่น 95% นอกจากนี้ ความแปรปรวนซึ่งคำนวณจากข้อมูลฝนรายวันในช่วงเดือนธันวาคม-กุมภาพันธ์ ยังแสดงให้เห็นถึงลักษณะฝนในช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือในหลายพื้นที่ของประเทศไทย มีความแปรปรวนเพิ่มขึ้น ซึ่งการเปลี่ยนแปลงดังกล่าวนี้ อาจเชื่อมโยงกับความแปรปรวนของภูมิอากาศในระดับภูมิภาค โดยเฉพาะอย่างยิ่งระลอกคลื่นมวลอากาศเย็นช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ที่พัดพาจากไซบีเรียและความกดอากาศสูงจากประเทศจีน ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงในแง่ความรุนแรงและความถี่ของการเกิดที่เพิ่มขึ้นในช่วงทศวรรษที่ผ่านมา (Chen et al., 2004; D'Arrigo et al., 2005; Panagiotopoulos et al., 2005)

2.8 สรุป

ในระยะเวลาไม่กี่ปีที่ผ่านมา การศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยา (climatology) ในประเทศไทยโดยเฉพาะอย่างยิ่ง การวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรทางภูมิอากาศจากฐานข้อมูลสถานีผิวพื้น ได้มีความก้าวหน้ามากขึ้น ซึ่งผลการศึกษาวิจัยได้ตีพิมพ์เผยแพร่ทั้งวารสารในประเทศและต่างประเทศเพิ่มขึ้นเป็นลำดับเช่นกัน การประมวลผลการศึกษาทั้งหลายเหล่านี้ ได้ช่วยให้เห็นภาพรวมที่ชัดเจนขึ้นของแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรทางภูมิอากาศที่สำคัญในประเทศไทย องค์ความรู้ที่ประมวลได้จากผลการศึกษาที่ผ่านมาจนถึงปัจจุบัน นับว่ามีประโยชน์อย่างยิ่งต่อการสร้างความรู้ความเข้าใจถึงสถานการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในปัจจุบัน เพื่อใช้เป็นข้อมูลทางวิชาการประกอบการตัดสินใจเชิงนโยบายและการศึกษาวิจัยด้านต่างๆ ในเชิงลึก โดยเฉพาะอย่างยิ่งประเด็นการประเมินความล้มเหลวและวิเคราะห์ความเสี่ยง รวมถึงแนวทางตั้งรับและปรับตัว อย่างไรก็ตาม การศึกษาที่ผ่านมายังขาดประเด็นที่สำคัญของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ซึ่งจำเป็นต้องวิเคราะห์เพิ่มเติมจากฐานข้อมูลตรวจวัดทั้งผิวพื้นและในชั้นบรรยากาศ เพื่อเป็นข้อมูลพื้นฐานสำหรับการวางแผน ตลอดจนประกอบการจัดทำรายงานประเมินฉบับต่อไป ประเด็นที่สำคัญสำหรับการศึกษาวิจัยในอนาคต ดังสรุปในตารางที่ 2.3 ทั้งนี้ การศึกษาวิจัยในอนาคตควรมุ่งเน้นการนำฐานข้อมูลดาวเทียมที่มีความละเอียดสูงจากแหล่งต่างๆ ทั้งในประเทศและต่างประเทศ มาใช้ประโยชน์ในการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของตัวแปรภูมิอากาศต่างๆ ทั้งบริเวณผิวพื้นและในชั้นบรรยากาศ นอกจากนี้ การบริหารจัดการฐานข้อมูลและผลการสังเคราะห์ เพื่อเผยแพร่และนำไปใช้ประโยชน์ในด้านการศึกษาวิจัยต่อยอดและประกอบการตัดสินใจเชิงนโยบาย นับเป็นกระบวนการที่สำคัญต่อการจัดการองค์ความรู้สู่สาธารณะและนโยบาย กิจกรรมนี้ ควรเป็นส่วนหนึ่งของ clearing house ที่ต้องดำเนินการอย่างต่อเนื่องและสม่ำเสมอในการอัปเดตฐานข้อมูลและผลการวิเคราะห์ ซึ่งองค์ประกอบของการจัดการองค์ความรู้นี้ ควรประกอบด้วยอย่างน้อย 3 ส่วนหลัก คือ 1) การรวบรวมข้อมูลและจัดทำฐานข้อมูลคุณภาพสูง 2) การวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรภูมิอากาศบริเวณผิวพื้นและในชั้นบรรยากาศ และ 3) การจัดการผลการวิเคราะห์และเผยแพร่สู่การนำไปใช้ประโยชน์

ตารางที่ 2.3 สรุปประเด็นที่สำคัญสำหรับการศึกษาวิจัยด้านภูมิอากาศวิทยาในอนาคต

หัวข้อและรายละเอียดประเด็นที่สำคัญ

1. การเปลี่ยนแปลงของปริมาณไอน้ำและไอน้ำกลั่นตัวได้ในบรรยากาศ (changes in water vapor and perceptible water vapor)
2. การเปลี่ยนแปลงของความชื้นจำเพาะและสัมพัทธ์ อุณหภูมิจุดเยือกแข็ง และอุณหภูมิสัมผัส (changes in specific and relative humidity, dewpoint temperature and apparent temperature)
3. โดมความร้อนและดัชนีภาวะเครียดจากความร้อน (heat Island and heat stress index)
4. การเปลี่ยนแปลงของความชื้นของดินและน้ำท่า (change in soil moisture and runoff)
5. การเปลี่ยนแปลงของการคายระเหยของน้ำ (evapotranspiration change)
6. การเปลี่ยนแปลงของเมฆและรังสีดวงอาทิตย์ (cloud and radiation changes)
7. การเปลี่ยนแปลงของตัวแปรที่เชื่อมโยงกับการหมุนไหลของบรรยากาศในระดับภูมิภาค (ลม ความกดอากาศ และฟลักซ์ที่ผิวพื้น)
8. การเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดในรูปของภัยแล้ง อุทกภัยและพายุโซนร้อน

เอกสารอ้างอิง

- แสงจันทร์ ลิ้มจิรากร, อัศมน ลิ้มสกุล และทวีวงศ์ ศรีบุรี 2553. การประเมินสภาวะความรุนแรงสภาพภูมิอากาศของประเทศไทย: การวิเคราะห์ความเสี่ยงและความล่อแหลมของพื้นที่วิกฤติ. รายงานฉบับสมบูรณ์ของสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.).
- อัศมน ลิ้มสกุล, วุฒิชัย แพงแก้ว และนิดาลักษณ์ สิทธิพล 2552. การสภาวะความรุนแรงและผลกระทบจากอุทกภัยและภัยแล้งในประเทศไทย อันเนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศโลก. รายงานฉบับสมบูรณ์ของศูนย์วิจัยและฝึกอบรมด้านสิ่งแวดล้อม.
- อัศมน ลิ้มสกุล, แสงจันทร์ ลิ้มจิรากร, ธชัญญ์ ภัทรสถาพรกุล, นิตยา นักระนาด มิลน์ และบุญชอบ สุธรรมนัสวงษ์ 2553. แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของฝนช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือในประเทศไทย. รายงานการประชุมวิชาการนานาชาติ เรื่อง ประเทศไทยกับภูมิอากาศ ครั้งที่ 1 ความเสี่ยงและโอกาสท้าทายในกลไกการจัดการสภาพภูมิอากาศโลก ณ ศูนย์ประชุมอิมแพค เมืองทองธานี จังหวัดนนทบุรี. 19-21 สิงหาคม 2553.
- Aguilar, E., Peterson, T. C., and Ramírez Obando, P. et al. 2005. Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961-2003. *Journal of Geophysical Research*, D23107, doi:10.1029/2005JD006119.
- Alexander, L.V., Zhang X., and Peterson, T. C. et al. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Chattopadhyay, N. and Hulme, M. 1997. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 87: 55-73.
- Chen, T.-C., Huang, W.-R. and Yoon, J.-H. 2004. Interannual variation of the East Asian cold surge activity. *Journal of Climate*, 17: 401-413.
- D'Arrigo, R., Jacoby, G., Wilson, R. and Panagiotopoulos, F. 2005. A reconstructed Siberian High index since A.D. 1599 from Eurasian and North American tree rings. *Geophysical Research Letters*, 32, L05705, doi:10.1029/2004GL022271.
- Dai, A. 2006. Recent climatology, variability and trends in global surface humidity. *Journal of Climate*, 19: 3589-3606.
- Dai, A., Trenberth, K.E. and Qian, T. 2004. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5: 1117-1130.
- Easterling, D.R., Meehl, G.A., Parmesan, C., Changnon, S.A., Karl, T.R. and Mearns, L.O. 2000. Climate extremes: Observations, modeling, and impacts. *Science*, 289: 2068-2074.
- Endo, N., Matsumoto, J. and Lwin, T. 2009. Trends in precipitation extremes over Southeast Asia. *Sola*, 5: 168-171.
- Fu, G., Charles, S.P. and Yu, J. 2009. A critical overview of pan evaporation trends over the last 50 years. *Climatic Change*, 97:193-214.
- Gaffen, D.J. and Ross, R.J. 1998. Increased summertime heat stress in the US. *Nature*, 396: 529-530.

- Golubev, V.S., Lawrimore, J.H., Groisman, P.Y., Speranskaya, N.A., Zhuravin, S.A., Menne, M.J., Peterson, T.C. and Malone, R.W. 2001. Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: A reassessment. *Geophysical Research Letters*, 28: 2665-2668.
- Griffiths, G.M., Chambers, L.E., and Haylock, M.R. et al. 2005. Change in mean temperature as a predictor of extreme temperature change in the Asia-Pacific region. *International Journal of Climatology*, 25: 1301-1330.
- IPCC, 2007. Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds., S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller). Cambridge University Press, Cambridge, UK and USA, 996 pp.
- Jones, P.D., Parker, D.E., Osborn, T.J. and Briffa, K.R. 2010. Global and hemispheric temperature anomalies –Land and marine instrumental records. A compendium of data global change. Carbon dioxide information analysis center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. doi:10.3334/CDIAC/cli.002.
- Juneng, L. and Tangang, F.T. 2005. Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in Southeast Asia region and its relationship with atmosphere-ocean variations in Indo-Pacific sector. *Climate Dynamics*, 25: 337-350.
- Klein Tank, A.M.G., et al. 2006. Changes in daily temperature and precipitation extremes in central and south Asia. *Journal of Geophysical Research*. D16105, doi:10.1029/2005JD006316.
- Kripalani, R.H. and kulkarni, A. 2001. Monsoon rainfall variations and teleconnections over South and East Asia. *International Journal of Climatology*, 21: 603-616.
- Krishnamurthy, V. and Goswami, B.N. 2000. Indian Monsoon-ENSO relationship on interdecadal timescale. *Journal of Climate*, 13: 579-595.
- Lau, N.-C. and Nath, M.J. 2003. Atmosphere-ocean variations in the Indo-Pacific sector during ENSO episodes. *Journal of Climate*, 16: 3-20.
- Limjirakan, S., Limsakul, A., and Sriburi, T. 2010. Trends in temperature and rainfall extremes in Bangkok Metropolitan area. *Journal of Environmental Research*, 32: 31-48.
- Limsakul, A. and Goes, J.I. 2008. Empirical evidence of interannual and longer period variability in Thailand surface air temperature. *Journal of Atmospheric Research*, 87: 89-102.
- Limsakul, A., Limjirakan, S. and Sriburi, T. 2010. Observed changes in daily rainfall extremes along Thailand's coastal zone. *Journal of Environmental Research*, 32: 49-68.
- Limsakul, A., Limjirakan, S. and Suthamanuswong, B. 2007. Spatio-temporal changes in total annual rainfall and the annual number of rainy days in Thailand. *Journal of Environmental Research*, 29:1-21.
- Limsakul, A., Limjirakan, S. and Suthamanuswong, B. 2010. Asian summer monsoon and its associated rainfall variability in Thailand. *EnvironmentAsia*, 3: 85-95.
- Limsakul, A., Limjirakan, S., Sriburi, T. and Suthamanuswong, B. 2011. Trends in temperature and its extremes in Thailand. *Thai Environmental Engineering Journal*, 25:9-16.
- Limsakul, A., Paengkaew, W., Kummueang, A., Limjirakan, S. and Suthamanuswong, B. 2011. PDSI-based variations of droughts and wet spells in Thailand: 1951-2005. *EnvironmentAsia*, 4, 12-20.

- Limjirakan, S. And Limsakul, A. 2011. Trends in Thailand pan evaporation from 1970-2007. Submitted to Journal of Atmospheric Research.
- Liu, B., Xu, M., Henderson, M. and Gong, W. 2004. A spatial analysis of pan evaporation trend in China, 1955-2000. Journal of Geophysical Research, 109: D15102.doi:10.1029/2004JD004511.
- Luo, J.-J., Zhang, R., Behera, S.K., Matsumoto, Y., Jin, F.-F., Lukas, R. and Yamagata, T. 2010. Interaction between El Niño and extreme Indian Ocean Dipole. Journal of Climate, 23: 726-742.
- Manton, M.J., Della-Marta, P.M., and Haylock, M.R. et al. 2001. Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998. International Journal of Climatology, 21: 269-284.
- Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M., Hannachi, A.W. and Stephenson, D.B. 2005. Observed trends and teleconnections of the Siberian High: A recently declining center of action. Journal of Climate, 18: 1411-1422.
- Peterson, T.C. 2005. Climate change indices. World Meteorological Organization Bulletin, 54:83-86.
- Roderick, M.L. and Farquhar, G. 2004. Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002. International Journal of Climatology, 24: 1077-1090.
- Roderick, M.L., Hobbins, M.T. and Farquhar, G.D. 2009. Pan evaporation trends and the terrestrial water balance. I. Principles and observations. Geography Compass. 746-760, 10.1111/j.1749-8198.2008.00213.x.
- Saji, N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, N. and Yamagata, T. 1999. A dipole mode in tropical Indian Ocean. Nature, 401:360-363.
- Singhrattana, N., Rajagopalan, B., Kumar, K.K. and Clark, M. 2005. Interannual and interdecadal variability of Thailand summer monsoon season. Journal of Climate, 18: 1697-1708.
- Tebakari, T., Yoshitani, J. and Suvanpimol, C. 2005. Time-space trend analysis in pan evaporation over kingdom of Thailand. Journal of Hydrologic Engineering, 10: 205-215.
- Torrence, C. and Webster, P.J. 1999. Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon system. Journal of Climate, 12: 2679-2690.
- Trenberth, K.E. and Hurrell, J.W. 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. Climate Dynamics, 9:303-319.
- Vincent, L.A., Wijngaarden, W.A. and Hopkinson, R. 2007. Surface temperature and humidity trends in Canada for 1953-2005. Journal of Climate, 20: 5100-5113.
- Vose, R.S., Easterling, D.R. and Gleason, B. 2005. Maximum and minimum temperature trends for the globe: An updated through 2004. Geophysical Research Letters, 32: L23822, doi:10.1029/2004GL024379.
- Wang, B. and Ding, Q. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 44: 165-183.
- Wang, B., Wu, Z., Chang, C.-P., Liu, J. Li, J. and Zhou, T. 2010. Another look at interannual-to-interdecadal variations of the East Asian winter monsoon: The northern and southern temperature modes. Journal of Climate, 23: 1495-1512.

- Wang, J.L. and Gaffen, D.J. 2001. Late-twentieth-century climatology and trends of surface humidity and temperature in China. *Journal of Climate*, 14: 2833-2845.
- Yuan, Y., Yang, H., Zhou, W. and Li, C. 2008. Influences of the Indian Ocean dipole on the Asian summer monsoon in the following year. *International Journal of Climatology*, 28: 1849-1859.
- Zhang, Y., Wallace, J.M. and Battisti, D.S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate*, 10: 1004-10.

3

ข้อมูลการตรวจวัดในทะเลและมหาสมุทร

ดร.ปัทมา สิงห์รักษ์
อาจารย์รัชชนันท์ ภัทรสถาพรกุล

วิธีอ้างอิง

ปัทมา สิงห์รักษ์ และรัชชนันท์ ภัทรสถาพรกุล, 2554: ข้อมูลการตรวจวัดในทะเลและมหาสมุทร. ใน: รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1: องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย [อัศมน ลิ้มสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณฑ์รีย์ บุญประกอบ (บรรณาธิการ)]

ข้อมูลการตรวจวัดในทะเลและมหาสมุทร

ประเด็นสำคัญ	65
3.1 บทนำ	66
3.2 อุณหภูมิผิวน้ำทะเล	66
3.3 ระดับน้ำทะเล	68
3.4 คลื่นพายุซัดฝั่ง	71
3.5 คลื่นลม	74
3.6 กระแสน้ำ	75
3.7 สรุปล	76
เอกสารอ้างอิง	78

ประเด็นสำคัญ (Key Finding) :

การประเมินแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรทางภูมิอากาศในประเทศไทยในบริบทของข้อมูลด้านสมุทรศาสตร์จากการสังเคราะห์รายงานทางวิชาการได้ผลสรุปดังนี้

1) อุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยในอ่าวไทยและทะเลอันดามันมีแนวโน้มสูงขึ้นประมาณ 0.1 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ ในรอบ 50 ปี (พ.ศ.2510-2549) นอกจากนี้ ความแปรปรวนระหว่างปีของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยมีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซ

2) ข้อมูลจากสถานีวัดระดับน้ำ 4 สถานีในอ่าวไทยในรอบกว่า 60 ปี (พ.ศ.2438-2547) ซึ่งให้หาระดับน้ำทะเลเฉลี่ยในอ่าวไทยมีแนวโน้มสูงขึ้นด้วยอัตราระหว่าง 3.0 ± 1.5 ถึง 5.0 ± 1.3 มิลลิเมตรต่อปี ขณะที่ข้อมูลจากดาวเทียมวัดระดับน้ำทะเลในรอบ 17 ปี (พ.ศ.2536-2552) แสดงอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยที่สอดคล้องและในทิศทางเดียวกัน สำหรับในทะเลอันดามันยังไม่มีการศึกษาอย่างชัดเจน

3) คลื่นพายุซัดฝั่งจากพายุหมุนเขตร้อนในอดีตที่เคลื่อนที่เข้าสู่พื้นที่ชายฝั่งอ่าวไทยฝั่งตะวันตกทำให้ระดับน้ำสูงขึ้น 30-60 เซนติเมตร แต่เป็นเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นไม่บ่อยครั้งนัก และยังไม่มีการศึกษาค้นพายุซัดฝั่งที่อาจเกิดขึ้นจากลมมรสุมอย่างเป็นระบบ

4) อ่าวไทยตอนล่างมีโอกาสพบคลื่นที่มีขนาดสูงขึ้นได้ในช่วงฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เนื่องจากมีคลื่น swell เคลื่อนตัวจากทะเลจีนใต้เข้ามาเสริมในช่วงที่มีระลอกอากาศหนาว (cold surge) ทำให้พบคลื่นยกตัวสูงมากกว่า 2 เมตร ได้ในเขตชายฝั่ง โดยประเทศไทยได้ติดตั้งทุ่นสมุทรศาสตร์จำนวน 12 สถานีสำรวจภายใต้โครงการ SEAWATCH ในช่วงระหว่างปี พ.ศ. 2535-2549 แต่ประสบปัญหาการซ่อมบำรุงและการสูญหายของทุ่น ปัจจุบันจึงไม่มีทุ่นสมุทรศาสตร์ที่ใช้ในการตรวจวัดคลื่นอย่างเป็นระบบ

5) ลม เป็นปัจจัยหลักที่ควบคุมรูปแบบการไหลเวียนตามฤดูกาลของกระแสน้ำสุทธิตั้ง (residual current) โดยในบริเวณอ่าวไทยตอนบนพบว่า กระแสน้ำไหลในทิศทางทวนเข็มนาฬิกาในช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ขณะที่ในช่วงมรสุมตะวันตกเฉียงใต้นั้นสามารถเกิดรูปแบบการไหลเวียนของกระแสน้ำได้ทั้งแบบตามเข็มนาฬิกาและทวนเข็มนาฬิกาขึ้นอยู่กับความสม่ำเสมอของลม (horizontal wind gradient) ส่วนในอ่าวไทยตอนล่างและทะเลอันดามันรูปแบบการไหลเวียนของกระแสน้ำยังไม่ชัดเจนที่แน่ชัด เนื่องจากขาดข้อมูลตรวจวัดโดยตรงในภาคสนามที่เป็นระบบ

3.1 บทนำ

มหาสมุทร เป็นองค์ประกอบหนึ่งของระบบภูมิอากาศโลกที่มีบทบาทสำคัญในการควบคุมสมดุลงบประมาณความร้อน (heat budget) และการไหลเวียนของบรรยากาศพื้นผิวโลก (atmospheric circulation) กระบวนการทางสมุทรศาสตร์ เช่น การไหลเวียนของกระแสน้ำเป็นการพาความร้อน (advection/convection) เพื่อแพร่กระจายฟลักซ์ความร้อนจากรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก ดังนั้น ลักษณะอากาศภาคพื้นสมุทรจึงมีอิทธิพลต่อลักษณะอากาศภาคพื้นทวีป

บทนี้เป็นการประเมินแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรทางภูมิอากาศในประเทศไทยในบริบทของข้อมูลด้านสมุทรศาสตร์โดยมีตัวแปรที่สำคัญ ได้แก่ อุณหภูมิ ความเค็ม ระดับน้ำทะเล คลื่นลม และกระแสน้ำ สำหรับในน่านน้ำไทย อุณหภูมิ น้ำทะเล และระดับน้ำทะเลเป็นตัวแปรทางสมุทรศาสตร์ที่มีข้อมูลการตรวจวัดที่ค่อนข้างต่อเนื่องและมีคุณภาพสูง ทั้งจากสถานีวัดระดับน้ำบริเวณชายฝั่งและการสำรวจระยะไกลด้วยดาวเทียม ในขณะที่ตัวแปรอื่นๆ เช่น ความเค็ม คลื่นลม และกระแสน้ำ พบว่า มีข้อจำกัดคือ ขาดข้อมูลตรวจวัดที่ต่อเนื่องทำให้ไม่สามารถวิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวและความแปรปรวนในคาบเวลาต่างๆ ได้ชัดเจน สำหรับการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล นอกจากการพิจารณาระดับน้ำทะเลเฉลี่ยในระยะยาวแล้ว ยังได้กล่าวถึงคลื่นพายุซัดฝั่งหรือสตูร์มเสิร์จซึ่งเป็นภาวะน้ำเอ่อล้นฝั่งหรือการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำชั่วคราวจากพายุอีกด้วย

อย่างไรก็ตาม การศึกษาวิจัยทางด้านสมุทรศาสตร์ในประเทศไทยยังถือว่ามีความค่อนข้างน้อยและขาดความต่อเนื่อง ทำให้การประเมินในครั้งนี้จำเป็นต้องอาศัยรายงานการศึกษาในระดับโลกและระดับภูมิภาคมาพิจารณาประกอบในกรณีที่ยังไม่มีการศึกษาจากภายในประเทศ เพื่อให้เห็นภาพสถานการณ์การเปลี่ยนแปลงทางสมุทรศาสตร์ของน่านน้ำไทยในปัจจุบัน

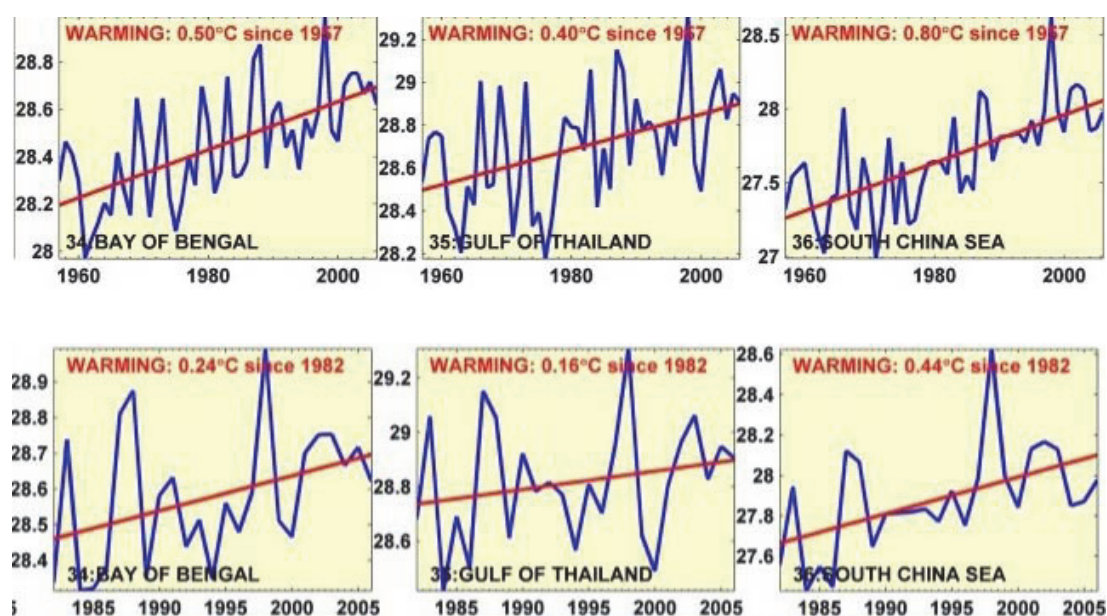
3.2 อุณหภูมิ น้ำทะเล

ในการประเมินครั้งที่ 4 ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (IPCC, 2007) รายงานไว้ว่าในรอบศตวรรษที่ผ่านมา (พ.ศ. 2449-2548) อุณหภูมิเฉลี่ยของโลกเพิ่มขึ้น 0.74 ± 0.18 องศาเซลเซียส โดยอัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิในรอบ 50 ปีหลัง (พ.ศ. 2499-2548) เท่ากับ 0.13 องศาเซลเซียส ต่อทศวรรษ ทั้งนี้การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศเหนือแผ่นดินมีอัตราสูงกว่าการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ น้ำทะเลประมาณ 2 เท่า คือ 0.27 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ เทียบกับ 0.13 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ ระหว่างปี พ.ศ. 2522-2548 (Trenberth et al., 2007)

โดยภาพรวมแล้วอุณหภูมิ น้ำทะเลเฉลี่ยทั้งโลกสูงขึ้น แต่มีความแตกต่างในเชิงพื้นที่ของอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิทั้งในระดับมหาสมุทรและระดับภูมิภาค อุณหภูมิ น้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกมีความแปรปรวนของอุณหภูมิระหว่างทศวรรษสูง โดยมีอัตราเร็วสูงขึ้นหลังจากปี พ.ศ. 2522 (Bindoff et al., 2007) ขณะที่อุณหภูมิ น้ำทะเลของมหาสมุทรอินเดียมีแนวโน้มสูงขึ้นอย่างต่อเนื่อง ในรอบ 50 ปี (ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1950) อุณหภูมิพื้นผิว น้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดียเพิ่มขึ้น 0.5 องศาเซลเซียส เท่ากับ 0.10 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ (Schott et al., 2009)

ในระดับภูมิภาค Belkin (2009) วิเคราะห์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิพื้นผิว น้ำทะเลของระบบนิเวศทางทะเลขนาดใหญ่ (Large Marine Ecosystem) ทั่วโลกจำนวน 63 เขต พื้นที่ทางทะเลของไทยอยู่ใน 2 เขต คือ ทะเล

อันดามันซึ่งเป็นส่วนหนึ่งของอ่าวเบงกอล (Bay of Bengal) และอ่าวไทย (Gulf of Thailand) นอกจากนี้ ยังมีทะเลจีนใต้ (South China Sea) ซึ่งมีขอบเขตติดกับอ่าวไทย โดยใช้ข้อมูลจากหน่วยงานอุตุนิยมวิทยาของสหราชอาณาจักร UKMO HadSST2 ซึ่งเป็นหนึ่งในชุดข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาระดับโลกของ Trenberth et al. (2007) อุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยของพื้นที่ระบบนิเวศขนาดใหญ่ทั้ง 3 เขตมีแนวโน้มสูงขึ้น (รูปที่ 3.1) โดยในรอบ 25 ปี (พ.ศ.2525-2549) มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น 0.24, 0.16 และ 0.44 องศาเซลเซียส ตามลำดับ คิดเป็นอัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ 0.10, 0.06 และ 0.17 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ ตามลำดับ มีค่าต่ำกว่าหรือใกล้เคียงกับอัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิน้ำทะเลเฉลี่ยระดับโลก (0.13 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ) และเมื่อเปรียบเทียบกับเขตอื่นๆ อีก 60 เขตทั่วโลกแล้ว อ่าวเบงกอล อ่าวไทยและทะเลจีนใต้ จัดเป็นกลุ่มพื้นที่ที่มีแนวโน้มการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิในระดับต่ำถึงระดับปานกลาง อย่างไรก็ตาม การอนุมานอัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลสำหรับทะเลอันดามันตามงานวิจัยของ Belkin (2009) ควรใช้การพิจารณาด้วยความระมัดระวัง เนื่องจากพื้นที่ของทะเลอันดามันคิดเป็นเพียงหนึ่งในสี่ของพื้นที่ระบบนิเวศทางทะเลอ่าวเบงกอล



รูปที่ 3.1 อุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยรายปี หน่วยเป็นองศาเซลเซียส และเส้นแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิระหว่างปี พ.ศ. 2510-2549 (ค.ศ.1967-2006, แถวบนและปี (พ.ศ. 2525-2549 (ค.ศ.1982-2006, แถวล่างของ (เขตนิเวศทางทะเลขนาดใหญ่) Large Marine Ecosystem อ่าวเบงกอล ((Bay of Bengal) อ่าวไทย (Gulf of Thailand) ทะเลจีนใต้ (South China Sea) ที่มา: Belkin (2009)

สำหรับทะเลอันดามัน Brown et al. (1996) ได้เปรียบเทียบอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ได้จากเครื่องมือวัดในทะเลในเขตพื้นที่ จ.ภูเก็ต ระยะเวลา 25 เดือน กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในพื้นที่เดียวกันจากหน่วยงานอุตุนิยมวิทยาของสหราชอาณาจักร UK MOHSST ซึ่งเป็นข้อมูลชุดเดียวกันกับที่ใช้โดย Trenberth et al. (2007) และ Belkin (2009) พบว่ามีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ 0.79 และเมื่อวิเคราะห์ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิในทะเลอันดามันพื้นที่ระหว่างละติจูด 5-10 องศาเหนือ ลองจิจูด 95-100 องศาตะวันออก ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2488-2543 อุณหภูมิผิวน้ำทะเลมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นด้วยอัตรา 0.126 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ แนวโน้มนี้มีค่าใกล้เคียงกับการศึกษาของ Belkin (2009) ในอ่าวเบงกอล ที่พบแนวโน้มการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ 0.50 องศาเซลเซียส ระหว่างปี พ.ศ. 2500-2549 หรือ 0.10 องศาเซลเซียสต่อ

ทศวรรษ และของ Schott et al. (2009) ที่รายงานอัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดีย 0.10 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ

สำหรับทะเลจีนใต้และอ่าวไทยซึ่งเป็นเขตทะเลต่อเนื่องกันนั้น พบแนวโน้มการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยในทะเลจีนใต้มีค่าสูงกว่าในอ่าวไทย (Ho et al., 2004; Fang et al., 2006; Belkin 2009) แต่อัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิในแต่ละการศึกษายังมีความแตกต่างกันอยู่มาก ทั้งนี้จะเกิดจากความแตกต่างของที่มาและระยะเวลาของชุดข้อมูลที่ใช้ศึกษา Fang et al. (2006) แสดงให้เห็นว่า หากใช้ข้อมูลอุณหภูมิผิวน้ำทะเลระหว่างปี พ.ศ. 2536-2546 อัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในทะเลจีนใต้เท่ากับ 0.5 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ ขณะที่ข้อมูลระหว่างปี พ.ศ. 2525-2546 แสดงอัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ 0.26 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษ ดังนั้น อัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิในอ่าวไทยถึง 0.4 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษระหว่างปี พ.ศ. 2536-2546 (Fang et al., 2006) จึงน่าจะเป็นอัตราที่แสดงความแปรปรวนของอุณหภูมิในรอบสิบปีมากกว่าการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิในระยะยาว ขณะที่อัตราการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิในอ่าวไทยประมาณ 0.06 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษในระหว่างปี พ.ศ.2525-2549 (Belkin, 2009) ถึง 0.2 องศาเซลเซียสต่อทศวรรษในระหว่างปี พ.ศ.2525-2546 (Ho et al., 2004) น่าจะแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิผิวน้ำทะเลของอ่าวไทยในระยะยาวได้ดีกว่า

นอกจากแนวโน้มการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิในระยะยาวแล้วยังมีความแปรปรวนระหว่างปีของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลปรากฏอย่างชัดเจน โดยปีที่มีน้ำทะเลมีอุณหภูมิสูงมากกว่าค่าเฉลี่ยทั้งในอ่าวไทย อ่าวเบงกอล และทะเลจีนใต้ตรงกับปี พ.ศ. 2526, 2530-2531, 2531, 2546 ซึ่งเมื่อเปรียบเทียบกับค่าดัชนี Niño 3.4 ซึ่งเป็นค่าผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยในมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออกระหว่างละติจูด $5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$ และลองจิจูด $120^{\circ} - 170^{\circ}\text{W}$ ช่วงเวลาดังกล่าวตรงกับช่วงที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ (McPhaden, 2004) โดยอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในทั้ง 3 เขตมีค่าสูงสุดหลังจากที่ดัชนี Niño 3.4 มีค่าสูงสุดประมาณ 6-9 เดือน โดย Niño 3.4 มีค่าสูงสุดในเดือนพฤศจิกายน อุณหภูมิผิวน้ำทะเลในอ่าวเบงกอลมีค่าสูงสุดในเดือนเมษายนถึงเดือนพฤษภาคมของปีถัดไป (Schott et al., 2009) ส่วนอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในอ่าวไทยและทะเลจีนใต้มีค่าสูงสุดประมาณเดือนกรกฎาคม (Fang et al., 2006)

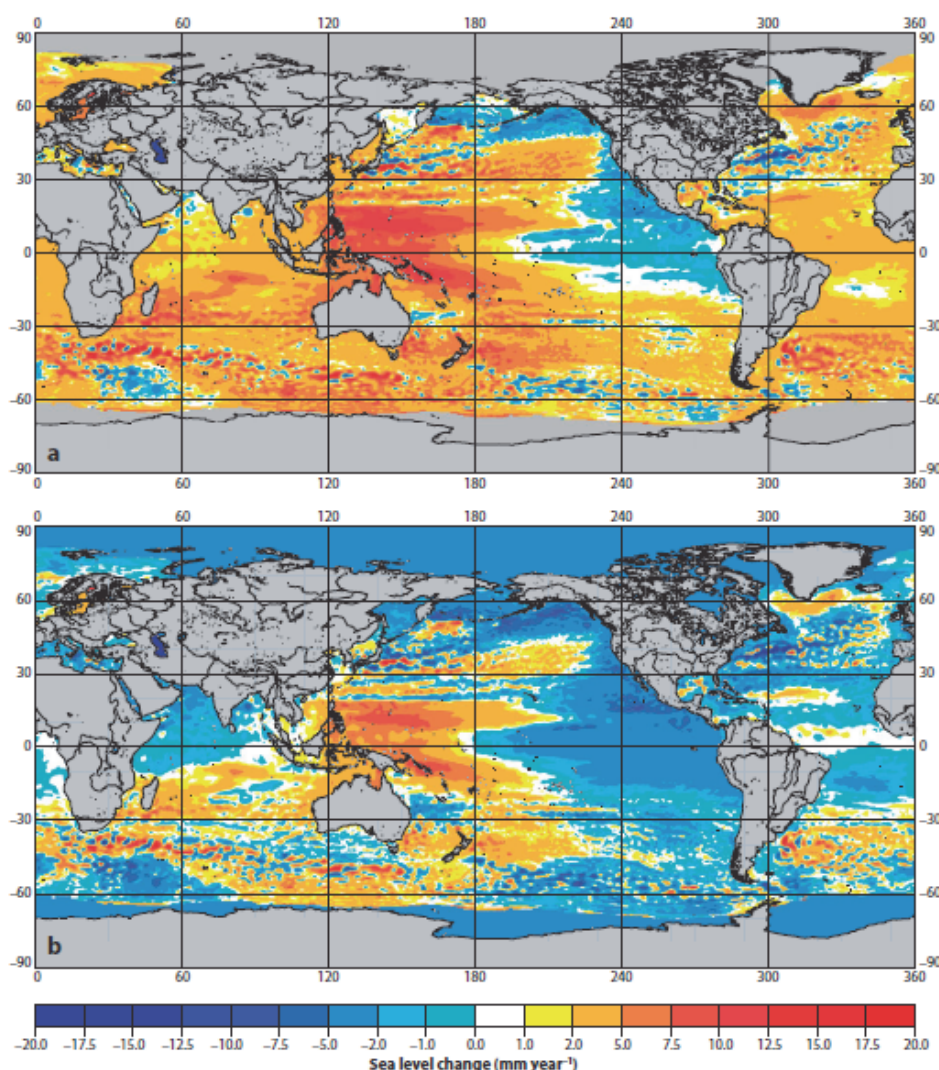
3.3 ระดับน้ำทะเล

ในการประเมินครั้งที่ 4 ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (IPCC, 2007) ได้รายงานการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลระดับโลกโดยใช้ข้อมูลจากการตรวจวัดที่เป็นอิสระจากกัน 2 แหล่ง คือ ระดับน้ำทะเลจากสถานีวัดระดับน้ำ และระดับน้ำจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ (altimeter) โดยข้อมูลจากสถานีวัดระดับน้ำระหว่างปี พ.ศ. 2504-2546 แสดงให้เห็นว่าระดับน้ำทะเลเฉลี่ยทั้งโลกเพิ่มขึ้นด้วยอัตรา 1.8 มิลลิเมตรต่อปี ส่วนการตรวจวัดด้วยดาวเทียมระหว่างปี พ.ศ. 2536-2546 พบว่า ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยทั้งโลกเพิ่มขึ้นด้วยอัตรา 3.1 มิลลิเมตรต่อปี (Bindoff et al., 2007) และหลังจากรายงานของ IPCC (2007) Cazenave and Llovel (2010) ได้แสดงให้เห็นว่า อัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยมีค่าสูงขึ้นเป็น 3.4 มิลลิเมตรต่อปี ระหว่างปี พ.ศ. 2536-2551

การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเกิดเนื่องจาก 2 สาเหตุหลัก คือ การขยายตัวของน้ำทะเลจากอุณหภูมิที่สูงขึ้น และการเพิ่มขึ้นของมวลน้ำทะเลเนื่องจากการละลายของธารน้ำแข็งบนแผ่นดิน และการละลายของน้ำแข็งขั้วโลกทั้งจากเกาะกรีนแลนด์และทวีปแอนตาร์กติกา Cazenave and Llovel (2010) รายงานไว้ว่าการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิทำให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 1.0 มิลลิเมตรต่อปี คิดเป็น 30 เปอร์เซ็นต์ของอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเล ส่วนการละลายของน้ำแข็งทำให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 1.8 มิลลิเมตรต่อปี คิดเป็น 55 เปอร์เซ็นต์ของอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลระหว่างปี พ.ศ. 2536-2551 อัตรานี้เป็นอัตราที่แตกต่างจาก Bindoff et al. (2007) ซึ่งรายงานไว้ว่า

ระหว่างปี พ.ศ. 2536-2546 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิทำให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 1.6 mm yr^{-1} และการละลายของน้ำแข็งทำให้ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้น 1.2 มิลลิเมตรต่อปี อาจกล่าวได้ว่าอัตราการขยายตัวของน้ำทะเลมีค่าลดลง ขณะที่การละลายของน้ำแข็งมีค่าเพิ่มขึ้นจากรายงานของ IPCC (2007)

ข้อมูลการตรวจวัดด้วยดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ระหว่างปี พ.ศ.2536-2551 แสดงให้เห็นว่าอัตราการเพิ่มขึ้นของน้ำทะเลในระดับภูมิภาคมีค่าไม่เท่ากันทั่วโลก (รูปที่ 3.2) โดยบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตกมีอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลสูงกว่าค่าเฉลี่ยทั่วโลก (Cazenave and Llovel, 2010) สาเหตุเกิดจากกระบวนการทางสมุทรศาสตร์ที่แตกต่างกันในแต่ละภูมิภาค ประกอบด้วยอัตราการขยายตัวของน้ำทะเลที่ไม่เท่ากัน การไหลเวียนของกระแสน้ำ เป็นต้น นอกจากนี้อัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลที่มีค่าสูงในมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกยังเกิดจากระยะเวลาของข้อมูลซึ่งมีปรากฏการณ์เอลนีโญเกิดขึ้นหลายครั้ง จึงอนุมานได้ว่ารูปแบบของอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำในระดับภูมิภาคมีความไม่คงที่ อาจมีการเปลี่ยนแปลงในภายหลังได้



รูปที่ 3.2 a) แผนที่แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ ระหว่างปี พ.ศ. 2536-2551 หน่วยเป็นมิลลิเมตร ต่อปี
b) แผนที่แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิที่หักลบค่าการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยทั่วโลกด้วยอัตรา 3.4 มิลลิเมตรต่อปีออกแล้ว ที่มา: Cazenave and Llovel (2010)

ประเทศไทยมีการตรวจวัดระดับน้ำทะเลด้วยสถานีวัดระดับน้ำ โดยกรมอุทกศาสตร์ กองทัพเรือ ตั้งแต่ปี พ.ศ.2483 ที่ผ่านมามีการศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในระยะยาวภายในน่านน้ำไทยนั้น ยังได้ ภาพที่ไม่ชัดเจน ทั้งนี้เนื่องจากการวัดระดับน้ำที่สถานีวัดนั้นเป็นการวัดระยะห่างระหว่างผิวน้ำทะเลเทียบกับตัวเรือน สถานีที่ยึดอยู่กับแผ่นดิน ดังนั้นหากเกิดการเคลื่อนตัวในทางดิ่งของแผ่นดิน เครื่องมือย่อมบันทึกการเปลี่ยนแปลงนี้ไว้ ด้วย (Church et al., 2008) การเคลื่อนที่ในทางดิ่งของแผ่นดินมี 3 สาเหตุหลัก ได้แก่ 1) การหดตัวของเปลือก โลกเนื่องจากการละลายของน้ำแข็งหลังจากยุคน้ำแข็ง (glacial isostatic adjustment) ซึ่งเป็นการเปลี่ยนแปลง ระดับโลก 2) ธรณีแปรสัณฐานของแผ่นเปลือกโลก (geotectonic movement) เป็นการเปลี่ยนแปลงในระดับภูมิภาค เช่น แผ่นดินไหวสุมาตรา-อันดามันเมื่อปี พ.ศ. 2547 เปลือกโลกในประเทศไทยมีอัตราการยกตัวขึ้น แต่หลังจากเกิด แผ่นดินไหว แผ่นเปลือกโลกมีการจมตัวลง (Trisirisatayawong et al., 2011) และ 3) การทรุดตัวของแผ่นดิน เนื่องจากการกิจกรรมต่าง ๆ ของมนุษย์ เช่น การสูบน้ำบาดาล การกักเก็บตะกอนไว้เหนือเขื่อน การขุดเจาะน้ำมัน เป็นต้น ในการหาอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลสุทธิจึงต้องคำนึงถึงปัจจัยเหล่านี้ด้วย ปัจจุบันมีการติดตั้งอุปกรณ์ วัดตำแหน่งที่มีความแม่นยำสูงด้วยระบบจีพีเอส (GPS) ทำให้สามารถหาอัตราการเคลื่อนตัวในแนวตั้งของเปลือก โลกได้

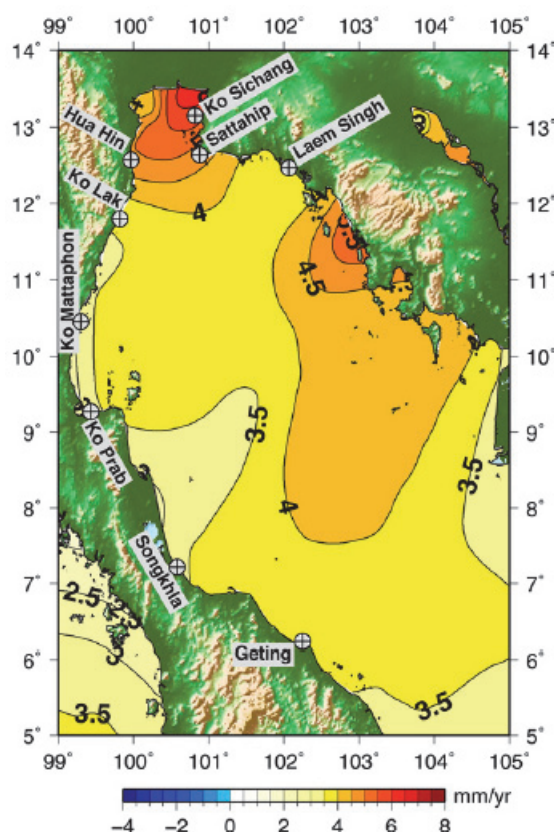
Trisirisatayawong et al. (2011) ทำการวิเคราะห์ระดับน้ำจากสถานีวัดระดับน้ำ 4 สถานีหลัก ที่มีข้อมูล ระยะยาวต่อเนื่องกว่า 60 ปี และตัวเรือนสถานีตั้งอยู่บนแผ่นดินที่มีความเสถียร ประกอบกับการวิเคราะห์ข้อมูล ตำแหน่งจีพีเอสจากสถานีวัดของกรมแผนที่ทหาร ที่อยู่ใกล้เคียงกับสถานีวัดระดับน้ำ ทำให้สามารถแยกค่าอัตราการ เคลื่อนตัวของเปลือกโลกในแนวตั้งออกจากอัตราการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์ได้ โดยใช้ข้อมูลตั้งแต่ปี พ.ศ. 2483-2547 ซึ่งเป็นปีก่อนการเกิดแผ่นดินไหวสุมาตรา-อันดามัน ดังตารางที่ 3.1 หากพิจารณาจากอัตราการ เพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์พบว่า อัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลมีค่าอยู่ระหว่าง 0.7-2.2 มิลลิเมตรต่อปี และบางสถานี เช่น เกาะหลัก ระดับน้ำทะเลเฉลี่ยมีแนวโน้มลดลง แต่หากนำอัตราการยกตัวสูงขึ้นของพื้นดินซึ่งสถานี วัดระดับน้ำตั้งอยู่ มาพิจารณาประกอบด้วย พบว่า แนวโน้มของระดับน้ำทะเลสุทธิในอ่าวไทยมีอัตราการเพิ่มขึ้น 3.0 ± 1.5 ถึง 5.0 ± 1.3 มิลลิเมตรต่อปี โดยความไม่แน่นอนของอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลก็ยังมีความสูงอยู่นั้น มีที่มาจากความไม่แน่นอนในการวัดอัตราการเคลื่อนตัวในทางดิ่งของแผ่นดิน

ตารางที่ 3.1 อัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยจากสถานีวัดระดับน้ำในอ่าวไทย หน่วยเป็นมิลลิเมตรต่อปี (mm yr^{-1}) สถานีเกาะหลักและสัตหีบ (พ.ศ. 2483-2547) สถานีเกาะมัดโปน (พ.ศ.2507-2547) สถานีเกาะสีชัง (พ.ศ. 2483-2542) ที่มา: Trisirisatayawong et al. (2011)

สถานี	อัตราการเพิ่มขึ้นของ ระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์	อัตราการยกตัวของ พื้นดิน	อัตราการเพิ่มขึ้นของ ระดับน้ำทะเลสุทธิ
สัตหีบ	1.2 ± 0.3	3.8 ± 1.3	5.0 ± 1.3
เกาะสีชัง	0.7 ± 0.2	3.8 ± 1.3	4.5 ± 1.3
เกาะหลัก	-0.6 ± 0.1	3.6 ± 1.5	3.0 ± 1.5
เกาะมัดโปน	2.2 ± 0.7	2.2 ± 0.8	4.4 ± 1.1

Trisirisatayawong et al. (2011) ใช้ข้อมูลจากดาวเทียมประเภทอัลติมิเตอร์ ระหว่างปี พ.ศ. 2536-2552 พบว่า อัตราการเพิ่มขึ้นของน้ำทะเลเฉลี่ยในอ่าวไทยมีค่าอยู่ระหว่าง 3.5 มิลลิเมตรต่อปี (รูปที่ 3.3) โดยมีค่าสูงบริเวณ อ่าวไทยตอนใน ซึ่งค่าที่ได้ใกล้เคียงกับอัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลในทะเลจีนใต้ 5-8 มิลลิเมตรต่อปี (Cazenave and Llovel, 2010)

สำหรับการประเมินความเสี่ยงของพื้นที่ชายฝั่งต่อการเพิ่มสูงขึ้นของระดับน้ำทะเลแล้ว อัตราการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์เป็นค่าที่มีความสำคัญ จากการวิเคราะห์ข้อมูลจีพีเอส สถานี จ.ภูเก็ต จ.ชุมพร และ จ.ชลบุรี ของ Trisirisatayawong et al. (2011) ซึ่งให้เห็นว่าหลังจากการเกิดแผ่นดินไหวสุมาตรา-อันดามันเมื่อปี พ.ศ.2547 เปลือกโลกที่เคยยกตัวสูงขึ้นเปลี่ยนเป็นเคลื่อนตัวลงด้วยอัตรา 9-11 มิลลิเมตรต่อปีทำให้แนวโน้มการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์ในอ่าวไทยมีอัตราสูงขึ้นจากก่อนปี พ.ศ. 2547 และหากนำอัตราการทรุดตัวของแผ่นดินโดยเฉพาะบริเวณปากแม่น้ำเจ้าพระยาซึ่งมีค่า 19 มิลลิเมตรต่อปี (Aobpaet et al., 2010) มาพิจารณาประกอบ พบว่าการเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์ในอ่าวไทยโดยเฉพาะในพื้นที่อ่าวไทยตอนในจะยังมีอัตราสูงขึ้น ทำให้เกิดความเสี่ยงต่อการท่วมของน้ำทะเลเพิ่มขึ้น



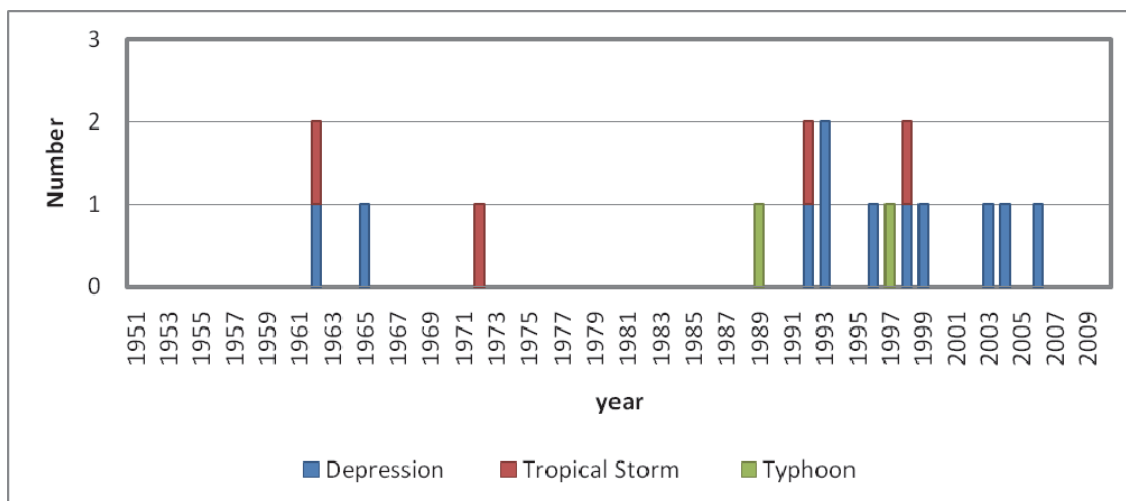
รูปที่ 3.3 อัตราการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลเฉลี่ยในอ่าวไทยจากข้อมูลดาวเทียมอัลติมิเตอร์ ระหว่างปี พ.ศ.2536-2552 หน่วยเป็นมิลลิเมตรต่อปี (mm yr^{-1}) ที่มา: Trisirisatayawong et al. (2011)

3.4 คลื่นพายุซัดฝั่ง

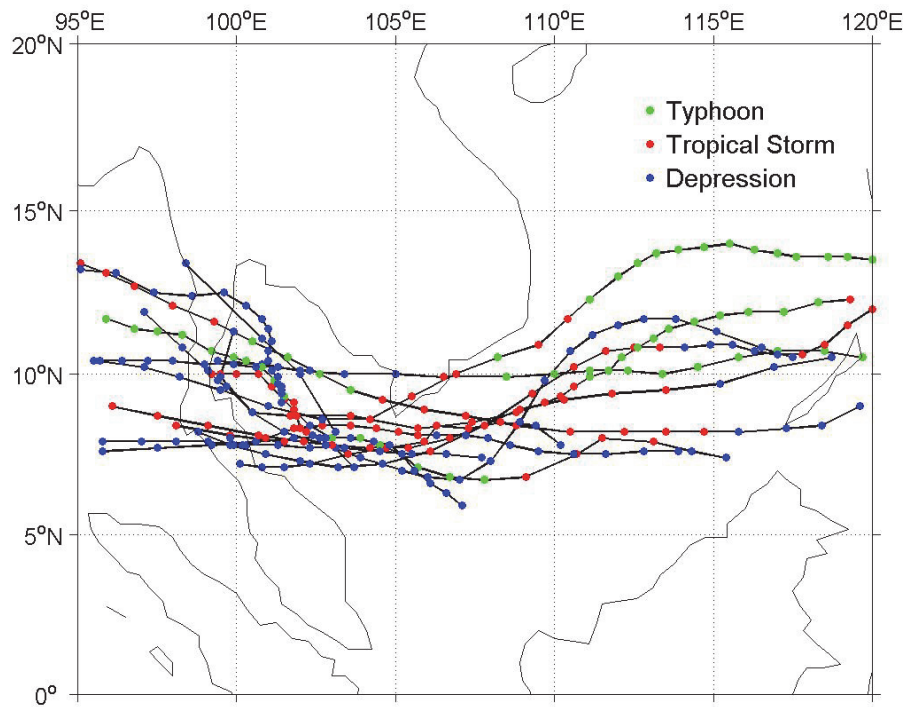
คลื่นพายุซัดฝั่ง (storm surge) หมายถึง ระดับน้ำที่สูงขึ้นชั่วคราวบริเวณชายฝั่งเนื่องจากปรากฏการณ์ทางอุตุนิยมวิทยา ซึ่งโดยทั่วไปมักเกิดจากพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนที่เข้าสู่ฝั่ง ระดับน้ำที่สูงขึ้นเกิดเนื่องจาก 1) แรงจากลมพายุที่พัดเข้าสู่ฝั่งอย่างรุนแรงและต่อเนื่องทำให้น้ำเกิดการสะสมตัวบริเวณชายฝั่งจนมีระดับสูงขึ้น 2) ขณะเกิดพายุคลื่นมีความสูงและความชันมาก เมื่อแตกตัวบริเวณชายฝั่งจึงเกิดการถ่วงเทมวลน้ำส่วนหนึ่งขึ้นสู่ฝั่ง และ 3) ความกดอากาศต่ำบริเวณศูนย์กลางพายุ โดยทั่วไปความกดอากาศลดลงจากปกติ 1 มิลลิบาร์ ทำให้อัตราการเพิ่มขึ้น

1 เซนติเมตร ความสูงของคลื่นพายุซัดฝั่งกำหนดโดยปัจจัยทางอุตุนิยมวิทยาและลักษณะของชายฝั่ง ซึ่งปัจจัยทางอุตุนิยมวิทยา ได้แก่ ความแรงของพายุซึ่งพิจารณาจากความเร็วลมสูงสุดและความกดอากาศ เส้นทางเดินของพายุ ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ และรัศมีของเขตความเร็วลมสูงสุด เนื่องจากพายุหมุนเขตร้อนในซีกโลกเหนือมีทิศการหมุนของลมในทิศทวนเข็มนาฬิกา ทำให้ระดับน้ำด้านฝั่งขวามือของแนวทางการเคลื่อนที่ของพายุเข้าสู่ฝั่งสูงกว่าด้านซ้ายมือ ปัจจัยทางลักษณะของชายฝั่ง ได้แก่ ความลึกของชายฝั่ง ความชันของชายฝั่ง รูปร่างของชายฝั่ง และการเกิดกำทอน (resonance) โดยในชายฝั่งที่ตื้นมีความลาดชันน้อย คลื่นพายุซัดฝั่งที่เกิดขึ้นจะมีระดับความสูงมากกว่าชายฝั่งที่มีความลาดชันมาก อันตรายของคลื่นพายุซัดฝั่งเกิดจากน้ำเอ่อท้นเข้าท่วมพื้นที่ชายฝั่ง หากพายุเคลื่อนที่ขึ้นฝั่งในช่วงที่พอดีกับระดับน้ำจากน้ำขึ้นน้ำลงขึ้นสูงสุด ย่อมเสริมให้ระดับน้ำสูงขึ้นมากกว่าปกติ ด้วยเหตุนี้คลื่นพายุซัดฝั่ง จึงจัดเป็นเหตุการณ์รุนแรง (extreme event) ของระดับน้ำทะเลสูงขึ้นเข้าท่วมพื้นที่ชายฝั่ง ซึ่งโดยนิยามแล้วมีโอกาสเกิดขึ้นไม่บ่อยครั้งนักแต่ทำให้เกิดความเสียหายรุนแรง การเพิ่มขึ้นของระดับน้ำทะเลเฉลี่ยอันเนื่องมาจากสภาวะโลกร้อนมีแนวโน้มทำให้คาบของการเกิดซ้ำ (return period) ของระดับน้ำท่วมจากคลื่นพายุซัดฝั่งมีค่าลดลง (McInness et al., 2003)

พายุหมุนเขตร้อน สามารถจำแนกตามความเร็วลมสูงสุดใกล้ศูนย์กลางได้ 3 ระดับ คือ พายุดีเปรสชัน (น้อยกว่า 63 กิโลเมตรต่อชั่วโมง) พายุโซนร้อน (63-117 กิโลเมตรต่อชั่วโมง) และพายุไต้ฝุ่น (มากกว่า 117 กิโลเมตรต่อชั่วโมง) จากสถิติพายุหมุนเขตร้อนตั้งแต่ปี พ.ศ. 2494-2552 รวบรวมโดยกรมอุตุนิยมวิทยา (2553) แสดงให้เห็นว่าพายุหมุนเขตร้อน ที่พัดเข้าสู่ชายฝั่งประเทศไทยในรอบ 59 ปีมีจำนวนกว่า 40 ลูกหรือประมาณ 0.7 ลูกต่อปี ทั้งหมดเข้าสู่ชายฝั่งด้านอ่าวไทย ในจำนวนนี้เป็นพายุไต้ฝุ่น 2 ลูก ได้แก่ พายุไต้ฝุ่นเกย์ ปี พ.ศ. 2532 และพายุไต้ฝุ่นลินดา ปี พ.ศ. 2540 พายุโซนร้อน 4 ลูก ได้แก่ พายุโซนร้อนแฮเรียต ปี พ.ศ. 2505 พายุโซนร้อนแซลลี ปี พ.ศ. 2515 พายุโซนร้อนฟอเรส ปี พ.ศ. 2535 พายุโซนร้อนกิล ปี พ.ศ. 2541 ที่เหลือเป็นพายุดีเปรสชัน รูปที่ 3.4 แสดงจำนวนพายุหมุนเขตร้อนที่เข้าสู่ชายฝั่งประเทศไทยจากสถิติของ Joint Typhoon Warning Center สถิตินี้คล้ายคลึงกับสถิติของกรมอุตุนิยมวิทยาสำหรับพายุไต้ฝุ่นและพายุโซนร้อน แต่มีจำนวนพายุดีเปรสชันน้อยกว่าโดยเฉพาะข้อมูลในอดีต จึงควรมีการตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลก่อนที่จะนำไปพิจารณาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงความถี่ของพายุต่อไป อย่างไรก็ตาม สิ่งที่ปรากฏให้เห็นคือ ความแปรปรวนระหว่างทศวรรษของจำนวนพายุหมุนที่เข้าสู่ชายฝั่งประเทศไทย บริเวณที่พายุขึ้นฝั่ง ได้แก่ อ่าวไทยฝั่งตะวันตกตั้งแต่จังหวัดเพชรบุรีลงไปถึงจังหวัดสงขลา (รูปที่ 3.5) โดยช่วงเวลาที่พายุพัดเข้าสู่ฝั่งอ่าวไทยเริ่มตั้งแต่ประมาณเดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคม



รูปที่ 3.4 จำนวนพายุหมุนเขตร้อนที่พัดเข้าสู่ชายฝั่งประเทศไทยรายปี ระหว่างปี พ.ศ. 2494-2552 แบ่งตามระดับความแรงของพายุ ข้อมูลจาก Joint Typhoon Warning Center (<http://www.usno.navy.mil/JTWC/>)



รูปที่ 3.5 เส้นทางการเคลื่อนที่ของพายุหมุนเขตร้อนที่พัดเข้าสู่ชายฝั่งประเทศไทยระหว่างปี พ.ศ. 2494-2552
ข้อมูลจาก Joint Typhoon Warning Center (<http://www.usno.navy.mil/JTWC/>)

การศึกษาวิจัยด้านคลื่นพายุซัดฝั่งในประเทศไทยส่วนใหญ่ใช้พายุไต้ฝุ่นลินดาเป็นกรณีศึกษา (ธวัช วิรัตน์พงศ์ และคณะ, 2546; จิตราภรณ์ พักโสภา, 2546; Wannawong et al., 2010) โดยพายุขึ้นฝั่งบริเวณ อ.ทับสะแก จ.ประจวบคีรีขันธ์ มีความเร็วลมประมาณ 120 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ระดับของคลื่นพายุซัดฝั่งที่สถานี เกาะหลัก อ.เมือง จ.ประจวบคีรีขันธ์ ซึ่งอยู่ทางด้านขวามือของแนวทางการเคลื่อนที่ของพายุ ห่างไปทางเหนือประมาณ 30 กิโลเมตร ระดับน้ำสูงขึ้นประมาณ 45 เซนติเมตร ที่สถานี อ.ปราณบุรี จ.ประจวบคีรีขันธ์ ห่างจากจุดที่พายุขึ้นฝั่งไปทางเหนือประมาณ 100 กิโลเมตร ระดับน้ำสูงขึ้น 60 เซนติเมตร ธวัช วิรัตน์พงศ์ และคณะ (2546) และจิตราภรณ์ พักโสภา (2546) ยังได้ศึกษาระดับของคลื่นพายุซัดฝั่งที่เกิดจากพายุดีเปรสชันและพายุโซนร้อนด้วย โดยพายุดีเปรสชันชิป พ.ศ. 2541 ความเร็วลม 46 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ขึ้นฝั่งที่ อ.สวี จ.ชุมพร ระดับคลื่นพายุซัดฝั่งวัดได้ 30 เซนติเมตร ที่สถานีเกาะหลัก ห่างไปประมาณ 250 กิโลเมตร และพายุโซนร้อนกิล พ.ศ. 2541 ความเร็วลม 65 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ขึ้นฝั่งที่ อ.ระโนด จ.สงขลา ระดับคลื่นพายุซัดฝั่งวัดได้ 35 เซนติเมตร ที่สถานีเกาะหลัก ห่างไปประมาณ 500 กิโลเมตร เห็นได้ว่าระดับน้ำเนื่องจากคลื่นพายุซัดฝั่งที่ตรวจวัดได้ที่สถานีต่างๆ นอกจากขึ้นอยู่กับความแรงของลมแล้วยังขึ้นอยู่กับระยะห่างจากจุดศูนย์กลางพายุด้วย

แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของพายุหมุนเขตร้อนในปัจจุบันและในอนาคตเฉพาะที่เกี่ยวข้องกับประเทศไทย นั้นยังไม่มีการศึกษาในเรื่องดังกล่าวอย่างเป็นระบบ แต่สำหรับในระดับภูมิภาคและระดับโลกแล้วมีหลายการศึกษา แต่ข้อสรุปที่ได้ยังไม่ชัดเจน เช่น มีรายงานความรุนแรงของพายุหมุนเขตร้อนซึ่งพิจารณาจากความเร็วลมสูงสุดมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นตามอุณหภูมิพื้นผิวที่เพิ่มขึ้น (Webster et al., 2005, Elsner et al., 2008) แต่ยังคงมีความเห็นแย้งว่าการพิจารณาความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิพื้นผิวที่เพิ่มขึ้นกับความถี่ของการเกิดพายุหมุนเขตร้อนหรือความรุนแรงของพายุหมุนเขตร้อนยังไม่เพียงพอ เพราะปัจจัยที่มีผลต่อการเกิดพายุหมุนเขตร้อนนั้น มีทั้งปัจจัยทางสมุทรศาสตร์ ได้แก่ อุณหภูมิพื้นผิว ปริมาณความร้อนในน้ำเหนือชั้นเทอร์โมไคลน์ขึ้นไป และปัจจัยทางอุตุนิยมวิทยา ได้แก่

วอริซิตี้ในบรรยากาศชั้นล่าง (low level vorticity) และความเร็วลมต่างระดับ (vertical wind shear) (Chan and Liu, 2004, Yeh et al., 2010) Yeh et al. (2010) หาความสัมพันธ์ระหว่างปัจจัยดังกล่าวกับจำนวนพายุหมุนเขตร้อนบริเวณแปซิฟิกตะวันตก พบว่า มีความแปรผันในคาบระหว่างทศวรรษ โดยในระหว่างปี พ.ศ. 2522-2532 จำนวนพายุหมุนมีความสัมพันธ์กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเล แต่ในระหว่างปี พ.ศ. 2533-2543 กลับไม่มีความสัมพันธ์กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเล แต่มีความสัมพันธ์กับปัจจัยทางอุตุนิยมวิทยาแทน นอกจากนี้ ยังมีการเปลี่ยนแปลงของเส้นทางเดินพายุ โดยในช่วงทศวรรษหลังพายุมีแนวโน้มเคลื่อนตัวขึ้นเหนือมากขึ้น สำหรับในทะเลจีนใต้ Goh and Chan (2010) พบแนวโน้มการลดลงอย่างมีนัยสำคัญของจำนวนพายุหมุนเขตร้อนทั้งหมด และจำนวนพายุหมุนที่ก่อตัวในมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกแล้วเคลื่อนตัวเข้าสู่ทะเลจีนใต้ แต่ไม่พบแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของจำนวนพายุหมุนที่ก่อตัวในทะเลจีนใต้

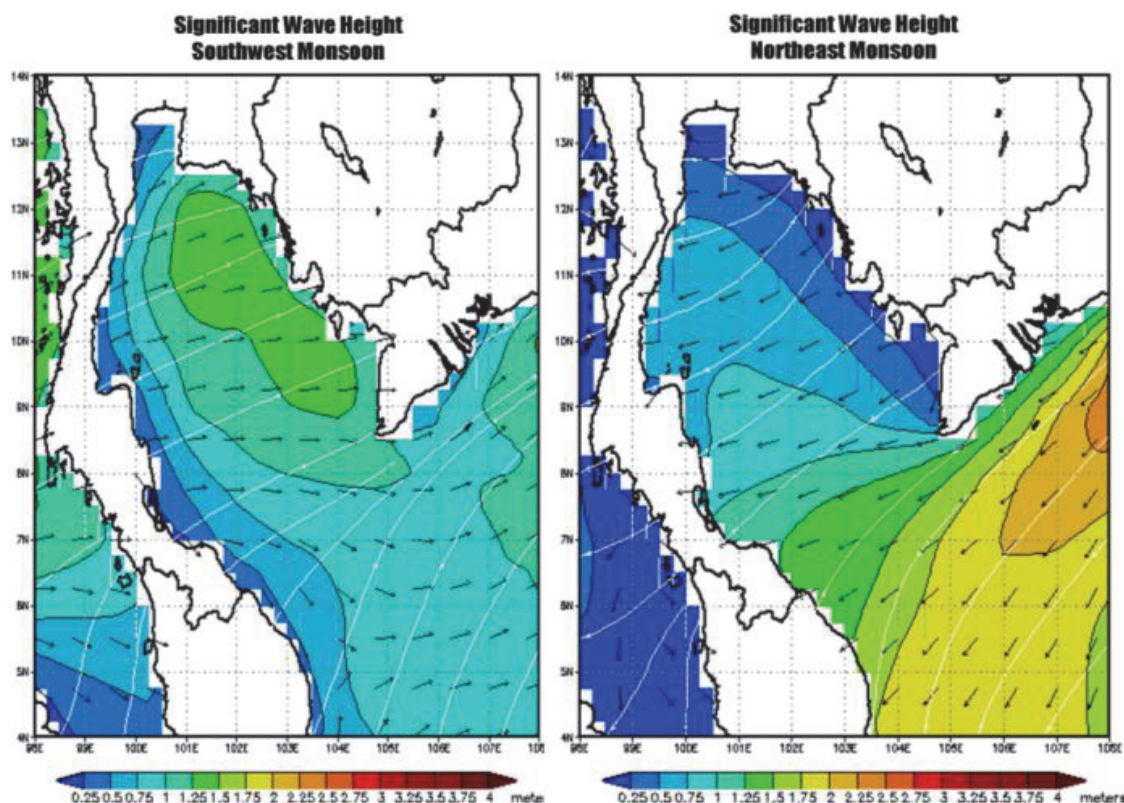
นอกจากพายุหมุนเขตร้อนแล้ว คลื่นพายุซัดฝั่งอาจเกิดได้จากลมแรงในช่วงฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือในบริเวณอ่าวไทยฝั่งตะวันตก เนื่องจากในฤดูนี้ระดับน้ำในอ่าวไทยมีค่าสูงเนื่องจากอิทธิพลของลมมรสุม อย่างไรก็ตาม ยังไม่มีการศึกษาประเด็นนี้อย่างเป็นระบบ ตัวอย่างของการศึกษาในภูมิภาค เช่น Tkalic et al. ศึกษากระดับของคลื่นพายุซัดฝั่งในช่องแคบสิงคโปร์พบว่า ลมแรงในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือทำให้เกิดคลื่นพายุซัดฝั่งมีความสูง 30 เซนติเมตร

3.5 คลื่นลม

คลื่นลมในบริเวณน่านน้ำไทยได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ความสูงของคลื่นนั้นเนื่องมาจากลมพัดนั้นขึ้นอยู่กับอิทธิพลหลัก 3 ปัจจัย ได้แก่ 1) ความเร็วลม (wind speed) 2) ระยะทางที่ลมพัดแนทิส (fetch length) และ 3) ระยะเวลาที่ลมพัดแนทิส (wind duration) โดยรายงานเป็นค่าความสูงคลื่นนัยสำคัญ (significant wave height: $H_{1/3}$) เนื่องจากเราให้ความสนใจเฉพาะคลื่นในกลุ่มที่มีความสูงคลื่นมากที่สุด 1 ใน 3 ของค่าความสูงคลื่นที่ตรวจวัดได้ทั้งหมด

สำหรับรูปแบบความสูงคลื่นในอ่าวไทย พบว่า ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ คลื่นลมสงบบริเวณอ่าวไทยฝั่งตะวันตก ความสูงคลื่นประมาณ 0.5 เมตร ส่วนบริเวณอ่าวไทยฝั่งตะวันออกและบริเวณทะเลอันดามัน มีคลื่นสูงประมาณ 1.5 เมตร สำหรับในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ คลื่นลมสงบบริเวณอ่าวไทยฝั่งตะวันออก และบริเวณทะเลอันดามัน ความสูงคลื่นน้อยกว่า 0.5 เมตร ส่วนอ่าวไทยฝั่งตะวันตกมีคลื่นสูงประมาณ 1-1.5 เมตร (รูปที่ 3.6) โดยเฉพาะบริเวณอ่าวไทยตอนล่างมีโอกาสพบคลื่นที่มีขนาดสูงชันได้ในช่วงฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เนื่องจากมีคลื่น swell เคลื่อนตัวจากทะเลจีนใต้เข้ามาเสริมในช่วงที่มีระลอกอากาศหนาว (cold surge) แผ่กำลังลงมาจากศูนย์กลางความกดอากาศสูงบริเวณประเทศจีนตอนบน ทำให้พบคลื่นยกตัวสูงมากกว่า 2 เมตร ได้ในเขตชายฝั่ง นอกจากนี้ ความสูงคลื่นในบริเวณอ่าวไทยยังมีโอกาสสูงชันได้ในกรณีที่มีพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนที่ผ่าน ความสูงคลื่นอาจมากกว่า 3 เมตร ขึ้นไป (ธีระ จารุจิตติพันธ์, 2541; จิรจิตต์ ภัทรสถาพรกุล, 2545)

ประเทศไทยได้ติดตั้งทุ่นสมุทรศาสตร์จำนวน 12 สถานีสำรวจภายใต้โครงการ SEAWATCH ในช่วงระหว่างปี พ.ศ. 2535-2549 ซึ่งดำเนินการโดยสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) มีการบันทึกและเก็บข้อมูลอุณหภูมิ ความเค็ม ความกดอากาศ ทิศทางและความเร็วลม ทิศทางและความสูงคลื่น ทิศทางและความเร็วกระแสน้ำ แต่พบว่าข้อมูลดังกล่าวขาดความต่อเนื่อง เนื่องจากประสบปัญหาการซ่อมบำรุงและการสูญหายของทุ่น ปัจจุบันจึงไม่มีทุ่นสมุทรศาสตร์ที่ใช้ในการตรวจวัดคลื่นอย่างเป็นระบบ



รูปที่ 3.6 รูปแบบคลื่นลมบริเวณอ่าวไทยในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ
ที่มา: จิรจิตต์ ภัทรสถาพรกุล (2545)

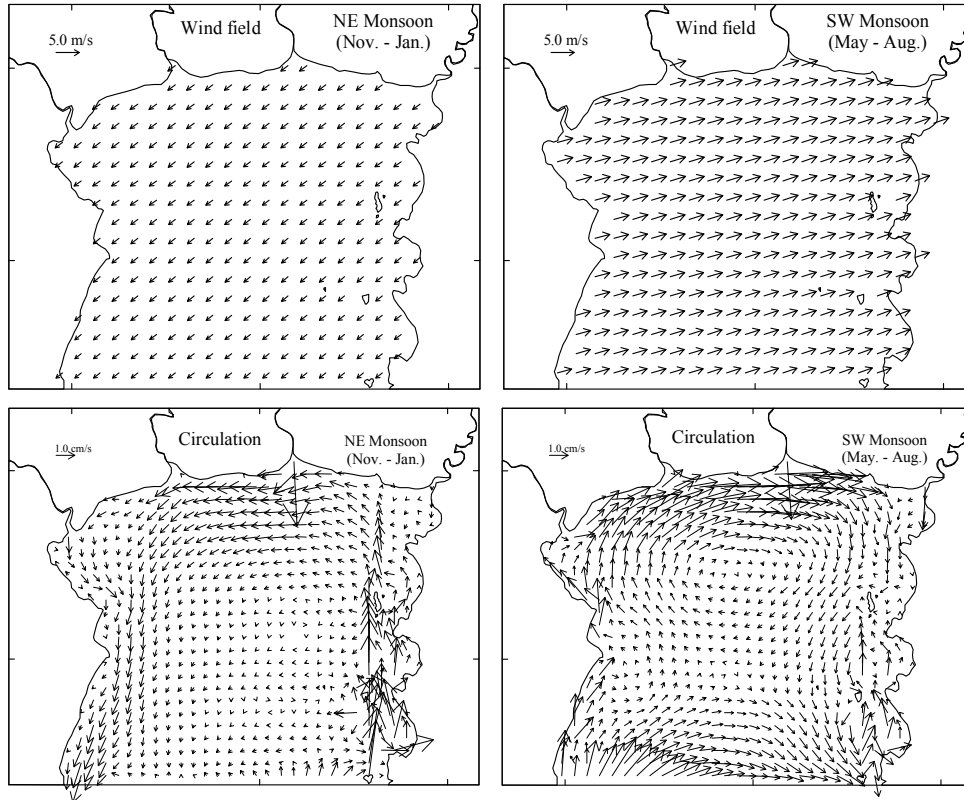
3.6 กระแสน้ำ

ลักษณะการไหลเวียนของกระแสน้ำเป็นผลอันเนื่องมาจากอิทธิพลของหลายปัจจัยขับเคลื่อนร่วมกัน ได้แก่ ลม น้ำขึ้นน้ำลง น้ำท่า รูปร่างของขอบฝั่งและความลึกน้ำ โดยทั่วไปกระแสน้ำบริเวณใกล้ฝั่งจะได้รับอิทธิพลหลักจากลม (wind-driven current) ส่วนกระแสน้ำบริเวณใกล้ฝั่งจะได้รับอิทธิพลหลักจากน้ำขึ้นน้ำลง (tidal current) ในขณะที่น้ำท่ามีอิทธิพลต่อการแยกชั้นน้ำบริเวณชายฝั่ง ทำให้เกิดกระแสน้ำอันเนื่องมาจากความแตกต่างของความหนาแน่น (density-driven current) ซึ่งพบได้เฉพาะท้องถิ่นในบางฤดูกาล

สำหรับบริเวณอ่าวไทยตอนบน Buranapratheprat (2008) นำเสนอรูปแบบการไหลเวียนของกระแสน้ำด้วยการใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ร่วมกับการตรวจวัดโดยตรงในภาคสนามและการสำรวจระยะไกลบ่งชี้ว่า ลมเป็นปัจจัยหลักที่ควบคุมรูปแบบการไหลเวียนตามฤดูกาลของกระแสน้ำสุทธิ (residual current) (Buranapratheprat and Bunpapong, 1998) โดยลักษณะกระแสน้ำที่ได้กรองค่ากระแสน้ำขึ้นน้ำลงออกไปแล้ว (รูปที่ 3.6) พบว่า กระแสน้ำไหลในทิศทางทวนเข็มนาฬิกาในช่วงมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงมกราคม (Buranapratheprat et al., 2002) ขณะที่ในช่วงมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงสิงหาคมนั้นสามารถเกิดรูปแบบการไหลเวียนของกระแสน้ำได้ทั้งแบบตามเข็มนาฬิกาและทวนเข็มนาฬิกาขึ้นอยู่กับความสม่ำเสมอของลม (horizontal wind gradient) กล่าวคือ ลมที่พัดค่อนข้างสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่จะทำให้กระแสน้ำมีทิศตามเข็มนาฬิกา

ซึ่งเป็นสภาพที่พบได้บ่อยในช่วงฤดูกาลนี้ แต่สำหรับกลไกการเกิดกระแสน้ำแบบทวนเข็มนาฬิกานั้นยังไม่ทราบแน่ชัด (Buranapratheprat et al., 2006)

สำหรับอ่าวไทยตอนล่างและทะเลอันดามัน รูปแบบการไหลเวียนของกระแสน้ำยังไม่มีข้อสรุปที่แน่ชัด เนื่องจากขาดข้อมูลตรวจวัดโดยตรงในภาคสนามที่เป็นระบบ



รูปที่ 3.7 รูปแบบการไหลเวียนของกระแสน้ำบริเวณอ่าวไทยตอนบนในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ที่มา: Buranapratheprat et al. (2002)

3.7 สรุป

ในการรับมือกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย โดยเฉพาะประเด็นที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงทางสมุทรศาสตร์จำเป็นต้องมีการศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาวและความแปรปรวนในระยะสั้นตามคาบเวลาของปรากฏการณ์ทางสมุทรศาสตร์ที่สำคัญ ซึ่งการศึกษาในประเทศไทยในปัจจุบันยังมีอยู่จำนวนน้อย ตลอดจนข้อมูลด้านสมุทรศาสตร์ในน่านน้ำไทยยังไม่มี การติดตามตรวจวัดต่อเนื่องอย่างเป็นระบบในระยะยาว จึงทำให้ไม่มีข้อมูลเพียงพอที่จะสามารถสรุปได้ว่ามีแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงได้

ข้อเสนอแนะเพื่อการศึกษาด้านสมุทรศาสตร์ของประเทศไทยในขั้นต่อไปมี 4 ประเด็นหลัก คือ

1. สร้างเครือข่ายการตรวจวัดข้อมูลในพื้นที่ (in situ) ที่มีความน่าเชื่อถือและต่อเนื่องสำหรับการวิเคราะห์ความเปลี่ยนแปลงในระยะยาวได้ เช่น ทุณสมุทรศาสตร์ที่สามารถวัดอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ความเร็วลม คลื่น และกระแสน้ำ และส่งเสริมให้เกิดความร่วมมือกับหน่วยงานระหว่างประเทศเพื่อสร้างเครือข่ายการตรวจวัดข้อมูลทางสมุทรศาสตร์ในระดับภูมิภาค

2. นำข้อมูลที่มีการตรวจวัดอยู่แล้วอย่างต่อเนื่อง เช่น ข้อมูลจากดาวเทียมมาวิเคราะห์เพื่อหาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาวและความแปรปรวน โดยเฉพาะตัวแปรที่มีความสำคัญ เช่น ความเร็วลม ความสูงคลื่น อุณหภูมิ น้ำทะเล เป็นต้น นอกจากนี้ ยังมีข้อมูลที่สามารถเป็นประโยชน์ต่อการศึกษา เช่น ข้อมูลจากแบบจำลองมหาสมุทรที่มีการนำข้อมูลตรวจวัดจากทุ่นสมุทรศาสตร์และดาวเทียม (ocean data reanalysis)

3. ทำความเข้าใจกระบวนการที่เป็นตัวควบคุมความแปรปรวนระยะสั้นและการเปลี่ยนแปลงระยะยาว โดยใช้แบบจำลอง เช่น อิทธิพลของลมมรสุมที่มีต่อการไหลเวียนของกระแสน้ำในอ่าวไทยและการแบ่งชั้นน้ำ

4. สร้างภาพฉายการเปลี่ยนแปลงในอนาคตที่เกี่ยวข้องกับทะเลไทยและชายฝั่งด้วยแบบจำลองภูมิอากาศระดับภูมิภาค แบบจำลองทางสมุทรศาสตร์ และวิธีการทางสถิติต่างๆ เนื่องจากยังไม่มี การคาดการณ์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรทางสมุทรศาสตร์ เช่น ระดับน้ำทะเลเฉลี่ย ระดับของคลื่นพายุซัดฝั่ง ความถี่และความรุนแรงของพายุหมุนเขตร้อน รูปแบบและความรุนแรงของลมมรสุม อุณหภูมิ น้ำทะเล คลื่นลม และกระแสน้ำ

เอกสารอ้างอิง

- กรมอุตุนิยมวิทยา 2553. พายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนที่เข้าสู่ประเทศไทยรายเดือน คาบ 59 ปี (พ.ศ.2494-2552) (ออนไลน์). ที่มา: <http://www.tmd.go.th> [กันยายน 2553]
- จิตราภรณ์ พักโสภา 2546. น้ำหนุนในอ่าวไทยที่เกิดจากพายุไต้ฝุ่นลินดาในปี พ.ศ.2540 โดยใช้แบบจำลอง POM. วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตร์มหาบัณฑิต คณะวิทยาศาสตร์. จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- จิรศักดิ์ ภัทรสถาพรกุล. 2545. การพยากรณ์ความสูงคลื่นในบริเวณอ่าวไทยโดยใช้แบบจำลองคลื่นมหาสมุทร. โครงการการเรียนการสอนเพื่อเสริมประสบการณ์ คณะวิทยาศาสตร์. จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- รัช วรรตติพงษ์, สอง เอกมหาชัย, อานนท์ สนิทวงศ์ ณ อยุธยา, ปัทมา สิงห์รักษ์, บวร สิริอำไพรัตน์, ญัฐรุดี อภิวัฒน์, วิริยะ เหลืองอร่าม, สมบูรณ์ พรพิเนตพงศ์, ปราโมทย์ ไชยสุกร, นริศรา นุธรรมโชติ, จิตราภรณ์ พักโสภา, กฤษณะเดช เจริญสุธาสินี, ชัยโรจน์ ใหญ่ประเสริฐ, สันติ ชัมดิน, บุญธรรม ตั้งล้ำเลิศ, May, P. และ Wittmann, P. 2546. โครงการวิจัยและพัฒนาทางด้านภัยพิบัติจากทะเล. รายงานฉบับสมบูรณ์. สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย: กรุงเทพฯ.
- ธีระ จารุจิตติพันธ์ 2541. คลื่นในทะเลจีนใต้. โครงการการเรียนการสอนเพื่อเสริมประสบการณ์ คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- Aobpaet, A., Cuenca, M.C., Hooper, A. and Trisirisatayawong, I. 2010. InSAR land subsidence. In GEO2TECDI (Geodetic Earth Observation Technologies for Thailand: Environmental Change Detection and Investigation) Final Symposium. Patumwan Princess Hotel, Bangkok, Thailand. 14 July 2010.
- Belkin, I.M. 2009. Rapid warming of Large Marine Ecosystems. *Progress in Oceanography*, 81: 207-213.
- Bindoff, N.L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., Hanawa, K., Le Quéré, C., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C.K., Talley, L.D. and Unnikrishnan, A. 2007. Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (ed. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Brown, B.E., Dunne, R.P. and Chansang, H. 1996. Coral bleaching relative to elevated seawater temperature in the Andaman Sea (Indian Ocean) over the last 50 years. *Coral Reefs*, 15: 151-152.
- Buranapratheprat, A. 2008. Circulation in the upper Gulf of Thailand: A review. *Burapha Science Journal*, 13(1): 75-83.
- Buranapratheprat, A. and Bunapong, M., 1998. A two dimensional hydrodynamic model for the Gulf of Thailand. *Proceedings of the IOC/WESTPAC Fourth International Scientific Symposium*, 469-478.
- Buranapratheprat, A., Yanagi, T. and Sawangwong, P. 2002. Seasonal variations in circulation and salinity distribution in the upper Gulf of Thailand: modeling approach. *La Mer* 40: 147-155.
- Buranapratheprat, A., Yanagi, T., Sojisuporn, P. and Booncherm, C. 2006. Influence of local wind field on seasonal circulations in the upper Gulf of Thailand. *Coastal Marine Science*, 30(1): 19-26.

