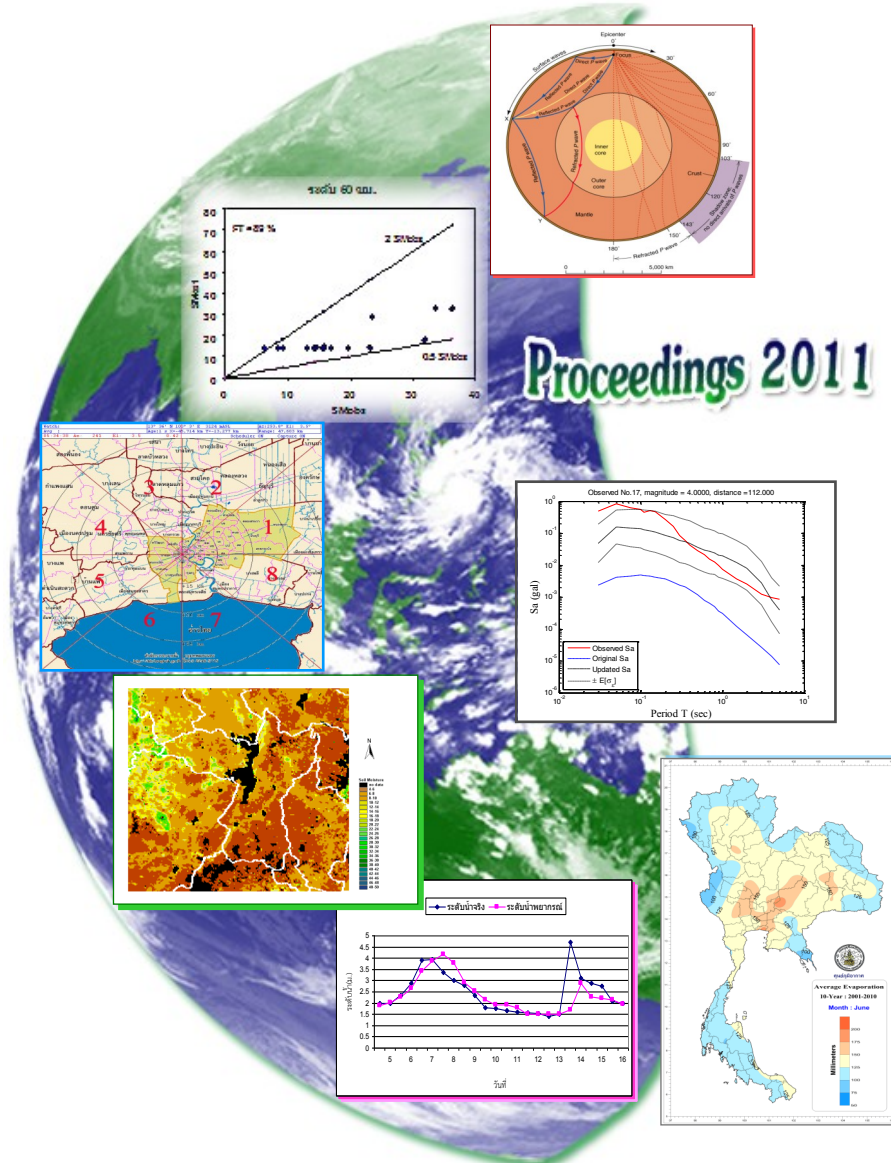




# เอกสารผลงานวิชาการอุตุนิยมวิทยา

30 กันยายน 2554



Proceedings 2011

**คณะผู้จัดทำเอกสารผลงานวิชาการอุดมศึกษา  
(2554)**

**เจ้าของ** : กรมอุดมศึกษา  
**สำนักงาน** : กรมอุดมศึกษา ถ.สุขุมวิท บางนา กรุงเทพฯ 10260  
**วัตถุประสงค์** : เพื่อเป็นสื่อกลางในการเผยแพร่ผลงานวิชาการอุดมศึกษา

**ที่ปรึกษา**

- |                     |                                      |
|---------------------|--------------------------------------|
| 1. จำนง แก้วชะภา    | รองอธิบดีกรมอุดมศึกษา ด้านวิชาการ    |
| 2. สมศรี ฮั่นตระกูล | รองอธิบดีกรมอุดมศึกษา ด้านปฏิบัติการ |
| 3. สมชาย ไบม่วง     | รองอธิบดีกรมอุดมศึกษา ด้านบริหาร     |

**คณะผู้จัดทำ**

4. วิรัช วรรณจิตต์
5. จรูญ เลหาเลิศชัย
6. ประวิทย์ แจ่มปัญญา
7. บุรินทร์ เวชบันเทิง
8. บุญเลิศ อาชีวะระงับโรค
9. กรรวี สิทธิชีวภาค
10. ประสาน สัจवालเดช
11. เกษรินทร์ ห่านประเสริฐ
12. จอมขวัญ สักกามาตย์
13. ขวัญจิต ประทุมภักดิ์
14. ศุภมาศ เอี่ยมฉวี
15. วิสุทธิ์ ส่องแสง

## คำนำ

กรมอุตุนิยมวิทยา มีภารกิจหลักในการพยากรณ์อากาศ และออกคำเตือนอย่างมีประสิทธิภาพ ถูกต้อง แม่นยำ ทันเหตุการณ์ เพื่อสนับสนุนการจัดการภัยธรรมชาติที่เกิดขึ้น จึงจำเป็นต้องศึกษาและพัฒนาองค์ความรู้ด้านอุตุนิยมวิทยาอย่างต่อเนื่อง สามารถนำเทคนิค วิธีการใหม่ๆ มาประยุกต์ใช้ในการดำเนินงานอย่างมีประสิทธิภาพ ซึ่งจะช่วยลดการสูญเสียในชีวิตและทรัพย์สินของประชาชนได้มากขึ้น

การจัดงานเผยแพร่ผลงานวิชาการอุตุนิยมวิทยาในวันที่ 30 กันยายน พ.ศ. 2554 มีวัตถุประสงค์เพื่อเปิดโอกาสให้กับข้าราชการอุตุนิยมวิทยาได้นำเสนอผลงาน เป็นเวทีสำหรับแลกเปลี่ยน เรียนรู้ ซึ่งได้รับความสนใจจากบุคลากรกรมอุตุนิยมวิทยาเป็นอย่างดี มีการเสนอผลงานวิชาการ อาทิเช่น ภูมิอากาศอุตุนิยมวิทยาอุทก แผ่นดินไหว อุตุนิยมวิทยาเกษตร เพื่อให้เกิดประโยชน์สูงสุดคณะทำงานจึงได้รวบรวมจัดพิมพ์เป็นรูปเล่มเอกสาร และเผยแพร่บนอินเทอร์เน็ตกรมอุตุนิยมวิทยาเพื่ออำนวยความสะดวกในการอ้างอิงและสืบค้น

คณะผู้จัดทำขอขอบคุณทุกฝ่ายที่ให้ความร่วมมือและสนับสนุนในการจัดงานในครั้งนี้ และหวังเป็นอย่างยิ่งว่ารายงานฉบับนี้จะเป็นประโยชน์ต่อผู้สนใจทุกกลุ่มเพื่อประกอบในการศึกษา ค้นคว้า และพัฒนางานอุตุนิยมวิทยาต่อไป