- Cazenave, A. and Llovel, W. 2010. Contemporary sea level rise. *Annual Review of Marine Science*, 2: 145-173.
- Chan, J.C.L. and Liu, K.S. 2004. Global warming and Western North Pacific typhoon activity from an observational perspective. *Journal of Climate*, 17: 4590-4602.
- Church, J.A., White, N.J., Aarup, T., Wilson, W.S., Woodworth, P.L., Domingues, C.M., Hunter, J.R. and Lambeck, K. 2008. Understanding global sea levels: Past, present and future. *Sustainability Science*, 3: 9-22.
- Elsner, J.B., Kossin, J.P. and Jagger, T.H. 2008. The increasing intensity of the strongest tropical cyclones. *Nature*, 455: 92-95.
- Fang, G., Chen, H., Wei, Z., Wang, Y. and Wang, X. 2006. Trends and interannual variability of the South China Sea surface winds, surface height, and surface temperature in the recent decade. *Journal of Geophysical Research*, 111: C11S16.
- Goh, A.Z.-C. and Chan, J.C.L. 2010. Interannual and interdecadal variations of tropical cyclone activity in the South China Sea. *International Journal of Climatology*, 30: 827-843.
- Ho, C.-R., Lin, C.-Y., Huang, S.-J. and Kuo, N.-J. 2004. Sea surface temperature variations in the China Seas. In: *Proceedings of the 13th workshop of OMISAR (WOM-13) on validation and application of satellite data for marine resources conservation*, October 5-9, 2004, Bali, Indonesia, paper 02-05, 4p. (online). Available : <http://sol.oc.ntu.edu.tw/omisar/index.htm>.
- IPCC, 2007. *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds., S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller). Cambridge University Press, Cambridge, UK and USA, 996 pp.
- McInnes, K.L., Walsh, K.J.E., Hubbert, G.D. and Beer, T. 2003. Impact of sea-level rise and storm surge on a coastal community. *Natural Hazards*, 30: 187-207.
- McPhaden, M.J. 2004. Evolution of the 2002/03 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85: 677-695.
- Schott, F.A., Xie, S.-P. and McCreary Jr. J.P. 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. *Reviews of Geophysics*, 47, RG1002, doi:10.1029/2007RG000245.
- Tkalich, P., Vethamony, P., Babu, M.T., Malonotte-Rizzoli, P. and Zemskyy, P. 2011. Sea level anomalies in the Singapore Strait due to storm surges of the South China Sea: the monsoon regimes. manuscript submitted to *Journal of Geophysical Research*.
- Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., Rusticucci, M., Soden, B. and Zhai, P. 2007. *Observations: Surface and Atmospheric Climate Change*. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (ed. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

- Trisirisatayawong, I., Naeije, M., Simons, W. and Fenoglio-Marc, L. 2011. Sea level change in the Gulf of Thailand from GPS-corrected tide gauge data and multi-satellite altimetry. *Global and Planetary Change*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2010.12.010.
- Wannawong, W., Humphries, U.W., Wongwises, P., Vongvisessomjai, S. and Lueangaram, W. 2010. Numerical modeling and computation of storm surge for primitive equation by hydrodynamic model. *Thai Journal of Mathematics*, 8: 355-371.
- Webster, P.J., Holland, G.J., Curry, J.A. and Chang, H.-R. 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309: 1844-1846.
- Yeh, S.-W., Kang, S.-K., Kirtman, B.P., Kim, J.-H., Kwon, M.-H. and Kim, C.-H. 2010. Decadal change in relationship between western North Pacific tropical cyclone frequency and the tropical Pacific SST. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 106: 179–189.

4

ข้อมูลบรรพภูมิอากาศ

รศ.ดร.นาฏสุดา ภูมิจำนงค์

วิธีอ้างอิง

นาฏสุดา ภูมิจำนงค์, 2554: ข้อมูลบรรพภูมิอากาศ. ใน: รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1: องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย [อัสมน ลิ้มสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณห์รีย์ บุญประกอบ (บรรณาธิการ)]

ข้อมูลบรรพภูมิอากาศ

ประเด็นสำคัญ	83
4.1 บทนำ	84
4.2 วงปีไม้กับสิ่งแวดล้อม	84
4.3 วงปีไม้ในเอเชียใต้และตะวันออกเฉียงใต้	85
4.4 วงปีไม้ในประเทศไทยกับสภาพภูมิอากาศในอดีต	86
4.5 สภาพอากาศในอดีตของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ในช่วง 3 ศตวรรษ	87
4.6 ละอองเรณูและพืช	91
เอกสารอ้างอิง	95

ประเด็นสำคัญ (Key Finding) :

บรรพภูมิอากาศหรือสภาพภูมิอากาศในอดีต ในรายงานนี้นำเสนอครอบคลุมพื้นที่เอเชียใต้และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งได้รับอิทธิพลจากมหาสมุทร ทั้งมหาสมุทรแปซิฟิก มหาสมุทรอินเดีย และพื้นแผ่นดินทวีปที่ทำให้เกิดสภาพภูมิอากาศต่างๆ วัตถุประสงค์หลักของการศึกษาด้านบรรพภูมิอากาศ คือ เพื่อต้องการสืบค้นหาหลักฐานที่สามารถใช้เป็นตัวแทนสภาพอากาศได้ เนื่องจากข้อมูลด้านสภาพภูมิอากาศที่ได้จากการตรวจวัดจากเครื่องมือทางวิทยาศาสตร์ที่มีอยู่ในแต่ละพื้นที่ค่อนข้างสั้น ในรายงานนี้ ได้นำเสนอผลการศึกษาที่ได้ใช้หลักฐานสำคัญ 2 หลักฐาน คือ ละอองเรณูพืชและวงปีไม้

ในส่วนของละอองเรณูพืช ช่วงเวลากว่าหมื่นปี (14,300 ปี) ภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีอากาศที่หนาวเย็น (cool/dry) กว่าในปัจจุบัน โดยการศึกษาจากละอองเรณู และในช่วง 4,300, 1,250, 1,150, 877, 280 และ 160 ปีที่ผ่านมา ละอองเรณูพืชพรรณที่พบถึงแม้จะไม่แตกต่างจากปัจจุบันมากแต่มีแนวโน้มชี้ให้เห็นว่าอุณหภูมิอุ่นขึ้น และละอองเรณูพืชที่เป็นตัวบ่งชี้ว่าอากาศเย็นค่อยๆ ลดลงทั้งปริมาณและชนิด การเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศของประเทศไทยจากหลักฐานด้านละอองเรณู พบว่า ภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีความชัดเจนมากกว่าภาคกลางและภาคใต้

วงปีไม้ที่ครอบคลุมในเอเชียใต้และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ชี้ให้เห็นว่าในศตวรรษที่ 18 ความแห้งแล้งในบริเวณนี้ได้รับอิทธิพลจากปรากฏการณ์เอลนีโญที่รุนแรง ปริมาณน้ำฝน-อุณหภูมิ ในช่วงศตวรรษที่ 17 และ 18 มีความสัมพันธ์ค่อนข้างชัดเจนกับอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเลของมหาสมุทรแปซิฟิกและปรากฏการณ์เอลนีโญ ปรากฏการณ์ที่สำคัญๆ คือ ความแห้งแล้งที่เกิดขึ้นในอดีต ที่บันทึกไว้ในเครือข่ายวงปีไม้ที่สำคัญประกอบด้วย 1) ความแห้งแล้งในช่วง พ.ศ. 2181-2184 (ตรงกับยุค Ming dynasty ประเทศจีน) 2) พ.ศ. 2299-2311 ความแห้งแล้งได้แผ่ปกคลุมเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ 3) พ.ศ.2333-2339 สอดคล้องกับการเกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ ผลกระทบปรากฏให้เห็นทั่วโลกแต่รุนแรงมากในประเทศอินเดียและศรีลังกา และ 4) พ.ศ.2419-2441 ความแห้งแล้งเกิดขึ้นในช่วงที่ปรากฏการณ์เอลนีโญรุนแรง ในช่วง 150 ปีสุดท้าย ซึ่งในประเทศไทยมีการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศที่ชัดเจนจากวงปีไม้ คือ สภาพอากาศหนาว/ชื้น (cool/wet) พบในช่วง พ.ศ. 2377-2405, 2454-2473, 2543-2493, 2513-2521, 2533-2543 และอากาศที่ร้อน/แห้ง (warm/dry) พบในช่วง พ.ศ. 2423-2453, 2493-2508, 2523-2533

การศึกษาด้านบรรพภูมิอากาศ มีความสำคัญที่สามารถสะท้อนให้เห็นการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศในอดีตที่ยาวได้ การศึกษาด้านบรรพภูมิอากาศในประเทศไทย ควรที่จะเพิ่มเติมหลักฐานอื่นๆ เช่น หินงอก ปะการัง เพื่อเปรียบเทียบกันระหว่างหลักฐานต่างๆ ในช่วงเวลาเดียวกัน และเป็นการต่อขยายช่วงระยะเวลา เพราะหลักฐานแต่ละอย่างมีข้อเด่น/ข้อด้อยที่แตกต่างกัน

4.1 บทนำ

เนื่องจากสภาพอากาศที่มีการตรวจวัดด้วยเครื่องมือทางวิทยาศาสตร์ค่อนข้างสั้นหากเทียบกับประวัติศาสตร์สภาพอากาศของโลก ดังนั้น การใช้หลักฐานที่เป็นตัวแทนของสภาพอากาศจะช่วยบ่งบอกสภาพอากาศในอดีต ตัวแทนของสภาพอากาศในอดีตเหล่านี้ ช่วยในการอธิบายถึงสาเหตุและกลไกเกี่ยวกับการผันแปรของสภาพอากาศ ดังนั้น ข้อมูลสภาพภูมิอากาศในอดีตจึงเป็นข้อมูลพื้นฐานที่สำคัญที่ใช้ในการตรวจสอบการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในปัจจุบัน และเมื่อเข้าใจกลไกความผันแปรของสภาพอากาศในอดีตแล้วสามารถที่จะเตรียมการ หรือ/และ คาดการณ์สภาพอากาศในอนาคตได้

ในการรวบรวมและเรียบเรียงการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอดีต ได้รวบรวมผลการศึกษาครอบคลุมพื้นที่ในเขตเอเชียใต้และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งมีความเชื่อมโยงและได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมเช่นเดียวกัน การศึกษาการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในอดีต สามารถทำได้หลายวิธี อาทิ การศึกษาจากข้อมูลที่มีการจดบันทึกไว้ในด้านต่างๆ และสามารถนำมาเชื่อมโยงเพื่ออธิบายลักษณะสภาพภูมิอากาศได้ นอกจากนี้ ข้อมูลที่ได้จากพื้นที่ศึกษาและต้องมีการวิเคราะห์ตัวอย่างในห้องปฏิบัติการ เช่น ปะการัง (coral) การตกตะกอนของธารน้ำแข็ง (varved sediment) หินงอก (stalagmite) ชั้นน้ำแข็ง (ice core) และวงปีไม้ (tree ring) ถูกนำมาใช้ในการจำลองและทำความเข้าใจสภาพภูมิอากาศในอดีต (palaeoclimatic reconstruction) ให้กว้างขวางขึ้น

4.2 วงปีไม้กับสิ่งแวดล้อม

ต้นไม้เป็นสิ่งมีชีวิตที่มีการพัฒนามายาวนานพร้อมกับการวิวัฒนาการของโลก การเจริญเติบโตของต้นไม้แต่ละ 1 รอบปี ซึ่งเรียกว่า วงปี สามารถบันทึกเรื่องราวความเป็นมาของสภาพแวดล้อมที่ต้นไม้ั้นเจริญเติบโตมา ตั้งแต่เริ่มต้นจนถึงสิ้นอายุขัย ปัจจัยที่ส่งผลให้ต้นไม้แต่ละชนิดมีวงปีที่ชัดเจนหรือไม่ชัดเจนนั้นขึ้นอยู่กับปัจจัยภายใน เช่น ฮอร์โมน พันธุกรรม เป็นต้น และปัจจัยภายนอก เช่น ปริมาณน้ำฝน ความชื้น และอุณหภูมิ เป็นต้น ดังนั้น จึงพบว่าในเขตอากาศ (climate zone) ที่มีสภาพภูมิอากาศชัดเจน เช่น ในพื้นที่เขตกึ่งหนาวและเขตอบอุ่น ไม้ที่มีวงปีชัดเจนและมีศักยภาพเพื่อใช้ในการศึกษาเกี่ยวกับวงปี จึงมีเป็นจำนวนมาก (Schweingruber, 1993) ในทางตรงกันข้าม ประเทศในเขตอากาศร้อนชื้น (Tropical climate zone) หรือกึ่งร้อนชื้น (Subtropical climate zone) มีต้นไม้ไม่กี่ชนิดที่สร้างวงปีให้เห็นชัดเจน (e.g., Coster, 1927, 1928; Pumijumpong et al., 1995a; Sass et al., 1995; Nobochi et al., 1995) ในบางพื้นที่ ต้นไม้อาจสร้างวงปีขึ้นมาปีละ 2 วง เนื่องจากในพื้นที่นั้นมีฤดูฝน 2 ครั้ง และฤดูแล้ง 2 ครั้ง ที่ชัดเจน (Jacoby, 1989) สำหรับในประเทศไทย ชนิดของไม้ที่ได้มีการนำมาศึกษาทางด้านวงปีไม้แล้ว คือ ไม้สัก ไม้สนสองใบและไม้สนสามใบ

4.3 วงปีไม้ในเอเชียใต้และตะวันออกเฉียงใต้

การศึกษาวงปีไม้ในบริเวณเอเชียหรือแถบป่าร้อนชื้น มีการพัฒนาช้ากว่าประเทศอื่นเนื่องจากสภาพภูมิอากาศที่มีฤดูกาลไม่ชัดเจน เป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้ต้นไม้เกิดการเจริญเติบโตตลอดทั้งปี จึงมองไม่เห็นความชัดเจนระหว่างวงปีไม้ เนื้อเยื่อเจริญหรือแคมเบียม (cambium) ซึ่งเป็นเซลล์ที่อยู่รอบลำต้น ถัดจากบริเวณเปลือกเข้ามา โดยเซลล์นี้เป็นเซลล์ที่ทำหน้าที่แบ่งตัวออกด้านนอกไปเป็นเปลือกและแบ่งเซลล์เข้าด้านในเป็นเนื้อไม้ ซึ่งหากมีปัจจัยแวดล้อมที่เหมาะสม กระตุ้นให้เกิดการแบ่งเซลล์พร้อมกันทั้งรอบลำต้น และหยุดแบ่งเซลล์พร้อมกันรอบลำต้นแล้ว โดยทั่วไปจะเห็นวงปีไม้ได้อย่างชัดเจน เช่น สัก สน สุธะริยญ แต่หากด้านใดด้านหนึ่งยังคงมีการแบ่งเซลล์ส่วนอีกด้านหยุดการแบ่งเซลล์แล้ว ก็จะไม่เห็นความชัดเจนของวงปีไม้ เช่น ประดู่ มะค่าโมง ด้วยเหตุดังกล่าว ในอดีตที่ผ่านมา นักวงปีไม้จึงคิดว่าการศึกษาวงปีไม้ในเขตป่าร้อนชื้น (Tropical rain forest) และกึ่งร้อนชื้น (Subtropical rain forest) ไม่มีความเป็นไปได้ (Bass and Vetter, 1989) แต่เมื่อองค์ความรู้และเทคนิคต่างๆ ได้รับการคิดค้นเพิ่มมากขึ้น ประกอบกับความต้องการที่จะเข้าใจการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศของโลก รวมไปถึงความเชื่อมโยงของสภาพอากาศในส่วนต่างๆ ของโลกมีมากขึ้นด้วยแล้ว การทำความเข้าใจเกี่ยวกับสภาพภูมิอากาศในแต่ละพื้นที่จึงต้องชัดเจนมากขึ้นด้วย นอกจากนี้ ประเทศในเขตร้อนชื้นและกึ่งร้อนชื้นพึงจะมีอุปกรณ์เครื่องตรวจวัดสภาพอากาศ ข้อมูลสภาพอากาศที่มีจึงค่อนข้างสั้น และเป็นอีกปัจจัยที่ทำให้ต้องหาตัวแทนจากธรรมชาติเพื่อบ่งบอกถึงสภาพภูมิอากาศในแต่ละช่วงเวลา จึงทำให้ความพยายามที่จะศึกษาด้านวงปีไม้เพื่อเป็นเครื่องมือบ่งบอกถึงสภาพภูมิอากาศเริ่มต้นขึ้น

อย่างไรก็ดี เอกสารอ้างอิงที่เก่าแก่ที่พอจะประมาณได้ว่ามีเค้าโครงที่จะศึกษาเกี่ยวกับวงปีไม้หรือเกี่ยวกับการเจริญเติบโตของต้นไม้ในเขตกึ่งป่าร้อนชื้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งในแถบเอเชีย คือ Geiger (1915) ซึ่งได้ศึกษาความสัมพันธ์ของฮอริโมนกับการทิ้งใบของไม้สักที่เกาะชาว ประเทศอินโดนีเซีย Coster (1927, 1928) ได้ศึกษาเรื่องความสัมพันธ์ระหว่างการหยุดการเจริญเติบโตของไม้สักกับสภาพภูมิอากาศที่เกาะชาว ประเทศอินโดนีเซีย และพบว่ามีความสัมพันธ์กัน นอกจากนี้ ยังได้มีการกล่าวไว้ในเอกสารโดย Brandis นักพฤกษศาสตร์ชาวเยอรมันที่ได้เข้ามาอยู่ในประเทศอินเดียและประเทศพม่าเป็นเวลานาน ได้กล่าวถึงไม้สักว่าเป็นไม้ที่มีวงปี (Liese, 1986)

การศึกษาเกี่ยวกับวงปีไม้สัก และสร้างดัชนีไม้สักขึ้นเป็นเส้นแรก คือ การศึกษาของนักอุตุนิยมวิทยาชาวเนเธอร์แลนด์ โดยได้ทำการสร้างดัชนีของไม้สักที่มีอายุมากที่สุด คือ ประมาณ 400 ปี จากหมู่เกาะชาว ประเทศอินโดนีเซีย และทำการเปรียบเทียบความสัมพันธ์ระหว่างความกว้างวงปีกับปัจจัยต่างๆ ทางสภาพภูมิอากาศ และพบว่ามีความสัมพันธ์กันอย่างเด่นชัดโดยเฉพาะปริมาณน้ำฝน (Berlage, 1931) ต่อจากนั้น มีนักวิทยาศาสตร์จากทั้งประเทศออสเตรเลีย (Murphy, 1994; Murphy and Whetton, 1989; Palmer and Murphy, 1993) นักอุตุนิยมวิทยาชาวเนเธอร์แลนด์ (DeBore, 1951) และนักวิทยาศาสตร์ชาวอเมริกา (Jacoby and D'Arrigo, 1990) ได้นำดัชนีไม้สักของ Berlage มาทำการวิเคราะห์ใหม่ โดยใช้เทคโนโลยีด้านการคำนวณที่ทันสมัยขึ้น ซึ่งผลการศึกษาโดยรวมพบว่าขนาดความกว้างวงปีของไม้สักจากชาวมีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนในช่วงที่เปลี่ยนจากฤดูแล้งมาเป็นฤดูฝน ผลการศึกษา พบว่า วงปีไม้สักในประเทศอินโดนีเซีย มีการศึกษาอย่างกว้างขวางในช่วง ค.ศ. 1915-2010 โดยได้นำความรู้เกี่ยวกับศาสตร์ทางด้านวงปีไม้ซึ่งเป็นสาขาหนึ่งของวิชาชีววิทยาเข้ามาประยุกต์ใช้

ประเทศอินเดีย เป็นประเทศหนึ่งในเขตเอเชียใต้ที่มีความอุดมสมบูรณ์ไปด้วยทรัพยากรป่าไม้ การศึกษาวิจัยเกี่ยวกับเรื่องวงปีไม้ค่อนข้างมีความต่อเนื่อง ในประเทศอินเดียมีสถาบันการศึกษาและสถาบันอื่นๆ ที่ให้ความสำคัญเกี่ยวกับงานวิจัยทางด้านนี้ค่อนข้างมาก งานวิจัยที่ได้ตีพิมพ์จึงมีอย่างต่อเนื่อง โดย Chowhury (1940), Plant and Borgaonkar (1983) และ Bhattacharyya et al. (1992) ได้ทำการศึกษาเกี่ยวกับความกว้างของวงปีของ

ไม้สัก และพบว่าปริมาณน้ำฝนของเดือนตุลาคมของปีที่ผ่านมามีความสัมพันธ์อย่างมีนัยสำคัญกับความกว้างวงปี Bargaonkar et al. (1996) ได้ศึกษาความกว้างวงปีของไม้ *Cedrus deodara* จากสามพื้นที่ศึกษาที่แตกต่างกันทางตะวันตกของเทือกเขาหิมาลัย ผลจากการศึกษา พบว่า อุณหภูมิมีความสัมพันธ์เชิงลบกับความกว้างวงปีของไม้ และปริมาณน้ำฝนมีความสัมพันธ์เชิงบวกกับความกว้างวงปี และได้มีการสร้างเส้นภูมิอากาศในช่วงก่อนฤดูฝน คือ มีนาคม-เมษายน-พฤษภาคม โดยเส้นอุณหภูมิที่สร้างขึ้นใหม่ย้อนหลังกลับไปถึงในศตวรรษที่ 18 ส่วน Bargaonkar et al. (1994) ศึกษาความกว้างวงปีไม้จากไม้ต่างชนิดกัน คือ Abies, Cedrus, Picea และ Pine จากทางตะวันตกของเทือกเขาหิมาลัย โดยที่ความกว้างของวงปีไม้ได้แสดงศักยภาพในการศึกษาเกี่ยวกับสภาพภูมิอากาศเป็นอย่างดีและได้สร้างเส้นน้ำฝนที่ Srinagar, Kashmir, India กลับไปถึงศตวรรษที่ 18 และต่อมา Bargaonkar et al. (2009) ได้สร้างเส้นดัชนีของไม้ซีดาร์ (*Cedrus deodara* D. Don) อายุ 458 ปี จากบริเวณพื้นที่ตะวันตกของเทือกเขาหิมาลัยที่มีความสูงจากระดับน้ำทะเลมาก ดัชนีวงปีไม้มีความสัมพันธ์ด้านบวกกับอุณหภูมิในช่วงฤดูหนาวของเดือนธันวาคมถึงกุมภาพันธ์ และปริมาณน้ำฝนในช่วงฤดูร้อน ขนาดของวงปีที่กว้างในช่วง 20-30 ปีที่ผ่านมา สอดคล้องกับการถอยร่นของธารน้ำแข็งขนาดใหญ่ การเปลี่ยนแปลงขนาดของวงปีมีความสัมพันธ์อย่างดีกับการเปลี่ยนแปลงของธารน้ำแข็งในอดีต ขนาดของวงปีที่กว้างขึ้นในช่วง 10 ปีในปัจจุบัน ส่งผลมาจากภาวะโลกร้อน ซึ่ง Singh et al. (2009) ได้สร้างเส้นดัชนีไม้ซีดาร์ (*Cedrus deodara* D. Don) และไม้สน (*Pinus gerardiana* Wall.Ex.Lamb) จากพื้นที่ที่มีข้อจำกัดด้านความชื้นในบริเวณ Kinnaur, Himachal Pradesh ไม้ทั้งสองชนิด สามารถที่จะรวมเป็นเส้นดัชนีเดียวกันซึ่งเป็นตัวแทนของพื้นที่ได้ ผลการศึกษา พบว่า ปริมาณน้ำฝนตั้งแต่เดือนมีนาคม-ธันวาคม มีผลต่อขนาดความกว้างวงปีต่อจากนั้นได้สร้างเส้นภูมิอากาศย้อนกลับไปในอดีตในช่วง ค.ศ.1310-1992 พบว่า ในอดีต 694 ปี มีช่วงความเปียกชื้นระหว่าง พ.ศ. 2506-2535 และช่วงแห้งแล้ง ค.ศ.1773-1802 นอกจากนี้ Bargaonkar et al. (2010) ได้สร้างเส้นดัชนีไม้สัก อายุ 523 ปี (พ.ศ. 2024-2546) จากเมือง Kerala ทางตอนใต้ของประเทศไทย พบว่า ดัชนีไม้สักมีความสัมพันธ์เชิงบวกกับปริมาณน้ำฝนในช่วงมรสุมและเชื่อมโยงกับดัชนี SOI (Southern Oscillation Index) ความกว้างวงปีที่แคบมาก สอดคล้องกับช่วงที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญในปลายศตวรรษที่ 18 อาจเนื่องมาจากปรากฏการณ์เอลนีโญส่งผลให้ปริมาณฝนในอินเดียลดต่ำลง

4.4 วงปีไม้ในประเทศไทยกับสภาพภูมิอากาศในอดีต

เอกสารงานวิจัยชิ้นแรกเป็นของ Thammincha et al. (1988) ได้ศึกษาการเจริญเติบโตทางด้านรัศมีของไม้สน 2 ใบ และสน 3 ใบ ในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย ต่อจากนั้นอีก 7 ปี คือ ในปี ค.ศ.1995 ได้มีงานวิจัยเกี่ยวกับไม้สักขึ้นเป็นครั้งแรกของประเทศไทย (Pumijumnon, 1995; Pumijumnon et al., 1995a, 1995b) ในบริเวณภาคเหนือของประเทศไทยครอบคลุมพื้นที่ 5 จังหวัด คือ แม่ฮ่องสอน ลำพูน แพร่ ตาก และลำปาง จำนวนพื้นที่ศึกษารวมทั้งสิ้น 29 แห่ง จากไม้สัก จำนวน 288 ต้น (425 ตัวอย่าง) ผลการศึกษา พบว่า ดัชนีไม้สักที่ยาวที่สุดคือ 312 ปี จากพื้นที่เขตรักษาพันธุ์สัตว์ป่าแม่ตื่น จังหวัดตาก ผลการศึกษารูปโดยภาพรวม คือ ไม้สักทางภาคเหนือของประเทศไทยตอบสนองต่อปริมาณน้ำฝนและอุณหภูมิใกล้เคียงกัน คือ ปริมาณน้ำฝนในช่วงคาบเกี่ยวจากฤดูแล้งมาสู่ฤดูฝน (เมษายน-กรกฎาคม) มีความสัมพันธ์เชิงบวกอย่างมีนัยสำคัญกับความกว้างวงปี ส่วนอุณหภูมิมีความสัมพันธ์อย่างไม่มีนัยสำคัญ จากการศึกษาครั้งนี้ ได้สร้างเส้นน้ำฝนและเส้นอุณหภูมิกลับไปถึงปี พ.ศ. 2413 ซึ่งพบว่าโดยเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนและอุณหภูมิในช่วงที่ไม่มีข้อมูลจากกรมอุตุนิยมวิทยา (พ.ศ. 2413-2454) มีความแตกต่างจากสภาพปัจจุบันไม่มากนัก (พ.ศ. 2454-2533) ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิมีแนวโน้มที่ต่ำกว่าค่าเฉลี่ยในปัจจุบัน เช่นเดียวกับปริมาณน้ำฝน และสภาพอากาศช่วงปัจจุบัน (พ.ศ. 2454-2533) จะมีความแปรปรวนมากกว่าในอดีต

นอกจากนี้ การศึกษาเรื่องวงปีไม้ในประเทศไทย ยังมีคณะนักวิจัยชาวต่างชาติที่ให้ความสำคัญโดยเฉพาะได้ ทำการศึกษาเกี่ยวกับไม้สนในทางภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย และมีผลการศึกษาในเบื้องต้นซึ่งได้มีการตีพิมพ์แล้ว คือ Buckley et al. (1995) และ D'Arrigo et al. (1997)

ส่วนงานวิจัยในด้านอื่นๆ เกี่ยวกับวงปีไม้ในประเทศไทย เป็นงานวิทยานิพนธ์ของนักศึกษาในระดับมหาบัณฑิต เช่น Boonchirdchoo (1996) ได้ทำการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างความกว้างวงปีไม้สนกับตัวแปรด้านอากาศ กรณีศึกษาอุทยานแห่งชาติน้ำหนาวและภูกระดึง ผลจากการศึกษา พบความกว้างวงปีของไม้สนมีความสัมพันธ์กับอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายปี และมีความสัมพันธ์กับปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี Phanijkul (1999) ได้ทำการศึกษาเรื่องความสัมพันธ์ของวงปีไม้สักกับสภาพอากาศที่ศรีสขนาลัย ภาคเหนือของประเทศไทย ผลการศึกษาพบว่า ความกว้างวงปีของไม้สักที่มีชีวิตมีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนในเดือนกรกฎาคม ส่วนไม้สักจากเสาบ้านเก่ามีความสัมพันธ์ในทิศทางเดียวกันกับปริมาณน้ำฝนเดือนพฤษภาคม กรกฎาคม และสิงหาคม Sukkosol (1998) ได้ทำการศึกษาเรื่องเหตุการณ์ความแห้งแล้งและน้ำท่วมในประเทศไทยจากข้อมูลบันทึกทางประวัติศาสตร์ในศตวรรษที่ 20 โดยเปรียบเทียบกับข้อมูลจากกรมอุตุนิยมวิทยา พ.ศ. 2454-2536 และข้อมูลวงปีไม้สนสามใบ ผลจากการศึกษาพบว่า ข้อมูลปริมาณน้ำฝนมีความสัมพันธ์กับความกว้างวงปีไม้และสนับสนุนข้อมูลประวัติศาสตร์มากกว่าข้อมูลอุณหภูมิ โดยที่ปริมาณน้ำฝนเดือนพฤศจิกายนและตุลาคมมีผลเชิงบวกต่อความกว้างวงปีของไม้สนสามใบในบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย

การวิจัยทางด้านวงปีไม้จากไม้เก่าในแหล่งโบราณคดีของประเทศไทย ได้เริ่มต้นครั้งแรกเมื่อปี พ.ศ.2544 ภายใต้โครงการโบราณคดีบนพื้นที่สูงในอำเภอปางมะผ้า จังหวัดแม่ฮ่องสอน โดยเป็นแหล่งโบราณคดีในวัฒนธรรมโลงไม้ ที่พบในอำเภอปางมะผ้า จังหวัดแม่ฮ่องสอน มีอายุ 57 ปีก่อน พ.ศ.-พุทธศตวรรษที่ 14 (รัศมี ชูทรงเดช และคณะ, 2546) ผลการศึกษาที่ได้รับการนำเสนอในเวทีการประชุมและตีพิมพ์แล้วในขณะนี้ เช่น ย่อนรอยอดีตจากวงปีไม้ (นาฏสุตา ภูมิจำนงค์, 2549) พิพัฒน์ กระแจะจันทร์ (2544) ได้ศึกษาแหล่งโบราณคดีหุบเขากันไร่หรือเพิงผาบ้านไร่ เป็นกรณีศึกษาเพื่อจัดทำเป็นสารนิพนธ์ในระดับปริญญาตรี และในปี พ.ศ. 2546 ในโครงการประชุมทางวิชาการของโครงการโบราณคดีบนพื้นที่สูงฯ ได้มีการเสนอบทความจำนวน 2 บทความ คือ การศึกษาวงปีไม้จากแหล่งโบราณคดีเพิงผาบ้านไร่ (พิพัฒน์ กระแจะจันทร์, 2546) และการศึกษาวงปีไม้จากแหล่งโบราณคดีถ้ำบ่อไคร้ (สินีนาง วรณศรี, 2546) ผลการศึกษาพบว่า สภาพแวดล้อมในอดีตมีความอุดมสมบูรณ์กว่าในปัจจุบัน และกลุ่มคนในวัฒนธรรมโลงไม้มีเทคโนโลยีที่คล้ายคลึงกันด้วยการทำโลงไม้จากไม้ต้นเดียวกัน สินีนาง วรณศรี (2004) ได้ศึกษาตัวอย่างโลงไม้จากบ้านบ่อไคร้และบ้านไร่ โดยการเก็บตัวอย่างของโลงไม้ทั้งหมดจากแหล่งโบราณคดี ใช้เทคนิคด้านวงปีไม้ในการจัดสร้างเส้นอายุของโลงไม้แต่ละตัวอย่าง และกำหนดค่าอายุของหัวโลงไม้ด้วยการวิเคราะห์ด้วยเทคนิคคาร์บอน 14 ผลการศึกษา พบว่า รูปแบบหัวโลงที่แตกต่างกันไม่นัยถึงการวิวัฒนาการในช่วงเวลาที่แตกต่างกัน กล่าวคือ รูปแบบหัวโลงต่างๆ มีการสร้างขึ้นมาในช่วงเวลาเดียวกันใกล้เคียงกัน (รัศมี ชูทรงเดช, 2549; Wannasri et al., 2007)

4.5 สภาพอากาศในอดีตของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ในช่วง 3 ศตวรรษ

Buckley et al. (2007) ได้ทำการศึกษาปรากฏการณ์ความแห้งแล้งในภาคตะวันตกเฉียงเหนือของประเทศไทย โดยใช้ตัวอย่างไม้สักที่มีชีวิตทั้งสิ้น 30 ตัวอย่างครอบคลุม ช่วงเวลาตั้งแต่ปี ค.ศ.1604-2005 และตัวอย่างจากเขียงไม้ 47 ตัวอย่าง ครอบคลุมตั้งแต่ปี พ.ศ. 2101- 2473 โดยที่เส้นดัชนีไม้สักมีความสัมพันธ์กับปัจจัยสภาพอากาศอย่างมีนัยสำคัญอยู่ในช่วงตั้งแต่ปี พ.ศ. 2143 ถึง 2548 รวมจำนวนเวลาทั้งสิ้น 448 ปี ผลการศึกษา พบว่า ปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อขนาดความกว้างวงปี คือ ปริมาณน้ำฝน และความชื้นทั้งในช่วงเริ่มต้นและสิ้นสุดฤดูมรสุม นอกจากนี้ ยังได้

เปรียบเทียบข้อมูลดัชนีไม้สักกับอุณหภูมิ และค่า PDSI (Palmer Drought Severity Index) ซึ่งสรุปได้ว่า วงปีไม้สักมีความสามารถเป็นตัวแทนของมรสุมฤดูร้อน และช่วงความกว้างของฤดูลมมรสุม และแสดงให้เห็นถึงความสำคัญของการขึ้นในช่วงที่ฤดูกาลกำลังเปลี่ยนแปลง โดยที่เส้นดัชนีไม้สักได้บ่งชี้ช่วงความแห้งแล้งในรอบ 10 ปี ในแต่ละช่วงเวลาในศตวรรษที่ 17 ซึ่งสอดคล้องกับความผิดปกติของอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกที่อุ่นขึ้นยาวนาน ซึ่งข้อมูลนี้ได้มาจากการศึกษาปะการังที่เกาะกาลาปากอสและหินงอกจากตอนกลางของประเทศอินเดีย ซึ่งบ่งชี้เช่นกันว่ามีความแห้งแล้งเกิดขึ้นในช่วง พ.ศ. 2243 ขณะที่ความแห้งแล้งในช่วงปี พ.ศ. 2343 มีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอลนีโญ

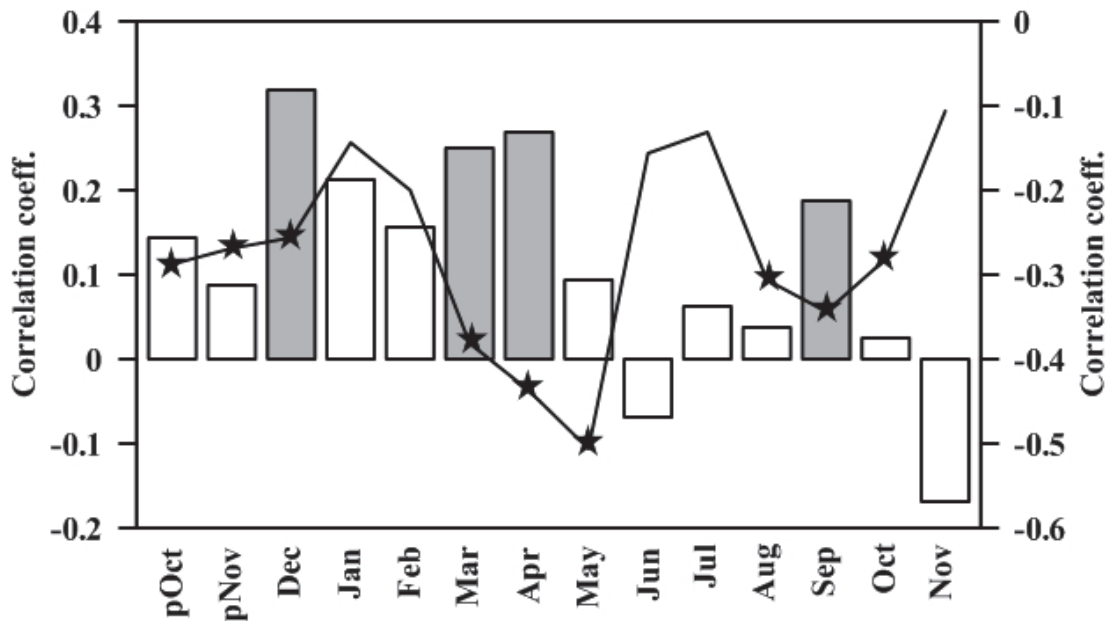
Sano et al. (2009) ศึกษาความแห้งแล้งในเขตเอเชียตะวันออกเฉียงใต้จากวงปีไม้ โดยมีการตรวจสอบอย่างน่าเชื่อถือด้านสถิติ ตัวแปรที่ได้สร้างขึ้น คือ ความแห้งแล้งในช่วงเดือนมีนาคม-พฤษภาคม (March-May: Palmer Drought Severity Index: PDSI) โดยใช้วงปีไม้จำนวน 22 ต้น ตัวอย่างทั้งสิ้น 42 ตัวอย่างของไม้ที่หายากและมีอายุค่อนข้างยาว *Fokienia hodginsii* (Po Mu คือชื่อสามัญที่ชาวเวียดนามใช้) จากทางตอนเหนือของประเทศเวียดนาม ซึ่งเป็นการนำเสนอเรื่องวงปีไม้และชนิดไม้นี้เป็นครั้งแรก ตัวอย่างมีอายุครอบคลุมช่วงเวลา 535 ปี ซึ่งเป็นตัวอย่างวงปีไม้ที่ยาวที่สุดในภูมิภาคแถบนี้ ผลจากการวิเคราะห์ พบว่าความชื้นในช่วงเริ่มต้นฤดูมรสุมเป็นปัจจัยที่สำคัญที่สุดต่อการเจริญเติบโตของ *Fokienia hodginsii* จากเส้นความแห้งแล้งในช่วงเดือนมีนาคม-พฤษภาคม ได้แสดงให้เห็นชัดเจนถึงความแห้งแล้ง 2 ช่วง ในช่วงกลางคริสต์ศตวรรษที่ 18 และปลายคริสต์ศตวรรษที่ 19 ช่วงแรกยาวนานเกือบ 30 ปี และมีความใกล้เคียงกับช่วงความแห้งแล้งทางภาคตะวันตกเฉียงเหนือของประเทศไทยที่ศึกษามาจากไม้สัก อาจหมายถึง ช่วงความแห้งแล้งที่ยาวนาน “mega-drought” ครอบคลุมอินโดจีน ในศตวรรษที่ 18 เส้นความแห้งแล้งสอดคล้องกับความผิดปกติของอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเล (sea surface temperature: SST) ในมหาสมุทรแปซิฟิก การวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่แสดงให้เห็นว่า ความผิดปกติของปรากฏการณ์ ENSO อาจกระตุ้นให้เกิดความแห้งแล้งครอบคลุมมหาสมุทรอินเดียและแปซิฟิกเหนือ ดังนั้น ปรากฏการณ์เอนโซ จึงไม่ใช่ปัจจัยเดียวที่มีผลกระทบต่อสภาพอากาศ

Buckley et al. (2010) ศึกษาถึงสาเหตุการล่มสลายของนครวัด (Angkor) ซึ่งเป็นเมืองหลวงของอาณาจักรขอม ประเทศกัมพูชา อาจเกิดจากความแห้งแล้งของลมมรสุมช่วงเวลาที่ยาวนาน ในศตวรรษที่ 14 และ 15 และผนวกกับปัจจัยอื่นๆ สภาพอากาศในอดีตที่ครอบคลุมกว่า 7 ศตวรรษครึ่ง ได้มาจากการพัฒนางวงปีไม้จากประเทศเวียดนาม ช่วงเวลาที่นครวัดเกิดความแห้งแล้งส่งผลกระทบต่อระบบการส่งน้ำ และมีผลต่อผลผลิตทางการเกษตร ความผันแปรของสภาพอากาศมีผลต่อระบบน้ำในเขตภูมิภาคนี้ และมีความผันแปรอย่างมีนัยสำคัญกับอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเล แสดงให้เห็นว่ามหาสมุทรแปซิฟิกที่อุ่นขึ้นและปรากฏการณ์เอลนีโญเป็นสาเหตุให้เกิดความแห้งแล้งทั้งในรอบปีและรอบกว่า 10 ปี ความผันแปรของสภาพอากาศในช่วง 10 ปี มีอิทธิพลต่อสภาพอากาศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และสภาพสังคม

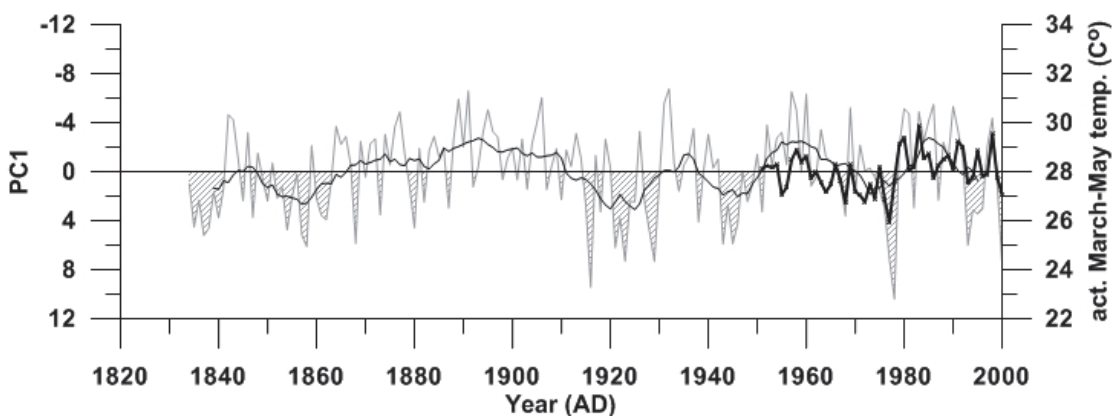
Cook et al. (2010) ได้ทำการศึกษาระบบลมมรสุมในเอเชีย เนื่องจากระบบลมมรสุมในเอเชียส่งผลกระทบต่อประชากรมากกว่าครึ่งหนึ่งของโลก ปัจจุบันความผันแปรที่เกิดขึ้น ครอบคลุมและสลับซับซ้อนทั้งในเรื่องของพื้นที่และเวลา องค์ความรู้ยังไม่พอเพียงที่จะสร้างโมเดลคาดการณ์คุณลักษณะของลมมรสุมได้ โดยเฉพาะในช่วงที่ข้อมูลการตรวจวัดไม่เพียงพอ Cook et al. (2010) ได้นำเสนอแผนที่ของความแห้งแล้ง จากมรสุมเอเชีย (Monsoon Asia Drought Atlas: MADA) ฤดูกาลที่บ่งบอกความแห้งแล้งและฝน แผนที่ความแห้งแล้งนี้สร้างขึ้นตามขนาดของกริดในแผนที่ครอบคลุมกว่า 1,000 ปี ที่ผ่านมา โดยใช้เครือข่ายจากวงปี แผนที่แสดงความแห้งแล้งของมรสุมเอเชียแสดงให้เห็นรายละเอียดในเชิงพื้นที่และเวลา การผิดปกติของมรสุมเอเชียในอดีตและชี้ให้เห็นถึงเหตุการณ์ ความรุนแรงความแห้งแล้งที่ยาวนานที่ไม่เคยทราบมาก่อนและเชื่อมโยงกับอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเลในเขตอินโด-แปซิฟิก ความหมายของแผนที่ความแห้งแล้งมรสุมเอเชียทำให้เกิดวิจรณ์ญาณในการจำลองโมเดลสภาพอากาศ การสร้างภาพฉายในอนาคต แผนที่ความแห้งแล้งมรสุมเอเชีย ประกอบด้วย 4 ช่วงที่สำคัญ คือ Ming dynasty แห้งแล้งในช่วง

พ.ศ. 2181-2184, the strange parallels drought ครอบคลุมในช่วง พ.ศ.2299-2311, the east India drought ครอบคลุมในช่วง พ.ศ. 2333-2339 และ the late Victorian great drought ครอบคลุมในช่วง พ.ศ. 2419-2421 ในแต่ละปรากฏการณ์มีรายละเอียดดังนี้ การล้มสลายของราชวงศ์หมิง ในปี พ.ศ. 2187 เกิดในช่วงกบฏซาวนาในระยะ 10 ปี สุดท้าย สาเหตุหนึ่งที่ทำให้เกิดการก่อการกบฏ คือ ความแห้งแล้งและการขาดแคลนอาหาร ในช่วงเวลาต่อเนื่องและยาวนาน ในระหว่างปี พ.ศ.2173 และในระหว่างปี พ.ศ.2183 มีการบันทึกในประวัติศาสตร์ถึงความแห้งแล้งที่ครอบคลุมประเทศจีนในช่วง 500 ปี จากแผนที่แสดงความแห้งแล้งชี้ให้เห็นว่า ความแห้งแล้งปกคลุมประเทศจีนใกล้ปักกิ่ง ซึ่งโดยทั่วไปความชื้นจะแผ่กระจายจากบริเวณนี้ไปสูทางตอนใต้ สำหรับในกลางคริสต์ศตวรรษที่ 18 (Strange Parallels drought) ความแห้งแล้งได้แผ่ปกคลุมเอเชียตะวันออกเฉียงใต้สอดคล้องกับความไม่สงบในสังคมและมีการเปลี่ยนแปลงทางการเมืองครั้งใหญ่ทั้งในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้จนไปถึงในไซบีเรียซึ่ง Cook et al. (2010) ได้นำเสนอว่าความแห้งแล้งนี้ ได้ปรากฏเป็นครั้งแรกจากการศึกษาจากวงปีไม้สักทางภาคตะวันตกเฉียงเหนือของประเทศไทย และได้รับการยืนยันจากไม้ไซเปรสจากทางตอนเหนือของประเทศเวียดนาม แผนที่ความแห้งแล้งนี้เปิดเผยให้เห็นอย่างชัดเจนโดยเฉพาะทางภาคตะวันตกของอินเดีย ซึ่งได้รับผลกระทบจากความแห้งแล้งอย่างต่อเนื่องกว่า 10 ปี ความแห้งแล้งนี้แผ่ครอบคลุมจากประเทศอินเดียมาสู่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ในภาคตะวันออกของอินเดียพบความแห้งแล้งในช่วง พ.ศ. 2333-2339 เกิดขึ้นสอดคล้องกับปรากฏการณ์เอลนีโญ ในปลายคริสต์ศตวรรษที่ 18 ซึ่งส่งผลกระทบครอบคลุมไปทั่วโลก ผลกระทบต่อประเทศอินเดียสามารถยืนยันได้จากข้อมูลในเรื่องการขาดแคลนอาหาร ปรากฏการณ์นี้ครอบคลุมตั้งแต่อินเดียใต้จนถึงประเทศศรีลังกา The last Victoria great drought เกิดขึ้นในช่วง พ.ศ. 2419 ถึง 2421 เกิดขึ้นในช่วงที่ปรากฏการณ์เอลนีโญรุนแรง ในช่วง 150 ปี สุดท้าย ความแห้งแล้งครอบคลุมมาถึงเขตร้อนชื้นและปรากฏการณ์นี้ เห็นได้อย่างชัดเจนในประเทศอินเดีย ซึ่งสอดคล้องกับในช่วงที่มีการก่อความรุนแรงของฝรั่งเศส ในประเทศเวียดนาม เกิดความแห้งแล้งและความอดอยากด้านอาหาร ความแห้งแล้งนี้ครอบคลุมลงมาถึงจาการ์ตาร์ บอร์เนียวและนิวกินี

Pumijumnong and Eckstein (2010) ได้สร้างเส้นเครือข่ายวงปีของไม้สนสามใบและไม้สนสองใบ จากตัวอย่างไม้สนสองใบ จำนวน 209 ต้น และไม้สนสามใบจำนวน 205 ต้น จากพื้นที่ศึกษาในประเทศไทยทั้งสิ้น 16 พื้นที่ โดยที่ไม้สนสองใบอายุมากที่สุด 314 ปี และสนสามใบอายุมากที่สุด 183 ปี ผลการศึกษา โดยการนำดัชนีวงปีไม้สนสองใบและสนสามใบทั้งหมดมารวมกัน และวิเคราะห์องค์ประกอบหลัก (principal component) ซึ่งในการศึกษาครั้งนี้ได้เลือก PC1 ใช้ในการวิเคราะห์กับความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนและอุณหภูมิ (พบว่า อุณหภูมิในช่วงก่อนฤดูลมมรสุม (มีนาคม-พฤษภาคม) มีความสัมพันธ์ด้านลบอย่างมีนัยสำคัญกับขนาดความกว้างวงปีของไม้สน (ในที่นี้คือค่า PC1: รูปที่ 4.1) ในการศึกษาครั้งนี้ ได้นำเสนอสภาพอากาศหนาว/ชื้น (cool/wet) และร้อน/แห้ง (warm/dry) โดยที่ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิในช่วงเดือน (มีนาคม-พฤษภาคม) ในช่วงเวลาประมาณ 50 ปี เฉลี่ยเท่ากับ 28°C พื้นที่ใต้-บนกราฟสีเทาจะบ่งบอกถึงอุณหภูมิที่แปรปรวนต่างๆ คือ อากาศที่หนาว/ชื้น พบในช่วง พ.ศ. 2377-2405, 2454-2473, 2483-2493, 2513-2512, 2533-2543 และอากาศที่ร้อน/แห้ง พบในช่วง 2423-2453, 2493-2508, 2523-2533 (รูปที่ 4.2)



รูปที่ 4.1 แสดงค่าสัมประสิทธิ์ความสัมพันธ์ ระหว่าง PC1 ของดัชนีไม้สนสามใบและสองใบกับปริมาณน้ำฝน (กราฟแท่ง, สีเทา $p < 0.05$) และอุณหภูมิ (กราฟเส้น, ★ $p < 0.05$) กับ PC1



รูปที่ 4.2 ค่าจริงของอุณหภูมิเดือนมีนาคม-พฤษภาคม พ.ศ. 2494-2544 (ค.ศ.1951-2001) (กราฟเส้นที่บ) และค่าเฉลี่ย 11 ปี ของ PC1 (ค.ศ.1834-2001)

โดยสรุปแล้วจะเห็นว่า ผลการศึกษาด้านวงปีไม้ในเอเชียใต้และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้มีการพัฒนาขึ้นมากและสะท้อนให้เห็นศักยภาพของวงปีไม้ที่ใช้เป็นตัวแทนของสภาพอากาศที่ไม่มีข้อมูลการตรวจวัดจริงได้เป็นอย่างดี การประยุกต์ใช้ข้อมูลด้านวงปีไม้กับเหตุการณ์ต่างๆ และการใช้เหตุการณ์ที่เกิดขึ้นในอดีตมาเป็นการตรวจสอบการสร้างเส้นภูมิอากาศในอดีตเป็นการเพิ่มมุมมองความรู้และการประสานศาสตร์ที่หลากหลายสาขาเข้าด้วยกัน ทำให้เกิดความเข้าใจที่ชัดเจนขึ้น

4.6 ละอองเรณูและพืช

ละอองเรณูและสปอร์เป็นส่วนสำคัญของวัฏจักรของพืชมีท่อลำเลียงน้ำ เพราะเป็นส่วนที่มีผนังที่แข็งแรง ละอองเรณูและสปอร์โดยทั่วไปมีปริมาณมาก ง่ายต่อการจำแนกและเป็นส่วนที่ถูกเก็บรักษาไว้ได้ในบริเวณที่มีการทับถม ดังนั้น การปรากฏและความหลากหลายในแหล่งทับถมสามารถใช้เป็นตัวชี้วัดในอดีต สำหรับองค์ประกอบของสังคมพืชที่เคยเจริญเติบโตในบริเวณพื้นที่นั้นทั้งในปัจจุบันและอดีต นักโบราณคดีและนักสิ่งแวดล้อมโบราณใช้ข้อมูลจากละอองเรณูในการจำลองสภาพแวดล้อมในอดีต

4.6.1 การศึกษาละอองเรณูในประเทศไทย สมัยไพลสโตซีนตอนปลาย-โฮโลซีน

บริเวณภาคกลาง

Trongjai (2000) ศึกษาพืชพรรณในอดีตของยุคโฮโลซีนและสภาพแวดล้อมในอดีตโดยการวิเคราะห์ทางเรณูวิทยาจากตัวอย่างตะกอนดินยุคโฮโลซีนที่ระดับความลึก 10-12 เมตร จากผิวดิน บริเวณพื้นที่ของเหมือง S.A.P. mining Co., Ltd. ที่ตั้งอยู่ที่อ่างบ่อพลอย อำเภอบ่อพลอย จังหวัดกาญจนบุรี โดยเลือกเก็บดินตะกอนที่มีการสะสมตัวของอินทรีย์วัตถุค่อนข้างสูงซึ่งจะเป็นตะกอนดินเหนียวสีน้ำตาลละเอียด และตรวจสอบอายุด้วยวิธีเรดิโอคาร์บอนจากตัวอย่างไม้ที่ฝังตัวอยู่ในชั้นเดียวกันกับตัวอย่างดิน ซึ่งได้ค่าอายุประมาณ $4,540 \pm 50$ ปีก่อน ผลการวิเคราะห์ Pollen diagram สามารถจำแนกพืชออกได้เป็น 4 กลุ่มใหญ่ๆ คือ 1) กลุ่มพืชกึ่งหนาว/กึ่งศูนย์สูตร 2) กลุ่มพืชแถบศูนย์สูตร (ปาติบแล้งและป่าผสมผลัดใบ) 3) กลุ่มพืชที่อาศัยในหนองบึง และ 4) กลุ่มพืชที่อาศัยในน้ำ

ภาคเหนือ

Penkarn (2004) ศึกษาละอองเรณูเพื่อเป็นหลักฐานชี้วัดเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในพื้นที่ทุ่งแสลงหลวง จังหวัดพิษณุโลก ผลการศึกษาได้แบ่งสังคมพืชออกเป็น 7 กลุ่มใหญ่ ได้แก่ 1) กลุ่มพืชแบบป่าเขตกึ่งร้อนชื้น (subtropical forest) 2) กลุ่มพืชแบบป่าร้อนชื้น (tropical forest) 3) กลุ่มพืชที่เจริญเติบโตในน้ำ (aquatic habitat) 4) กลุ่มพืชที่เจริญเติบโตในหนองบึง (swamp habitat) 5) กลุ่มพืชจำพวกหญ้า (grass) 6) กลุ่มพืชประเภทปาล์ม (palm) และ 7) กลุ่มพืชพวกเฟิร์น (fern group) ผลการตรวจหาอายุโดยวิธี radiocarbon dating ในระดับความลึก 97 ซม. ได้ค่าอายุประมาณ $1,150 \pm 40$ ปีก่อนปัจจุบัน ประมาณ พ.ศ.1323-1533 พบว่า สภาพพืชพรรณที่พบใกล้เคียงกับสภาพพืชพรรณในปัจจุบัน โดยมีสังคมพืชแบบกึ่งร้อนชื้น ได้แก่ สนต่างๆ และมีไฟเข้ามาในพื้นที่ในช่วงอายุ 877 ± 40 ปีก่อนปัจจุบัน เนื่องจากพบสปอร์ของหญ้าในปริมาณที่มาก

พื้นที่มรดกโลก คือ กรุงสุโขทัย ได้มีการศึกษาเกี่ยวกับละอองเรณูในพื้นที่วัดเก่าต่างๆ โดย Manas (2003) พบละอองเรณูส่วนใหญ่ที่เป็นต้นไม้หรือไม้พุ่ม ได้แก่ สน (Pinaceae) ตาลโตนด (Palmae) สาเล่แก่งใจ (Capparidaceae) เครือออน (Symphoremataceae) ไคร้เมด (Aquifoliaceae) ข่อย (Moraceae) ขี้หนอน (Sapindaceae) คาง (Mimosaceae) ชะมดต้น (Malvaceae) มะขาม (Caesalpiniaceae) มะพร้าว (Palmae) มะม่วง (Anacardiaceae) สมอพิเภก (Combretaceae) สะเดา (Meliaceae) และสะแกนา (Combretaceae) พืชตระกูลหญ้า พืชน้ำ เฟิร์น ได้แก่ หญ้าหัวไม้ขีด (Eriocaulaceae) หญ้าถอดปล้อง (Equisetaceae) หญ้าข้าว (Gramineae) บัวสาย (Nymphaeaceae) กูดขน (Lycopodiaceae) ขายผ้าสีดา (Polypodiaceae) กูด (Gleicheniaceae) และผักกูดขม (Blechnaceae) ผลการส่งตัวอย่างถ่านที่พบในแหล่งขุดค้นทั้งสิ้น 7 ตัวอย่างได้ค่าอายุดังต่อไปนี้ Conventional radiocarbon age 280 ± 30 BP (AD. 1643 หรือ พ.ศ.2186) ละอองเรณูมีการสะสมมากอยู่ในระดับชั้นผิวดินในดินที่ระดับลึกลงไปไม่พบหรือพบละอองเรณู

น้อยมาก ค่าอายุที่ตรวจวัดได้เป็นค่าอายุยุคหลังกรุงสุโขทัย นอกจากนี้ ได้พบเสาไม้เก่าในพื้นที่ศึกษา หลังจากที่ได้มีการพิสูจน์ว่าเป็นไม้เต็ง (*Shorea obtuse*: Dipterocarpaceae) ได้ส่งไปตรวจค่าอายุพบว่าอายุที่ได้ conventional radiocarbon age 480 ± 60 BP (A.D.1430 หรือ พ.ศ.1973) จากผลการศึกษาละอองเรณูที่พบซึ่งส่วนใหญ่เป็นไม้ที่นำมาใช้ประโยชน์ในครัวเรือนไม่ว่าจะเป็นพืชอาหาร สมุนไพร หรือเพื่อวัตถุประสงค์ต่างๆ เช่น มะพร้าว มะม่วง และพืชน้ำ แสดงให้เห็นว่าสภาพพื้นที่เป็นพื้นที่ลุ่ม ส่วนไม้ป่าหรือไม้ยืนต้นขนาดใหญ่ที่มีการพบละอองเรณู คือ ไม้สน ซึ่งนักวิจัยได้ตั้งข้อสังเกตว่า ในการที่พบละอองเรณูของไม้สนสภาพพื้นที่ดังกล่าว อาจมีอากาศที่เย็นกว่าในปัจจุบันหรือมีการนำไม้สนเข้ามาปลูกในบริเวณพื้นที่ศึกษา

รัฐพงษ์ พงษ์ทับทิม (1998) ศึกษาละอองเรณูและสปอร์ของพืชในอดีต บริเวณแอ่งพญางูเขา “อ่างกา” ที่ยอดดอยอินทนนท์ จังหวัดเชียงใหม่ เพื่อสร้างแผนผัง (pollen and spore diagram) แสดงปริมาณการสะสมตัวของละอองเรณูและสปอร์ตั้งแต่อดีต โดยได้ตัวอย่าง sphagnum peat core ลึก 2 เมตร ซึ่งเก็บด้วย hand-auger ที่หุ้มด้วยพลาสติกพร้อมกับแซ่เย้นเพื่อป้องกันการปนเปื้อนและปฏิกิริยาออกซิเดชัน core ที่ศึกษาคือ Ang-Ka 1A โดยสุ่มตัวอย่างดินที่นำมาจากหลุมเจาะ 1 ลบ.ซม. ที่ทุกความลึก 2 ซม. นำมาสกัดแยกละอองเรณูและสปอร์ออกจากตะกอนดินด้วยวิธีของ Jarupongsakul (1987) แล้วนำมาทำสไลด์ถาวรโดยใช้ซิลิโคนออยล์ AK 2000 เป็น mounting media ตรวจสอบชนิดและปริมาณละอองเรณูและสปอร์ด้วยกล้องจุลทรรศน์แบบใช้แสง และกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนแบบส่องกราด โดยการนับจำนวนเรณูและสปอร์ทำตามวิธีของ Moore et al. (1991) ผลการตีความจาก pollen and spore diagram ของ peat bog (1A) ซึ่งอยู่สูงจากระดับน้ำทะเลประมาณ 2,565 เมตร ได้ชี้ว่าเมื่อประมาณ 4,300 ปีที่ผ่านมา พื้นที่นี้เป็นป่าดิบเขา และสามารถแบ่งภูมิอากาศบริเวณนี้ได้เป็น 6 ช่วง ตามการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศซึ่งอุ่นและเย็นขึ้นโดยใช้พรรณไม้เขตอบอุ่นเป็นดัชนีบ่งชี้ หลักฐานนี้สนับสนุนว่า ภูมิอากาศในยุคโฮโลซีนไม่คงที่ การพบละอองเรณูของ *Polygonum* และหญ้า แสดงว่าบริเวณนี้อาจถูกบุกรุกจากกิจกรรมของมนุษย์ การศึกษาในพื้นที่เดียวกัน โดยองค์การ แจงซัน (2541) ได้ศึกษาชนิดและสังคมพืชในอดีตยุคโฮโลซีนตอนปลาย เพื่อการเปรียบเทียบสภาพภูมิอากาศ บริเวณพื้นที่ศึกษา “อ่างกา” ใกล้ยอดดอยอินทนนท์ โดยการวิเคราะห์ทางเรณูวิทยาจากตัวอย่างตะกอนดินและตรวจหาอายุจากตัวอย่างอินทรีย์วัตถุด้วยวิธีเรดิโอคาร์บอน จำนวน 44 ตัวอย่าง จากหลุมเจาะ 3 หลุม พบว่า เมื่อประมาณ 1250 ± 60 ปีมาแล้ว จนถึงปัจจุบัน บริเวณพื้นที่ศึกษามีระบบนิเวศแบบ “ป่าดิบเขาระดับสูงกึ่งป่าในเขตอบอุ่น” โดยพบเรณูและสปอร์ของพืชในเขตป่าดิบเขาระดับสูง และพบพันธุ์พืชในเขตอบอุ่นบางชนิดซึ่งเป็นตัวบ่งชี้ ได้แก่ *Quercus* spp., *Rhododendron* sp., *Castanopsis* sp. และ *Betula* spp. และพบว่าในช่วงเวลา 160 ± 65 ปีที่ผ่านมา ระบบนิเวศดังกล่าวนี้ เริ่มมีการเปลี่ยนแปลงจนกระทั่งในปัจจุบัน โดยพืชในเขตอบอุ่นบางชนิดที่เคยเจริญเติบโตได้ดีในพื้นที่กลับลดจำนวนลง เช่น ไม้ก่อ (*Quercus* spp.) หรือไม่พบอีกเลย ได้แก่ ไม้ก่อ/เกล็ด (*Castanopsis* sp.) พวก *Myrsinaceae*, *Ilex* spp., *Euphorbiaceae* และ *Margocolporite vanwijhei*. ในขณะที่พบเรณูและสปอร์ของพืชพวกกก (*Cyperaceae*) เฟิร์นสร้อยนารี (*Lycopodium* sp.) เพิ่มขึ้นอย่างเห็นได้ชัด ซึ่งแสดงว่าสภาพภูมิอากาศในพื้นที่ศึกษาในอดีตมีความหนาวเย็นกว่าในปัจจุบัน ผลการศึกษาทั้งสองที่อ่างกานี้สรุปได้ว่า ตั้งแต่ประมาณ 4,000 ปี ที่ผ่านมา บริเวณภาคเหนือของประเทศไทยมีสภาพอากาศแบบเขตอบอุ่นคือมีอากาศหนาวเย็นกว่าในปัจจุบัน และสภาพอากาศมีการเปลี่ยนแปลงน้อยมากจนในช่วงประมาณ 160 ปีที่ผ่านมาสภาพอากาศเปลี่ยนแปลงซึ่งส่งผลให้พืชพรรณเปลี่ยนแปลงไปด้วยจนถึงในปัจจุบัน

Chatsee (2548) ศึกษาละอองเรณูบริเวณหลังคาเพิงผาบ้านไร่ อ.ปางมะผ้า จ.แม่ฮ่องสอน พบว่า ตัวอย่างแรก อายุประมาณ 620 ± 40 (calibrated) พบละอองเรณูไม้ยืนต้น ของไม้สน (*Pinus* sp.) Annonaceae, *Bauhinia* sp., *Jatropha* sp., *Xylia* sp. พืชล้มลุก ได้แก่ พวกกก และตัวอย่างที่ 2 อายุประมาณ 160 ± 40 บริเวณพื้นที่ถ้ำลอด อ.ปางมะผ้า จ.แม่ฮ่องสอน ตัวอย่างละอองเรณูที่พบในไม้ยืนต้น ได้แก่ ไม้ก่อ (*Castanopsis* sp.) ไม้สน (*Pinus* sp.) Annonaceae (วงศ์กระดังงา) *Phyllanthus* sp. (มะขามป้อม) Lauraceae (อบเชย) Ulmaceae (โป๊พ่น) จากข้อมูลทั้งสองพื้นที่อธิบายได้ว่าชนิดของป่าไม้ในอดีตไม่ได้แตกต่างไปจากสภาพปัจจุบันมากนัก

ภาคใต้

Chaotip (1999) ศึกษาเกี่ยวกับวิวัฒนาการของทะเลสาบสงขลาซึ่งเป็นทะเลสาบหรือบึง (lacustrine/lagoon) และปฏิสัมพันธ์กับการตั้งถิ่นฐานของมนุษย์ พื้นที่ทะเลสาบใหญ่แยกจากทะเลด้วยชายฝั่งสะทิงพระ ที่เป็นที่ตั้งถิ่นฐานในยุคประวัติศาสตร์ช่วงแรก (2,000-1,400 ปีมาแล้ว) โดยแบ่งออกเป็นทะเลสาบน้ำจืดเล็กๆ (ทะเลน้อย) ซึ่งช่วงที่ทะเลสาบแยกออกมาจากระบบทะเลสาบใหญ่ น่าจะเกี่ยวข้องกับการสร้างคลองเมื่อประมาณ 1,500 ปี และการตั้งถิ่นอาศัยของมนุษย์ โดยการศึกษายุคควอเตอร์นารีเพื่อทำความเข้าใจวิวัฒนาการของสมัยโฮโลซีน ซึ่งเป็นช่วงที่ใกล้กับปัจจุบันในพื้นที่นี้

การแปลความหมายด้านสิ่งแวดล้อมและการทดแทนสังคมพืชแสดงถึงความแตกต่างกับพื้นที่ในปัจจุบัน คือ

1. ป่าชายเลนที่อยู่ตามชายฝั่งมีมากกว่าในปัจจุบัน โดยพวกที่เด่นๆ เป็นพวกโกงกาง (*Rhizophoraceae*) ซึ่งพบทั่วไปในป่าชายเลนบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ โดยที่พบมากในปัจจุบัน คือ ลำพู (*Sonneratia caseolaris*) และในภาพโครงสร้างของละอองเรณู ไม่ได้แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงของสังคมป่าชายเลน
2. ในภาพโครงสร้างของละอองเรณู แทบจะไม่พบสังคมพืชแบบพืชล้มลุกน้ำจืด (freshwater herbaceous swamp) ที่พบมากในทะเลน้อยในปัจจุบัน
3. ไม่พบหลักฐานทางเรณูวิทยาในด้านการพัฒนาของเสม็ด (*Melaleuca cajuputi*) พื้นที่ชุ่มน้ำที่เป็นป่าพรุที่เด่นในปัจจุบันซึ่งเสม็ดเป็นพืชทางเศรษฐกิจในอดีต และการที่ในภาพโครงสร้างของละอองเรณู ไม่พบตัวแทนของสังคมพืชในปัจจุบันอาจสะท้อนถึงปริมาณละอองเรณูที่น้อย

ผลการศึกษาไม่พบหลักฐานในเรื่องการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ แต่พบว่ามีพืชมหญ้า (Grassland vegetation) ซึ่งแสดงถึงการมีไฟไหม้พื้นที่และพบเรณูของสน กระจายอยู่ในส่วนล่างของชั้นตัวอย่าง

ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ

มีการศึกษาโดย Kealhofer (1996) ได้มีการเจาะ core 4 cores ในเดือนธันวาคม 1996 ด้วย living stone corer จากทะเลสาบกุมภวาปีเพื่อศึกษาเรณูพืชที่มีโครงสร้างแข็ง (Phytolith=plant silica) ธรณีสัณฐานและเคมีของดิน โดยเน้นการศึกษาการใช้ประโยชน์ที่ดินของมนุษย์ในช่วงปลายสมัยไพลสโตซีนและต้นโฮโลซีน การวิเคราะห์พืชที่มีโครงสร้างแข็ง (Phytolith) จากตัวอย่าง ซึ่งยาว 6.18 เมตร จากทะเลสาบกุมภวาปี ได้แสดงข้อมูลการเปลี่ยนแปลงด้านภูมิอากาศด้านธรณีสัณฐานและการเปลี่ยนแปลงทางวัฒนธรรมซึ่งจากหลักฐานการเผาบอกได้ว่า การเกิดไฟป่าในป่าผสมผลัดใบและป่าผลัดใบแล้งได้เริ่มมาตั้งแต่ช่วงโฮโลซีนตอนต้น และมีหลักฐานแสดงว่าการเพาะปลูกเริ่มมีความสำคัญในยุคโฮโลซีนตอนกลางและการเกิดไฟป่าก็ลดลงและผลการวิเคราะห์ ตัวอย่าง 3KUM ได้ชี้ว่าสภาพแวดล้อมของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และประเทศไทยในช่วงไพลสโตซีน (Pleistocene) ตอนปลายมีความแห้งแล้งมากกว่าและฤดูกาลชัดเจนกว่าในปัจจุบัน และพบว่าไม้และพืชพรรณต่างๆ เริ่มมีมากขึ้นในช่วงสิ้นสุดสมัยไพลสโตซีน สอดคล้องกับที่พบว่ามีไม้เพิ่มขึ้นในช่วงสมัยโฮโลซีนตอนต้น ซึ่งเป็นช่วงที่ภูมิอากาศและรูปแบบการใช้ประโยชน์ที่ดินเริ่มเสถียร ในช่วงต้นโฮโลซีน มีการเปลี่ยนแปลงพืชพรรณที่สำคัญ คือ การเพาะปลูกได้ขยายมาถึงพื้นที่ที่เป็นป่าผลัดใบแล้งและจากข้อมูลพืชที่มีโครงสร้างแข็ง (Phytolith) แสดงว่าเริ่มมีการบริโภคข้าวกันมากในช่วงปลายของสมัยโฮโลซีนตอนต้น นอกจากนี้ ข้อมูลเปอร์เซ็นต์การเผาไหม้สูงสุดของพืชที่มีโครงสร้างแข็ง (Phytolith) ที่ชี้ถึงการเกิดไฟป่ามีความสัมพันธ์กับช่วงเวลาการตั้งถิ่นฐานที่บ้านเชียงและพื้นที่ใกล้เคียง ซึ่งเป็นหลักฐานได้ว่ามนุษย์มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพพื้นที่

Penny (2001a) ได้วิเคราะห์สิ่งแวดล้อมในอดีตที่แอ่งสกลนคร ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ที่ราบสูงโคราช ด้านเหนือเป็นแหล่งโบราณคดีก่อนประวัติศาสตร์ของไทย แต่ยังไม่ค่อยมีข้อมูลทางด้านการตั้งชุมชนกับสิ่งแวดล้อมเท่าใดนัก สำหรับข้อมูลทางเรณูวิทยาจากหนองหาน กุมภวาปี ซึ่งเป็นทะเลสาบที่อยู่ในแอ่งสกลนคร ได้แสดงถึงช่วงเวลาที่มีการบวมนพื้นที่ป่า และความถี่ของการเกิดไฟป่า ในช่วง 6,400-6,600 ปีก่อน แต่ยังไม่สามารถที่จะบอก

ถึงสาเหตุได้ ข้อมูลทางเรณูวิทยาที่ได้จึงยากที่จะนำไปเชื่อมกับรูปแบบการเปลี่ยนแปลงของพืชพรรณที่คาดว่าจะถูกบุกรุกโดยมนุษย์ ทั้งๆ ที่การวิเคราะห์พืชพันธุ์โบราณ (Palaeovegetation) สามารถให้ข้อมูลของการพัฒนาด้านเทคโนโลยีการเกษตรได้ในหลายๆ ที่ เช่น ในยุโรปหรือเม็กซิโก แต่ในประเทศไทยกลับไม่ค่อยมีการศึกษารายละเอียดของพืชพันธุ์โบราณ (Palaeovegetation) ในพื้นที่เท่าใดนัก ทำให้ข้อมูลทั้งทางโบราณคดี ชีวธรณี และพืชพันธุ์โบราณของภาคอีสานที่เกี่ยวข้องในส่วนนี้ขาดหายไป โครงการ TPP หรือ the University of Pennsylvania Thailand Palaeoenvironmental Project ร่วมกับคณะวิจัย Centre for Palynology and Palaeoecology มหาวิทยาลัย Monash จึงทำการศึกษาข้อมูลพืชพันธุ์โบราณและสิ่งแวดล้อมในอดีต จากการเก็บตะกอนดิน 15 ตัวอย่าง จาก 3 พื้นที่ศึกษาในที่ราบสูงโคราช 11 ตัวอย่าง จากหนองหาน กุมภวาปี 2 ตัวอย่าง จากหนองพะโค และ 2 ตัวอย่าง จากหนองหาน สกลนคร ผลการศึกษาลำดับชั้นหินและเรณูวิเคราะห์ ตัวอย่าง KUM1 และ KUM3 จากกุมภวาปี พบว่า มีอายุถึง 14,300 ปีมาแล้ว Penny (2001b) ได้ชี้ให้เห็นจากข้อมูลว่าในพื้นที่แอ่งสกลนครปกคลุมด้วยพืชตระกูลถั่วและตระกูลสน คล้ายคลึงกับการอธิบายพืชพรรณทางตะวันตกเฉียงใต้ของจีน เงื่อนไขของสภาพอากาศหนาวเย็นกว่าและแห้งแล้งกว่าในปัจจุบัน

จากการทบทวนการศึกษาละอองเรณูในพื้นที่ต่างๆ ของประเทศไทย พอจะอนุมานได้ว่า 14,300 ปี จนถึงประมาณ 160 ปี ก่อนปีปัจจุบัน สภาพอากาศโดยรวมของประเทศไทยเย็นและแห้งแล้งกว่าในปัจจุบัน มีป่าสนกระจายครอบคลุมพื้นที่ตั้งแต่ภาคเหนือ และบางส่วนของภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย สภาพพืชพรรณและป่าไม้ที่พบไม่แตกต่างจากในปัจจุบันมากนัก ความชัดเจนของการเปลี่ยนแปลงของสภาพอากาศที่เห็นจะพบในบริเวณภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือมากกว่าในบริเวณภาคกลางและภาคใต้ โดยพืชพรรณที่พบเป็นพวกพืชที่เจริญเติบโตในเขตหนาวมากกว่า และบางชนิดไม่ปรากฏให้เห็นในประเทศไทย

เอกสารอ้างอิง

- นาฏสุตา ภูมิจำนงค์ 2549. ย้อนทางผ่านวงปี: ไขอดีตจากปัจจุบัน ใน พลวัตทางสังคม วัฒนธรรม และสิ่งแวดล้อมบนพื้นที่สูง ในอำเภอปางมะผ้า จ. แม่ฮ่องสอน: งานวิจัยบูรณาการโบราณคดีเชิงพื้นที่แบบครบวงจร (รัศมี ชูทรงเดช บรรณาธิการ): 184-196.
- อังคาร แจ่มชื่น 2541. เรณูวิเคราะห์สำหรับการศึกษาสภาพภูมิอากาศที่ยอดดอยอินทนนท์ จังหวัดเชียงใหม่ ภาคเหนือของไทย. วิทยานิพนธ์ปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาเทคโนโลยีการบริหารสิ่งแวดล้อม. บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยมหิดล: กรุงเทพฯ.
- สินีนาง วรณศรี 2546. การศึกษาวงปีไม้จากโลงไม้ถ้ำบ่อไคร้. เอกสารประกอบการประชุมทางวิชาการเรื่อง คน วัฒนธรรม และสภาพแวดล้อมโบราณบนพื้นที่สูงในอำเภอปางมะผ้า จังหวัดแม่ฮ่องสอน. (เอกสาร โรเนียว).
- พิพัฒน์ กระแจะจันทร์ 2544. การศึกษาวัฒนธรรมโลงไม้ด้วยวิธีการศึกษาจากวงปีไม้: กรณีศึกษาแหล่งโบราณคดีหุบเขาบ้านไร่ในเขตอำเภอปางมะผ้า จังหวัดแม่ฮ่องสอน. สารนิพนธ์ปริญญาศิลปศาสตรบัณฑิต (โบราณคดี). ภาควิชาโบราณคดี คณะโบราณคดีมหาวิทยาลัย. มหาวิทยาลัยศิลปากร.
- พิพัฒน์ กระแจะจันทร์ 2546. โลงไม้ที่เพิงผาบ้านไร่กับการตีความค่าอายุของวงปีไม้. เอกสารประกอบการประชุมทางวิชาการเรื่อง คน วัฒนธรรม และสภาพแวดล้อมโบราณบนพื้นที่สูงในอำเภอ ปางมะผ้า จังหวัดแม่ฮ่องสอน. (เอกสาร โรเนียว).
- รัฐพงษ์ พวงทับทิม 1998 . ศึกษาละอองเรณูและสปอร์ของ บริเวณแอ่งพรุภูเข “อ่างกา” ที่ยอดดอยอินทนนท์ จ. เชียงใหม่. วิทยานิพนธ์ปริญญาโท. จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- รัศมี ชูทรงเดช, นาฏสุตา ภูมิจำนงค์ และสุภาพร นาคบรรลักษ์ 2546. โครงการโบราณคดีบนพื้นที่สูงในเขต อ.ปางมะผ้า จ.แม่ฮ่องสอน. เล่มที่ 7: วงปีไม้และสิ่งแวดล้อม. สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- รัศมี ชูทรงเดช 2549. (บรรณาธิการ) พลวัตทางสังคม วัฒนธรรม และสิ่งแวดล้อมบนพื้นที่สูง ในอำเภอปางมะผ้า จ. แม่ฮ่องสอน: งานวิจัยบูรณาการโบราณคดีเชิงพื้นที่แบบครบวงจร .สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- Bass, P. and Vetter, R.E. (eds.). 1989. Growth rings in tropical woods. IAWA Bull., 10: 95-174.
- Berlage, H.P. 1931. Over het verband tusschen de dikte der jaaringen van Djatiboomen (*Tectona grandis* L.f.) en den regenval op Java. (About the relationship between annual ring width of Djati trees (*Tectona grandis* L.g.).
- Bhattacharyya, A., Yadav, R.R., Borgaekar, H.P., Pant, G.B. 1992. Growing-ring analysis of Indian tropical trees: Dendroclimatic potential. Current Science, 62: 736-741.
- Boonchirdchoo, S. 1996. Correlative study of Pinus Tree ring-width and Climatic variables. Case Study: Nam Nao and Phu Kradung National Parks, Thailand. M.Sc. Thesis in Technology of Environmental Management. Faculty of Graduate Studies, Mahidol University.
- Borgaonkar, H.P., Pant, G.B. and Kumar, K.R. 1994. Dendroclimatic reconstruction of the summer precipitation at Srinagar, Kashmir, India, since the late eighteenth century. The Holocene, 4(3): 299-306.
- Borgaonkar, H.P., Pant, G.B. and Rupa Kumar, K. 1996. Ring width variation in *Cedrus deodara* and its climate response over the Western Himalaya. International Journal of Climatology, 16: 1409-1422.

- Borgaonkar, H.P., Ram, S. and Sikder, A.B. 2009. Assessment of tree-ring analysis of high-elevation *Cedrus deodara* D.Don from Western Himalaya (India) in relation to climate and glacier fluctuations. *Dendrochronologia*, 27(1): 59-69.
- Borgaonkar, H.P., Sikde, A.B., Ram, S. and Pant, G.B. 2010. El Niño and related monsoon drought signals in 523-year-long ring width records of teak (*Tectona grandis* L.f.) trees from south India. *Palaeo-Geogra. Climao.*, 285: 74-84.
- Buckley, B.M., Barbetti, M., Watanasak, M., D'Arrigo, R., Boonchirdchoo, S. and Sarutanon S. 1995. Dendrochronological investigations in Thailand. *IAWA Journal*, 16 (4): 393-409.
- Buckley, B.M., Palakit, K., Duangsathaporn, K., Sanguantham, P. and Prasansin, P. 2007. Decadal scale droughts over northwestern Thailand over the past 448 years: links to the tropical Pacific and Indian Ocean sectors. *Climate Dynamics*, 29: 63-71.
- Buckleley, B.M., Anchukaitis, K.J., Penny, D., Fletcher, R., Cook, E.R., Sano, M., Nam, L.C., Wichienkeeo, A., Minh, T.T. and Hong, T.M. 2010. Climate as a contributing factor in the demise of Angkor, Cambodia. www.pnas.org/cgi/doi10.1073/pnas.0910827107, 1-5.
- Chaotip, P. 1999. Palynological and sedimentological investigations of Holocene environmental changes in SE Thailand and their impact on human society. Final report for 1998-99, National Research Council of Thailand.
- Chatsee, T. 2005. Polynological study at Ban Tham Lod and Ban Rai in Pang Ma Pha district, Mae Hong Son province, northern Thailand. M.Sc. in Technology of Environmental Management. Faculty of Graduate Studies. Mahidol university: Nakhon Pathom.
- Chowdhury, K.A. 1940. The forming of the growth ring trees in Indian tree. Part III. Vol. II., No.3., Indian Forest Records.
- Cook, E.R., Anchukaitis, K.J., Buckley, B.M., D'Arrigo, R.D., Jacoby, G.C. and Wright, W.E.2010. Asian Monsoon failure and megadrought during the last millennium. *Science*, 328:486-489. DOI: 10.1126/science-118518.
- Coster, C. 1927. Zur Anatomie und Physiologie der Zuwachszonen -und Jahresringbildung in den Tropen *Ann. Jard. Bot. Buitenzorg*, 37: 49-161.
- Coster, C. 1928. Einiges ueber das Dickenwachstum und die Inhaltsstoffe des Djatistammes, *Tectona grandis* L.f. *Tectona*, 17: 1056-1057.
- De Boer, H.J. 1951. Tree-ring measurement and weather fluctuation in Java from A.D. 1514. *Kom. Akad. Wetensch*, 54: 194-209.
- D'Arrigo, R., Barbetti, M., Watanasak, M., Buckley, B., Krusic, P., Boonchirdchoo, S. and Sarutanon, S. 1997. Progress in Dendrockimatic studies of mountain pine in Northern Thailand. *IAWA Journal*, 18(4): 433-444.
- Geiger, F. 1915. Anatomische Untersuchungen ueber die Jahrringbildung von *Tectona grandis*. *Jahrb. F. Wiss. Botanik*, 55: 522-607.
- Jarupongsakul, S. 1987. Geomorphology of the Chao Phraya delta, Thailand. Doctoral dissertation, Division of Tropical Agriculture. Kyoto University: Japan.
- Jacobt, G.C. 1989. Overview of tree-ring analysis in tropical region. *IAWA Bulletin*, 10: 99-108.

- Jacoby, G.C. and D'Arrigo, R. 1990. Teak (*Tectona grandis* L.f.) a tropical species of large-scale dendroclimatic potential. *Dendrochronologia*, 8: 83-98.
- Kealhofer, L. 1996. The human environment during the terminal Pleistocene and Holocene in northeastern Thailand : Phytolith evidence from lake Kumphawapi. *Asian Perspective*, 35(2): 229-254.
- Liese, W. 1986. To the memory of Sir Dietrich Brandis. *India Forester*, 112: 639-644.
- Manas, W. 2003. Paleo-ecological reconstruction of Sukhothai world heritage. Faculty of Environment and Resource Studies, Mahidol university. Supported by UNESCO. 108 p.
- Moore, P.D., Webb, J.A. and Collinson, M.E. 1991. Pollen analysis. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Murphy, J.O. and Whetton, P.H. 1989. A re-analysis of a tree ring chronology from Java. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 92: 241-257.
- Murphy, J.O. 1994. A dendroclimatic study of teak from east Java. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 97: 183-199.
- Nobuchi, T.Y, Ogata, and Siripatanadilok. 1995. Seasonal characteristics of wood formation in *Hepea odorata* and *Shorea heurgana*. *IAWA Journal*, 316: 161-370.
- Palmer, J.G. and Murphy, J.O. 1993. An extended tree ring chronology (Teak) from Java. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 96: 27-41.
- Pant, G.B. and Borgaonkar, H.P. 1983. Growth ring of teak trees and regional climatology. In.: Singh, L.R., Singh, S., Tiwari, R.C., Srivastava, R.P. (eds.), *Environmental management*. The Allahabad Geographical Society, Department of Geography, University of Allahabad, India, 154-158.
- Penkarn, W. 2004. Pollen analysis for vegetations and climatic changes in Holocene period at Thung Salang Luang National Park, Pitsanulok Province. M.Sc.Thesis in Technology of Environment management. Bangkok: Faculty of Graduate Studies, Mahidol University: Bangkok.
- Penny, D. 2001a. Palaeoenvironmental analysis of the Sakon Nakhon basin, north-east Thailand: Palynological perspectives on climate change and human occupation. *Bull. Indo-pacific Prehist. Assoc.*
- Penny, D. 2001b. A 40,000 year palynological record from north-east Thailand; implications for biogeography and palaeo-environmental reconstruction. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171 (2001): 97-128.
- Phanijkul, S. 1999. Correlative study of teak ring width and climatological data from Srisatchanalai area, Northern Thailand. M.Sc.Thesis in Environmental Planning for Community and Rural Development. Faculty of graduate studies, Mahidol University: Bangkok.
- Pumijumnong, N. 1995. Dendrochronologie mit Teak (*Tectona grandis* L.) in Nord-Thailand. Dissertation, University Hamburg, Germany.
- Pumijumnong, N., Eckstein, D. and Sass, U. 1995a. Tree-ring research on *Tectona grandis* in northern Thailand. *IAWA Journal*, 16 (4): 385-392.
- Pumijumnong, N., Eckstein, D. and Sass, U. 1995b. Reconstruction of rainfall in northern Thailand from tree-ring series of teak. In IGBP-PAGES/PEP II Symposium on Palaeoclimate and Environmental Variability during the past 2000 Years in Austral-Asian Transect, Nov. 28 - Dec. 1, Nagoya University. Nagoya, Japan: pp. 186-191.

-
- Pumijumnon, N. and Eckstein, D. 2010. Reconstruction of pre-monsoon weather conditions in northwestern Thailand from the tree-ring width of *Pinus merkusii* and *Pinus kesiya*, Journal of Trees, doi:10.1007/s00468-010-0528-4.
- Sano, M., Buckley, B.M. and Sweda, T. 2009. Tree-ring based hydroclimare reconstruction over northern Vietnam from *Fokienia hodginsii*: eighteen century mega-drought and tropical pacific influence. Climate Dynamics, 33: 331-340.
- Sass, U., Eckstein, D. and Killmann, W. 1995. Wood formation in two species of Dipterocarpaceae in Peninsular Malaysia. IAWA Journal, 16: 371-384.
- Schweingruber, F.H. 1993. Trees and Wood in Dendrochronology. Springer-Verlag.
- Singh, J., Yadav, R.R. and Wilmking, M. 2009. A 694-year tree-ring base rainfall reconstruction from Himachal Pradesh, India. Climate, Dynamics, doi:10.1007/s00382-009-0528-5
- Sukkosol, V. 1998. A study of drought and flood events in Thai history data of the 20th century and comparison with meteorological data and tree-ring indices. Master Thesis. Faculty of Graduate Studies, Mahidol University: Bangkok.
- Thammanitcha, S., Tourchob W. and Pipatwattanukul, D. 1988. Variation in radial growth of Murkus and Khasia Pines in Thailand. Proceeding of the seminar on growth and yield in tropical mixed/moist forest, Hualalumpur, Malasia.
- Trongjai, H. 2000. Pollen analysis of Holocene sediments from Kanchanaburi province: palaeo-vegetation and palaeo-environment. M.Sc. Thesis in Technology of Environmental Management. Graduate school, Mahidol University: Bangkok.
- Wannasri, S. 2004. A dendroarcheological study of Log Coffins: Bo Krai and Ban Rai Rockshelter in Pang Mapha District, Mae Hong Son Province. Master Thesis in Technology of Environmental Management. Faculty of Graduate Studies, Mahidol University. Bangkok.
- Wannasri, S., Pumijumnon, N. and Shoocongdej, R. 2007. Teak log coffin head styles in Northern Thailand: Time sequencing with dendrochronology. ScienceAsia, 33: 47-56.

5

วัฏจักรคาร์บอน

รศ.ดร.กัลยา วัฒยากร
ดร.สาพิศ ดิลกสัมพันธ์

วิธีอ้างอิง

กัลยา วัฒยากร และสาพิศ ดิลกสัมพันธ์, 2554: วัฏจักรคาร์บอน. ใน: รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานการณ์องค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1: องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย [อัครมน ลิมสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณธรีย์ บุญประกอบ (บรรณาธิการ)]

วัฏจักรคาร์บอน

ประเด็นสำคัญ	101
5.1 บทนำ	103
5.2 วัฏจักรคาร์บอนในมหาสมุทร	104
5.3 วัฏจักรคาร์บอนในระบบนิเวศบนบก	109
5.4 สรุป	117
เอกสารอ้างอิง	121

ประเด็นสำคัญ (Key Finding) :

ทะเล มหาสมุทร และระบบนิเวศป่าไม้มีบทบาทสำคัญต่อการกักเก็บคาร์บอนของโลกและรักษาสมดุลของคาร์บอนในบรรยากาศให้อยู่ในสภาวะค่อนข้างสมดุลในช่วงเวลานับหลายร้อยปีที่ผ่านมา แต่กิจกรรมของมนุษย์นับเป็นสาเหตุสำคัญที่ก่อให้เกิดการรบกวนสมดุลคาร์บอนทั้งในมหาสมุทร ระบบนิเวศชายฝั่ง และระบบนิเวศบนบก ซึ่งสามารถสรุปประเด็นสำคัญได้ดังนี้

1) การเพิ่มขึ้นของปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิล การผลิตปูนซีเมนต์ และการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินจากป่าไม้เพื่อเป็นพื้นที่เกษตรกรรม (โดยเฉพาะในช่วงปี พ.ศ.2543 ถึง 2548) ทำให้ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศโลกเพิ่มสูงขึ้นจากที่เคยมีอยู่ในยุคก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรมอย่างรวดเร็วโดยประมาณเกือบ 100 ส่วนในล้านส่วน

2) ในการประเมินครั้งที่ 4 ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ พบว่าในปี พ.ศ. 2548 บรรยากาศโลกมีปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เท่ากับ 380 ส่วนในล้านส่วน และคาดการณ์กันว่าในปี พ.ศ. 2654 ปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศอาจสะสมสูงถึง 730 ส่วนในล้านส่วน หากอัตราการปล่อยก๊าซที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ยังคงที่ และในกรณีที่เลวร้ายที่สุดการสะสมก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศอาจสูงถึง 1,020 ส่วนในล้านส่วน เนื่องจากมหาสมุทรซึ่งทำหน้าที่ในการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศ ดูดซับปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ได้น้อยลงตั้งแต่ต้นศตวรรษที่ 20 เป็นต้นมา

3) บริเวณทะเลและระบบนิเวศชายฝั่งมีการแลกเปลี่ยนคาร์บอนรูปแบบต่างๆ ระหว่างแม่น้ำ ทะเล และชายฝั่ง ตลอดจนมีการแลกเปลี่ยนก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ระหว่างระบบนิเวศชายฝั่งกับบรรยากาศ การศึกษาในประเทศไทยพบว่าน้ำทะเลบริเวณระบบนิเวศปากแม่น้ำ หรือ ชะวากทะเล (estuary) เป็นแหล่งดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศคิดเป็นปริมาณคาร์บอนอยู่ในช่วง 15-836 ตันต่อปี ในขณะที่น้ำทะเลชายฝั่งบริเวณอ่าวหลายแห่งเป็นแหล่งปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์คิดเป็นปริมาณคาร์บอนอยู่ในช่วง 911-5,804 ตันต่อปี สำหรับป่าชายเลนรอบๆ อ่าวมีสถานะภาพเป็นแหล่งดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์คิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 160 พันตันต่อปี

4) การดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศของทะเลมหาสมุทรนอกจากช่วยลดอัตราการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศโลกแล้ว ยังมีผลต่อมหาสมุทรอีกด้านหนึ่งคือทำให้ค่าความเป็นกรดด่าง (pH) โดยเฉลี่ยของน้ำทะเลบริเวณผิวน้ำมหาสมุทรลดลงจากช่วงก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรม 0.1 หน่วย และมีแนวโน้มจะลดลงอีก 0.3 ถึง 0.5 หน่วย ภายในสิ้นศตวรรษนี้ ภาวะดังกล่าวจะทำให้โครงสร้างที่เป็นหินปูนของสัตว์และพืชทะเลถูกกัดกร่อนให้ละลายได้ และในระยะยาวอาจหมายถึงการละลายของหินปูนบริเวณพื้นท้องสมุทรได้ด้วย นอกจากนี้การลดลงของคาร์บอนไดออกไซด์ในน้ำทะเลก็เกิดผลกระทบต่อการสร้างเปลือกของสิ่งมีชีวิตในทะเลจำพวกหอย ปะการัง เม่นทะเล ตลอดจนสัตว์ทะเลเศรษฐกิจอื่น ซึ่งจะมีผลกระทบต่อผลผลิตทางทะเลและความหลากหลายทางชีวภาพ ส่งผลกระทบต่อเศรษฐกิจและความมั่นคงทางด้านอาหารของมนุษย์ได้

5) ระบบนิเวศบนบกเป็นแหล่งสะสมคาร์บอนที่สำคัญทั้งแหล่งสะสมคาร์บอนในพืชพรรณและในดิน โดยการสะสมคาร์บอนของป่าธรรมชาติหรือสวนป่าของประเทศไทยมีการแปรผันมาก ขึ้นอยู่กับปัจจัยต่างๆ เช่น ชนิดป่า พรรณไม้ที่เป็นองค์ประกอบของป่า ความหนาแน่นของป่า สภาพภูมิประเทศ และปัจจัยสิ่งแวดล้อม ทั้งนี้ความแตกต่างของการกักเก็บคาร์บอนในป่าธรรมชาติและสวนป่าเกิดจากความแตกต่างของมวลชีวภาพมากกว่าปริมาณคาร์บอน (carbon content) ซึ่งมีค่าอยู่ระหว่างร้อยละ 46.76-50.56 ของน้ำหนักแห้ง ในขณะที่การสะสมคาร์บอนในดินมีการแปรผันตามชนิดของป่า และสภาพแวดล้อม และมีแนวโน้มลดลงตามระดับความลึกของดิน

6) การหมุนเวียนคาร์บอนระหว่างแหล่งสะสมคาร์บอนต่างๆ ของป่าไม้ ถูกควบคุมโดยกระบวนการสังเคราะห์แสงของพืช การหายใจของสิ่งมีชีวิต และการย่อยสลายของจุลินทรีย์ ทำให้ป่าไม้สามารถเป็นได้ทั้งแหล่งดูดซับคาร์บอน (carbon sink) แหล่งปลดปล่อยคาร์บอน (carbon source) หรือแหล่งคาร์บอนสมดุล (carbon neutral) แต่การศึกษาสมดุลคาร์บอนของระบบนิเวศบนบกในประเทศไทยยังมีอยู่น้อยมาก

ประเด็นสำคัญ (Key Finding) :

7) กิจกรรมของมนุษย์นับเป็นสาเหตุสำคัญที่ก่อให้เกิดการปล่อยคาร์บอนที่สะสมในป่าไม้ และรบกวนสมดุลคาร์บอนของป่าไม้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการทำลายป่าไม้ (deforestation) เพื่อเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน (land-use change) และการเกิดไฟป่า ในปัจจุบันภาคป่าไม้ของประเทศไทยเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนโดยสามารถดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ได้สุทธิปีละ 7.90-29.01 ล้านตันคาร์บอนไดออกไซด์เทียบเท่า แหล่งปลดปล่อยคาร์บอนที่สำคัญคือการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินจากพื้นที่ป่าไม้ไปเป็นพื้นที่อื่นๆ ในขณะที่แหล่งดูดซับคาร์บอนที่สำคัญคือกิจกรรมการปลูกป่าและการฟื้นฟูพื้นที่ป่าเสื่อมโทรมและพื้นที่รกร้าง

8) การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเป็นปัจจัยสำคัญที่มีผลกระทบต่อสมดุลคาร์บอนของป่าธรรมชาติและสวนป่าทั้งทางตรงและทางอ้อม การเพิ่มขึ้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศมีแนวโน้มทำให้พืชสามารถดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ได้มากขึ้น แต่ศักยภาพในการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ถูกจำกัดโดยปัจจัยอื่นๆ เช่น ลักษณะทางพันธุกรรม สารอาหารพืช ภาวะขาดน้ำ เป็นต้น นอกจากนี้ การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอาจทำให้อัตราการหายใจของพืชและสิ่งมีชีวิตอื่นๆ เพิ่มขึ้นด้วยเช่นกัน

9) ผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทยมีแนวโน้มทำให้เกิดความแห้งแล้งเพิ่มขึ้น ซึ่งมีผลกระทบต่อโครงสร้างของป่าและการกระจายตัวของระบบนิเวศ โดยพื้นที่ป่าไม้ผลิตไบโชนิตต่างๆ เช่น ป่าดิบแล้ง ป่าดิบเขา และป่าสน มีแนวโน้มลดลง ในขณะที่พื้นที่ป่าผลัดใบ เช่น ป่าเบญจพรรณ และป่าเต็งรัง มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น ซึ่งส่งผลกระทบต่อศักยภาพในการกักเก็บคาร์บอนและสมดุลคาร์บอนของป่าไม้

ในการรับมือกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทยในประเด็นที่เกี่ยวข้องกับการหมุนเวียนคาร์บอน จำเป็นต้องมีข้อมูลพื้นฐานของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ และผลกระทบที่มีต่อสมดุลคาร์บอนทั้งในระยะยาวและความแปรปรวนที่เกิดขึ้นในระยะสั้น ในปัจจุบันประเทศไทยยังขาดการติดตามตรวจวัดอย่างต่อเนื่องและเป็นระบบในระยะยาว ทำให้ไม่มีข้อมูลเพียงพอที่จะสามารถสรุปแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงได้ ดังนั้น จึงสรุปประเด็นที่ยังขาดข้อมูลและประเด็นการศึกษาวิจัยเพิ่มเติมได้ ดังนี้

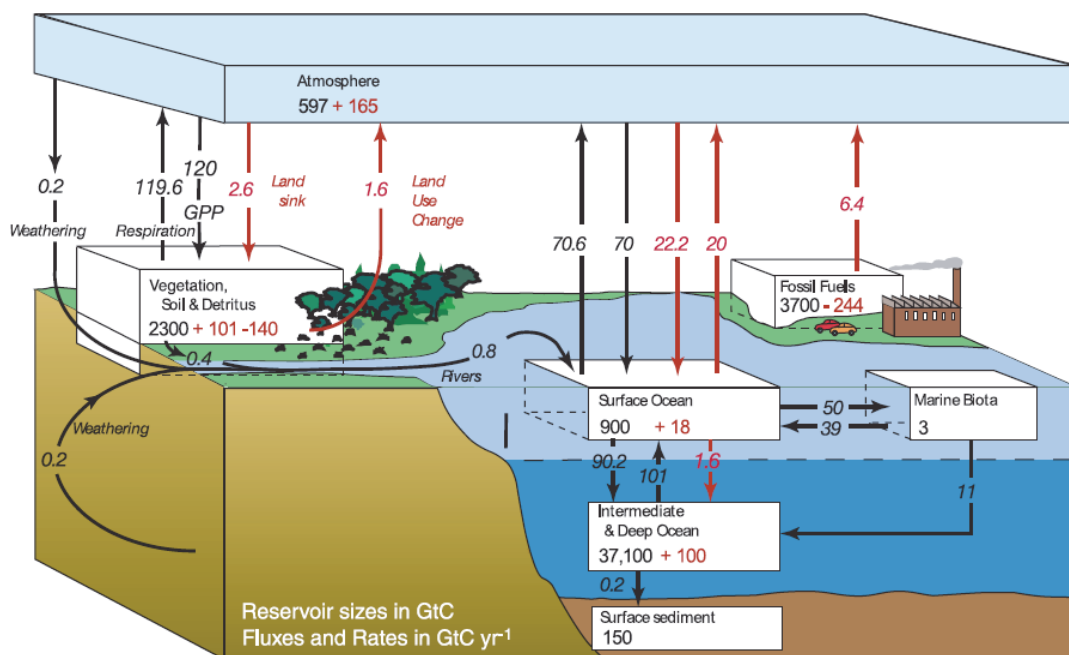
1) ประเทศไทยยังไม่มีการศึกษาเกี่ยวกับวัฏจักรคาร์บอนในอ่าวไทยอย่างเป็นระบบ และยังขาดข้อมูลพื้นฐานเกี่ยวกับเคมีของน้ำทะเลอื่นๆ ที่รอบด้าน และไม่มีข้อมูลต่อเนื่องของข้อมูลการตรวจวัดเป็นระยะยาว ทั้งอุณหภูมิของน้ำทะเล ค่าความเป็นกรดต่างของน้ำทะเล และปัจจัยสิ่งแวดล้อมทางทะเลอื่นๆ เนื่องจากทะเลน้ำตื้นในเขตร้อนอย่างอ่าวไทยมีสภาพแตกต่างจากมหาสมุทรเปิดและทะเลในเขตหนาว จึงควรต้องริบดำเนินการในการศึกษาเก็บข้อมูลพื้นฐานต่างๆ เหล่านี้ และสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์เพื่อใช้พยากรณ์ หรือคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิและค่าความเป็นกรดต่างของน้ำทะเลไทยในอนาคต เพื่อจะได้สามารถวางแผนหรือมาตรการในการเตรียมรับผลกระทบที่จะเกิดขึ้น

2) ประเทศไทยมีข้อมูลการกักเก็บคาร์บอนในพืชพรรณและในดินของระบบนิเวศบนบกค่อนข้างมาก ทั้งในป่าธรรมชาติและสวนป่า แต่ยังขาดข้อมูลพื้นฐานและงานวิจัยเกี่ยวกับสถานะภาพของสมดุลคาร์บอนของระบบนิเวศป่าธรรมชาติประเภทต่างๆ และสวนป่า จึงควรดำเนินการศึกษาวิจัยในประเด็นที่เกี่ยวข้อง ดังนี้

- การประเมินศักยภาพในการเป็นแหล่งดูดซับ หรือแหล่งปลดปล่อยคาร์บอนของระบบนิเวศป่าไม้ประเภทต่างๆ
- การศึกษาผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อการเปลี่ยนแปลงโครงสร้างป่าและการกักเก็บคาร์บอนของป่าธรรมชาติ
- การศึกษาอิทธิพลของไฟป่าต่อการเปลี่ยนแปลงสมดุลคาร์บอนของป่าธรรมชาติที่มีความเสี่ยงต่อการเกิดไฟป่า
- การศึกษาผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อการหายใจของระบบนิเวศ (ecosystem respiration) และสมดุลคาร์บอนของป่าธรรมชาติที่มีความอ่อนไหวต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

5.1 บทนำ

คาร์บอน (carbon; C) เป็นธาตุองค์ประกอบที่สำคัญของสิ่งมีชีวิต เนื่องจากโปรตีน คาร์โบไฮเดรต และสารประกอบอินทรีย์อื่นๆ ที่สำคัญล้วนแต่มีคาร์บอนเป็นองค์ประกอบทั้งสิ้น โดยเป็นองค์ประกอบประมาณร้อยละ 50 ของเนื้อเยื่อของสิ่งมีชีวิต (IPCC, 2000; 2006) แหล่งสะสมคาร์บอนที่สำคัญของโลก ได้แก่ บรรยากาศ (atmosphere) ชีวมณฑลบนบก (terrestrial biosphere) หรือระบบนิเวศบนบก (terrestrial ecosystem) มหาสมุทร (ocean) และพื้นดิน โดยคาร์บอนปรากฏอยู่ในบรรยากาศในรูปของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ (carbon dioxide; CO_2) ซึ่งมีอยู่ในปริมาณร้อยละ 0.03 ของก๊าซในบรรยากาศ หรือประมาณ 760 พันล้านตันคาร์บอน (GtC) ในขณะที่คาร์บอนที่สะสมอยู่ในระบบนิเวศทั้งต้นไม้และดินมีปริมาณมากกว่าในบรรยากาศถึง 3.5 เท่า และคาร์บอนซึ่งอยู่ในมหาสมุทรในรูปของสารละลายและเป็นองค์ประกอบที่สำคัญของหินปูนมีปริมาณมากกว่าในบรรยากาศถึง 50 เท่า นอกจากนี้ ยังมีคาร์บอนที่สะสมอยู่ในเชื้อเพลิงฟอสซิล (fossil fuel) (รูปที่ 5.1) วัฏจักรคาร์บอน (carbon cycle) เป็นวัฏจักรชีวธรณีเคมี (biogeochemical cycle) ที่มีการแลกเปลี่ยนคาร์บอนระหว่างแหล่งสะสมคาร์บอนของโลก โดยทั่วไปวัฏจักรคาร์บอนในระบบนิเวศต่างๆ เป็นการหมุนเวียนคาร์บอนระยะสั้นเกิดจากกระบวนการสังเคราะห์แสงของพืช (photosynthesis) การหายใจของสิ่งมีชีวิต (respiration) การย่อยสลายของจุลินทรีย์ (decomposition) นอกจากนี้ ยังมีการหมุนเวียนคาร์บอนระยะยาวซึ่งเป็นการหมุนเวียนของคาร์บอนผ่านระบบโครงสร้างของโลกทั้งในแผ่นดิน มหาสมุทร และหินปูน



รูปที่ 5.1 การหมุนเวียนและสมดุลของคาร์บอนจากแหล่งสะสมคาร์บอนต่างๆ ของโลก (แหล่งสะสมคาร์บอนมีหน่วยเป็นพันล้านตันคาร์บอน (GtC) และอัตราการหมุนเวียนคาร์บอนมีหน่วยเป็นพันล้านตันคาร์บอนต่อปี (GtC yr⁻¹))
ที่มา: Denman et al. (2007)

การปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์สู่บรรยากาศที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ หรือที่เรียกว่า anthropogenic CO₂ นับเป็นการก่อวน (perturbation) สมดุลคาร์บอนของโลก ในช่วงหลังศตวรรษที่ 19 การปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์สู่บรรยากาศประมาณร้อยละ 80 (6.4 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี) เกิดจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิล (fossil fuel) และอีกประมาณร้อยละ 20 (1.6 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี) เกิดจากการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน (land-use change) ซึ่งส่วนใหญ่เกิดจากการทำลายป่าไม้ (deforestation) โดยการหมุนเวียนคาร์บอนในมหาสมุทรสามารถเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอน (ocean sink) ได้เกือบร้อยละ 30 ของการปลดปล่อยทั้งหมด (คิดเป็น 2.2 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี) ในขณะที่การหมุนเวียนคาร์บอนในระบบนิเวศบนบกสามารถเป็นแหล่งดูดซับ (land sink) ได้มากกว่าร้อยละ 30 ของการปลดปล่อยทั้งหมด (คิดเป็น 2.6 พันล้านตันคาร์บอนต่อปี) อย่างไรก็ตาม เกือบร้อยละ 45 ของการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์สู่บรรยากาศทั้งหมดที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ยังคงเหลืออยู่ในบรรยากาศ และก่อให้เกิดปัญหาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอยู่ในปัจจุบัน (Denman et al., 2007)

5.2 วัฏจักรคาร์บอนในมหาสมุทร

5.2.1 บทบาทของมหาสมุทรในการหมุนเวียนคาร์บอน

มหาสมุทรมีความสำคัญอย่างมากในการหมุนเวียนคาร์บอนและแร่ธาตุ ตลอดจนควบคุมสมดุลของก๊าซในบรรยากาศโลก มหาสมุทรปกคลุมพื้นที่ประมาณ 2 ใน 3 ของพื้นผิวโลก มหาสมุทรจึงเป็นแหล่งกักเก็บคาร์บอนที่ใหญ่ที่สุดของโลก การหมุนเวียนคาร์บอนในมหาสมุทรเกิดจากการแลกเปลี่ยนก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ระหว่างบรรยากาศและผิวหน้ามหาสมุทร การไหลเวียนของมวลน้ำในมหาสมุทร และกระบวนการชีวภาพที่เกี่ยวข้องกับการสังเคราะห์แสงและการหายใจ การแลกเปลี่ยนก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ระหว่างบรรยากาศกับมหาสมุทรเกิดขึ้นบริเวณรอยต่อระหว่างชั้นบรรยากาศและชั้นผิวหน้ามหาสมุทร เนื่องจากก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ละลายได้ในน้ำทะเล ให้ไบคาร์บอเนต (HCO_3^-) และคาร์บอเนต (CO_3^{2-}) ไอออนในน้ำ ซึ่งรวมกับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในน้ำเรียกว่า อนินทรีย์คาร์บอนละลายน้ำ (dissolved inorganic carbon; DIC) การดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศโดยมหาสมุทรเกิดขึ้นตลอดเวลาจากการละลายน้ำของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ซึ่งจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศ ถ้ามีก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศมาก การละลายในน้ำทะเลก็เกิดได้มาก ในแต่ละปีมหาสมุทรดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศคิดเป็นคาร์บอนประมาณเท่ากับ 2 พันล้านตันต่อปี (Caldeira et al., 2005) ส่วนใหญ่ของการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เกิดที่บริเวณมหาสมุทรในเขตหนาวแถบขั้วโลก โดยเฉพาะทางตอนเหนือของมหาสมุทรแอตแลนติกและบริเวณมหาสมุทรใต้ (Antarctica's Southern Ocean) เนื่องจากเป็นน้ำเย็นสามารถดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ได้มาก โดยมหาสมุทรใต้เป็นแหล่งดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ที่ใหญ่ที่สุดคิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 1.5 พันล้านตันต่อปี (IPCC, 2007) ส่วนการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์กลับสู่บรรยากาศพบมากบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรแถบมหาสมุทรแปซิฟิกที่น้ำทะเลมีอุณหภูมิสูงกว่าน้ำขั้วโลก โดยมีค่าเฉลี่ยของการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์คิดเป็นคาร์บอนเท่ากับ 0.7 พันล้านตันต่อปี (IPCC, 2007) ลักษณะดังกล่าวสอดคล้องกับลักษณะการไหลเวียนของมวลน้ำในมหาสมุทรโลก โดยที่มวลน้ำเย็นและหนักบริเวณมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือและมหาสมุทรใต้ที่มีก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ละลายอยู่จมตัวลงสู่เบื้องล่าง เคลื่อนตัวอย่างช้าๆ นำน้ำที่มีคาร์บอนปริมาณสูงผ่านมหาสมุทรอินเดีย มหาสมุทรแปซิฟิก และจะผุดสู่ผิวหน้ามหาสมุทรแถบเส้นศูนย์สูตรบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก น้ำทะเลที่อุ่นขึ้นทำให้ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ละลายน้ำได้น้อยลงจึงมีก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ปลดปล่อยออกสู่บรรยากาศใน

บริเวณนี้ กระบวนการไหลเวียนของมวลน้ำในมหาสมุทรซึ่งนำพาคาร์บอนหมุนเวียนไปทั่วมหาสมุทรโลกใช้เวลาในการหมุนเวียนแต่ละรอบเป็นเวลาประมาณ 1,500 ปี

ปัจจัยสำคัญอีกประการหนึ่งในการหมุนเวียนคาร์บอนในมหาสมุทร คือ กระบวนการทางชีวภาพ ซึ่งเป็นกระบวนการที่แพลงก์ตอนพืชตรึงก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศมาสร้างสารอินทรีย์โดยกระบวนการสังเคราะห์แสง (photosynthesis) แพลงก์ตอนพืชเป็นแหล่งอาหารให้แก่แพลงก์ตอนสัตว์ซึ่งแพลงก์ตอนสัตว์จะเป็นแหล่งอาหารแก่สิ่งมีชีวิตในห่วงโซ่อาหารลำดับสูงต่อไป สิ่งมีชีวิตปล่อยของเสียประเภทอินทรีย์คาร์บอนละลายน้ำ (dissolved organic carbon; DOC) และของเสียที่ไม่ละลายน้ำ รวมซากพืชและสัตว์ซึ่งอยู่ในรูปอินทรีย์คาร์บอนแขวนลอย (Particulate Organic Carbon; POC) ของเสียเหล่านี้บางส่วนจะถูกย่อยสลายโดยจุลินทรีย์ ในขณะที่บางส่วนอาจรวมตัวกันเป็นอนุภาคใหญ่ขึ้นและจมตัวลงสู่ก้นน้ำซึ่งจะถูกย่อยสลายโดยจุลินทรีย์ได้เช่นเดียวกัน ในขณะที่จมตัว แพลงก์ตอนบางชนิดมีเปลือกที่ประกอบด้วยหินปูน (แคลเซียมคาร์บอเนต) เมื่อตายจมตัวลงเป็นการนำคาร์บอนปริมาณมากลงสู่ที่ลึกและปลดปล่อยอินทรีย์คาร์บอนออกมาในรูปของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ซึ่งส่วนใหญ่ถูกดูดซับโดยการละลายในน้ำทะเล และในที่สุดคาร์บอนจะถูกนำกลับสู่ผิวน้ำชั้นผิวหน้ามหาสมุทรอีกครั้งหนึ่ง โดยทั่วไปแล้วอินทรีย์คาร์บอนส่วนใหญ่ประมาณร้อยละ 99 จะถูกหมุนเวียนอยู่ในน้ำชั้นบนโดยผ่านสายใยอาหารดังกล่าว ส่วนอีกประมาณร้อยละ 1 ของอินทรีย์คาร์บอนจะถูกนำส่งผ่านสู่ก้นน้ำเบื้องล่างในระดับลึกคิดเป็นปริมาณสุทธิของคาร์บอนเท่ากับ 300 ล้านตันต่อปี และเกิดการทับถมตัวกันอย่างช้าๆ เป็นอินทรีย์สารสะสมอยู่ในตะกอนพื้นท้องมหาสมุทร ผลรวมของกระบวนการทางชีวภาพในมหาสมุทร คือการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากน้ำชั้นบนของมหาสมุทรโดยแพลงก์ตอนพืช เปลี่ยนให้เป็นอินทรีย์คาร์บอนในรูปชีวมวลเข้าสู่ห่วงโซ่อาหาร เกิดซากสารอินทรีย์จมตัวลงสู่ก้นน้ำชั้นล่าง กระบวนการย่อยสลายสารอินทรีย์ปลดปล่อยอินทรีย์คาร์บอนละลายน้ำสะสมอยู่ในน้ำชั้นล่างของมหาสมุทรคิดเป็นปริมาณคาร์บอนมากถึง 37,000 พันล้านตัน (IPCC, 2007) ทั้งนี้ อัตราส่วนโดยประมาณของคาร์บอนรูปแบบต่างๆ ในมหาสมุทรคือ DIC:DOC:POC = 2000:38:1 หรือ DIC 37,000 พันล้านตัน:DOC 685 พันล้านตัน:POC 13-23 พันล้านตัน (Hansell and Carlson, 1998; Eglinton and Repeta, 2004; Falkowski et al., 2000; Sarmiento and Gruber, 2006)

ก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรมในยุโรปและอเมริกาปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศมีค่าโดยประมาณเท่ากับ 280 ส่วนในล้านส่วนโดยปริมาตร (ppmv) คาร์บอนในมหาสมุทรมีปริมาณมากกว่าในบรรยากาศประมาณ 60 เท่าและมากกว่าในระบบนิเวศบนบกประมาณ 20 เท่า การดูดซับและปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์โดยแผ่นดินและมหาสมุทรโดยเฉลี่ยอยู่ในสภาวะค่อนข้างสมดุล ช่วงเวลานับหลายร้อยปีที่ผ่านมามหาสมุทรดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศจากการเผาเชื้อเพลิงฟอสซิลไว้ประมาณร้อยละ 30 แต่ไม่ปรากฏการเปลี่ยนแปลงองค์ประกอบทางเคมีของน้ำในมหาสมุทรมากพอที่จะตรวจวัดได้ เนื่องจากมหาสมุทรสามารถจัดการกับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ส่วนเกิน โดยการแปรสภาพกลับไปกลับมากับหินปูนที่มีอยู่มากมายทั่วมหาสมุทรด้วยสมดุลไบคาร์บอเนต-คาร์บอเนต หลังยุคปฏิวัติอุตสาหกรรม (ค.ศ.1750) ปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศเพิ่มสูงขึ้นอย่างรวดเร็วกว่าที่เคยเป็นมาในอดีต โดยมีปริมาณการเพิ่มขึ้นคิดเป็นคาร์บอนประมาณ 530 พันล้านตัน ในช่วงระหว่างปี พ.ศ. 2343-2537 (Buck and Folger, 2009) เนื่องจากเป็นช่วงที่มีการพัฒนาและขยายตัว อย่างต่อเนื่องของอุตสาหกรรม เศรษฐกิจ และชุมชนเมือง จึงมีความต้องการใช้ทรัพยากรและพลังงานอย่างมาก ทำให้มีการเผาผลาญน้ำมัน ถ่านหิน การผลิตปูนซีเมนต์ และการเปลี่ยนพื้นที่ป่าเพื่อเป็นพื้นที่เกษตรกรรมมากขึ้น ปัจจัยเหล่านี้เป็นสาเหตุหลักในการเพิ่มปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศโลก ในการประเมินครั้งที่ 4 ของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (IPCC, 2007) พบว่าในปี พ.ศ.2548 บรรยากาศโลกมีปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เท่ากับ 380 ส่วนในล้านส่วน ซึ่งเทียบเท่ากับการเพิ่มขึ้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศในอัตราร้อยละ 1 ต่อปี และมีการคาดการณ์กันว่าในปี พ.ศ.2643 ปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศอาจสะสมสูงถึง 730 ส่วนในล้านส่วนหากอัตราการปล่อยก๊าซที่เกิดจากการกระทำ

ของมนุษย์ยังคงที่ และในกรณีที่เลวร้ายที่สุดอาจสูงถึง 1,020 ส่วนในล้านส่วน (Royal Society, 2005; Blackford and Gilbert, 2006; Chapter 10, IPCC, 2007) เนื่องจากมหาสมุทร ซึ่งทำหน้าที่ในการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศดูดซับปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ได้น้อยลงตั้งแต่ต้นศตวรรษที่ 20 เป็นต้นมา (Bindoff et al., 2007; Schuster and Watson, 2007; Gruber et al., 2009) โดยในช่วงระหว่างปี พ.ศ.2523-2547 มหาสมุทรได้ดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์น้อยกว่าที่คาดไว้ 0.08 พันล้านตันต่อปี เนื่องมาจากกระแสลมบริเวณมหาสมุทรใต้ที่แรงขึ้นทำให้เกิดน้ำผุด น้ำทะเลจากที่ลึกที่มีปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์สูงผุดขึ้นมาที่ผิวหน้ามหาสมุทร เกิดภาวะน้ำทะเลอืดตัวด้วยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ทำให้การดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศเกิดได้น้อยลง (Le Quéré et al., 2007) เหตุผลดังกล่าวยังเป็นข้อถกเถียงกันอยู่ในกลุ่มนักวิชาการ สำหรับคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (IPCC, 2007) ได้รายงานอัตราการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์โดยมหาสมุทรคิดเป็นปริมาณคาร์บอนประมาณ 2.2 พันล้านตันต่อปี ส่วนใหญ่ของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากกิจกรรมมนุษย์ยังสะสมอยู่ที่น้ำชั้นบนของมหาสมุทรคิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 135 พันล้านตัน

5.2.2 การหมุนเวียนคาร์บอนในทะเลและระบบนิเวศชายฝั่ง

ทะเลชายฝั่งเป็นส่วนเชื่อมต่อระหว่างแผ่นดินและมหาสมุทร เป็นบริเวณที่มีความลึกน้ำน้อยกว่า 200 เมตร และรวมถึงระบบนิเวศปากแม่น้ำหรือชะวากทะเล (estuary) ป่าชายเลน ที่ลุ่มชื้นแฉะชายฝั่ง (salt marsh) แนวปะการัง บริเวณน้ำผุด (upwelling system) และไหลทวีป ซึ่งเป็นบริเวณที่มีผลผลิตขั้นปฐมภูมิสูงกว่ามหาสมุทร มีพลวัตของการย่อยสลายและการทับถมสะสมตัวของสารอินทรีย์ ตลอดจนการสร้างและสะสมคาร์บอนเกิดขึ้นสูงถึงแม้สัดส่วนพื้นที่ของทะเลชายฝั่งจะน้อยมากคิดเป็นประมาณร้อยละ 7 เมื่อเทียบกับพื้นที่มหาสมุทร แต่ปริมาณคาร์บอนและสารอาหารในบริเวณดังกล่าวมีปริมาณสูงมากเมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่ผิวของน้ำ (Smith and Hollibaugh, 1993; Gattuso et al., 1993; Wollast, 1998; Liu et al., 2000; Chen et al., 2003) มีการแลกเปลี่ยนคาร์บอนระหว่างแม่น้ำซึ่งพัดพาสารอินทรีย์และสารอาหารจากระบบนิเวศบกออกสู่ทะเลชายฝั่ง ตลอดจนการแลกเปลี่ยนก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ระหว่างระบบนิเวศชายฝั่งกับบรรยากาศ จากความแตกต่างระหว่างอัตราการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากกระบวนการสังเคราะห์แสงของพืชและการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากการหายใจและการย่อยสลายอินทรีย์สารของจุลินทรีย์ในน้ำหรือดิน โดยภาพรวมน้ำทะเลชายฝั่งมีสถานะภาพเป็นแหล่งดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศคิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 0.4 ถึง 1.0 พันล้านตัน (GtC) ต่อปี (Tsunogai et al., 1999; Borges, 2005; Borges et al., 2005) เมื่อเปรียบเทียบกับอัตราการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศของผิวมหาสมุทรเปิดซึ่งคิดเป็นคาร์บอนเท่ากับ 1.6 พันล้านตันต่อปีแล้ว นับว่าไม่น้อยเลย (Takahashi et al., 2002) ถ้านำการดูดซับคาร์บอนของทะเลชายฝั่งมารวมคำนวณในวัฏจักรคาร์บอนของโลกด้วยพบว่า การดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศของมหาสมุทรโลกจะเพิ่มสูงขึ้นร้อยละ 24 โดยมหาสมุทรในเขตหนาวมีการดูดซับคาร์บอนเพิ่มร้อยละ 57 เขตอบอุ่นเพิ่มขึ้นร้อยละ 15 และเขตร้อนและกึ่งร้อนเพิ่มขึ้นร้อยละ 13 ระบบนิเวศชายฝั่งบริเวณเขตร้อนและกึ่งร้อนที่เป็นแหล่งปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ใหญ่ที่สุดได้แก่ น้ำทะเลรอบๆ บริเวณป่าชายเลน ซึ่งถ้านำมารวมด้วยในวัฏจักรคาร์บอนของโลกจะทำให้การปลดปล่อยคาร์บอนของมหาสมุทรสู่บรรยากาศเพิ่มขึ้นร้อยละ 5 รองลงมาคือ บริเวณไหลทวีปที่ทำให้การปลดปล่อยคาร์บอนเพิ่มเท่ากับร้อยละ 4 บริเวณน้ำผุดชายฝั่ง (coastal upwelling) เพิ่มเท่ากับร้อยละ 3 และบริเวณแนวปะการังเพิ่มเท่ากับร้อยละ 1 (Borges, 2005)

ระบบนิเวศชายฝั่งทะเลในภาพรวม เป็นแหล่งปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์สู่บรรยากาศคิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 0.4 พันล้านตันต่อปี (Borges, 2005; Borges et al., 2005) เฉพาะน้ำทะเลรอบๆ ป่าชายเลนอย่างเดียวพบว่าปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์สู่บรรยากาศคิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 0.05 พันล้านตันต่อปี

หรือคิดเป็นร้อยละ 7 ของการปลดปล่อยทั้งหมดจากมหาสมุทรเปิดบริเวณเขตร้อนและเขตกึ่งร้อน (30°N-30°S) หรือเท่ากับร้อยละ 24 ของการปลดปล่อยทั้งหมดจากน้ำทะเลชายฝั่ง ส่วนชะวากทะเลและที่ลุ่มชื้นแฉะชายฝั่งเป็นแหล่งปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ซึ่งถ้านำมาคำนวณรวมกับสมดุลคาร์บอนของทะเลชายฝั่งจะทำให้น้ำทะเลชายฝั่งเปลี่ยนจากแหล่งดูดซับเป็นแหล่งปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ และจะทำให้อัตราการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ของมหาสมุทรโลกลดลงร้อยละ 12 นอกจากการแลกเปลี่ยนคาร์บอนระหว่างน้ำทะเลชายฝั่งและบรรยากาศแล้ว การหมุนเวียนคาร์บอนระหว่างน้ำทะเลชายฝั่งกับระบบนิเวศบนบกและมหาสมุทรเปิดก็เกิดขึ้นด้วย จากรายงานการศึกษาที่ผ่านมาพบว่า แม่น้ำต่างๆ ของโลกพัดพาคาร์บอนจากแผ่นดินออกสู่ทะเลมหาสมุทรรวมทั้งหมดคิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 1-1.4 พันล้านตันต่อปี การพัดพาคาร์บอนจากระบบนิเวศป่าชายเลนออกสู่ทะเลชายฝั่งมีค่าประมาณร้อยละ 30-40 ของปริมาณคาร์บอนที่แม่น้ำพัดพาออกสู่ทะเล (Bouillon et al., 2008) ผลการศึกษาเหล่านี้ แสดงให้เห็นถึงความสำคัญของทะเลและระบบนิเวศชายฝั่งซึ่งมีผลวัดของกระบวนการชีวธรณีเคมีสูงกว่าในมหาสมุทร และไวต่อการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศ ซึ่งน่าจะมีผลต่อการประเมินการดูดซับของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์ในวัฏจักรคาร์บอนของโลกด้วย

สำหรับประเทศไทย Wattayakorn et al. (2000; 2001; 2003) ศึกษากระบวนการทางชีวธรณีเคมีบริเวณชะวากทะเลและอ่าวของประเทศไทยตามวิธีของ LOICZ Biogeochemical Modeling Guidelines (Gordon et al., 1996) เพื่อประเมินความแตกต่างระหว่างอัตราการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์โดยกระบวนการสังเคราะห์แสงของแพลงก์ตอนพืชและการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากการหายใจและการย่อยสลายอินทรีย์สารของจุลินทรีย์ในน้ำ (ตารางที่ 5.1) พบว่า ชะวากทะเลเป็นแหล่งดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศคิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 15-836 ตันต่อปี ในขณะที่น้ำทะเลบริเวณอ่าวเป็นแหล่งปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์คิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 911-5,804 ตันต่อปี สำหรับอ่าวบ้านดอนมีความสมดุลระหว่างการดูดซับและการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ (P/R =1) ในช่วงที่ทำการศึกษา (Wattayakorn et al., 2001)

ตารางที่ 5.1 การดูดซับ (+) และปลดปล่อย (-) ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากระบบนิเวศชายฝั่งทะเลของไทยสู่บรรยากาศ

ระบบนิเวศ	สถานที่	การดูดซับ/ปลดปล่อยคาร์บอน		ที่มา
		(1)	(2)	
ชะวากทะเล	แม่น้ำท่าจีน	25.0	701	กัลยา วัฒยากร (2542)
	แม่น้ำบางปะกง	5.0	788	กัลยา วัฒยากร และสมภพ รุ่งสุภา (2547)
	คลองชุมพร	3.6	15	Wattayakorn et al. (2000)
	คลองสวี	15.5	123	Wattayakorn et al. (2000)
	แม่น้ำตาปี	15.9	836	Wattayakorn et al. (2001)
อ่าว	ปากพนัง	-1.7	-911	กัลยา วัฒยากร (2547)
	สวี	-2.6	-1,452	Wattayakorn et al. (2000)
	บ้านดอน	0	0	Wattayakorn et al. (2001)
	ตราด	-6.3	-5,804	Wattayakorn et al. (2003)

หมายเหตุ (1) มิลลิโมลคาร์บอนต่อตารางเมตรต่อวัน

(2) ตันคาร์บอนต่อปี

Alongi et al. (2000; 2001) ประเมินสมดุลของอินทรีย์คาร์บอนในระบบนิเวศป่าชายเลนอ่าวสวี จ.ชุมพร พบการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากผลผลิตป่าไม้ชายเลนโดยเฉลี่ยคิดเป็นปริมาณคาร์บอนเท่ากับ 160 พันตันต่อปี ผลผลิตของแพลงก์ตอนพืชเท่ากับ 26 พันตันต่อปี สำหรับการสูญเสียคาร์บอนเกิดจากการหายใจและการย่อยสลายอินทรีย์สารของจุลินทรีย์ในน้ำเท่ากับ 72 พันตันต่อปี การหายใจของต้นไม้เท่ากับ 51 พันตันต่อปี การหายใจของดินเท่ากับ 14 พันตันต่อปี การกักเก็บคาร์บอนในดินเท่ากับ 7 พันตันต่อปี และมีการพัดพาคาร์บอนจากระบบนิเวศป่าชายเลนอ่าวสวีสู่อ่าวไทยเท่ากับ 7 พันตันต่อปี ในภาพรวมอ่าวสวีสถานภาพเป็นแหล่งปลดปล่อยคาร์บอนในขณะที่ป่าชายเลนรอบๆ อ่าวเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอน Wattayakorn et al. (1990) รายงานการพัดพาอินทรีย์คาร์บอนรวมจากป่าชายเลนคลองหวาง จังหวัดระนอง ออกสู่มหาน้ำกระบุรีเช่นกันโดยมีค่าเท่ากับ 2.3 พันตันต่อปี

5.2.3 ภาวะความเป็นกรดต่างของน้ำทะเล

การดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศของมหาสมุทรทั่วโลกนอกจากช่วยลดอัตราการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศโลกแล้ว ยังมีผลต่อมหาสมุทรอีกด้านหนึ่งคือทำให้น้ำทะเล (โดยเฉพาะบริเวณผิวหน้ามหาสมุทร) มีความเป็นกรดมากขึ้นจากสภาพปกติ ภาวะดังกล่าวเชื่อกันว่าจะส่งผลกระทบต่อระบบนิเวศในทะเลในระยะยาวโดยเฉพาะอย่างยิ่งระบบนิเวศแนวปะการัง การศึกษาล่าสุดชี้ว่าปรากฏการณ์นี้จะรุนแรงขึ้นตลอดทศวรรษนี้ เนื่องจากอัตราการปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากกิจกรรมมนุษย์ยังเพิ่มขึ้นอยู่ตลอดเวลา โดยปกติสมดุลไบคาร์บอเนต-คาร์บอเนตในน้ำทะเลเป็นระบบที่ควบคุมความเป็นกรด-ด่าง (pH) ของน้ำทะเลให้ค่อนข้างคงที่ ทั้งนี้เมื่อก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศละลายสู่น้ำทะเล ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จะทำปฏิกิริยากับโมเลกุลของน้ำเกิดเป็นกรดคาร์บอนิก (carbonic acid, H_2CO_3) ซึ่งเป็นกรดอ่อนจึงแตกตัวให้ไบคาร์บอเนตไอออน (HCO_3^-) และไฮโดรเจนไอออน (H^+) จากนั้นไบคาร์บอเนตไอออนแตกตัวต่อให้คาร์บอเนตไอออน (CO_3^{2-}) และไฮโดรเจนไอออน ระบบคาร์บอเนตในทะเลควบคุมค่าความเป็นกรดต่างของน้ำทะเลให้มีค่าอยู่ในสภาพต่างเล็กน้อย คืออยู่ในช่วงประมาณ 8.1-8.2 มาตั้งแต่ 20 ล้านปีก่อน (Pearson and Palmer, 2000) และสิ่งมีชีวิตในทะเลมีวิวัฒนาการและคุ้นเคยกับภาวะดังกล่าว ทำให้ดำรงชีวิตอยู่ได้ โดยเฉพาะพวกที่สร้างหินปูนขึ้นมาเป็นส่วนหนึ่งของชีวิต เช่น ปะการัง หอย ดาวทะเล และเม่นทะเล รวมถึงตัวอ่อนของสัตว์ทะเลและแพลงก์ตอน ซึ่งการสร้างหินปูนเกิดได้ดีในภาวะน้ำทะเลเป็นด่างเล็กน้อย

ตั้งแต่ยุคปฏิวัติอุตสาหกรรมเป็นต้นมา ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในชั้นบรรยากาศได้เพิ่มปริมาณขึ้นอย่างรวดเร็วประมาณเกือบร้อยละ 40 โดยเพิ่มจาก 280 ส่วนในล้านส่วน (ppm) เป็น 380 ส่วนในล้านส่วน ในปี ค.ศ.2005 (IPCC, 2007) อันเป็นผลมาจากกิจกรรมของมนุษย์ซึ่งส่วนใหญ่มาจากการเผาไหม้ของถ่านหิน น้ำมัน เชื้อเพลิง ก๊าซธรรมชาติ ตลอดจนการตัดไม้ทำลายป่า และคาดการณ์ว่าก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในชั้นบรรยากาศจะมีปริมาณสูงถึงระดับ 500 ส่วนในล้านส่วนในอีกประมาณ 30-40 ปีข้างหน้า และจะมีผลต่อภาวะความเป็นกรดต่างของน้ำทะเล ผิวหน้ามหาสมุทรอย่างหลีกเลี่ยงไม่ได้ ทั้งนี้เพราะก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เหล่านี้ ประมาณครึ่งหนึ่งถูกดูดซับโดยน้ำในมหาสมุทรทั่วโลก เมื่อก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ทำปฏิกิริยาทางเคมีกับน้ำเกิดกรดคาร์บอนิก ส่งผลให้ค่าความเป็นกรดต่างโดยเฉลี่ยของน้ำทะเลบริเวณผิวมหาสมุทรลดลงจากช่วงก่อนการปฏิวัติอุตสาหกรรม 0.1 หน่วย และมีแนวโน้มจะลดลงอีก 0.3 ถึง 0.5 หน่วยภายในสิ้นศตวรรษนี้ การลดลงของค่าความเป็นกรดต่างของน้ำทะเล 0.1 หน่วย เท่ากับการเพิ่มขึ้นของความเข้มข้นของไฮโดรเจนไอออนในน้ำทะเลร้อยละ 30 ซึ่งส่งผลให้น้ำทะเลมีความเป็นกรดเพิ่มขึ้น และหากค่าความเป็นกรดต่างของน้ำทะเลลดลงถึง 0.3 และ 0.5 หน่วย จะทำให้ความเข้มข้นของไฮโดรเจนไอออนเพิ่มขึ้นถึงร้อยละ 100 และ 150 ตามลำดับ (Orr et al., 2005) และทำให้น้ำทะเลมีความเป็นกรดเพิ่มมากขึ้นอีก ภาวะดังกล่าวจะทำให้โครงสร้างที่เป็นหินปูนของสัตว์และพืชทะเลถูกกัดกร่อนให้ละลายได้ โดยที่สัตว์และพืชทะเลที่อยู่ในกลุ่มที่มีความเสี่ยงสูงจะเป็นพวกเม่นทะเล ดาวเปราะ สาหร่ายสีแดงบางชนิด และแพลงก์ตอนพืชในกลุ่มฟอแอมมินิเฟอร่า และในระยะยาวอาจหมายถึงการละลายของหินปูนบริเวณพื้นท้องสมุทรได้ด้วย ซึ่งมีรายงาน

การละลายของแคลเซียมคาร์บอเนตในตะกอนเกิดขึ้นบ้างแล้ว (Dittert and Henrich, 2000; Andersson et al., 2007) สำหรับอ่าวไทยได้มีการรายงานการละลายของแคลเซียมคาร์บอเนตบริเวณตะกอนชั้นบนบางแห่งของพื้นที่อ่าวทะเลเช่นกัน (Snidvongs, 1993)

การเปลี่ยนแปลงทางเคมีของน้ำทะเลที่เกิดขึ้นไม่เพียงแต่ทำให้น้ำทะเลมีความเป็นกรดเพิ่มขึ้นเท่านั้น แต่ยังเป็นการลดคาร์บอเนตไอออนซึ่งสัตว์ทะเลต้องใช้ในการสร้างเปลือกและโครงสร้างส่วนแข็งที่มีแคลเซียมคาร์บอเนตเป็นองค์ประกอบด้วย การลดลงของคาร์บอเนตไอออนเกิดผลกระทบต่อการสร้างเปลือกของสิ่งมีชีวิตในทะเลจำพวก หอย ปะการัง เม่นทะเล ตลอดจนสัตว์ทะเลเศรษฐกิจอื่น เช่น หอยแมลงภู่ หอยนางรม ปู และกุ้งมังกร เป็นต้น ก็จะไม่สามารถสร้างเปลือกได้ตามปกติ หากสิ่งมีชีวิตเหล่านั้นไม่สามารถปรับตัวได้ทันอาจเกิดการสูญพันธุ์ได้ และอาจก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงทางห่วงโซ่อาหาร ซึ่งจะมีผลกระทบต่อผลผลิตทางทะเลและความหลากหลายทางชีวภาพ ส่งผลกระทบต่อเศรษฐกิจและความมั่นคงทางด้านอาหารของมนุษย์ได้ (Doney et al., 2009; Orr et al., 2009) นอกจากคาร์บอเนตไอออนที่ลดลงแล้วปริมาณบอเรตไอออน (B(OH)_4^-) ในน้ำทะเลก็ลดลงด้วย การลดลงของปริมาณไอออนทั้งสองมีผลต่อการเดินทางของคลื่นเสียงในมหาสมุทร จากรายงานการศึกษาพบว่า การลดลงของค่าความเป็นกรดต่างของน้ำทะเล 0.3 หน่วย ส่งผลทำให้ค่าสัมประสิทธิ์การดูดกลืนคลื่นเสียงของน้ำทะเลลดลงประมาณร้อยละ 40 ทำให้คลื่นเสียงช่วงความถี่ต่ำ (ช่วงความถี่ประมาณ 300 Hz ถึง 10 kHz) เดินทางได้ลึกมากขึ้นในมหาสมุทร โดยถ้าการเพิ่มขึ้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เพิ่มเป็นสองเท่าจากระดับปกติเสียงจะลงไปได้ลึกเพิ่มมากขึ้นถึงร้อยละ 70 และคาดการณ์ว่าอาจเกิดขึ้นประมาณกลางทศวรรษนี้ (Brewer and Hester, 2009) นอกจากเสียงแล้วการเดินทางของแสงในทะเลก็อาจได้รับผลจากการเปลี่ยนแปลงทางเคมีของน้ำทะเลด้วยเช่นกัน (Balch and Utgoff, 2009) ปรากฏการณ์ดังกล่าว อาจมีผลต่อการดำรงชีพของสัตว์ทะเลเลี้ยงลูกด้วยนม เช่น วาฬ ตลอดจนอาจมีผลต่อการดำเนินกิจกรรมในทะเลบางประการของมนุษย์ด้วย

ประเทศไทยยังไม่มีการศึกษาเกี่ยวกับวัฏจักรคาร์บอนในอ่าวไทยอย่างเป็นระบบ และยังขาดข้อมูลพื้นฐานเกี่ยวกับเคมีของน้ำทะเลอื่นๆ ที่รอบด้าน และไม่มีข้อมูลต่อเนื่องของข้อมูลการตรวจวัดเป็นระยะยาว ทั้งอุณหภูมิของน้ำทะเล ค่าความเป็นกรดต่างของน้ำทะเล และปัจจัยสิ่งแวดล้อมทางทะเลอื่นๆ เนื่องจากทะเลน้ำตื้นในเขตร้อนอย่างอ่าวไทยมีสภาพแตกต่างจากมหาสมุทรเปิดและทะเลในเขตหนาว จึงควรต้องรีบดำเนินการในการศึกษาเก็บข้อมูลพื้นฐานต่างๆ เหล่านี้ และทำแบบจำลองทางคณิตศาสตร์เพื่อใช้พยากรณ์หรือคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิและค่าความเป็นกรดต่างของน้ำทะเลไทยในอนาคต เพื่อจะได้สามารถวางแผนทางหรือมาตรการในการเตรียมรับผลกระทบที่จะเกิดขึ้น

5.3 วัฏจักรคาร์บอนในระบบนิเวศบนบก

5.3.1 บทบาทของป่าไม้ในการหมุนเวียนคาร์บอน

ป่าไม้เป็นแหล่งสะสมคาร์บอนขนาดใหญ่ของโลกทั้งที่สะสมอยู่ในพืชพรรณและในดิน ซึ่งทั่วไปมีปริมาณมากกว่า 2,300 พันล้านตัน (Gt) (IPCC, 2006) การแลกเปลี่ยนคาร์บอนระหว่างระบบนิเวศป่าไม้กับบรรยากาศถูกควบคุมโดยกระบวนการสังเคราะห์แสงของพืช การหายใจของสิ่งมีชีวิต และการย่อยสลายของจุลินทรีย์ โดยพืชในระบบนิเวศสามารถดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศโดยกระบวนการสังเคราะห์แสงของใบ เพื่อสร้างอินทรียสารซึ่งมีคาร์บอนเป็นองค์ประกอบนำมาสะสมไว้ในส่วนต่างๆ ของต้นไม้ หรือที่เรียกว่ามวลชีวภาพ (biomass) ทั้งมวลชีวภาพเหนือดิน (above-ground biomass) ได้แก่ ลำต้น กิ่ง และใบ และมวลชีวภาพใต้ดิน (below-ground biomass) คือ ราก ในขณะเดียวกัน พืชปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์คืนสู่บรรยากาศโดยกระบวนการหายใจของส่วนต่างๆ ได้แก่ ลำต้น กิ่ง ใบ และราก เรียกว่า autotrophic respiration นอกจากนี้ ซากพืชที่ร่วงหล่น ได้แก่ กิ่ง

ใบ ดอก และผล ตลอดจนรากฝอยที่ตายแล้ว จะถูกย่อยสลายโดยจุลินทรีย์ต่างๆ และปลดปล่อยคาร์บอนกลับสู่บรรยากาศในรูปของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ผ่านกระบวนการ เรียกว่า heterotrophic respiration แต่การปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากผิวดิน หรือที่เรียกว่า การหายใจของดิน (soil respiration) เป็นการหายใจของรากพืชและการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากกระบวนการย่อยสลายซากพืช (decomposition) อย่างไรก็ตาม คาร์บอนส่วนหนึ่งจะถูกเปลี่ยนเป็นสารประกอบที่มีโครงสร้างซับซ้อนทำให้เอนไซม์ที่หลังจากจุลินทรีย์ไม่สามารถย่อยสลายได้ เช่น สารประกอบฮิวมัส (humus) เป็นต้น ซึ่งจัดเป็นสารประกอบที่เสถียรและมักพบเป็นรูปแบบสุดท้ายของคาร์บอนที่สะสมในดิน

5.3.2 แหล่งสะสมคาร์บอนของป่าไม้

แหล่งสะสมคาร์บอนที่สำคัญของระบบนิเวศป่าไม้ จากมติการประชุมรัฐภาคีพิธีสารเกียวโต (COP/MOP) ของอนุสัญญาสหประชาชาติว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (United Nations Framework Convention on Climate Change, UNFCCC) ได้กำหนดแหล่งสะสมคาร์บอนของป่าไม้ (forest carbon pool) ประกอบด้วย 5 แหล่ง ได้แก่

1. แหล่งสะสมคาร์บอนในมวลชีวภาพเหนือดิน (above-ground biomass) ได้แก่ ลำต้น กิ่ง ใบ ดอก และผล รวมทั้งพืชพรรณอื่นๆ
2. แหล่งสะสมคาร์บอนในมวลชีวภาพใต้ดิน (below-ground biomass) ได้แก่ ราก
3. แหล่งสะสมคาร์บอนในไม้ตาย (dead organic matter in wood) ได้แก่ ต้นไม้ที่ล้มหรือยืนต้นตาย
4. แหล่งสะสมคาร์บอนในซากพืช (dead organic matter in litter)
5. แหล่งสะสมคาร์บอนในอินทรีย์วัตถุในดิน (soil organic matter)

นอกจากแหล่งสะสมคาร์บอนของป่าไม้ทั้ง 5 แหล่งข้างต้น แหล่งสะสมคาร์บอนในผลิตภัณฑ์ไม้ (harvested wood product) เป็นแหล่งสะสมคาร์บอนของป่าไม้อีกหนึ่งแหล่งที่เกิดจากการตัดฟันไม้ไปใช้ประโยชน์เป็นผลิตภัณฑ์ไม้ที่มีอายุการใช้งานนาน (Watson, 2009) และการประเมินการสะสมคาร์บอนในผลิตภัณฑ์ไม้สามารถดำเนินการได้ตามข้อเสนอแนะของ IPCC (2006)

แหล่งสะสมคาร์บอนในพืชพรรณ (vegetation carbon pool) เป็นแหล่งสะสมคาร์บอนในข้อ 1-4 ส่วนใหญ่ ไม้ยืนต้นเป็นองค์ประกอบหลักของแหล่งสะสมคาร์บอนในพืชพรรณ โดยที่ไม้พื้นล่าง ไม้ตาย และซากพืช มีการสะสมคาร์บอนเพียงร้อยละ 3, 5-40 และ 5 ของการสะสมคาร์บอนในมวลชีวภาพเหนือดินของไม้ยืนต้น ตามลำดับ (Watson, 2009) Brown (1997) ให้ข้อเสนอแนะว่าการสะสมคาร์บอนในมวลชีวภาพใต้ดินมีการแปรผันสูงกว่ามวลชีวภาพเหนือดิน ดังนั้น การเปรียบเทียบการสะสมคาร์บอนของระบบนิเวศป่าไม้จึงให้ความสำคัญกับมวลชีวภาพเหนือดินของไม้ยืนต้นมากกว่าแหล่งสะสมคาร์บอนอื่นๆ และใช้เป็นฐานในการประเมินการสะสมคาร์บอนในแหล่งอื่นๆ (Watson, 2009) การสะสมคาร์บอนในมวลชีวภาพของป่าธรรมชาติหรือสวนป่าแต่ละชนิด และ/หรือ ในแต่ละพื้นที่ขึ้นอยู่กับ (1) ปริมาณคาร์บอน (carbon content) ที่สะสมในส่วนต่างๆ ของต้นไม้ที่เป็นองค์ประกอบของสังคมพืช และ (2) มวลชีวภาพของป่าไม้ โดยทั่วไปปริมาณคาร์บอนที่สะสมในมวลชีวภาพมีการแปรผันขึ้นอยู่กับชนิดและส่วนต่างๆ ของพรรณไม้ โดย IPCC (1996) กำหนดให้ปริมาณคาร์บอนในมวลชีวภาพมีค่าร้อยละ 50 ของน้ำหนักแห้ง แต่ต่อมา IPCC (2006) ได้กำหนดให้มีค่าร้อยละ 47 ของน้ำหนักแห้งเมื่อมีข้อมูลอ้างอิงเพิ่มเติมมากขึ้น

จากการรวบรวมข้อมูลปริมาณคาร์บอนในส่วนต่างๆ ของพรรณไม้ป่าธรรมชาติและสวนป่าของประเทศไทย โดยคณะวนศาสตร์ (2553) พบว่า ปริมาณคาร์บอนมีการแปรผันตามชนิดป่า/พรรณไม้ ขนาด/อายุของต้นไม้ ตลอดจนส่วนต่างๆ เช่น ลำต้น กิ่ง ใบ และราก เป็นต้น โดยพรรณไม้ในป่าดิบแล้งมีปริมาณคาร์บอนเฉลี่ยเท่ากับร้อยละ 48.07 ของน้ำหนักแห้ง ตามลำดับ ในขณะที่ปริมาณคาร์บอนในส่วนของลำต้นของพรรณไม้ป่าเบญจพรรณมี

ค่าเฉลี่ยเท่ากับร้อยละ 49.01 ของน้ำหนักแห้ง แต่ปริมาณคาร์บอนเฉลี่ยในลำต้นของพรรณไม้ป่าเต็งรังมีค่าค่อนข้างสูงเท่ากับร้อยละ 50.56 ของน้ำหนักแห้ง สำหรับข้อมูลปริมาณคาร์บอนของพรรณไม้ในป่าชายเลนมีการศึกษาไว้มากกว่า 10 ชนิด ทั้งในป่าชายเลนภาคตะวันออก ภาคใต้ชายฝั่งอ่าวไทยและชายฝั่งอันดามัน ซึ่งสามารถสรุปปริมาณคาร์บอนเฉลี่ยในมวลชีวภาพทั้งหมดเท่ากับร้อยละ 46.76 ของน้ำหนักแห้ง (ตารางที่ 5.2) ในขณะที่ปริมาณคาร์บอนของพรรณไม้ที่ใช้ปลูกป่าที่สำคัญ เช่น สัก (*Tectona grandis*) ยูคาลิปตัส (*Eucalyptus* spp.) กระถินเทพา (*Acacia mangium*) กระถินณรงค์ (*Acacia auriculiformis*) กระถินยักษ์ (*Leucaena leucocephala*) และโกงกาง (*Rhizophora* spp.) เป็นต้น ซึ่งรวบรวมโดยคณะวนศาสตร์ (2553ข) มีค่าเฉลี่ยใกล้เคียงกัน (ตารางที่ 5.2)

ตารางที่ 5.2 ปริมาณคาร์บอน มวลชีวภาพ และการกักเก็บคาร์บอนในพืชพรรณของป่าประเภทต่างๆ ในประเทศไทย ที่มา: รวบรวมจากคณะวนศาสตร์ (2553ก)

ชนิดป่า	ปริมาณคาร์บอน (ร้อยละของน้ำหนักแห้ง)	มวลชีวภาพ (ตัน/เฮกแตร์)		การกักเก็บคาร์บอน (ตัน/เฮกแตร์)	
		เหนือดิน	ใต้ดิน	เหนือดิน	ใต้ดิน
ป่าดิบชื้น	47.00 ¹	251.1 (142-336)	76.2 (35-124)	125.5 (71-168)	38.1 (18-62)
ป่าดิบแล้ง	48.07	231.2 (71-374)	67.5 (14-154)	112.5 (35-297)	32.7 (7-73)
ป่าดิบเขา	47.00 ¹	232.4 (196-285)	62.8 (53-77)	130.9 (92-159)	28.6 (22-36)
ป่าสนเขา	47.00 ¹	96.0 (20-166)	25.9 (5-45)	45.1 (9-78)	12.2 (3-21)
ป่าเบญจพรรณ	48.81	197.6 (69-500)	57.4 (19-140)	97.6 (34-250)	28.4 (10-70)
ป่าเต็งรัง	50.56	80.1 (52-123)	22.5 (15-35)	40.5 (27-62)	11.3 (7-18)
ป่าชายเลน ปฐมภูมิ	46.76	173.7 (113-235)	81.6 (53-110)	82.6 (53-113)	38.8 (25-53)
		73.9 (17-164)	34.7 (8-77)	35.2 (8-79)	16.5 (4-37)

หมายเหตุ¹ default value (IPCC, 2006)

อย่างไรก็ตาม การกักเก็บคาร์บอนในมวลชีวภาพของป่าธรรมชาติหรือสวนป่าส่วนใหญ่ขึ้นอยู่กับความแตกต่างของมวลชีวภาพของป่าหรือสวนป่ามากกว่าปริมาณคาร์บอนที่สะสมในมวลชีวภาพ จากการรวบรวมของคณะวนศาสตร์ (2553ก) พบว่า มวลชีวภาพของป่าธรรมชาติของประเทศไทยมีการแปรผันสูงมากขึ้นอยู่กับปัจจัยต่างๆ เช่น ชนิดป่า พรรณไม้ที่เป็นองค์ประกอบของป่า ความหนาแน่นของป่า สภาพภูมิประเทศ และปัจจัยสิ่งแวดล้อม (ตารางที่ 5.2) เช่น มวลชีวภาพเหนือดินของป่าดิบเขามีความแตกต่างอย่างชัดเจนระหว่างป่าปฐมภูมิ และป่าทุติยภูมิ (สนรยา จำปานิล และนันทนา คชเสนี, 2547) ในขณะที่มวลชีวภาพของป่าดิบแล้ง มีการแปรผันตามสภาพพื้นที่และ

ความหนาแน่นของป่า (จิรพันธ์ วีระกุลพิศุทธิ์ และนันทนา คชเสนี, 2547) โดยที่มวลชีวภาพเหนือดินของป่าดิบแล้ง สะแกราช จังหวัดนครราชสีมา มีความแตกต่างกันขึ้นอยู่กับวิธีการและสมมติฐานของการศึกษา (Lichaikul et al., 2006; Diloksumpun et al., 2009) เช่นเดียวกันมวลชีวภาพเหนือดินของป่าเบญจพรรณมีการแปรผันระหว่าง 69-500 ตันต่อเฮกแตร์ (กิตติพงษ์ พงษ์บุญ, 2542; สนธยา จำปานิล และนันทนา คชเสนี, 2547; นวลปราง นวลอุไร, 2548) ขึ้นอยู่กับองค์ประกอบของสังคมพืช ในทำนองเดียวกันมวลชีวภาพเหนือดินของป่าชายเลนมีการแปรผันสูงมาก โดยป่าชายเลนที่มีความสมบูรณ์และไม่ถูกรบกวน (undisturbed forest) หรือเรียกว่า ป่าปฐมภูมิ (primary forest) มีความหนาแน่นของต้นไม้ขนาดใหญ่จำนวนมาก ทำให้มีมวลชีวภาพและการกักเก็บคาร์บอนในมวลชีวภาพสูงกว่าป่าทุติยภูมิ (secondary forest) หรือป่าที่กำลังฟื้นตัวในพื้นที่เดียวกัน (คณะวนศาสตร์, 2550) นอกจากนี้ จากการศึกษาของสาพิศ ดิลกสัมพันธ์ และคณะ (2553) พบว่า ป่าชายเลนในพื้นที่ 11 จังหวัดของประเทศไทยมีมวลชีวภาพเหนือดิน แปรผันระหว่าง 72-274 ตันต่อเฮกแตร์ ขึ้นอยู่กับองค์ประกอบของสังคมพืช โดยป่าชายเลนที่มีโกงกางใบเล็กเป็นพรรณไม้เด่นมีมวลชีวภาพสูงที่สุด อย่างไรก็ตาม มวลชีวภาพเหนือดินของป่าไม่ผลัดใบ (ป่าดิบชื้น ป่าดิบแล้ง ป่าดิบเขา) ป่าสน ป่าชายเลน ป่าเบญจพรรณ และป่าเต็งรัง จากการจัดทำบัญชีก๊าซเรือนกระจกของประเทศไทย พบว่ามีค่าเฉลี่ยเท่ากับ 301, 176, 181, 155 และ 106 ตันต่อเฮกแตร์ ตามลำดับ (บัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม, 2553) ทั้งนี้ เมื่อเปรียบเทียบกับป่าธรรมชาติในประเทศไทยและในภูมิภาคเดียวกัน พบว่า ป่าดิบชื้นในประเทศไทยมีมวลชีวภาพเหนือดินค่อนข้างต่ำกว่าป่าดิบชื้นของภูมิภาคเอเชีย (280-520 ตันต่อเฮกแตร์) ในขณะที่มวลชีวภาพเหนือดินของป่าเบญจพรรณมีค่าค่อนข้างสูงแต่ของป่าเต็งรังมีค่าต่ำกว่ามวลชีวภาพเหนือดินของป่าผลัดใบในภูมิภาคเอเชียซึ่งมีค่าระหว่าง 100-160 ตันต่อเฮกแตร์ (IPCC, 2006)

การกักเก็บคาร์บอนในมวลชีวภาพของสวนป่าขึ้นอยู่กับมวลชีวภาพซึ่งมีความแตกต่างกันกับชนิดของพรรณไม้ อายุ ระยะปลูก และสภาพของท้องที่ ตลอดจนงานวนวิธี (silvicultural practice) หรือการจัดการที่ใช้ เช่น มวลชีวภาพเหนือดินของสักมีการแปรผันค่อนข้างสูงขึ้นอยู่กับอายุ และสภาพของท้องที่ (ชิงชัย วิริยะบัญชา และทศพร วัชรางกูร, 2544; ทศพร วัชรางกูร และคณะ, 2548; นาฏสุตา ภูมิจำนง, 2550; Petsri et al., 2007) เช่นเดียวกับมวลชีวภาพเหนือดินของยูคาลิปตัสมีความแตกต่างตามศักยภาพของพื้นที่ปลูก (Viriyabuncha et al., 2004; Diloksumpun, 2009) และระยะปลูก (กอบศักดิ์ วันธงไชย, 2540; Viriyabuncha et al., 2004) ทั้งนี้ คณะวนศาสตร์ (2553) ได้สรุปอัตราความเพิ่มพูนเฉลี่ยรายปี (mean annual increment) อัตราส่วนระหว่างมวลชีวภาพใต้ดินต่อมวลชีวภาพเหนือดิน (root/shoot ratio) และมวลชีวภาพรวม ตลอดจนการกักเก็บคาร์บอนในมวลชีวภาพรวมของพรรณไม้ที่นิยมปลูกเป็นสวนป่าและมีศักยภาพควรส่งเสริมสำหรับปลูกภายใต้โครงการกลไกการพัฒนาที่สะอาดภาคป่าไม้ (A/R CDM) จำแนกตามศักยภาพของพื้นที่ปลูกโดยมีรูปแบบการปลูกและการจัดการ (เช่น ระยะปลูก รอบตัดฟัน) ที่นิยมทั่วไป ดังตารางที่ 5.3

แหล่งสะสมคาร์บอนในดินเป็นแหล่งสะสมคาร์บอนที่ใหญ่และสำคัญอีกแหล่งหนึ่ง ปริมาณคาร์บอนที่สะสมในดินมี 3.3 เท่าของปริมาณคาร์บอนในบรรยากาศ และ 4.3 เท่าของปริมาณคาร์บอนในพืชพรรณ (IPCC, 2000) คาร์บอนในดินส่วนใหญ่อยู่ในรูปสารอินทรีย์ (soil organic carbon, SOC) และบางส่วนในรูปสารอนินทรีย์ (soil inorganic carbon, SIC) ปริมาณอินทรีย์คาร์บอนในดินมีการแปรผันสูงขึ้นอยู่กับสมบัติของดิน การสะสมคาร์บอนในดินมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลาขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายอย่าง เช่น ลักษณะการใช้ที่ดิน สภาพภูมิอากาศ คุณสมบัติทางเคมี ฟิสิกส์ และชีวภาพของดินนั้นๆ เป็นต้น ตลอดจนมีการแปรผันไปตามความลึกของดิน

ตารางที่ 5.3 ปริมาณคาร์บอน ความเพิ่มพูนของมวลชีวภาพและการกักเก็บคาร์บอนของสวนป่าประเภทต่างๆ ในประเทศไทยจำแนกตามศักยภาพของพื้นที่ปลูก ที่มา: รวบรวมจากคณะวนศาสตร์ (2553ข)

ชนิด/พื้นที่	ปริมาณคาร์บอน ¹	มวลชีวภาพเหนือดิน ²	Root/shoot ratio ³	มวลชีวภาพรวม ⁴	การกักเก็บคาร์บอน ⁵
สัก					
เหมาะสมมาก	48.13	6.01	0.27	7.64	3.67
เหมาะสมปานกลาง		4.82		6.12	2.94
เหมาะสมน้อย		3.80		4.83	2.32
ยูคาลิปตัส					
เหมาะสมมาก	49.88	15.54	0.39	21.61	10.37
เหมาะสมปานกลาง		12.19		16.94	8.13
เหมาะสมน้อย		8.07		11.21	5.38
กระถินเทพา					
เหมาะสมมาก	47.66	19.15	0.13	21.64	10.39
เหมาะสมปานกลาง		13.90		15.71	7.54
เหมาะสมน้อย		12.57		14.20	6.82
กระถินณรงค์					
เหมาะสมมาก	47.66	15.93	0.13	18.00	8.64
เหมาะสมปานกลาง		11.33		12.80	6.15
เหมาะสมน้อย		7.20		8.14	3.91
กระถินยักษ์					
เหมาะสมมาก	48.75	16.62	0.39	23.10	11.32
เหมาะสมปานกลาง		12.34		17.15	8.40
เหมาะสมน้อย		2.01		2.79	1.37
โก่งกาง	47.15	6.62	0.48	9.80	4.71

หมายเหตุ

¹ ปริมาณคาร์บอน (ร้อยละของน้ำหนักแห้ง)

² ความเพิ่มพูนเฉลี่ยรายปีของมวลชีวภาพเหนือดิน (ตันต่อเฮกแตร์ต่อปี)

³ อัตราส่วนระหว่างมวลชีวภาพใต้ดินและมวลชีวภาพเหนือดิน (ไม่มีหน่วย)

⁴ ความเพิ่มพูนเฉลี่ยรายปีของมวลชีวภาพรวม (ตันต่อเฮกแตร์ต่อปี)

⁵ อัตราการกักเก็บคาร์บอนในมวลชีวภาพรวม (ตันต่อเฮกแตร์ต่อปี)

โดยทั่วไปการใช้ประโยชน์ที่ดิน (land use) มีอิทธิพลโดยตรงต่อการสะสมคาร์บอนในดิน การเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินจากป่าไม้เป็นพื้นที่เกษตรโดยทั่วไปมีผลทำให้ปริมาณคาร์บอนสะสมในดินลดลงมากถึงร้อยละ 60 ในเขตหนาว และอาจมากกว่าร้อยละ 75 ในเขตร้อน จากการศึกษาของอำนาจ ชิตไธสง และณัฐพล ลิขัยกุล (2548) พบว่า ปริมาณคาร์บอนที่สะสมในดินที่ความลึก 0-50 เซนติเมตร ในดินป่าธรรมชาติ (ป่าดิบแล้ง) ดินป่าปลูก (กระถินเทพา อายุ 16 ปี) และดินทำการเกษตร (ข้าวโพด) มีค่าเท่ากับ 118, 66, และ 60 ตันต่อเฮกแตร์ ตามลำดับ เนื่องจากพื้นที่ป่าไม้มีลักษณะดินลึกและมีองค์ประกอบของอนุภาคดินเหนียวซึ่งเป็นอนุภาคดินขนาดเล็กจำนวนมาก

ทำให้มีความสามารถในการกักเก็บคาร์บอนได้ปริมาณมาก ตลอดจนมีการทับถมของเศษซากพืชเป็นจำนวนมากบนพื้นป่าจึงทำให้ปริมาณการสะสมคาร์บอนในดินเพิ่มขึ้นด้วยเช่นกัน

สำหรับในพื้นที่ป่าไม้การสะสมคาร์บอนในดินมีการแปรผันไปตามชนิดป่า ลักษณะของพื้นที่ ชนิดและโครงสร้างของดิน เมื่อเปรียบเทียบการสะสมคาร์บอนในดินของไบโอม (biome) ประเภทต่างๆ ที่ระดับความลึก 0-100 เซนติเมตร พบว่า ป่าเขตหนาวเหนือ (boreal forest) มีการสะสมคาร์บอนในดินมากกว่าป่าประเภทอื่นๆ (ประมาณ 344 ตันต่อเฮกแตร์) ในขณะที่ป่าเขตร้อนมีการสะสมคาร์บอนอยู่ในระดับปานกลาง (ประมาณ 123 ตันต่อเฮกแตร์) (IPCC, 2000) และเมื่อเปรียบเทียบการสะสมคาร์บอนในดินของป่าในประเทศไทยที่ระดับความลึก 0-100 เซนติเมตร ป่าดงดิบมีการสะสมคาร์บอนในดินสูงสุด รองลงมา คือ ป่าเบญจพรรณ ป่าชายเลน ป่าสน และป่าเต็งรัง ตามลำดับ โดยการสะสมคาร์บอนในดินป่าไม้ส่วนใหญ่มีมากในดินชั้นบนและมีแนวโน้มลดลงตามความลึกของดิน (สิริรัตน์ จันทรมหเสถียร และ ศิริภา โพธิ์พินิจ, 2544; สิริรัตน์ จันทรมหเสถียร และคณะ, 2549; Tangtham and Tantasirin, 1997) ในทำนองเดียวกันการสะสมคาร์บอนในดินของสวนป่ามีการแปรผันตามชนิดไม้ที่ปลูก โดยมีการสะสมอยู่มากในดินชั้นบนและลดลงตามระดับความลึกของดิน (เสริมพงศ์ นวลงาม, 2545; รุ่งเรือง พูลศิริ, 2548) (ตารางที่ 5.4)

ตารางที่ 5.4 การกักเก็บคาร์บอนในดินของป่าประเภทต่างๆ ในประเทศไทย

ที่มา: รวบรวมจากคณะวนศาสตร์ (2553ก)

ชนิดป่า	ระดับความลึก (เมตร)	การกักเก็บคาร์บอนในดิน (ตันต่อเฮกแตร์)
ป่าดิบชื้น/ดิบแล้ง/ดิบเขา	0-1.0	145-331
	0-0.5	118
ป่าเบญจพรรณ	0-1.0	149-195
ป่าเต็งรัง	0-1.0	51
ป่าสน	0-1.0	132-169
ป่าชายเลน	0-1.0	176
	0-0.5	68-90
	0-0.3	38-53
สวนป่า	0-0.5	66
	0-0.3	38-53

5.3.3 สมดุลคาร์บอนของระบบนิเวศป่าไม้

วัฏจักรคาร์บอนของป่าไม้เป็นการหมุนเวียน หรือแลกเปลี่ยนคาร์บอนระหว่างแหล่งสะสมคาร์บอนต่างๆ ของป่าไม้ ทั้งการดูดซับและการปลดปล่อยคาร์บอน (รูปที่ 5.1) ทำให้ป่าไม้ที่มีการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์มากกว่าการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ เรียกว่า แหล่งดูดซับคาร์บอน (carbon sink) ในทางตรงข้าม ป่าไม้ที่มีการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์มากกว่าการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ เรียกว่า แหล่งปลดปล่อยคาร์บอน (carbon source) โดยทั่วไปป่าไม้ทุกชนิดหรือสวนป่าที่มีต้นไม้ที่กำลังเติบโตเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนที่มีศักยภาพสูง หรือสามารถดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากบรรยากาศได้มาก ในขณะที่ป่าไม้สมบูรณ์ที่มีอายุมากๆ จะมีการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ใกล้เคียงกับการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ หรือมีการหมุนเวียนคาร์บอนอยู่ในภาวะสมดุล เรียกว่า แหล่งคาร์บอนสมดุล (carbon neutral) (IPCC, 1996) ถึงแม้ปัจจุบันจะมีการทำลายป่าไม้ หรือเกิดความเสื่อมโทรมของป่า แต่พื้นที่ป่าจำนวนไม่น้อยที่ยังคงมีความสมบูรณ์และไม่ถูกรบกวนจากมนุษย์ และยังคงมีข้อโต้แย้งว่าป่าเหล่านั้นเป็นแหล่งสะสมคาร์บอนขนาดใหญ่ของโลกและการหมุนเวียนคาร์บอนยังคงมีการเปลี่ยนแปลงอยู่มาก (Denman et al., 2007) ทั้งนี้ มีงานวิจัยจำนวนมากที่แสดงให้เห็นว่าป่าไม้เขตอบอุ่นในทวีปยุโรป

ทวีปอเมริกาเหนือ และประเทศจีนทางตอนเหนือ (Goodale et al., 2002) และป่าไม้เขตร้อนหลายแห่งในทวีปอเมริกาใต้ (Grace and Balmahi, 2002) ยังคงสถานภาพในการเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนที่สำคัญและมีส่วนในการควบคุมปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ โดยป่าเขตร้อนที่มีความสมบูรณ์ของทวีปอเมริกามีสถานภาพเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนในอัตรา 0.7 ตันต่อเฮกแตร์ต่อปี (Denman et al., 2007) และจากการศึกษาในระยะยาวในแปลงตัวอย่างขนาดใหญ่ (9-50 เฮกแตร์) แสดงให้เห็นว่าการเปลี่ยนแปลงของคาร์บอนในป่าธรรมชาติยังคงอยู่ในภาวะสมดุล เพราะอัตราการเติบโตของป่ามีแนวโน้มใกล้เคียงกับอัตราการย่อยสลายของเศษซากพืช (Fearnside, 2000)