คณะผู้จัดทำ  
ธันวาคม 2554

## สารบัญ

### • อดุนิยมวิทยาและการติดตามภัยธรรมชาติ

การเปรียบเทียบการพยากรณ์ระดับน้ำระหว่างวิธี Box Jenkins กับวิธี Muskingum บริเวณลุ่มน้ำน่านตอนบน.....1 <i>ทองคำ เพ็งใย</i>	1
ประเมินการใช้ค่าดัชนีความชื้นในดินแบบสมดุลน้ำที่จังหวัดขอนแก่น.....8 <i>วิรัช วรานุจิตรต์ อนุรัตน์ ศฤงคารภาษิต และ มนูญ ปางพรม</i>	8
การหาค่าความชื้นในดินจากภาพถ่ายดาวเทียม MODIS โดยใช้ Thermal Inertia Model; กรณีศึกษาบริเวณจังหวัดขอนแก่น.....16 <i>ฤทัยกาญจน์ บัวเผียน</i>	16
การศึกษาพฤติกรรมของกลุ่มฝนในกรุงเทพมหานครโดยใช้เรดาร์ตรวจอากาศ.....24 <i>ลัคนาวัฒน์ สุขรังสี</i>	24
การระเหยของน้ำในประเทศไทยคาบ 10 ปี (พ.ศ 2544–2553).....30 <i>พิศ คงบริรักษ์ และ กฤติกา สืบศักดิ์</i>	30
แบบจำลองในการประมาณค่าความเข้มข้นของอากาศโดยรวมสำหรับประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลอดุนิยมวิทยา.....39 <i>เกษรินทร์ ท่านประเสริฐ</i>	39

---

### • แผ่นดินไหวก้าวหน้า

การพัฒนาสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวสำหรับสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหว ในประเทศไทย.....46 <i>กรรณิการ์ พูลเจริญศิลป์</i>	46
ความหนาของเปลือกโลกและความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลก บริเวณประเทศไทย.....55 <i>ปริญญญา พรโสภิน</i>	55

# การเปรียบเทียบการพยากรณ์ระดับน้ำระหว่าง วิธี Box Jenkins กับวิธี Muskingum บริเวณลุ่มน้ำน่านตอนบน

## Comparison of water level forecast between Box Jenkins Method and Muskingum Method on upper Nan basin

ทองดำ เพ็งไย<sup>1</sup>

Thongdum Pengyai<sup>1</sup>

### บทคัดย่อ

ลุ่มน้ำน่านเป็นลุ่มแม่น้ำหนึ่งในภาคเหนือของประเทศไทย ซึ่งประสบความเสียหายอย่างมากจากอุทกภัยเกือบทุกปี ในการศึกษาครั้งนี้ได้มีการเปรียบเทียบผลการพยากรณ์ระดับน้ำบริเวณลุ่มน้ำน่านตอนบน โดยวิธี Box Jenkins และวิธี Muskingum เพื่อทราบถึงข้อเด่นและข้อจำกัดของวิธีทั้ง 2 หากใช้เป็นเครื่องมือสำหรับการเตือนภัย โดยใช้ข้อมูลปริมาณน้ำท่าราย 12 ชั่วโมงที่สถานีอุตุวิทยามหาวิทยาลัยพะเยา และที่สถานีอุตุวิทยามหาวิทยาลัยเชียงใหม่ จังหวัดน่าน ตั้งแต่ปี พ.ศ. 2546-2553 มาหาค่าพารามิเตอร์ของแต่ละวิธี หลังจากนั้นประเมินผลการพยากรณ์ระดับน้ำ ผลการศึกษาพบว่าผลการพยากรณ์ระดับน้ำด้วยวิธี Muskingum ให้ผลการพยากรณ์ระดับน้ำที่ดีกว่าวิธี Box Jenkins

**คำสำคัญ :** การพยากรณ์ระดับน้ำ Box Jenkins Muskingum ลุ่มน้ำน่านตอนบน

### Abstract

Nan Basin is a river basin in the Northern Region of Thailand where severe damages, caused by floods, took place almost every year. In this study, the water level forecasts for the upper part of Nan Basin, estimated by the Box Jenkins Method and the Muskingum Method, were compared in order to find out the advantages and the disadvantages of both methods if they had been applied in flood forecasts. 12 hourly discharge data recorded at Thongchang Meteorological Station and Thawangpha Meteorological Station since 2003 until 2008 were used to gain relevant parameters of each test before the comparison was made. Based on the results, it was found that the water level forecasts achieved from the Box Jenkins Method gave the higher accuracies than those obtained from the Muskingum Method.

---

<sup>1</sup> นักอุตุวิทยา สำนักพัฒนาอุตุวิทยามหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์

## คำนำ

ลุ่มน้ำน่านเป็นลุ่มน้ำที่มีโอกาสเกิดน้ำล้นตลิ่งเกือบทุกปี จากการศึกษาของ ไพศาล เพียรทรัพย์. 2540 ที่ทำการศึกษาลุ่มน้ำที่เกิดน้ำล้นตลิ่งในลุ่มน้ำน่าน ที่สถานีอุตุวิทยามหาวิทยาลัยอุตรดิตถ์ จังหวัดน่าน พบว่าโอกาสเกิดน้ำล้นตลิ่ง 1 ครั้ง ในรอบ 2.5 ปี ซึ่งในการเกิดอุทกภัยแต่ละปี สร้างความเสียหายทั้งชีวิตและทรัพย์สินมาสู่ประชาชนที่ประสบภัยเป็นจำนวนมาก ดังเช่นในปี 2551 ในจังหวัดน่าน มีประชาชนประสบอุทกภัยจำนวน 127,963 คน เสียชีวิต 11 คน พื้นที่การเกษตรเสียหาย 68,987 ไร่ คิดเป็นมูลค่าความเสียหาย 95,257,759 บาท จังหวัดอุตรดิตถ์มีประชาชนประสบอุทกภัยจำนวน 57,759 คน พื้นที่การเกษตรเสียหาย 27,218 ไร่ คิดเป็นมูลค่าความเสียหาย 14,473,519 บาท จังหวัดพิษณุโลกมีประชาชนประสบอุทกภัยจำนวน 68,753 คน เสียชีวิต 2 คน พื้นที่การเกษตรเสียหาย 104,343 ไร่ คิดเป็นมูลค่าความเสียหาย 67,544,402 บาท จังหวัดพิจิตรมีประชาชนประสบอุทกภัยจำนวน 20,839 คน เสียชีวิต 3 คน พื้นที่การเกษตรเสียหาย 39,493 ไร่ คิดเป็นมูลค่าความเสียหาย 57,798,074 บาท และจังหวัดนครสวรรค์มีประชาชนประสบอุทกภัยจำนวน 109,143 คน เสียชีวิต 6 คน พื้นที่การเกษตรเสียหาย 589,851 ไร่ คิดเป็นมูลค่าความเสียหาย 329,367,890 บาท (กรมป้องกันและบรรเทาสาธารณภัย. 2552)