สำหรับในประเทศไทย การศึกษาเกี่ยวกับสมดุลคาร์บอนของป่าธรรมชาติยังมีอยู่น้อยมาก แต่จากการศึกษาการหมุนเวียนคาร์บอนของป่าดิบแล้งบริเวณพื้นที่สงวนชีวมณฑลสะแกราชโดยการวางแผนการในช่วงปี ค.ศ.2003-2005 พบว่า มีสถานภาพเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนโดยมีผลผลิตคาร์บอนสุทธิ (Net ecosystem production; NEP) เท่ากับ 2.15 ตันต่อเฮกแตร์ต่อปี (Diloksumpun et al., 2009) แต่การศึกษาของ Kanzaki et al. (2009) ในพื้นที่ใกล้เคียงกันในช่วง ปี พ.ศ. 2536-2548 พบว่าป่าดิบแล้งดังกล่าว มีสถานภาพเป็นแหล่งปลดปล่อยคาร์บอน โดยมีค่าผลผลิตคาร์บอนสุทธิระหว่าง -0.41 และ -4.16 ตันต่อเฮกแตร์ต่อปี ทั้งนี้อาจเนื่องมาจากสมมติฐานในการประเมินการสมดุลของคาร์บอนแตกต่างกัน เช่นเดียวกับการศึกษาในป่าเบญจพรรณผสมไม้บริเวณต้นน้ำแม่กลองซึ่งมีอัตราการเติบโตของป่าต่ำและมีไฟป่าเกิดขึ้นเป็นประจำ มีสถานภาพเป็นแหล่งปลดปล่อยคาร์บอนในอัตรา -1.04 ตันต่อเฮกแตร์ต่อปี (Diloksumpun et al., 2009) ดังนั้น การที่สรุปสถานภาพในการเป็นแหล่งดูดซับ/ปลดปล่อยคาร์บอนของป่าธรรมชาติให้มีความถูกต้องและแม่นยำจำเป็นต้องมีการพัฒนาวิธีการศึกษา การวางแผนตัวอย่างขนาดใหญ่ และมีการศึกษาต่อเนื่องในระยะยาว (Koerner, 2004)

5.3.4 การเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน

ปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องตั้งแต่ทศวรรษ 1960 และอัตราการเพิ่มของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ยังคงสูงขึ้นจาก 3.2 พันล้านตัน (GtC) ต่อปี ในทศวรรษ 1990 เป็น 4.1 พันล้านตัน (GtC) ต่อปี ในช่วงปี พ.ศ.2543-2548 มีสาเหตุหลักมาจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิลและการผลิตปูนซีเมนต์ โดยมีการปลดปล่อยเพิ่มขึ้นจาก 5.4 พันล้านตัน (GtC) ต่อปี ในทศวรรษที่ 1980 เป็น 6.4 พันล้านตัน (GtC) ต่อปี ในทศวรรษที่ 1990 และยังคงเพิ่มต่อเนื่องถึง 7.2 พันล้านตัน (GtC) ต่อปี ในช่วงปี พ.ศ.2543-2548 (Denman et al., 2007) นอกจากนี้ ในช่วง 2 ทศวรรษที่ผ่านมา การเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน (land-use change) อันเนื่องมาจากการทำลายป่า (deforestation) โดยเฉพาะอย่างยิ่งป่าเขตร้อน (tropical forest) นับเป็นอีกสาเหตุของการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ที่เกิดขึ้นจากกระทำ ของมนุษย์ (คิดเป็น ร้อยละ 20 ของการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ทั้งหมด) แต่การประเมินการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากการทำลายป่าเขตร้อนหรือการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินเป็นเรื่องซับซ้อน และมีสมมติฐานในการประเมินที่แตกต่าง ทำให้การประเมินอัตราการปลดปล่อยคาร์บอนจากการทำลายป่าเขตร้อนมีความไม่แน่นอนสูง และข้อมูลจากการรายงานหลายๆ ฉบับมีความแตกต่างกัน โดยพบว่า การปลดปล่อยคาร์บอนจากการทำลายป่าเขตร้อนในช่วงในคริสต์ทศวรรษที่ 1980 และ 1990 มีค่าอยู่ระหว่าง 0.6-1.9 และ 0.9-2.2 พันล้านตันต่อปี ตามลำดับ ทั้งนี้ ในรายงาน IPCC Fourth Assessment Report (AR4) ได้สรุปอัตราการปลดปล่อยคาร์บอนจากการทำลายป่าเขตร้อนในสองช่วงเวลาดังกล่าวเท่ากับ 1.3 และ 1.6 พันล้านตันต่อปี ตามลำดับ (Denman et al., 2007) แสดงให้เห็นว่า อัตราการทำลายป่ายังคงมีมากกว่าการปลูกป่า (Afforestation/Reforestation) และการเติบโตของป่าไม้อย่างไรก็ตาม อัตราการแลกเปลี่ยนคาร์บอนสุทธิระหว่างพื้นดินและบรรยากาศ (net land-to-atmosphere flux) ของโลกแสดงให้เห็นว่าบนภาคพื้นดินยังคงมีแหล่งดูดซับคาร์บอนที่เหลืออยู่ในส่วนใดส่วนหนึ่ง หรือที่เรียกว่า “residue land sink” (รูปที่ 5.1) ซึ่งการประเมินแหล่งดูดซับคาร์บอนที่เหลืออยู่ขึ้นอยู่กับความไม่แน่นอนของการประเมินการแลกเปลี่ยนคาร์บอนจากการเปลี่ยนแปลงการใช้

ประโยชน์ที่ดิน แต่ข้อมูลส่วนใหญ่ก็ยังชี้ให้เห็นว่าอัตราการดูดซับคาร์บอนจากแหล่งดูดซับคาร์บอนที่เหลืออยู่มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในช่วงสองทศวรรษที่ผ่านมาประมาณ 1 พันล้านตันต่อปี (Denman et al., 2007)

สำหรับประเทศไทย การเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินเป็นพื้นที่เกษตรกรรมนับเป็นปัญหาสำคัญที่ทำให้พื้นที่ป่าไม้ลดลงอย่างต่อเนื่อง จากรายงานของกรมป่าไม้ (2552) พบว่าพื้นที่ป่าไม้ของประเทศลดลงจาก 221,707 ตารางกิโลเมตร (ร้อยละ 43.21 ของพื้นที่ประเทศ) ในปี ค.ศ.1973 เหลือเพียง 129,722 ตารางกิโลเมตร (ร้อยละ 25.28 ของพื้นที่ประเทศ) ในปี พ.ศ.2541 และใน พ.ศ.2552 มีพื้นที่ป่าไม้ทั้งสิ้น 171,586 ตารางกิโลเมตร (ร้อยละ 33.44 ของพื้นที่ประเทศ) จากสถานการณ์ดังกล่าวทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของสถานภาพของการปลดปล่อยคาร์บอนของภาคป่าไม้ จากรายงานของสำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม (2551) การปลดปล่อยคาร์บอนจากการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินและภาคป่าไม้ในปี พ.ศ. 2537 มีค่าเท่ากับ 16.87 ล้านตัน (61.85 ล้านตันคาร์บอนไดออกไซด์เทียบเท่า) คิดเป็นร้อยละ 21.6 ของการปลดปล่อยคาร์บอนทั้งหมดของประเทศ แต่ในปี พ.ศ. 2546 การปลดปล่อยคาร์บอนจากการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินและภาคป่าไม้ลดลงเหลือเพียง 6.16 ล้านตัน (22.6 ล้านตันคาร์บอนไดออกไซด์เทียบเท่า) คิดเป็นร้อยละ 6.6 ของการปลดปล่อยคาร์บอนทั้งหมดของประเทศ อย่างไรก็ตาม จากการจัดทำบัญชีก๊าซเรือนกระจกของประเทศไทย โดยบัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม (2553) พบว่า ในปี พ.ศ.2543-2547 ภาคป่าไม้เป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนโดยสามารถดูดซับคาร์บอนได้สุทธิปีละ 7.90-29.01 ล้านตันคาร์บอนไดออกไซด์เทียบเท่า แหล่งปลดปล่อยหลักคือการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินจากพื้นที่ป่าไม้ไปเป็นพื้นที่อื่นๆ ในขณะที่แหล่งดูดซับคาร์บอนที่สำคัญคือ กิจกรรมการปลูกป่า และการฟื้นฟูพื้นที่ป่าเสื่อมโทรมและพื้นที่รกร้าง ตามลำดับ

5.3.5 บทบาทของไฟป่า

การเกิดไฟป่าเป็นสาเหตุสำคัญของการปลดปล่อยคาร์บอนที่สะสมอยู่ในพืชพรรณและในดินสู่บรรยากาศและส่งผลกระทบต่อการหมุนเวียนของคาร์บอนในระบบนิเวศ โดยผลกระทบที่เกิดขึ้นจะมากหรือน้อยเพียงใดขึ้นอยู่กับ (1) กระบวนการปลดปล่อยคาร์บอนจากการเผาไหม้โดยตรง ซึ่งเป็นการปลดปล่อยในรูปของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เป็นส่วนใหญ่ แต่อาจมีในรูปอื่นๆ เช่น คาร์บอนมอนอกไซด์ มีเทน ไฮโดรคาร์บอน และอนุภาคขนาดเล็ก ด้วยเช่นกัน (2) การปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากกระบวนการย่อยสลายเศษซากเชื้อเพลิงที่เหลือจากการเผาไหม้โดยสิ่งมีชีวิตในดิน (3) พลวัตของสังคมพืชที่ขึ้นทดแทนภายหลังการเกิดไฟ (Cochrane, 2003) ทั้งนี้ มีงานวิจัยจำนวนมากชี้ให้เห็นว่าป่าไม้เป็นแหล่งปลดปล่อยคาร์บอนในระหว่างการเกิดไฟ แต่จะสามารถเปลี่ยนเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนภายหลังจากนั้น ทั้งนี้ ระยะเวลาในการฟื้นตัวกลับมาเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนของสังคมพืชขึ้นอยู่กับกระบวนการต่างๆ ข้างต้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งลักษณะของพลวัตของสังคมพืชที่เกิดขึ้นทดแทนภายหลังการเกิดไฟ (Kauffman et al., 1994; Neary et al., 1999; Wanthongchai, 2008)

การปลดปล่อยคาร์บอนจากไฟป่าบางส่วนเกิดจากการเผาเพื่อเปลี่ยนแปลงพื้นที่ป่าไม้ไปสู่การใช้ประโยชน์ที่ดินรูปแบบอื่นๆ (Houghton, 1991) ในขณะที่บางส่วนเกิดจากไฟป่า (Bowman et al., 2009) จากการประเมินการสูญเสียคาร์บอนจากการเผาพื้นที่ต่างๆ ของโลก พบว่าเกิดการปลดปล่อยคาร์บอนสู่บรรยากาศถึง 3.94 พันล้านตันต่อปี โดยมากกว่าร้อยละ 40 เกิดจากการเผาไหม้ในทุ่งหญ้าสะวันนา (Savannah) รองลงมา คือการเผาไหม้เศษซากเหลือใช้ทางการเกษตร การเกิดไฟในป่าเขตร้อน การเผาไหม้ไม้พิน การเกิดไฟในป่าเขตอบอุ่น และการเผาถ่านตามลำดับ (Srivastava et al., 2003) แต่เมื่อพิจารณาเฉพาะการเกิดไฟป่าในทุ่งหญ้าสะวันนาและในป่าธรรมชาติ (ไม่รวมการเผาไหม้มวลชีวภาพเพื่อพลังงานและการเตรียมพื้นที่เพาะปลูก) พบว่าไฟป่าก่อให้เกิดการปลดปล่อยคาร์บอนสู่บรรยากาศระหว่าง 1.7-4.1 พันล้านตันต่อปี หรือคิดเป็นร้อยละ 3-8 ของผลผลิตปฐมภูมิสุทธิของป่า (net primary production, NPP) (Andreae and Merlet, 2001) ทั้งนี้ไฟป่าที่เกิดขึ้นในป่าแต่ละประเภทมีรูปแบบการเกิดไฟ (fire regime) ที่แตกต่างกันทำให้ปริมาณคาร์บอนที่ถูกเผาไหม้แตกต่างกันด้วย เช่น ป่าอะเมซอนในทวีปอเมริกาใต้มีการ

ปลดปล่อยคาร์บอนสู่บรรยากาศประมาณ 0.024-0.165 พันล้านตัน จากไฟที่เผาไหม้เพียงไม้พื้นล่างเท่านั้น (Bowman et al., 2009) สำหรับในประเทศไทย Wanthongchai (2008) ศึกษาการสูญเสียคาร์บอนจากการเผาป่าเต็งรังในเขตรักษาพันธุ์สัตว์ป่าห้วยขาแข้ง พบว่ามีค่าอยู่ระหว่าง 2.1-4.1 ตันต่อเฮกตาร์ หรือคิดเป็นร้อยละ 70-90 ของมวลชีวภาพเหนือดินที่ถูกเผา และมีคาร์บอนเพียงส่วนน้อยที่เหลืออยู่ในรูปของชี้เถา และถ่าน อย่างไรก็ตาม ปริมาณคาร์บอนที่ปลดปล่อยสู่บรรยากาศในระหว่างการเกิดไฟในป่าประเภทต่างๆ ขึ้นอยู่กับมวลชีวภาพและปริมาณเชื้อเพลิงที่ถูกเผา ความรุนแรงของไฟ และความถี่ในการเกิดไฟ โดยปริมาณมวลชีวภาพและเชื้อเพลิงจะมีความสัมพันธ์กับช่วงเวลาหลังสุดที่เกิดไฟและความถี่ของการเกิดไฟ (Màrcia et al., 2006; Wanthongchai, 2008)

ในระบบนิเวศที่มีความสมดุลคาร์บอนของการหมุนเวียนระหว่างแหล่งสะสมในพืช ดิน และบรรยากาศ แต่ไฟป่ามีส่วนทำให้วัฏจักรของคาร์บอนสั้นลง โดยปกติหากไม่เกิดไฟ คาร์บอนที่สะสมในเศษซากพืชที่ตายแล้วจะเกิดการย่อยสลายและปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์สู่บรรยากาศอย่างช้าๆ แต่เมื่อเกิดไฟ ทำให้คาร์บอนที่สะสมไว้ในแหล่งต่างๆ ของระบบนิเวศทั้งในพืชพรรณที่ยังมีชีวิตและที่ตายแล้ว ตลอดจนคาร์บอนที่สะสมอยู่ในดินถูกปลดปล่อยสู่บรรยากาศในทันที อย่างไรก็ตาม ในการประมาณการเปลี่ยนแปลงของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์หากมิได้นำการเผาป่าเพื่อเปลี่ยนเป็นพื้นที่เกษตรกรรมมาร่วมพิจารณา อาจกล่าวได้ว่าการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากไฟป่าในระยะยาวนั้นอยู่ในภาวะสมดุลกับการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์โดยกระบวนการสังเคราะห์แสงของพืช เนื่องจากในระบบนิเวศมีกระบวนการเจริญทดแทนตามธรรมชาติของสังคมพืช (Bowman et al., 2009) แต่ระยะเวลาในการเกิดกระบวนการเจริญทดแทนตามธรรมชาติ ตลอดจนองค์ประกอบและโครงสร้างของสังคมพืชที่เกิดขึ้นใหม่นั้นได้รับอิทธิพลโดยตรงมาจากความถี่ของการเกิดไฟ (Whelan, 1995)

5.3.6 แนวโน้มของสมดุลคาร์บอนของป่าไม้

การแลกเปลี่ยนคาร์บอนสุทธิระหว่างระบบนิเวศกับบรรยากาศ เป็นความแตกต่างระหว่างอัตราการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากกระบวนการสังเคราะห์แสงของพืชและการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากการหายใจของพืชและการย่อยสลายของจุลินทรีย์ในดิน ตลอดจนจากสิ่งรบกวนต่างๆ เช่น ไฟป่า การทำลายป่า การตัดฟันไม้เพื่อใช้ประโยชน์ เป็นต้น Denmen et al. (2007) สรุปปัจจัยที่มีผลกระทบต่อคาร์บอนของระบบนิเวศออกเป็น 3 ประเด็นหลัก คือ (1) ปัจจัยภูมิอากาศ เช่น ปริมาณน้ำฝน อุณหภูมิ และรังสีจากดวงอาทิตย์ (2) ก๊าซ/อนุภาคต่างๆ ที่เป็นองค์ประกอบในบรรยากาศ เช่น ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ การสะสมของสารอาหาร (nutrient deposition) มลพิษ (pollution) และ (3) การเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน เช่น การทำลายป่าไม้ วิธีปฏิบัติทางการเกษตร (agricultural practice) ซึ่งการเปลี่ยนแปลงของปัจจัยต่างๆ เหล่านี้ ส่งผลให้แนวโน้มของสมดุลคาร์บอนของป่าไม้เปลี่ยนแปลงไป

อิทธิพลของปัจจัยภูมิอากาศที่มีต่อการหมุนเวียนคาร์บอนของระบบนิเวศค่อนข้างซับซ้อน โดยเฉพาะอย่างยิ่งภายใต้ภาวะการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ การหายใจของดินซึ่งเป็นแหล่งปลดปล่อยคาร์บอนที่สำคัญของป่าไม้ โดยมีการปลดปล่อยประมาณ 50-75 ล้านตันคาร์บอนต่อปี (Raich and Schlesinger, 1992) การหายใจของดินจะถูกควบคุมโดยปัจจัยภูมิอากาศที่สำคัญ 2 ปัจจัย คือ อุณหภูมิและความชื้น การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิทำให้การปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากผิวดินเพิ่มขึ้นเนื่องจากอัตราการย่อยสลายเพิ่มขึ้น โดยในป่าเขตอบอุ่นการหายใจของดินมีการเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิเพิ่มขึ้นแต่ตอบสนองต่อความชื้นค่อนข้างน้อย (Rayment and Jarvis, 2000) ในทางตรงข้ามในป่าเขตร้อนการหายใจของดินมีแนวโน้มตอบสนองต่อปริมาณความชื้นมากกว่า (McGroddy and Silver, 2000) จากการศึกษการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากผิวดินของป่าไม้ในประเทศไทยทั้งป่าไม้ผลัดใบและป่าผลัดใบ พบว่า ความชื้นเป็นปัจจัยหลักที่ควบคุมการหายใจของดินเนื่องจากอุณหภูมิมีการเปลี่ยนแปลงน้อย โดยการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์จากผิวดินของป่าดิบเขา จังหวัดเชียงใหม่ มีค่าสูงมากเท่ากับ 25.6 ตันคาร์บอนต่อเฮกตาร์ต่อปี (Hashimoto et al., 2003) เปรียบเทียบกับป่าผสมผลัดใบ จังหวัดกาญจนบุรี (สำเร็จ ปานอุทัย, 2550)

และป่าเต็งรัง จังหวัดราชบุรี (Hanpattanakit et al., 2009) มีค่าเท่ากับ 6.9 และ 4.9 ตันคาร์บอนต่อเฮกแตร์ต่อปี ตามลำดับ อย่างไรก็ตาม การหายใจของดินของประเทศไทยยังมีการศึกษาอยู่น้อยมาก จำเป็นต้องมีการพัฒนาวิธีการศึกษาและศึกษาในระยะยาวเพื่อความถูกต้องของข้อมูลยิ่งขึ้นต่อไป

ในขณะที่การเพิ่มขึ้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศมีแนวโน้มทำให้พืชสามารถดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ได้มากขึ้นดังเช่นที่มีการศึกษาโดยใช้วิธีการที่เรียกว่า FACE (free air CO₂ enrichment) จากหลายๆ งานวิจัย แต่ภายใต้สภาวะการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศดังกล่าว การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอาจทำให้ภาวะขาดน้ำและอัตราการหายใจของพืชเพิ่มขึ้น และศักยภาพในการดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์อาจถูกจำกัดโดยปัจจัยอื่นๆ เช่น ลักษณะทางพันธุกรรม สารอาหารพืช ภาวะขาดน้ำ เป็นต้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งอาจถูกจำกัดโดยปริมาณไนโตรเจนที่เป็นประโยชน์ต่อพืช (available nitrogen) นอกจากนี้ การดูดซับก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์อาจมีแนวโน้มลดลงในระยะยาว (Denman et al., 2007) อย่างไรก็ตาม การจัดการป่าไม้อย่างประณีต หรือการพัฒนาแบบการจัดการเพื่อเพิ่มผลผลิตของป่าไม้ นับเป็นการเพิ่มศักยภาพในการดูดซับคาร์บอนของป่า โดยเฉพาะอย่างยิ่งในสวนป่าเชิงพาณิชย์ ป่าหุติยภูมิหรือป่าที่กำลังฟื้นตัว หรือแม้แต่ในป่าธรรมชาติที่มีอายุมากในเขตอบอุ่นหากมีการจัดการที่ดี (Pacala et al., 2001)

การเปลี่ยนแปลงโครงสร้างของป่าและการกระจายตัวของระบบนิเวศมีแนวโน้มได้รับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ และการเพิ่มขึ้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ ตลอดจนผลกระทบจากการจัดการพื้นที่และการนำเข้าพืชุกราน (invasive species) ไปปลูก สำหรับประเทศไทยผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจะทำให้มีความแห้งแล้งเพิ่มขึ้น แต่ผลกระทบในแต่ละพื้นที่จะไม่เท่ากัน พื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศมากจะทำให้โครงสร้างป่าเปลี่ยนแปลงจากระบบนิเวศป่าไม้ชนิดหนึ่งไปเป็นอีกชนิดหนึ่ง (กัทธกรย์ บุญประกอบ, 2548) เช่นเดียวกับ Pumijumnong and Techamahasaranont (2009) ซึ่งได้คาดการณ์การเปลี่ยนแปลงพื้นที่ป่าไม้ในภาคเหนือของประเทศไทยในช่วงปี พ.ศ. 2553-2632 ด้วยแบบจำลองที่ใช้ปัจจัยภูมิอากาศ เช่น ปริมาณน้ำฝน อุณหภูมิ ระยะเวลาช่วงฤดูฝน-แล้ง อัตราการคายระเหย ร่วมกับปัจจัยภูมิประเทศ เช่น ความสูง ลักษณะดิน ภายใต้แบบจำลองสถานการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศแบบ A2 (climate scenario A2) ซึ่งเป็นสถานการณ์ที่ปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เพิ่มขึ้นสองเท่า (740 ppm) และไม่มีการปรับตัวใดๆ โดยพบว่า พื้นที่ป่าไม้ผลัดใบชนิดต่างๆ เช่น ป่าดิบแล้ง ป่าดิบเขาและป่าสน มีแนวโน้มลดลง ในขณะที่พื้นที่ป่าผลัดใบ เช่น ป่าเบญจพรรณ และป่าเต็งรัง มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น ซึ่งการเปลี่ยนแปลงโครงสร้างของป่า และ/หรือประเภทของป่าทำให้ศักยภาพในการกักเก็บคาร์บอนของป่าเปลี่ยนแปลงไปด้วยเช่นกัน

การทำลายป่า นับเป็นสาเหตุที่สำคัญของการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดินดังที่ได้กล่าวแล้วข้างต้น และผลกระทบของการทำลายป่าต่อการหมุนเวียนคาร์บอนของป่าไม้อีกทวีความสำคัญยิ่งขึ้นในอนาคต ในศตวรรษที่ 21 การทำลายป่าในทวีปแอฟริกา และเอเชียมีแนวโน้มลดลงเนื่องจากพื้นที่ป่าไม้เหลืออยู่น้อยมากแต่การทำลายป่าในทวีปอเมริกามีแนวโน้มที่ไม่แน่นอน ในทางตรงข้ามการปลูกป่าในช่วง 2-3 ศตวรรษที่ผ่านมายังคงไม่สามารถเพิ่มแหล่งดูดซับคาร์บอนในระดับโลกได้เท่าที่ควร แต่ในระดับภูมิภาค พบว่า การปลูกป่าในประเทศสาธารณรัฐประชาชนจีนในช่วง พ.ศ. 2492-2541 สามารถกักเก็บคาร์บอนได้ถึง 0.45 พันล้านตันคาร์บอน (Fang et al., 2001) นอกจากนี้ การเติบโตของป่าไม้ที่กำลังฟื้นตัวนับเป็นแหล่งดูดซับคาร์บอนที่สำคัญของป่าไม้ รวมทั้งการเพิ่มแหล่งดูดซับคาร์บอนจากการพัฒนาและปรับปรุงการจัดการป่าไม้ให้มีศักยภาพยิ่งขึ้น เช่น ที่พบในป่าเขตอบอุ่น สำหรับประเทศไทยการสูญเสียคาร์บอนจากการทำลายป่ามีแนวโน้มลดลง แต่การดูดซับคาร์บอนจากการปลูกป่ามีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในช่วงปี พ.ศ. 2540-3090 อย่างไรก็ตาม การเปลี่ยนแปลงรูปแบบของการเกิดไฟป่าซึ่งมีแนวโน้มที่จะเกิดขึ้นการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอาจมีส่วนสำคัญที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของสมดุลของคาร์บอนของป่าไม้ด้วย เช่น การเกิดไฟป่าในพื้นที่ป่าดิบชื้นและป่าพรุของประเทศอินโดนีเซียในช่วงปี พ.ศ. 2540-2541 ซึ่งเป็นช่วงการเกิดปรากฏการณ์ ENSO

ทำให้เกิดการสูญเสียคาร์บอนสู่บรรยากาศประมาณ 0.8-2.6 พันล้านตัน (Denmen et al., 2007) นอกจากนี้การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศยังมีส่วนเพิ่มความถี่และความรุนแรงของการเกิดไฟป่า (Gillett et al., 2004) อีกด้วยเช่นกัน

5.4 สรุป

ทะเล มหาสมุทร และระบบนิเวศป่าไม้มีบทบาทสำคัญต่อการการหมุนเวียนคาร์บอนของโลกและรักษาสมดุลของคาร์บอนในบรรยากาศ มหาสมุทรเป็นแหล่งสะสมคาร์บอนที่ใหญ่ที่สุดของโลกและมีการหมุนเวียนคาร์บอนในรูปแบบต่างๆ ทั้งอินทรีย์คาร์บอนและอนินทรีย์คาร์บอน ซึ่งถูกควบคุมโดยกระบวนการทั้งทางกายภาพและชีวภาพ ถึงแม้ว่าการเพิ่มขึ้นของปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศจากกิจกรรมของมนุษย์ทำให้มหาสมุทรสามารถดูดซับก๊าซได้เพิ่มมากขึ้น แต่การปลดปล่อยคาร์บอนจากกิจกรรมมนุษย์มีปริมาณน้อยมากเมื่อเปรียบเทียบกับอนินทรีย์คาร์บอนที่ละลายอยู่ในน้ำทะเลจากธรรมชาติ ในขณะที่ระบบนิเวศบกเป็นแหล่งสะสมคาร์บอนที่สำคัญอีกแหล่งหนึ่งของโลกทั้งแหล่งสะสมคาร์บอนในพืชพรรณและในดิน การสะสมคาร์บอนของป่าธรรมชาติหรือสวนป่าขึ้นอยู่กับประเภทของป่า องค์ประกอบของสังคมพืช และสภาพพื้นที่ และ/หรือ ปัจจัยสิ่งแวดล้อม การหมุนเวียนคาร์บอนระหว่างแหล่งสะสมคาร์บอนต่างๆ ของป่าไม้ ทำให้ป่าไม้มีสถานะภาพเป็นได้ทั้งแหล่งดูดซับคาร์บอน และแหล่งปลดปล่อยคาร์บอน ป่าไม้ที่มีความสมบูรณ์และปราศจากการรบกวนจากมนุษย์มีสถานะภาพอยู่ในภาวะสมดุล แต่กิจกรรมของมนุษย์นับเป็นสาเหตุสำคัญที่ก่อให้เกิดการปลดปล่อยคาร์บอนที่สะสมในป่าไม้สู่บรรยากาศและรบกวนสมดุลคาร์บอนของป่าไม้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการทำลายป่าไม้ และการเกิดไฟป่า นอกจากนี้ การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของโลกนับเป็นปัจจัยที่มีผลกระทบต่อการณ์การหมุนเวียนคาร์บอนของระบบนิเวศป่าไม้ด้วยเช่นกัน

ในการรับมือกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทยในประเด็นที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงทางสมุทรศาสตร์ จำเป็นต้องมีการศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงในระยะยาวและความแปรปรวนในระยะสั้นตามคาบเวลาของปรากฏการณ์ทางสมุทรศาสตร์ที่สำคัญ ซึ่งการศึกษาในประเทศในปัจจุบัน ยังมีอยู่จำนวนน้อย ตลอดจนข้อมูลการตรวจวัดข้อมูลทางสมุทรศาสตร์ด้านต่างๆ และการศึกษาวัฏจักรคาร์บอนในน่านน้ำไทยยังไม่มีมีการติดตามตรวจวัดต่อเนื่องอย่างเป็นระบบในระยะยาว จึงทำให้ไม่มีข้อมูลเพียงพอที่จะสามารถสรุปแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงได้ ข้อเสนอแนะเพื่อการศึกษาต่อไปมี 4 ประเด็นหลักคือ

1. สร้างเครือข่ายการตรวจวัดข้อมูลในพื้นที่ (In situ) ที่มีความน่าเชื่อถือและต่อเนื่องสำหรับการวิเคราะห์ความเปลี่ยนแปลงในระยะยาวได้ เช่น ทุนสมุทรศาสตร์ที่สามารถวัดอุณหภูมิ น้ำทะเล ความเป็นกรดต่าง ความเร็วลม คลื่น และกระแสน้ำ
2. นำข้อมูลที่มีการตรวจวัดอยู่แล้วอย่างต่อเนื่อง เช่น ข้อมูลจากดาวเทียม มาวิเคราะห์เพื่อหาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงระยะยาวและความแปรปรวน โดยเฉพาะตัวแปรที่มีความสำคัญ เช่น ความเร็วลม ความสูงคลื่น อุณหภูมิ น้ำทะเล ความเป็นกรดต่าง เป็นต้น นอกจากนี้ยังมีข้อมูลที่สามารถเป็นประโยชน์ต่อการศึกษา เช่น ข้อมูลจากแบบจำลองมหาสมุทรที่มีการนำข้อมูลตรวจวัดจากทุนสมุทรศาสตร์และดาวเทียม (ocean data reanalysis)
3. ทำความเข้าใจกระบวนการที่เป็นตัวควบคุมความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงในระยะยาว โดยใช้แบบจำลอง เช่น ลมมรสุมกับการควบคุมการไหลเวียนของกระแสน้ำในอ่าวไทยและการแบ่งชั้นน้ำ
4. สร้างภาพฉายการเปลี่ยนแปลงในอนาคตที่เกี่ยวข้องกับทะเลไทยและชายฝั่งด้วยแบบจำลองภูมิอากาศระดับภูมิภาค แบบจำลองทางสมุทรศาสตร์ และวิธีการทางสถิติต่างๆ เนื่องจากยังไม่มีมีการคาดการณ์แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของตัวแปร เช่น ระดับน้ำทะเลเฉลี่ย ระดับของสตอร์มเสิร์จ ความถี่และความรุนแรงของพายุหมุนเขตร้อน รูปแบบและความรุนแรงของลมมรสุม คลื่น อุณหภูมิ น้ำทะเล ความเป็นกรดต่าง กระแสน้ำ

ถึงแม้ประเทศไทยจะมีข้อมูลการกักเก็บคาร์บอนในพืชพรรณและในดินของระบบนิเวศบนบก ทั้งในป่าธรรมชาติและสวนป่าอยู่พอสมควร แต่ยังคงขาดข้อมูลพื้นฐานและงานวิจัยเกี่ยวกับสถานภาพของสมดุลคาร์บอนของระบบนิเวศป่าธรรมชาติประเภทต่างๆ และสวนป่า จึงควรดำเนินการศึกษาวิจัยในประเด็นที่เกี่ยวข้อง ดังนี้

1. การประเมินศักยภาพในการเป็นแหล่งดูดซับ หรือแหล่งปลดปล่อยคาร์บอนของระบบนิเวศป่าไม้ประเภทต่างๆ และสวนป่าที่ยังไม่เคยมีการศึกษามาก่อน
2. การศึกษาผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อการเปลี่ยนแปลงโครงสร้างป่าและการกักเก็บคาร์บอนของป่าธรรมชาติ
3. การศึกษาอิทธิพลของไฟป่าต่อการเปลี่ยนแปลงสมดุลคาร์บอนของป่าธรรมชาติที่มีความเสี่ยงต่อการเกิดไฟป่า
4. การศึกษาผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อการหายใจของระบบนิเวศและสมดุลคาร์บอนของป่าธรรมชาติที่มีความอ่อนไหวต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

ทั้งนี้ ข้อมูลพื้นฐานในด้านต่างๆ ทั้งในด้านสมุทรศาสตร์และระบบนิเวศวิทยานบนบกข้างต้น น่าจะช่วยให้ผู้ที่เกี่ยวข้องได้ตระหนักถึงความสำคัญของปัญหาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและสามารถกำหนดแนวทางหรือมาตรการในการบรรเทาปัญหาได้อย่างถูกต้องตามหลักวิชาการต่อไป

เอกสารอ้างอิง

- กรมป่าไม้ 2552. สถิติป่าไม้ปี พ.ศ.2552. กรมป่าไม้ กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม : กรุงเทพฯ
- กอบศักดิ์ วันธงไชย 2540. ผลของการตัดสางขยายระยะต่อการเจริญเติบโตและผลผลิตของสวนป่าผสมไม้ยูคาลิปตัส ความลาดชัน กับไม้ประดู่ป่า. วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต. มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์.
- กัณห์ธีรย์ บุญประกอบ 2548. การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ: ประมวลสถานภาพการศึกษา. คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยรามคำแหง : กรุงเทพฯ.
- กัลยา วัฒนากร 2542. สภาพสิ่งแวดล้อมบริเวณเอสทรีแม่น้ำท่าจีน ใน การฟื้นฟูและพัฒนาทรัพยากรป่าชายเลนเพื่อสังคมและเศรษฐกิจอย่างยั่งยืนของประเทศไทย (สนธิ อักษรแก้ว และคณะ) สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.), หน้า 43-73.
- กัลยา วัฒนากร 2547. สถานภาพสารอาหารในอ่าวปากพนัง จังหวัดนครศรีธรรมราช. รายงานการประชุมวิชาการป่าชายเลนแห่งชาติครั้งที่ 12. สำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ. 28-30 สิงหาคม 2547, หน้า I-1-1 - I-1-9: จ.นครศรีธรรมราช.
- กัลยา วัฒนากร และสมภพ รุ่งสุภา 2547. การกระจายและสมดุลของสารอาหารบริเวณเอสทรีแม่น้ำบางปะกง. ใน ระบบนิเวศน้ำกร่อยแม่น้ำบางปะกง. รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์ กรมทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่ง.
- กิตติพงษ์ พงษ์บุญ 2542. บทบาทการทดแทนตามธรรมชาติต่อการสูญเสียดินและน้ำที่ศูนย์ศึกษาการพัฒนาภูพานอันเนื่องมาจากพระราชดำริ จังหวัดสกลนคร. กลุ่มลุ่มน้ำ ส่วนวิจัยและพัฒนาสิ่งแวดล้อมป่าไม้ สำนักวิชาการป่าไม้ กรมป่าไม้ กระทรวงเกษตรและสหกรณ์: กรุงเทพฯ.
- คณะวนศาสตร์ 2550. การประเมินมูลค่าและการพึ่งพิงทรัพยากรป่าชายเลน. รายงานฉบับสมบูรณ์. กรมทรัพยากรทางทะเลและชายฝั่ง: กรุงเทพฯ.
- คณะวนศาสตร์ 2553ก. การพัฒนาหลักเกณฑ์การพิจารณาโครงการกลไกการพัฒนาที่สะอาดภาคป่าไม้และแนวทางในการจัดทำรายงานการประเมินผลกระทบสิ่งแวดล้อมเบื้องต้นสำหรับโครงการกลไกการพัฒนาที่สะอาดภาคป่าไม้. รายงานฉบับสมบูรณ์. องค์การบริหารจัดการก๊าซเรือนกระจก (องค์การมหาชน): กรุงเทพฯ.
- คณะวนศาสตร์ 2553ข. การศึกษาลักษณะของพรรณไม้ ปริมาณการดูดซับก๊าซเรือนกระจกขนาดพื้นที่ที่เหมาะสมและสำหรับโครงการกลไกการพัฒนาที่สะอาดภาคป่าไม้. รายงานฉบับสมบูรณ์. องค์การบริหารจัดการก๊าซเรือนกระจก (องค์การมหาชน): กรุงเทพฯ.
- จิรนนท์ ธีระกุลพิศุทธิ์ และนันทนา คชเสนี 2547. ศักยภาพการสะสมธาตุคาร์บอนในมวลชีวภาพเหนือพื้นดินของระบบนิเวศป่าทองผาภูมิ. ใน เอกสารประกอบการประชุม การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศทางด้านป่าไม้: ป่าไม้กับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ณ โรงแรมมารวย การ์เด็น, 16-17 สิงหาคม 2547.
- ชิงชัย วิริยะบัญชา และทศพร วัชรานุกูล 2544. ระบบการประเมินหาปริมาณการสะสมของธาตุคาร์บอนในระบบนิเวศป่าไม้ของประเทศไทย I. มวลชีวภาพเหนือพื้นดิน. ใน การประชุมทางวิชาการประจำปี 2544 วิกฤตสิ่งแวดล้อม. คณะสิ่งแวดล้อมและทรัพยากรศาสตร์ มหาวิทยาลัยมหิดล: นครปฐม.
- ทศพร วัชรานุกูล, ชิงชัย วิริยะบัญชา และกันดินันท์ ผิวสะอาด 2548. การประเมินปริมาณการสะสมของคาร์บอนในต้นไม้ ในสวนป่าเพื่อการอุตสาหกรรมในประเทศไทย. ใน รายงานการประชุม การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศทางด้านป่าไม้ “ศักยภาพของป่าไม้ในการสนับสนุนพิธีสารเกียวโต” ณ โรงแรมมารวย การ์เด็น, 4-5 สิงหาคม 2548, หน้า 137-157: กรุงเทพฯ.

- นวลปราง นวลอุไร 2547. การเปรียบเทียบค่าดัชนีพื้นที่ใบ มวลชีวภาพและปริมาณคาร์บอนสะสมที่อยู่เหนือพื้นดินของระบบนิเวศป่า จากการสำรวจด้านป่าไม้และการรับรู้จากระยะไกลบริเวณอุทยานแห่งชาติแก่งกระจาน ประเทศไทย. วิทยานิพนธ์ปริญญาโท, จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- นาฏสุตา ภูมิจำนง 2550. ปริมาณมวลชีวภาพเหนือพื้นดิน ในราก และคาร์บอนในดินของสวนป่าไม้สัก. วารสารสิ่งแวดล้อมและทรัพยากรธรรมชาติ, 5(2): 109-121.
- บัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม 2553. การจัดทำบัญชีก๊าซเรือนกระจกของประเทศไทย. รายงานฉบับสมบูรณ์. สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม: กรุงเทพฯ.
- รุ่งเรือง พูลศิริ 2548. คาร์บอนและไนโตรเจนในดินของสวนป่าไม้ต่างถิ่นบนดินที่สูงทางภาคเหนือของไทย. ในรายงานการประชุมวิชาการการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศทางด้านป่าไม้: ศักยภาพของป่าไม้ในการสนับสนุนพิธีสารเกียวโต ณ โรงแรมมารวย การ์เด็น, 4-5 สิงหาคม 2548, หน้า 117-115: กรุงเทพฯ.
- สนธยา จำปานิล และนันทนา คชเสนี 2547. การประเมินการเก็บกักคาร์บอน ผลผลิตและการย่อยสลายของเศษซากพืชในอุทยานแห่งชาติแก่งกระจาน ประเทศไทย. ใน เอกสารประกอบการประชุม การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศทางด้านป่าไม้: ป่าไม้กับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ณ โรงแรมมารวย การ์เด็น, 16-17 สิงหาคม 2547.
- สาพิศ ดิลกสัมพันธ์ 2553. การสะสมคาร์บอนในมวลชีวภาพของป่าชายเลนที่มีองค์ประกอบของสังคมพืชต่างๆ ในรายงานการประชุมวิชาการประเทศไทยกับภูมิอากาศโลก ครั้งที่ 1: ความเสี่ยงและโอกาสท้าทายในกลไกการจัดการสภาพภูมิอากาศโลก. ศูนย์ประชุมอิมแพ็ค เมืองทองธานี, 19-21 สิงหาคม 2553.
- สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม 2551. ยุทธศาสตร์แห่งชาติว่าด้วยการจัดการการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ พ.ศ.2551-2555. สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม: กรุงเทพฯ.
- สำเริง ปานอุทัย 2550. การประเมินการปลดปล่อยก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ จากดินในป่าเบญจพรรณผสมไม้: กรณีศึกษาสถานีวิจัยลุ่มน้ำแม่กลอง จังหวัดกาญจนบุรี. วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต. มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์.
- สิริรัตน์ จันทรมหเสถียร และศิริภา โพธิ์พินิจ 2544. การประเมินการสะสมคาร์บอนในดินในระบบนิเวศป่าไม้ของประเทศไทย. ใน การประชุมทางวิชาการประจำปี 2544 วิกฤตสิ่งแวดล้อม. คณะสิ่งแวดล้อมและทรัพยากรศาสตร์ มหาวิทยาลัยมหิดล: นครปฐม.
- สิริรัตน์ จันทรมหเสถียร, ศิริภา โพธิ์พินิจ และวิลาวัณย์ วิเชียรนพรัตน์ 2549. ปริมาณคาร์บอนในดินของป่าดิบแล้ง สะแกราชและป่าเบญจพรรณลุ่มน้ำแม่กลอง ใน รวมผลงานวิจัย การศึกษาวัฏจักรคาร์บอนในป่าดิบแล้งสะแกราช และป่าเบญจพรรณลุ่มน้ำแม่กลอง. กรมอุทยานแห่งชาติ สัตว์ป่า และพันธุ์พืช, หน้า 213-235: กรุงเทพฯ.
- เสริมพงศ์ นวลงาม 2545. บทบาทของการปลูกสร้างสวนป่าต่อการกักเก็บคาร์บอนและคุณสมบัติของดินบางประการที่สถานีวิจัยและฝึกอบรมการปลูกสร้างสวนป่า จังหวัดนครราชสีมา. วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต. มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์.
- อำนาจ ชิดไธสง และ ณัฐพล ลิขัยกุล 2548. การกักเก็บและปลดปล่อยคาร์บอนในดินป่าดิบแล้ง ดินป่าปลูก และดินทำการเกษตร ใน รายงานการประชุมวิชาการการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศทางด้านป่าไม้: ศักยภาพของป่าไม้ในการสนับสนุนพิธีสารเกียวโต. โรงแรมมารวย การ์เด็น 4-5 สิงหาคม 2548: หน้า 95-105.
- Alongi, D.M., Wattayakorn, G., Ayukai, T.B., Clough, F., Wolanski, E. and Brunskill, G.J. 2000. An organic carbon budget for mangrove-fringed Sawi Bay, southern Thailand. Phuket Marine Biological Center Special Publication, 22: 79-85.

- Alongi, D.M., Wattayakorn, G., Pfitzner, J., Zagorskis, I., Tirendi, F., Brunskill, G.J. and Cloughm, B.F. 2001. Organic carbon accumulation and metabolic pathways in sediments of mangroves of southern Thailand. *Marine Geology*, 179: 85-103.
- Andersson, A.J., Bates, N.R. and Mackenzie, F.T. 2007. Dissolution of carbonate sediments under rising $p\text{CO}_2$ and ocean acidification: observations from Devil's Hole, Bermuda. *Aquatic Geochemistry*, 13(3): 237-264.
- Andreae, M.O. and Merlet, P. 2001. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *Global Biogeochemical Cycles*, 15: 955–966.
- Balch, W.M. and Utgoff, P.E. 2009. Potential interactions among ocean acidification, coccolithophores, and the optical properties of seawater. *Oceanography*, 22(4): 146–159.
- Bindoff, N.L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J.M., et al. 2007. Chapter 5—Observations: Oceanic climate change and sea level. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, ed. S Solomon, D Qin, M Manning, Z Chen, M Marquis, KB Averyt, et al., pp. 385–428. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press.
- Bird, M.I., Robinson, R.A.J., Win Oo, N., Maung Aye, M., Lu, X.X., Higgitt, D.L., Swe, A., Tun, T., Lhaing Win, S., Sandar Aye, K., Mi Mi Win, K. and Hoeyg, T.B. 2008. A preliminary estimate of organic carbon transport by the Ayeyarwady (Irrawaddy) and Thanlwin (Salween) Rivers of Myanmar. *Quaternary International*, 186: 113–122.
- Blackford, J.C. and Gilbert, F.J. 2007. pH variability and CO_2 induced acidification in the North Sea. *Marine Systems*, 64: 229-241.
- Borges, A.V., Djenidi, S., Lacroix, G., The'ate, J., Delille, B. and Frankignoulle, M. 2003. Atmospheric CO_2 flux from mangrove surrounding waters. *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, No.11, 1559, doi:10.1029/2003GL017143.
- Borges, A. V. 2005. Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO_2 fluxes in the Coastal Ocean? *Estuaries*, 28: 3-27.
- Borges, A.V., Delille, B. and Frankignoulle, M. 2005. Budgeting sinks and sources of CO_2 in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts, *Geophysical Research Letters*, 32: L14601, doi:10.1029/2005GL023053.
- Bowman, D.M.J.S., Balch, J.K., Artaxo, P., Bond, W.J., Carlson, J.M., Cochrane, M.A., D'Antonio, C.M., DeFries, R.S., Doyle, J.C., Harrison, S.P., Johnston, F.H., Keeley, J.E., Krawchuk, M.A., Kull, C.A., Marston, J.B., Moritz, M.A., Prentice, I.C., Roos, C.I., Scott, A.C., Swetnam, T.W., Werf, G.R.v.d. and Pyne, S.J. 2009. Fire in the Earth System. In *Science*. Pp. 481-484 : New York: American Association for the Advancement of Science.
- Brewer, P.G., and Hester, K. 2009. Ocean acidification and the increasing transparency of the ocean to low-frequency sound. *Oceanography*, 22(4): 86–93
- Brown, S. 1997. Estimating biomass and biomass change of tropical forests: a primer. *FAO Forestry Paper* 134, Rome, Italy.

- Bouillon, S., Borges, A.V., Castaneda-Moya, E., Diele, K., Dittmar, T., Duke, N.C., Kristensen, E., et al. 2008. Mangrove production and carbon sinks: A revision of global budget estimates. *Global Biogeochemical Cycles*, Vol.22, GB2013, doi:10.1029/2007GB003052.
- Buck, E.H. and Folger, P. 2009. Ocean acidification. Congression Research Service. (Online). Available: http://assets.opencrs.com/rpts/R40143_20090702.pdf
- Caldeira, K., Akai, M., Brewer, P., Chen, B., Haugan, P., Iwama, T., Johnston, P., Kheshgi, H., Li, Q., Ohsumi, T., Poertner, H., Sabine, C., Shirayama, Y. and Thomson, J. 2005. Ocean Storage. In (B. Metz and O. Davidson, eds.) *Carbon Dioxide Capture and Storage: A Special Report of IPCC Working Group III*, Cambridge University Press, Cambridge UK, 278-317.
- Cochrane, M.A. 2003. Fire science for rain forest. *Nature* 421(6926): 913-919.
- Chen, C.T.A., Liu, K.K. and Macdonald, R. 2003. Continental Margin Exchanges, p.53–97. In M.J.R. Fasham (ed.), *Ocean biogeochemistry: A synthesis of the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS)*. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- DeLucia, E.H., Moore, D.J. and Norby, R.J. 2005. Contrasting responses of forest ecosystems to rising atmospheric CO₂: implications for the global C cycle. *Global Biogeochemical Cycles* 19: G3006, doi:10.1029/2004GB002346.
- Denman, K.L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P.M., Dickinson, R.E., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., Lohmann, U., Ramachandran, S., Dias Silva da, P.L., Wofsy, S.C. and Zhang, X. 2007. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (ed. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and Miller, H.L.) Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Diloksumpun, P. 2009. Decision support system for eucalypt plantation investment in Chachoensao province. Ph.D. Thesis. Kasetsart University.
- Diloksumpun, S. Visaratana, T., Panuthai, S., Ladpala, P. and Janmahasatien, S. 2009. Carbon Cycling in Two Contrasting Forests of Thailand. In *Tropical Forestry Change in a Changing World Volume 2: Tropical Forests and Climate Change*, pp.259-280. Proceedings of the FORTROP II International Conference. Kasetsart University, Bangkok. (ed. L. Puangchit and S. Diloksumpun).
- Dittert, N., and Henrich, R. 2000. Carbonate dissolution in the South Atlantic Ocean: Evidence from ultrastructure breakdown in *Globigerina bulloides*. *Deep-Sea Research*: 47, 603-620.
- Doney, S.C., Balch, W.M., Fabry, V.J. and Feely, R.A. 2009. Ocean acidification: A Critical Emerging Problem for the Ocean Sciences. *Oceanography*, 22(4): 16–25.
- Eglinton, T.I., and Repeta, D.J. 2004. Organic matter in the contemporary ocean. In *Treatise on Geochemistry* [Holland, H.D., and K.K. Turekian (eds.)]. Volume 6, *The Oceans and Marine Geochemistry*, Elsevier Pergamon, Amsterdam: pp. 145–180.
- Falkowski, P., et al. 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of Earth as a system. *Science*, 290(5490): 291–296.

- Fang, J., Chen A., Peng C., Zhao, S. and Ci, L. 2001. Changes in forest biomass carbon storage in China between 1949 and 1998, *Science* 292: 2320–2322.
- Fearnside, P.M. 2000. Global warming and tropical land-use change: Greenhouse gas emissions from biomass burning, decomposition and soils in forest conversion, shifting cultivation and secondary vegetation. *Climate Change*, 46: 115–158.
- Gattuso, J.P., Pichon, M., Delesalle, B. and Frankignoulle, M. 1993. Community metabolism and air-sea CO₂ fluxes in a coral reef ecosystem (Moorea, French Polynesia). *Marine Ecology-Progress Series*, 96: 259–267.
- Gillett, N.P., Weaver, A.J., Zwiers, F.W. and Flannigan, M.D. 2004. Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *Geophysical Research Letters*, 31(18): L18211, doi:10.1029/2004GL020876.
- Goodale, C.L., Apps, M.J., Birdsey, R.A., Field, C.B., Heath, L.S., Houghton, R.A., Jenkins, J.C., Kohlmaier, G.H., Kurz, W., Liu, S.R., Nabuurs, G.J., Nilsson, S. and Shvidenko, A.Z. 2002. Forest carbon sinks in the northern hemisphere. *Ecological Applications*, 12: 891–899.
- Gordon, D.C. Jr., Boudreau, P.R., Mann, K.H., Ong, J.-E., Silvert, W.L., Smith, S.V., Wattayakorn, G., Wulff, F. and Yanagi, T. 1996. LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines. LOICZ Reports & Studies, No 5: 96 pp.
- Grace, J. and Malhi, Y. 2002. Global change-carbon dioxide goes with the flow. *Nature*, 416: 594-595.
- Gruber, N., Gloor, M., Mikaloff Fletcher, S.E., Doney, C.S., Dutkiewicz, S., et al. 2009. Ocean sources, sinks, and transport of atmospheric CO₂. *Global Biogeochemical Cycles*, 23: GB1005.
- Hanpattanakit, P., Panuthai, S. and Chidthaisong, A. 2009. Temperature and moisture controls of soil respiration in a dry dipterocarp forest, Ratchaburi province. *Kasetsart J. (Nat. Sci.)*, 43: 650–661.
- Hansell, D.A., and Carlson, C.A. 1998. Deep-ocean gradients in the concentration of dissolved organic carbon. *Nature*, 395: 263–266.
- Hashimoto, S., Tanaka N., Suzuki, M., Inoue, A., Takizawa, H., Kosaka, I., Tanaka, K. Tantasirin, C. and Tangtham, N. 2004. Soil respiration and soil CO₂ concentration in a tropical forest, Thailand. *J. For. Res.* 9 : 75–79.
- Houghton, R.A. 1991. Biomass burning from the perspective of the global carbon cycle. In *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications*. (ed. J.S. Levine). Pp.321-325. Cambridge: MIT Press.
- Houghton, R.A. 2003. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850-2000. *Tellus*, 55B(2): 378–390.
- IPCC, 1996. Greenhouse Gas Inventory Reference Manual. International Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC, 2000. Land Use, Land-use Change, and Forestry. A Special Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC, 2006. 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. Prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme. Japan, IGES.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Kanzaki, M., Kawaguchi, H., Kiyohara, S., Kajiwara, T., Kaneko¹, T., Ohta, S., Sungpalee, W. and Wachrinrat, C. 2009. Long-term study on the carbon storage and dynamics in a tropical seasonal evergreen forest of Thailand. In *Tropical Forestry Change in a Changing World Volume 2: Tropical Forests and Climate Change*, pp.259-280. Proceedings of the FORTROP II International Conference. Kasetsart University, Bangkok. (ed. L. Puangchit and S. Diloksumpun).
- Kauffman, J.B., Cummings, D.L. and Ward, D.E. 1994. Relationships of fire, biomass and nutrient dynamics along a vegetation gradient in the Brazilian Cerrado. *J. Ecol.* 82: 519-531.
- Koerner, C. 2004. Through enhanced tree dynamics carbon dioxide enrichment may cause tropical forests to lose carbon. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B.* 359: 493–498.
- Le Quéré, C., Rödenbeck, C., Buitenhuis, E.T., Conway, T.J., Langenfelds, R., Gomez, A., Labuschagne, C., Ramonet, M., Nakazawa, T., Metzl, N., Gillett, N. and Heimann, M. 2007. Saturation of the Southern Ocean CO₂ sink due to recent climate change. *Science*, 316: 1735-1738.
- Lichaikul, N., Chidthaisong, A., Harvey, N.W. and Wachrinrat, C. 2006. Carbon stock and net CO₂ emission in Tropical Upland soils under different land use. *Kasetsart J. (Nat. Sci.)* 40: 382 – 394.
- Liu, K.K., Iseki, K. and Chao, S.Y. 2000. Continental margin carbon fluxes, p.187–239. In R. B. Hansson, H. W. Ducklow, and J. G. Field (eds.), *The Changing Ocean Carbon Cycle: A midterm synthesis of the Joint Global Ocean Flux Study*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Màrcia, E., Irima, V., Francisco, L. and Maria, E.J. 2006. Recruitment and growth decline in *Pinus halepensis* populations after recurrent wildfires in Catalonia (NE Iberian Peninsula). *For. Ecol. Manage.* 231: 47-54.
- McGroddy M., Silver W.L. 2000. Variations in belowground carbon storage and soil CO₂ flux rates along a wet tropical climate gradient. *Biotropica*, 32: 614–624.
- Neary, D.G., Klopatek, C.C., DeBano, L.F. and Ffolliott, P.F. 1999. Fire effects on belowground sustainability: A review and synthesis. *For. Ecol. Manage.* 122: 51-71.
- Orr, J.C., Fabry, V.J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S.C., Feely, R.A., Gnanadesikan, A., Gruber, N., Ishida, A., Joos, F., Key, R.M., Lindsay, K., Maier-Reimer, E., Matear, R., Monfray, P., Mouchet, A., Najjar, R.G., Plattner, G.-K., Rodgers, K.B., Sabine, C.L., Sarmiento, J.L., Schlitzer, R., Slater, R.D., Totterdell, I.J., Weirig, M.-F., Yamanaka, Y. and Yool, A. 2005. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437: 681–686.
- Orr, J.C., Caldeira, K., Fabry, V., Gattuso, J.-P., Haugan, P., Lehoudey, P., Pantoja, S., Pörtner, H.-O., Riebesell, U., Trull, T. and others. 2009. Research priorities for understanding ocean acidification: Summary from the Second Symposium on the Ocean in a High-CO₂ World. *Oceanography*, 22(4): 182–189.
- Pacala, S.W., Hurtt, G.C., Baker, D., Peylin, P., Houghton, R.A., Birdsey, R.A., Heath, L., Sundquist, E.T., Stallard, R.F., Ciais, P., Moorcroft, P., Caspersen, J.P., Shevliakova, E., Moore, B., Kohlmaier, G., Holland, E., Gloor, M., Harmon, M.E., Fan, S.-M., Sarmiento, J.L., Goodale, C.L., Schimel, D., Field, C.B. 2001. Consistent land- and atmosphere-based US carbon sink estimates. *Science*, 292: 2316–2320.

- Petsri, S., Pumijumnong, N., Wachrinrat, C. and Thoranisorn, S. 2007. Aboveground carbon content in mixed deciduous forest and teak plantations. *Environment and Natural Resources Journal*, 5(1): 1-10.
- Pumijumnong, N. and Techamahasaranont, J. 2009. Climate change impact on forest area in Thailand, pp. 143-157. In *Tropical Forestry Change in a Changing World Volume 2: Tropical Forests and Climate Change*. Proceedings of the FORTROP II International Conference. Kasetsart University, Bangkok. (ed. L. Puangchit and S. Diloksumpun)
- Raich, J., and Schlesinger, W. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 44B: 81-99.
- Rayment M.B. and Jarvis, P.G. 2000. Temporal and spatial variation of soil CO₂ efflux in a Canadian boreal forest. *Soil Biol Biochem.*, 32: 35-45
- Riebesell, U., Fabry, V.J., Hansson, L. and Gattuso, J.-P. (eds.). 2010. Guide to best practices for ocean acidification research and data reporting, 260 p. Luxembourg: Publications Office of the European Union.
- Royal Society, 2005. Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy document 12/05, June 2005, ISBN 0 85403 617 2. <http://royalsociety.org/Ocean-acidification-due-to-increasing-atmospheric-carbon-dioxide/>
- Sarmiento, J.L., and Gruber, N. 2006. *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press, Princeton, NJ, 503 pp.
- Schuster, U., and Watson, A.J. 2007. A variable and decreasing sink for atmospheric CO₂ in the North Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, 112, C11006, doi:10.1029/2006JC003941.
- Smith, S.V. and Hollibaugh, J.T. 1993. Coastal metabolism and the oceanic carbon balance. *Reviews of Geophysics*, 31: 75-89.
- Snidvongs, A. 1993. Sedimentary calcium carbonate dissolution in the Gulf of Thailand and its role as a carbon dioxide sink. *Chemosphere*, Vol.27, No.6: 1083-1095.
- Srivastava, R.K., Singh, D. and Khanduri, V.P. 2003. Carbon sequestration and role of carbon emission from forest fire on climate change. *Indian Forester*, 129: 844-852.
- Takahashi, T., Feely, R.A., Weiss, R.F., Wanninkhof, R.H., Chipman, D.W., Sutherland, S.C. and Takahashi, T.T. 1997. Global air-sea flux of CO₂: An estimate based on measurements of sea-air pCO₂ difference, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 94: 8292-8299.
- Tangtham, N. and Tantasirin, C. 1997. An assessment of policies to reduce carbon emissions in the Thai forestry sector with emphasis on forest protection and reforestation for conservation. In C. Khemnark, B. Thaiutsa, L. Puangchit and S. Thammincha, eds. *Tropical Forestry in the 21st Century Volume 2: Global Changes in the Tropical Contexts*. Proceedings of FORTROP'96 International Conference, 25-28 November 1996, Bangkok: pp. 100-121.
- Tsunogai, S., Watanabe, S. and Sato, T. 1999. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO₂. *Tellus, Ser. B* 51: 701-712.
- Viriyabuncha, C., Janmahasatian, S. and Peawsa-ad, K. 2004. Assessment of the Potentiality of Re-forestation Activities in Climate Change Mitigation. Annual Report April, 2003-March 2004. Bangkok: Silviculture Research Group, Department of National Park Wildlife and Flora.

- Wanthongchai, K. 2008. Effects of different burning frequencies on fire behaviour, nutrient dynamics, soil properties, and vegetation structure and composition in dry dipterocarp forest, Huay Kha Khaeng Wildlife Sanctuary, Thailand. Freiburg: Institute of Silviculture, The University of Freiburg.
- Watson, C. 2009. Forest Carbon Accounting: Overview & Principles. UNDP: CDM Capacity Development in Eastern and Southern Africa. (Online). Available: <http://www.undp.org/climatechange/carbon-finance/Docs/Forest%20Carbon%20Accounting%20-%20Overview%20&%20Principles.pdf>. 2010, February 15.
- Wattayakorn, G., Wolanski, E. and Kjerfve, B. 1990. Mixing, trapping and outwelling in the Klong Ngao mangrove swamp, Thailand. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 31: 667-688.
- Wattayakorn, G., Ayukai, T. and Sojisuorn, P. 2000. Material transport and biogeochemical processes in Sawi Bay, Southern Thailand. *Phuket Marine Biological Center Special Publication* 22: 63-77.
- Wattayakorn, G., Prapong, P. and Noichareon, D. 2001. Biogeochemical budgets and processes in Bandon Bay, Suratthani, Thailand. *Journal of Sea Research*, 46: 133-142.
- Whelan, R.J. 1995. *The Ecology of Fire*. Melbourne: Cambridge University Press.
- Wollast, R. 1998. Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean, p. 213–252. In K. H. Brink and A. R. Robinson (eds.), *The Global Coastal Ocean*, Volume 10. John Wiley & Sons, New York.

6

ละอองในบรรยากาศ และเมฆกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

รศ.ดร.เสริม จันทรินาย
ดร.ดุษฎี ศุขวัฒน์

วิธีอ้างอิง

เสริม จันทรินาย และดุษฎี ศุขวัฒน์, 2554: ละอองในบรรยากาศและเมฆกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. ใน: รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1: องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย [อัศมน ลิ้มสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณห์ริย์ บุญประกอบ(บรรณาธิการ)]

ละอองในบรรยากาศและเมฆกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

ประเด็นสำคัญ	131
6.1 บทนำ	132
6.2 การศึกษาละอองในบรรยากาศจากข้อมูลสปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ในประเทศไทย	133
6.3 การกระจายตามพื้นที่ของความลึกเชิงแสงของละอองในบรรยากาศ (AOD) จากภาพถ่ายดาวเทียม	144
6.4 การวิเคราะห์เบื้องต้นผลของละอองในบรรยากาศต่อภูมิอากาศในประเทศไทย	147
6.5 เมฆ	151
6.6 สรุป	152
เอกสารอ้างอิง	153

ประเด็นสำคัญ (Key Finding) :

ละอองในบรรยากาศและเมฆ เป็นตัวแปรที่สำคัญต่อการศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศ จากผลการวิเคราะห์ข้อมูลที่ได้จากการวัดในภูมิภาคหลักของประเทศ สรุปได้ดังนี้

- 1) ละอองในบรรยากาศในประเทศไทยมีการแปรค่าตามฤดูกาลอย่างชัดเจน โดยได้รับอิทธิพลที่สำคัญมาจากฝนซึ่งเป็นไปตามลมมรสุม และการเผาไหม้ชีวมวลในประเทศไทยและประเทศเพื่อนบ้าน
- 2) ความลึกเชิงแสงของละอองในบรรยากาศมีแนวโน้มที่เพิ่มขึ้นในพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศ
- 3) การเปลี่ยนแปลงของปริมาณเมฆ ยังไม่เห็นแนวโน้มที่ชัดเจน

6.1 บทนำ

ในปัจจุบันเป็นที่ยอมรับกันทั่วไปแล้วว่า การปลดปล่อยมลพิษทางอากาศจากกิจกรรมทางเศรษฐกิจและอุตสาหกรรมของมนุษย์ในช่วง 150 ปีที่ผ่านมา ส่งผลกระทบท่อระบบภูมิอากาศของโลก กิจกรรมดังกล่าวที่สำคัญ ได้แก่ การเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิลและชีวมวลต่างๆ โดยผลที่สำคัญของกิจกรรมเหล่านี้คือ อุณหภูมิของบรรยากาศโลกที่เพิ่มขึ้นในช่วง 150 ปี ประมาณ 0.6 ± 0.2 องศาเซลเซียส (Kaufman et al., 2002) สาเหตุของการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมินั้น ในช่วงแรกนักวิทยาศาสตร์มุ่งความสนใจไปที่ก๊าซเรือนกระจก ซึ่งเพิ่มขึ้นประมาณ 30% ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2393 หรือหลังจากการปฏิวัติอุตสาหกรรม อย่างไรก็ตาม จากการคำนวณโดยอาศัยแบบจำลองภูมิอากาศที่ผ่านมาพบว่า การพิจารณาเฉพาะผลของก๊าซเรือนกระจกเพียงอย่างเดียวไม่สามารถทำนายการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิได้สอดคล้องกับความเป็นจริง ดังนั้น ในช่วง 20 ปีที่ผ่านมา นักวิทยาศาสตร์จึงได้พุ่งเป้าไปที่ละอองในบรรยากาศ เพราะละอองในบรรยากาศสามารถส่งผลทั้งทางตรงและทางอ้อมต่อการเปลี่ยนแปลงของระบบภูมิอากาศของโลก

ละอองในบรรยากาศ (aerosols) คือ อนุภาคของแข็งหรือของเหลวที่แขวนลอยอยู่ในบรรยากาศ ซึ่งรวมถึงควันไฟ (smoke) และผงฝุ่น (dust) โดยมีขนาดตั้งแต่เล็กกว่า 1 ไมโครเมตร จนถึง 100 ไมโครเมตร มีอายุประมาณ 7 วัน โดยมีทั้งที่เกิดเองตามธรรมชาติ (natural aerosols) และที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ (anthropogenic aerosols)

ละอองในบรรยากาศที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ส่วนใหญ่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวล (biomass burning) การเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิลในโรงงานอุตสาหกรรม และยานยนต์ต่างๆ ละอองในบรรยากาศเหล่านี้ มีองค์ประกอบและสมบัติทางฟิสิกส์แตกต่างกัน ตัวอย่างเช่น ละอองในบรรยากาศจากการเผาไหม้ชีวมวลจะเป็น organic carbon (OC) ซึ่งกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ได้ถึงร้อยละ 90 (Kaufman et al., 2002) ส่วนละอองในบรรยากาศจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงในเครื่องจักรของโรงงานอุตสาหกรรม และยานยนต์ส่วนใหญ่จะเป็น black carbon (BC) ซึ่งดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์มากถึงร้อยละ 50 ละอองในบรรยากาศที่เกิดจากกิจกรรมทางเศรษฐกิจของมนุษย์ดังกล่าว มีปริมาณเพิ่มขึ้นตามการขยายตัวทางเศรษฐกิจของประเทศต่างๆ ละอองในบรรยากาศดังกล่าวมีบทบาทสำคัญต่อสมดุลของพลังงานของระบบบรรยากาศโลกทั้งทางตรงและทางอ้อม โดยผลทางตรง คือ การทำให้รังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศมายังพื้นผิวโลกลดลง ทั้งนี้เนื่องจากละอองในบรรยากาศจะดูดกลืนและกระเจิง (scatter) รังสีดวงอาทิตย์ที่ผ่านบรรยากาศ ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่ลดลงจะส่งผลกระทบต่ออัตราการระเหยของน้ำ การสังเคราะห์แสงของพืชและอุณหภูมิของพื้นผิวโลก จากการคำนวณสมดุลของพลังงานที่ระดับบนสุดของบรรยากาศ (IPCC, 2007) พบว่า ละอองในบรรยากาศที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวลจะมีผลทำให้อุณหภูมิของบรรยากาศลดลง แต่ละอองในบรรยากาศที่เป็น black carbon ซึ่งเกิดจากโรงงานอุตสาหกรรมและยานยนต์จะดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์ทำให้อุณหภูมิของบรรยากาศเพิ่มขึ้น และทำให้อุณหภูมิของพื้นผิวโลกลดลง ซึ่งมีผลทำให้เกรเดียนต์ (gradient) ของอุณหภูมิอากาศในแนวตั้งลดลง การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวจะทำให้อัตราการระเหยของน้ำลดลง ซึ่งทำให้การก่อตัวของเมฆลดลงด้วย ผลดังกล่าวยืนยันได้จากงานวิจัยในประเทศบราซิลและอินเดีย (Hansen et al., 1997; Ramanathan and Raman, 2005)

สำหรับผลทางอ้อมของละอองในบรรยากาศ จะเป็นผลที่มีต่อเมฆ ทั้งนี้เพราะโดยทั่วไปละอองในบรรยากาศจะทำหน้าที่เป็นแกนกลางของการกลั่นตัวของไอน้ำเป็นเมฆ (cloud condensation nuclei, CCN) การเพิ่มขึ้นของละอองในบรรยากาศทำให้มีอนุภาคของละอองน้ำมากขึ้น ซึ่งอาจทำให้ปริมาณฝนเพิ่มขึ้น จากผลทั้งทางตรงและทางอ้อมของละอองในบรรยากาศต่อระบบบรรยากาศ จะเห็นว่าการเพิ่มขึ้นของละอองในบรรยากาศจากกิจกรรมทางเศรษฐกิจของมนุษย์ ย่อมส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของระบบบรรยากาศที่รุนแรงเช่นเดียวกับก๊าซเรือนกระจก (Yu et al., 2005; Chylek et al., 2006)

ในการศึกษาปริมาณละอองในบรรยากาศและผลกระทบของละอองในบรรยากาศต่อสุขภาพ อุบลวรรณ ไชโย และสาวิตรี การิเวทย์ (2010) ได้ทำการศึกษาการปลดปล่อย carbonaceous aerosols จากไฟฟ้าเบญจพรรณและป่าเต็งรัง พบว่า มีการปลดปล่อยละอองฝุ่นจากป่าเต็งรังและป่าเบญจพรรณสู่บรรยากาศประมาณ 54.29×10^{-3} กรัมต่อลูกบาศก์เมตร และ 28.00×10^{-3} กรัมต่อลูกบาศก์เมตร ตามลำดับ ต่อมาพงษ์เทพ วิวรรณเดชและคณะ (2007) ได้ศึกษาฝุ่นในอากาศและผลกระทบต่อสุขภาพในผู้ป่วยที่เป็นโรคหอบหืดในจังหวัดเชียงใหม่และลำพูน พบว่า ระดับฝุ่นทั้งฝุ่นละเอียด (PM_{2.5}) และฝุ่นขนาดเล็ก (PM₁₀) มีความสัมพันธ์กับอาการแสดงออกของโรคหอบหืด และโรคหัวใจโดยตรง กล่าวคือ ปริมาณอนุภาคฝุ่นที่สูงขึ้น จะทำให้ผู้ป่วยหอบหืดตลอดจนผู้ป่วยโรคหัวใจกำเริบรุนแรงขึ้น และอาจจะส่งผลให้อาการรุนแรงจนถึงขั้นเสียชีวิตได้ สำหรับแหล่งกำเนิดละอองในบรรยากาศ ขจรศักดิ์และคณะ (2007) ได้ทำการสำรวจปริมาณฝุ่นในอากาศภายในจังหวัดเชียงใหม่และลำพูน พบว่า ความเข้มข้นของ PM₁₀ มีค่าอยู่ระหว่าง 5 ถึง 182 ไมโครกรัม โดยมีค่าสูงในฤดูแล้ง และมีแหล่งกำเนิดหลักมาจากการเผาพืชหรือขยะในที่โล่ง ส่วนสาเหตุอื่นๆ มาจาก ดิน ไอเสียจากรถน้ำมันดีเซล ฝุ่นจากการประกอบอาหาร ฝุ่นจากแหล่งกำเนิด naphthalene

ในกรณีของเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เป็นที่ทราบกันดีแล้วว่า เป็นบริเวณที่มีละอองในบรรยากาศอยู่หนาแน่นมากกว่าบริเวณอื่นๆ ของโลก ทั้งนี้เพราะมีการพัฒนาอุตสาหกรรมอย่างรวดเร็วในประเทศจีน อินเดีย และประเทศอื่นๆ ในย่านนี้ รวมถึงประเทศไทยด้วย นอกจากนี้ ยังเป็นย่านที่มีการเผาวัสดุเหลือใช้ทางการเกษตร และการเผาอย่างกว้างขวาง จนบางครั้งเกิดเหตุการณ์หมอกควันปกคลุมตัวเมือง เช่นกรณีของจังหวัดเชียงใหม่ เมื่อกลางเดือนมีนาคม พ.ศ. 2550 หรืออีกหลายเหตุการณ์ในอินโดนีเซีย ซึ่งส่งผลกระทบต่อจังหวัดภาคใต้ของประเทศไทย จะเห็นว่า ละอองในบรรยากาศในภูมิภาคนี้มีความสำคัญต่อระบบบรรยากาศซึ่งจะส่งผลกระทบต่อระบบภูมิอากาศด้วย ดังนั้น การคาดการณ์สภาวะภูมิอากาศในอนาคตจำเป็นต้องมีองค์ความรู้มิใช่เฉพาะก๊าซเรือนกระจกเท่านั้น แต่ต้องมีความรู้เกี่ยวกับละอองในบรรยากาศด้วย

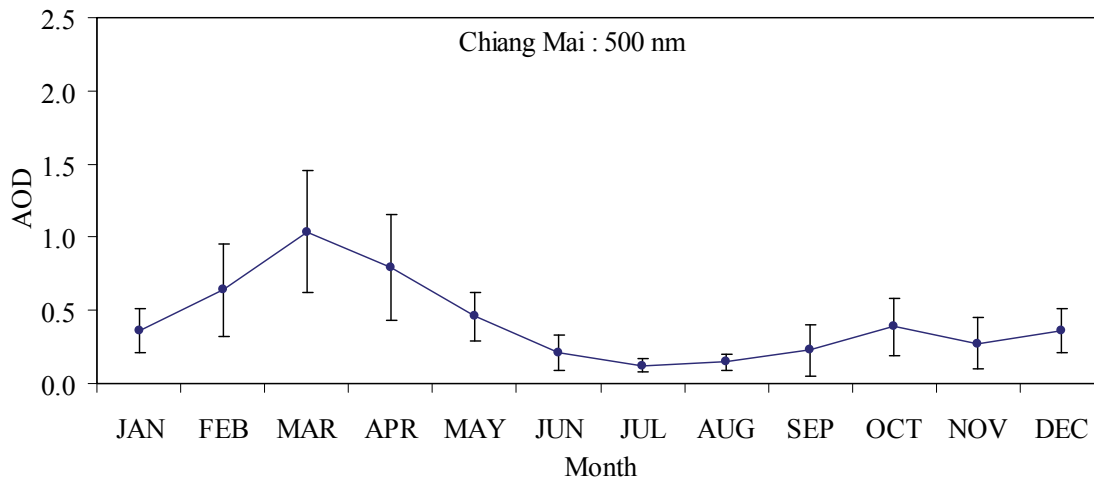
6.2 การศึกษาละอองในบรรยากาศจากข้อมูลสเปกโตรัมรังสีดวงอาทิตย์ในประเทศไทย

การศึกษาสมบัติเชิงแสงของละอองในบรรยากาศในคอลัมน์ของบรรยากาศที่ให้ผลละเอียดที่สุด คือ การวิเคราะห์จากข้อมูลสเปกโตรัมรังสีดวงอาทิตย์ โดยเครื่องมือวัดโดยทั่วไป เรียกว่า sunphotometer หรือ sky radiometer เครื่องวัดดังกล่าว วัดสเปกโตรัมรังสีตรงจากดวงอาทิตย์ หรือวัดรังสีตรงจากดวงอาทิตย์และรังสีกระจายจากท้องฟ้าด้วย โดยทำการวัดในช่วงความยาวคลื่นแคบ (1-10 นาโนเมตร) ที่ไม่มีการดูดกลืนของไอน้ำและก๊าซต่างๆ ในบรรยากาศ จากการวิเคราะห์สเปกโตรัมรังสีดวงอาทิตย์โดยอาศัยแบบจำลองการดูดกลืนและการกระเจิงรังสี ทำให้เรารู้คุณสมบัติเชิงแสงของละอองในบรรยากาศได้ ปัจจุบันภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร ทำการวัดสเปกโตรัมรังสีดวงอาทิตย์ โดยใช้ sunphotometer ที่สถานีวัดจังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา เสริม จันทรฉาย และคณะ (2553) ได้นำข้อมูลมาวิเคราะห์หาคุณสมบัติเชิงแสงของละอองในบรรยากาศสามารถสรุปผลได้ดังนี้

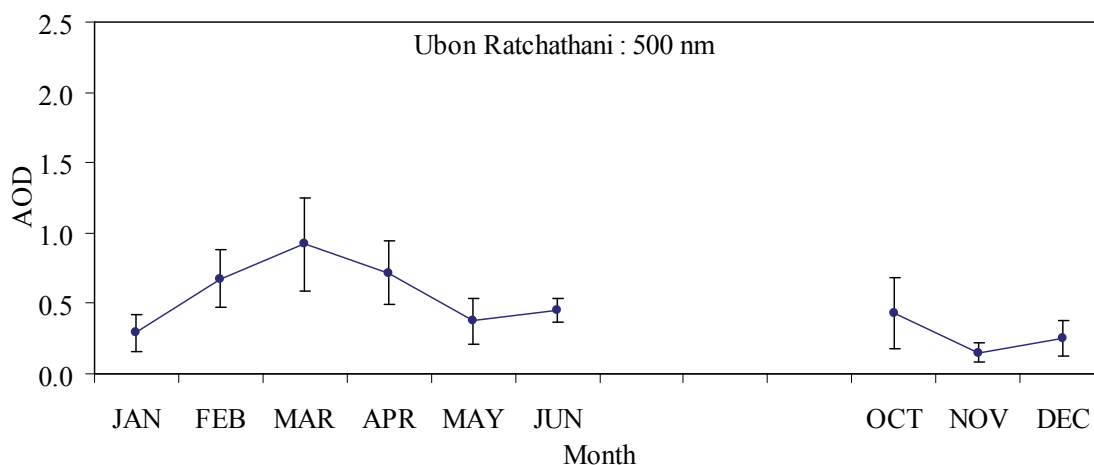
6.2.1 ความลึกเชิงแสงของละอองในบรรยากาศ

ความลึกเชิงแสงของละอองในบรรยากาศ (Aerosol optical depth, AOD) เป็นความสามารถในการตัดทอนแสงของละอองในบรรยากาศ จากการวิเคราะห์สเปกโตรัมรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้จาก sunphotometer ที่สถานีเชียงใหม่

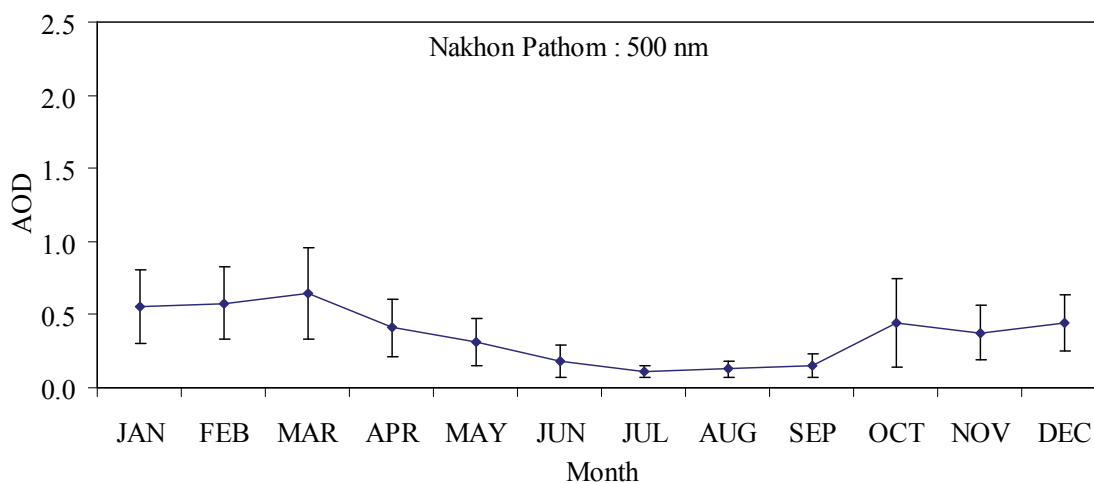
อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา ที่ความยาวคลื่น 500 นาโนเมตร พบว่า ความลึกเชิงแสงของละอองในบรรยากาศทั้ง 4 สถานี มีลักษณะดังแสดงในกราฟรูปที่ 6.1-6.4



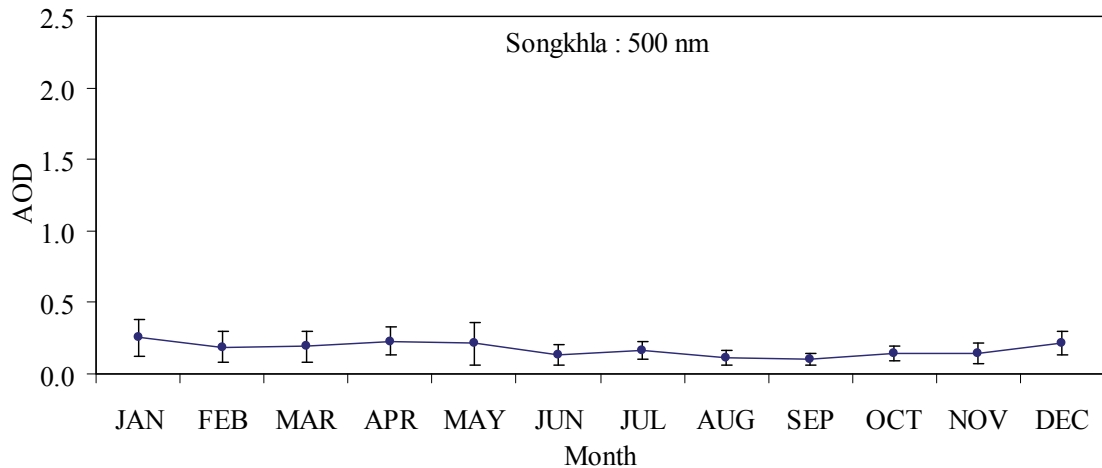
รูปที่ 6.1 การแปรค่า AOD ที่ 500 นาโนเมตรรายวันเฉลี่ยต่อเดือนของข้อมูลจากสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 6.2 การแปรค่า AOD ที่ 500 นาโนเมตร รายวันเฉลี่ยต่อเดือนของข้อมูลจากสถานีอุบลราชธานี (ช่วงเดือนกรกฎาคม – กันยายน ขาดข้อมูล)



รูปที่ 6.3 การแปรค่า AOD ที่ 500 นาโนเมตร รายวันเฉลี่ยต่อเดือนของข้อมูลจากสถานีนครปฐม

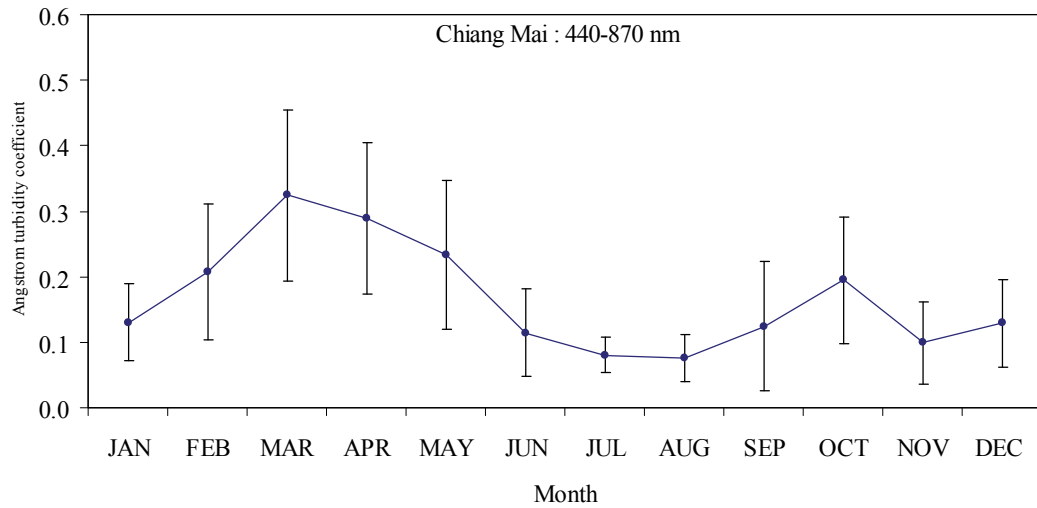


รูปที่ 6.4 การแปรค่า AOD ที่ 500 นาโนเมตร รายวันเฉลี่ยต่อเดือนของข้อมูลจากสถานีสงขลา

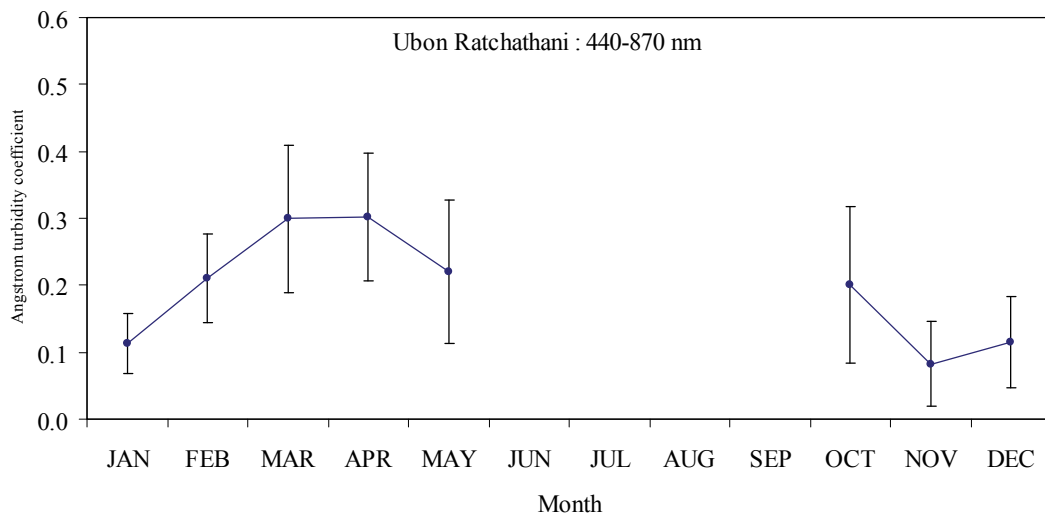
จากกราฟการแปรค่า AOD ทั้งค่ารายวัน และค่ารายวันเฉลี่ยต่อเดือนจะเห็นว่าข้อมูลจากสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม มีลักษณะการแปรค่าคล้ายกัน กล่าวคือ AOD มีค่าสูงในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-เมษายน) และมีค่าต่ำในช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-ตุลาคม) ทั้งนี้เพราะในช่วงฤดูแล้งมีละอองในบรรยากาศทั้งจากการเผาไหม้ชีวมวลและละอองในบรรยากาศที่เกิดจากพื้นดินมาก สำหรับในช่วงฤดูฝนมีการชะล้างละอองในบรรยากาศจากบรรยากาศลงสู่พื้นผิวโลก AOD จึงมีค่าต่ำ กรณีของสถานีสงขลา ค่า AOD เปลี่ยนแปลงในรอบปีค่อนข้างน้อย ทั้งนี้เพราะสถานีสงขลาตั้งอยู่ใกล้ชายทะเลและละอองในบรรยากาศส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือ ซึ่งพัดเข้าสู่ฝั่งตลอดทั้งปี นอกจากนี้สงขลาตั้งอยู่ในภาคใต้ซึ่งมีฤดูฝนยาวนานจึงมีการชะล้างละอองในบรรยากาศลงสู่พื้นผิวโลกเกือบตลอดทั้งปี