การพยากรณ์เป็นการคาดหมายถึงสิ่งใดสิ่งหนึ่งที่จะเกิดขึ้นในช่วงเวลาอนาคตและนำค่าพยากรณ์ที่ได้มาใช้ประโยชน์เพื่อการตัดสินใจ สำหรับการพยากรณ์ระดับน้ำเป็นการคาดหมายระดับน้ำล่วงหน้าเพื่อจะได้ทราบว่าในอนาคตระดับน้ำจะเป็นเท่าไร หากระดับน้ำจะล้นตลิ่งจะได้ตัดสินใจในการเตือนภัยให้ประชาชนได้เตรียมตัวจัดเก็บข้าวของ ขนย้ายไปยังบริเวณที่ปลอดภัยซึ่งเป็นหนทางหนึ่งในการบรรเทาความเสียหายที่เกิดจากอุทกภัยได้สำหรับการพยากรณ์น้ำด้วยวิธี Box Jenkins เป็นวิธีการพยากรณ์ระดับน้ำล่วงหน้าที่พัฒนาโดยนักสถิติผู้มีชื่อเสียงสองท่าน คือ George E. P. Box และ Gwilym M. Jenkins : ซึ่งเป็นวิธีที่ให้ค่าพยากรณ์ระยะสั้นที่มีความถูกต้องสูงกว่าวิธีอื่น (ทรงศิริ แต่สมบัติ. 2547) สำหรับการพยากรณ์ระดับน้ำโดยวิธี Muskingum เป็นการนำหลักการพื้นฐานของการเคลื่อนที่ของน้ำหลากและหลักการความต่อเนื่องของการไหลในการแก้ปัญหา ซึ่งแบบจำลองพยากรณ์ระดับน้ำหลาย ๆ แบบจำลองได้นำไปประยุกต์

จากปัญหาข้างต้น และข้อเด่นของการพยากรณ์ระดับน้ำด้วยวิธี Box Jenkins และวิธี Muskingum ผู้ศึกษาจึงเห็นถึงความสำคัญและความจำเป็นอย่างยิ่งที่จะศึกษาเรื่องเปรียบเทียบการพยากรณ์ระดับน้ำระหว่างวิธี Box Jenkins และวิธี Muskingum บริเวณลุ่มน้ำน่านตอนบน ทั้งนี้จะเป็นประโยชน์ต่อประชาชน สังคมและประเทศ ทั้งในทางวิชาการและในทางปฏิบัติ

ในการศึกษาครั้งนี้ผู้ศึกษามีวัตถุประสงค์ที่จะเปรียบเทียบผลการพยากรณ์ระดับน้ำระหว่างวิธี Box Jenkins กับวิธี Muskingum บริเวณลุ่มน้ำน่านตอนบน เพื่อหาวิธีที่เหมาะสมสำหรับลุ่มน้ำน่าน และใช้เป็นเครื่องมือสำหรับนักอุตุวิทยาและผู้บริหารในการเตือนอุทกภัยในบริเวณลุ่มน้ำน่าน

## อุปกรณ์และวิธีการ

### ข้อมูล

ในการศึกษาครั้งนี้ผู้ศึกษาใช้ข้อมูลปริมาณน้ำท่าราย 12 ชั่วโมง ของสถานีอุตุวิทยามหาวิทยาลัยอุตรดิตถ์ อำเภอน้ำหนาว จังหวัดน่าน และสถานีอุตุวิทยามหาวิทยาลัยอุตรดิตถ์ อำเภอน้ำหนาว จังหวัดน่าน ในช่วงปี พ.ศ. 2549-2552 โดยใช้ความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำกับปริมาณน้ำท่าของสถานี N17 บ้านมอญ อำเภอน้ำหนาว จังหวัดน่าน ของกรมชลประทานในการคำนวณปริมาณน้ำท่ารายวันของสถานีอุตุวิทยามหาวิทยาลัยอุตรดิตถ์

อำเภอทุ่งช้าง เนื่องจากที่สถานีอุตุนิยมวิทยาทุ่งช้าง ไม่มีการตรวจวัด ปริมาณน้ำท่า และสถานี N17 บ้านมอญ อำเภอทุ่งช้าง จังหวัดน่าน เป็นสถานีตรวจวัดน้ำท่าที่อยู่ใกล้ที่สุด สำหรับสถานีอุตุนิยมวิทยาท่าวังผา อำเภอท่าวังผา จังหวัดน่าน ใช้ความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำกับปริมาณน้ำท่าของสถานีอุตุนิยมวิทยาท่าวังผา อำเภอท่าวังผา จังหวัดน่าน

## วิธีการศึกษา

1. ขั้นตอนการพยากรณ์ระดับน้ำด้วยวิธี Box-Jenkins
  - 1.1 กำหนดรูปแบบ ARMA(p,q) ให้กับอนุกรมเวลาที่เป็นสเตชันนารี
  - 1.2 ประเมินค่าพารามิเตอร์ในรูปแบบ โดยทั่วไปจะประมาณพารามิเตอร์โดยวิธีกำลังสองน้อยที่สุด
  - 1.3 ตรวจสอบความเหมาะสมของรูปแบบ ARMA(p,q)
  - 1.4 พยากรณ์ค่าในอนาคตจากสมการพยากรณ์ที่สร้างขึ้นจากรูปแบบที่กำหนด
2. ขั้นตอนการพยากรณ์ระดับน้ำด้วยวิธี Muskingum
  - 2.1 รวบรวมข้อมูลปริมาณน้ำท่ารายวัน
  - 2.2 คำนวณหาค่าอัตราการไหลเข้าเฉลี่ย  $\bar{I}$  ในแต่ละช่วงเวลา  $\Delta t$
  - 2.3 คำนวณหาค่าอัตราการไหลออกเฉลี่ย  $\bar{Q}$  ในแต่ละช่วงเวลา  $\Delta t$
  - 2.4 คำนวณการเปลี่ยนแปลงปริมาตรเก็บกักในแต่ละช่วงเวลา  $\Delta t$  จากสมการ 
$$\Delta S_i = (\bar{I}_i - \bar{Q}_i) \Delta t$$
  - 2.5 คำนวณปริมาณเก็บกักสะสม  $S = \sum_{i=1}^n \Delta S_i$
  - 2.6 หาสัดส่วนการไหลเข้าออก  $x$  แล้วคำนวณ  $(xI + (1-x)Q)$
  - 2.7 เขียนกราฟความสัมพันธ์ระหว่าง  $S$  กับ  $(xI + (1-x)Q)$  .ให้เป็นกราฟเป็นเส้นตรง จะได้ค่า  $K$  เป็นความชันของเส้นตรง
  - 2.8 คำนวณหาค่า  $C_1, C_2, C_3, Q_{t+1}$
3. เปรียบเทียบผลการพยากรณ์ระดับน้ำที่ สอด.ท่าวังผา และสรุปผล