6.2.2 ค่าสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศ

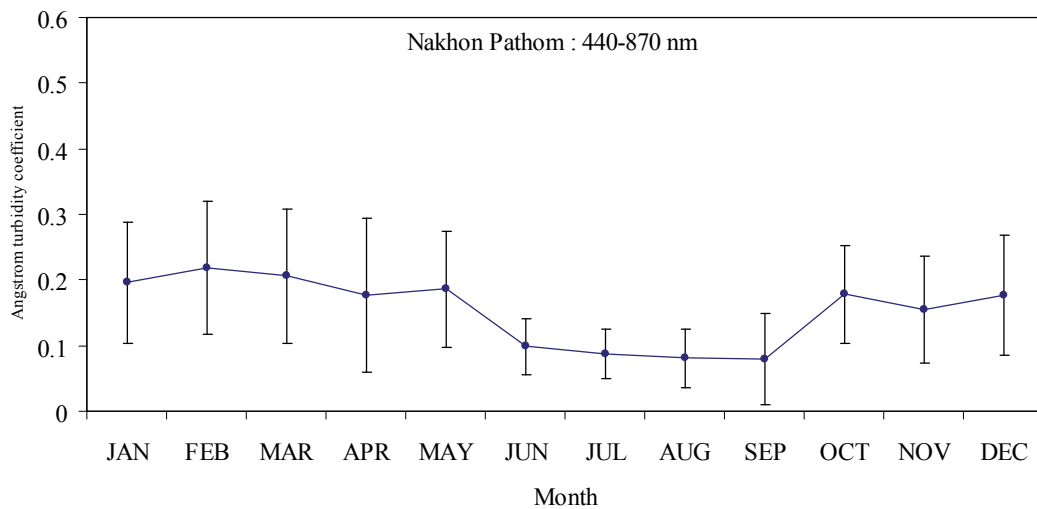
สัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของบรรยากาศของอังสตรอม (Angstrom turbidity coefficient, β) เป็นตัวบ่งชี้ผลของละอองในบรรยากาศที่ทำให้บรรยากาศขุ่นมัว โดยมีความสัมพันธ์กับความหนาแน่นของละอองในบรรยากาศ ถ้า β มีค่ามากความหนาแน่นของละอองในบรรยากาศจะมาก จากผลการศึกษาค่า β ที่สถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา (รูปที่ 6.5-6.8) พบว่า การแปรค่าของ β ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม มีลักษณะเหมือนกัน กล่าวคือ β มีค่าสูงในช่วงฤดูแล้ง (พฤศจิกายน-เมษายน) เพราะเป็นช่วงที่พื้นดินแห้งจึงมีการฟุ้งกระจายของอนุภาคของแข็งจากพื้นดินขึ้นมาในบรรยากาศมาก นอกจากนี้ ยังเป็นช่วงที่มีการเผาไหม้ชีวมวลมาก สำหรับของสถานีสงขลา ค่า β ค่อนข้างต่ำตลอดทั้งปี เพราะละอองในบรรยากาศส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือจากทะเล ซึ่งมีการพัดเข้าสู่พื้นดินตลอดทั้งปี



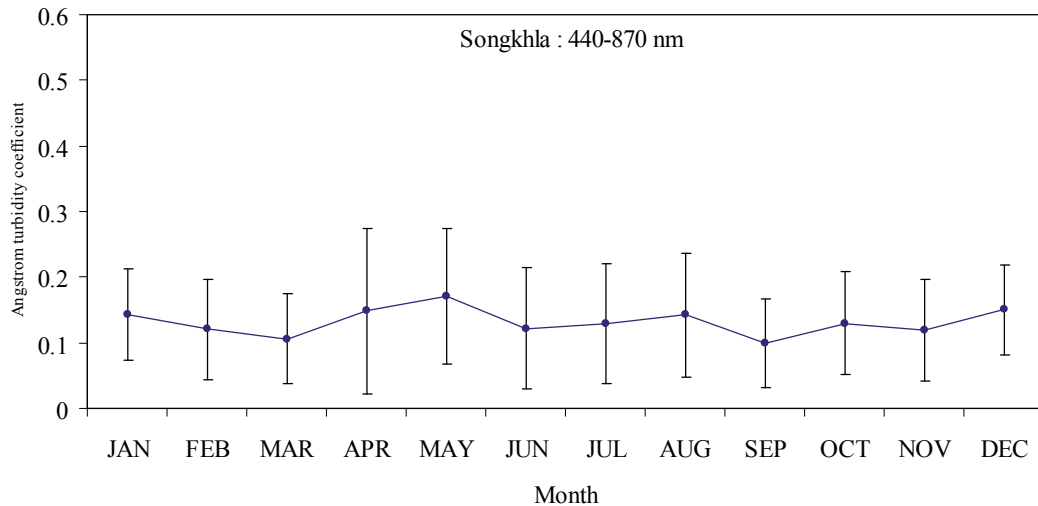
รูปที่ 6.5 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 6.6 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีอุบลราชธานี (ช่วงเดือนมิถุนายน – กันยายน ขาดข้อมูล)



รูปที่ 6.7 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีนครปฐม

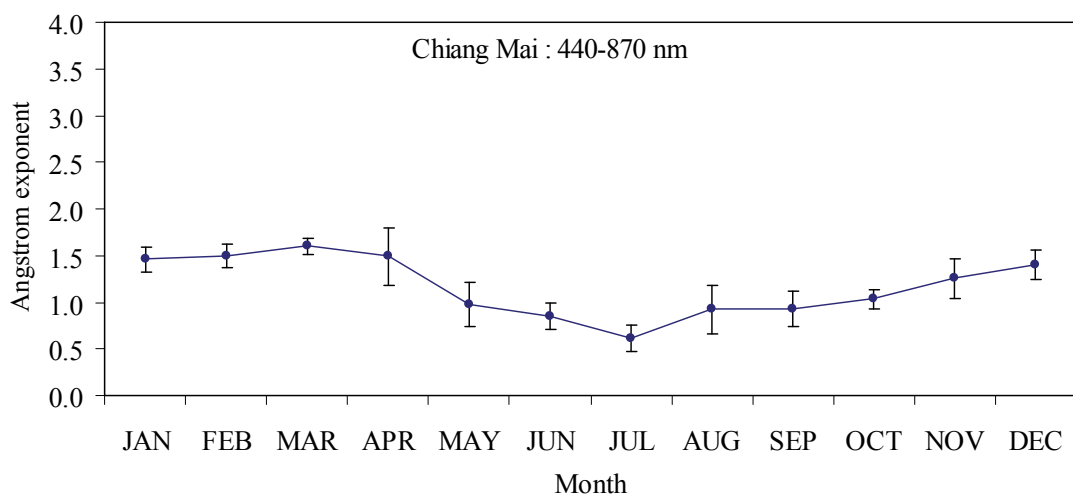


รูปที่ 6.8 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์ความขุ่นมัวของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีสงขลา

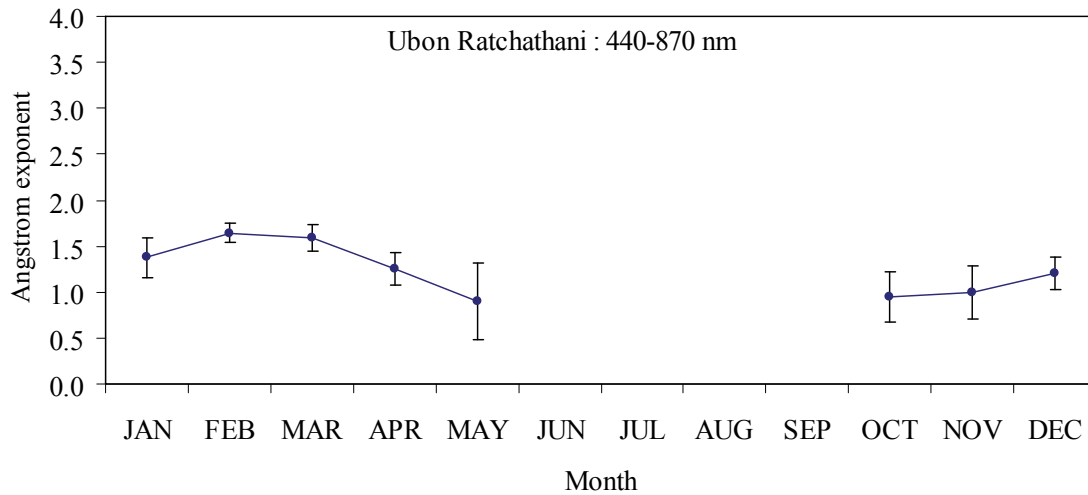
6.2.3 ตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม

ค่าตัวเลขยกกำลังของอังสตรอม (Angstrom's wavelength exponent, α) เป็นตัวบ่งชี้ขนาดของละอองในบรรยากาศ โดยค่ามากหมายถึง ละอองในบรรยากาศมีขนาดเล็ก ส่วนค่าน้อยหมายถึง ละอองในบรรยากาศมีขนาดใหญ่ การแปรค่าของ α ตามเวลาในรอบปีที่สถานีทั้ง 4 แห่ง มีลักษณะตามกราฟในรูปที่ 6.9-6.12

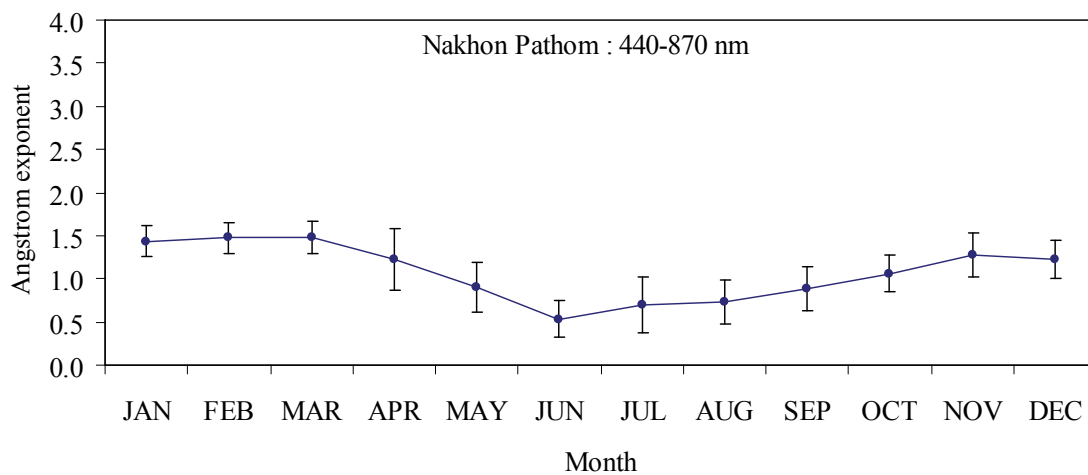
จากกราฟของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และนครปฐม จะเห็นว่าค่า α มีการเปลี่ยนแปลงในรอบปี แสดงว่าขนาดของละอองในบรรยากาศมีการเปลี่ยนแปลง ทั้งนี้เพราะแหล่งกำเนิดของละอองในบรรยากาศมีการเปลี่ยนแปลง โดยในฤดูแล้งแหล่งกำเนิดส่วนใหญ่มาจากพื้นดินและการเผาไหม้ชีวมวล ซึ่งอาจมีกระแสมพัดพามาจากบริเวณอื่นที่อยู่ห่างไกล ส่วนในฤดูฝนจะเป็นละอองในบรรยากาศที่อยู่ในท้องถิ่นนั้นๆ สำหรับกรณีสถานีสงขลา α ค่อนข้างคงที่ตลอดปี ทั้งนี้เพราะละอองในบรรยากาศส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือซึ่งมีแหล่งกำเนิดจากทะเล ซึ่งปล่อยละอองในบรรยากาศประเภทละอองเกลือขึ้นสู่บรรยากาศอย่างสม่ำเสมอทั้งปี



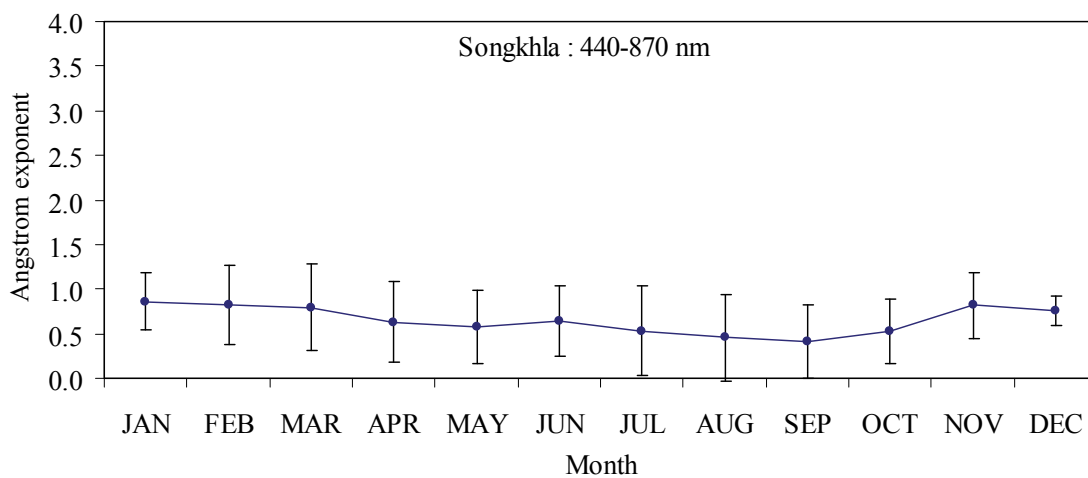
รูปที่ 6.9 การแปรค่าของตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีเชียงใหม่



รูปที่ 6.10 การแปรค่าของตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีอุบลราชธานี (ช่วงเดือนมิถุนายน – กันยายน ขาดข้อมูล)



รูปที่ 6.11 การแปรค่าของตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีนครปฐม

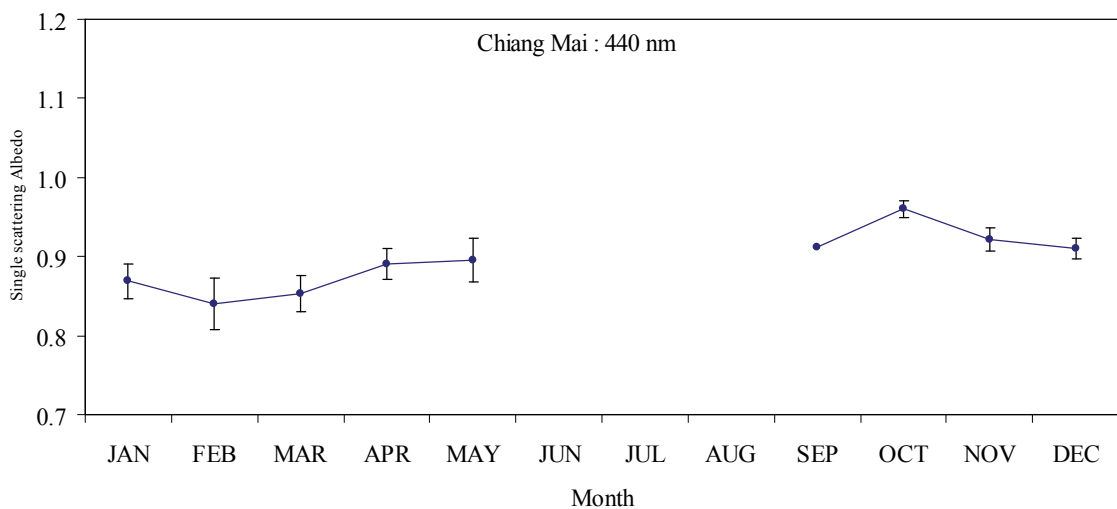


รูปที่ 6.12 การแปรค่าของตัวเลขยกกำลังของอังสตรอมเฉลี่ยต่อเดือนของสถานีสงขลา

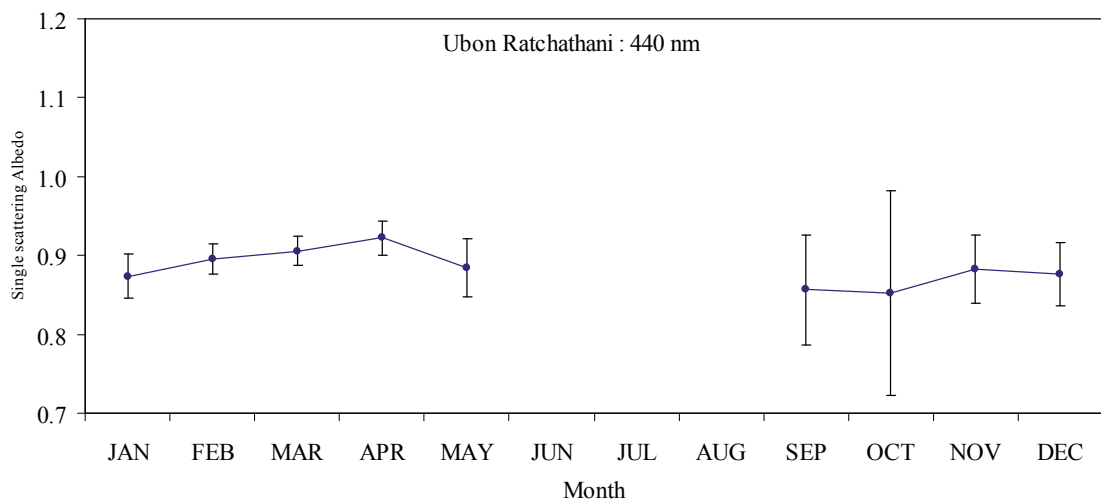
6.2.4 ค่าสัมประสิทธิ์การกระเจิงแสง (Single scattering albedo, SSA) ของละอองในบรรยากาศ

ค่า SSA เป็นตัวบ่งชี้ความสามารถในการกระเจิงรังสีดวงอาทิตย์ของละอองในบรรยากาศ ข้อมูลเฉลี่ยต่อเดือนของ SSA ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา มีการแปรค่าตามกราฟรูปที่ 6.13-6.16

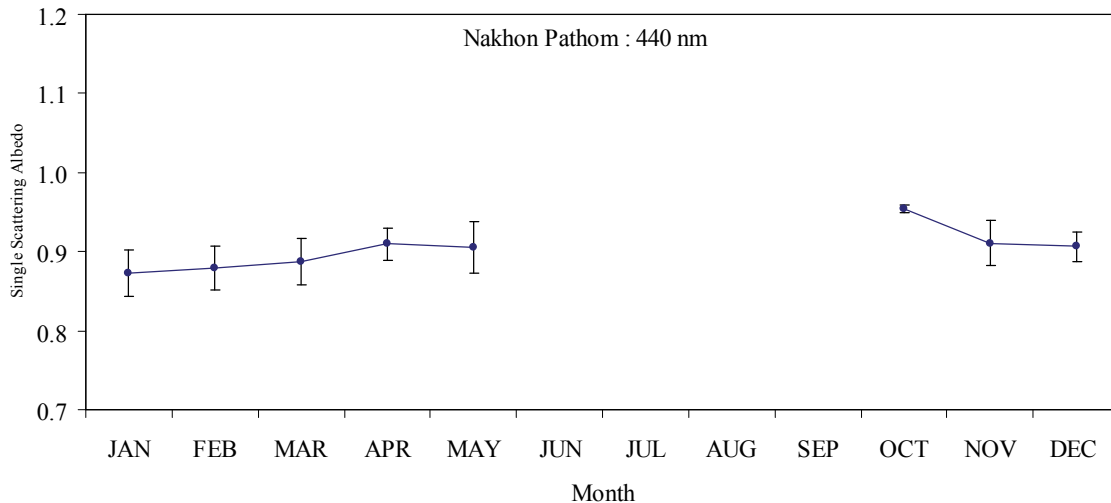
จากกราฟจะเห็นว่า SSA ของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานีและนครปฐม มีลักษณะคล้ายกัน โดยละอองในบรรยากาศส่วนใหญ่กระเจิงแสงประมาณร้อยละ 90 ทั้งนี้ เพราะส่วนใหญ่เป็นละอองในบรรยากาศที่มีแหล่งกำเนิดจากพื้นดิน (continental aerosols) และจากการเผาไหม้ของชีวมวลซึ่งมีการดูดกลืนรังสีดวงอาทิตย์บางส่วน สำหรับกรณีของสถานีสงขลา SSA มีการกระจายค่อนข้างมาก โดยบางส่วนกระเจิงแสงเกือบร้อยละ 100 ทั้งนี้เพราะเป็นละอองในบรรยากาศประเภทละอองเกลือ



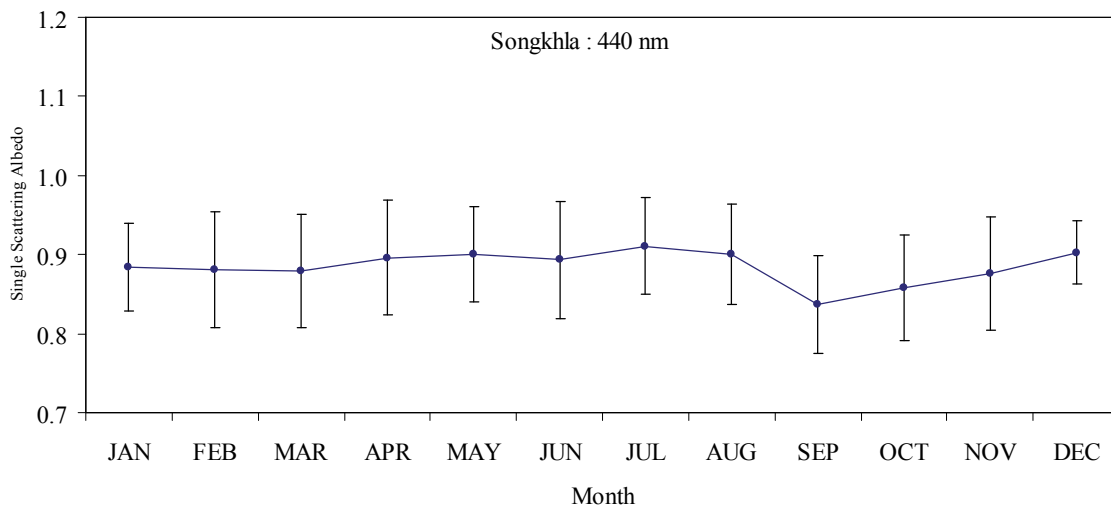
รูปที่ 6.13 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของละอองในบรรยากาศเฉลี่ยต่อเดือนที่สถานีเชียงใหม่



รูปที่ 6.14 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของละอองในบรรยากาศเฉลี่ยต่อเดือนที่สถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 6.15 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของละอองในบรรยากาศเฉลี่ยต่อเดือนที่สถานีนครปฐม



รูปที่ 6.16 การแปรค่าของสัมประสิทธิ์การกระเจิงของละอองในบรรยากาศเฉลี่ยต่อเดือนที่สถานีสงขลา

6.2.5 การแจกแจงขนาดของละอองในบรรยากาศ (aerosol particle size distribution)

โดยทั่วไปขนาดของละอองในบรรยากาศขึ้นกับชนิดของละอองในบรรยากาศและแหล่งกำเนิด กรณีการแจกแจงของละอองในบรรยากาศที่สถานีเชียงใหม่ นครปฐม และสงขลา สามารถแสดงได้ ดังรูปที่ 6.17-6.24

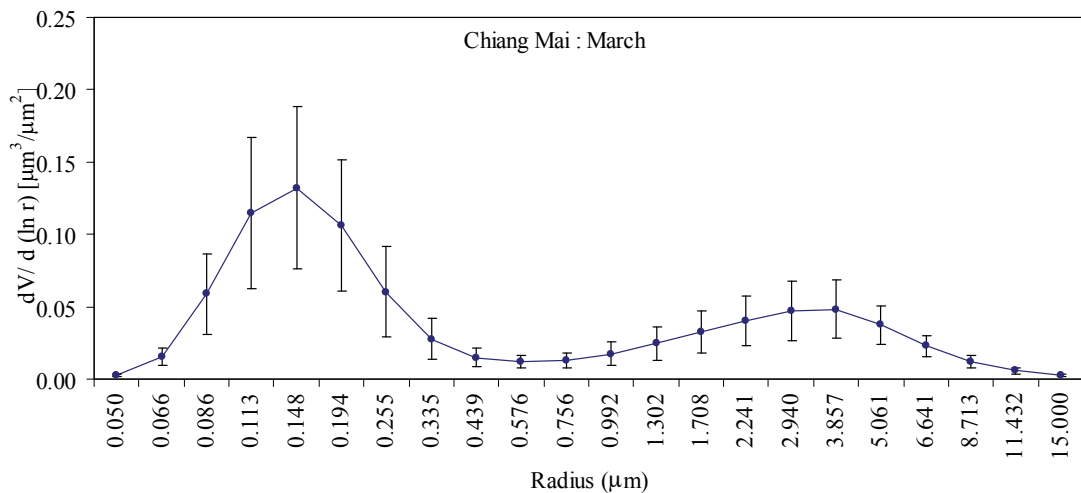
จากการทำการแจกแจงของสถานีเชียงใหม่ จะพบว่ากราฟแบ่งได้เป็น 2 peak คือ peak ด้านซ้ายมือเป็นของละอองในบรรยากาศขนาดเล็กและด้านขวามือจะเป็นของละอองในบรรยากาศขนาดใหญ่ ในช่วงเดือนมกราคมถึงเมษายน peak ของละอองในบรรยากาศขนาดเล็กสูงกว่า peak ของละอองในบรรยากาศขนาดใหญ่ ทั้งนี้เพราะช่วงเวลาดังกล่าว ละอองในบรรยากาศส่วนใหญ่เป็นควันไฟที่เกิดจากการเผาไหม้ชีวมวลซึ่งมีขนาดของอนุภาคเล็ก ส่วน peak ของละอองในบรรยากาศขนาดใหญ่เป็นละอองในบรรยากาศที่เป็น background ซึ่งเกิดจากการเผาไหม้เชื้อเพลิงฟอสซิล และละอองในบรรยากาศที่มาจากผิวดิน สำหรับในช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-กันยายน) ข้อมูลมีจำนวนน้อย เนื่องจากท้องฟ้ามีเมฆปกคลุมไม่สามารถคำนวณการแจกแจงได้ อย่างไรก็ตาม ถ้าสังเกตกราฟของเดือนกันยายนจะเห็นว่า peak ของละอองในบรรยากาศขนาดใหญ่สูงกว่าของละอองในบรรยากาศขนาดเล็ก ทั้งนี้เพราะในช่วงฤดูฝน ละอองในบรรยากาศขนาดเล็กจากการเผาไหม้ชีวมวลมีน้อย หลังจากเดือนกันยายนจนถึงเดือนธันวาคม

peak ของละอองในบรรยากาศขนาดเล็กกลับมาสูงอีกครั้งหนึ่ง ทั้งนี้เพราะเป็นช่วงฤดูแล้ง ละอองในบรรยากาศขนาดเล็กจากการเผาไหม้ชีวมวลมีมากขึ้น

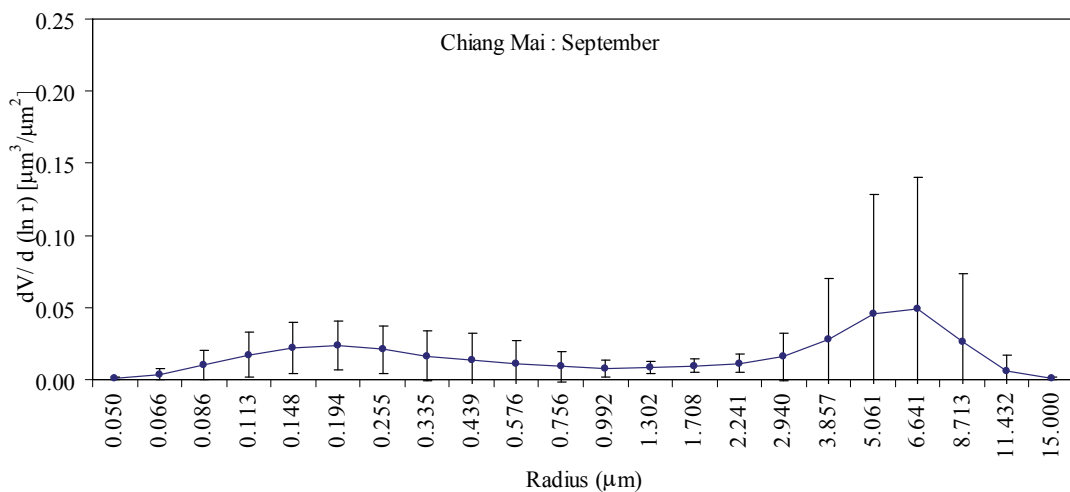
กรณีของการแจกแจงของสถานีนครปฐมจะคล้ายกับของสถานีเชียงใหม่ กล่าวคือในช่วงเดือนมกราคมถึงมีนาคม ละอองในบรรยากาศขนาดเล็กมีมากกว่าขนาดใหญ่ ส่วนในเดือนเมษายนละอองในบรรยากาศขนาดเล็กและขนาดใหญ่มีการแจกแจงคล้ายกันทั้ง 2 peak หลังจากนั้นจะเข้าสู่ฤดูฝนจนถึงเดือนกันยายน peak ของละอองในบรรยากาศขนาดใหญ่สูงกว่าของละอองในบรรยากาศขนาดเล็ก และในช่วงเดือนตุลาคมจนถึงเดือนธันวาคมซึ่งเป็นช่วงฤดูแล้งละอองในบรรยากาศขนาดเล็กมีมากขึ้นอีกครั้งหนึ่ง

สำหรับการแจกแจงของสถานีอุบลราชธานี พบว่า ในช่วงเดือนมกราคมถึงเมษายน ละอองในบรรยากาศขนาดเล็กมีมากกว่าขนาดใหญ่ ส่วนในเดือนพฤษภาคมการแจกแจงของละอองในบรรยากาศทั้งสองขนาดมีลักษณะคล้ายกันทั้ง 2 peak หลังจากนั้นเมื่อเข้าสู่ฤดูฝนจนถึงเดือนตุลาคม ละอองในบรรยากาศขนาดใหญ่มากกว่าขนาดเล็ก และในเดือนพฤศจิกายนถึงธันวาคมละอองในบรรยากาศมากขึ้นอีกครั้งหนึ่ง

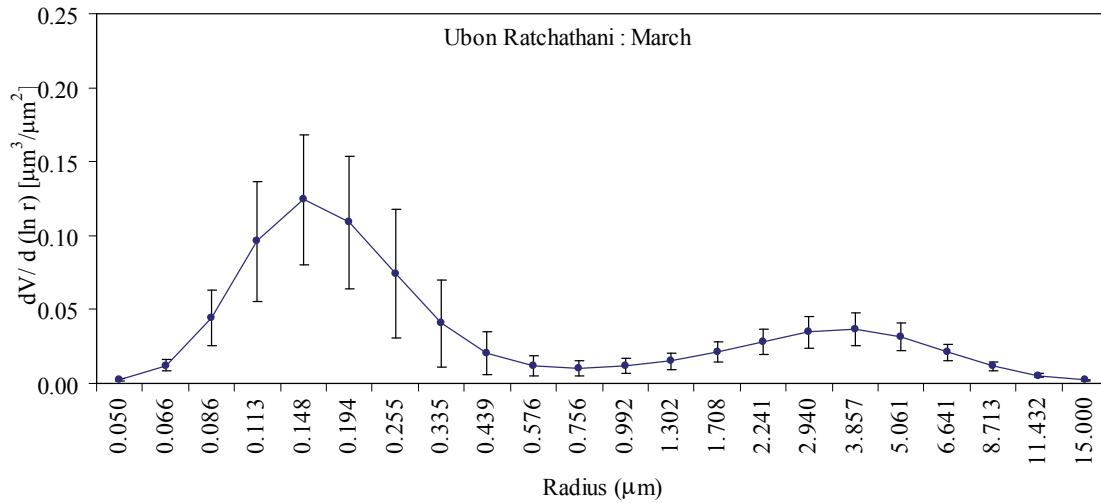
ในด้านของการแจกแจงของละอองในบรรยากาศที่สถานีสงขลา peak ของละอองในบรรยากาศขนาดใหญ่สูงกว่าของขนาดเล็กตลอดทั้งปี ทั้งนี้เพราะละอองในบรรยากาศในบริเวณดังกล่าวเป็นละอองเกลือจากน้ำทะเลเป็นหลัก ซึ่งโดยทั่วไปมีขนาดใหญ่กว่าละอองในบรรยากาศจากการเผาไหม้ชีวมวล



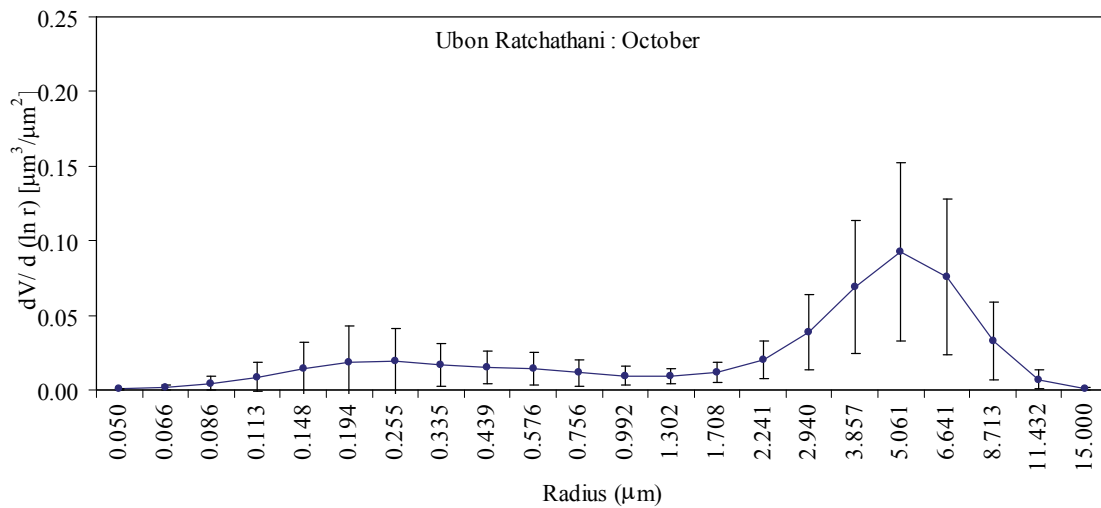
รูปที่ 6.17 การแจกแจงของขนาดของละอองในบรรยากาศ ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีเชียงใหม่ในช่วงฤดูแล้ง



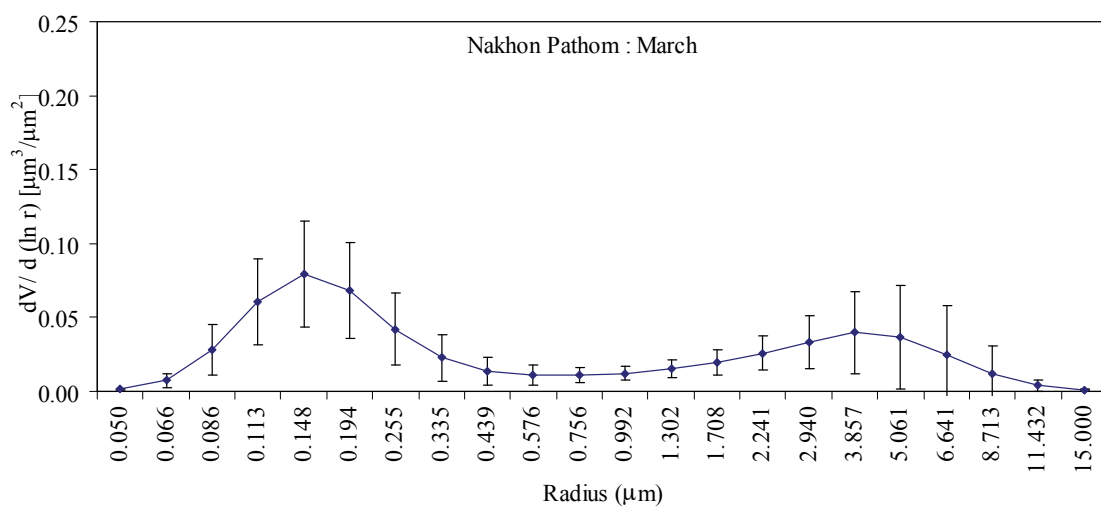
รูปที่ 6.18 การแจกแจงของขนาดของละอองในบรรยากาศ ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีเชียงใหม่ในช่วงฤดูฝน



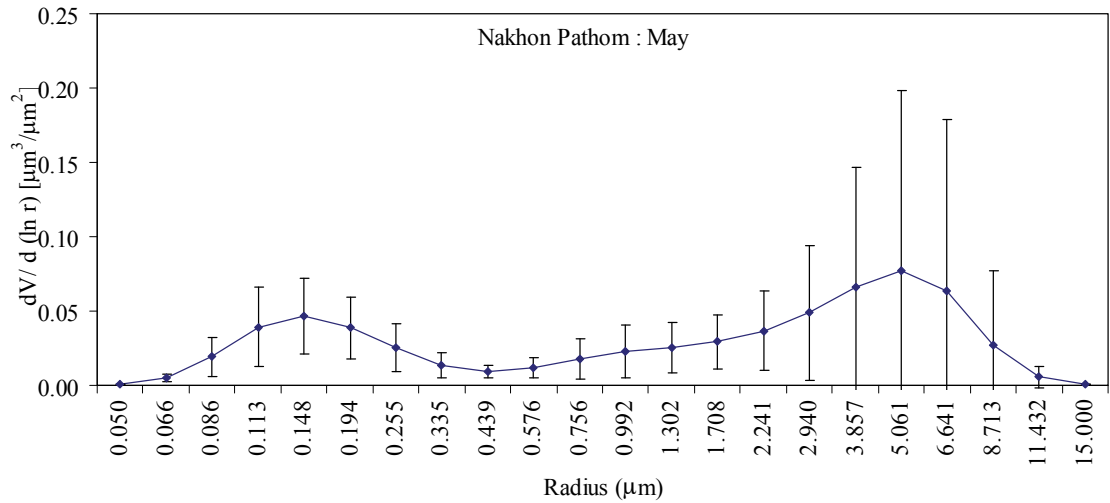
รูปที่ 6.19 การแจกแจงของขนาดของละอองในบรรยากาศ ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีอุบลราชธานีในช่วงฤดูแล้ง



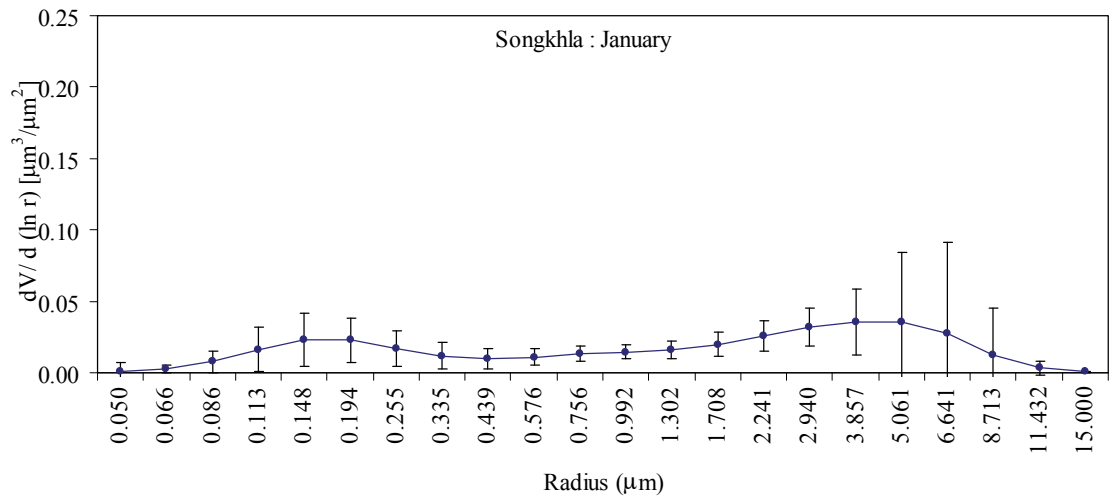
รูปที่ 6.20 การแจกแจงของขนาดของละอองในบรรยากาศ ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีอุบลราชธานีในช่วงฤดูฝน



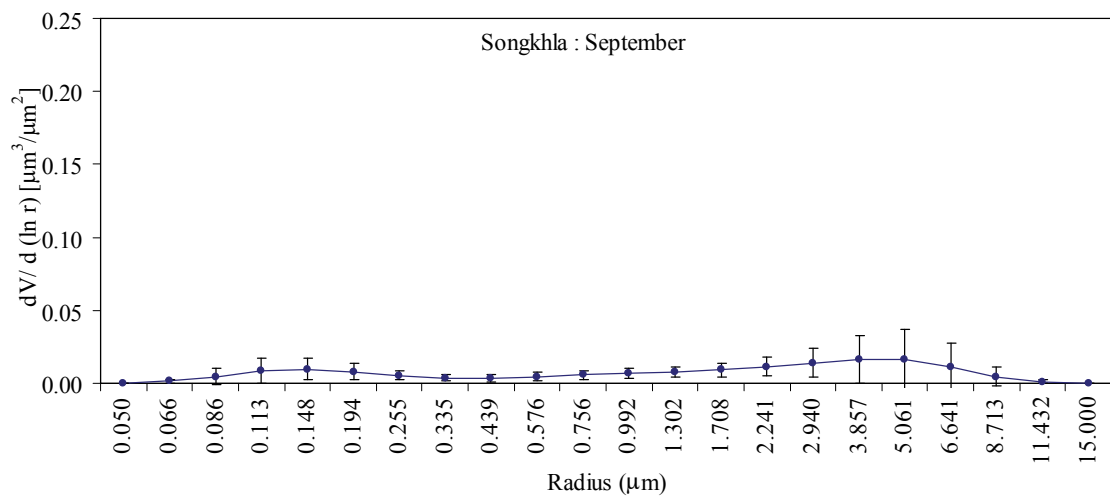
รูปที่ 6.21 การแจกแจงของขนาดของละอองในบรรยากาศ ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีนครปฐมในช่วงฤดูแล้ง



รูปที่ 6.22 การแจกแจงของขนาดของละอองในบรรยากาศ ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีนครปฐมในช่วงฤดูฝน



รูปที่ 6.23 การแจกแจงของขนาดของละอองในบรรยากาศ ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีสงขลาในช่วงฤดูแล้ง



รูปที่ 6.24 การแจกแจงของขนาดของละอองในบรรยากาศ ($dV/d \ln(r)$) ของสถานีสงขลาในช่วงฤดูฝน

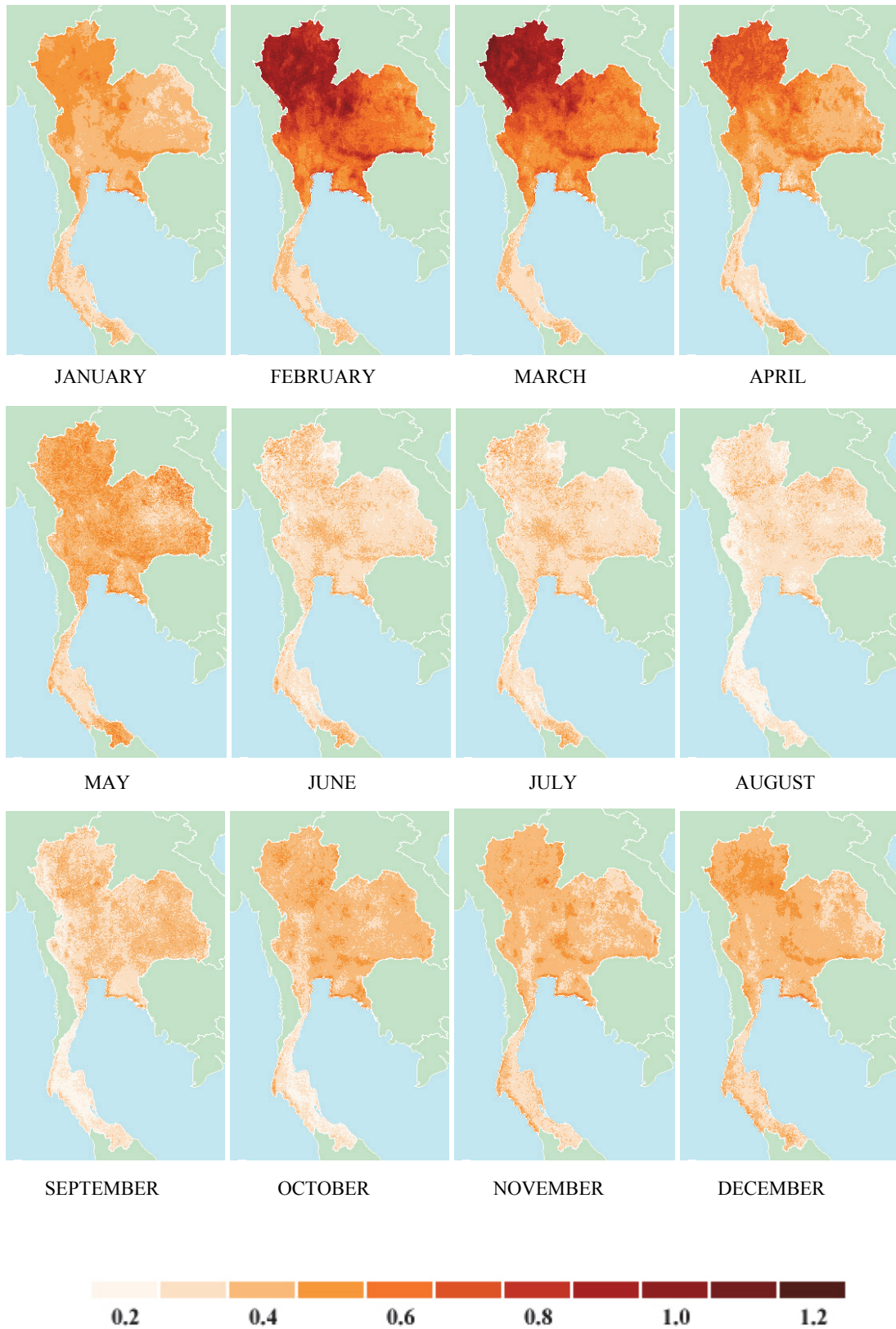
6.3 การกระจายตามพื้นที่ของความลึกเชิงแสงของละอองในบรรยากาศ (AOD) จากภาพถ่ายดาวเทียม

เนื่องจากค่า AOD ที่ได้จากการวัดสามารถทำได้เฉพาะจุดและมีข้อมูลค่อนข้างสั้น ดังนั้น เสริม จันทร์ฉายและคณะ (2553) จึงได้พัฒนากระบวนการหาค่า AOD ที่ 500 นาโนเมตร จากภาพถ่ายดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาแบบอยู่กับที่เมื่อเทียบกับพื้นผิวโลก (geostationary satellite) เป็นดาวเทียมที่บันทึกข้อมูลต่อเนื่องกัน 4 ดวง ตามรายละเอียดในตารางที่ 1

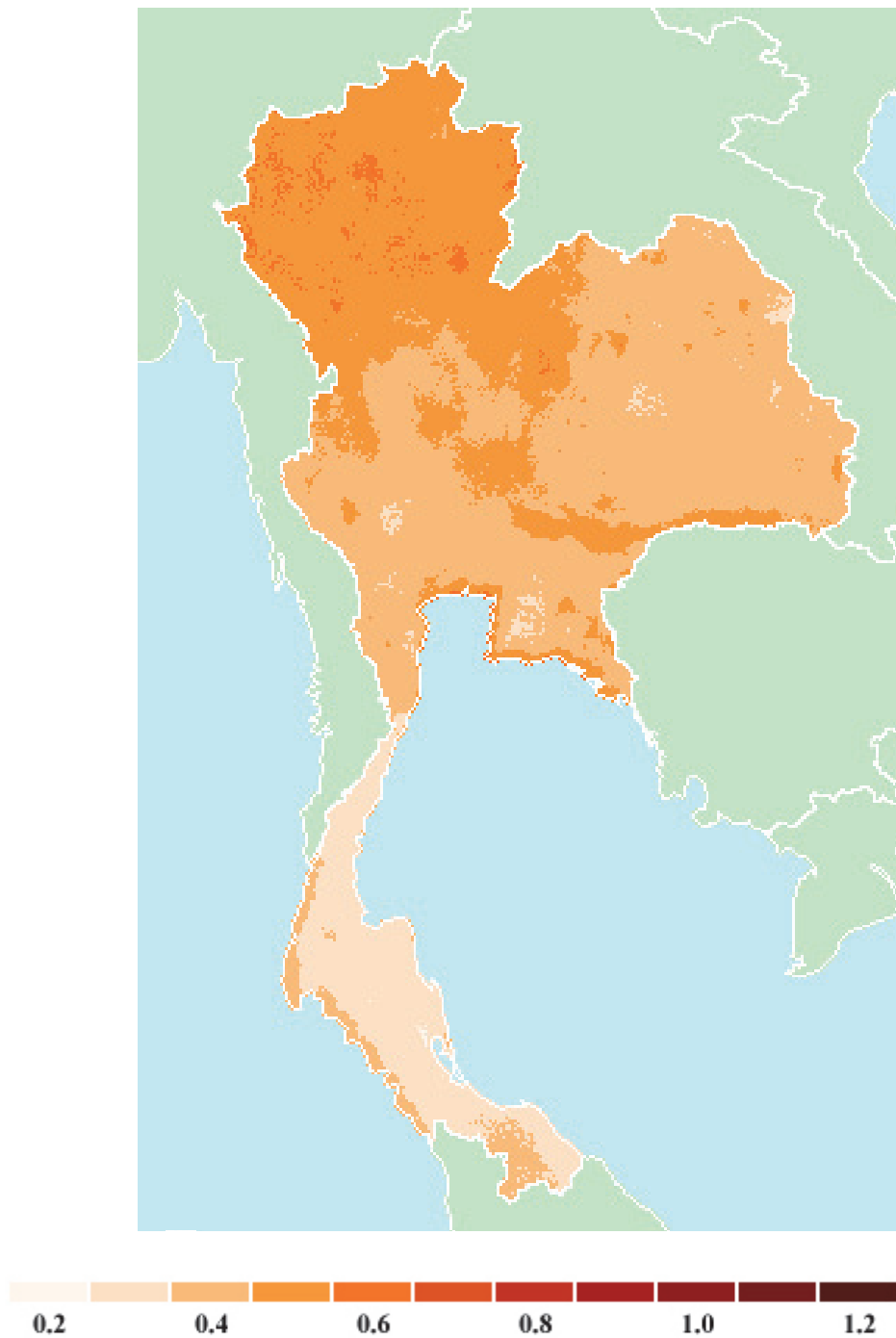
ตารางที่ 6.1 ระยะเวลาของข้อมูลดาวเทียมที่ใช้หา AOD

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

จากนั้นนำผลที่ได้มาแสดงในรูปแบบแผนที่ ทำให้เห็นการกระจายของละอองในบรรยากาศในภาคต่างๆ ของประเทศไทยและการเปลี่ยนแปลงในรอบ 20 ปี ที่ผ่านมา (ค.ศ.1999-2009) สำหรับกรณีแผนที่ค่าเฉลี่ยของ AOD ซึ่งเฉลี่ยจากข้อมูล 20 ปี แสดงไว้ในรูปที่ 6.25-6.26



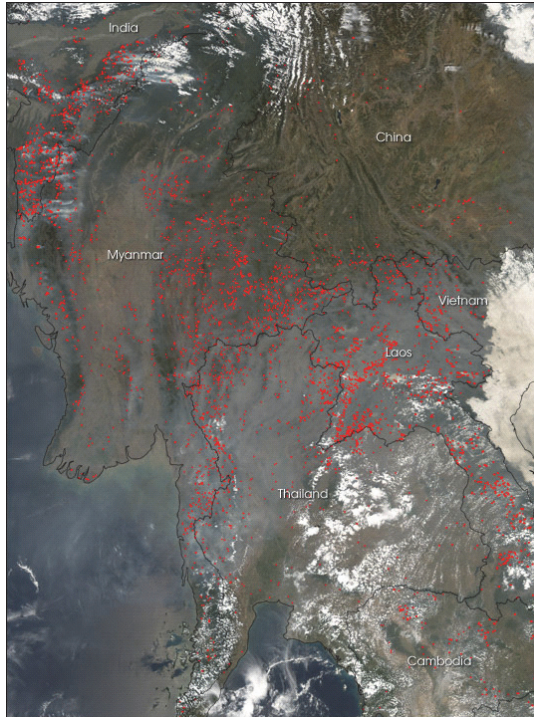
รูปที่ 6.25 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยระยะยาว (พ.ศ.2533-2552) ของเดือนต่างๆ



รูปที่ 6.26 แผนที่แสดงค่า AOD เฉลี่ยระยะยาวตลอดปี (พ.ศ. 2533-2552)

จากแผนที่ AOD รายเดือนตั้งแต่ ปี พ.ศ.2533 ถึง 2552 พบการกระจายของค่า AOD ทั่วประเทศของแต่ละเดือน และการเปลี่ยนแปลงจากต้นปีถึงปลายปี นอกจากนั้น ยังสังเกตพบการเปลี่ยนจากปีหนึ่งไปยังอีกปีหนึ่งตลอดช่วงเวลา 20 ปี โดยแต่ละปี ส่วนใหญ่ AOD เพิ่มขึ้นจากเดือนมกราคมไปจนถึงค่าสูงสุดในเดือนใดเดือนหนึ่ง ระหว่างกุมภาพันธ์จนถึงมีนาคม และ AOD ในภาคเหนือมากกว่าภาคอื่นๆ ทั้งนี้เพราะในภาคเหนือมีการเผาไหม้ชีวมวลค่อนข้างมาก นอกจากนี้ ยังมีละอองในบรรยากาศจากการเผาชีวมวลที่มาจากประเทศเพื่อนบ้าน เช่น พม่า และลาว ด้วย โดยการเผาชีวมวลในแต่ละปีมีมากน้อยแตกต่างกันทำให้ AOD สูงสุดเปลี่ยนแปลงไปในแต่ละปี โดยทั่วไป

การเผาชีวมวลลดลงในเดือนเมษายนและตลอดช่วงฤดูฝน (พฤษภาคม-กันยายน) โดยในช่วงฤดูฝน AOD ลดลง นอกจากกิจกรรมการเผาชีวมวลน้อยลงแล้ว ฝนยังช่วยชะล้างชีวมวลในบรรยากาศด้วย จึงทำให้ AOD มีค่าต่ำ สำหรับในภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลาง กิจกรรมการเผาชีวมวลน้อยกว่าในภาคเหนือ อีกทั้งพื้นที่ในภาคดังกล่าวได้รับอิทธิพลจากละอองในบรรยากาศของการเผาไหม้ชีวมวลในประเทศเพื่อนบ้านมีน้อยกว่าภาคเหนือ ลักษณะดังกล่าวยืนยันได้จากปริมาณจุดที่มีการเผาไหม้ซึ่งสังเกตการณ์จากดาวเทียม (รูปที่ 6.27)

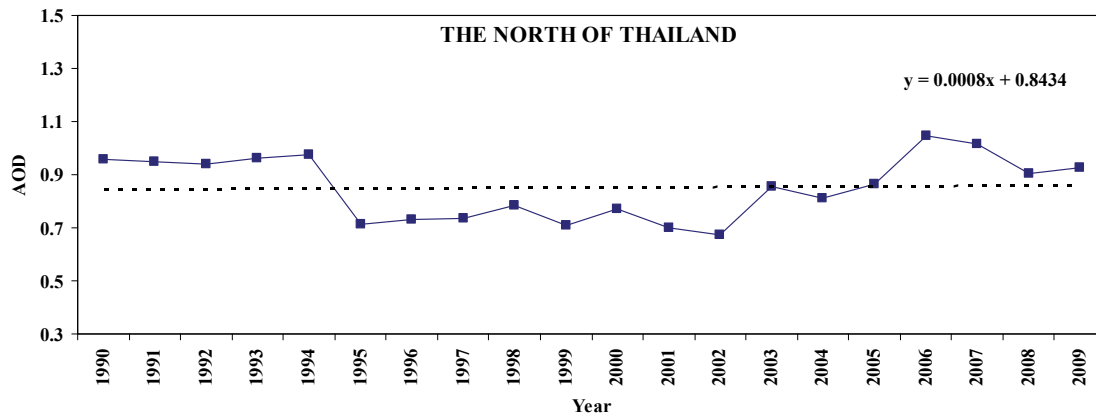


รูปที่ 6.27 ภาพถ่ายดาวเทียม MODIS แสดงจุดที่มีการเผาไหม้ในช่วงเกิดเหตุการณ์ควันไฟปกคลุม เชียงใหม่ เมื่อวันที่ 17 มีนาคม พ.ศ.2550

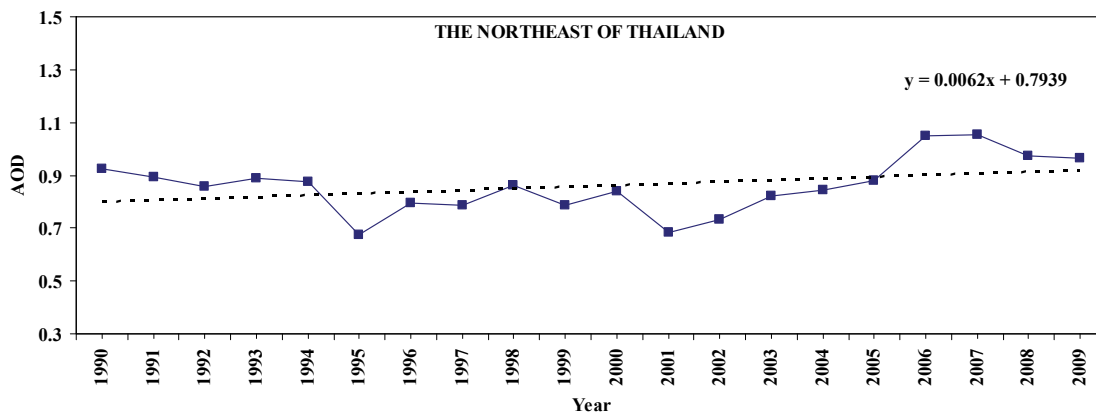
6.4 การวิเคราะห์เบื้องต้นผลของละอองในบรรยากาศต่อภูมิอากาศในประเทศไทย

โดยทั่วไปละอองในบรรยากาศมีผลทางตรงและผลทางอ้อม โดยผลทางตรงส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก สำหรับผลทางอ้อม ทำให้ปริมาณของแกนกลางในการกลั่นตัวไอน้ำกลายเป็นเมฆเปลี่ยนแปลงซึ่งจะส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝน (Rosenfeld et al., 2008)

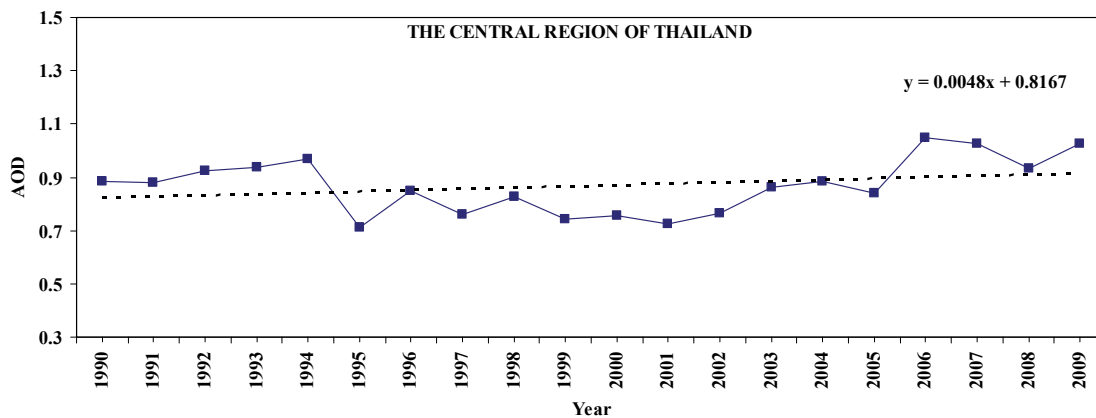
เสริม จันทรันายและคณะ (2553) ศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของละอองในบรรยากาศในประเทศไทยย้อนหลัง 20 ปี โดยใช้ข้อมูล AOD ที่คำนวณจากข้อมูลดาวเทียมโดยนำค่า AOD ครอบคลุมพื้นที่ในภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลางและภาคใต้ มาเขียนกราฟกับเวลาในรอบปี ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 6.28-6.31



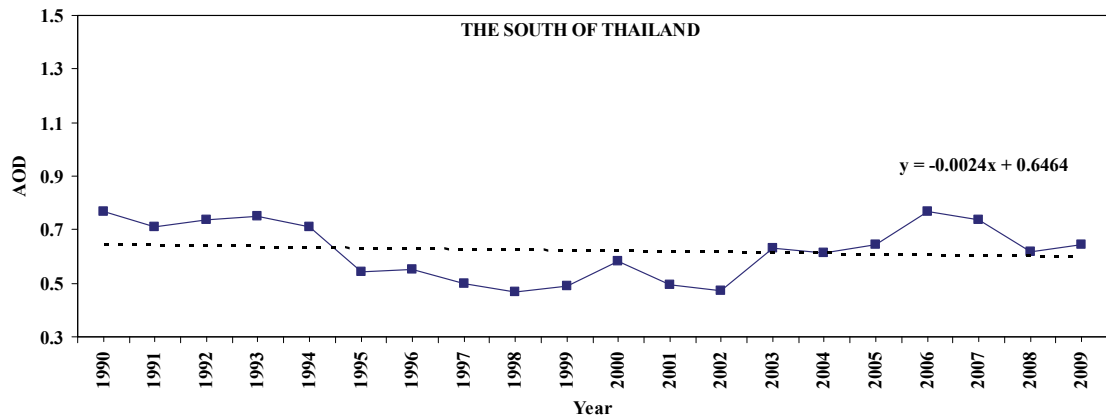
รูปที่ 6.28 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของค่าความลึกเชิงแสง (AOD) ในภาคเหนือ



รูปที่ 6.29 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของค่าความลึกเชิงแสง (AOD) ในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ



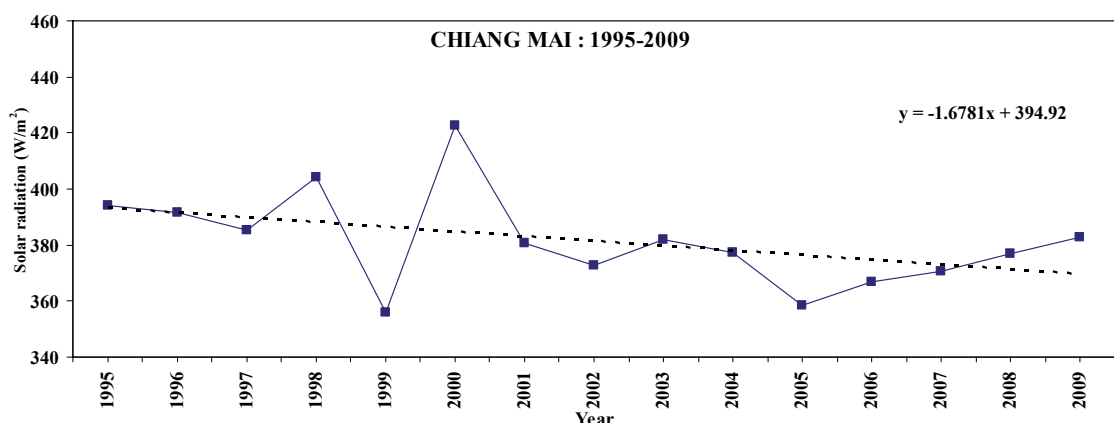
รูปที่ 6.30 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของค่าความลึกเชิงแสง (AOD) ในภาคกลาง



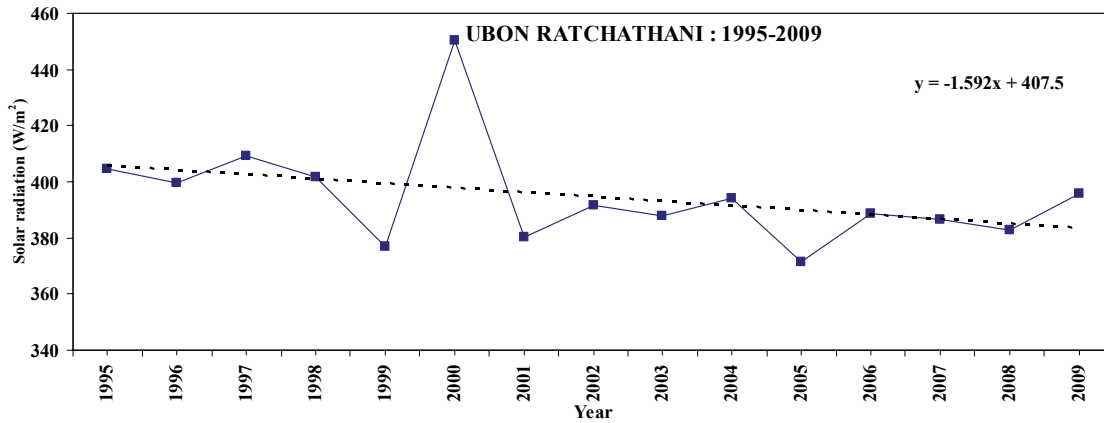
รูปที่ 6.31 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของค่าความลึกเชิงแสง (AOD) ในภาคใต้

จากกราฟจะเห็นว่า AOD ในบริเวณภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลาง ถึงแม้จะมีการเปลี่ยนแปลงขึ้นลงจากปีหนึ่งไปสู่อีกปีหนึ่ง แต่ก็แสดงให้เห็นแนวโน้มการเพิ่มขึ้นในช่วงเวลา 20 ปี โดยมีอัตราการเพิ่มขึ้นของ AOD สำหรับภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลาง เท่ากับ 0.0008, 0.0062 และ 0.0048 ต่อปี ตามลำดับ ที่เป็นเช่นนี้ อาจเป็นเพราะการเผาไหม้ชีวมวลทั้งในประเทศและประเทศข้างเคียงมีเพิ่มขึ้น นอกจากนี้ ยังมีละอองในบรรยากาศเพิ่มขึ้นจากการขยายตัวของกิจกรรมทางเศรษฐกิจที่ก่อให้เกิดละอองในบรรยากาศมากขึ้น เช่น โรงงานอุตสาหกรรม การขนส่งคมนาคม และการขยายตัวของชุมชนเมือง เป็นต้น สำหรับในกรณีของภาคใต้ละอองในบรรยากาศ ส่วนใหญ่เป็นละอองเกลือที่พัดพามาจากทะเลจึงไม่มีแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจน

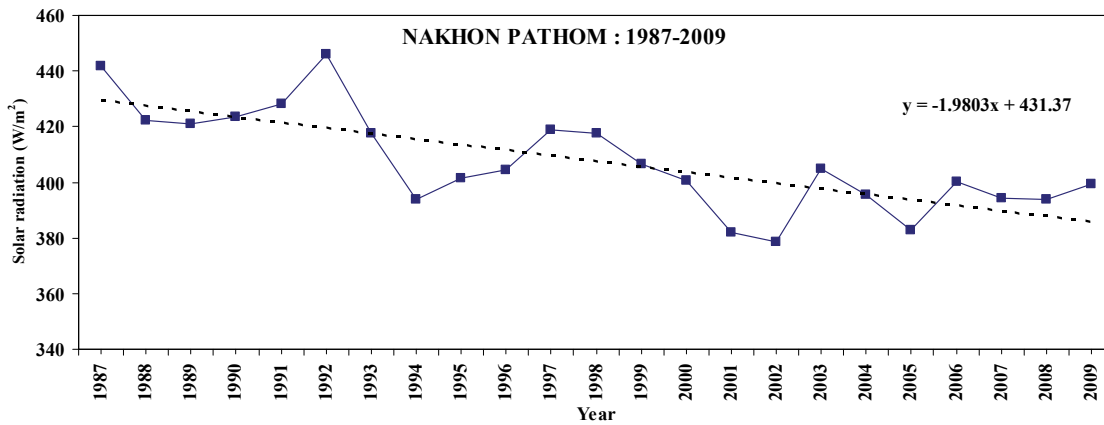
เนื่องจากละอองในบรรยากาศมีผลโดยตรงต่อความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก เสริม จันทรินัย และคณะ (2553) ได้คำนวณค่าเฉลี่ยรายปีของความเข้มรังสีดวงอาทิตย์จากสถานีวัดที่ตั้งอยู่ในแต่ละภาค ได้แก่ สถานีเชียงใหม่ในภาคเหนือ สถานีอุบลราชธานีในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ สถานีนครปฐมในภาคกลาง และสถานีสงขลาในภาคใต้ โดยมีข้อมูลของสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี และสงขลา มีระยะเวลา 15 ปี (พ.ศ. 2538-2552) และสถานีนครปฐมมีข้อมูล 23 ปี ผลที่ได้แสดงไว้ในรูปที่ 6.32-6.35



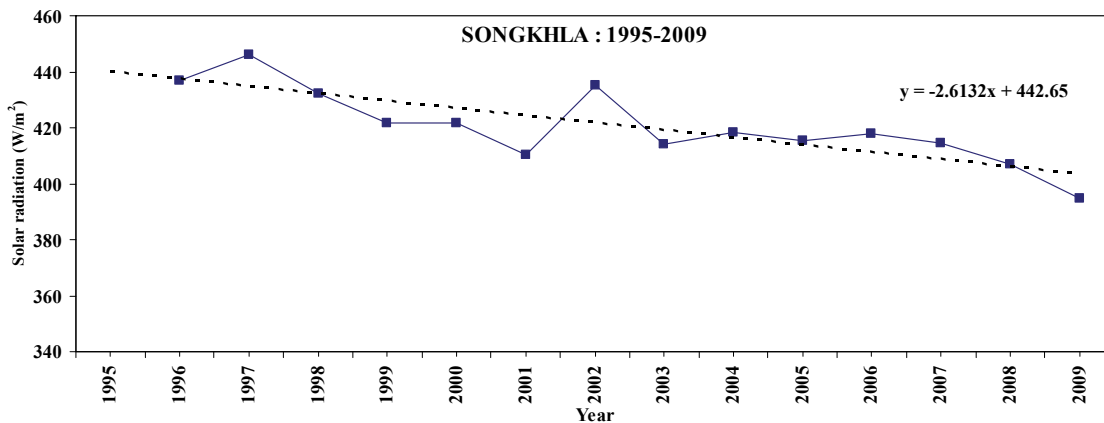
รูปที่ 6.32 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความเข้มรังสีรวมเฉลี่ยต่อปีที่สถานีเชียงใหม่



รูปที่ 6.33 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความเข้มรังสีรวมเฉลี่ยต่อปีที่สถานีอุบลราชธานี



รูปที่ 6.34 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความเข้มรังสีรวมเฉลี่ยต่อปีที่สถานีนครปฐม

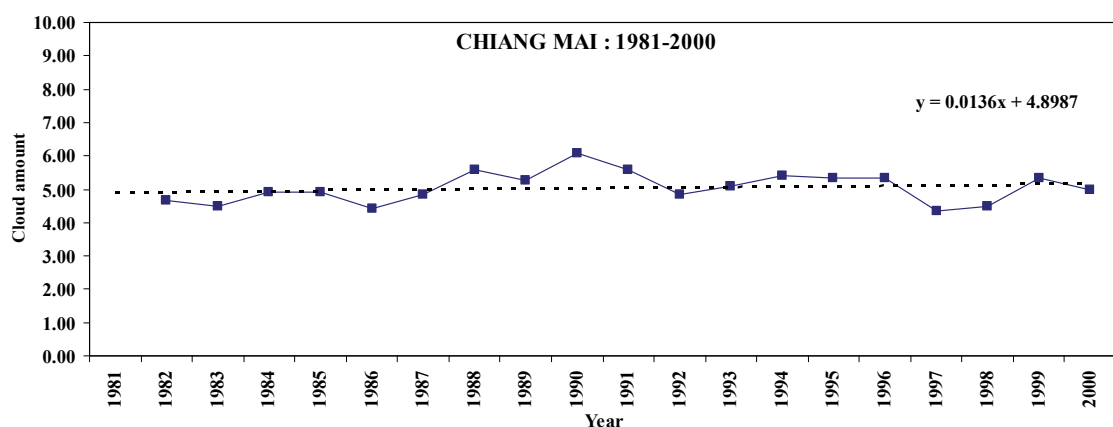


รูปที่ 6.35 แนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของความเข้มรังสีรวมเฉลี่ยต่อปีที่สถานีสงขลา

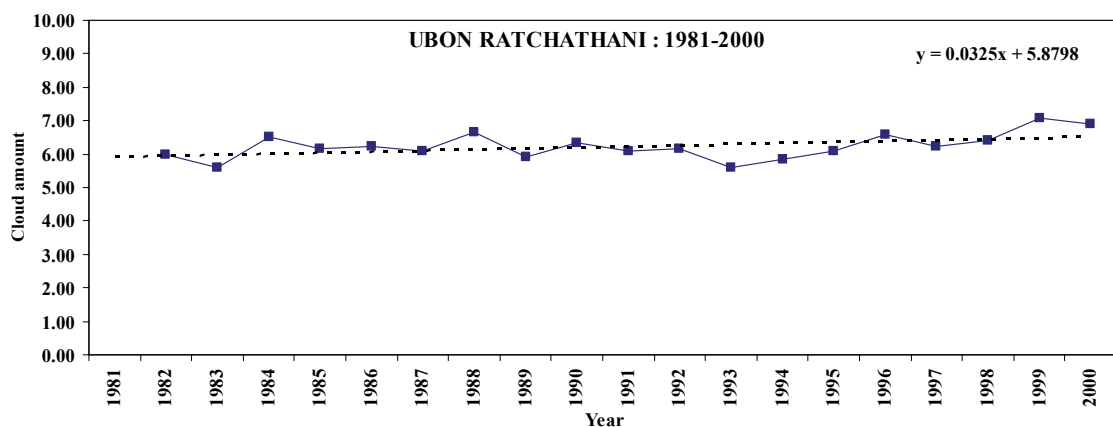
จากกราฟจะเห็นว่า ความเข้มข้นรังสีดวงอาทิตย์เฉลี่ยรายปีมีแนวโน้มลดลงทุกสถานี โดยสถานีเชียงใหม่ อุบลราชธานี นครปฐม และสงขลา มีอัตราการลดลงเท่ากับ -1.68 , -1.59 , -1.98 และ $-2.61 \text{ W.m}^{-2}/\text{yr}$ ตามลำดับ กรณีของ 3 สถานีแรก การลดลงสอดคล้องกับการเพิ่มขึ้นของ AOD แต่กรณีของสถานีสงขลา ถึงแม้ว่าไม่เห็นแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของ AOD แต่รังสีดวงอาทิตย์แสดงแนวโน้มของการลดลงเล็กน้อย ทั้งนี้อาจเป็นเพราะค่า AOD ที่ได้จากภาพถ่ายดาวเทียมยังไม่ละเอียดเพียงพอที่จะเห็นแนวโน้มของการลดลงของ AOD แนวโน้มการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ดังกล่าว อาจเป็นผลทางตรงจากการเพิ่มขึ้นของละอองในบรรยากาศในช่วง 20 ปี ที่ผ่านมา

6.5 เมฆ

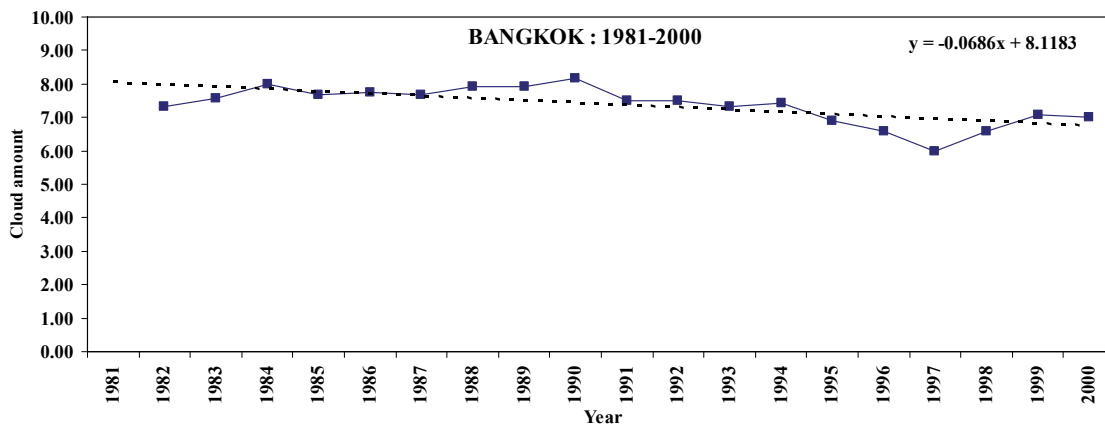
เมฆเป็นแหล่งกำเนิดของฝน จึงเป็นตัวบ่งชี้ที่สำคัญของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เนื่องจากยังไม่มี การศึกษาด้านการเปลี่ยนแปลงของเมฆในประเทศไทยมาก่อน ดังนั้น ผู้เขียนจึงได้ทำการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลง ปริมาณเมฆจากข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยาที่จังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานี กรุงเทพฯ และสงขลา เป็นระยะเวลา 20 ปี (พ.ศ.2524-2543) ผลที่ได้แสดงดังกราฟในรูปที่ 6.36-6.39 จากกราฟ พบว่า ปริมาณเมฆไม่มีแนวโน้มการ เปลี่ยนแปลงที่ชัดเจน



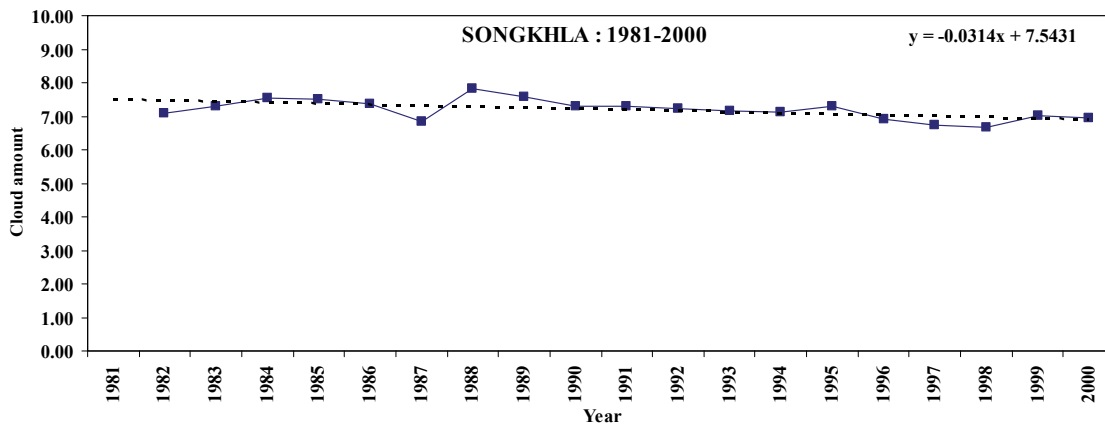
รูปที่ 6.36 ปริมาณเมฆเฉลี่ยรายปีของสถานีเชียงใหม่ ในระหว่างปี ค.ศ.1981-2000



รูปที่ 6.37 ปริมาณเมฆเฉลี่ยรายปีของสถานีอุบลราชธานี ในระหว่างปี พ.ศ.2524-2543



รูปที่ 6.38 ปริมาณเมฆเฉลี่ยรายปีของสถานีกรุงเทพฯ ในระหว่างปี ค.ศ.1981-2000



รูปที่ 6.39 ปริมาณเมฆเฉลี่ยรายปีของสถานีสงขลา ในระหว่างปี พ.ศ.2524-2543

6.6 สรุป

ละอองในบรรยากาศ เป็นตัวแปรที่สำคัญต่อการศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศ จากผลการวัดสเปกตรัมรังสีดวงอาทิตย์ด้วย sunphotometer ในภูมิภาคหลัก 4 แห่ง แล้วนำมาวิเคราะห์คุณสมบัติเชิงแสงของละอองในบรรยากาศ พบว่า ละอองในบรรยากาศในประเทศไทยมีการแปรค่าตามฤดูกาลอย่างชัดเจน โดยได้รับอิทธิพลที่สำคัญมาจากฝนซึ่งเป็นไปตามลมมรสุม และการเผาไหม้ชีวมวลในประเทศไทยและประเทศเพื่อนบ้าน นอกจากนี้ ยังมีการศึกษาความลึกเชิงแสงของละอองในบรรยากาศจากภาพถ่ายดาวเทียมในช่วง 20 ปีที่ผ่านมา ผลที่ได้แสดงให้เห็นถึงแนวโน้มที่เพิ่มขึ้นของละอองในบรรยากาศในพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศ การเพิ่มดังกล่าวสอดคล้องกับการลดลงของรังสีดวงอาทิตย์ ซึ่งอาจเป็นผลโดยตรงมาจากละอองในบรรยากาศ โดยข้อสรุปที่ชัดเจนของผลของละอองในบรรยากาศต่อสภาพภูมิอากาศ จะต้องทำการคำนวณโดยใช้แบบจำลองภูมิอากาศ สำหรับกรณีปริมาณเมฆพบว่า ยังไม่เห็นแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงที่ชัดเจน

เอกสารอ้างอิง

- ขจรศักดิ์ โสภากาจารย์ และเพชร เฟื่องชัย 2550. โครงการการสำรวจปริมาณฝุ่นในอากาศภายในจังหวัดเชียงใหม่และลำพูน. สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- พงศ์เทพ วิวรรณเดชะ และคณะ 2550. โครงการระดับรายวันของฝุ่นในอากาศและผลกระทบต่อสุขภาพในผู้ป่วยที่เป็นโรคหอบหืดจังหวัดเชียงใหม่และลำพูน. สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- เสริม จันทน์ฉาย, ตรีนุช จันทราช และอิสระ มะศิริ 2550. การศึกษาผลของฝุ่นละอองในบรรยากาศต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศของประเทศไทย. สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.
- อุบลวรรณ ไชโย และสาวิตรี การ์เวทย์ 2550. การปลดปล่อย Carbonaceous Aerosols จากไฟป่าเต็งรังและป่าเบญจพรรณในประเทศไทย.
- Chylek, P., Dubey, M.K., Lohmann, U., Ramanathan, V., Kaufman, Y.J., Lesins, G., Hudson, J., Altmann, G. and Olsen, S. 2006. Aerosol indirect effect over the Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, 33, L06806, doi:10.1029/2005GL025397.
- Hansen, J., Sato, M. and Ruedy, R. 1997. Radiative forcing and climate response. *Journal of Geophysical Research*, 102: 6831-6864.
- IPCC, Climate change 2007. Assessment report of the Intergovernment Panel on Climate Change. IPCC. Switzerland.
- Janjai, S., Suntaropas, S., Nunez, M. 2008. Investigation of aerosol optical properties in Bangkok and suburbs. *Theoretical and Applied Climatology*. in press.
- Kaufman, Y.J., Tanre', D. and Boucher, O. 2002. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, 419: 215-223.
- Ramanathan, V. and Ramana, M. V. Persistent. 2005. Widespread and strongly absorbing haze over the Himalayan foothills and the Indo-Ganges Plains. *Pure and Applied Geophysics*, 162: 1609-1626.
- Resenfeld, D., Lohmann, U., Raga, G.B., O'Dowd, C.D., Kulmala, M., Fuzzi, S., Reissell, A. and Andreae, M.O. 2008. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation?. *Science*, 321: 1309 1313.
- Yu, H., Kaufman, Y.J., Chin, M., Feingold, G., Remer, L.A., Anderson, T.L., Balkanski, Y., Bellouin, N., Boucher, O., Chrispher, S. DeCola, P., Kahn, R., Koch, D., Loeb, N., Reddy, M.S. Schulz, M., Takemura, T., and Zhou, M. 2005. A review of measurement-based assessment of aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 5: 7647-7768.

7

ภาพจำลองภูมิอากาศโลกและภูมิอากาศอนาคต

ผศ.ดร.จิรสรณ์ สันตีสิริสมบูรณ์
รศ.ดร.เจียมใจ เครือสุวรรณ

วิธีอ้างอิง

จิรสรณ์ สันตีสิริสมบูรณ์ และเจียมใจ เครือสุวรรณ, 2554: ภาพจำลองภูมิอากาศโลกและภูมิอากาศอนาคต. ใน: รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1: องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย [อัศมน ลิ้มสกุล, อำนาจ ชิตโรสง และกัณฑ์รีย์ บุญประกอบ (บรรณาธิการ)]

ภาพจำลองภูมิอากาศโลกและภูมิอากาศอนาคต

ประเด็นสำคัญ	157
7.1 สถานภาพในปัจจุบันของแบบจำลองภูมิอากาศโลก	161
7.2 วิธีการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก	163
7.3 การศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทย	167
เอกสารอ้างอิง	182

ประเด็นสำคัญ (Key Finding) :

การสร้างเหตุการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต (climate change scenario) เมื่อบรรยากาศโลกมีปริมาณก๊าซเรือนกระจกเพิ่มขึ้น เป็นข้อมูลที่มีความจำเป็นอันดับแรกในการศึกษาวิจัยเพื่อเตรียมการรับมือกับผลกระทบ และการศึกษาวิเคราะห์หาแนวทางในการปรับตัว เพื่อบรรเทาความเสียหายที่จะเกิดขึ้น ภาพเหตุการณ์ภูมิอากาศในอนาคตสร้างขึ้นจากแบบจำลองการหมุนเวียนทั่วไปในบรรยากาศ-มหาสมุทร (Atmosphere-Ocean General Circulation Models, AOGCMs) และเรียกกันโดยทั่วไปว่า แบบจำลองการหมุนเวียนทั่วไปหรือแบบจำลองภูมิอากาศโลก (General Circulation Model, GCM หรือ Global Climate Model) AOGCMs เป็นแบบจำลองซึ่งใช้ในการประมาณการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ และจากการทำงานของมนุษย์ มีพื้นที่แสดงผลขนาดใหญ่ประมาณ 1.4° ละติจูด $\times$ 1.4° ลองจิจูด ขึ้นไปไม่เหมาะสมในการนำมาใช้ศึกษาผลกระทบในระดับท้องถิ่นหรือประเทศซึ่งต้องใช้ข้อมูลเชิงพื้นที่ขนาดเล็กกว่า 50×50 กิโลเมตร เทคนิคการจำลองข้อมูลระดับภูมิภาคจาก AOGCMs คือ การปรับภูมิภาค (regionalization) แบ่งออกได้ 2 จำพวกหลัก ได้แก่ การย่อส่วน/ลดขนาดด้วยวิธีพลวัต (dynamical downscaling) และการย่อส่วน/ลดขนาดด้วยวิธีสถิติ (statistical downscaling)

การศึกษาวิจัยด้านการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในพื้นที่ประเทศไทยที่ผ่านมาเป็นการศึกษาในเบื้องต้น และควรมีการศึกษาอย่างต่อเนื่องทั้งนี้ เพื่อให้ได้ภาพจำลองซึ่งสัมพันธ์และใกล้เคียงกับสภาพความเป็นจริง การศึกษาในช่วงเริ่มต้นจนกระทั่งปัจจุบันแบ่งออกได้ 3 ระยะ ดังนี้

1) การสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในระยะแรก เป็นการศึกษาแนวโน้มของภูมิอากาศที่คาดว่าจะเกิดขึ้นในอนาคตเมื่อความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศเพิ่มขึ้นเป็น 2 เท่าของปีฐาน หรือ พ.ศ. 2533 ผลการจำลองแสดงให้เห็นแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ย และปริมาณน้ำฝนในอนาคต

2) การศึกษาในระยะต่อมาเป็นการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในรูปแบบข้อมูลรายวันเมื่อความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศมีค่าเท่ากับ 360, 540 และ 720 ส่วนในล้านส่วนเพื่อใช้สำหรับการศึกษาผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อแหล่งน้ำ และผลผลิตข้าวหน้าน้ำฝน

3) การศึกษาในระยะล่าสุดเป็นการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยเมื่อความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศมีค่าตามการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคม การเติบโตของประชากรและเทคโนโลยีในอนาคต (Special Report on Emission Scenarios, SRES) SRES ในรูปแบบข้อมูลรายวันครอบคลุมช่วงเวลาในอนาคตมากกว่า 20 ปี เพื่อวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทยในอนาคต และเพื่อให้ได้ข้อมูลภูมิอากาศในอนาคตสำหรับการศึกษาด้านผลกระทบ การปรับตัวและความอ่อนไหวต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลก การประเมินแนวโน้มภาพรวมภูมิอากาศอนาคตจากผลการศึกษาทุกโครงการมีความแตกต่างกัน สรุปได้ดังนี้

➤ การสร้างภาพจำลองภูมิอากาศอนาคตระดับภูมิภาคในชุดโครงการนี้ดำเนินการโดยใช้แบบจำลอง Regional Climate Model (RCM) ตามหลักการการย่อส่วนเชิงพลวัต 3 โครงการ และแบบจำลองเอมพิริคัล-สถิติ 1 โครงการ

➤ การศึกษาแต่ละโครงการกำหนดใช้ช่วงปีฐานต่างกัน (การประชุมพิจารณาโครงการวิจัยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ 2550 ได้กำหนด ช่วงปีฐาน พ.ศ. 2513-2542 และปีอนาคต 2553-2573)

➤ การจำลองภูมิอากาศอนาคตในแต่ละโครงการมีช่วงเวลาต่างกัน บางโครงการมีช่วงเวลาที่ยาวเกินไปตามข้อมูล GCMs ที่ประยุกต์ใช้

➤ ในแต่ละโครงการประยุกต์ใช้เหตุการณ์จำลอง 2 รูปแบบ ได้แก่ SRES A2 B2 และ SRES A2 A1B ตามข้อจำกัดของข้อมูลแบบจำลองภูมิอากาศ

การสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในอนาคตในระยะล่าสุด มีผลการศึกษาที่สำคัญของแต่ละโครงการ ดังนี้

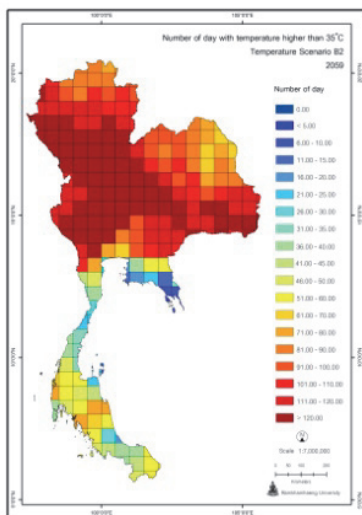
1) การย่อยส่วนแบบจำลอง GFDL-R30 ด้วยแบบจำลองเอ็มพีริคัล-สถิติ ความละเอียด 0.5° ละติจูด $\times$ 0.5° ลองจิจูด ผลการศึกษาส่วนหนึ่ง พบว่า

➢ อุณหภูมิเฉลี่ยทั่วประเทศรายปีของคาร์ายวันมีจำนวนปีที่มีอุณหภูมิสูงกว่าปีฐานมากกว่าปีที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าปีฐานโดยเฉพาะอย่างยิ่ง SRES B2 มีค่าสูงกว่าค่าเฉลี่ยปีฐานประมาณ 0.56 องศาเซลเซียส

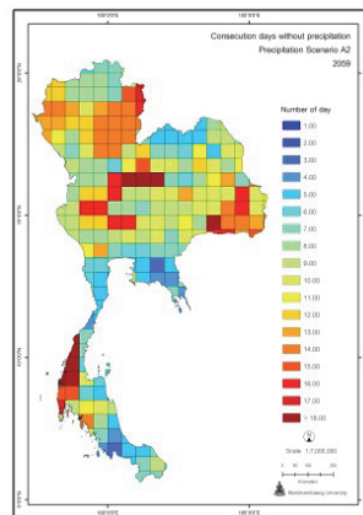
➢ อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยทั่วประเทศรายปีของคาร์ายวัน มีจำนวนปีที่มีอุณหภูมิสูงกว่าปีฐานมากกว่าปีที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าปีฐาน โดยมีค่าความแตกต่างสูงสุดประมาณ 0.55 องศาเซลเซียส

➢ จำนวนวันที่มีอากาศร้อน หรือมีอุณหภูมิสูงกว่า 35 องศาเซลเซียส ของประเทศไทยในอนาคตมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น และครอบคลุมบริเวณกว้าง ดังรูปที่ 1

➢ จำนวนวันที่ฝนไม่ตกต่อเนื่อง หรือวันที่ไม่มีปริมาณหยาดน้ำฟ้าของประเทศไทยในอนาคต มีจำนวนวันที่คาดว่าจะยาวนานขึ้นและครอบคลุมพื้นที่มากขึ้น ดังรูปที่ 2



รูปที่ 1 จำนวนวันที่มีอากาศร้อนของประเทศไทย
ในปี พ.ศ. 2602 SRES B2 GFDL-R30

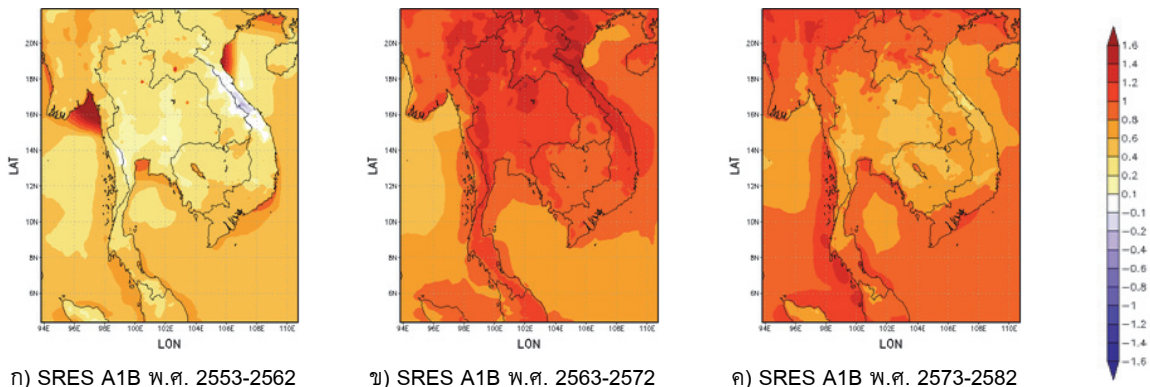


รูปที่ 2 จำนวนวันที่ฝนไม่ตกต่อเนื่อง ในปี พ.ศ.2602
SRES A2 GFDL-R30

2) การย่อยส่วนแบบจำลอง CCSM3 ด้วยแบบจำลอง MM5-RCM ตามหลักการย่อยส่วนเชิงพลวัต ความละเอียด 15 กิโลเมตร ผลการศึกษาพบว่า ในช่วง พ.ศ.2553-2582

➢ ในฤดูร้อน ทุกภาคของประเทศไทยมีอุณหภูมิสูงสุด มีค่าสูงขึ้นในช่วง 0.1-1.2 องศาเซลเซียส ดังรูปที่ 3

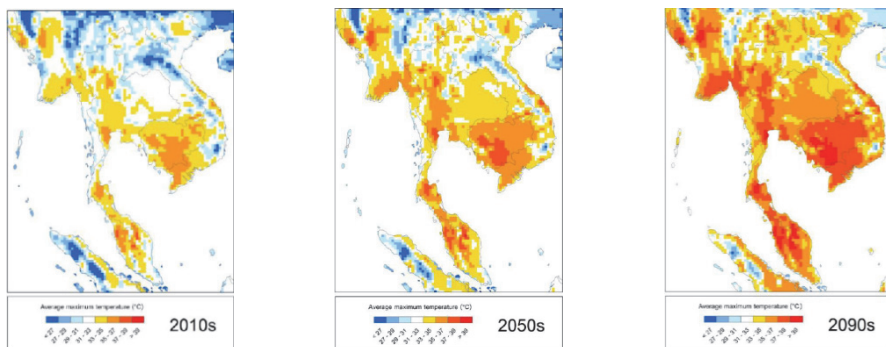
➢ ในฤดูฝนปริมาณฝนเพิ่มขึ้นบางบริเวณเทือกเขาทางตะวันตกของประเทศไทย และมีฝนกระจายตามบริเวณเทือกเขาต่างๆ ในประเทศ พื้นที่ประเทศไทยตอนบนแห้งแล้งมีปริมาณฝนลดลง แต่มีปริมาณฝนเพิ่มมากขึ้นในภาคใต้เป็นบริเวณกว้าง



รูปที่ 3 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิสูงสุดในฤดูร้อนในอนาคตเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในอดีต พ.ศ.2513-2533 SRES A1B จากผลของแบบจำลอง MM5 RCM ความละเอียด 15 กิโลเมตร

3) การย่อบรรณแบบจำลอง ECHAM4 แบบจำลอง PRECIS ตามหลักการย่อบรรณชิงพลวัต ผลการศึกษาพบว่า

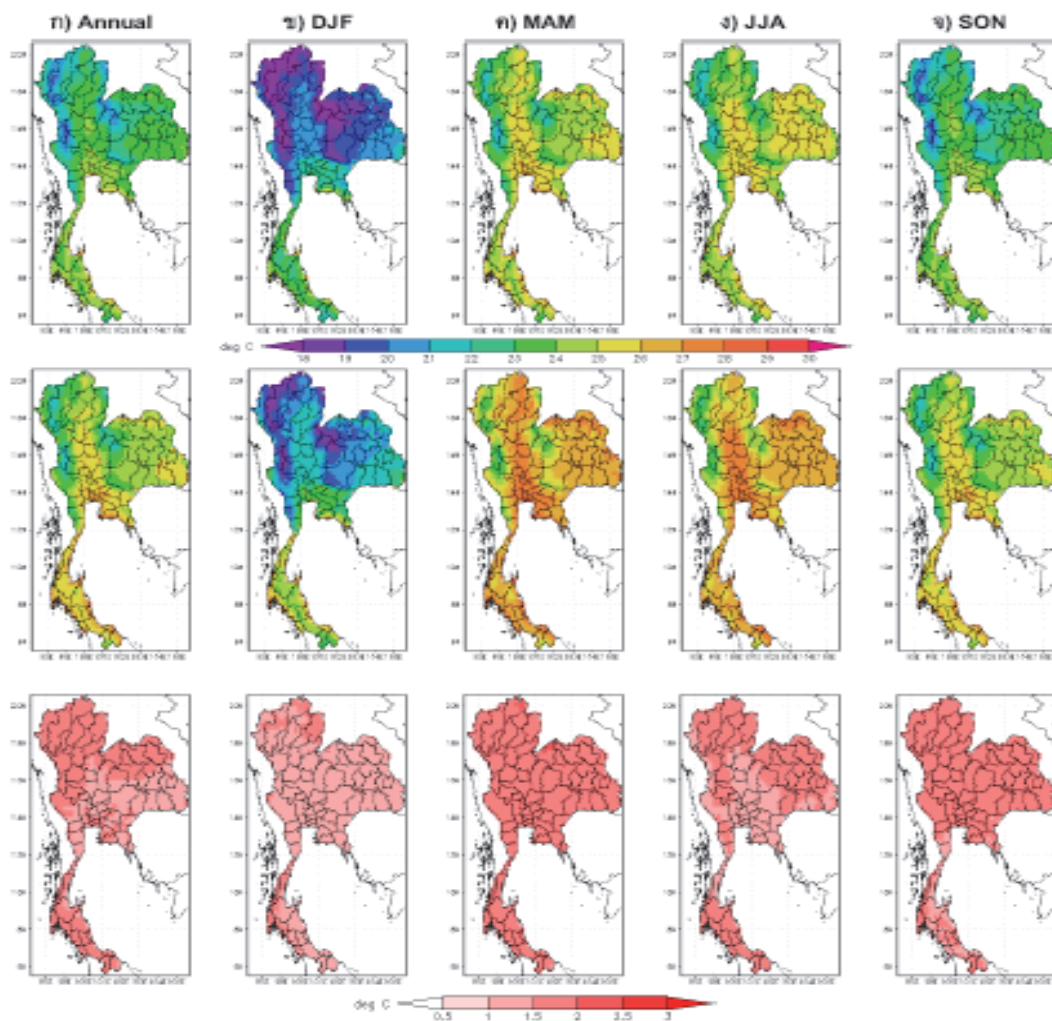
- อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยในช่วงต้นศตวรรษไม่เปลี่ยนแปลงไปจากช่วงปลายศตวรรษก่อนมากนัก ในช่วงปลายศตวรรษ จะมีอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยตลอดทั้งปีในช่วงประมาณ 33-37 องศาเซลเซียส ดังรูปที่ 4
- ระยะเวลาที่มีอากาศร้อนในรอบปี พบว่าฤดูร้อนจะยาวนานขึ้นในเกือบทุกพื้นที่ในประเทศไทย และอาจยาวนานขึ้นกว่าเดิมถึง 2-3 เดือนในช่วงปลายศตวรรษ
- ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปีมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นในทั่วทุกภาคของประเทศไทยทั้งในด้านปริมาณและการกระจายตัวของพื้นที่ที่มีจำนวนวันที่ฝนตกเพิ่มมากขึ้น



รูปที่ 4 อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยในช่วงต้น กลาง และปลายศตวรรษ ภายใต้ SRES-A2 แบบจำลอง PRECIS ความละเอียด 25 กิโลเมตร

4) การย่อบรรณแบบจำลอง ECHAM5 ด้วยแบบจำลอง RegCM3 ตามหลักการย่อบรรณชิงพลวัต ความละเอียด 20 กิโลเมตร ผลการศึกษาพบว่า

- อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยมีค่าเพิ่มขึ้นประมาณ 2.0-2.5 องศาเซลเซียส
- ค่าเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนสะสมรายวันมีการเปลี่ยนแปลงไม่มากนัก หรือประมาณ ± 1.0 มิลลิเมตรต่อวัน



รูปที่ 5 อุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน (องศาเซลเซียส) จากผลลัพธ์การจำลอง RegCM3 ก) ค่าเฉลี่ยรายปี ข) ค่าเฉลี่ยรายสามเดือนธันวาคม-กุมภาพันธ์ ค) มีนาคม-พฤษภาคม ง) มิถุนายน-สิงหาคม และ จ) กันยายน-พฤศจิกายน ในช่วงปี อ้างอิง พ.ศ. 2504-2543 (แถวบน) พ.ศ. 2574-2613 (แถวกลาง) และการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันในอนาคตเปรียบเทียบกับปีอ้างอิง (แถวล่าง)

7.1 สถานภาพในปัจจุบันของแบบจำลองภูมิอากาศโลก

การสร้างเหตุการณ์จำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคต (climate change scenario) เมื่อบรรยากาศโลกมีปริมาณก๊าซเรือนกระจกเพิ่มขึ้น เป็นข้อมูลที่มีความจำเป็นอันดับแรกในการศึกษาวิจัยเพื่อเตรียมการรับมือกับผลกระทบ และการศึกษาวิเคราะห์หาแนวทางในการปรับตัวเพื่อบรรเทาความเสียหายที่จะเกิดขึ้น ภาพเหตุการณ์ภูมิอากาศในอนาคตสร้างขึ้นจากแบบจำลองการหมุนเวียนทั่วไป หรือแบบจำลองภูมิอากาศโลก (General Circulation Model, GCM หรือ Global Climate Model) ซึ่งใช้ข้อมูลด้านการถ่ายเทพลังงานระหว่างส่วนประกอบที่สำคัญของโลก 5 ส่วน ได้แก่ บรรยากาศ อุทกภาค พื้นธรณี ชีวภาพ และธารน้ำแข็ง การถ่ายเทความร้อนระหว่างส่วนประกอบเหล่านี้ทำให้เกิดสมดุลพลังงานโลกซึ่งมีผลต่อสภาพภูมิอากาศ ฤดูกาลในที่ตั้ง ฤทธิผลต่อการดำรงชีวิต การแพร่กระจาย และการสืบทอดเผ่าพันธุ์ของสิ่งมีชีวิตตามธรรมชาติ นอกจากนี้ยังมีอิทธิพลต่อผลผลิตการเกษตร โดยเฉพาะอย่างยิ่งประเทศไทยและประเทศกำลังพัฒนาอื่น ๆ ที่พึ่งพาน้ำฝนตามธรรมชาติเป็นปัจจัยในการผลิต เมื่อส่วนใดส่วนหนึ่งขององค์ประกอบภูมิอากาศเปลี่ยนแปลง เช่น ปริมาณก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศเพิ่มขึ้น หรือเกิดการเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดิน เป็นต้น ย่อมมีผลต่อสมดุลของพลังงานโลกและส่งผลให้ภูมิอากาศเปลี่ยนแปลง (กัทธกรย์ บุญประกอบ และคณะ, 2552)

ภาพจำลองภูมิอากาศในอนาคตจากแบบจำลองภูมิอากาศโลก มีพื้นที่แสดงผลขนาดใหญ่ 150×150 กิโลเมตร ขึ้นไปไม่เหมาะสมในการนำมาใช้ศึกษาผลกระทบในระดับท้องถิ่นหรือประเทศซึ่งต้องใช้ข้อมูลเชิงพื้นที่ขนาดเล็ก 10 ถึง 30 ตารางกิโลเมตร หรือน้อยกว่า เป็นต้น คณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC) เผยแพร่รายงานที่เป็นคู่มือวิธีการทางเทคนิคในการประเมินผลกระทบและการปรับตัวเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations) รายงานนี้ แนะนำวิธีการสร้างภาพจำลองภูมิอากาศที่เปลี่ยนแปลงในอนาคต 3 แบบ คือ ภาพจำลองภูมิอากาศจากการสังเคราะห์ (synthetic scenario) ภาพจำลองจากเหตุการณ์ที่คล้ายคลึงกัน (analogous scenario) และภาพจำลองจากแบบจำลองภูมิอากาศโลก (scenario from GCM) (IPCC, 1994)

ภาพจำลองภูมิอากาศจากการสังเคราะห์ คือ การปรับค่าภูมิอากาศพื้นฐาน (baseline climate) ให้เพิ่มขึ้นหรือลดลง โดยอาจปรับค่าอย่างอิสระหรือแบบผสมผสาน เพื่อให้ได้ข้อมูลที่หลากหลาย เช่น จุดเริ่มต้นของการตอบสนองของปัจจัยอื่น (threshold หรือ discontinuity of response) ที่อาจเกิดขึ้นภายใต้การเปลี่ยนแปลงของปัจจัยหนึ่ง อุณหภูมิที่สูงขึ้นอาจเร่งการเติบโตของพืช แต่อุณหภูมิที่สูงมากก็อาจทำให้เกิดความเครียดเนื่องจากความร้อน ภาพจำลองภูมิอากาศจากการสังเคราะห์มีข้อดี คือ ทำให้ทราบระดับหรืออัตราการเปลี่ยนแปลงของระบบที่ศึกษาจะสามารถทนได้โดยไม่เสื่อมสลายมากและอาจใช้ในการกำหนดภาวะวิกฤติ (critical loads) ซึ่งจะเป็นประโยชน์มากต่อผู้กำหนดนโยบาย เพราะช่วยให้การกำหนดเป้าหมายที่เป็นขีดจำกัดของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่จะยอมให้เกิดขึ้นได้ในอนาคต มีความชัดเจนขึ้น ส่วนข้อด้อยของวิธีการนี้ คือ การผสมผสานตัวแปรอย่างอิสระอาจเป็นไปได้ทางกายภาพและไม่สอดคล้องกันในระดับสากล

ภาพจำลองภูมิอากาศจากเหตุการณ์ในอดีตที่คล้ายคลึงกัน คือ การสร้างแบบจำลองขึ้นจากบันทึกของเหตุการณ์ภูมิอากาศในอดีต ซึ่งอาจใช้เป็นตัวอย่างของเหตุการณ์ที่จะเกิดขึ้นในอนาคตของพื้นที่ใด ๆ โดยอาจเป็นบันทึกเชิงเวลา (temporal analogue) หรือบันทึกจากเหตุการณ์ปัจจุบันซึ่งเป็นบันทึกเชิงพื้นที่ (spatial analogue) บันทึกเชิงเวลาแบ่งออกได้ 2 แบบ ได้แก่ การตรวจวัดโดยตรง ซึ่งส่วนใหญ่มีค่าจากการตรวจวัดในช่วงศตวรรษที่ผ่านมา และแบบที่ได้จากการประมาณการณ์ (proxy data) จากเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นในอดีต โดยเป็นข้อมูล

บรรพวิทยา เช่น ซากพืช สัตว์ ตะกอนที่ทับถม เป็นต้น ปัญหาด้านเทคนิคที่สำคัญของวิธีการนี้ คือ กลไกทางกายภาพ และขอบเขตของสภาวะที่แตกต่างกันของยุคอบอุ่น และยุคน้ำแข็งที่เกิดขึ้นในอดีต และภาวะโลกร้อนที่จะเกิดขึ้นในอนาคตจากการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ บันทึกเชิงระยะทางเป็นการบ่งชี้ถึงพื้นที่ในปัจจุบันที่มีภูมิอากาศคล้ายคลึงกับพื้นที่ศึกษาที่จะเกิดการเปลี่ยนแปลงในอนาคต วิธีการนี้มีข้อจำกัดมาก เช่น การขาดความสัมพันธ์กันของปัจจัยที่ไม่ใช่ภูมิอากาศระหว่างสองพื้นที่ ซึ่งมีผลต่อการประเมินผลกระทบ เช่น ความยาวนานของวัน ลักษณะพื้นที่ ประเภทดิน การพัฒนาเศรษฐกิจ เป็นต้น

ภาพจำลองภูมิอากาศจากแบบจำลองภูมิอากาศโลก เป็นแบบจำลองคณิตศาสตร์สามมิติของระบบภูมิอากาศโลก ประกอบด้วยบรรยากาศ-มหาสมุทร ชีวภาพและภูน้ำแข็ง ในปัจจุบันแบบจำลองภูมิอากาศโลกเป็นเครื่องมือที่ได้รับความนิยมเชื่อถือมากที่สุดในการสร้างเหตุการณ์จำลองของกระบวนการทางกายภาพที่เกิดจากเงื่อนไขของระบบภูมิอากาศโลก ถึงแม้จะมีแบบจำลองที่ง่ายกว่าที่ใช้ผลกระทบการปล่อยรังสี (radiative effect) จากการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกก็ตาม ผลลัพธ์ของ GCMs ประกอบด้วยตัวแปรภูมิอากาศ ที่เป็นเครือข่ายของหน่วยแยกต่าง (grid resolution) ครอบคลุมพื้นที่ทั่วโลก ในปี พ.ศ. 2537 มีผลลัพธ์ของ GCMs จากสถาบันต่างๆ ประมาณ 20 แบบ (IPCC, 1990;1992) ต่อมาในปี พ.ศ. 2550 มีผลลัพธ์ดังกล่าวเพิ่มขึ้นถึงกว่า 50 แบบ (IPCC, 2007) อย่างไรก็ตาม ในระยะเริ่มต้นการสร้างภาพจำลองภูมิอากาศของ GCMs เหล่านี้ยังมีความไม่แน่นอนสูง ข้อด้อยของ GCMs ประกอบด้วย

- 1) การจำลองกระบวนการทางกายภาพของเมฆยังไม่ดีพอ
- 2) พื้นที่แสดงผลมีสเกลหยาบ ความละเอียดที่ดีที่สุดในการวางมีขนาด 1.4° ละติจูด $\times 1.4^{\circ}$ ลองจิจูด
- 3) พื้นที่ที่เป็นแบบเดียวกัน ขาดตัวแปรทางภูมิศาสตร์ในภูมิภาคที่มีอิทธิพลต่อภูมิอากาศ เช่น สภาพภูมิประเทศ เป็นต้น
- 4) การจำลองปฏิสัมพันธ์ของบรรยากาศและมหาสมุทรเป็นแบบไม่ซับซ้อน

ข้อด้อยเหล่านี้ทำให้ GCMs ในระยะเริ่มต้นของการพัฒนา ไม่สามารถเลียนแบบการเปลี่ยนแปลงฤดูกาลในปัจจุบันของภูมิภาคได้ ดังนั้น ประโยชน์สูงสุดของการใช้ GCMs คือ การแสดงความเป็นไปได้ของภูมิอากาศในภาพกว้างในอนาคต และไม่ควรจัดเป็นการทำนายสภาพภูมิอากาศ

GCMs ถูกนำมาใช้ในการทดสอบ 2 แบบ คือ การทดสอบด้านการตอบสนองของภูมิอากาศในสภาพสมดุล (equilibrium-response experiment) และการทดสอบด้านแรงบังคับของภูมิอากาศแบบชั่วคราว (transient-forcing experiment) การทดสอบส่วนใหญ่เป็นการประเมินการตอบสนองแบบสมดุลของภูมิอากาศโลกต่อปริมาณก๊าซเรือนกระจกที่เพิ่มขึ้นทันที โดยทั่วไปใช้การเพิ่มขึ้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เป็นสองเท่าของระดับในปัจจุบัน ซึ่งไม่ตรงกับสภาพความเป็นจริง ในระยะต่อมามีการทดสอบที่ใช้ GCMs ในลักษณะที่ใกล้เคียงความเป็นจริงมากขึ้น โดยเป็นการจำลองการตอบสนองของภูมิอากาศแบบชั่วคราว (transient forcing) ซึ่งมีข้อดีมากกว่าการจำลองการตอบสนองแบบสมดุล กล่าวคือ มีการเปลี่ยนแปลงปริมาณก๊าซเรือนกระจกอย่างต่อเนื่อง มีกระบวนการทางสมุทรศาสตร์ใกล้เคียงความเป็นจริงมากขึ้น รวมทั้งให้ข้อมูลที่เป็นอัตรา และขนาดของภูมิอากาศที่เปลี่ยนแปลง ซึ่งมีประโยชน์มากในการศึกษาผลกระทบ โดยการจำลองล่าสุดเป็นการควบประสานแบบจำลองทางบรรยากาศเข้ากับแบบจำลองทางทะเล ซึ่งเรียกว่า แบบจำลองการหมุนเวียนทั่วไปในบรรยากาศ-มหาสมุทร (Atmosphere-Ocean General Circulation Models, AOGCMs) แบบจำลองดังกล่าวให้ข้อมูลที่ทั้งอัตรา และขนาดของภูมิอากาศที่เปลี่ยนแปลง ซึ่งมีประโยชน์ต่อการศึกษผลกระทบและการปรับตัวต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ

การประมาณค่าข้อมูลซึ่งมีความละเอียดเชิงระยะทางวิธีการหนึ่ง คือ วิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศสเกลหยาบจากการพยากรณ์ และข้อมูลภูมิอากาศจากการตรวจวัด หรือที่เรียกว่าวิธีแฟกเตอร์เปลี่ยนแปลง (change factor method) และนิยมประยุกต์ใช้เมื่อไม่มีข้อมูลจากแบบจำลองภูมิอากาศ

ระดับภูมิภาค (Regional Climate Model, RCM) ข้อมูลจาก RCM มีความผันแปรสูงจากความซับซ้อนของกระบวนการที่ใช้พิจารณาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในระดับภูมิภาค ซึ่งมีเวลาและระยะทางในช่วงกว้าง และความยุ่งยากของการประมาณค่าข้อมูลระดับภูมิภาคในสเกลละเอียดจากข้อมูลแบบจำลอง AOGCMs ซึ่งมีสเกลหยาบ

7.2 วิธีการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก

AOGCMs เป็นแบบจำลองซึ่งใช้ในการประมาณการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ และจากการกระทำของมนุษย์ ในปัจจุบันผลการประมาณค่าตัวแปรต่างๆ ของบรรยากาศในแนวระดับจาก AOGCMs ยังคงมีสเกลหยาบ 150×150 กิโลเมตร ขึ้นไป โดยมีช่วงเวลากการประมาณค่าในระดับรายปีหรือพันปี ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับ การหมุนเวียนของมหาสมุทร และระยะเวลาที่ใช้ในการประมวลผล ดังนั้น AOGCMs จึงไม่สามารถให้ข้อมูลในระดับ สเกลละเอียดซึ่งแสดงการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศระดับภูมิภาคที่จำเป็นต่อการศึกษาผลกระทบได้โดยตรง จึงได้มีการ พัฒนาเทคนิคเพื่อใช้จำลองข้อมูลระดับภูมิภาคในสเกลละเอียดจาก AOGCMs และเรียกเทคนิคดังกล่าวว่า “การปรับ ให้เป็นระดับภูมิภาค” หรือ “การปรับภูมิภาค” (regionalization) เพื่อเพิ่มความละเอียดของแบบจำลองภูมิอากาศโลก เฉพาะในบางพื้นที่ โดยพื้นที่ส่วนอื่นยังคงมีสเกลปกติ ซึ่งถือว่าเป็นแบบจำลองภูมิอากาศโลกที่มีความละเอียดสูงและ ปรับค่าความละเอียดได้ โดยใช้แนวความคิดและเทคนิคที่สามารถจำลองภูมิอากาศโลกให้มีความละเอียดสูงในบาง พื้นที่ และในบางช่วงเวลา โดยไม่ต้องประมวลผล AOGCMs แต่ใช้ข้อมูลอุณหภูมิผิวพื้น น้ำแข็งในทะเล แรง บังคับจากก๊าซเรือนกระจก และละอองลอยในอากาศที่ได้จาก AOGCMs และ/หรือ ค่าตรวจวัดเป็นข้อมูลนำเข้า แบบจำลองภูมิอากาศโลกที่มีความละเอียดสูงและปรับค่าความละเอียดได้ โดยเพิ่มความละเอียดในเฉพาะบริเวณที่ ต้องการ ผลลัพธ์ที่ได้คือ ข้อมูลภูมิอากาศที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่เพิ่มขึ้นในบริเวณพื้นที่นั้น ขณะที่นอกเหนือจาก บริเวณนี้ความละเอียดเชิงพื้นที่เป็นค่าปกติของแบบจำลองภูมิอากาศโลก

รายงานการประเมินครั้งที่ 3 ของ IPCC (IPCC Third Assessment Report, TAR) จำแนกหลักการพื้นฐาน ของการปรับภูมิภาคออกเป็น 3 จำพวก (IPCC, 2001) ได้แก่

- แบบจำลองการหมุนเวียนทั่วไปในบรรยากาศ (Atmosphere General Circulation Models, AGCM) สเกลที่มีความละเอียดสูง และปรับค่าความละเอียดได้ (High resolution and variable resolution)
- แบบจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศระดับภูมิภาค (RCM) ตามหลักการการย่อส่วนเชิงพลวัต
- แบบจำลองเอมพิริคัล-สถิติและวิธีสถิติ-พลวัต (empirical/statistical and statistical/ dynamical models)

ในรายงานการประเมินครั้งที่ 4 ของ IPCC การสร้างข้อมูลภูมิอากาศอนาคตที่มีความละเอียดต่ำกว่าสเกล ของ AOGCMs หรือการย่อส่วน/ลดขนาด แบ่งออกได้ 2 จำพวกหลัก ได้แก่ การย่อส่วน/ลดขนาดด้วยวิธีพลวัต (dynamical downscaling) และการย่อส่วน/ลดขนาดด้วยวิธีสถิติ (statistical downscaling) แบบจำลอง AOGCMs สเกลที่มีความละเอียดสูง และปรับค่าความละเอียดได้ และ RCMs จัดอยู่ในจำพวกการย่อส่วน/ลดขนาดด้วยวิธีพลวัต และแบบจำลองเอมพิริคัล-สถิติ จัดอยู่ในจำพวกการย่อส่วน/ลดขนาดด้วยวิธีสถิติ หลักการ วิธีการ ข้อดี และข้อจำกัด ของทั้งสองจำพวกยังคงเดิมไม่แตกต่างจาก TAR (IPCC, 2007)

AGCM สเกลที่มีความละเอียดสูงและปรับค่าความละเอียดได้

การสร้างภาพจำลองระบบภูมิอากาศโลก ต้องอาศัยการจำลองแบบซึ่งครอบคลุมช่วงเวลาหลายศตวรรษ แต่การวิจัยประยุกต์หลายรูปแบบต้องการข้อมูลภูมิอากาศท้องถิ่น และการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศท้องถิ่นครอบคลุม

ช่วงเวลาในระดับทศวรรษ ภายใต้ช่วงเวลาในระดับดังกล่าว การจำลองเหตุการณ์ของ AGCM จะมีความเหมาะสมที่ความละเอียดในระดับโลก 100 กิโลเมตร และระดับท้องถิ่น 50 กิโลเมตร ด้วยการใช้แบบจำลองที่สามารถปรับความละเอียดของสเกล ซึ่งดำเนินการได้โดยกำหนดช่วงเวลาที่ต้องการให้แก่ AOGCM และสร้างภาพจำลอง AGCM ด้วยสเกลที่มีความละเอียดมากขึ้นหรือใช้สเกลที่ปรับค่าได้เพื่อให้ได้ข้อมูลที่มีความละเอียดเชิงระยะทางมากขึ้น โดย AGCM จะถูกใช้เพื่อการแปลผลการตอบสนองต่อแรงบังคับของบรรยากาศที่ผิดปกติจากก๊าซเรือนกระจกและละอองลอย ส่วนการจำลองเหตุการณ์ของ AOGCM จะต้องกำหนดแรงบังคับทั้งสองและผลสะสมบนพื้นผิวมหาสมุทรให้แก่ AGCM หลักการของการจำลองแบบ AGCM สเกลละเอียดและสเกลปรับค่า คือ การกำหนดอุณหภูมิผิวน้ำของทะเล น้ำแข็งในทะเล แรงบังคับจากก๊าซเรือนกระจกและละอองลอย เพื่อให้ได้ข้อมูลระดับโลกหรือระดับภูมิภาคที่มีสเกลละเอียดสูงโดยไม่ต้องดำเนินการจำลองแบบทั้งระบบ

ข้อดีในเชิงทฤษฎีของวิธีการนี้ คือ ความสอดคล้องกันของข้อมูลทั้งโลก และสามารถแสดงการตอบสนองระยะไกลด้วยหน่วยแยกต่างที่มีความละเอียดสูง นอกเหนือจากการให้ข้อมูลในระดับภูมิภาคแล้ว ยังช่วยปรับปรุงการจำลองแบบของการหมุนเวียนทั่วไปอีกด้วย โดยทั่วไป AGCMs จะวิวัฒนาการบรรยากาศสเกลระดับโลกของตัวเองขึ้นมา ดังนั้นการจำลองแบบการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่ได้จาก AGCMs จึงเป็นผลกระทบจากบรรยากาศของพื้นผิวทะเลและแรงบังคับจากการแผ่รังสีทำให้ได้ผลที่แตกต่างจาก AOGCM ประเด็นความแตกต่างดังกล่าวยังต้องมีการวิเคราะห์เพิ่มเติมความระมัดระวังในขณะที่แปลผลการตอบสนองของ AGCM

ข้อจำกัดของ AGCMs คือ สมการที่ใช้คำนวณทั้งหมดเป็นชุดเดียวกับแบบจำลองสเกลหยาบซึ่งได้รับการปรับให้สามารถจำลองแบบสภาพภูมิอากาศในปัจจุบัน เป็นผลให้บางกระบวนการมีความถูกต้องน้อยลงเมื่อสเกลมีความละเอียดมากขึ้น ดังนั้นจึงต้องมีการปรับแบบจำลองเพื่อใช้กับการจำลองแบบที่สเกลละเอียดสูง นอกจากนี้การดำเนินการปรับสเกลของ GCMs ให้มีความละเอียดมากขึ้นนั้นยังมีอยู่ค่อนข้างจำกัด การเพิ่มความละเอียดของ AGCM จึงทั้งเพิ่มและลดความสามารถในการจำลองแบบในขณะเดียวกัน แบบจำลองระดับโลกที่สามารถปรับสเกลความละเอียดได้ยังดำเนินการได้ยากเนื่องจากการกำหนดพารามิเตอร์ทางกายภาพของแบบจำลองจะต้องออกแบบให้สามารถประมวลผลได้อย่างถูกต้องครอบคลุมทุกพื้นที่ของแบบจำลอง

แบบจำลองปรับสเกลและแสดงผลย้อนกลับของสเกลละเอียดสู่สเกลหยาบใช้ได้เฉพาะภูมิภาคที่สนใจเท่านั้น ในภูมิอากาศจริงการตอบสนองย้อนกลับมาจากหลายภูมิภาค ดังนั้นการวิเคราะห์จากภูมิภาคซึ่งมีสเกลละเอียดเดียวจะให้ผลที่คลาดเคลื่อน นอกจากนี้การจำลองแบบต้องกำหนดพื้นที่ให้ครอบคลุมนอกขอบเขตภูมิภาคที่พิจารณาในขนาดที่เหมาะสม เพื่อป้องกันไม่ให้ความถูกต้องของการจำลองแบบลดลง การจำลองแบบด้วยหน่วยแยกต่างสเกลละเอียดหรือปรับสเกลต้องใช้เวลาการคำนวณมาก ซึ่งเป็นข้อจำกัดการเพิ่มความละเอียดของการจำลอง ส่วนมากมีการดำเนินการในระดับศูนย์ภูมิอากาศ (climate centre) อย่างไรก็ดีตาม AGCMs สเกลละเอียดสามารถใช้เพื่อหาสนามแรงบังคับสำหรับ RCMs หรือการย่อยส่วนด้วยสถิติ กล่าวคือเป็นขั้นตอนที่อยู่ระหว่าง AOGCMs และแบบจำลองภูมิภาคและเอ็มพีร็คัล

แบบจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศระดับภูมิภาค

แบบจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศภูมิภาค (regional climate modeling) ประกอบด้วยการใช้เงื่อนไขเริ่มต้น ที่เป็นข้อมูลอุตุนิยมวิทยาซึ่งเป็นอิสระกับเวลาและอยู่รอบนอกของพื้นที่ศึกษา พร้อมทั้งเงื่อนไขขอบพื้นผิว ในการขับเคลื่อน RCMs ซึ่งมีความละเอียดสูง ข้อกำหนดดังกล่าวได้จากแบบจำลอง GCM หรือการตรวจวัดโดยตรง และยังสามารถใช้ก๊าซเรือนกระจกและละอองลอยเป็นแรงบังคับ ในปัจจุบันเทคนิคดังกล่าว ถูกประยุกต์ใช้ในลักษณะทิศทางเดียว กล่าวคือผลลัพธ์จากการสร้างภาพจำลองด้วย RCM จะไม่ใช้ในการขับเคลื่อน หรือไม่ส่งผลลัพธ์กลับเข้าสู่ GCM หลักการของวิธีการย่อยส่วนเชิงพลวัต คือ การใช้แบบจำลองระดับโลกในการจำลองแบบการตอบสนองของการหมุนเวียนระดับโลกที่มีต่อแรงบังคับสเกลใหญ่ และ RCM เพื่อ (ก) คำนึงถึงแรงบังคับจากส่วนย่อยของ GCM ในเชิง

กายภาพ เช่น ลักษณะภูมิประเทศที่ซับซ้อน พื้นที่ที่ไม่เสมอกัน การปกคลุมดินที่ไม่เอกพันธ์ (inhomogeneity) และ (ข) เพิ่มสมรรถนะการจำลองแบบการหมุนเวียนของบรรยากาศ และตัวแปรภูมิอากาศในสเกลที่ละเอียดมากขึ้น

การสร้างแบบจำลอง RCMs ตามหลักการย่อส่วนเชิงพลวัต คือ การใช้ผลลัพธ์ของแบบจำลองภูมิอากาศโลก หรือข้อมูลภูมิอากาศจากการตรวจวัด ปริมาณก๊าซเรือนกระจกและละอองลอยในอากาศ เป็นข้อมูลภูมิอากาศโลก เริ่มต้น และเงื่อนไขขอบของแบบจำลองมีโซสเกล (mesoscale model) เช่น MM5, RegCM และ WRF เป็นต้น กระบวนการในอากาศระดับกลาง (mesoscale processes) เป็นกระบวนการที่เกิดขึ้นในแต่ละภูมิภาคเนื่องจากความแตกต่างของลักษณะภูมิประเทศ ความแตกต่างระหว่างพื้นน้ำ-พื้นดิน เช่น การพาความร้อน การเกิดเมฆ ฝน และ พายุ เป็นต้น แบบจำลองมีโซสเกลรับข้อมูลเริ่มต้นและเงื่อนไขขอบตั้งแต่ระดับผิวพื้นจนถึงระดับสูงสุดของแบบจำลอง มีโซสเกล และสภาพการใช้พื้นดินทั้งสี่ด้าน จากนั้นคำนวณหาค่าภูมิอากาศภูมิภาคที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่สูง ตามสมการกายภาพต่างของแบบจำลองมีโซสเกล และสมรรถภาพของระบบคอมพิวเตอร์ที่ใช้ ปัจจุบันเทคนิคดังกล่าว ถูกประยุกต์ใช้ในลักษณะทิศทางเดียว กล่าวคือผลลัพธ์จากการสร้างภาพจำลองด้วย RCM จะไม่ใช้ในการ ขั้วต้นหรือไม่ส่งผลลัพธ์กลับเข้าสู่ GCM

เทคนิคการย่อส่วนเชิงพลวัตของแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค มีต้นกำเนิดจากการพยากรณ์อากาศ การใช้ RCMs ในการศึกษาด้านภูมิอากาศเริ่มขึ้นประมาณ พ.ศ. 2532-2533 (Dickinson et al., 1989; Giorgi, 1990) ในปัจจุบัน RCMs ถูกประยุกต์ใช้ในการศึกษาด้านภูมิอากาศอย่างหลากหลาย ตั้งแต่บรรพภูมิอากาศ (palaeoclimate) จนถึงการศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจากการกระทำของมนุษย์ ข้อดีของ RCMs คือ สามารถให้ผลที่มีความละเอียดสูงในระดับ 10-20 กิโลเมตรหรือต่ำกว่า ครอบคลุมช่วงเวลาทศวรรษ และมีความสามารถในการแสดงให้เห็นกลไกการตอบสนองของภูมิอากาศในสเกลระดับภูมิภาค ตลอดจนการจำลองภูมิอากาศภูมิภาคในพื้นที่ที่มีลักษณะภูมิประเทศ ซับซ้อน เช่น ภูมิประเทศที่เป็นภูเขา เกาะหรือชายฝั่งทะเล เป็นต้น สามารถเพิ่มสมรรถนะการจำลองแบบการ หมุนเวียนของบรรยากาศและตัวแปรภูมิอากาศในสเกลที่ละเอียดมากขึ้น

ข้อจำกัดทางทฤษฎีของหลักการดังกล่าว ได้แก่ ผลของการผิดพลาดอย่างเป็นระบบ (systematic error) ใน สนามขั้วต้นจากแบบจำลองระดับโลก และการไม่คำนึงถึงอันตรกิริยาในลักษณะ 2 ทิศทางระหว่างภูมิอากาศภูมิภาค และภูมิอากาศโลก นอกจากนี้ยังจำเป็นต้องใช้เครื่องประมวลผลที่มีประสิทธิภาพสูงและใช้เวลาในการประมวลผลนาน

การย่อส่วน/ลดขนาดด้วยเอมพิริคัล-สถิติ และสถิติ-พลวัต

การลดขนาดด้วยสถิติมีหลักการ คือ การกำหนดให้ภูมิอากาศภูมิภาคขึ้นอยู่กับแฟกเตอร์ 2 ส่วน คือ ภูมิอากาศสเกลใหญ่ (GCM) และลักษณะทางกายภาพของภูมิภาคหรือท้องถิ่น เช่น ภูมิประเทศ การกระจายของพื้น น้ำและพื้นดิน การใช้ที่ดิน เป็นต้น จากหลักการดังกล่าว ข้อมูลภูมิอากาศภูมิภาคหรือท้องถิ่นสามารถประมวลได้โดย ใช้แบบจำลองสถิติซึ่งความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรภูมิอากาศสเกลใหญ่ ซึ่งเรียกว่าตัวทำนาย (predictors) และตัวแปรภูมิภาคหรือท้องถิ่น ซึ่งเรียกว่าตัวถูกทำนาย (predictands) จากนั้นใช้ตัวทำนายซึ่งเป็นข้อมูลจากการ จำลองเหตุการณ์ AOGCM เป็นตัวแปรนำเข้าไปในแบบจำลองสถิติเพื่อประมาณค่าลักษณะเฉพาะของภูมิอากาศภูมิภาค หรือท้องถิ่น การสร้างความสัมพันธ์ในสเกลที่ต่างกันระหว่างเซตของตัวแปรบรรยากาศในสเกลใหญ่ หรือตัวทำนาย และตัวแปรสภาพภูมิอากาศภูมิภาค หรือตัวถูกทำนายในสเกลเล็กนั้น ตัวแปรทั้งสองเซต อาจเป็นตัวแปรเดียวกันได้ แต่ส่วนใหญ่กำหนดให้เป็นตัวแปรที่แตกต่างกัน รูปแบบของความสัมพันธ์ทั่วไป คือ การกำหนดให้ตัวถูกทำนายเป็น ฟังก์ชันของตัวทำนาย แต่ในบางกรณีอาจกำหนดความสัมพันธ์ในรูปแบบอื่น ๆ เช่น การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ ระหว่างตัวทำนาย และพารามิเตอร์การกระจายตัวทางสถิติของตัวถูกทำนาย ความสัมพันธ์ระหว่างตัวทำนายและ ความถี่ของการเกิดเหตุการณ์ผิดปกติของตัวถูกทำนายในการวิเคราะห์ผลกระทบต่ออุทกวิทยาจากการ เปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (Katz et al., 2002) การย่อส่วนด้วยสถิติมักมุ่งเน้นที่ค่าปริมาณหยาดน้ำฟ้าของสถานที่ใด สถานที่หนึ่งซึ่งเป็นตัวแปรนำเข้าที่สำคัญของแบบจำลองระบบธรรมชาติและผลลัพธ์จาก GCMs ไม่ครอบคลุมถึง

ตัวแปรดังกล่าว เซตของตัวทำนายได้มาจากความดันระดับน้ำทะเล ความสูงภูมิศักย์ (geopotential height) สนามลม (wind field) ความชื้นสัมบูรณ์หรือสัมพัทธ์ และตัวแปรอุณหภูมิ ตัวแปรเหล่านี้สามารถหาได้จากแบบจำลองภูมิอากาศในระดับหน่วยแยกต่างซึ่งมีขนาด 300–500 กิโลเมตร ระยะห่างระหว่างหน่วยแยกต่างของสถานีตรวจวัดและ GCM ไม่สัมพันธ์กัน ดังนั้นแบบจำลองการย่อยส่วนด้วยสถิติจึงต้องมีการประมาณค่าในช่วงของตัวทำนายจากสนาม GCM ลงสู่ระดับหน่วยแยกต่างขนาดเล็กของพื้นที่ศึกษา

การย่อยส่วน/ลดขนาดด้วยสถิตินั้นถูกนำมาประยุกต์ใช้ในด้านอุตุนิยมวิทยามานานหลายปี (Wigley et al., 1990) และเริ่มประยุกต์ใช้ในด้านภูมิอากาศในปี ค.ศ.1984 (Kim et al., 1984) ในช่วงแรกการลดขนาด/ย่อยส่วนดำเนินการโดยใช้การวิเคราะห์การถดถอย เช่น การวิเคราะห์การถดถอยตัวประกอบที่สำคัญ (Principle Component Regression) (Wigley et al., 1990) การวิเคราะห์สหสัมพันธ์แบบบัญญัติ (Canonical Correlation Analysis, CCA) (Karl et al., 1990) ภายหลังจากนั้นได้มีการประยุกต์ใช้วิธีการอื่น ๆ อย่างต่อเนื่องเช่น ข่ายงานระบบประสาทเทียม (Artificial Neural Networks, ANN) เป็นต้น แบบจำลองย่อยส่วนด้วยสถิติรูปแบบเฉพาะอีกแบบหนึ่ง คือ แบบจำลองย่อยส่วนสถิติ-พลวัต ซึ่งใช้ข้อมูลผลลัพธ์จากแบบจำลองบรรยากาศสเกลกลาง ในการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ทางสถิติเพื่อหาค่าคงที่และค่าสัมประสิทธิ์ของฟังก์ชันความสัมพันธ์ ในการประมาณหาค่าข้อมูลภูมิอากาศภูมิภาคในอนาคตจากข้อมูลแบบจำลองภูมิอากาศโลกในอนาคต

การใช้วิธีลดขนาดในการประเมินการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในระดับภูมิภาค จะต้องอยู่บนพื้นฐานของสมมติฐานที่สำคัญ 3 ประการ (IPCC, 2001) คือ

1) ตัวทำนายต้องเป็นตัวแปรที่เกี่ยวข้องกับตัวแปรภูมิอากาศภูมิภาค และต้องเป็นตัวแปรที่สัมพันธ์กับ GCM ตัวแปรที่เกี่ยวข้องกับชั้นของบรรยากาศ เช่น อุณหภูมิ ความสูงภูมิศักย์ จะเป็นตัวแทนที่ดีกว่าตัวแปรจากการประมาณ เช่น หยาดน้ำฟ้าในสเกลของหน่วยแยกต่าง นอกจากนี้ยังไม่มีทฤษฎีที่สามารถพิสูจน์ได้ว่าควรใช้ข้อมูลจาก GCM ในระยะทางเท่าใดจึงจะเป็นตัวแทนที่ดีสำหรับการลดขนาด

2) การใช้ฟังก์ชันการถ่ายเท (transfer function) สามารถให้ผลลัพธ์ที่ดีในสภาพภูมิอากาศที่เปลี่ยนแปลง การพิสูจน์ต้องอาศัยข้อมูลจากการสำรวจเพื่อรวบรวมความเป็นไปได้ทั้งหมดของตัวทำนายในอนาคต แต่ทั้งนี้อาจประเมินได้โดยใช้ AOGCM/RCM ในการจำลองแบบภูมิอากาศปัจจุบันเพื่อทดสอบฟังก์ชันลดส่วนของอนาคต

3) ตัวทำนายที่ประยุกต์ใช้ในแบบจำลองการลดขนาดเป็นตัวแทนของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ การลดขนาดที่ดำเนินการโดยทั่วไปนิยมใช้ตัวทำนายจากการหมุนเวียน (circulation-based) ซึ่งทำให้การลดขนาดตัวแปรที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศถูกจำกัดเฉพาะตัวแปรในกลุ่มนี้เท่านั้น ในปัจจุบันเริ่มมีการประยุกต์ใช้ตัวทำนายที่สำคัญอื่น เช่น ความชื้น เป็นต้น

การลดขนาดด้วยวิธีทางสถิติได้รับการพัฒนาขึ้นหลายแบบจำลอง โดยเฉพาะอย่างยิ่งแบบจำลองสำหรับพื้นที่ในทวีปอเมริกา ทวีปยุโรป และประเทศญี่ปุ่น ซึ่งบริเวณที่กล่าวมานี้ มีข้อมูลที่สมบูรณ์และเพียงพอสำหรับการเทียบมาตรฐาน (calibration) กระบวนการลดขนาดได้รับการพัฒนาอย่างต่อเนื่องในระดับรายเดือน รายฤดูกาล และรายวัน เพื่อให้มีข้อมูลที่เพียงพอสำหรับการศึกษาแบบจำลองผลกระทบการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในสาขาต่าง ๆ เช่น ผลกระทบทางการเกษตร ผลกระทบต่อแหล่งน้ำ เป็นต้น ผลการประมาณค่าตัวแปรภูมิอากาศภูมิภาคด้วยการลดขนาดภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลกด้วยวิธีสถิติที่มีการสอบเทียบอย่างเหมาะสม สามารถประยุกต์ใช้ได้ดี โดยเฉพาะอย่างยิ่งในพื้นที่ซึ่งความซับซ้อนทางกายภาพมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงตัวแปรภูมิอากาศ เช่น อุณหภูมิ หยาดน้ำฟ้า เป็นต้น และให้ผลการประมาณค่าที่ดีกว่าผลจากการประมาณค่าในช่วง (interpolation) จากแบบจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลกซึ่งมีหน่วยแยกต่างที่มีสเกลขนาดใหญ่ลงสู่หน่วยแยกต่างซึ่งมีสเกลละเอียดโดยตรงอย่างมีนัยสำคัญ การลดขนาดด้วยวิธีทางสถิติถูกประยุกต์ใช้ในการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศภูมิภาคและผลกระทบทางทรัพยากรแหล่งน้ำและสภาพแวดล้อมกันมากในระยะเริ่มต้น ก่อนที่จะมีการพัฒนาแบบจำลองภูมิภาคที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่สูงในระดับ 10–30 ตารางกิโลเมตร

ข้อดีของแบบจำลองย่อยส่วนด้วยสถิติ คือ ประหยัดเวลาการคำนวณ และสามารถประยุกต์ใช้กับแบบจำลอง GCM ที่ต่างกันได้ง่าย และยังสามารถให้ข้อมูลในระดับท้องถิ่นซึ่งจำเป็นสำหรับการศึกษาผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ข้อจำกัด คือ ผลลัพธ์ที่ได้ยังคงอ้างอิงและมีค่าคลาดเคลื่อนเชิงระบบ ตามแบบจำลองภูมิอากาศโลกที่ใช้วิเคราะห์ การย่อยส่วนเชิงสถิติไม่ได้พิจารณากระบวนการในอากาศระดับกลาง ส่งผลให้ข้อมูลคลาดเคลื่อนจากสภาพภูมิอากาศจริง อีกทั้งสมมติฐานเบื้องต้นนั้นไม่สามารถพิสูจน์ได้ว่าความสัมพันธ์ทางสถิติที่พัฒนาขึ้นสำหรับภูมิอากาศปัจจุบัน ยังคงไม่เปลี่ยนแปลงภายใต้แรงบังคับของเงื่อนไขของภูมิอากาศอนาคต นอกจากนี้ข้อมูลที่ใช้ในการสร้างความสัมพันธ์อาจไม่สมบูรณ์โดยเฉพาะในพื้นที่ห่างไกล และพื้นที่ซึ่งมีลักษณะภูมิประเทศที่ซับซ้อน ข้อควรระวังอีกประการหนึ่งสำหรับเทคนิคเอมพิริคัล คือไม่สามารถรองรับหรือตอบสนองย้อนกลับต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอย่างมีระบบซึ่งอาจเกิดขึ้นภายใต้เงื่อนไขของแรงบังคับในภูมิภาคภายใต้แรงบังคับของเงื่อนไขของภูมิอากาศอนาคต แต่ทั้งนี้อาจประเมินได้โดยใช้ AOGCM/RCM ในการจำลองแบบภูมิอากาศปัจจุบันเพื่อทดสอบฟังก์ชันลดส่วนของอนาคต (IPCC, 2001)

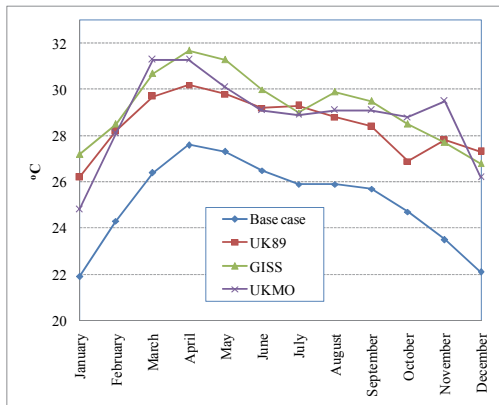
7.3 การศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทย

1) โครงการ Thailand's Country Study on Climate Change

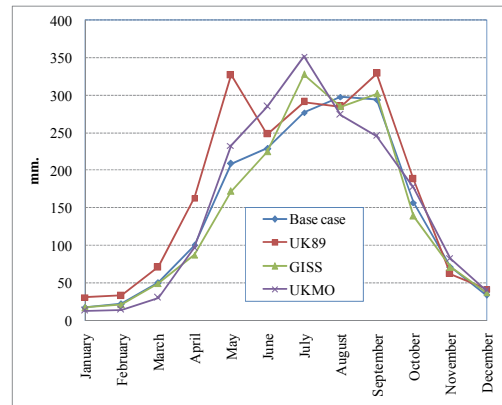
ประเทศไทยได้รับการสนับสนุนด้านทุนและด้านวิชาการจาก US Country Studies Program ระหว่างปี พ.ศ. 2540-2541 โดยนำผลลัพธ์ของแบบจำลองภูมิอากาศโลก (GCMs) ซึ่งมีพื้นที่แสดงผลขนาดใหญ่ประมาณ 2.25° ละติจูด $\times$ 3.75° ลองจิจูด ย่อยส่วนให้เล็กลงในขนาดภูมิภาค (ขนาด 0.5° ละติจูด $\times$ 0.5° ลองจิจูด) 7 แบบ ได้แก่ GISS, GFD3, CCCM, GF01, UK89, UKMO และ HADCM ซึ่งเป็นแบบจำลองจากประเทศสหรัฐอเมริกา อังกฤษ และแคนาดา เพื่อศึกษาเปรียบเทียบข้อมูลพื้นฐานกับข้อมูลจากการตรวจวัดของสถานีอุตุนิยมวิทยาของประเทศและเลือกผลลัพธ์ 3 แบบ คือ UK89, UKMO และ GISS ซึ่งเหมาะสมกับประเทศไทยมากที่สุดมาศึกษาการเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำฝนและอุณหภูมิในสภาวะที่ปริมาณคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศเพิ่มขึ้นเป็นสองเท่าของ ($2 \times \text{CO}_2$) ของปีฐานหรือ พ.ศ.2533 ผลการศึกษาพบว่า ในพื้นที่ของประเทศไทยทุกแบบจำลองแสดงให้เห็นถึงการเพิ่มของอุณหภูมิเฉลี่ยจาก $21.5\text{--}27.5$ องศาเซลเซียส เป็น $25\text{--}32$ องศาเซลเซียส โดยประมาณ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีอุณหภูมิเฉลี่ยเพิ่มขึ้นสูงสุดประมาณ 3.5 องศาเซลเซียส ภาคกลาง ภาคเหนือ และภาคตะวันตกเพิ่มขึ้น $3\text{--}3.5$ องศาเซลเซียส และภาคใต้ 2.5 องศาเซลเซียส (Boonpragob, 1999)

การสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในอนาคตของประเทศไทยจากการเปรียบเทียบ GCMs 6 แบบ ได้แก่ GISS, GFD3, CCCM, GF01, UK89 และ UKMO พบว่า ข้อมูลอุณหภูมิและปริมาณน้ำฝนรายเดือน ภายใต้สภาพคาร์บอนไดออกไซด์ในเหตุการณ์ปัจจุบัน ($1 \times \text{CO}_2$) ซึ่งจัดเป็นสภาพจำลองภูมิอากาศพื้นฐาน (baseline scenarios) จากแบบจำลองทั้งหกมีความแตกต่างกันและแตกต่างจากข้อมูลภายในประเทศ ที่ได้จากบันทึกของสถานีตรวจวัดภูมิอากาศในประเทศไทย 74 แห่ง ทั่วประเทศระหว่าง พ.ศ. 2494-2523 รวมทั้งอุณหภูมิและน้ำฝนรายเดือนในภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือ กลาง ตะวันตก และใต้ จากแบบจำลองสภาพภูมิอากาศโลกทั้งหกมีความแตกต่างกันและแตกต่างจากข้อมูลภายในประเทศ โดยข้อมูลพื้นฐานจากแบบจำลอง UK89 มีความเบี่ยงเบนจากข้อมูลภายในประเทศน้อยที่สุด โดยข้อมูลจาก UKMO และ GISS มีความใกล้เคียงรองลงมา จึงเลือกแบบจำลองทั้งสามนี้ ในการสร้างภาพจำลองของอุณหภูมิและฝนรายเดือนของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศเมื่อปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เพิ่มขึ้นเป็นสองเท่า ($2 \times \text{CO}_2$) เพื่อศึกษาผลกระทบที่มีต่อการเปลี่ยนแปลงพื้นที่และชนิดของป่าไม้ ตัวอย่างภาพจำลองสภาพภูมิอากาศในอนาคต ($2 \times \text{CO}_2$) จาก GCMs ทั้งสามคือ UK89, UKMO และ GISS ที่

แสดงถึงการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิเฉลี่ยรายเดือน และปริมาณน้ำฝน ที่แตกต่างกันจากผลลัพธ์ของแต่ละแบบจำลอง ดังรูปที่ 7.1



ก) อุณหภูมิเฉลี่ยรายเดือน



ข) ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือน

รูปที่ 7.1 เปรียบเทียบค่าเฉลี่ยรายเดือนของประเทศไทยในกรณีฐาน (base case) ที่ปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์คิดเป็น 1 เท่า ($1 \times \text{CO}_2$) และอนาคตเมื่อปริมาณก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์เพิ่มขึ้นเป็น 2 เท่า ($2 \times \text{CO}_2$) จาก GCMs 3 แบบคือ UK89, GISS และ UKMO (Boonpragob, 1999)

2) การวิจัยของศูนย์เครือข่ายงานวิเคราะห์วิจัยและฝึกอบรมการเปลี่ยนแปลงของโลกแห่งภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

ศูนย์เครือข่ายงานวิเคราะห์ วิจัยและฝึกอบรมการเปลี่ยนแปลงของโลกแห่งภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (SEA START) สร้างภาพจำลองสภาพภูมิอากาศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ โดยใช้แบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค คือ CCCM จากประเทศออสเตรเลีย ครอบคลุมพื้นที่ในลุ่มแม่น้ำโขงตอนล่างโดยเฉพาะไทย ลาว และเวียดนาม โดยพื้นที่จำลองมีขนาด 10 กิโลเมตร ประกอบด้วยข้อมูลภูมิอากาศรายวัน ระยะเวลา 1 ทศวรรษ ที่ความเข้มข้นของคาร์บอนไดออกไซด์ต่างกัน ได้แก่ 360, 540 และ 720 ส่วนในล้านส่วน (ppm) โดยความเข้มข้นแรกเป็นกรณีฐาน (baseline) มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่เกิดจากความเข้มข้นของก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์ระดับต่าง ๆ ที่มีต่อแหล่งน้ำและผลผลิตข้าว น้ำฝน เพื่อใช้เป็นข้อมูลนำเข้าในแบบจำลองพีชในการประเมินผลกระทบที่มีต่อผลผลิตข้าว ข้าวโพด มันสำปะหลัง และอ้อย และศึกษาความอ่อนไหวและการปรับตัวของชาวนา/เกษตรกร เพื่อเสนอแนะทางเลือกของนโยบายในการปรับตัวในภูมิภาคนี้

ผลการศึกษาพบว่า พื้นที่ลุ่มน้ำแม่โขงมีแนวโน้มที่อุณหภูมิอากาศลดลงเล็กน้อย เมื่อก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์มีความเข้มข้น 540 ส่วนในล้านส่วน แต่จะร้อนขึ้นเล็กน้อยเมื่อก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์มีความเข้มข้น 720 ส่วนในล้านส่วน ปริมาณน้ำฝนสูงขึ้นทั่วทั้งภูมิภาค ฤดูร้อนและความแห้งแล้งยาวนานขึ้นอย่างมีนัยสำคัญ ในอนาคตอนุภูมิภาค เช่น ไทยและลาว มีแนวโน้มที่น้ำท่าเพิ่มขึ้น เนื่องจากปริมาณน้ำฝนที่สูงขึ้น โดยรวมแล้วผลผลิตข้าวจะสูงขึ้น ยกเว้นในสามเหลี่ยมปากแม่น้ำโขง แต่โอกาสที่ผลิตพืชจะล้มเหลวมีเพิ่มขึ้นเนื่องจากความรุนแรงของภูมิอากาศ โครงการดังกล่าวดำเนินงานภายใต้โครงการ The Assessments of Impacts and Adaptations to Climate Change (AIACC) ซึ่งเป็นความร่วมมือของ SEA START ร่วมกับ UNEP/WMO ในนาม IPCC สนับสนุนทุนโดย Global Environmental Facility (GEF) ให้การสนับสนุนความร่วมมือในการวิจัย ฝึกอบรม และความช่วยเหลือด้านเทคนิค (Chinvanno and Snidvongs, 2005)

3) การวิจัยที่ได้รับการสนับสนุนจากสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย

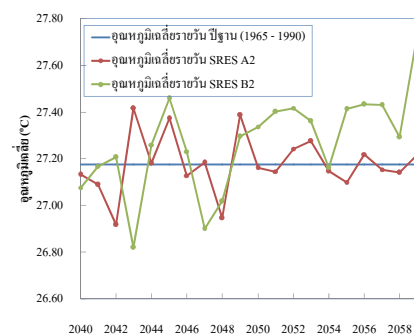
ในปี พ.ศ.2550 ฝ่ายสวัสดิภาพสาธารณะ สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย ได้ริเริ่มให้มีการวิจัยที่เกี่ยวข้องกับแบบจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศระดับภูมิภาคของประเทศไทย โดยได้ให้การสนับสนุนโครงการวิจัยภายใต้ในชุดโครงการ “การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศและผลกระทบต่อประเทศไทย” และสร้างเครือข่ายการทำงานร่วมกันระหว่างภาควิชาการและการประสานเชื่อมโยงกับหน่วยงานระดับนโยบายและระดับปฏิบัติโครงการวิจัยในเบื้องต้นนี้ ประกอบด้วย 5 โครงการวิจัย แต่ละโครงการมีระยะเวลาดำเนินการประมาณ 2 ปี

➤ การสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทยโดยการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก

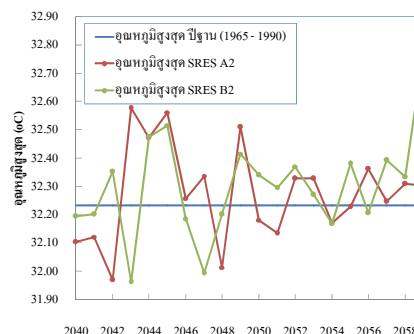
โครงการวิจัยการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในประเทศไทยโดยการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก (กันทรีย์ บุญประกอบ และคณะ, 2553) เป็นการย่อส่วนแบบจำลอง GFDL-R30 ด้วยวิธีสถิติโดยการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวทำนาย คือ ข้อมูลภูมิอากาศในอดีตจาก GFDL-R30 และตัวถูกทำนาย คือ สถิติข้อมูลอุตุนิยมวิทยาจากการตรวจวัด ณ สถานีตรวจอากาศในช่วงเวลาที่สัมพันธ์กัน โดยมีความถี่ของข้อมูลเป็นรายวัน หรือเฉลี่ยรายเดือน และใช้ความสัมพันธ์ที่วิเคราะห์ได้ประมาณค่าอนาคตของข้อมูลอุตุนิยมวิทยา ณ สถานีตรวจวัดโดยใช้ข้อมูลภูมิอากาศอนาคตจาก GFDL-R30 เป็นข้อมูลนำเข้า ภาพจำลองของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในอนาคตของประเทศไทยมีขนาดของหน่วยแยกต่าง 0.5° ละติจูด $\times 0.5^{\circ}$ ลองจิจูด กำหนดปีฐานในช่วง พ.ศ. 2508-2533 และปีอนาคตในช่วง พ.ศ. 2553-2572 และ พ.ศ. 2583-2602 ตามรูปแบบการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคม การเติบโตของประชากรและเทคโนโลยีในอนาคต 2 รูปแบบ ได้แก่ A2 และ B2 ผลการศึกษาส่วนหนึ่ง พบว่า

1) อุณหภูมิเฉลี่ยรายปีของค่ารายวันจาก SRES A2 และ B2 ในระยะสั้นถึงปานกลาง หรือในช่วง พ.ศ. 2553-2572 ทั้งสองกรณีมีจำนวนปีที่มีอุณหภูมิสูงกว่าปีฐานใกล้เคียงปีที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าปีฐาน แต่ในระยะยาว หรือในช่วง พ.ศ. 2583-2602 มีจำนวนปีที่มีอุณหภูมิสูงกว่าปีฐานมากกว่าปีที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าปีฐานโดยเฉพาะอย่างยิ่ง SRES B2 มีค่าสูงกว่าค่าเฉลี่ยปีฐานประมาณ 0.56 องศาเซลเซียส ซึ่งเป็นความแตกต่างของอุณหภูมิเฉลี่ยสูงสุดในช่วงที่พิจารณาในการศึกษานี้ ดังรูปที่ 7.2

2) อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยรายปีของค่ารายวันจาก SRES A2 และ B2 เปรียบเทียบกับปีฐาน ทั้งในระยะสั้นถึงปานกลางและระยะยาว มีจำนวนปีที่มีอุณหภูมิสูงกว่าปีฐานมากกว่าปีที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าปีฐาน ในช่วง พ.ศ. 2553-2572 ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิสูงสุดของ SRES A2 และ B2 เท่ากับ 32.29 องศาเซลเซียส และ 32.27 องศาเซลเซียส ตามลำดับ สูงกว่าอุณหภูมิสูงสุดของปีฐานซึ่งมีค่าเท่ากับ 32.23 องศาเซลเซียส ในช่วง พ.ศ.2583-2602 ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิสูงสุดของ SRES A2 และ B2 เท่ากับ 32.28 องศาเซลเซียส และ 32.30 องศาเซลเซียส ตามลำดับ ซึ่งสูงกว่าปีฐานเช่นเดียวกัน และในปี พ.ศ. 2602 ภายใต้เหตุการณ์จำลองแบบ SRES B2 อุณหภูมิสูงสุด มีค่าสูงกว่าปีฐาน



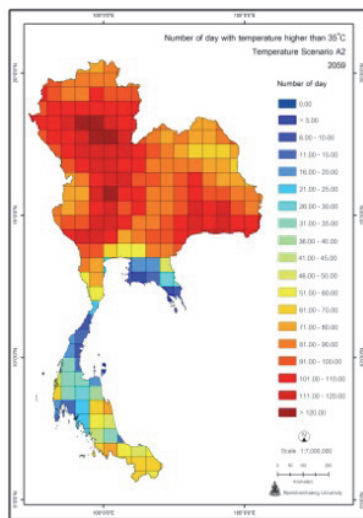
รูปที่ 7.2 อุณหภูมิเฉลี่ยรายปีของค่ารายวันระหว่างปี พ.ศ.2583-2602 GFDL-R30



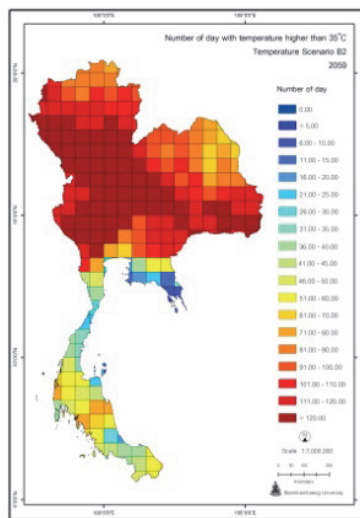
รูปที่ 7.3 อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยรายปีของค่ารายวันระหว่างปี พ.ศ.2583-2602 GFDL-R30

ประมาณ 0.55 องศาเซลเซียส ดังรูปที่ 7.3

3) จำนวนวันที่มีอากาศร้อน หรือมีอุณหภูมิสูงกว่า 35 องศาเซลเซียส ของประเทศไทยในอนาคตภายใต้ SRES A2 และ B2 มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น และครอบคลุมบริเวณกว้างในปี พ.ศ. 2602 จำนวนวันที่มีอากาศร้อนมากกว่า 100 วัน ของ SRES B2 ครอบคลุมพื้นที่ในบริเวณกว้างกว่า A2 ดังรูปที่ 7.4 ส่วนจำนวนวันที่ฝนไม่ตกต่อเนื่องหรือวันที่ไม่มีปริมาณหยาดน้ำฟ้า ของประเทศไทยในอนาคต พบว่าเหตุการณ์จำลองแบบ SRES A2 มีจำนวนวันที่ฝนไม่ตกต่อเนื่องซึ่งคาดว่าจะยาวนานขึ้นและครอบคลุมพื้นที่มากขึ้นในอนาคต เช่นเดียวกับ SRES B2 ในปี พ.ศ. 2602 เหตุการณ์จำลองแบบ SRES A2 มีจำนวนวันที่ฝนไม่ตกต่อเนื่องยาวนานขึ้น และครอบคลุมพื้นที่มากกว่า SRES B2 ในปี พ.ศ. 2602 พื้นที่โดยส่วนใหญ่ในภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลาง ภายใต้ SRES A2 คาดว่ามีจำนวนวันที่ฝนไม่ตกต่อเนื่องอยู่ในช่วง 5-15 วัน ในขณะที่พื้นที่โดยส่วนใหญ่ในภาคเหนือ ตะวันออกเฉียงเหนือและภาคกลาง ภายใต้ SRES B2 มีจำนวนวันที่ฝนไม่ตกต่อเนื่องอยู่ในช่วง 5-10 วันดัง รูปที่ 7.5

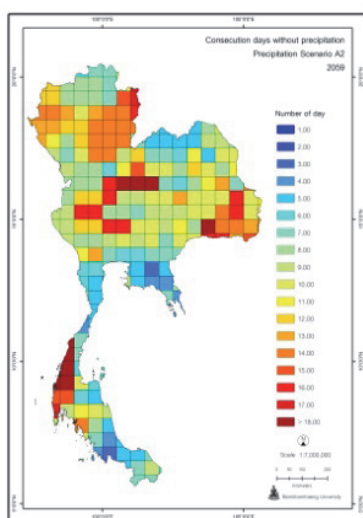


ก) SRES A2

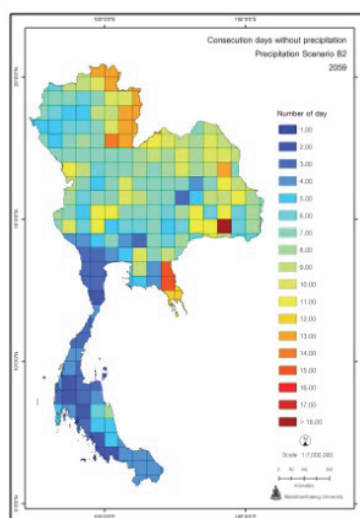


ข) SRES B2

รูปที่ 7.4 จำนวนวันที่มีอากาศร้อนของประเทศไทยในปี พ.ศ. 2602 จากการย่อส่วน/ลดขนาด GFDL-R30



ก) SRES A2



ข) SRES B2

รูปที่ 7.5 จำนวนวันที่ฝนไม่ตกต่อเนื่องในปี พ.ศ. 2602 จากการย่อส่วน/ลดขนาด GFDL-R30

➤ โครงการจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศสำหรับประเทศไทยด้วยแบบจำลองภูมิอากาศ MM5 RCM

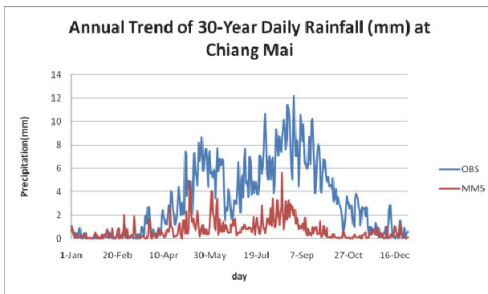
โครงการจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศสำหรับประเทศไทยด้วยแบบจำลองภูมิอากาศ MM5 RCM (MM5-Regional Climate Model) (เจียมใจ เครือสุวรรณ และคณะ, 2553) เป็นการจำลองภูมิอากาศของประเทศไทยในอดีตในช่วง พ.ศ. 2513-2542 และในอนาคต พ.ศ. 2553-2582 โดยใช้แบบจำลองภูมิอากาศโลก CCSM3 (Community Climate System Model version 3) ซึ่งมีความละเอียดเชิงพื้นที่ 1.4° ละติจูด $\times$ 1.4° ลองจิจูด (ประมาณ 140×140 กิโลเมตร) ตามรูปแบบ SRES A2 และ A1B เป็นข้อมูลนำเข้าแบบจำลองสภาพอากาศมีโซสเกล MM5 ที่ดัดแปลงให้เป็นแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค โดยแบ่งพื้นที่เป็น 2 โดเมนที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่ 45×45 กิโลเมตร และ 15×15 กิโลเมตร ผลการจำลองประกอบด้วยตัวแปรสภาพอากาศกว่า 50 ค่า ในระดับผิวพื้นและระดับสูง 23 ชั้น

การเปรียบเทียบปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายวันและอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันระหว่างผลลัพธ์ของ MM5 RCM และค่าตรวจวัดของกรมอุตุนิยมวิทยา ในช่วงปีฐาน พ.ศ.2513-2542 ณ จังหวัดเชียงใหม่ อุบลราชธานีและสงขลา ดังรูปที่ 7.6 พบว่า แบบจำลอง MM5 RCM แสดงค่าอุณหภูมิต่ำกว่าค่าตรวจวัดในช่วงฤดูแล้ง ปริมาณน้ำฝนที่คำนวณจากแบบจำลอง MM5 RCM มีค่าน้อยกว่าค่าตรวจวัด แต่สามารถคาดการณ์ช่วงเวลาฝนตกได้อย่างถูกต้องตามฤดูกาล

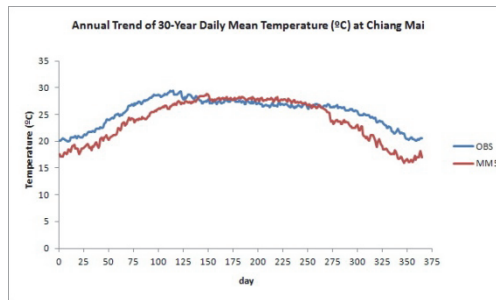
ผลการศึกษาส่วนหนึ่ง พบว่า อุณหภูมิสูงสุดรายวันภายใต้ SRES A1B ในช่วง พ.ศ. 2553-2582 ทุกภาคของประเทศไทยมีอุณหภูมิสูงสุดในฤดูร้อนเพิ่มขึ้น 0.1-0.6 องศาเซลเซียส ภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีอุณหภูมิสูงสุดในฤดูร้อนเพิ่มขึ้น 0.2-0.4 องศาเซลเซียส ขณะที่อุณหภูมิสูงสุดในภาคใต้ตอนล่างเพิ่มมากที่สุดหรือประมาณ 0.4-0.6 องศาเซลเซียส ในช่วง พ.ศ. 2563-2572 อุณหภูมิสูงสุดในฤดูร้อนทั่วประเทศเพิ่มขึ้น 0.8-1.2 องศาเซลเซียส และในช่วง พ.ศ. 2573-2582 มีค่าเพิ่มขึ้น 0.4-0.8 องศาเซลเซียส ทั่วประเทศ ยกเว้นภาคเหนือตอนบนและภาคใต้ตอนล่างที่มีอุณหภูมิสูงสุดเพิ่มขึ้นประมาณ 0.8-1.0 องศาเซลเซียส ภายใต้ SRES A2 ในช่วง ค.ศ.2553-2562 อุณหภูมิสูงสุดเพิ่มขึ้น 0.1-0.4 องศาเซลเซียส เกือบทั่วประเทศ ยกเว้นภาคใต้ที่มีการเพิ่มอุณหภูมิสูงสุดเพิ่มขึ้น 0.4-0.6 องศาเซลเซียส ในช่วง พ.ศ.2563-2572 ในบริเวณพื้นที่ภาคกลางภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีค่าเพิ่มขึ้น 0.2-0.4 องศาเซลเซียส และในภาคเหนือและภาคใต้ตอนบนมีค่าเพิ่มขึ้นเป็น 0.4-0.6 องศาเซลเซียส ขณะที่ภาคใต้ตอนล่าง ตั้งแต่สุราษฎร์ธานีลงไป มีค่าเพิ่มขึ้น 0.6-0.8 องศาเซลเซียส ในช่วง พ.ศ. 2573-2582 มีค่าเพิ่มขึ้น 0.8-1.0 องศาเซลเซียส ทั่วประเทศ ยกเว้นพื้นที่ด้านตะวันตกของภาคเหนือตอนบน บริเวณจังหวัดแม่ฮ่องสอนและเชียงใหม่ มีค่าเพิ่มขึ้น 0.6-0.8 องศาเซลเซียส ดังรูปที่ 7.7

การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนเฉลี่ยรายวันภายใต้ SRES A1B พบว่า ในอนาคตช่วง พ.ศ.2553-2582 มีปริมาณฝนเพิ่มขึ้นบ้างบริเวณเทือกเขาทางตะวันตกของประเทศไทย และมีฝนกระจายตามบริเวณเทือกเขาต่างๆ ในประเทศ พื้นที่ประเทศไทยตอนบนแห้งแล้งมีปริมาณฝนลดลง แต่มีปริมาณฝนเพิ่มมากขึ้นในภาคใต้เป็นบริเวณกว้าง ในช่วง พ.ศ. 2563-2572 มีฝนกระจายเพิ่มขึ้นตามบริเวณเทือกเขาต่างๆ ในประเทศไทยมีปริมาณฝนมากขึ้นในภาคใต้ ขณะที่พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศเป็นสภาพแห้งแล้งมีปริมาณฝนลดลงในช่วง พ.ศ. 2573-2582 มีปริมาณฝนกระจายเพิ่มขึ้นในบริเวณเทือกเขาในประเทศ ขณะที่พื้นที่ส่วนใหญ่ปริมาณฝนลดลง สภาพแห้งแล้ง แต่มีปริมาณฝนเพิ่มขึ้นเป็นบริเวณกว้างในภาคใต้ดังรูปที่ 7.8 (ก-ค)