## ผลการศึกษาและวิจารณ์

### ผลการศึกษาการพยากรณ์ระดับน้ำที่ สอด.ท่าวังผาโดยใช้วิธี Box Jenkins

หลังจากรวบรวมข้อมูลปริมาณน้ำท่าราย 12 ชั่วโมง ของ สอด.ท่าวังผา จังหวัดน่าน และ ตรวจสอบเบื้องต้นแล้ว จึงแปลงอนุกรมเวลาใหม่ โดยการหาผลต่างหนึ่งครั้งและนำอนุกรมเวลา ตั้งแต่วันที่ 1 กันยายน 2548 คำนวณหา autocorrelation function (ACF) และ partial autocorrelation function (PACF) พบว่า ค่า ACF และ PACF มีค่าเท่ากับหนึ่งที่ lag=0 และ ค่า ACF และ PACF มีค่าเข้าใกล้ศูนย์ที่ lag>0 แสดงให้เห็นว่ารูปแบบของแบบจำลอง ARMA(p,q) มีค่า p=1 และค่า q=1 จึงดำเนินการหาค่าพารามิเตอร์โดยแบ่งออกเป็นสองช่วงคือตั้งแต่วันที่ 5 สิงหาคม 2550 ถึงวันที่ 5 สิงหาคม 2551 วันที่ 6-15 สิงหาคม 2551 ตั้งแต่วันที่ 1 กรกฎาคม 2551 ถึงวันที่ 3 กรกฎาคม 2552 เพื่อพยากรณ์ระดับน้ำ วันที่ 4-16 กรกฎาคม 2552 ซึ่งได้ผลดังตารางที่ 1 และตารางที่ 2

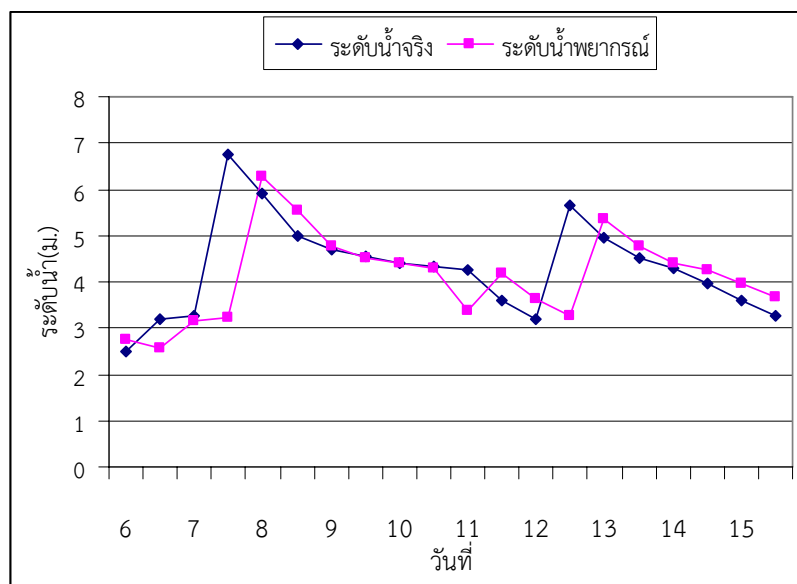
**ตารางที่ 1** แสดงค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARMA (p,q) ในช่วงวันที่ 5 สิงหาคม 2550 ถึงวันที่ 5 สิงหาคม 2551

ค่าพารามิเตอร์	ค่าประมาณ	Std.Error	Prob
AR1	0.812	0.000	0
MA1	0.947	0.000	0

**ตารางที่ 2** แสดงค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARMA (p,q) วันที่ 1 กรกฎาคม 2551 ถึงวันที่ 3 กรกฎาคม 2552

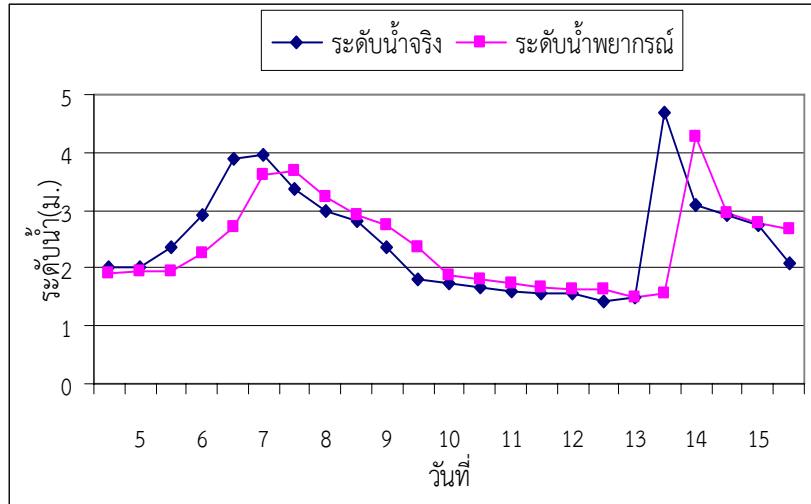
ค่าพารามิเตอร์	ค่าประมาณ	Std.Error	Prob
AR1	0.758	0.049	2.9E-46
MA1	0.920	0.031	4E-125

จากค่า prob ของค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARMA (p,q) ในตารางที่ 1 และตารางที่ 2 มีค่าน้อยกว่า 0.05 จึงสรุปได้ว่า ค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARMA (p,q) เหมาะสมที่จะใช้สำหรับพยากรณ์ระดับน้ำได้ จึงได้ใช้รูปแบบดังกล่าวทำการพยากรณ์ระดับน้ำในช่วงวันที่ 6-15 สิงหาคม 2551 และวันที่ 4-16 กรกฎาคม 2552 ได้ผล RMSE เท่ากับ 1.02 และ 0.79 ตามลำดับ ซึ่งสามารถแสดงค่าระดับน้ำตรวจวัดและค่าระดับพยากรณ์ได้ดังรูปที่ 1 และ 2 ตามลำดับ