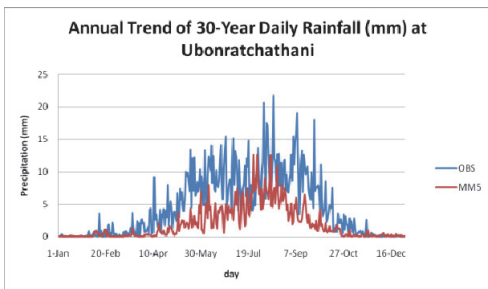
ภายใต้ SRES A2 พบว่า ในช่วง ค.ศ.2553-2562 มีฝนตกเพิ่มขึ้นกระจายตามแนวเชิงเขาทั่วประเทศ บริเวณส่วนใหญ่ของประเทศไทยตอนบนมีฝนลดลง เป็นสภาพแห้งแล้ง ส่วนในภาคใต้มีปริมาณฝนเพิ่มขึ้นเป็นบริเวณกว้างในช่วง พ.ศ. 2563-2572 มีปริมาณฝนเพิ่มขึ้นเล็กน้อยตามบริเวณเทือกเขาภายในประเทศ พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศมีสภาพแห้งแล้ง ปริมาณฝนลดลงมาก แต่ภาคใต้มีปริมาณฝนเพิ่มขึ้นบ้างในช่วง พ.ศ. 2573-2582 มีปริมาณฝนเพิ่มขึ้นบ้างตามบริเวณเทือกเขาภายในประเทศ พื้นที่ส่วนใหญ่มีปริมาณฝนลดลง ยกเว้นภาคใต้ที่มีปริมาณฝนเพิ่มขึ้นเล็กน้อย ดังรูปที่ 7.8 (ง-จ)



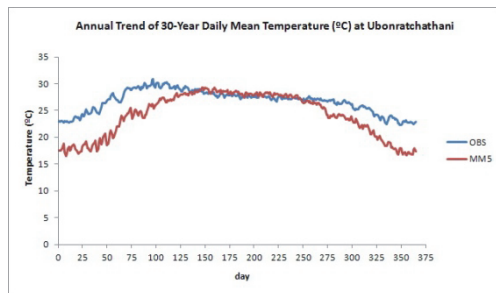
ก) ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย เชียงใหม่



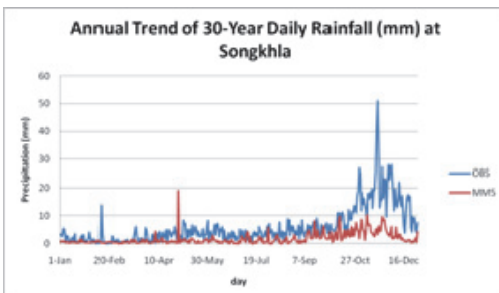
ข) อุณหภูมิเฉลี่ย เชียงใหม่



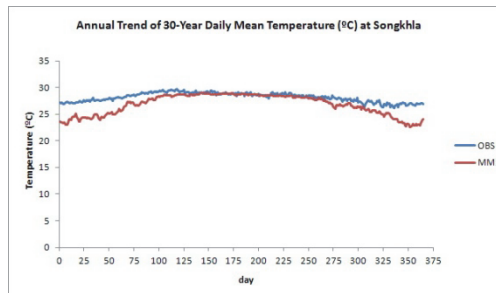
ค) ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย อุบลราชธานี



ง) อุณหภูมิเฉลี่ย อุบลราชธานี

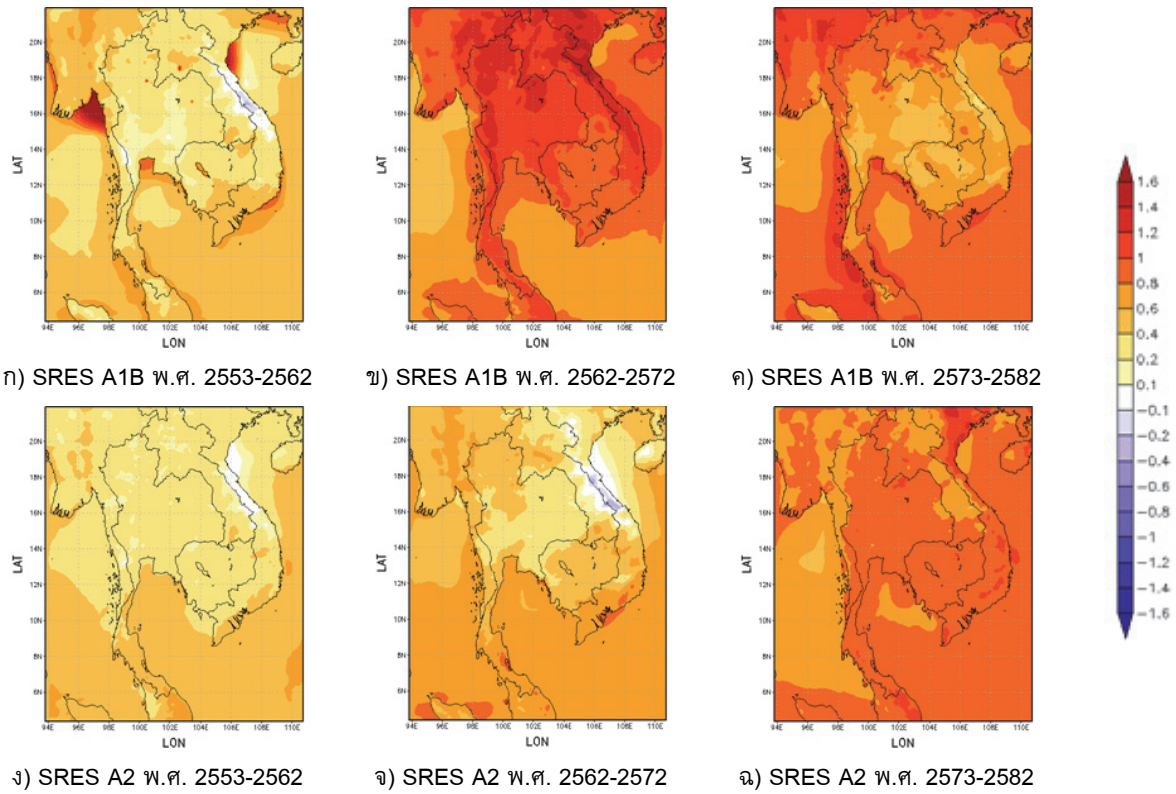


จ) ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย สงขลา

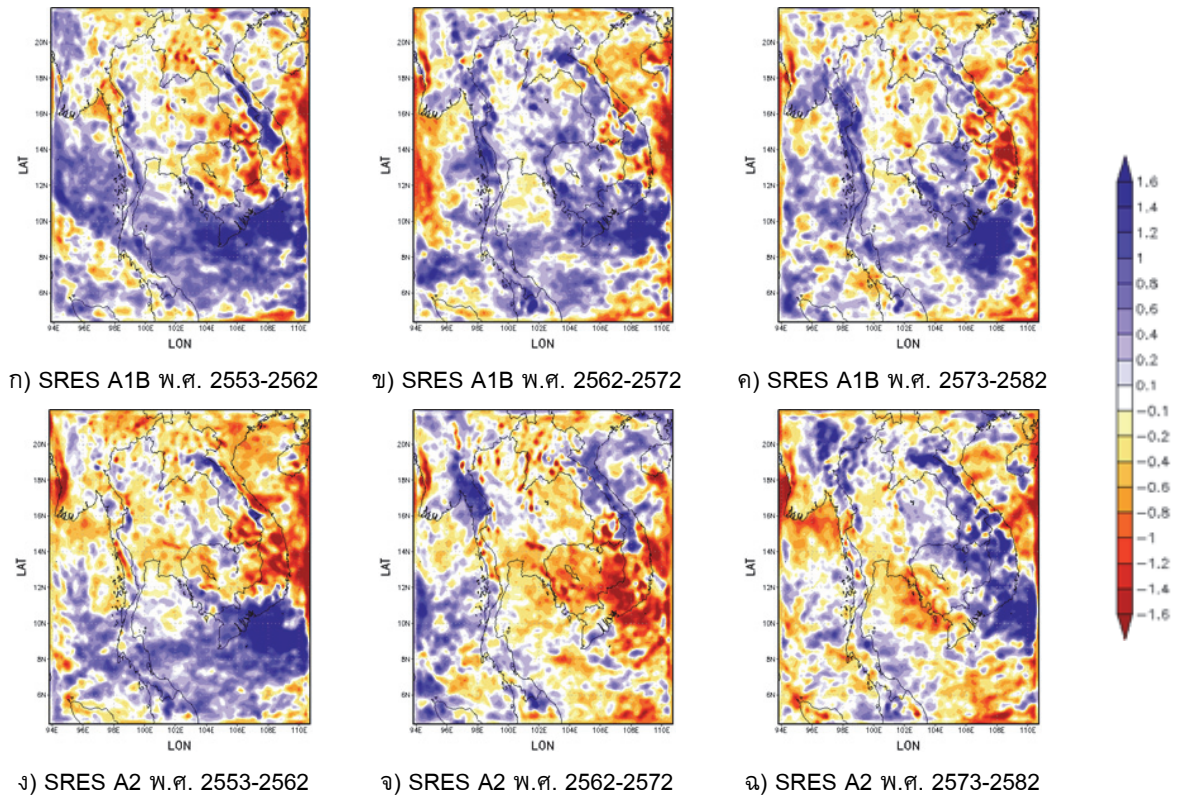


ฉ) อุณหภูมิเฉลี่ย สงขลา

รูปที่ 7.6 กราฟเปรียบเทียบปริมาณน้ำฝนรายวัน (มิลลิเมตร) และอุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน (องศาเซลเซียส) จากแบบจำลอง MM5 RCM ความละเอียด 15 กิโลเมตร กับค่าตรวจวัดจากกรมอุตุนิยมวิทยา (อุตุนิยมวิทยา, 2550) ช่วง พ.ศ. 2513-2542



รูปที่ 7.7 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิสูงสุดรายวันในฤดูร้อนในอนาคตเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในอดีต พ.ศ. 2513-2533 จากผลของแบบจำลอง MM5 RCM ความละเอียด 15 กิโลเมตร



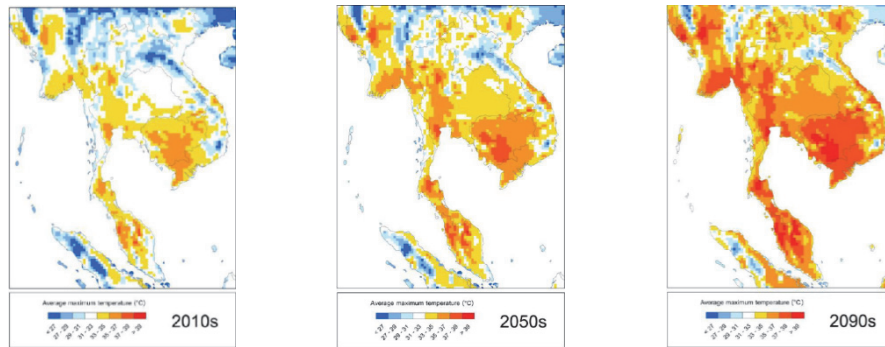
รูปที่ 7.8 การเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายวัน ในฤดูฝนในอนาคตเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยในอดีต พ.ศ. 2513-2533 จากผลของแบบจำลอง MM5 RCM ความละเอียด 15 กิโลเมตร

➤ การจำลองสภาพภูมิอากาศอนาคตสำหรับประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง

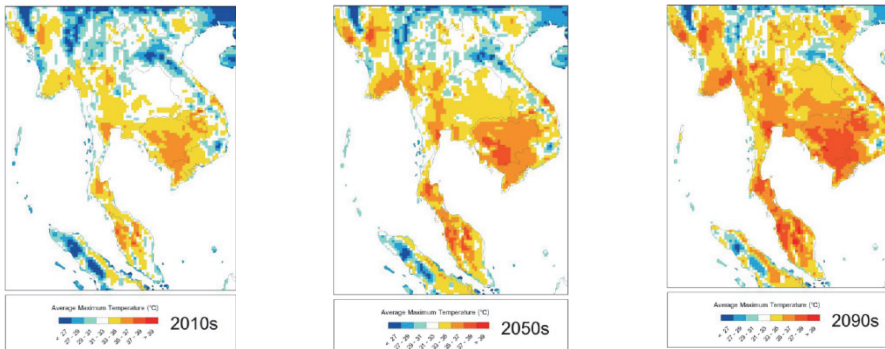
การจำลองสภาพภูมิอากาศอนาคตสำหรับประเทศไทยและพื้นที่ใกล้เคียง (ศุภกร ชินวรรณและคณะ, 2552) เป็นการจำลองสถานการณ์สภาพภูมิอากาศอนาคตความละเอียดเชิงพื้นที่ที่หน่วยแยกต่างขนาดประมาณ 25×25 กิโลเมตร² โดยใช้แบบจำลอง PRECIS (Providing Regional Climates for Impacts Studies) พัฒนาขึ้นโดย Hadley Centre for Climate Prediction and Research และใช้ข้อมูล Global dataset ECHAM4 GCM เป็นข้อมูลพื้นฐานในการคำนวณการจำลองสภาพภูมิอากาศปีฐานในช่วง พ.ศ. 2503-2542 และอนาคตในช่วง พ.ศ.2553-2642 ภายใต้เหตุการณ์จำลอง SRES A2 และ B2 ครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทยและประเทศข้างเคียงเพื่อศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในภูมิภาค

ผลการศึกษาส่วนหนึ่ง พบว่า อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยในประเทศไทยภายใต้เหตุการณ์จำลอง SRES A2 ในช่วงต้นศตวรรษไม่เปลี่ยนแปลงไปจากช่วงปลายศตวรรษก่อนมากนัก ภาคเหนือตอนบนจะมีอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยตลอดทั้งปีประมาณ 29-33 องศาเซลเซียส ในช่วงปลายศตวรรษจะมีอุณหภูมิประมาณ 33-35 องศาเซลเซียส พื้นที่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยตลอดทั้งปีประมาณ 31-33 องศาเซลเซียส ในช่วงปลายศตวรรษจะมีอุณหภูมิประมาณ 33-37 องศาเซลเซียส ภาคเหนือตอนล่าง ภาคกลาง ภาคตะวันออก และพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคใต้จะมีอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยตลอดทั้งปีในช่วงต้นศตวรรษประมาณ 33-35 องศาเซลเซียส ในช่วงปลายศตวรรษจะมีอุณหภูมิประมาณ 33-37 องศาเซลเซียส ดังรูปที่ 7.9 ภายใต้เหตุการณ์จำลองแบบ SRES B2 ก็เป็นไปในทิศทางที่เพิ่มสูงขึ้นในเกือบทุกพื้นที่ในประเทศไทยเช่นกัน แต่เพิ่มสูงขึ้นในระดับที่ต่ำกว่า A2 เล็กน้อย และเมื่อพิจารณาระยะเวลาที่มีอากาศร้อน ในรอบปีหรือวันที่มีอุณหภูมิสูงกว่า 35 องศาเซลเซียส พบว่าในช่วงปลายศตวรรษที่ผ่านมาบริเวณที่มีจำนวนวันที่มีอากาศร้อนมากที่สุดอยู่ในบริเวณภาคกลางและตอนกลางของภาคใต้ โดยมีช่วงเวลายาวนานถึงประมาณ 5-6 เดือนต่อปี และนานมากถึง 7-8 เดือนต่อปี ในบางพื้นที่ภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือจะมีฤดูร้อนยาวนานประมาณ 3-4 เดือนต่อปีในช่วงต้นศตวรรษ ซึ่งแสดงให้เห็นว่าฤดูร้อนจะยาวนานขึ้นในเกือบทุกพื้นที่ในประเทศไทย และอาจยาวนานขึ้นกว่าเดิมถึง 2-3 เดือนในช่วงปลายศตวรรษดังรูปที่ 7.10

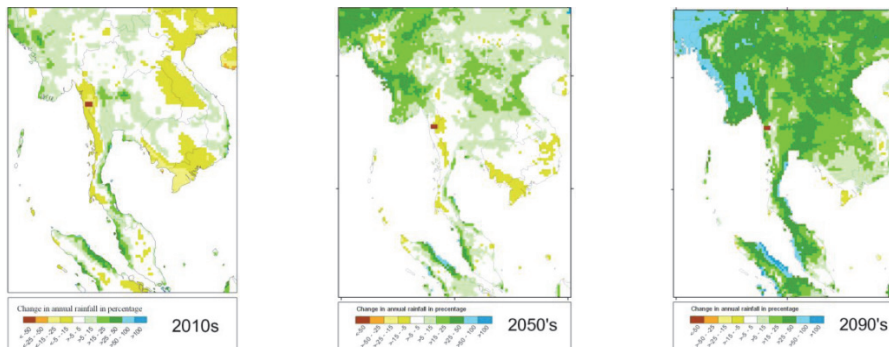
ผลการศึกษา แสดงให้เห็นว่าปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปีมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นในทั่วทุกภาคของประเทศไทยทั้งในด้านปริมาณและการกระจายตัวของพื้นที่ที่มีจำนวนวันที่ฝนตกเพิ่มมากขึ้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งในช่วงปลายศตวรรษ จำนวนวันที่ฝนตกในรอบปีซึ่งใช้เกณฑ์การพิจารณา คือ วันที่มีฝนตกเกินกว่า 3 มิลลิเมตรขึ้นไป พบว่าจำนวนวันที่ฝนตกเฉลี่ยในแต่ละปีในเกือบทุกพื้นที่ยังคงใกล้เคียงกับในอดีต ซึ่งแสดงให้เห็นถึงลักษณะและความยาวนานของฤดูฝนที่อาจจะเป็นไปได้ในอนาคตว่ายังคงไม่เปลี่ยนแปลงไปจากที่เคยเป็นอยู่มากนัก ผลการศึกษาแสดงให้เห็นว่าประเทศไทยในอนาคตจะมีฤดูฝนที่ยังคงความยาวนานประมาณเช่นที่เป็นอยู่ในปัจจุบัน แต่ปริมาณน้ำฝนในแต่ละปีของเกือบทุกพื้นที่จะเพิ่มขึ้น ซึ่งอาจจะบ่งชี้ว่าปริมาณน้ำฝนที่ตกในแต่ละครั้งในอนาคตจะเพิ่มสูงขึ้นหรือฝนตกหนักมากขึ้นในแต่ละครั้งมากกว่าที่เป็นมาในอดีตดังรูปที่ 7.11 และ 7.12 ซึ่งหมายถึงความเสี่ยงต่อภาวะน้ำท่วมฉับพลัน น้ำหลาก และภัยธรรมชาติอื่นที่จะเกิดตามมาจากอุทกภัย



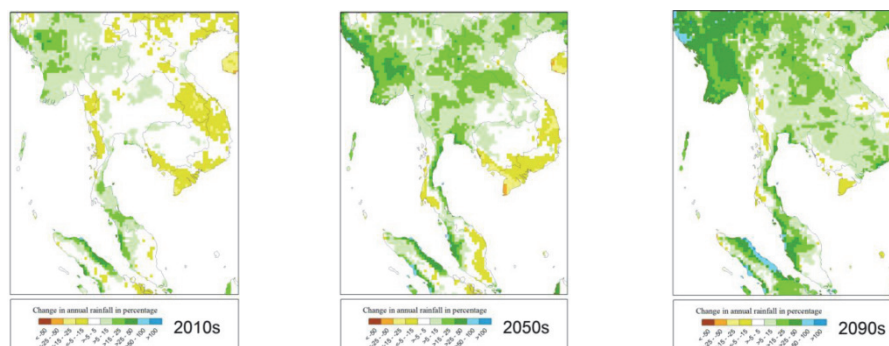
รูปที่ 7.9 อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยในช่วงต้น กลาง และปลายศตวรรษ ภายใต้ SRES-A2 จากแบบจำลองPRECIS ความละเอียด 25 กิโลเมตร



รูปที่ 7.10 อุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยในช่วงต้น กลาง และปลายศตวรรษ ภายใต้ SRES-B2 แบบจำลอง PRECIS ความละเอียด 25 กิโลเมตร



รูปที่ 7.11 การเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนสะสมในรอบปี ในช่วงต้น กลาง และปลายศตวรรษภายใต้ SRES-A2 แบบจำลอง PRECIS ความละเอียด 25 กิโลเมตร

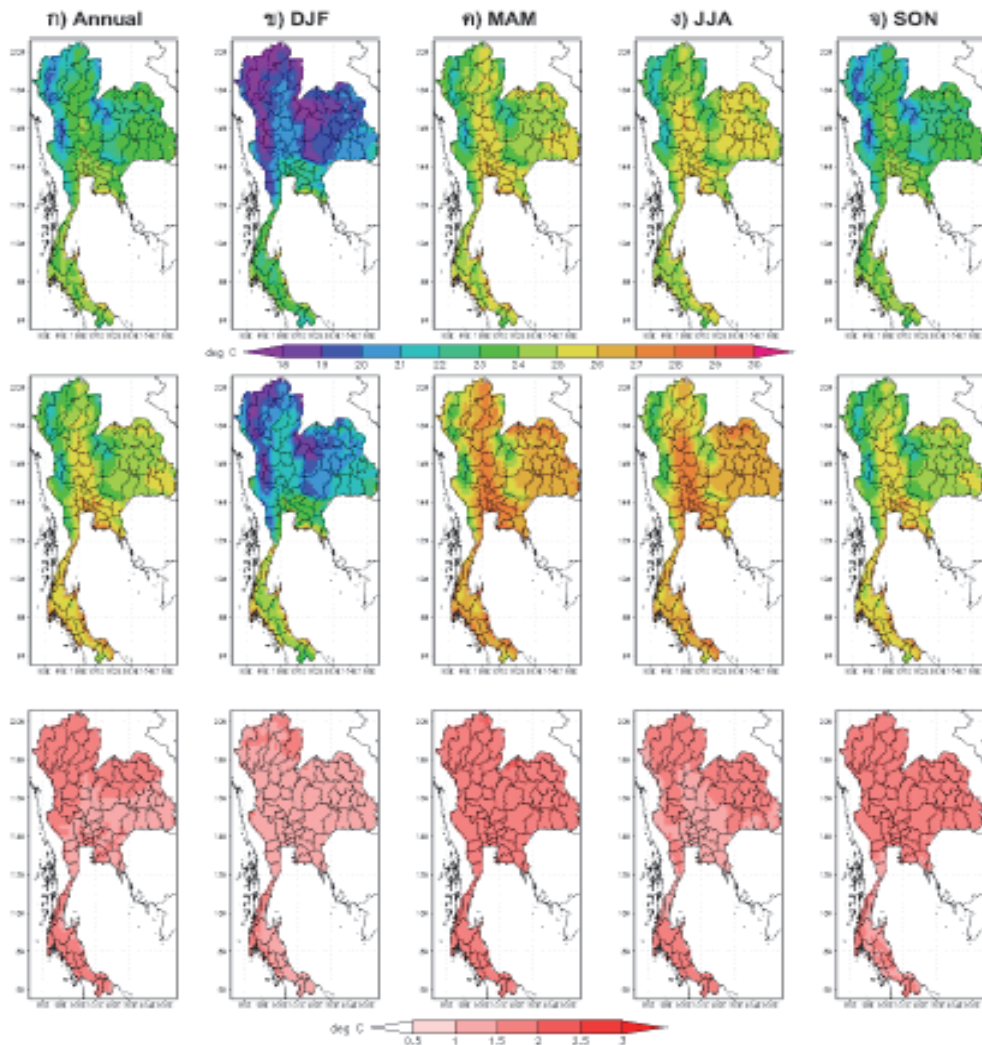


รูปที่ 7.12 การเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนสะสมในรอบปี ในช่วงต้น กลาง และปลายศตวรรษ ภายใต้ SRES-B2 แบบจำลอง PRECIS ความละเอียด 25 กิโลเมตร

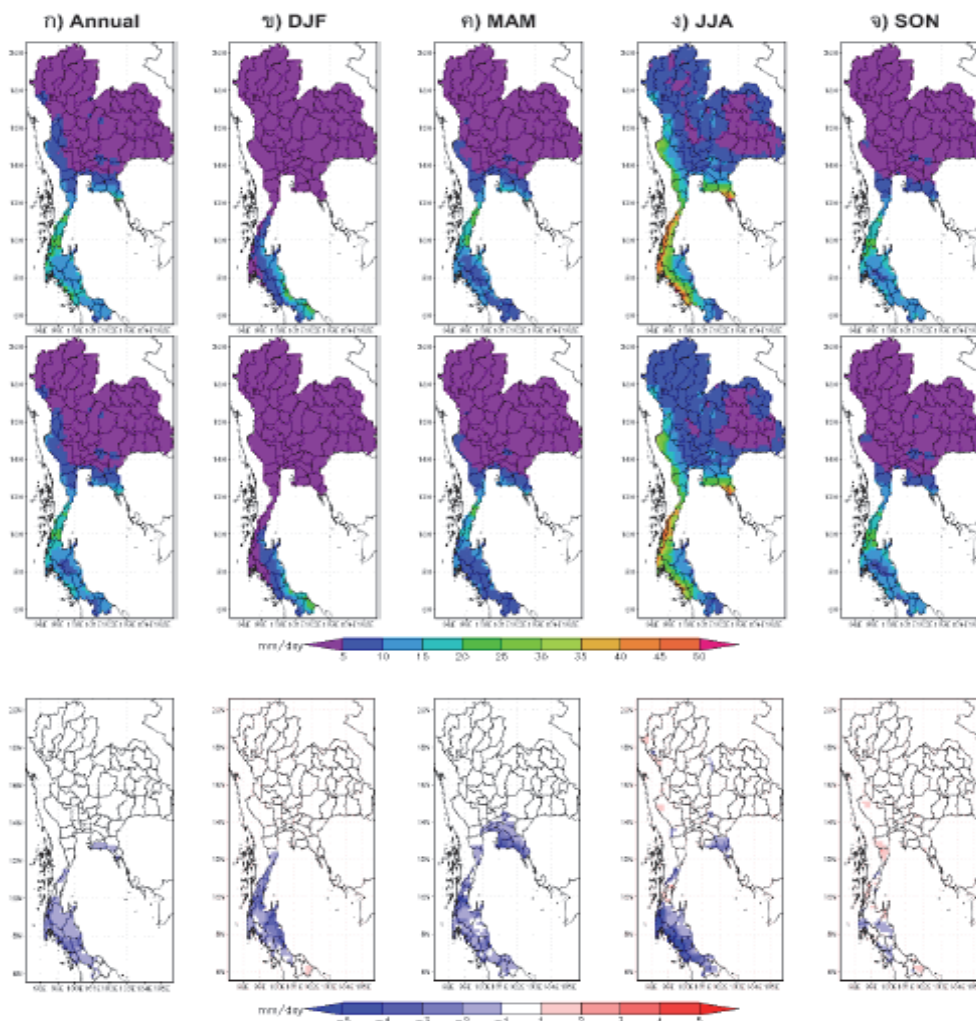
➤ การศึกษาและพัฒนาแบบจำลองสภาพภูมิอากาศระดับภูมิภาค RegCM 3 สำหรับประเทศไทย

การพัฒนาแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาคสำหรับประเทศไทย (สิรินทรเทพ เต๋อประยูร และคณะ, 2553) เป็นการศึกษาซึ่งประยุกต์ใช้แบบจำลองสภาพภูมิอากาศ RegCM3 โดยเปรียบเทียบผลของสภาพภูมิอากาศในช่วงเวลา 40 ปีในอดีต และช่วงเวลา 40 ปีในอนาคต โดยใช้ข้อมูลแบบจำลองภูมิอากาศโลก ECHAM5 ภายใต้เหตุการณ์จำลอง SRES A2 และ B2 เป็นข้อมูลนำเข้า ค่าเฉลี่ยรายวันของตัวแปรที่สนใจได้แก่ อุณหภูมิใกล้พื้นผิวเฉลี่ย สูงสุด ต่ำสุด และปริมาณน้ำฝนเฉลี่ย ครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทยด้วยความละเอียดเชิงพื้นที่ 20×20 กิโลเมตร ผลการศึกษา พบว่าการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันในช่วง พ.ศ. 2574-2613 ภายใต้สถานการณ์ A1B มีค่าเพิ่มขึ้นประมาณ 2.0-2.5 องศาเซลเซียส เมื่อเทียบกับค่าของผลลัพธ์ในช่วง พ.ศ. 2504-2543 ดังรูปที่ 7.13 อุณหภูมิเฉลี่ยรายวันเพิ่มสูงมากที่สุดทั่วทั้งประเทศ ในช่วงเดือนมีนาคมถึงพฤษภาคม (MAM) เป็นช่วงที่ประเทศไทยมีอุณหภูมิสูงสุดตามปกติ และอีกสี่สิบปีในอนาคตระหว่างช่วงเดือนดังกล่าว ทุกพื้นที่ของประเทศไทยจะมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นประมาณ 2.5-3.0 องศาเซลเซียส และพื้นที่ตอนบนและตอนล่างของประเทศไทยจะมีอุณหภูมิสูงขึ้นประมาณ 2.0-2.5 องศาเซลเซียส เกือบตลอดทั้งปียกเว้นช่วงเดือนธันวาคม ถึง กุมภาพันธ์ (DJF) ที่สภาพอากาศของประเทศไทยได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เป็นผลให้มีอุณหภูมิต่ำกว่าช่วงเวลาอื่น และมีอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันเพิ่มขึ้นไม่เกิน 1.5 องศาเซลเซียส

ในช่วง พ.ศ. 2574-2613 เมื่อเทียบกับปีอ้างอิงคาดว่าพื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยมีการเปลี่ยนแปลงค่าเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนสะสมรายวันไม่มากนัก หรือประมาณ ± 1.0 มิลลิเมตรต่อวัน ยกเว้นพื้นที่ภาคใต้ของประเทศไทยที่คาดว่าปริมาณน้ำฝนสะสมรายวันจะลดลงประมาณ 3-4 มิลลิเมตรต่อวันและบางพื้นที่บริเวณชายฝั่งทะเลภาคกลางและตะวันออก ที่ปริมาณน้ำฝนสะสมรายวันลดลงประมาณ 3.0-4.0 มิลลิเมตรต่อวันด้วยเช่นกัน โดยเฉพาะในระหว่างเดือนมีนาคมถึงพฤษภาคม และเดือนมิถุนายนถึงสิงหาคม ดังรูปที่ 7.14 อุณหภูมิเฉลี่ยรายวันของประเทศไทยในช่วงเวลาเดียวกันคาดว่าจะสูงขึ้นอย่างต่อเนื่องประมาณ 0.5 องศาเซลเซียส ในทุกสิบปี และสูงขึ้นไม่เกิน 3 องศาเซลเซียส เมื่อสิ้นปี พ.ศ. 2643 ภาคเหนือคือพื้นที่ซึ่งคาดว่าจะมีอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันเพิ่มสูงขึ้นกว่าบริเวณอื่น หรือประมาณ 2.5-3.0 องศาเซลเซียส โดยเฉพาะในช่วงเดือนมีนาคมถึงพฤษภาคม



รูปที่ 7.13 อุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน (องศาเซลเซียส) จากผลลัพธ์การจำลอง RegCM3 ความละเอียด 20 กิโลเมตร
 ก) ค่าเฉลี่ยรายปี ข) ค่าเฉลี่ยรายสามเดือนธันวาคม-กุมภาพันธ์ ค) มีนาคม-พฤษภาคม ง) มิถุนายน-สิงหาคม และ
 จ) กันยายน-พฤศจิกายน ในช่วงปี อ้างอิง พ.ศ. 2505-2543 (แถวบน) พ.ศ.2574-2613 (แถวกลาง) และการ
 เปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ยรายวันในอนาคตเปรียบเทียบกับปีอ้างอิง (แถวล่าง)



รูปที่ 7.14 ปริมาณน้ำฝนสะสมรายวัน (มิลลิเมตรต่อวัน) จากผลลัพธ์ของแบบจำลอง RegCM3 ความละเอียด 20 กิโลเมตร ก) ค่าเฉลี่ยรายปี ข) ค่าเฉลี่ยรายสามเดือนธันวาคม-กุมภาพันธ์ ค) มีนาคม-พฤษภาคม ง) มิถุนายน-สิงหาคม และ จ) กันยายน-พฤศจิกายน ในช่วงปีอ้างอิง พ.ศ. 2505-2543 (แถวบน) พ.ศ.2574-2613 (แถวล่าง) และการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนสะสมรายวันในอนาคตเปรียบเทียบกับปีอ้างอิง (แถวล่าง)

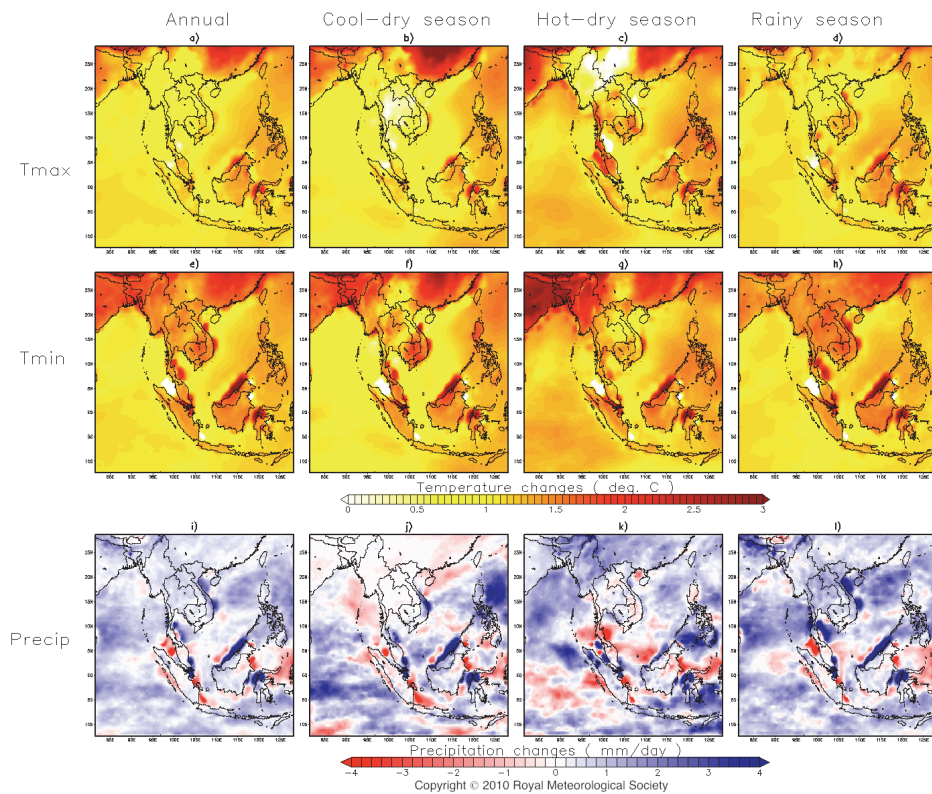
➤ การทดสอบและปรับปรุงแบบจำลอง Weather Research and Forecasting (WRF) ในการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทย

โครงการทดสอบและปรับปรุงแบบจำลอง WRF (ดุษฎี ศุขวัฒน์ และคณะ, 2553) เป็นการศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในระดับภูมิภาค จำเป็นต้องพิจารณาปัจจัยเพิ่มเติมจากการเปลี่ยนแปลงระดับโลก การเปลี่ยนแปลงระดับภูมิภาคมีความรุนแรงกว่าการเปลี่ยนแปลงในระดับโลก การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในพื้นที่แต่ละส่วนของโลกอาจมีความแตกต่างกันแบบจำลองภูมิอากาศระดับภูมิภาคมีการกำหนดกระบวนการต่างๆ ที่มีผลต่อภูมิอากาศไว้ในลักษณะของตัวแปรเสริม (parameterization) การศึกษานี้ เป็นการทดสอบความแม่นยำของแบบจำลอง WRF ในการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย และปรับแก้การกำหนดตัวแปรเสริมสำหรับฝนให้เหมาะสมกับภูมิประเทศและภูมิอากาศของประเทศไทยและการจำลองข้อมูลสภาพภูมิอากาศรายปี ได้แก่ ปริมาณและการกระจายของฝน อุณหภูมิ ความเร็วและทิศทางลม ความชื้นสัมพัทธ์ ความดันบรรยากาศ ความเข้มข้นรังสี และสภาพฤดูกาลการคาดการณ์สภาพภูมิอากาศของประเทศไทย โดยแบบจำลองระหว่าง พ.ศ. 2544-2547 ผลการศึกษาส่วนหนึ่ง พบว่า แบบจำลองให้ผลการคาดการณ์ปริมาณฝนต่ำกว่าความเป็นจริงมากในช่วงฤดูฝน

การคาดหมายอุณหภูมิรายเดือนมีค่าต่ำกว่าความเป็นจริง 3-7 องศาเซลเซียส แบบจำลองคาดหมายความเร็วลมได้ไม่ดีนัก โดยมีค่าสูงกว่าความเป็นจริงค่อนข้างมาก และการคาดหมายความกดอากาศมีค่าสูงกว่าความเป็นจริงระหว่าง 4-6 hPa

4) การศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

การศึกษาการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ด้วยแบบจำลองภูมิอากาศภูมิภาค WRF RCM ความละเอียดเชิงพื้นที่ 60×60 กิโลเมตร ปีฐานในช่วง พ.ศ. 2533-2542 และปีอนาคตในช่วง พ.ศ. 2588-2597 โดยใช้ข้อมูลแบบจำลองภูมิอากาศโลก ECHAM 5 ภายใต้เหตุการณ์จำลอง SRES A1B เป็นเงื่อนไขขอบ ผลการศึกษาส่วนหนึ่ง พบว่า ในช่วงปีอนาคต พื้นที่ทั่วประเทศไทยมีอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยรายวันในฤดูหนาวและฤดูฝนเพิ่มขึ้นประมาณ 0.5-1.0 องศาเซลเซียส บริเวณภาคใต้มีอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยรายวันเพิ่มขึ้น 1.0-1.5 องศาเซลเซียส บริเวณภาคกลางและภาคใต้ของประเทศคาดว่าจะมีอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยรายวันในฤดูร้อนเพิ่มขึ้น 1.0-2.0 องศาเซลเซียส ปริมาณน้ำฝนในปีอนาคตมีการเปลี่ยนแปลงเล็กน้อย ในฤดูฝนคาดว่าจะมีปริมาณน้ำฝนเพิ่มขึ้น และลดลงในช่วงฤดูแล้ง (Chotamonsak et al., 2010) ดังรูปที่ 7.15



รูปที่ 7.15 การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยรายวัน (Tmax) ในอนาคตช่วง พ.ศ. 2588-2597 ก) ตลอดทั้งปี ข) ฤดูหนาว ค) ฤดูร้อน ง) ฤดูฝน และการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยรายวัน (Tmin) จ) ตลอดทั้งปี ฉ) ฤดูหนาว ช) ฤดูร้อน ซ) ฤดูฝน การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน ฉ) ตลอดทั้งปี ญ) ฤดูหนาว ฎ) ฤดูร้อน ฏ) ฤดูฝน จากแบบจำลอง WRF RCM ความละเอียด 60 กิโลเมตร

การประเมินการศึกษาแบบจำลองภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทย

การศึกษาวิจัยด้านการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในพื้นที่ประเทศไทยที่ผ่านมา ยังคงเป็นการศึกษาในเบื้องต้น และต้องการการศึกษาอย่างต่อเนื่องทั้งนี้เพื่อให้ได้ภาพจำลองซึ่งสัมพันธ์และใกล้เคียงกับข้อมูลจากแบบจำลองภูมิอากาศโลก การประเมินการศึกษาแบบจำลองภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในด้านการสร้างภาพจำลองภูมิอากาศภูมิภาคอนาคต มีประเด็นสำคัญสรุปได้ ดังนี้

1) การสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในช่วงแรกนั้น ดำเนินการในปี ค.ศ. 1999 เป็นการศึกษาแนวโน้มของภูมิอากาศที่คาดว่าจะเกิดขึ้นในอนาคตเมื่อความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศเพิ่มขึ้นเป็น 2 เท่าของปีฐาน ผลจากการจำลองแบบมีลักษณะเป็นไฟล์ภาพแสดงให้เห็นแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเฉลี่ย และปริมาณน้ำฝนในอนาคต

2) การศึกษาในช่วงต่อมาเป็นการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในรูปแบบข้อมูลรายวันเมื่อความเข้มข้นของคาร์บอนไดออกไซด์ในบรรยากาศมีค่าเท่ากับ 360, 540 และ 720 ส่วนในล้านส่วนเพื่อใช้สำหรับการศึกษาผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อแหล่งน้ำ และผลผลิตข้าวนาข้าว

3) การสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยล่าสุด คือ โครงการที่ได้รับการสนับสนุนการวิจัยจาก สกว. ระยะเวลาดำเนินการระหว่าง พ.ศ. 2551-2552 มีวัตถุประสงค์เพื่อวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศระดับภูมิภาคสำหรับประเทศไทย และเผยแพร่ข้อมูลการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของประเทศไทย

4) ชุดโครงการดังกล่าวเป็นการวิจัยเบื้องต้น ซึ่งคาดว่าจะมีการศึกษาในระยะต่อไปเพื่อปรับปรุงแก้ไขให้ได้ผลที่น่าเชื่อถือมากขึ้น

5) โครงการที่ได้รับการสนับสนุนการวิจัยจาก สกว. เป็นการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทยในระยะแรกประยุกต์ใช้ภูมิอากาศอนาคตซึ่งความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศมีค่าตามเหตุการณ์จำลอง SRES การประเมินแนวโน้มภาพรวมภูมิอากาศอนาคตจากผลการศึกษาทุกโครงการมีความแตกต่างกัน สรุปได้ดังนี้

➢ การสร้างภาพจำลองภูมิอากาศอนาคตระดับภูมิภาคในชุดโครงการนี้ดำเนินการโดยใช้แบบจำลอง RCM ตามหลักการการย่อยส่วนเชิงพลวัต 3 โครงการ และแบบจำลองเอ็มพีริคัล-สถิติ 1 โครงการ

➢ การศึกษาแต่ละโครงการกำหนดใช้ช่วงปีฐานต่างกันในที่ประชุมที่ สกว. ตอนเสนอโครงการ พ.ศ. 2550 ทุกกลุ่มตกลงใช้ ช่วง พ.ศ. 2513-2533

➢ การศึกษาในแต่ละโครงการมีช่วงเวลาการจำลองภูมิอากาศอนาคตต่างกันบางโครงการมีช่วงเวลาที่ขาดหายไปตามข้อมูล GCMs ที่ประยุกต์ใช้

➢ ในแต่ละโครงการประยุกต์ใช้เหตุการณ์จำลอง 2 รูปแบบ ได้แก่ SRES A2 B2 และ SRES A2 A1B ตามข้อจำกัดของข้อมูลแบบจำลองภูมิอากาศโลก

ข้อเสนอแนะเพื่อการศึกษาแบบจำลองภูมิอากาศอนาคตของประเทศไทย

การศึกษาวิจัยด้านการสร้างภาพจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศอนาคตในพื้นที่ประเทศไทย ควรมีการศึกษาอย่างต่อเนื่องเพื่อให้ได้ผลลัพธ์ที่ใกล้เคียงกับสภาพความเป็นจริงมากที่สุด แนวทางการศึกษาวิจัยและการดำเนินการที่สำคัญ ได้แก่

1) การสร้างภาพจำลองภูมิอากาศในอนาคตในพื้นที่ประเทศไทยด้วยการย่อยส่วนเชิงสถิติและเชิงพลวัต ภายใต้ SRES A1 B1 และ A1B

2) ปรับปรุงการย่อยส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลกด้วยแบบจำลองเอ็มพีริคัล-สถิติ

3) การประมวลผลแบบจำลองรวม (ensemble) ข้อมูลจากภาพจำลองภูมิอากาศในอนาคตในพื้นที่ประเทศไทยที่ได้รับจากการย่อยส่วน เพื่อศึกษาแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศของประเทศไทยในอนาคต

4) พัฒนาและปรับปรุงแบบจำลองระดับภูมิภาค RCM ด้วยแบบจำลองคู่ควบ Ocean Model, Land Surface Model และการจะเชื่อมโยงกับปฏิกิริยาเคมีในอากาศ เพื่อศึกษาผลกระทบของมลภาวะอากาศต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ และคัดเลือก model physics และ parameterizations schemes ที่เหมาะสมกับสภาพอากาศของประเทศไทย อีกทั้งควรเลือกแบบจำลองประเภท non-hydrostatic

5) เพิ่มความละเอียดของแบบจำลอง RCMs เพื่อความแม่นยำในการพิจารณากระบวนการในบรรยากาศที่เกิดขึ้นในสเกลที่เล็กลง เช่น พายุหมุนโซนร้อน ภูมิอากาศในภูมิภาคที่มีลักษณะภูมิประเทศซับซ้อน ตามเทือกเขา ชายฝั่ง ทะเลและเกาะต่าง ๆ (เป็น weather forecast ไม่ใช่ climate change)

เอกสารอ้างอิง

- กรมอุตุนิยมวิทยา 2550. ข้อมูลตรวจวัดสภาพอากาศของประเทศไทย.
- กัณห์กรีย์ บุญประกอบ, จิรสรณ์ สันติสิริสมบุญ, จารุทัศน์ สันติสิริสมบุญ, นิพัทธ์ สัมกลีป, มนชัย ขอบธรรม และ ทรงศักดิ์ ช่วยบำรุง การศึกษาวิเคราะห์และสังเคราะห์งานวิจัยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ รายงานฉบับสมบูรณ์ เสนอต่อสำนักงานคณะกรรมการวิจัยแห่งชาติ, 2552.
- กัณห์กรีย์ บุญประกอบ, จิรสรณ์ สันติสิริสมบุญ, จารุทัศน์ สันติสิริสมบุญ, วรัญญ วงษ์เสรี, กัมพล พรหมจระประวัตติ, พัทธมน แก้วแพรง, สิริวิรินทร์ เพชรรัตน์, ยอด สุขะมงคล, มนชัย ขอบธรรม, นิพัทธ์ สัมกลีป, ปวันรัตน์ อักษรสิงห์ชัย, ขวัญฤทัย ศรีแสงฉาย และทรงศักดิ์ ช่วยบำรุง.การสร้างภาพจำลองของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทยโดยการย่อส่วนแบบจำลองภูมิอากาศโลก. รายงานฉบับสมบูรณ์ เสนอต่อสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2553.
- เจียมใจ เครือสุวรรณ, ชาคิต โชติอมรศักดิ์, อรวรรณ วิรัชเวชยันต์, ภาคภูมิ รัตน์จิราภัก, ชีรชัย อำนวยล้อเจริญ และปิยะ ผ่านศึก. การจำลองการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศสำหรับประเทศไทยด้วยแบบจำลองภูมิอากาศท้องถิ่น MM5. รายงานฉบับสมบูรณ์ เสนอต่อสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2553.
- ดุขฎี ศุขวัฒน์ และคณะ. การทดสอบและปรับปรุงแบบจำลอง Weather Research and Forecasting (WRF) ในการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศในประเทศไทย. รายงานฉบับสมบูรณ์ เสนอต่อสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2553.
- ศุภกร ชินวรรณ, วิริยะ เหลืองอร่าม, เฉลิมรัฐ แสงมณี และจุฑาทิพย์ ธนกิจดีเมธาวุฒิ. การจำลองสภาพภูมิอากาศอนาคตสำหรับประเทศไทยและพื้นที่ข้างเคียง. รายงานฉบับสมบูรณ์ เสนอต่อสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2552.
- สิรินทรเทพ เต่าประยูร, เกษมสันต์ มโนมันพิบูลย์, เมกา ออกทาเวียอาณี และกฤตัญญ์ ต่อศรี. การศึกษาและพัฒนาแบบจำลองสภาพภูมิอากาศระดับภูมิภาค RegCM 3 สำหรับประเทศไทย. ร่างรายงานฉบับสมบูรณ์ เสนอต่อสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย, 2553.
- Boonpragob, K. 1999. Climate change scenarios in Thailand simulated by General Circulation Models. Page 10-1 to 10-29, in Boonpragob K. (ed.). Thailand's Country Study on Climate Change, 1990. A Report submitted to the Ministry of Science Technology and Environment, Thailand. Thailand Environment Institute, Bangkok.
- Brent M. Lofgren, Frank H. Quinn, Anne H. Clites, Raymond A. Assel, Anthony J. Eberhardt, Carol L. Luukkonen, 2002. Evaluation of potential impacts on Great Lakes water resources based on climate scenarios of two GCMs. Journal of Great Lakes Research, 28: 537-554.
- Chinvanno, S. and Snidvongs, A. 2005. The study of future climate changes impact on water resource and rain-fed agriculture production. Proceeding of the APN CAPaBLE CB-01 Synthesis Workshop, Vientien, Lao PDR, 29-30 July 2004. SEA START RC, Technical Report No. 13: 113 pp.
- Chotamonsak, C., Salathe, E.P., Kreasuwun, J., Chantara, S., and Siriwitayakorn, K. 2010. Projected climate change over Southeast Asia simulated using a WRF Regional Climate Model. Atm. Sci. Let. II :000-000;DOI: 10.1002/asl.313

- Dickinson, R.E., Errico, R.M., Giorgi, F. and Bates, G.T. 1989. A regional climate model for western United States. *Climate Change*, 15: 383–422.
- Giorgi, F. 1990. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, 3: 941–963.
- IPCC, 1990. *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment (1990)* [J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, Great Britain, New York, NY, USA and Melbourne, Australia, 410 pp.
- IPCC, 1992. *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* [J.T. Houghton, B.A. Callander and S.K. Varney (eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, Great Britain, New York, NY, USA, and Victoria, Australia, 218 pp.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge. United Kingdom and New York. NY, USA.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC*. [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linder, X. Dai, K. Maskell and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York.
- IPCC, 1994. *IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations*. Eds. [T. R. Carter, Parry M. L., Harasawa H. and Nishioka S. (eds.)]. University College, London and Center for Global Environmental Research, Tsukuba, Japan.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: Synthesis Report. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Inter Governmental Panel on Climate Change*, [R.T. Watson and Core Writing Team (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 184 pp.
- Karl, T.R., Wang, W.C., Schlesinger, M.E., Knight, R.W. and Portman, D. 1990. A method of relating general circulation model simulated climate to the observed climate, Part I: Seasonal statistics. *Journal of Climate*, 3: 1053–1079.
- Katz, R.W., Parlange, M.B. and Naveau, P. 2002. Statistics of extremes in hydrology. *Advances in Water Resources*, 25: 1287–1304.
- Kim, J.W., Chang, J.T., Baker, N.L., Wilks, D.S. and Gates, W.L. 1984: The statistical problem of climate inversion: Determination of the relationship between local and large-scale climate. *Monthly Weather Review*, 112: 2069–2077.
- Wigley, T.M.L., Jones, P.D., Briffa, K.R. and Smith, G. 1990. Obtaining sub-grid scale information from coarse-resolution general circulation model output. *Journal of Geophysical Research*, 95: 1943–1953.

8

ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศและความเชื่อมโยง ต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศระดับภูมิภาคในอนาคต

นายธนรัฐ ภัทรสถาพรกุล
ดร.อัศมน ลิ้มสกุล

วิธีอ้างอิง

ธนรัฐ ภัทรสถาพรกุล และอัศมน ลิ้มสกุล, 2554: ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศและความเชื่อมโยงต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศระดับภูมิภาคในอนาคต. ใน: รายงานการสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของไทย ครั้งที่ 1: องค์ความรู้ด้านวิทยาศาสตร์ของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ. คณะทำงานกลุ่มที่ 1 สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย [อัศมน ลิ้มสกุล, อำนาจ ชิดไธสง และกัณฑ์รีย์ บุญประกอบ(บรรณาธิการ)]

ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศและความเชื่อมโยงต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศระดับภูมิภาคในอนาคต

ประเด็นสำคัญ	187
8.1 บทนำ	188
8.2 การตรวจวัด ความเข้าใจและภาพฉายในอนาคตของรูปแบบความแปรปรวน	188
8.3 การตรวจวัด ความเข้าใจและภาพฉายในอนาคตของระบบลมมรสุม	194
8.4 การตรวจวัด ความเข้าใจและภาพฉายในอนาคตของสภาวะสุดขีดของภูมิอากาศ	194
8.5 ความเชื่อมโยงระหว่างปรากฏการณ์	198
8.6 สรุป	200
เอกสารอ้างอิง	201

ประเด็นสำคัญ (Key Finding) :

ความแปรปรวนของสภาพอากาศ เป็นผลเชื่อมโยงมาจากปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศในระดับภูมิภาคและเป็นต้นเหตุนำไปสู่สภาวะสุดขีดของภูมิอากาศและภัยธรรมชาติทั้งในระดับท้องถิ่น รูปแบบความแปรปรวนของปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ตลอดจนสภาวะสุดขีดของภูมิอากาศและความเชื่อมโยงระหว่างปรากฏการณ์ พบว่า

1) ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation; ENSO) มีอิทธิพลทำให้ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิอากาศในประเทศไทยมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น (ลดลง) ในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ (ลานีญา) และพบว่าปริมาณน้ำฝนรวมรายปีมีแนวโน้มลดลง (เพิ่มขึ้น) ในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ (ลานีญา)

2) ปรากฏการณ์ IOD (Indian Ocean Dipole) มีอิทธิพลทำให้ปริมาณน้ำฝนรวมรายปีของประเทศไทยมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นกล่าวคือ ปริมาณน้ำฝนสะสมในช่วงฤดูฝนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น แต่ปริมาณน้ำฝนสะสมในช่วงฤดูแล้งถดถอยมากกลับมีแนวโน้มลดลง นอกจากนี้พบว่า IOD ทำหน้าที่เป็นตัวกลาง (modulator) ในการปรับอิทธิพลของสัญญาณที่มาจากปรากฏการณ์ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิก

3) ปรากฏการณ์ MJO (Madden Julian Oscillation) ก่อให้เกิดความแปรปรวนของปริมาณฝนภายในฤดูกาล โดยวันเริ่มฤดูมรสุมเกิดขึ้นหลังจากที่ positive MJO เคลื่อนผ่าน ในขณะที่ฝนทิ้งช่วงมักเกิดในช่วงที่ negative MJO เคลื่อนผ่าน นอกจากนี้ MJO ยังก่อให้เกิดสภาวะสุดขีดของฝนในช่วง positive MJO เมื่อเทียบกับช่วง negative MJO

4) มรสุมฤดูร้อนในบริเวณฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก มีความแปรปรวนเพิ่มขึ้นแต่ความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซยังคงเดิม ในทางกลับกัน มรสุมฤดูร้อนอินเดียมีความแปรปรวนลดลงและความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์เอนโซอ่อนกำลังลงอย่างมาก

5) มรสุมฤดูร้อนอินเดียมีกำลังแรงขึ้น (อ่อนลง) ในช่วงการก่อตัวของปรากฏการณ์เอลนีโญ (ลานีญา) ในขณะที่ มรสุมฤดูร้อนในบริเวณฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกมีกำลังแรงขึ้น (อ่อนลง) ในช่วงการสลายตัวของปรากฏการณ์ลานีญา (เอลนีโญ)

ความแปรปรวนของสภาพอากาศ ถือเป็นประเด็นสำคัญท่ามกลางบริบทของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศเนื่องจากความแปรผันระยะสั้นเป็นเหตุการณ์ที่สามารถเห็นผลกระทบเชิงสาธารณะต่อทุกภาคส่วนอย่างชัดเจน ดังนั้น ความเข้าใจเชิงลึกเกี่ยวกับปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศจะช่วยยกระดับขีดความสามารถในการพยากรณ์ระยะสั้น (24-72 ชั่วโมง) และระยะยาว (15-90 วัน) ให้สามารถรับมือกับสภาวะสุดขีดของภูมิอากาศอันเป็นผลเชื่อมโยงมาจากปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศในเวลาต่างๆ

8.1 บทนำ

ปฏิสัมพันธ์ระหว่างชั้นบรรยากาศและผิวหน้ามหาสมุทร มีบทบาทสำคัญในการควบคุมเสถียรภาพของภูมิอากาศในระดับภูมิภาค กล่าวอีกนัยหนึ่ง ความแปรผันในเชิงพื้นที่และเวลาของลักษณะอากาศภาคพื้นสมุทรเป็นตัวกำหนดความแปรปรวนของลักษณะอากาศภาคพื้นทวีป ดังนั้น ความแปรปรวนของสภาพอากาศ (climate variability) จึงเป็นผลเชื่อมโยงมาจากปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศในระดับภูมิภาค ประเทศไทยซึ่งตั้งอยู่บนคาบสมุทรอินโดจีนที่มีอาณาเขตเชื่อมต่อกับมหาสมุทรแปซิฟิกและมหาสมุทรอินเดีย ย่อมได้รับอิทธิพลจากความแปรผันของทั้งสองมหาสมุทร ในลักษณะของปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศที่มีรูปแบบความแปรปรวนในคาบเวลาต่างๆ นอกจากนี้ ความแปรปรวนของสภาพอากาศนั้น ยังเป็นต้นเหตุนำไปสู่สภาวะอากาศรุนแรงและภัยธรรมชาติทั้งในระดับภูมิภาคและระดับท้องถิ่น บทนี้ จึงทบทวนและประมวลองค์ความรู้ด้านรูปแบบความแปรปรวนของปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ตลอดจนสภาวะสุดขีดของภูมิอากาศและความเชื่อมโยงระหว่างปรากฏการณ์

8.2 การตรวจวัด ความเข้าใจและภาพฉายในอนาคตของรูปแบบความแปรปรวน

ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศในเชิงพลศาสตร์ของชั้นบรรยากาศและผิวหน้ามหาสมุทรที่มีการค้นพบและอ้างอิงจนถึงปัจจุบัน สามารถจำแนกระดับของความแปรปรวนตามคาบเวลาของปรากฏการณ์ ดังนี้

(1) ความแปรผันเชิงฤดูกาล (seasonal variation) ได้แก่ ระบบลมมรสุมและการไหลเวียนกึ่งเขตร้อน รวมไปถึงการเคลื่อนตัวของร่องความกดอากาศต่ำ (intertropical convergence zone, ITCZ)

(2) ความแปรปรวนภายในฤดูกาล (intraseasonal variability) เป็นความผันแปรในระยะสั้นที่มีคาบเวลาประมาณ 30-60 วัน เช่น ปรากฏการณ์ Madden Julian Oscillation (MJO) รวมไปถึงคลื่นพเนจรในเขตร้อน (equatorial planetary waves) ได้แก่ คลื่นเคลวิน (kelvin wave) และคลื่นรอสบี้ (rossby wave)

(3) ความแปรปรวนระหว่างรอบปี (interannual variability) เช่น ปรากฏการณ์ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิกและปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole (IOD) ในมหาสมุทรอินเดีย

(4) ความแปรปรวนในคาบทศวรรษ (decadal variability) เป็นความผันแปรในระยะยาวที่มีคาบเวลาประมาณ 10 ปี เช่น North Atlantic Oscillation (NAO) ในมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ และ Pacific Decadal Oscillation (PDO) ในมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือ เป็นต้น

(5) การแลกเปลี่ยนระหว่างแอ่งมหาสมุทร (inter-basin exchanges) ผ่านรูปแบบเส้นทางการไหลเวียนของชุดกระแสน้ำ Indonesian Throughflow (ITF) บริเวณช่องแคบต่างๆ ของหมู่เกาะอินโดนีเซีย ซึ่งเป็นกลไกการแลกเปลี่ยนสมดุลงบประมาณความร้อนและความเค็มระหว่างมหาสมุทรแปซิฟิกและมหาสมุทรอินเดีย

นอกจากนั้น ปรากฏการณ์เหล่านี้ต่างก็มีปฏิสัมพันธ์ระหว่างกัน และยังส่งผลกระทบต่อเชิงพื้นที่ในระดับที่แตกต่างกัน

8.2.1 ปรากฏการณ์ El Niño-Southern Oscillation (ENSO)

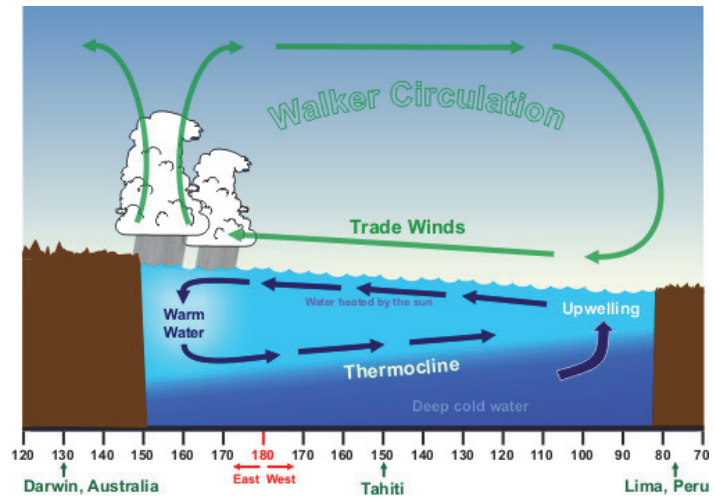
ปรากฏการณ์ ENSO เป็นความแปรผันของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิก โดยในสภาวะปกติ (รูปที่ 8.1 ก) ลมสินค้าตะวันออกเฉียงเหนือและลมสินค้าตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งพัดปกคลุมบริเวณเขตร้อนของมหาสมุทรแปซิฟิก และพัดพาให้เกิดกระแสน้ำเลียบเส้นศูนย์สูตร ได้แก่ North Equatorial Current (NEC) และ South Equatorial Current (SEC) ซึ่งเป็นกระแสน้ำอุ่นที่ไหลจากด้านฝั่งตะวันออกมายังด้านฝั่งตะวันตกของมหาสมุทร เกิดเป็นชั้นมวลน้ำอุ่นหรือ West Pacific warm pool บริเวณน่านน้ำของภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ นำพาความชื้นและน้ำฝน ทำให้ภูมิภาคแถบนี้อุดมสมบูรณ์ ในขณะที่เดียวกัน ด้านฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกบริเวณชายฝั่งทะเลของประเทศเปรูและชิลีจะเกิดปรากฏการณ์น้ำผุด (coastal upwelling) ซึ่งเป็นมวลน้ำเย็นที่นำพาธาตุอาหารจากในทะเลลึกขึ้นมาแทนที่ ทำให้น่านน้ำบริเวณนี้มีผลผลิตเบื้องต้นสูงและเป็นแหล่งทรัพยากรประมงที่สำคัญของโลก

สภาวะปรากฏการณ์เอลนีโญ (El Niño) (รูปที่ 8.1 ข) เชื่อกันว่ามีสาเหตุมาจากการที่ลมสินค้าที่พัดปกคลุมเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกอ่อนกำลังลง ทำให้กระแสน้ำอุ่น Equatorial Counter Current (ECC) มีกำลังแรงขึ้น ชั้นมวลน้ำอุ่นจึงไหลย้อนกลับไปยังบริเวณตอนกลางของมหาสมุทร ทำให้เกิดกลุ่มเมฆและฝนตกบริเวณนี้ นับเป็นการสูญเสียทรัพยากรน้ำภาคพื้นทวีปโดยเปล่าประโยชน์เนื่องจากน้ำฝนไปตกบริเวณภาคพื้นสมุทร เกิดภาวะความแห้งแล้งบริเวณภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ นอกจากนี้ ชั้นมวลน้ำอุ่นดังกล่าว อาจขยายตัวเรื่อยไปจนถึงด้านฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก เหตุการณ์เช่นนี้ ยับยั้งกลไกของกระบวนการเกิดน้ำผุด ทำให้กลุ่มประเทศชายฝั่งทะเลตะวันตกของทวีปอเมริกาใต้สูญเสียผลผลิตทรัพยากรประมง

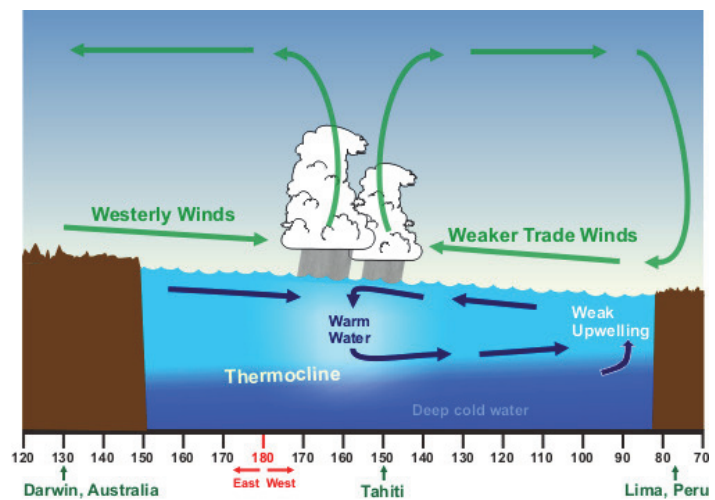
สภาวะปรากฏการณ์ลานีญา (La Niña) (รูปที่ 8.1 ค) กลไกเป็นเช่นเดียวกับในสภาวะปกติแต่มีกำลังแรงขึ้น นั่นคือเชื่อกันว่ามีสาเหตุมาจากการที่ลมสินค้าที่พัดปกคลุมเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกทวีกำลังแรงขึ้น ทำให้กระแสน้ำเลียบเส้นศูนย์สูตรไหลมาทางด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกด้วยปริมาณที่มากขึ้นกว่าปกติ เกิดชั้นมวลน้ำอุ่น West Pacific warm pool ที่มีเสถียรภาพมากขึ้น นำพาความชื้นและก่อให้เกิดฝนตกบริเวณภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ในปริมาณรวมที่สูงขึ้น ขณะที่ทางด้านฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรมวลน้ำเย็นที่ถูกพัดพาขึ้นมาพร้อมกับปรากฏการณ์น้ำผุดชายฝั่งจะมีกำลังมากขึ้น ส่งผลกระทบให้บริเวณดังกล่าวมีอุณหภูมิอากาศลดลงและยังประสบกับภาวะความแห้งแล้ง

สภาวะปรากฏการณ์ ENSO มีความเชื่อมโยงกับความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ กล่าวคือ ความกดอากาศเหนือระดับน้ำทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกในซีกโลกใต้และมหาสมุทรอินเดีย มีความสัมพันธ์เป็นส่วนกลับหรือแปรผกผันกันนั่นเอง (Rasmusson and Wallace, 1983) ดังนั้นระยะแรก จึงได้มีข้อตกลงใช้ดัชนีความแปรผันของระบบอากาศในซีกโลกใต้ (Southern Oscillation Index: SOI) เพื่อบ่งชี้สภาวะ ENSO โดยดัชนีดังกล่าวนี้กำหนดให้เป็นค่าความแตกต่างระหว่างความกดอากาศเหนือระดับน้ำทะเล ณ เกาะตาฮิติ ซึ่งเป็นตัวแทนระบบความกดอากาศของมหาสมุทรแปซิฟิกในซีกโลกใต้ และความกดอากาศเหนือระดับน้ำทะเล ณ เมืองดาร์วิน บริเวณชายฝั่งตะวันตกของประเทศออสเตรเลีย ซึ่งเป็นตัวแทนของระบบความกดอากาศของมหาสมุทรอินเดีย นั่นคือ เมื่อดัชนีดังกล่าวมีค่าเป็นลบ (บวก) เป็นระยะเวลานานพอสมควร นั้นหมายถึง เกิดสภาวะปรากฏการณ์เอลนีโญ (ลานีญา) กำลังพัฒนาตัวขึ้น อย่างไรก็ตาม สภาวะปรากฏการณ์ ENSO ยังสามารถบ่งชี้ได้ด้วยดัชนีทางสมุทรศาสตร์อื่นๆ เช่น Multivariate ENSO Index (MEI) ซึ่งเป็นค่าองค์ประกอบหลักที่สกัดความแปรปรวนจาก 6 ตัวแปร ได้แก่ อุณหภูมิผิวน้ำทะเล อุณหภูมิอากาศ ความกดอากาศเหนือระดับน้ำทะเล ลมผิวพื้นในทิศเหนือ-ใต้ ลมผิวพื้นในทิศตะวันออก-ตะวันตก และปริมาณเมฆปกคลุมรวม ซึ่งพัฒนาโดย Wolter and Timlin (1993)

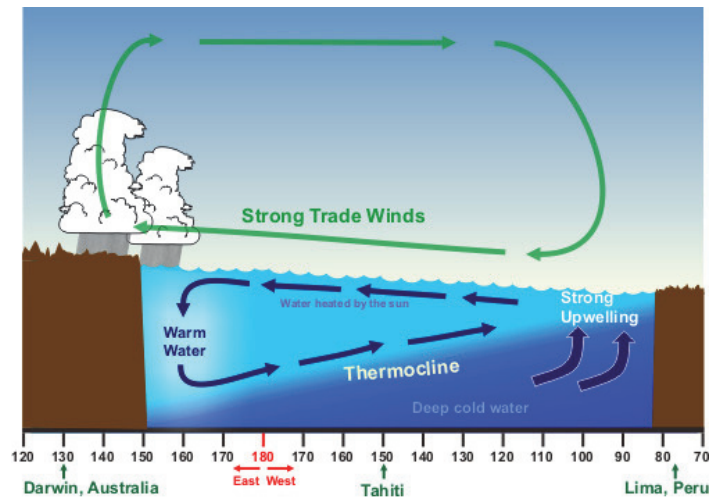
(ก) สภาวะปกติของมหาสมุทรแปซิฟิก



(ข) สภาวะปรากฏการณ์เอลนีโญ



(ค) สภาวะปรากฏการณ์ลานีญา



รูปที่ 8.1 ปรากฏการณ์ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิก (ก) สภาวะปกติ (ข) สภาวะเอลนีโญ (ค) สภาวะลานีญา

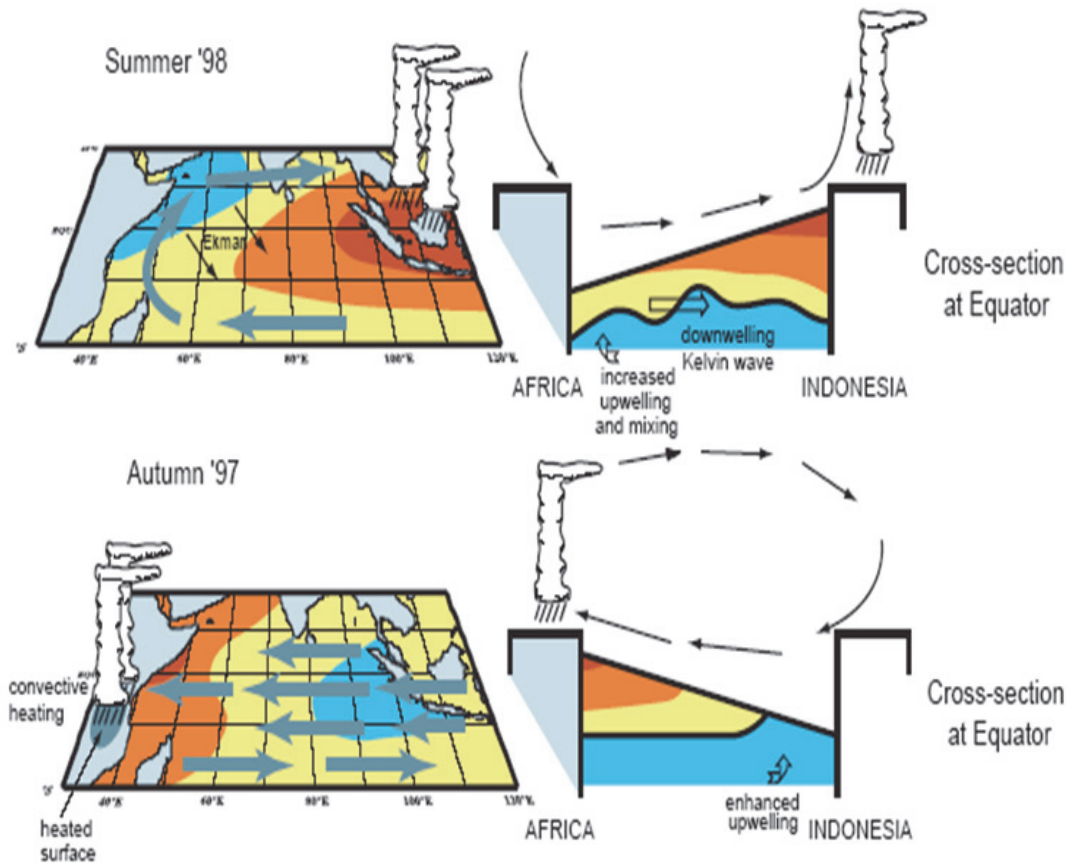
ที่มา: <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/tropics>

ผลกระทบของปรากฏการณ์ ENSO ที่มีต่อความแปรปรวนของสภาพอากาศของประเทศไทย พบว่าค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิอากาศมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น (ลดลง) ในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ (ลานีญา) (Limsakul and Goes, 2007) และพบว่าปริมาณน้ำฝนรวมรายปีมีแนวโน้มลดลง (เพิ่มขึ้น) ในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ (ลานีญา) (Limsakul et al., 2008) นอกเหนือไปจากผลกระทบที่มีต่อรูปแบบของอุณหภูมิอากาศและปริมาณน้ำฝนเชิงพื้นที่แล้ว ปรากฏการณ์ ENSO ยังพบว่า มีอิทธิพลต่อการก่อตัวและการเคลื่อนตัวของพายุหมุนเขตร้อนที่เกิดทางด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือและเขตทะเลจีนใต้ โดยปรากฏการณ์เอลนีโญไม่เอื้ออำนวยต่อการก่อตัวและการพัฒนาของพายุหมุนเขตร้อนบริเวณดังกล่าว (Wang and Chan, 2002)

8.2.2 ปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole (IOD)

ปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole (IOD) เป็นความแปรผันของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดีย (รูปที่ 8.2) โดยในสภาวะปกติ ด้านฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดียบริเวณภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้เป็นอาณาเขตมวลน้ำอุ่น คลื่นเคลวินซึ่งเป็นคลื่นพเนจรในเขตร้อนของมหาสมุทรอินเดียที่มีความแปรปรวนอยู่ในคาบภายในฤดูกาลพัฒนาเอากะแ่น้ำไหลจากด้านฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรให้มาจมตัวลงด้านฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรเกิดเป็นปรากฏการณ์น้ำผุด (upwelling) ด้านฝั่งตะวันตกและน้ำมุด (downwelling) ด้านฝั่งตะวันออก สภาวะปรากฏการณ์ IOD ซึ่งรายงานการค้นพบครั้งแรกโดย Saji et al. (1999) เริ่มต้นจากการเย็นตัวลงอย่างผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล ด้านฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ของมหาสมุทรอินเดียบริเวณเกาะสุมาตราของประเทศอินโดนีเซีย พร้อมกับเกิดการอุ่นขึ้นอย่างผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรอินเดียในขณะเดียวกัน นั่นคือ น่านน้ำสองฟากฝั่งของมหาสมุทรอินเดียแสดงสถานภาพความแตกต่างกันของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลอย่างชัดเจน (Behera et al., 2006; Rao et al., 2006)

สภาวะปรากฏการณ์ IOD เชื่อว่ามีกลไกขับเคลื่อนมาจากความผิดปกติของลมผิวพื้นในแนวทิศตะวันออก-ตะวันตกที่พัดปกคลุมเหนือบริเวณมหาสมุทรอินเดียเขตร้อน (Behera et al., 1999) แต่ความสัมพันธ์ระหว่างการเกิดปรากฏการณ์ IOD กับ ENSO ยังคงเป็นที่โต้แย้งกันอยู่ โดยในงานวิจัยของ Rao et al. (2002) และ Yamagata et al. (2004) กล่าวว่าประมาณ 30% ของ IOD เกิดร่วมกับ ENSO แต่หลายงานวิจัยค้านว่า IOD ในมหาสมุทรอินเดียเกิดขึ้นได้เองเป็นเอกเทศ ไม่มีความสัมพันธ์ที่เชื่อมโยงกับสภาวะ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิกแต่ประการใด (Hastenrath, 2002; Baquero-Bernal et al., 2002; Dommenges and Latif, 2002; Ashok et al., 2003; Tozuka et al., 2006; Behera et al., 2006) โดยที่สภาวะปรากฏการณ์ IOD สามารถบ่งชี้ด้วยดัชนี Dipole Mode Index (DMI) ซึ่งเป็นค่าความแตกต่างของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ผิวดินระหว่างด้านฝั่งตะวันตกและด้านฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ของมหาสมุทรอินเดีย สภาวะปรากฏการณ์ IOD เชื่อว่าเป็นสาเหตุหลักทำให้เกิดสภาวะฝนตกหนักอย่างผิดปกติ นำไปสู่อุทกภัยเป็นบริเวณกว้างครอบคลุมกลุ่มประเทศอยู่รายรอบมหาสมุทรอินเดีย นับตั้งแต่ทางด้านฝั่งตะวันออกของทวีปแอฟริกา (Marchant et al., 2006) เรื่อยมายังบริเวณเอเชียใต้และตอนบนของคาบสมุทรอินโดจีน (Ashok et al., 2001) รวมไปถึงงานวิจัยที่กล่าวถึงผลกระทบของปรากฏการณ์ IOD ก่อให้เกิดไฟป่าในประเทศอินโดนีเซียและภาวะภัยแล้งอย่างรุนแรงเป็นบริเวณกว้างในประเทศออสเตรเลีย (Ashok et al., 2003; Meyers et al., 2007; D'Arrigo and Smerdon, 2008; Ummenhofer et al., 2009)



รูปที่ 8.2 ปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole ในมหาสมุทรอินเดีย

ที่มา: <http://www.whoi.edu/oceanus/>

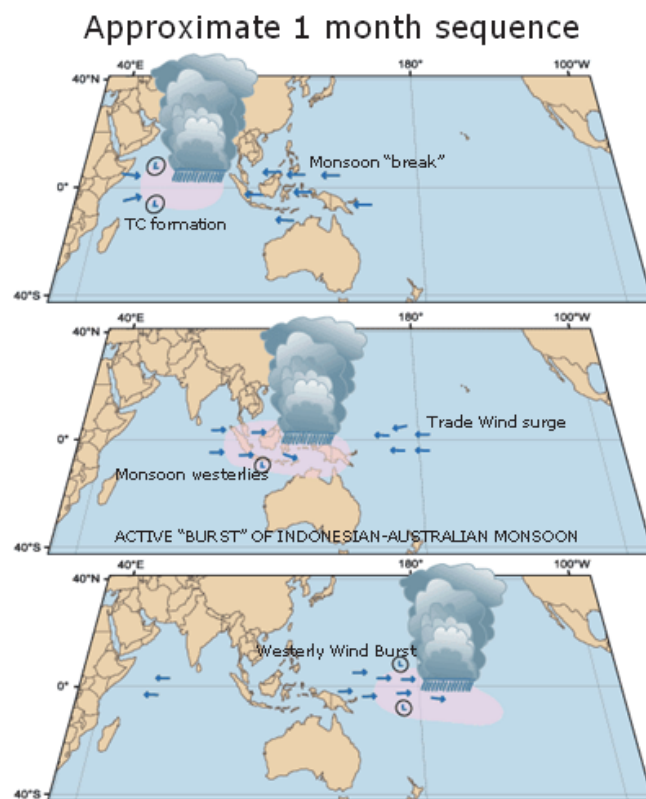
ปรากฏการณ์ IOD มีอิทธิพลทำให้ปริมาณน้ำฝนรวมรายปีของประเทศไทยมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นเล็กน้อย พบว่าปริมาณน้ำฝนสะสมในช่วงฤดูฝนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้น แต่ปริมาณน้ำฝนสะสมในช่วงฤดูแล้งถัดมากลับมีแนวโน้มลดลงอย่างชัดเจน อย่างไรก็ตาม ผลกระทบข้างต้นนั้น พบว่า มีความแปรผันไปตามอิทธิพลของสภาวะปรากฏการณ์ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิก กล่าวคือ ปรากฏการณ์ IOD ในมหาสมุทรอินเดียนั้น ทำหน้าที่เป็นตัวกลาง (modulator) ในการปรับอิทธิพลของสัญญาณที่มาจากปรากฏการณ์ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิก คาบการอุบัติซ้ำของปรากฏการณ์ IOD นั้น มีแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงจากคาบเวลาระหว่าง 4-8 ปีในอดีต เป็นคาบเวลาระหว่าง 1-4 ปี นับตั้งแต่ช่วงปี พ.ศ. 2533 เป็นต้นมา (ธชธัญ ภัทรสถาพรกุล, 2552)

8.2.3 ปรากฏการณ์ Madden Julian Oscillation (MJO)

ปรากฏการณ์ MJO มีลักษณะการก่อตัวอย่างเป็นระบบของกลุ่มเมฆฝนเป็นบริเวณกว้าง (รูปที่ 8.3) เรียกว่า positive MJO สลับกับบริเวณความกดอากาศสูงและฝนแล้ง เรียกว่า negative MJO เหนือแถบเขตร้อนของมหาสมุทรอินเดีย และกลุ่มดังกล่าวมีการเคลื่อนตัวไปทางตะวันออกจนสลายตัวบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกใช้เวลาทั้งสิ้นประมาณ 30 ถึง 60 วัน (Madden and Julian, 1971) ปรากฏการณ์ MJO ก่อให้เกิดความแปรปรวนของปริมาณฝนตลอดจนการไหลเวียนของกระแสลมในบริเวณที่เคลื่อนผ่าน และเป็นปรากฏการณ์ที่สำคัญที่สุดที่ก่อให้เกิดความแปรปรวนของปริมาณฝนภายในฤดูการ (Zhang, 2005) ตัวอย่างของอิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO เช่น วันที่เริ่มฤดูมรสุม (monsoon onset) ในอินเดียและออสเตรเลียตอนเหนือมักเกิดในช่วงที่กลุ่มเมฆฝนของ MJO เคลื่อนผ่าน

(Wheeler and Hendon, 2004) เช่นเดียวกับในทะเลจีนใต้ ซึ่งมีการสำรวจในปี พ.ศ. 2541 พบว่า วันเริ่มฤดูมรสุมเกิดขึ้นหลังจากที่ positive MJO เคลื่อนผ่าน (Straub et al., 2006) ในทางตรงกันข้าม การทิ้งช่วงของฝนในฤดูมรสุม (monsoon break) มักเกิดในช่วงที่ความกดอากาศสูงของ negative MJO เคลื่อนผ่าน นอกจากนี้ MJO ยังก่อให้เกิดสภาวะสุดขีดของปริมาณฝน Wheeler et al. (2008) พบแนวโน้มการเกิดฝนตกหนักในเขตออสเตรเลียตอนเหนือเพิ่มขึ้นสามเท่าในช่วง positive MJO เมื่อเทียบกับช่วง negative MJO

การศึกษาพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO โดย Wheeler and Hendon (2004) ซึ่งใช้ข้อมูล outgoing longwave radiation ที่วัดได้ด้วยดาวเทียมเป็นตัวแทนบริเวณที่เกิดเมฆฝนแสดงให้เห็นว่าพื้นที่ประเทศไทยอยู่ในบริเวณที่ได้รับอิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO ทั้งในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ โดยมีการเปลี่ยนแปลงของบริเวณที่ได้รับผลกระทบตามฤดูมรสุม อย่างไรก็ตาม จนถึงปัจจุบันยังไม่มีการศึกษาอย่างเป็นระบบถึงความสัมพันธ์ของ MJO กับความแปรปรวนของปริมาณฝน ตลอดจนความสัมพันธ์ของ MJO กับการเกิดสภาวะสุดขีดของฝน โดยใช้ข้อมูลจากสถานีตรวจอากาศในพื้นที่ประเทศไทยซึ่งให้รายละเอียดในเชิงพื้นที่ได้มากกว่า นอกจากนี้ การศึกษาระดับของความแปรปรวนของปริมาณฝนที่เกิดเนื่องจากปรากฏการณ์ MJO เปรียบเทียบกับปรากฏการณ์ที่มีอิทธิพลสูงอื่นๆ เช่น ENSO และระบบลมมรสุมจะทำให้สามารถประเมินระดับความแปรปรวนของปริมาณฝนที่เกิดขึ้นในพื้นที่ประเทศไทยได้ครบถ้วนและถูกต้องยิ่งขึ้น ลักษณะสำคัญอีกประการหนึ่งของปรากฏการณ์ MJO คือ เมื่อก่อตัวขึ้นแล้ว มีรูปแบบของพัฒนาการที่ค่อนข้างแน่นอน จึงทำให้สามารถพยากรณ์สภาวะฝนล่วงหน้าได้เพิ่มขึ้นอีกหนึ่งถึงสองสัปดาห์ (Waliser et al., 2003)



รูปที่ 8.3 ปรากฏการณ์ Madden Julian Oscillation (MJO)

ที่มา: <http://cawcr.gov.au/bmrc/>

8.3 การตรวจวัด ความเข้าใจและภาพฉายในอนาคตของระบบลมมรสุม

อิทธิพลของมรสุมฤดูร้อนซึ่งนำพาความชื้นมาจากผิวหน้ามหาสมุทร จึงนับว่าเป็นปัจจัยหลักในการควบคุมการกระจายของปริมาณน้ำฝนในภาคพื้นทวีป ความแปรผันเชิงพื้นที่และเวลาของมรสุมฤดูร้อนในเขตภูมิภาคเอเชียแปซิฟิกซึ่งวิเคราะห์โดย Wang and LinHo (2002) และ Zhang and Wang (2008) ได้วิเคราะห์วันเริ่มต้นของมรสุมฤดูร้อน (onset date) พบว่ามรสุมฤดูร้อนดังกล่าวจะเริ่มก่อตัวบริเวณตะวันตกเฉียงใต้ของอ่าวเบงกอล ในเขตทะเลอันดามันในช่วงปลายเดือนเมษายน โดยถือว่าเป็นเกณฑ์ในการเริ่มต้นของการย่างเข้าสู่ฤดูฝน ดังนั้น ภาคใต้ตอนล่างของประเทศไทยจึงเริ่มเข้าสู่ฤดูฝนก่อนพื้นที่อื่นๆ ในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ภายหลังจากนั้นเมื่อร่องความกดอากาศต่ำ (intertropical convergence zone, ITCZ) เคลื่อนตัวพาดผ่าน ภาคกลางและภาคเหนือของประเทศไทย จึงเริ่มเข้าสู่ฤดูฝนตามมาเป็นลำดับ

สาเหตุที่มรสุมฤดูร้อนเริ่มก่อตัวในอ่าวเบงกอลและทะเลอันดามันในช่วงปลายเดือนเมษายน เนื่องจากชั้นน้ำผิวหน้ามหาสมุทรในบริเวณนี้ มีการเปลี่ยนแปลงความเค็มและอุณหภูมิในช่วงเวลาดังกล่าว เพราะอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือในช่วงปลายฤดูซึ่งผลักดันให้มวลน้ำเค็มบริเวณชั้นผิวหน้าเคลื่อนที่ออกไปจากอ่าว อีกทั้งยังได้รับน้ำจืดที่ละลายลงมาจากน้ำแข็งที่ปกคลุมบริเวณเขตที่ราบสูงทิเบต ทำให้ชั้นน้ำบริเวณดังกล่าวแยกชั้นและระดับความลึกลดลง เมื่อได้รับพลังความร้อนเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่อง เนื่องด้วยตำแหน่งของดวงอาทิตย์ในช่วงเดือนเมษายน ทำให้บริเวณนี้เป็นเสมือนแนวศูนย์สูตรทางความร้อน การถ่ายเทความร้อนไปสู่ชั้นน้ำในระดับลึกจึงเป็นไปได้ยาก ผิวหน้าน้ำทะเลบริเวณดังกล่าว จึงมีอุณหภูมิสูงขึ้นกว่าบริเวณทะเลรอบข้างและก่อเป็นบริเวณความกดอากาศต่ำกระตุ้นให้มวลอากาศเย็นในซีกโลกใต้เคลื่อนเข้ามาแทนที่เกิดเป็นลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ถือเป็นการก่อตัวขึ้นของมรสุมฤดูร้อน โดยกลไกดังกล่าวมานี้ อธิบายตามทฤษฎี barrier layer ของ Lukas and Lindstrom (1991) แต่อย่างไรก็ตาม การเริ่มต้นของมรสุมฤดูร้อนพบว่า มีความแปรผันไปในแต่ละรอบปี นั่นคือ ระบบลมมรสุมมีปฏิสัมพันธ์กับปรากฏการณ์ ENSO ซึ่งมีความแปรปรวนในคาบเวลาระหว่างรอบปี โดยพบว่าฤดูฝนจะมาเร็วกว่า (ช้ากว่า) ปกติในปีที่เกิดปรากฏการณ์ลานีญา (เอลนีโญ)

มรสุมฤดูร้อนนั้น มีปฏิสัมพันธ์ร่วมกับปรากฏการณ์ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิกซึ่งเป็นความแปรผันในคาบเวลาระหว่างปี (interannual variability) โดยปฏิสัมพันธ์ดังกล่าวเป็นไปได้ในหลากหลายรูปแบบขึ้นกับระบบลมมรสุมย่อยในแต่ละภูมิภาค ซึ่งมีการกล่าวถึงในงานวิจัยจำนวนมาก โดยพบว่าปริมาณน้ำฝนอันเนื่องมาจากมรสุมฤดูร้อนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ มีความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ ENSO อย่างชัดเจน แต่มีความแปรผันในเชิงพื้นที่และเวลา (Hendon, 2003; Chang et al., 2003; Tangang and Juneng, 2004; Juneng and Tangang, 2005)

8.4 การตรวจวัด ความเข้าใจและภาพฉายในอนาคตของสภาวะสุดขีดของภูมิอากาศ

สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ เป็นเหตุการณ์ของลมฟ้าอากาศที่มีลักษณะและพฤติกรรมเกิดขึ้นในระดับที่รุนแรงแต่มีความถี่การเกิดไม่ปรากฏบ่อยครั้งนัก เช่น ภาวะภัยแล้ง อุทกภัย และพายุโซนร้อน การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ มักส่งผลกระทบในระดับรุนแรงและกว้างขวางต่อเศรษฐกิจและสังคม ตลอดจนชีวิตและทรัพย์สินของประชาชน (Meehl et al., 2000) ในแง่สถิติแล้ว สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ เป็นเหตุการณ์ที่มัก

ปรากฏการณ์บริเวณปลายทั้งสองด้านของการแจกแจงทางสถิติของตัวแปรภูมิอากาศ (รูปที่ 8.4) ซึ่งความถี่และความรุนแรงของการเกิด มักแปรผันในลักษณะเอ็กซ์โพเนนเชียลกับค่าเฉลี่ยของภูมิอากาศ (mean climate state) (Greenough et al., 2001; Trenberth et al., 2003) ดังนั้น การเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยของค่าเฉลี่ย (รูปที่ 8.4) ส่งผลให้ความถี่และระดับความรุนแรงของเหตุการณ์สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ มีการเปลี่ยนแปลงเพิ่มขึ้นหลายเท่าตัว

โดยทั่วไป การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ มักเกิดจากการเปลี่ยนแปลงของค่าเฉลี่ยหรือความแปรปรวนอย่างใดอย่างหนึ่งหรือทั้งสองปัจจัยรวมกัน ซึ่งมักเชื่อมโยงกับกระบวนการตามธรรมชาติที่เกิดจากปฏิสัมพันธ์ระหว่างมหาสมุทร บรรยากาศและพื้นดินในรูปของพลังงานความร้อน ความชื้นและโมเมนตัม โดยมีความสัมพันธ์และเชื่อมโยงกับความแปรปรวนตามธรรมชาติของระบบภูมิอากาศโลกที่สำคัญ เช่น ENSO, North Atlantic Oscillation (NAO), Global Monsoon, Pacific-North American (PNA) pattern, Pacific Decadal Oscillation (PDO) และ IOD (Leathers et al., 1991; Hurrell, 1995; Saji et al., 1999; Barlow et al., 2001; Dai et al., 2004; Trigo et al., 2004; Schoennagel et al., 2005; Shankman et al., 2006) นอกจากนี้ การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์ ซึ่งเป็นสาเหตุหลักของการเพิ่มขึ้นและสะสมของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศหลังจากยุคปฏิวัติอุตสาหกรรม ยังเป็นอีกปัจจัยสำคัญที่ส่งผลให้สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ มีแนวโน้มทวีความรุนแรงและความถี่ของเกิดเพิ่มขึ้น รวมทั้งมีความแปรปรวนสูงทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา (IPCC, 2007) ทั้งนี้เนื่องจากการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลกจากปรากฏการณ์เรือนกระจก ส่งผลให้ความสามารถในการรองรับความชื้นและไอน้ำของชั้นบรรยากาศเพิ่มขึ้น ซึ่งเป็นปัจจัยเร่งการเคลื่อนย้ายมวลน้ำ ความชื้นและพลังงานความร้อนในแต่ละองค์ประกอบของวัฏจักรน้ำ ให้มีอัตราที่เร็วขึ้นกว่าปกติที่เกิดขึ้นในอดีต หรือรู้จักกันในนาม ‘Enhanced hydrological cycle’ (Allen and Ingram, 2002; Yang et al., 2003; Ziegler et al., 2003)

สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ อาจจำแนกออกเป็น 2 กลุ่มใหญ่ๆ ดังนี้ (Easterling et al., 2000a)

1. สภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศที่นิยามในเชิงสถิติพื้นฐานของตัวแปรภูมิอากาศ เช่น สภาวะสุดขีดของอุณหภูมิและฝน ซึ่งเป็นเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นมานาน้อยปกติทุกปี
2. สภาวะสุดขีดที่เกิดจากเหตุการณ์ที่มีความซับซ้อน (more complex event-driven extreme) ตัวอย่างของเหตุการณ์ดังกล่าว เช่น ภาวะความแห้งแล้ง อุทกภัยและพายุโซนร้อน ซึ่งเป็นเหตุการณ์ที่อาจจะไม่เกิดขึ้นทุกปี ณ ที่ใดที่หนึ่ง

เทคนิคทางสถิติและแบบจำลอง ได้นำมาประยุกต์ใช้สำหรับการวิเคราะห์และประเมินสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ ซึ่งการศึกษาที่ผ่านมาส่วนใหญ่ นิยมใช้ดัชนีทางสถิติที่คำนวณจากลักษณะการกระจายตัวของข้อมูลในการอธิบายแนวโน้มการเปลี่ยนแปลง เนื่องจากเป็นเทคนิคที่มีความซับซ้อนและยุ่งยากน้อยกว่า การประเมินจากเหตุการณ์ภัยพิบัติที่เกิดจากผลลัพธ์ของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในรูปแบบภัยแล้ง น้ำท่วม พายุเฮอริเคนหรือพายุหมุนโซนร้อนโดยตรง ดัชนีสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศที่ใช้กันอย่างแพร่หลาย ได้ถูกพัฒนาให้มีความสมบูรณ์อย่างต่อเนื่องภายใต้ Joint World Meteorological Organization (WMO) Commission for Climatology (CCI) /World Climate Research Program (WCRP), Climate Variability and Predictability (CLIVAR) project's Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices (ETCCDMI) (Peterson, 2005) ปัจจุบัน ดัชนีที่ได้รับการยอมรับให้เป็นดัชนีหลัก (core extreme indices) มีจำนวน 27 ดัชนี ซึ่งสามารถนำมาประเมินลักษณะต่างๆ ของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศทั้งในแง่ความถี่ ความรุนแรงและระยะเวลา แสงจันทร์ ลิมิจิรกาลและคณะ (2553) ได้นำดัชนีหลักดังกล่าว มาศึกษาการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในประเทศไทย ซึ่งผลการศึกษาได้แสดงการเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิและฝนในแง่มุมต่างๆ นอกจากนี้ แบบจำลองทางสถิติ (statistical model) เป็นอีกเทคนิคหนึ่งที่ถูกนำมาประยุกต์ใช้ในการวิเคราะห์สภาวะสุดขีดของฝน (Karl et al., 1996; Easterling

et al., 2000b; Osborn and Hulme, 2002; May, 2004; Nadarajah, 2005) โดย Generalized Extreme Value (GEV) และ Gamma distribution เป็นแบบจำลองที่มีการใช้อย่างแพร่หลาย เนื่องจากสามารถอธิบายรูปแบบและลักษณะการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิและฝน ได้ค่อนข้างมีประสิทธิภาพในหลายพื้นที่ (Easterling et al., 2000a; May, 2004; Nadarajah, 2005)

การศึกษาในช่วงไม่กี่ปีที่ผ่านมา ได้สร้างความรู้ความเข้าใจต่อการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในประเทศไทยเพิ่มขึ้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิและฝน (แสงจันทร์ ลิมจิรกาล และคณะ, 2553) ตลอดจนภาวะภัยแล้งและอุทกภัย (อัศมน ลิมสกุล และคณะ, 2552) ซึ่งจัดเป็นภัยพิบัติที่เป็นปัจจัยเสี่ยงที่สำคัญต่อการพัฒนาและการดำรงชีวิตของประชาชน ในช่วง 30 ปีที่ผ่านมา ประเทศไทยได้ประสบกับภาวะภัยแล้งและอุทกภัยที่รุนแรงมากกว่า 50 ครั้ง ซึ่งส่งผลกระทบต่อความเสียหายด้านชีวิต ทรัพย์สิน เศรษฐกิจและสังคม คิดเป็นมูลค่าความเสียหายทางเศรษฐกิจมากถึงหลายพันล้านบาท ตัวอย่างเช่น ในระหว่างปี พ.ศ. 2546-2550 ประเทศไทยมีพื้นที่การเกษตรประสบอุทกภัยและภัยแล้ง รวมทั้งสิ้น 23,758,577 ไร่ เกษตรกรได้รับผลกระทบจำนวน 2,679,021 ราย คิดเป็นมูลค่าความเสียหายที่ช่วยเหลือเกษตรกรที่ประสบภัยในเบื้องต้นสูงถึง 8,314,002,953 บาท (กรมส่งเสริมการเกษตร, 2553) ทั้งนี้ ภัยพิบัติที่เกิดจากอุทกภัยและภัยแล้งในช่วงไม่กี่ปีที่ผ่านมา เป็นตัวอย่างที่ชัดเจนของผลพวงจากการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของสภาพภูมิอากาศ ซึ่งมีผลต่อการพัฒนาด้านเศรษฐกิจและสังคมของประเทศ ตลอดจนสุขภาพความเป็นอยู่ของประชาชนโดยรวม นอกจากนี้ การวิเคราะห์สถิติพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนที่เข้าสู่ประเทศไทย คาบ 57 ปี (พ.ศ.2494-2550) ยังพบว่า พายุโซนร้อนหรือไต้ฝุ่นที่มีความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางสูงกว่า 63 กิโลเมตรต่อชั่วโมงขึ้นไป ในระหว่าง พ.ศ.2525-2550 มีจำนวนครั้งการเคลื่อนที่เข้าสู่ประเทศไทยสูงกว่า ในระหว่างปี พ.ศ. 2500-2525 (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2551)

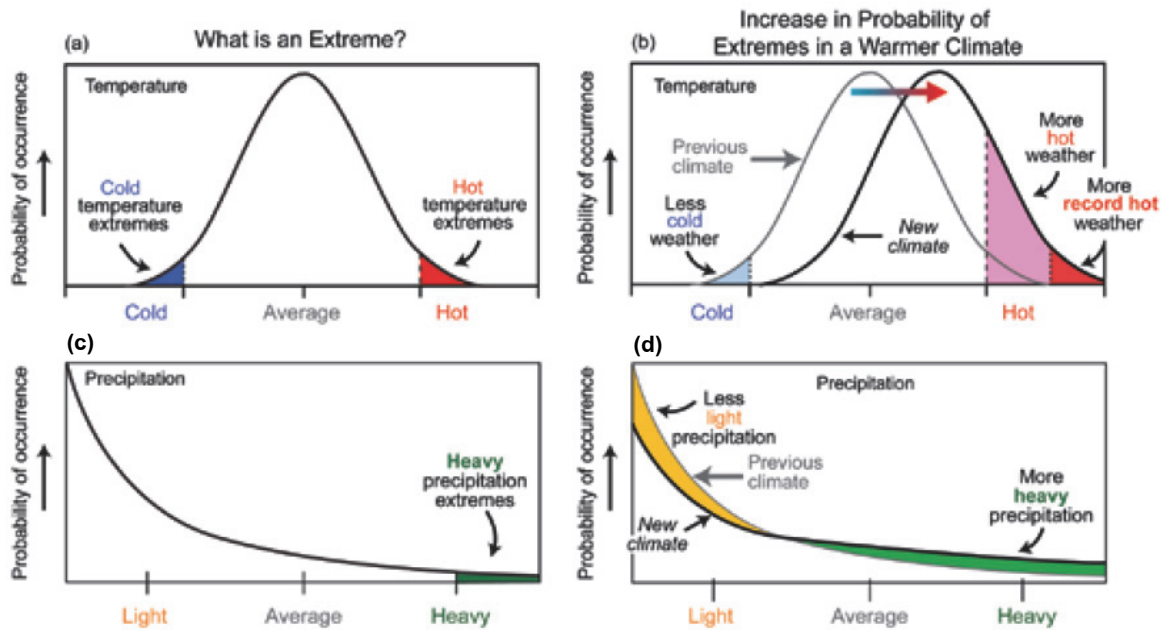
การสร้างความรู้ความเข้าใจถึงกลไกทางกายภาพของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ มักเกี่ยวข้องกับกระบวนการที่ควบคุมช่วงเวลาและสถานที่ของพฤติกรรมสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ เช่น ปรากฏการณ์เอนโซ รวมถึงกลไกสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศของตัวมันเอง เช่น กระบวนการที่ก่อให้เกิดเหตุการณ์ฝนตกหนัก โดยรวมแล้ว กลไกทางกายภาพประกอบด้วย กระบวนการที่สร้างให้สิ่งแวดล้อมนำไปสู่พฤติกรรมสภาวะสุดขีด กระบวนการของสภาวะสุดขีดของตัวมันเอง และปัจจัยที่ควบคุมความแปรปรวนในเชิงพื้นที่และเวลาของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ (Easterling et al., 2008) การเข้าใจถึงกลไกทางกายภาพอย่างลึกซึ้งนี้ เป็นสิ่งสำคัญต่อการสร้างความรู้ความเข้าใจถึงการเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดในอดีต ปัจจุบันและในอนาคต แบบจำลองภูมิอากาศ นับเป็นเครื่องมือหนึ่งที่สำคัญที่ช่วยให้เข้าใจถึงสาเหตุของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ และการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงในอนาคต (Randal et al., 2007) การคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศ มักขึ้นอยู่กับชุดจำลองภูมิอากาศซึ่งมีความสามารถสูงในการจำลองปรากฏการณ์ซับซ้อนเพิ่มขึ้นตามลำดับ รวมถึงเทคนิคทางสถิติแบบจำลองภูมิอากาศที่ใช้ในปัจจุบันมีตั้งแต่ Simple Climate Models (SCMs), Atmosphere-Ocean General Circulation Models (AOGCMs) จนกระทั่ง Earth Simulator (ES) โดยส่วนใหญ่จำลองภายใต้การเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกและองค์ประกอบอื่นๆ จากหลายๆ ภายฉายของการพัฒนาด้านเศรษฐกิจ-สังคม และการปลดปล่อยก๊าซเรือนกระจกในอนาคต (Meethi et al., 2007) การประเมินและสังเคราะห์การเปลี่ยนแปลงสภาวะสุดขีดในอนาคตจากแบบจำลอง มักประมวลผลจาก Single-model ensemble หรือ Multi-model ensemble เพื่อให้เกิดความเชื่อมั่นต่อผลการคาดการณ์ที่มีลักษณะสอดคล้องกัน ผลการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศด้วยแบบจำลองหลายๆ แบบจำลองในระดับโลก พบว่า มีความเป็นไปได้สูงที่คลื่นความร้อนจะมีความรุนแรง มีความถี่ของการเกิดบ่อยครั้งขึ้นและมีระยะเวลาที่ยาวนานขึ้น ภายใต้การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิโลกในอนาคต โดยอุณหภูมิต่ำสุดรายวัน ถูกคาดการณ์ว่าเพิ่มขึ้นในอัตราที่สูงกว่าอุณหภูมิสูงสุดรายวัน ส่งผลให้ช่วงของอุณหภูมิลดลง ในขณะที่ ความแรงของฝนถูกคาดการณ์ว่าเพิ่มขึ้น โดยเฉพาะอย่างยิ่ง เขตร้อนและเขตกึ่งร้อนที่ปริมาณฝนรวมมีแนวโน้ม

เพิ่มขึ้น ทั้งนี้ สภาวะสุดขีดของฝนในเขตร้อนและเขตกึ่งร้อน มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นสูงกว่าการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรที่บ่งชี้ถึงสภาวะเฉลี่ยของฝน (Meehl et al., 2007)

การเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในระดับภูมิภาค ได้มีการวิเคราะห์และจำลองเพิ่มขึ้นเป็นลำดับ ซึ่งช่วยให้การประเมินในปัจจุบันมีความครอบคลุมและสามารถอธิบายรายละเอียดได้เกือบทุกภูมิภาคของโลก (Christensen et al., 2007) ผลการวิเคราะห์และจำลองในระดับภูมิภาคจากข้อมูลหลายแหล่ง พบลักษณะการเปลี่ยนแปลงที่สอดคล้องในระดับความเชื่อมั่นที่เพิ่มขึ้น อย่างไรก็ตาม การคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงของสภาวะสุดขีดในบริเวณเขตร้อน ยังมีความไม่แน่นอนสูง สาเหตุหนึ่งเกิดมาจากพลวัตและการเกิดของพายุหมุนเขตร้อน (Christensen et al., 2007)

สำหรับภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ลักษณะการกระจายตัวในพื้นที่สเกลขนาดใหญ่ของอุณหภูมิและฝนในช่วงเดือนธันวาคม-กุมภาพันธ์ และเดือนมิถุนายน-สิงหาคม เฉลี่ยจากข้อมูล Multi-model data (MMD) มีลักษณะที่สอดคล้องกับข้อมูลตรวจวัด (Christensen et al., 2007) Wang และคณะ (2004) ได้ประเมินความสามารถของแบบจำลอง Atmosphere General Circulation Models (AGCMs) จำนวน 11 แบบจำลอง ในพื้นที่มรสุมเอเชียและออสเตรเลีย โดยใช้ข้อมูลความแปรปรวนของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล เป็นตัวแปรหลักในการขับเคลื่อนแบบจำลอง ผลการศึกษา พบว่า ความสามารถของแบบจำลองในคาดการณ์ความแปรปรวนระหว่างปีของฝนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ยังมีข้อผิดพลาดสูง เนื่องจาก AGCMs และ AOGCMs ยังมีข้อจำกัดในการจำลองความแปรปรวนของปรากฏการณ์เอนโซ่ สภาวะสุดขีดของฝนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ได้ถูกคาดการณ์ว่า จะมีความรุนแรงเพิ่มขึ้นภายใต้การเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจก ทางตอนเหนือของภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ จะได้รับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงของพายุหมุนเขตร้อน (Christensen et al., 2007) แบบจำลองที่มีความละเอียดสูงในเชิงเวลา ได้คาดการณ์การเพิ่มขึ้นของฝนจากพายุหมุนเขตร้อนในบริเวณฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก (Hasegawa and Emori, 2005) Wu และ Wang (2004) ได้วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงเส้นทางของพายุในบริเวณฝั่งตะวันตกเฉียงเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิกด้วยแบบจำลอง Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) ภายใต้การเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจก ผลการศึกษา พบว่า เส้นทางของพายุ ขยับขึ้นไปทางทิศตะวันออกและทิศเหนือ ซึ่งทำให้ความถี่ของการเกิดพายุหมุนเขตร้อนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ลดลง

สิรินทรเทพ เต่าประยูรและคณะ (2553) ได้ประยุกต์ใช้และศึกษาความเหมาะสมของแบบจำลองภูมิอากาศระดับภูมิภาคสำหรับประเทศไทย ด้วยแบบจำลอง RegCM3 เพื่อจำลองการเปลี่ยนแปลงและสภาวะสุดขีดของฝนและอุณหภูมิ ภายใต้สถานการณ์สมมุติ A1B สำหรับช่วงเวลาในอดีตครอบคลุม 40 ปี (ปี พ.ศ. 2504-2543) และแบบจำลองในอนาคตครอบคลุมระยะเวลา 40 ปี (ปี พ.ศ. 2574-2613) โดยใช้แบบจำลองเริ่มต้นที่ขนาดกริด 60 กิโลเมตร และนำผลลัพธ์ที่ได้ไปรันแบบจำลองที่มีความละเอียดของกริดขนาด 20 กิโลเมตร ผลการศึกษาพบว่า RegCM3 สามารถจำลองสภาวะสุดขีดของอุณหภูมิได้ในระดับปานกลาง แต่มีความคลาดเคลื่อนสูงสำหรับสภาวะสุดขีดของฝน โดยเฉพาะอย่างยิ่ง บริเวณภาคใต้ที่ทั้งสองด้านติดกับทะเล



รูปที่ 8.4 การแจกแจงของอุณหภูมิ (a) การเปลี่ยนแปลงการแจกแจงของอุณหภูมิในกรณีที่ค่าเฉลี่ยมีการขยับสูงขึ้น (b) การแจกแจงของปริมาณฝน (c) และการเปลี่ยนแปลงการแจกแจงของปริมาณฝนในกรณีที่เหตุการณ์สภาวะสุดขีดเพิ่มขึ้น (d)

8.5 ความเชื่อมโยงระหว่างปรากฏการณ์

การไหลเวียนของระบบภูมิอากาศโลก ประกอบด้วยรูปแบบความแปรปรวนที่โดดเด่นหลายโหมด ซึ่งผันแปรในช่วงที่กว้างทั้งในสเกลของพื้นที่และเวลา ความแปรปรวนทุกรูปแบบนี้ มักปรากฏและแสดงออกถึงการเปลี่ยนแปลงในรูปแบบต่างๆ ของภูมิอากาศผิวพื้น เป็นที่ทราบกันโดยทั่วไปว่า ภูมิอากาศโลกในโหมดต่างๆ มีความแปรปรวนในทุกคาบเวลาตั้งแต่ระยะสั้นจนถึงศตวรรษ ความแปรปรวนของภูมิอากาศในแต่ละโหมดนี้ ไม่ได้เกิดขึ้นเป็นอิสระต่อกัน แต่เป็นเพียงองค์ประกอบหนึ่งของระบบภูมิอากาศโลกที่บูรณาการกับภูมิอากาศโหมดอื่นๆ ผ่านกระบวนการเชื่อมโยงระยะไกล 'teleconnection' ซึ่งเป็นกลไกความสัมพันธ์ทั้งเชิงบวกและลบ และทั้งที่ช่วยเสริมและปรับแต่งความแปรปรวนให้เพิ่มขึ้นหรือลดลงระหว่างความแปรปรวนของภูมิอากาศ ณ พื้นที่ใดพื้นที่หนึ่งกับความผันแปรของภูมิอากาศในภูมิภาคอื่นๆ (Wallace and Gutzler, 1981; Diaz et al., 2001; Zahn, 2003) ตัวอย่างการเชื่อมโยงระยะไกลที่รู้จักกันโดยทั่วไป คือ ความสัมพันธ์ระหว่างความดันที่ระดับน้ำทะเลที่เกาะตาฮิติทางตอนใต้ของมหาสมุทรแปซิฟิกและที่ดาร์วิน ประเทศออสเตรเลีย ซึ่งใช้เป็นดัชนีบ่งชี้ถึงปรากฏการณ์เอนโซและความผันแปรของซีกโลกใต้ (Bjerknes, 1969; Horel and Wallace, 1981) ระบบลมมรสุมซึ่งเป็นการแลกเปลี่ยนและกระจายตัวของความชื้นและความร้อนในเชิงพื้นที่และเวลาทั่วทั้งโลก เป็นอีกตัวอย่างหนึ่งของการเชื่อมโยงระยะไกลในระดับโลก (Zahn, 2003)

การเชื่อมโยงระยะไกล นับเป็นปรากฏการณ์ตามธรรมชาติที่เกิดขึ้นซ้ำเป็นระยะและความแปรปรวนคงสภาพอยู่ในหลายคาบเวลาตั้งแต่ระยะหนึ่งวันไปจนถึงศตวรรษ โดยมีสาเหตุหลักจากปฏิสัมพันธ์และพลวัตภายในของระบบภูมิอากาศ (Bjerknes, 1969; Horel and Wallace, 1981; Diaz et al., 2001; Viles and Goudie, 2003; Zahn, 2003) ภายใต้การเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกและอุณหภูมิโลก การเชื่อมโยงระยะไกลระหว่างโหมดที่สำคัญของภูมิอากาศโลก อาจเปลี่ยนแปลงและมีความแปรปรวนเพิ่มขึ้น (Diaz et al., 2001) ตามธรรมชาติแล้ว การเชื่อมโยง

ระยะไกลส่วนใหญ่ เป็นปรากฏการณ์ที่มีสเกลขนาดใหญ่ (planetary-scale) ซึ่งการเปลี่ยนแปลงและผลกระทบครอบคลุมทั้งแอ่งมหาสมุทรและพื้นทวีป โดยรูปแบบและลักษณะการเชื่อมโยงระยะไกล สะท้อนให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงในพื้นที่ขนาดใหญ่ของคลื่นการไหลเวียนบรรยากาศและรูปแบบของกระแสลมกรด (jet stream) ซึ่งมีอิทธิพลต่ออุณหภูมิ ฝน ความถี่และความแรงของพายุหมุนและลมกรดในระดับภูมิภาค (Hurrell, 1995; Corti et al., 1999; Diaz et al., 2001) ดังนั้น การเข้าใจถึงธรรมชาติและพฤติกรรมของการเปลี่ยนแปลงของการเชื่อมโยงระยะไกลเป็นสิ่งสำคัญต่อการสร้างความรู้ความเข้าใจอย่างชัดเจนต่อความแปรปรวนในระยะสั้นและการเปลี่ยนของสภาพภูมิอากาศในระดับภูมิภาคและระดับท้องถิ่น ทั้งนี้ ความผิดปกติของสภาพภูมิอากาศในรอบฤดูกาลและคาบเวลาที่ยาวนานกว่าหนึ่งปีที่เกิดจากการเชื่อมโยงระยะไกลของภูมิอากาศในโหมดต่างๆ ส่งผลกระทบโดยตรงต่อการดำรงชีวิตของมนุษย์ เนื่องจากความแปรปรวนดังกล่าว มักเป็นปัจจัยที่ก่อให้เกิดสภาวะสุดขีดของลมฟ้าอากาศในรูปของภาวะภัยแล้ง อุทกภัย คลื่นความร้อนและเหตุการณ์ฝนตกหนัก ซึ่งสร้างความเสียหายอย่างกว้างขวางต่อภาคเกษตรกรรมและทรัพยากรแหล่งน้ำ รวมทั้งประมงและทรัพยากรอื่นๆ

การศึกษาเพื่อสร้างความเข้าใจต่อธรรมชาติและการเชื่อมโยงระยะไกลของภูมิอากาศในโหมดต่างๆ ทั้งระดับโลกและภูมิภาคต่อลักษณะและความแปรปรวนของภูมิอากาศในบริเวณอินโด-แปซิฟิก (Indo-Pacific sector) ได้เพิ่มขึ้นเป็นลำดับในช่วงไม่กี่ทศวรรษที่ผ่านมา (Kripalani and Kulkarni, 2001; Lau and Nath, 2003; Chang et al., 2005; Juneng and Tangang, 2005) ทั้งนี้ การวิเคราะห์ในเชิงลึกเพื่ออธิบายรายละเอียดของความแปรปรวนภายในบริเวณมหาสมุทรอินเดียและฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก การปฏิสัมพันธ์ระหว่างความแปรปรวนในโหมดต่างๆ ในบริเวณดังกล่าว รวมทั้งการเชื่อมโยงระยะไกลกับปรากฏการณ์ความแปรปรวนตามธรรมชาติของภูมิอากาศโลก และการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจากกิจกรรมมนุษย์ ยังคงดำเนินการอย่างต่อเนื่องในปัจจุบัน (Ding and Wang, 2007; Wang et al., 2008; Yuan et al., 2008; Luo et al., 2010; Zheng et al., 2010) ระบบลมมรสุม นับเป็นปรากฏการณ์ความแปรปรวนหลักของภูมิอากาศและมีอิทธิพลต่อพื้นที่ส่วนใหญ่ของภูมิภาคอินโด-แปซิฟิก ดังนั้น ปัจจัยที่ควบคุมและส่งผลกระทบต่อพลวัตและรูปแบบของระบบลมมรสุม เป็นสิ่งสำคัญต่อการสร้างความเข้าใจถึงความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศในภูมิภาคนี้

การเชื่อมโยงระยะไกลที่โดดเด่นที่ส่งผลต่อความแปรปรวนระหว่างปีของมรสุมในบริเวณอินโด-แปซิฟิก คือปรากฏการณ์เอนโซ ซึ่ง Wang et al. (2001) พบว่า การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเลในบริเวณเส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรแปซิฟิก ส่งผลต่อความแรงของมรสุมฤดูร้อนในบริเวณฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก (Western North Pacific summer monsoon) แต่ความเชื่อมโยงกับมรสุมฤดูร้อนอินเดีย (Indian summer monsoon) ไม่ปรากฏเด่นชัด โดยมรสุมฤดูร้อนอินเดียมีกำลังแรงขึ้น (อ่อนกำลังลง) ในช่วงการก่อตัวของเหตุการณ์ El Niño (La Niña) ในขณะที่มรสุมฤดูร้อนในบริเวณฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก มีกำลังแรงขึ้น (อ่อนกำลังลง) ในช่วงการสลายตัวของเหตุการณ์ La Niña (El Niño) หลังจากปลายทศวรรษที่ 1970 เมื่อเกิดเหตุการณ์ 1976-77 Climatic regime shift ในมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือและการเปลี่ยนแปลงของเหตุการณ์ El Niño ในคาบเวลามากกว่าทศวรรษในบริเวณเส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรแปซิฟิก (Trenberth and Hurrell, 1994; Zhang et al., 1997) มรสุมฤดูร้อนในบริเวณฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก มีความแปรปรวนเพิ่มขึ้นแต่ความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซยังคงเดิม (Wang et al., 2001; Wang et al., 2008) ในทางกลับกัน มรสุมฤดูร้อนอินเดีย มีความแปรปรวนลดลงและความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์เอนโซอ่อนกำลังลงอย่างมาก (Kumar et al., 1999; Wang et al., 2008) ในช่วงเวลาเดียวกัน การเปลี่ยนแปลงระหว่างมรสุมเอเชียตะวันออกและปรากฏการณ์เอนโซ ปรากฏขึ้นในบริเวณตอนเหนือของประเทศจีนและญี่ปุ่น (Wu and Wang, 2002; Wang et al., 2008) และความสัมพันธ์ในเชิงลบระหว่างฝนมรสุมในประเทศอินโดนีเซียและปรากฏการณ์เอนโซ เพิ่มขึ้นหลังจากปลายทศวรรษที่ 1970 (Chang et al., 2004; Wang et al., 2008) เป็นที่ยอมรับกันโดยทั่วไปว่า ความเชื่อมโยงระยะไกลระหว่างปรากฏการณ์เอนโซและมรสุมในบริเวณอินโด-แปซิฟิก ผ่านทางการเปลี่ยนแปลงของระบบหมุนเวียนอากาศแบบ Walker ซึ่งส่งผลต่อการนำพาแหล่งความร้อน (Lau and

Nath, 2000) Juneng และ Tangang (2005) พบว่า ความแปรปรวนของฝนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ขึ้นอยู่กับเหตุการณ์ El Niño และ La Niña ซึ่งความเชื่อมโยงระหว่างปรากฏการณ์เอนโซและฝนมรสุมในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ มีความแปรปรวนสูงทั้งในเชิงพื้นที่และฤดูกาล (Haylock and McBride, 2001; Aldrian and Susanto, 2003) โดยทั่วไป ภาวะแห้งแล้งในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ เกิดขึ้นในช่วงเหตุการณ์ El Niño ในขณะที่ อุทกภัยมีแนวโน้มเกิดขึ้นในช่วงเหตุการณ์ La Niña โดย Singhrattna และคณะ (2005) พบว่า ความแปรปรวนของฝนมรสุมในบริเวณภาคเหนือและภาคกลางของประเทศไทย มีการเชื่อมโยงระยะไกลกับปรากฏการณ์เอนโซ

Yuan และคณะ (2008) พบว่า IOD ซึ่งเป็นโหมดความแปรปรวนในมหาสมุทรอินเดียในบริเวณเส้นศูนย์สูตรที่เกิดจากปฏิสัมพันธ์ระหว่างบรรยากาศและมหาสมุทร เช่นเดียวกับกับโหมดความแปรปรวนระหว่างปีของภูมิอากาศในมหาสมุทรแปซิฟิกและแอตแลนติก ส่งผลกระทบโดยผ่านทาง การเชื่อมโยงระยะไกลต่อมรสุมฤดูร้อนเอเชียในปีถัดมา โดยวันเริ่มต้นของมรสุมฤดูร้อนในทะเลจีนใต้ช้ากว่าปกติในกรณีที่ IOD ปีก่อนหน้านั้นมีค่าเป็นลบ ในช่วงฤดูร้อนหลังจากปีที่เกิดเหตุการณ์ IOD ค่าผิดปกติทั้งบวกและลบของ IOD ส่งผลให้ 100-hPa South Asian High และ 500-hPa Western Pacific subtropical high มีกำลังแรงขึ้นและอ่อนตัวลง ตามลำดับ ทั้งนี้ ฝนฤดูร้อนในประเทศจีนแสดงรูปแบบที่แตกต่างกันระหว่าง IOD ในปีก่อนหน้านั้น มีค่าเป็นลบและบวก Luo และคณะ (2010) พบว่า เหตุการณ์ IOD ในระดับรุนแรง โดยเฉพาะอย่างยิ่ง สามเหตุการณ์ที่เกิดอย่างต่อเนื่องระหว่างปี พ.ศ. 2549-2551 ซึ่งมีลักษณะการเย็นอย่างรุนแรงในบริเวณฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดีย สามารถส่งผลกระทบระยะไกลต่อความผันแปรของการนำพาความร้อนในบริเวณอินโด-แปซิฟิก ซึ่งส่งผลต่อระบบการไหลเวียนอากาศแบบ Walker ในบริเวณเส้นศูนย์สูตรและวิวัฒนาการของปรากฏการณ์เอนโซ ปฏิสัมพันธ์ระหว่างเหตุการณ์ El Niño และ IOD เกิดขึ้นซ้ำบ่อยครั้งขึ้นหลังจากกลางคริสต์ทศวรรษที่ 1970 ซึ่งบ่งชี้ถึงการเชื่อมโยงระยะไกลระหว่างความแปรปรวนของภูมิอากาศทั้งสองโหมดนี้เพิ่มขึ้น ในขณะที่ความสัมพันธ์ระหว่างเหตุการณ์ El Niño และมรสุมฤดูร้อนอินเดียลดลงเป็นประวัติการณ์ (Annamalai et al., 2005; Luo et al., 2010) การเปลี่ยนแปลงของความเชื่อมโยงระยะไกลระหว่างภูมิอากาศในโหมดต่าง ๆ ส่งผลให้ลักษณะภูมิอากาศในบริเวณอินโด-แปซิฟิก มีความแปรปรวนเพิ่มมากขึ้น ภายใต้การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิอากาศและมหาสมุทร

8.6 สรุป

ปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศ เป็นปฏิสัมพันธ์ที่เชื่อมโยงกันระหว่างชั้นบรรยากาศและผิวหน้ามหาสมุทรนำไปสู่สภาวะสุดขีดของภูมิอากาศและภัยธรรมชาติ ดังนั้น ความแปรปรวนของสภาพอากาศ จึงถือเป็นอีกหนึ่งประเด็นที่มีความสำคัญท่ามกลางบริบทของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ เนื่องจากความแปรผันในระยะสั้นเป็นเหตุการณ์ที่สามารถเห็นผลกระทบเชิงสาธารณะต่อทุกภาคส่วนได้อย่างชัดเจน ในการรับมือกับปัญหาดังกล่าวจึงต้องอาศัยความรู้ความเข้าใจเชิงลึกเกี่ยวกับปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศและความเชื่อมโยงที่มีต่อสภาวะสุดขีดของภูมิอากาศ

ประเทศไทย จึงจำเป็นต้องเร่งพัฒนาบุคลากรและงานวิจัยขั้นสูงเกี่ยวกับปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศ เพื่อยกระดับขีดความสามารถในการพยากรณ์ระยะสั้น (24-72 ชั่วโมง) และการพยากรณ์ระยะยาว (15-90 วัน) ให้สามารถรับมือกับความแปรปรวนของสภาพอากาศและสภาวะอากาศรุนแรงอันเป็นผลเชื่อมโยงมาจากปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศในคาบเวลาต่างๆ จนนำไปสู่การพัฒนาความสามารถในการคาดการณ์ผลกระทบแบบทันเวลา (real time) เพื่อป้องกันและบรรเทาความเสียหายจากภัยธรรมชาติจากปรากฏการณ์ด้านภูมิอากาศ

เอกสารอ้างอิง

กรมส่งเสริมการเกษตร 2553. รายงานสถานการณ์ภัยธรรมชาติ. (ออนไลน์). ที่มา :

<http://www.doae.go.th/IndexHome.asp>.

กรมอุตุนิยมวิทยา 2551. สถิติพายุหมุนเขตร้อนที่เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย คาบ 57 ปี (พ.ศ. 2494-2550). รายงานสรุปโดยกลุ่มภูมิอากาศ. สำนักพัฒนาอุตุนิยมวิทยา. กรมอุตุนิยมวิทยา.

แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล, อัครมน ลิ้มสกุล และทวีวงศ์ ศรีบุรี 2553. การประเมินสภาวะความรุนแรงสภาพภูมิอากาศของประเทศไทย: การวิเคราะห์ความเสี่ยงและความล่อแหลมของพื้นที่วิกฤติ. รายงานฉบับสมบูรณ์ของสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.).

สิรินทรเทพ เต๋อประยูร, เกษมสันต์ มโนมันพิบูลย์, เมกา ออกทาเวียอาณี และกฤตนิย ต่อศรี 2553. การศึกษาและพัฒนาแบบจำลองสภาพภูมิอากาศระดับภูมิภาค RegCM 3 สำหรับประเทศไทย. ร่างรายงานฉบับสมบูรณ์ของสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.).

ธชธัญ ภัทรสถาพรกุล 2552. ความแปรปรวนของสภาพอากาศของประเทศไทยอันเนื่องมาจากความผิดปกติทางสมุทรศาสตร์. รายงานฉบับสมบูรณ์ของสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย.

อัครมน ลิ้มสกุล, เพชรไพลิน สุวรรณโชติ, วุฒิชัย แพงแก้ว, อ่อนจันทร์ โคตรพงษ์, อัสตร คำเมือง และนิดาลักษณ์ สิทธิพล 2552. การประเมินผลกระทบจากภัยแล้งและอุทกภัยในประเทศไทย: การวิเคราะห์ฐานข้อมูลและทบทวนกรอบแนวคิดการประเมินความล่อแหลมในพื้นที่วิกฤติ. รายงานฉบับสมบูรณ์ของศูนย์วิจัยและฝึกอบรมด้านสิ่งแวดล้อม.

Aldrian, E. and Susanto, R.D. 2003. Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. *International Journal of Climatology*, 23: 1435-1452.

Allen, M.R. and Ingram, W.J. 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrological cycle. *Nature*, 419: 224-232.

Annamalai, H., Xie, S.-P., McCreary, J. P. and Murtugudde, R. 2005. Impact of Indian Ocean sea surface temperature on developing El Niño. *Journal of Climate*, 18: 302-319.

Ashok, K., Guan, Z. and Yamagata, T. 2001. Influence of Indian Ocean Dipole on the relationship between Indian monsoon rainfall and ENSO. *Geophysical Research Letters*, 28: 4499-4502.

Ashok, K., Guan, Z. and Yamagata, T. 2003. Influence of Indian Ocean dipole on the Australian winter rainfall. *Geophysical Research Letters*, 30: 1821.

Ashok, K., Guan, Z. and Yamagata, T. 2003. A look at the relationship between the ENSO and the Indian Ocean Dipole. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 81: 41-56.

Baquero-Bernal, A., Latif, M. and Legutke, S. 2002. On dipole-like variability in the tropical Indian Ocean. *Journal of Climate*, 15: 1358-1368.

Barlow, M., Nigam, S. and Berbery, E.H. 2001. ENSO, Pacific Decadal Variability, and U.S. summertime precipitation, drought and stream flow. *Journal of Climate*, 14: 2105-2128.

Behera, S.K., Krishnan, S. and Yamagata, T. 1999. Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994. *Geophysical Research Letters*, 26: 3001-3004.

- Behera, S.K., Luo, J.J., Masson, S., Rao, S.A., Sakuma, H. and Yamagata, T. 2006. A CGCM study on the interaction between IOD and ENSO. *Journal of Climate*, 19: 1608–1705.
- Bjerknes, J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97: 163-172.
- Chang, C.P., Wang Z., Ju J. and Li T. 2003. On the relationship between western Maritime Continent rainfall and ENSO during northern winter. *Journal of Climate*, 17: 665–672.
- Chang, C.-P., Wang, B. and Lau, N.-C.G. 2005. The global monsoon system: Research and forecast. WMO/TD No. 266. World Meteorological Organization, Switzerland, pp. 542.
- Chang, C.-P., Wang, Z., Ju, J. and Li, T. 2004. On the relationship between western maritime continent monsoon rainfall and ENSO during northern winter. *Journal of Climate*, 17: 665-672.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magaña Rueda, V., Mearns, L., Mennéndez, C.G., Räisänen, J., Rinke, A., Sarr, A. and Whetton, P. 2007. Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds., S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, pp. 843-940.
- Corti, S., Molteni, F. and Palmer, T.N. 1999. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, 398: 799-802.
- D'Arrigo, R. and Smerdon J.E. 2008. Tropical climate influences on drought variability over Java, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 35: L05707.
- Dai, A., Trenberth, K.E. and Qian, T. 2004. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5: 1117-1130.
- Diaz, H.F., Hoerling, M.P. and Eischeid, J.K. 2001. ENSO variability, teleconnections and climate change. *International Journal of Climatology*, 21: 1845-1862.
- Ding, Q. and Wang, B. 2007. Intraseasonal teleconnection between the summer Eurasia wave train and the Indian monsoon. *Journal of Climate*, 20: 3751-3767.
- Easterling, D.R., Anderson, D.M., Cohen, S.J. Gutowski, W.J., Holland, G.J., Kunkel, K.E., Peterson, T.C., Pulwarty, R.S., Stouffer, R.J. and Wehner, M.F. 2008. Measures to improve our understanding of weather and climate extremes. In: *Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands.* (eds., T.R. Karl, G.A. Meehl, C.D. Miller, S.J. Hassol, A.M. Waple and W.L. Murray. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC.
- Easterling, D.R., Evans, J.L., Groisman, P.Y., Karl, T.R., Kunkel, K.E. and Ambenje, P. 2000b. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81: 417-425.
- Easterling, D.R., Meehl, G.A., Parmesan, C., Changnon, S.A., Karl, T.R. and Mearns, L.O. 2000a. Climate extremes: Observations, modeling, and impacts. *Science*, 289: 2068-2074.

- Greenough, G., McGeehin, M., Bernard, S.M., Trtanj, J., Riad, J. and Engelberg, D. 2001. The potential impacts of climate variability and change on health impacts of extreme weather events in the United States. *Environmental Health Perspectives*, 109: 191-198.
- Hasegawa, A., and Emori, S. 2005. Tropical cyclones and associated precipitation over the Western North Pacific: T106 atmospheric GCM simulation for present-day and doubled CO₂ climates. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1: 145-148.
- Hastenrath, S. 2002. Dipoles, temperature gradient, and tropical climate anomalies. *Bulletin . Bulletin of the American Meteorological Society*, 83: 735-738.
- Haylock, M. and McBride, J. 2001. Spatial coherence and predictability of Indonesian wet season rainfall. *Journal of Climate*, 14: 3882-3887.
- Hendon, H.H., 2003. Indonesia rainfall variability: Impacts of ENSO and local air-sea interaction. *Journal of Climate*, 1: 1775-1790.
- Horel, J.D. and Wallace, J.M. 1981. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 109:813-829.
- Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillations regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- IPCC, 2007. Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Chang (eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller) Cambridge University Press, Cambridge, UK and USA, 996 pp.
- Juneng, L. and Tangang F.T. 2005. Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in Southeast Asia region and its relationship with atmosphere-ocean variations. *Climate Dynamic*, 25: 337-350.
- Karl, T.R., Knight, R.W., Easterling, D.R. and Quayle, R.G. 1996. Indices of climate change for the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 279-291.
- Karl, T.R., Meehl, G.A., Peterson, T.C., Kunkel, K.E., Gutowski, W.J. and Easterling, Jr D.R. 2008. Executive summary in weather and climate extremes in a changing climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands. (eds. T.R. Karl, G.A. Meehl, C.D. Miller, S.J. Hassol, A.M. Waple, and W.L. Murray). A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC.
- Kripalani, R.H. and Kulkarni, A. 2001. Monsoon rainfall variations and teleconnections over South and East Asia. *International Journal of Climatology*, 21:603-616.
- Kumar, K.K., Rajagopalan, B. and Cane, M.A. 1999. On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 284: 2156-2159.
- Lau, N.-C. and Nath, M. 2003. Atmosphere-ocean variations in the Indo-Pacific sector during ENSO episodes. *Journal of Climate*, 16: 3-20.
- Lau, N.C. and Nath, M.J. 2000. Impacts of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons simulated in GCM experiments. *Journal of Climate*, 13: 4287-4309.

- Leathers, D.J., Yarnal, B.M. and Palecki, M.A. 1991. The Pacific/North American teleconnection pattern and United States climate. Part I Regional temperature and precipitation associations. *Journal of Climate*, 4: 517-528.
- Limsakul, A. and Goes, J. 2008. Empirical evidence for interannual and longer period variability in Thailand surface air temperature. *Journal of Atmospheric Research*, 87: 89–102.
- Limsakul, A., Limjirakan, S. and Suthamanuswong, B. 2007. Spatio-temporal changes in total annual rainfall and the annual number of rainy days in Thailand. *Journal of Environmental Research*, 29:1–21.
- Lukas, R. and E. Lindstrom, 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 96: 3343–3357.
- Luo, J.-J., Zhang, R., Behera, S.H., Masumoto, Y., Jin, F.F., Lukas, R. Yamagata, T. 2010. Interaction between El Niño and extreme Indian Ocean Dipole. *Journal of Climate*, 23: 726-742.
- Madden, R. A. and Julian P. R. 1971. Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28 : 702-708.
- Madden, R.A. and Julian, P.R. 1994. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: A review. *Monthly Weather Review*, 122: 814–837.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M. and Francis, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78: 1069–1079.
- Marchant, R., Mumbi, C., Behera, S.K. and Yamagata, T. 2006. The Indian Ocean Dipole - the unsung driver of climatic variability in East Africa. *African Journal of Ecology* 45: 4–16.
- May, W. 2004. Variability and extremes of daily rainfall during the Indian summer monsoon in the period 1901-1989. *Global and Planetary Change*, 44: 83-105.
- Meehl, G.A., Karl, T., Easterling, D.R., Chagnon, S., Pielke, R.Jr., Changnon, D., Evans, J., Groisman, P.Y., Knutson, T.R., Kunkel, K.E., Mearns, L.O., Parmesan, C., Pulwarty, R., Root, t., Sylves, R.T., Whetton, P. and Zwiers, F. 2000. An introduction to trends in extreme weather and climate events: Observations, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts, and model projections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81:413-416.
- Meehl, G.A., Stocker, T.F., Collins, W.D., Friedlingstein, P., Gaye, A.T., Gregory, J.M., Kitoh, A., Knutti, R., Murohy, J.M., Noda, A., Raper, S.C.B., Watterson, I.G., Weaver, A.J. and Zhao, Z.-C. 2007. Global climate projections. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds., S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, pp. 747-845.
- Meyers, G., McIntosh, P., Pigot, L. and Pook M. 2007. The years of El Nino, La Nina and interactions with the tropical Indian Ocean, *Journal of Climate*, 20: 2872–2880.
- Nadarajah, S. 2005. Extremes of daily rainfall in west central Florida. *Climatic Change*, 69: 325-342.
- Osborn, T.J. and Hulme, M. 2002. Evidence for trends in heavy rainfall events over the UK. *Philosophical Transactions of the Royal Society: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360: 1313-1325.

- Peterson, T.C. 2005. Climate change indices. *World Meteorological Organization Bulletin*, 54:83-86.
- Randall, D.A., Wood, R.A., Bony, S., Colman, R., Fichefet, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, A., Shukla, J., Srinivasan, J., Stouffer, R.J., Sumi, A. and Taylor, K.E. 2007. Climate models and their evaluation. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds., S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, pp. 589-662.
- Rao, S.A., Behera, S.K., Masumoto, Y. and Yamagata, T. 2002. Interannual variability in the subsurface tropical Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean Dipole. *Deep-Sea Research*, 49B: 1549–1572.
- Rao, S.A., Masson, S., Luo, J.J., Behera, S.K. and Yamagata, T. 2007. Termination of Indian Ocean Dipole Events in a Coupled General Circulation Model. *Journal of Climate*, 20: 3018–3035.
- Rasmusson, E.M. and Wallace, J.M. 1983. Meteorological Aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, 222: 1195–1202.
- Reynolds, R.W., Rayner, N.A., Smith, T.M., Stokes D.C. and Wang, W. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 15: 1609–1625.
- Saji, N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N. and Yamagata, T. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401: 360-363.
- Schoennagel, T., Veblen, T.T., Romme, W.H., Sibold, J.S. and Cook, E.R. 2005. ENSO and PDO variability affect drought-induced fire occurrence in Rocky Mountain Subalpine forests. *Ecological Application*, 15: 2000-2014.
- Shankman, D., Kelm, B.D. and Song, J. 2006. Flood frequency in China's Poyang lake region: Trends and teleconnections. *International Journal of Climatology*, 26: 1255-1266.
- Singhratna, N., Rajagopalan, B., Kumar, K.K. and Clark, M. 2005. Interannual and interdecadal variability of Thailand summer monsoon season. *Journal of Climate*, 18: 1697-1708.
- Straub, K. H., G. N. Kiladis and P. E. Ciesielski 2006. The role of equatorial waves in the onset of the South China Sea summer monsoon and the demise of El Nino during 1998. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 42: 219-238.
- Tangang, F.T. and Juneng L. 2004. Mechanisms of Malaysia rainfall anomalies. *Journal of Climate*, 17: 3616–3622.
- Tozuka, T., Luo, J.J., Masson, S. and Yamagata, T. 2007. Decadal Modulations of the Indian Ocean Dipole in the SINTEX-F1 Coupled GCM. *Journal of Climate*, 20: 2881–2894.
- Trenberth, K.E. and Hurrell, J.W. 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9:303-319.
- Trenberth, K.E., Dai, A., Rasmussen, R.M. and Parsons, D.B. 2003. The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1205-1217.
- Trigo, R.M., Zquez, D. P.-V., Osborn, T.J. and Castro-Diez, Y. 2004. North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 24: 925-944.

- Ummenhofer, C.C., England, M.H., McIntosh, P.C., Meyers, G.A., Pook, M.J., Risbey, J.S., Gupta, A.S. and Taschetto A. S. 2009. What causes southeast Australia's worst droughts? *Geophysical Research Letters*, 36: L04706.
- Viles, H.A. and Goudie, A.S. 2003. Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews*, 61: 105-131.
- Waliser, D. E., K. M. Lau, W. Stern, and C. Jones 2003. Potential predictability of the Madden-Julian Oscillation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84: 33-50.
- Wallace, J.M. and Gutzler, D.S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109:784-812.
- Wang, B. and LinHo. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *Journal of Climate* 15: 386–398.
- Wang, B., Kang, I.S. and Lee, J.Y. 2004. Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 GCMs. *Journal of Climate*, 17: 803–818.
- Wang, B., Wu. R. and Lau, K.-M. 2001. Interannual variability of Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific-East Asian monsoons. *Journal of Climate*, 14: 4073-4090.
- Wang, B., Yang, J., Zhou, T. and Wang, B. 2008. Interdecadal changes in the major modes of Asian-Australia monsoon variability: Strengthening relationship with ENSO since the late 1970s. *Journal of Climate*, 21: 1771-1789.
- Wheeler, M. C. and Hendon H. H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, 113, 941-961.
- Wheeler, M. C., H. H. Hendon, S. Clelland, H. Meinke, and A. Donald 2008. Impacts of the Madden-Julian Oscillation on Australian rainfall and circulation. *Journal of Climate*, 22: 1482-1498.
- Wu, B. and Wang, B. 2004. Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks. *Journal of Climate*, 17: 1686–1698.
- Wu, R. and Wang, B. 2002. A contrast of the East Asian summer monsoon-ENSO relationship between 1962-77 and 1978-93. *Journal of Climate*, 15: 3266-3279.
- Yamagata, T., Behera, S.K., Luo, J.J., Masson, S., Jury, M.R. and Rao, S.A. 2004. Coupled Ocean-Atmosphere Variability in the Tropical Indian Ocean. "Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction" Eds. by Wang, C., Xie, S.P. and Carton, J.A. *Geophysical Monograph*, 147: 189–212.
- Yang, F., Kumar, A., Schlesinger, M.E. and Wang, W. 2003. Intensify of hydrological cycles in warmer climates. *Journal of Climate*, 16: 2419-2423.
- Yuan, Y., Yang, H., Zhou, W. and Li, C. 2008. Influences of the Indian Ocean Dipole on the Asian summer monsoon in the following year. *International Journal of Climatology*, 28: 1849-1859.
- Zahn, R. 2003. Monsoon linkage. *Nature*, 421: 324-325.
- Zhang, C. 2005. Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43: 2003RG.
- Zhang, S. and Wang B. 2008. Global summer monsoon rainy seasons. *International Journal of Climatology*, 28:1563-1578.

- Zhang, Y., Wallace, J.M. and Battisti, D.S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate*, 10: 1004-1020.
- Zheng, X.-T., Xie, S.-P., Vecchi, G.A., Liu, Q. and Hafner, J. 2010. Indian ocean dipole response to global warming: Analysis of ocean-atmospheric feedbacks and a coupled model. *Journal of Climate*, 23 : 1240-1253.
- Ziegler, A.D., Sheffield, J., Maurer, E.P., Nijssen, B., Wood, E. and Lettenmaier, D.P. 2003. Detection of intensification in global—and continental-scale hydrological cycles: Temporal scale of evaluation. *Journal of Climate*, 16: 535-547.

อภิธานศัพท์

Glossary

ศัพท์ภาษาอังกฤษ	ศัพท์ภาษาไทยหรือคำอธิบาย
above-ground biomass	มวลชีวภาพเหนือดิน
afforestation	การปลูกป่าในพื้นที่ ๆ ไม่เป็นป่ามาก่อน (ในช่วงระยะเวลา 50 ปี)
air-seawater interface	บริเวณรอยต่อระหว่างบรรยากาศกับผิวหน้าน้ำทะเล
anomaly	ค่าผิดปกติ (รท.)
anthropogenic CO ₂	คาร์บอนไดออกไซด์ที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์
apparent temperature	อุณหภูมิปรากฏ (รท.)
Afforest/Reforestation Clean Development Mechanism (A/R CDM)	กลไกการพัฒนาที่สะอาดภาคป่าไม้
atmosphere	บรรยากาศ
autotrophic respiration	กระบวนการหายใจโดยผู้ที่สร้างอาหารเองได้ (เช่น พืช และแบคทีเรียบางชนิด)
available nitrogen	ไนโตรเจนที่เป็นประโยชน์ต่อพืช
below-ground biomass	มวลชีวภาพใต้ดิน
bicarbonate ion	ไบคาร์บอเนต อีออน
biogeochemical cycle	วัฏจักรชีวธรณีเคมี
biological pump	กลไกการไหลเวียนสสาร/อาหาร ผ่านกระบวนการทางชีวภาพ
biomass	มวลชีวภาพ
biome	ไบโอม
black carbon	คาร์บอนดำ
boreal forest	ป่าเขตหนาวแถบขั้วโลก
carbon	คาร์บอน
carbon content	ปริมาณคาร์บอน
carbon cycle	วัฏจักรคาร์บอน
carbon dioxide	ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์
carbon neutral	แหล่งคาร์บอนสมดุล (การปล่อยและการดูดซับคาร์บอนมีปริมาณเท่ากัน)
carbon sink	แหล่งดูดซับคาร์บอน
carbon source	แหล่งปลดปล่อยคาร์บอน
carbonic acid	กรดคาร์บอนิก
climate	ภูมิอากาศ
climate change	การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ
climate phenomena	ปรากฏการณ์ภูมิอากาศ
climate projection	การสร้างภาพฉายภูมิอากาศ
climate proxy	ตัวแทนภูมิอากาศ
climatic regime shift	การเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศในช่วงเวลาสั้นๆ
climatology	ภูมิอากาศวิทยา
coastal upwelling	ปรากฏการณ์น้ำที่เย็นและอุดมไปด้วยธาตุอาหารจากที่ลึกผุดขึ้นสู่ผิวน้ำทะเลซึ่งเกิดจากกระแสและทิศทางลม และแรงโคริโอลิสของโลก

ศัพท์ภาษาอังกฤษ	ศัพท์ภาษาไทยหรือคำอธิบาย
continental glacier	ธารน้ำแข็งบนแผ่นดิน
dead organic matter in litter	ซากพืช
dead organic matter in wood	ไม้ตาย
decomposition	การย่อยสลาย
deforestation	การทำลายป่าไม้
dissolved inorganic carbon	คาร์บอนอนินทรีย์ละลายน้ำ
dissolved organic carbon	คาร์บอนอินทรีย์ละลายน้ำ
drought-like condition	ภาวะเหมือนแล้ง
Empirical Orthogonal Function(EOF)	ฟังก์ชันตั้งฉากเชิงประจักษ์ (รท.)
estuary	ชะวากทะเล
extreme event	เหตุการณ์สุดขีด
fetch length	ระยะทางที่ลมพัดผ่านพื้นที่ที่ศึกษา
fire regime	รูปแบบการเกิดไฟ
forest carbon pool	แหล่งสะสมคาร์บอนของป่าไม้
forward speed of tropical cyclone	ความเร็วในการเคลื่อนที่ของพายุ
fossil fuel	เชื้อเพลิงฟอสซิล
geotectonic movement	การเคลื่อนตัวของแผ่นเปลือกโลก
glacial isostatic adjustment	การปรับตัวกลับของเปลือกโลกเนื่องจากการละลายของน้ำแข็งหลังจากยุคน้ำแข็ง
Gigaton carbon (GtC)	กิกะตันคาร์บอนหรือ พันล้านตันคาร์บอน
harvested wood product	ผลิตภัณฑ์ไม้
heavy rain	ฝนหนัก (กรมอุตุนิยมวิทยา)
heterotrophic respiration	กระบวนการหายใจของโดยผู้ที่สร้างอาหารเองไม่ได้ (สัตว์และจุลินทรีย์)
homogenized data	ข้อมูลเอกพันธ์ (รท.)
humus	สารประกอบฮิวมัสที่เป็นอินทรีย์วัตถุในดิน
ice sheet	ธารน้ำแข็งบนแผ่นดินที่ปกคลุมพื้นที่ขนาดใหญ่
ice shelf	ธารน้ำแข็งที่ลอยน้ำบริเวณชายฝั่ง มีต้นกำเนิดบนแผ่นดินแล้วเคลื่อนตัวไปจนถึงชายฝั่งและออกสู่ทะเล
<i>in situ</i> observation	การตรวจวัดข้อมูลในพื้นที่จริง
interpolation	การประมาณค่าในช่วง (รท.)
invasive species	พืชที่รุกราน
klevin wave	คลื่นในมหาสมุทรหรือบรรยากาศที่ช่วยสมดุลแรงโคริโอลิสโลกที่กระทำต่อขอบเขตทางภูมิประเทศ เช่น ชายฝั่งทะเล
land sink	ระบบนิเวศบนบกเป็นแหล่งดูดซับ(ก๊าซเรือนกระจก)
land use	การใช้ประโยชน์ที่ดิน
land-use change	การเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน

ศัพท์ภาษาอังกฤษ	ศัพท์ภาษาไทยหรือคำอธิบาย
net ecosystem production	ผลผลิตคาร์บอนสุทธิ
net land-to-atmosphere flux	อัตราการแลกเปลี่ยนคาร์บอนสุทธิระหว่างพื้นดินและบรรยากาศ
net primary production	ผลผลิตปฐมภูมิสุทธิของป่า
northeast cold surge	ระลอกอากาศหนาวในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ
nutrient deposition	การสะสมของสารอาหาร
mean annual increment	อัตราความเพิ่มพูนเฉลี่ยรายปี
ocean	มหาสมุทร
ocean data reanalysis	ข้อมูลจากแบบจำลองมหาสมุทรที่มีการนำเข้าข้อมูลตรวจวัดจากทุ่นสมุทรศาสตร์และดาวเทียม
ocean sink	แหล่งดูดซับคาร์บอนในมหาสมุทร
Pacific-North American (PNA) pattern	โหมดที่โดดเด่นของความแปรปรวนภูมิอากาศความถี่ต่ำในซีกโลกเหนือบริเวณเขตกึ่งร้อน
pan evaporation	การระเหยของน้ำจากถาดวัด
Palmer Drought Severity Index	ดัชนีความรุนแรงภัยแล้งของปาลเมอร์
particulate organic carbon	คาร์บอนอินทรีย์ในรูปสารแขวนลอย
perturbation	การก่อกวน
pH	กรดต่าง
photosynthesis	กระบวนการสังเคราะห์ด้วยแสงของพืช (รพ.)
physical pump	กลไกการไหลเวียนของสสารผ่านกระบวนการทางกายภาพ
pollution	มลพิษ
ppmv	ส่วนในล้านส่วนโดยปริมาตร
primary forest	ป่าปฐมภูมิ
radius of maximum wind	รัศมีของเขตความเร็วลมสูงสุด
reforestation	การปลูกป่าในพื้นที่ ๆ เคยเป็นป่ามาก่อน
residue land sink	แหล่งดูดซับคาร์บอนที่เหลืออยู่ในส่วนใดส่วนหนึ่ง
resonance	การเกิดกำทอน
respiration	การหายใจของสิ่งมีชีวิต
return period	คาบการเกิดซ้ำ
rossby wave	คลื่นเคดเคียวขนาดใหญ่ที่เคลื่อนที่ตามชั้นเทอร์โมไคลน์ของมหาสมุทร
root/shoot ratio	อัตราส่วนระหว่างมวลชีวภาพใต้ดินต่อมวลชีวภาพเหนือดิน
savannah	ทุ่งหญ้าสะวันนา
sea surface temperature	อุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ผิวหน้า
secondary forest	ป่าทุติยภูมิ
significant wave height	ความสูงคลื่นนัยสำคัญ
silvicultural practice	วนวัฒนวิธี
soil inorganic carbon	คาร์บอนในดินที่อยู่ในรูปสารอนินทรีย์

ศัพท์ภาษาอังกฤษ	ศัพท์ภาษาไทยหรือคำอธิบาย
soil organic carbon	คาร์บอนในดินที่อยู่ในรูปสารอินทรีย์
soil organic matter	อินทรีย์วัตถุในดิน
soil respiration	กระบวนการหายใจของดิน
storm surge	คลื่นพายุซัดฝั่ง (กรมอุตุนิยมวิทยา, กรมอุทกศาสตร์)
storm track	เส้นทางผ่านของพายุ
swell	คลื่นที่เกิดจากพายุในทะเลเปิด มีคาบคลื่นที่ชัดเจน
teleconnection	การเชื่อมโยงระยะไกลของปรากฏการณ์ความแปรปรวนของภูมิอากาศ
terrestrial biosphere	ชีวมณฑลบนบก
terrestrial ecosystem	ระบบนิเวศบนบก
thermal expansion	การขยายตัวของน้ำทะเลจากอุณหภูมิที่สูงขึ้น
tropical cyclone	พายุหมุนเขตร้อน
tropical forest	ป่าเขตร้อน
undisturbed forest	ป่าที่มีความสมบูรณ์
United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC)	อนุสัญญาสหประชาชาติว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ
upper ocean heat content	ปริมาณความร้อนในน้ำชั้นบน
vegetation carbon pool	แหล่งสะสมคาร์บอนในพืชพรรณ
vertical wind shear	ความแตกต่างของความเร็วลมต่างระดับ
vorticity	แนวโน้มการเกิดการหมุนของอากาศหรือน้ำ
weather	สภาพอากาศ
weather/climate extreme event	เหตุการณ์สุดขีดของลมฟ้าอากาศ/ภูมิอากาศ (รท.)
wet spell	ช่วงชุ่มชื้นกว่าปกติ
wind duration	ระยะเวลาที่ลมพัดแน่ทิศ
wind wave	คลื่นลม (กรมอุทกศาสตร์)

หมายเหตุ: รท. หมายความว่าคำที่บัญญัติโดยราชบัณฑิต

รายชื่อคณะทำงาน

ผู้รับผิดชอบ	ติดต่อ
รศ.ดร.กัณห์รีย์ บุญประกอบ	ภาควิชาชีววิทยา คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยรามคำแหง ถนนรามคำแหง แขวงหัวหมาก เขตบางกะปิ กรุงเทพฯ 10240 โทรศัพท์ : 0-2310-8395 โทรสาร : 0-2313-8416 E-mail : kansri@ru.ac.th
ดร.อัศมน ลิ้มสกุล	ศูนย์วิจัยและฝึกอบรมด้านสิ่งแวดล้อม กรมส่งเสริมคุณภาพสิ่งแวดล้อม กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม เทคโนโลยี ด.คลอง 5 อ.คลองหลวง จ. ปทุมธานี 12120 โทรศัพท์ : 0-2577-1136-7 โทรสาร : 0-2577-1138 E-mail : atsamon@deqp.go.th
ดร.แสงจันทร์ ลิ้มจิรกาล	สถาบันวิจัยสภาวะแวดล้อม จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย อาคารสถาบัน 2 ถนนพญาไท ปทุมวัน กรุงเทพฯ 10330 โทรศัพท์ : 0-2218-8216 โทรสาร : 0-2218-8210 E-mail : lsangcha@chula.ac.th
อาจารย์ธณัฐ ภัทรสถาพรกุล	คณะเทคโนโลยีทางทะเล มหาวิทยาลัยบูรพา วิทยาเขตสารสนเทศจันทบุรี ถ.ชลประทาน ต.โขมง อ.ท่าใหม่ จ.จันทบุรี 22170 โทรศัพท์ : 039-310000 โทรสาร : 039-310128 E-mail : tachanat@buu.ac.th
ดร.ปัทมา สิงห์รักษ์	ภาควิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย โทรศัพท์ : 0-2218-5401 โทรสาร : 0-2255-0780 E-mail : patama.s@chula.ac.th
รศ.ดร.นาฏสุตา ภูมิจำนงค์	คณะสิ่งแวดล้อมและทรัพยากรศาสตร์ มหาวิทยาลัยมหิดล ศาลายา พุทธมณฑล นครปฐม 73170 โทรศัพท์ : 0-2441-5000 ext. 2311 โทรสาร : 0-2441-9509-10 E-mail : grnpm@mahidol.ac.th

ผู้รับผิดชอบ	ติดต่อ
รศ.ดร.กัลยา วัฒยากร	ภาควิชาวิทยาศาสตร์ทางทะเล คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย เบอร์โทร : 0-2218-5409 เบอร์แฟกซ์ : 0-2255-0780 E-mail : Gullaya.W@Chula.ac.th, Gullaya@gmail.com
ดร.สาพิศ ดิลกสัมพันธ์	ภาควิชาวนวัฒนวิทยา คณะวนศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ กรุงเทพฯ 10900 โทรศัพท์ : 0-2842-8112 ext. 222 โทรสาร : 0-2942-8112 E-mail : sapit.d@ku.ac.th
รศ.ดร.เสริม จันทร์ฉาย	ห้องปฏิบัติการวิจัยฟิสิกส์บรรยากาศเขตร้อน ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร โทรศัพท์ : 034-270761 โทรสาร : 034-271189 E-mail : serm@su.ac.th
ดร.ดุษฎี ศุขวัฒน์	ห้องปฏิบัติการแบบจำลองบรรยากาศและมหาสมุทร ภาควิชาคณิตศาสตร์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี โทรศัพท์ : 0-2470-8987 โทรสาร : 0-2428-4025 E-mail : dusadee.suk@kmutt.ac.th
ผศ.ดร.จิรสรณ์ สันติสิริสมบูรณ์	คณะวิศวกรรมศาสตร์ ภาควิชาวิศวกรรมพลังงาน มหาวิทยาลัยรามคำแหง ถนนรามคำแหง แขวงหัวหมาก เขตบางกะปิ กรุงเทพฯ 10240 โทรศัพท์ : 02-310-8577-8 ต่อ 229 โทรสาร : 02-310-8579 E-mail : jerasorn@ru.ac.th
รศ.ดร.เจียมใจ เครือสุวรรณ	ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่ ต. สุเทพ อ.เมือง จ.เชียงใหม่ 50200 โทรศัพท์ : 053-943367, โทรสาร : 053-892271, 053-943445 E-mail : scphi016@chiangmai.ac.th

รายชื่อผู้ประเมินรายงาน

ผู้ประเมินรายงาน	
ชื่อ-สกุล	ติดต่อ
ดร.สมเกียรติ อภิพัฒน์วิศว์	สำนักวิจัยและพัฒนา กรมชลประทาน 200 ต.บางลาด อ.ปากเกร็ด นนทบุรี โทรศัพท์ : 0-2583-6050-59 ต่อ 471 โทรสาร : 0-2583-5011 e-mail : skavis@yahoo.com
ดร. สมเกียรติ ขอเกียรติวงศ์	สถาบันวิจัยและพัฒนาทรัพยากรทางทะเล ชายฝั่งทะเล และป่าชายเลน 51 ถ.ศักดิ์เดช หมู่ 8 ตำบลวิชิต อำเภอเมือง จังหวัดภูเก็ต 83000 โทรศัพท์ : 0-7639-1128 โทรสาร : 0-7639-1127 e-mail : skhokiattiwong@gmail.com
ศ.ดร.นิพนธ์ ตั้งธรรม	ศูนย์วิจัยป่าไม้ คณะวนศาสตร์ ม. เกษตรศาสตร์ 50 พหลโยธิน แขวงลาดยาว เขตจตุจักร กรุงเทพฯ 10900 โทรศัพท์ : 02-579-0172 e-mail : ffornt@ku.ac.th
คุณสิริรัตน์ จันทร์มหเสถียร	สำนักวิจัยการอนุรักษ์ป่าไม้และพันธุ์พืช กรมอุทยานแห่งชาติ สัตว์ป่า และ พันธุ์พืช 61 ถ.พหลโยธิน จตุจักร กทม. 10900 โทรศัพท์ : 0-2561-4292-3 ต่อ 424 โทรสาร : 0-2579-6666 e-mail : sirirat44@dnp.go.th
รศ.ดร.วีระศักดิ์ อุดมโชค	ภาควิชาวิทยาศาสตร์พื้นพิภพ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ 50 ถ.พหลโยธิน เขตจตุจักร กรุงเทพฯ 10900 โทรศัพท์ : 0-2942-8381 ต่อ 124 โทรสาร : 0-2579-3711 e-mail : fscivsu@ku.ac.th
รศ.ดร.สุจริต คุณชนกุลวงศ์	คณะวิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ถนนพญาไท ปทุมวัน กรุงเทพฯ 10330 โทรศัพท์ : 0-2218-8216 โทรสาร : 0-2218-8210 e-mail : sucharit.k@chula.ac.th
ดร.วนิสา สุรพิพิธ	สำนักจัดการคุณภาพอากาศและเสียง กรมควบคุมมลพิษ 92 ซอยพหลโยธิน 7 สามเสนใน พญาไท กรุงเทพฯ 10400 โทรศัพท์ : 02-590-3251-3 โทรสาร : 0-2590-3251 e-mail : vanisa.s@pcd.go.th

รายชื่อผู้เข้าร่วม ประชุมให้ข้อคิดเห็นประเด็นสำคัญ

รายชื่อผู้เข้าร่วมการประชุมให้ข้อคิดเห็นประเด็นสำคัญของ
“รายงานสังเคราะห์และประมวลสถานภาพองค์ความรู้ด้านการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศของไทย”
วันศุกร์ที่ 29 เมษายน 2554 เวลา 08.30 – 12.00 น.
ณ ห้องวินัส โรงแรมมิราเคิล แกรนด์ คอนเวนชั่น ถนนวิภาวดีรังสิต กรุงเทพฯ

ภาควิชาการ

ที่	ชื่อ-สกุล	หน่วยงาน
1	ดร.กอปร์ กฤตยาภิรม	สวทช.
2	ศ.ดร.ชนวัฒน์ จารุพงษ์สกุล	คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
3	ผศ.ดร.วรรณพ วิทยาญจน์	คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
4	รศ.ดร.สุชนา ชวนิชย์	คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
5	รศ.ดร.อิทธิ ดิริสริสดีวงศ์	คณะวิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
6	ผศ.ดร.เกริก ปั้นเหน่งเพ็ชร	คณะเกษตรศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น
7	ดร.วิเชียร เกิดสุข	สำนักวิจัยและพัฒนา มหาวิทยาลัยขอนแก่น
8	ดร.ณัฐนี วรรณ	คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
9	ผศ.วงศ์ถาวร วงศ์อภัย	คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
10	ผศ.สุรเชษฐ์ เชนฐมาส	คณะกรรมการท่องเที่ยวและการโรงแรม มหาวิทยาลัยมหาสารคาม
11	ผศ.ดร.จรรุวรรณ ชนัมรัตนสวัสดิ์	มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี
12	ดร.ปกรณ์ ดิษฐกิจ	สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์และทรัพยากร มหาวิทยาลัยวลัยลักษณ์
13	อ.สุธีระ ทองขาว	สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์และทรัพยากร มหาวิทยาลัยวลัยลักษณ์
14	ดร.สุมาลย์ ปันเทิง	คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร
15	คุณเพ็ญพร นิ่มนวล	คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร
16	ดร.อัสดา พงศ์พิพัฒน์	บัณฑิตวิทยาลัยร่วมด้านพลังงานและสิ่งแวดล้อม
17	ผศ.ดร.ศิริณี ศรีใส	มหาวิทยาลัยมหิดล
18	ดร.ภาณุ ตรีเวช	คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์
19	คุณบุษกร คงเอียด	คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี
20	คุณจุฑารัตน์ ศรีกุล	คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี
21	คุณจิรวรรณ แซ่เล่า	คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี
22	คุณทิพย์สุคนธ์ คุ่มแสง	Asian Institute of Technology
23	คุณศุภชัย นาคะพันธ์	Asian Institute of Technology

ภาคีรัฐ

ที่	ชื่อ-สกุล	หน่วยงาน
1	คุณศิริชัย ไพโรจน์บริบูรณ์	องค์การบริหารจัดการก๊าซเรือนกระจก (องค์การมหาชน)
2	คุณประเสริฐสุข จามรมาน	องค์การบริหารจัดการก๊าซเรือนกระจก (องค์การมหาชน)
3	ดร.ณัฐริกา วายูภาพ	องค์การบริหารจัดการก๊าซเรือนกระจก (องค์การมหาชน)
4	นายจักกนิษฐ์ คณานุรักษ์	องค์การบริหารจัดการก๊าซเรือนกระจก (องค์การมหาชน)
5	นัทธชนัน วัฒนจินดา	องค์การบริหารจัดการก๊าซเรือนกระจก (องค์การมหาชน)
6	ดร.อังคณา เฉลิมพงศ์	สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม
7	คุณณัฐนิช อัสวภูษิตกุล	สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม
8	คุณวลัยนุช พรรณสังข์	สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม
9	คุณสัตตะพงศ์ ชอบกตัญญู	สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม
10	คุณมาลี จันทร์วิวัฒน์กุล	สำนักนโยบายและยุทธศาสตร์ กระทรวงแรงงาน
11	คุณสุพัตรา ทราคำ	กระทรวงแรงงาน สำนักนโยบายและยุทธศาสตร์
12	คุณกิ้งแก้ว คุณเขต	กรมการข้าว สำนักวิจัยและพัฒนาข้าว
13	คุณสงวน กันทะวงศ์	กรมชลประทาน ส่วนอุทกวิทยา สำนักอุทกวิทยาและบริหารน้ำ
14	คุณบุญชัย งามวิทย์โรจน์	กรมทรัพยากรน้ำ ส่วนวิจัยและพัฒนาทรัพยากรน้ำ
15	คุณวาสนา ร้อยอำแพง	กรมทรัพยากรน้ำ ส่วนวิจัยและพัฒนาทรัพยากรน้ำ
16	คุณจริยา ประสพทรัพย์	กรมประชาสัมพันธ์
17	ดร.สมิท ธรรมเชื้อ	กรมประมง
18	คุณอารักษ์ ชัยกุล	กรมปศุสัตว์ สำนักพัฒนาระบบและรับรองมาตรฐานสินค้าปศุสัตว์
19	คุณอารีรัตน์ อยู่หุ่น	กรมพัฒนาพลังงานทดแทนและอนุรักษ์พลังงาน
20	คุณอัศรินทร์ คูหาภินันท์	กรมโรงงานอุตสาหกรรม สำนักสนธิสัญญาและยุทธศาสตร์
21	คุณชุตินา คชวัฒน์	กรมวิชาการเกษตร สถาบันวิจัยพืชไร่
22	คุณอำพร บุตรังมี	กองประเมินผลกระทบต่อสุขภาพ กรมอนามัย
23	คุณสุรศักดิ์ สุภารัตน์	กองกิจการเพื่อการพัฒนา กรมองค์การระหว่างประเทศ
24	คุณอริคม แดงพันธ์	กองกิจการเพื่อการพัฒนา กรมองค์การระหว่างประเทศ
25	นาวาเอก กตัญญู ศรีตังนันท์	กรมอุทกศาสตร์
26	คุณโกวิท ฉายสุรีย์ศรี	กรมอุทยานแห่งชาติ สัตว์ป่า และพันธุ์พืช
27	คุณพลอยชมพู ฐิตยาภรณ์	การท่องเที่ยวแห่งประเทศไทย
28	คุณวิฑูรย์ ปัญญากุล	กรีนเนท
29	คุณสุวรรณา จุ่งรุ่งเรือง	กรุงเทพมหานคร
30	คุณบรรเลง นราพินิจ	กรุงเทพมหานคร
31	คุณสัญญา พันธุ์พิทยุตม์	กรุงเทพมหานคร

ที่	ชื่อ-สกุล	หน่วยงาน
32	คุณจิตสุพัฒน์ อาคมพัฒน์	กรุงเทพมหานคร
33	คุณธนกร เข้มแดง	กรุงเทพมหานคร
34	คุณณัฐชนเรศ มาเจริญ	กรุงเทพมหานคร
35	คุณเนภาพร ศรีเพ็ชรพันธุ์	กรุงเทพมหานคร
36	คุณณทีทิพย์ จิงสมประสงค์	กรุงเทพมหานคร
37	ว่าที่ ร.ต.วิรัช ต้นชนะประดิษฐ์	กรุงเทพมหานคร
38	คุณภรณ์ ธนภรรคาวิน	สถาบันสารสนเทศทรัพยากรน้ำและการเกษตร
39	คุณวุฒิพงษ์ ปรีดาภักทรพงษ์	สำนักงานกองทุนสนับสนุนการสร้างเสริมสุขภาพ
40	คุณพุทธรนต์ รตจีน	สำนักงานนโยบายและแผนการขนส่งและจราจร
41	คุณชนาัญญา บัวเขียว	สำนักงานนโยบายและแผนพลังงาน
42	คุณธราพงษ์ รัชขนาม	สำนักงานปลัดกระทรวงการท่องเที่ยวและกีฬา
43	ดร.จิราภา อินธิแสง	สำนักงานเศรษฐกิจการเกษตร
44	คุณพลภัทร เอกธนาพงศกร	ศูนย์เตือนภัยพิบัติแห่งชาติ
45	คุณสิทธิกันต์ วิทิตสุนทร	ศูนย์เตือนภัยพิบัติแห่งชาติ
46	Warren Y. Brockelman	ศูนย์พันธุวิศวกรรมและเทคโนโลยีชีวภาพแห่งชาติ
47	คุณอนุตตรา ณ ถลาง	ศูนย์พันธุวิศวกรรมและเทคโนโลยีชีวภาพแห่งชาติ
48	คุณวิบูลย์ลักษณ์ ศุภเณม	กรมป้องกันและบรรเทาสาธารณภัย
49	พ.ต.อ.สุรจิต ชิงนวรรณ์	สำนักงานตำรวจแห่งชาติ
50	คุณชาลวิทย์ อุดมศักดิ์กุล	สวทช.
51	คุณชุลีพร บุญยมาลิก	สำนักงานคณะกรรมการพัฒนาเศรษฐกิจและสังคมแห่งชาติ
52	คุณเจริญ หาญปัญจกิจ	สำนักอำนวยการสิ่งแวดล้อม กรมอนามัย กระทรวงสาธารณสุข
53	คุณกรวิภา ปุณณศิริ	กรมอนามัย

ภาคเอกชน

ที่	ชื่อ-สกุล	หน่วยงาน
1	คุณพรศิลป์ พชรินทร์ตะกุล	หอการค้าไทยและสภาหอการค้าแห่งประเทศไทย
2	คุณบัณฑิต วงศ์สีลโชติ	หอการค้าไทยและสภาหอการค้าแห่งประเทศไทย
3	คุณสุกัญญา ใจชื่น	หอการค้าไทยและสภาหอการค้าแห่งประเทศไทย
4	คุณอาวุธ นิติน	บริษัท ปตท. จำกัด (มหาชน)
5	คุณกรรณิการ์ โกมล	สภาหอการค้าแห่งประเทศไทย
6	คุณสุพล กฤษณามระ	มูลนิธิธนาภิรมย์



สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.)
979/17-21 ชั้น 14 อาคารเอส เอ็ม ทาวเวอร์ ถนนพหลโยธิน
แขวงสามเสนใน เขตพญาไท กรุงเทพฯ 10400
โทรศัพท์ 0 2278 8200 โทรสาร 0 2298 0476
E-mail: callcenter@trf.or.th
Homepage: <http://www.trf.or.th>