**รูปที่ 1** แสดงผลการพยากรณ์ระดับน้ำโดยวิธี Box-Jenkins ระหว่างวันที่ 6-15 สิงหาคม 2551

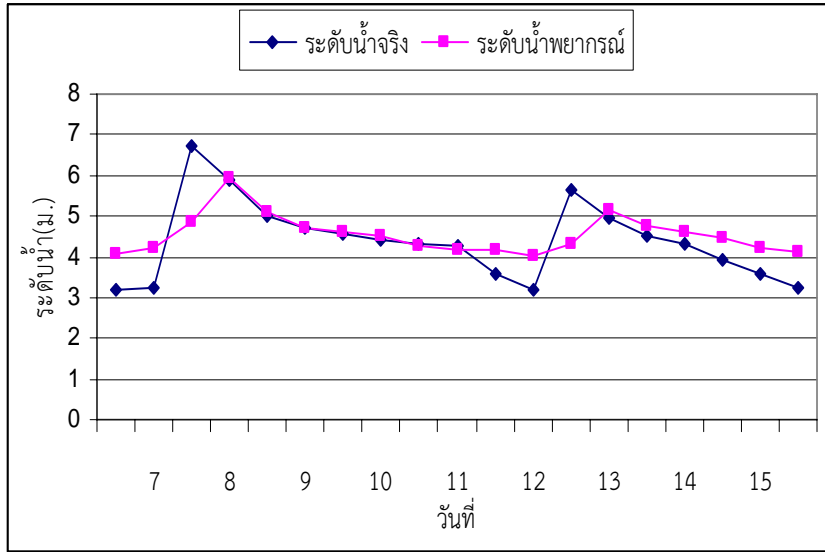




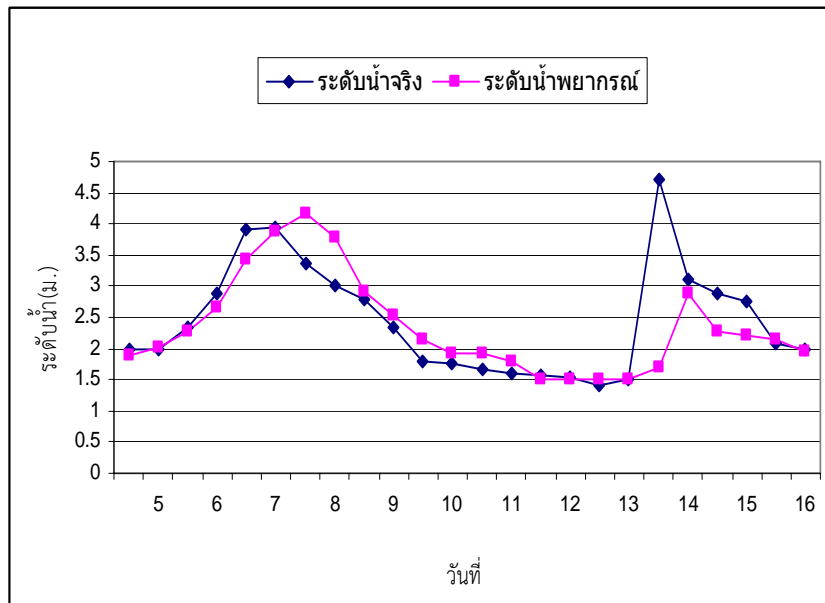
รูปที่ 2 แสดงผลการพยากรณ์ระดับน้ำโดยวิธี Box-Jenkins ระหว่างวันที่ 4-16 กรกฎาคม 2552

### ผลการศึกษาการพยากรณ์ระดับน้ำที่ สอด.ท่าวังผาโดยใช้วิธี Muskingum

หลังจากรวบรวมข้อมูลปริมาณน้ำท่าราย 12 ชั่วโมง ของ สอด.ทุ่งช้าง และ สอด.ท่าวังผา จังหวัด น่าน และตรวจสอบเบื้องต้นแล้ว พบว่าปริมาณน้ำท่าที่ สอด.ทุ่งช้าง มีค่าน้อยกว่าที่ สอด.ท่าวังผา จึงต้อง ปรับปรุงข้อมูลใหม่ โดยการนำค่า 1.65 คูณข้อมูลปริมาณน้ำท่าราย 12 ชั่วโมง ที่ สอด.ทุ่งช้าง ในช่วงวันที่ 1 กรกฎาคม 2546 ถึงวันที่ 31 ธันวาคม 2553 ต่อจากนั้น นำข้อมูลปริมาณน้ำท่าราย 12 ชั่วโมงของ สอด.ทุ่งช้าง และ สอด.ท่าวังผา จ.น่าน ในช่วงวันที่ 19-20 กรกฎาคม 2551 มาคำนวณหาอัตราการไหล เข้าเฉลี่ย อัตราการไหลออกเฉลี่ย การเปลี่ยนแปลงปริมาณเก็บกัก ปริมาณเก็บกักสะสมและหาค่าสัดส่วน การไหลเข้าออกได้ที่เหมาะสม  $x=0.18$  และหาค่า  $K=12.69$  จากความชันของความสัมพันธ์ระหว่าง ปริมาณเก็บกักสะสม  $S$  กับ  $(xI + (1-x)Q)$  หลังจากนั้น นำค่า  $x=0.18$  ค่า  $K=12.69$  และ ค่า  $\Delta t=12$  มาคำนวณหาค่า  $C_1, C_2, C_3$  จะได้  $C_1=0.505$  ,  $C_2=0.226$  ,  $C_3=0.269$  ต่อจากนั้น ใช้ค่าพารามิเตอร์ที่ได้จากข้อมูลในช่วงวันที่ 19-20 กรกฎาคม 2551 มาทำการพยากรณ์ระดับน้ำโดยใช้ ข้อมูลในช่วงระหว่างวันที่ 6-16 สิงหาคม 2551 วันที่ 4-16 กรกฎาคม 2552 ได้ผล RMSE เท่ากับ 0.72 และ 0.69 ตามลำดับ ซึ่งสามารถแสดงค่าระดับน้ำตรวจวัดและค่าระดับพยากรณ์ได้ดังรูปที่ 3 และ 4 ตามลำดับ



รูปที่ 3 แสดงผลการพยากรณ์ระดับน้ำโดยวิธีMuskingum ระหว่างวันที่ 6-15 สิงหาคม 2551



รูปที่ 4 แสดงผลการพยากรณ์ระดับน้ำโดยวิธีMuskingum ระหว่างวันที่ 4-16 กรกฎาคม 2552

### วิจารณ์ผล

จากผลการพยากรณ์ระดับน้ำที่ สอด.ท่าวังผา จ.น่าน โดยวิธี Box-Jenkins พบว่าระหว่างวันที่ 6-15 สิงหาคม 2551 การพยากรณ์ระดับน้ำโดยวิธี Box-Jenkins มี RMSE เท่ากับ 1.02 และระหว่างวันที่ 4-16 กรกฎาคม 2552 การพยากรณ์ระดับน้ำโดยวิธี Box-Jenkins มี RMSE เท่ากับ 0.79 เนื่องจาก ในช่วง

วันที่ 7 สิงหาคม 2551 วันที่ 12 สิงหาคม 2551 และ วันที่ 13 กรกฎาคม 2552 ระดับน้ำที่ สอด.ท่าวังผา มีระดับสูงขึ้นมาก แต่แบบจำลองไม่ได้พยากรณ์ให้ระดับสูงขึ้น

จากผลการพยากรณ์ระดับน้ำที่ สอด.ท่าวังผา จ.น่าน โดยวิธี Muskingum พบว่าระหว่างวันที่ 6-15 สิงหาคม 2551 การพยากรณ์ระดับน้ำโดยวิธี Box-Jenkins มี RMSE เท่ากับ 0.72 และระหว่างวันที่ 4-16 กรกฎาคม 2552 การพยากรณ์ระดับน้ำโดยวิธี Box-Jenkins มี RMSE เท่ากับ 0.69 เนื่องจาก ในช่วงวันที่ 7 สิงหาคม 2551 วันที่ 12 สิงหาคม 2551 และวันที่ 13 กรกฎาคม 2552 ระดับน้ำที่ สอด.ท่าวังผา มีระดับสูงขึ้นมาก แต่แบบจำลองพยากรณ์ระดับน้ำให้มีระดับสูงขึ้นเพียงเล็กน้อย

เมื่อเปรียบเทียบผลการพยากรณ์ระดับน้ำที่ สอด.ท่าวังผา จ.น่าน ระหว่าง วิธี Box-Jenkins กับ วิธี Muskingum จะได้ว่า การพยากรณ์ระดับน้ำด้วยวิธี Muskingum ให้ผลการพยากรณ์ระดับน้ำที่ดีกว่า วิธี Box-Jenkins

### สรุปผล

ในการศึกษาเรื่องการเปรียบเทียบการพยากรณ์ระดับน้ำระหว่างวิธี Box Jenkins กับวิธี Muskingum บริเวณลุ่มน้ำน่านตอนบน เกิดจากความต้องการหาเครื่องมือที่มีประสิทธิภาพช่วยในการตัดสินใจเตือนภัยให้กับนักวิชาการ นักบริหาร โดยเลือกพื้นที่บริเวณลุ่มน้ำน่านตอนบน ซึ่งมีสถิติการเกิดน้ำล้นตลิ่งเกือบทุกปี และสร้างความเสียหายเป็นอย่างมาก ซึ่งในการศึกษาครั้งนี้ประกอบด้วย 2 ส่วนใหญ่ๆ คือ ส่วนแรก ศึกษาทฤษฎีของ Box Jenkins และทำพยากรณ์ระดับน้ำ ส่วนที่สอง ศึกษาทฤษฎีของ Muskingum และทำพยากรณ์ระดับน้ำ หลังจากนั้นเปรียบเทียบผลการพยากรณ์ระดับน้ำแล้ว พบว่า การพยากรณ์ระดับน้ำด้วยวิธี Muskingum ให้ผลการพยากรณ์ระดับน้ำที่ดีกว่าวิธี Box-Jenkins

### เอกสารอ้างอิง

กรมป้องกันและบรรเทาสาธารณภัย. 2552 , สรุปสถานการณ์สาธารณภัยของประเทศไทยประจำปี

2551, กรุงเทพมหานคร

กัลยา วาณิชย์บัญชา., 2545, การวิเคราะห์สถิติ; สถิติสำหรับการบริหารและวิจัย, พิมพ์ครั้งที่ 6,

สำนักพิมพ์จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย, กรุงเทพมหานคร

กිරติ สิวัจจนกุล, อุทกวิทยา, SPEC, ปทุมธานี

ไพศาล เพียรทรัพย์., 2540, การศึกษาหาค่าโอกาสน้ำล้นตลิ่งที่สถานีอุตุนิยมวิทยาอุทก, กรมอุตุนิยมวิทยา

ทรงศิริ แต่สมบัติ., 2539, เทคนิคการพยากรณ์เชิงปริมาณ.สำนักพิมพ์ฟิสิกส์เซ็นเตอร์, กรุงเทพมหานคร

นิภาพร ลี้มกุลสวัสดิ์., 2552, การเปรียบเทียบข้อมูลการพยากรณ์ราคาทองคำแท่งโดยวิธีอาร์มา,

สารนิพนธ์, มหาวิทยาลัยศรีนครินทรวิโรฒ.

Gujarati, Damodar N. 2003, Basic Econometric Times Series, New York : John Willy & Sons

ประเมินการใช้ค่าดัชนีความชื้นในดินแบบสมดุลน้ำที่จังหวัดขอนแก่น  
Validity of the Soil Moisture Index Based on Water Balance  
in Khon Kaen Province

วิรัช วรานุชิตต์<sup>1</sup> อนูรัตน์ ศฤงคารภาษิต<sup>2</sup> และ มนูญ ปางพรหม<sup>3</sup>  
Wirat Waranuchit<sup>1</sup>, Anurat Saringkarnphasit<sup>2</sup> and Manoon Pangprom<sup>3</sup>

**บทคัดย่อ**

ดัชนีความชื้นในดิน (SMI) ใช้ติดตามสภาวะแล้งทางการเกษตร เป็นดัชนีที่สะท้อนการเปลี่ยนแปลงค่าความชื้นในดิน (SM) แต่การตรวจวัดจริง (SMobs) มีข้อยุ่งยากด้านแรงงานและค่าใช้จ่ายสูง การศึกษานี้ต้องการทดสอบการประมาณค่าความชื้นในดิน (SMest) ที่จะนำไปใช้ทดแทนค่า SMobs โดยพัฒนา SMest จากระบบสมดุลน้ำ ที่ใช้ตัวแปรอุตุนิยมวิทยาที่หาได้ง่าย

เมื่อนำ SMest ไปเปรียบเทียบกับ SMobs ในบริเวณบริเวณสถานีอุตุนิยมวิทยาท่าพระ จังหวัดขอนแก่น ระหว่างเดือนมกราคม 2553-มิถุนายน 2554 แยกตามระดับความลึกของชั้นดิน 10 20 30 40 60 และ 100 ซม. พบความเหมาะสมที่สุดที่ระดับชั้นดินความลึก 60 ซม. โดยมีค่า  $R^2$  0.61 ค่า RMSE 5.34 % by volume และค่า Factor of Two (FT) 89 % ดังนั้นจึงสรุปได้ว่าสามารถใช้ค่า SMest แทนค่า SMobs ประกอบการคำนวณค่า SMI เพื่อใช้ติดตามสภาวะแล้งทางการเกษตรโดยเฉพาะพืชเศรษฐกิจประเภทพืชไร่ ซึ่งมีระบบรากพืชกระจุกตัวจำนวนมากอยู่ที่ระดับความลึก ใกล้เคียง 60 ซม.

**คำสำคัญ :** ความชื้นในดิน แล้ง

**Abstract**

Soil Moisture Index (SMI), as a tool of monitoring agricultural drought, responds the variation of soil moisture (SM). Various methods of direct observation of soil moisture (SMobs) are certainly difficult in practicable due to their procedure labor and costly aspects. This study wants to test the validity of SMest, the soil moisture estimated from available meteorological factors, based on water balance system.

The outputs of SMest are compared correspondingly with the profile of SMobs (10,20,30,40,60 and 100 cm. soil in depth) observed at Tha Pra distric in Khon Kaen province during January 2010-June 2011.The value of SMest at the 60 cm. depth is approved to be the best fit of all layers with  $R^2$ , RMSE and Factor of Two (FT) equals to 0.61 ค่า 5.34 % by volume 89 % respectively. It means that SMI calculated from such SMest could be used as a good drought indicator for all main agronomy, according to most of their root system appears at the depth of 60 cm.

<sup>1</sup> นักอุตุนิยมวิทยา กรมอุตุนิยมวิทยา

## คำนำ

สภาวะแล้งเป็นสาเหตุอันดับต้นๆ ที่จะก่อให้เกิดผลกระทบอย่างรุนแรงต่อผลผลิตทางการเกษตรของประเทศไทยแทบทุกปี จึงจำเป็นต้องมีการบริหารจัดการสภาวะแล้งอย่างเหมาะสม มาตรการหนึ่งคือการติดตามสถานการณ์ โดยนิยามหาค่าดัชนีแล้ง (drought indices) บ่งบอกถึงช่วงเวลาที่ย่ำแย่ที่สุดของเขตพื้นที่ครอบคลุม และระดับความรุนแรง

Rickard and Fitzgerald (1970) ได้ให้นิยามสภาวะแล้งทางการเกษตรว่า สภาวะแล้งทางการเกษตรจะเกิดขึ้นเมื่อความชื้นในดินที่ระดับรากพืชลดลงถึงจุดแห้งเหี่ยว (wilting point)<sup>4</sup> หรือต่ำกว่า ดังนั้นข้อมูลความชื้นในดินเหนือระดับน้ำบาดาล และความเข้าใจเกี่ยวกับความสัมพันธ์ระหว่างการคายระเหยของน้ำ ปริมาณฝน และความชื้นดินในระดับรากพืช จึงมีความสำคัญอย่างยิ่ง เพื่อใช้หาปริมาณสภาวะแล้งเฉพาะท้องถิ่น ที่เกิดระหว่างฤดูเพาะปลูก (Sandvig and Phillips 2006; Hong and Kalnay 2000; Sheffield และคณะ 2004; Entekhabi และคณะ 1992; Koster และคณะ 2004)

ความชื้นในดินสามารถตรวจวัดได้ด้วยเครื่องมือ แต่ถ้าต้องการข้อมูลครอบคลุมพื้นที่กว้างๆ อย่างต่อเนื่อง จะเปลืองแรงงานและมีค่าใช้จ่ายสูง จึงมีการแสวงหาวิธีการอื่นๆ ทดแทน เช่น ประมาณค่าจากข้อมูลจากดาวเทียม หรือข้อมูลอุตุวิทยามหาวิทยาลัย ที่สะดวกในการใช้งาน ตอบโจทย์ทั้งเรื่องความถี่เวลาและพื้นที่ครอบคลุมได้ดี แต่ยังมีข้อจำกัดเรื่องความถูกต้องแม่นยำ

Eric D. Hunt และคณะ (2008) ได้เล็งเห็นความสำคัญของความชื้นในดินที่เป็นตัวแปรสำคัญในสมดุทางอุทกวิทยา จากชุดข้อมูล 8 ปีของความชื้นในดินได้แปลงปลูกหญ้าภายใต้เงื่อนไขการใช้น้ำฝน (1999-2006) ที่ Nebraska สหรัฐอเมริกา คณะศึกษาค้นคว้าได้พัฒนาดัชนีความชื้นในดิน (Soil Moisture Index, SMI) เพื่อใช้กำหนดจุดเริ่มต้นของสภาวะแล้งทางการเกษตร บนพื้นฐานของความชื้นในดินที่มีอยู่จริง (actual water content) รวมทั้งทราบค่าความชื้นในดินที่กักเก็บได้ที่ความจุสนาม (field capacity, FC)<sup>5</sup> และจุดแห้งเหี่ยว (WP) ในพื้นที่ที่ตรวจวัด กำหนดให้ SMI มีค่าอยู่ระหว่าง 5.0 และ -5.0 โดย SMI มีค่า 5.0 เมื่อความชื้นในดินมีค่าที่ FC และ SMI มีค่า -5.0 เมื่อความชื้นในดินมีค่าเท่ากับ WP ขณะที่ SMI มีค่าเป็นบวก หมายความว่าความชื้นในดินมีเพียงพอสำหรับพืช แต่ถ้า SMI เป็นลบหมายความว่าความชื้นในดินขาดแคลนไม่พอเพียงพอสำหรับพืช ในทำนองเดียวกัน V. Sridhar และคณะ (2008) ได้พัฒนาดัชนีความชื้นในดินสำหรับประเมินสภาวะแล้ง จะประเมินทั้งขอบเขตและช่วงเวลา โดยแบ่งออกเป็น 5 ระดับ นับตั้งแต่ไม่แล้งจนถึงสภาวะแล้งอย่างรุนแรง

ความชื้นในดินที่สัมพันธ์กับความสามารถในการใช้น้ำของพืช หรือน้ำในดินที่พืชสามารถใช้ประโยชน์ต่อการเจริญเติบโตได้ (Available Water, AW) ซึ่งมีค่าอยู่ระหว่างค่า FC และ WP แต่ถ้าความชื้นในดินลดลงไปเรื่อยๆ จะเกิดความลำบากในการดูดน้ำไปใช้ของพืช (water stress) พืชจะเริ่มเครียด และสูญเสียผลผลิต เมื่อความชื้นในดินลดลงประมาณ 50 % ของน้ำที่พืชใช้ประโยชน์ได้ (AW)

การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์ที่จะตรวจสอบความถูกต้องของการใช้ค่าความชื้นในดินที่ได้จากการประมาณค่าจากระบบสมดุน้ำ ที่ใช้ตัวแปรอุตุวิทยามหาวิทยาลัย หากมีความน่าเชื่อถือก็จะนำไปสู่การหาค่า

<sup>4</sup> wilting point เป็นจุดที่รากพืชไม่สามารถที่จะดูดน้ำจากดินได้จะทำให้พืชเกิดการแห้งเหี่ยว เนื่องจากน้ำที่ครอบงวนภาคดินมีแรงดึงผิวสูงมากต้องใช้แรงดันถึง 1,500 kPa เพื่อที่จะนำน้ำออกจากเนื้อดิน

<sup>5</sup> field capacity\*\* คือปริมาณของน้ำในดินที่คงอยู่ไว้เป็นแผ่นบาง ๆ ตามผิวของอนุภาคดินและอยู่ในช่องว่างขนาดเล็กของอนุภาคดิน หลังจากที่มีน้ำในดินได้สูญเสียจากดินไปด้วยแรงดึงดูดของโลกแล้ว เหตุการณ์นี้จะเกิดหลังจากปริมาณฝนที่ทำให้ความชื้นในดินอิ่มตัว ผ่านไปแล้ว 2 - 3 วัน การที่จะนำน้ำออกจากเนื้อดินได้ต้องใช้แรงดัน 33 kPa

ดัชนีความชื้นในดิน (SMI) ที่ใช้ติดตามสถานะแล้งทางการเกษตรได้อย่างกว้างขวางและต่อเนื่อง SMI หาได้จากองค์ประกอบและชนิดของดิน และเงื่อนไขความชื้นในดิน ได้แก่ ความชื้นในดินที่มีอยู่จริง (SM) FC และ WP ตามการกำหนดของ V. Sridhar และคณะ (2008) ดังนี้

$$SMI = \left[ \frac{5(SM - WP)}{(FC - WP)} - 5 \right] \quad (1)$$

ค่า SMI มีค่าอยู่ระหว่างมากกว่า -1 ถึงน้อยกว่า -5 สำหรับค่า SM ประมาณได้จากสมการสมดุลของน้ำ

$$SM = dS / dt = P - ET - Ro - Dr \quad (2)$$

โดย	SM	คือ	ความชื้นในดิน (soil moisture)
	S	คือ	ปริมาณน้ำที่เก็บกักไว้ในดิน (soil moisture storage)
	t	คือ	เวลา
	P	คือ	ปริมาณฝนที่ตก (precipitation)
	ET	คือ	การคายระเหยของน้ำ (evapotranspiration)
	Ro	คือ	น้ำไหลบ่าผิวดิน (runoff)
	Dr	คือ	น้ำซึมลงสู่น้ำบาดาล (drainage)

ในการศึกษาครั้งนี้จะไม่พิจารณาค่า Ro และ Dr เนื่องจากมีค่าน้อยมาก ดังนั้นสมการที่ (2) สามารถลดรูปเป็น

$$MS = P - ET \quad (3)$$

$$\theta = (MS / d) \quad (4)$$

โดย	$\theta$	คือ	ปริมาณความชื้นในดินโดยปริมาตร
	d	คือ	ความลึกของดิน

### ข้อมูลและวิธีการ

พื้นที่ศึกษาที่จะใช้สำรวจตรวจสอบความถูกต้องของการใช้ค่าความชื้นในดินที่ได้จากการประมาณค่าจากระบบสมดุลน้ำ คือ บริเวณสถานีอุตุวิทยาทำพระ จังหวัดขอนแก่น มีความพร้อมด้านตัวแปรอุตุวิทยารวมทั้งชุดข้อมูลความชื้นในดินที่ได้จากการตรวจวัดจริง (SMobs) ในบริเวณดังกล่าวระหว่างเดือนมกราคม 2553-มิถุนายน 2554 โดยใช้เครื่องวัดความชื้นในดิน Profile probe PR2 ตรวจวัดความชื้นในดิน ที่ระดับความลึกของชั้นดิน 10 20 30 40 60 และ 100 เซนติเมตร

รวบรวมข้อมูลปริมาณฝนและค่าการคายระเหยของรายวัน ของสถานีอุตุวิทยาทำพระ ในช่วงเวลาเดียวกับค่า SMobs ข้างบน โดยใช้ค่าการคายระเหยทดแทนค่าการคายระเหยของน้ำ (ET) ในสมการที่ (3) สำหรับประมาณค่าความชื้นในดิน (SMest) โดยปรับหาค่าแยกตามระดับความลึกของชั้นดินตามสมการที่ (4) รวมทั้งแปลงหน่วยให้สอดคล้องกัน แสดงในตารางที่ 1

กำหนดค่า FC และ WP ตามความสัมพันธ์ระหว่างเนื้อดินและการอุ้มน้ำของดิน (ยงยุทธ และคณะ, 1998; Dingman, 1994 บริเวณสถานีอุตุวิทยาทำพระ โดยประมวลจากข้อมูลลักษณะและสมบัติของชุดดินในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทยของกรมพัฒนาที่ดิน (2005)

วิเคราะห์สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ ( $R^2$ ) ระหว่างค่า SMest กับ SMobs แยกตามระดับความลึกของชั้นดิน ต่อจากนั้นทำตรวจสอบความคลาดเคลื่อนโดย Root mean square error (RMSE) และ Factor of Two (FT) (Chang, J.C. and Hanna S.R., 2005) เพิ่มเติมเพื่อยืนยันความถูกต้องในการนำค่า SMest ไปใช้แทนค่า SMobs สำหรับการหาค่าดัชนีความชื้นในดิน (SMI) ต่อไป

$$FT = \frac{0.5x < n < 2x}{N} \times 100\% \quad (5)$$

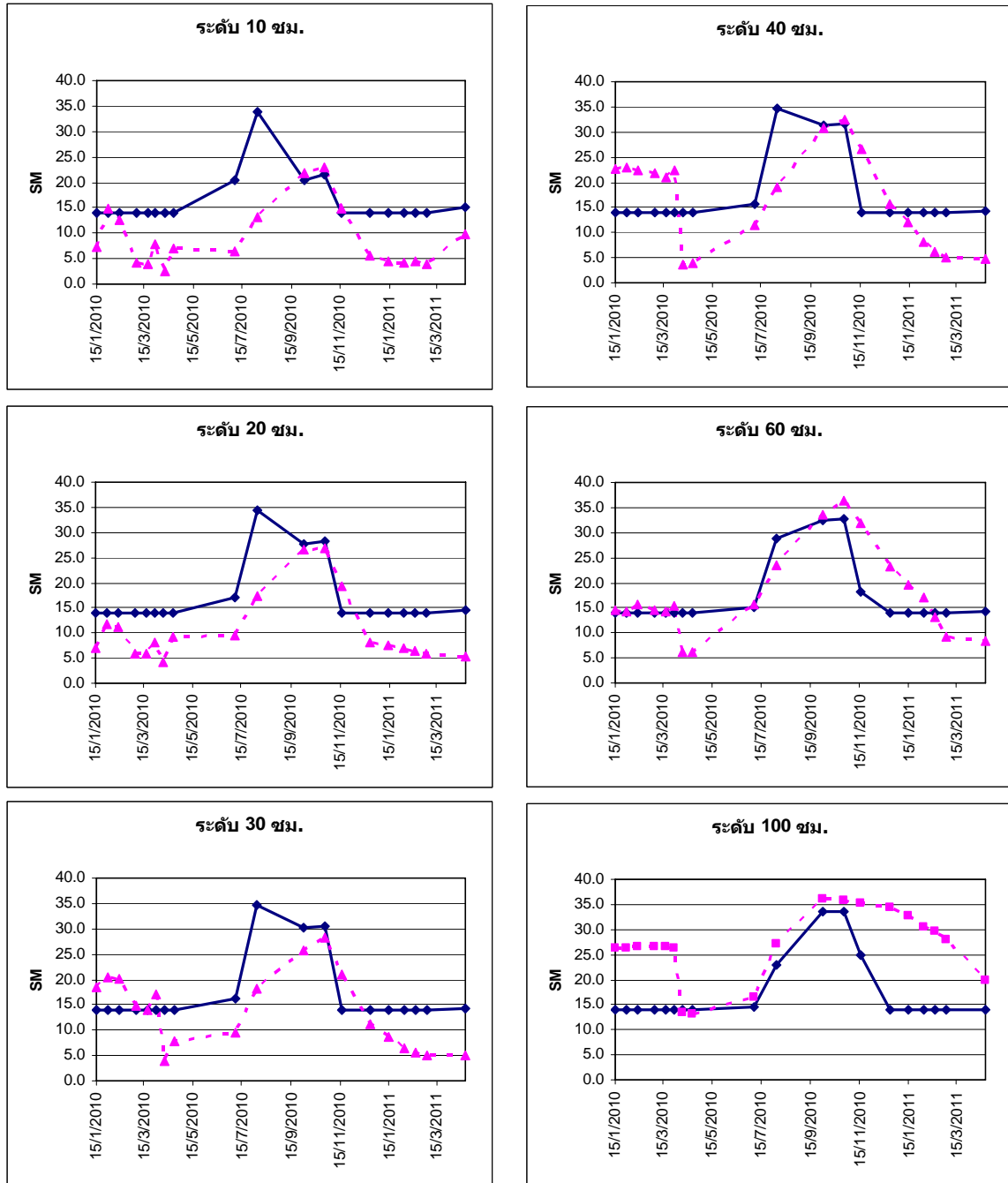
โดย x คือ ค่าที่ได้จากการตรวจวัด (measurement value)  
n คือ จำนวนที่ได้จากการคำนวณ (number of calculate value)  
N คือ จำนวนที่ได้จากการตรวจวัด (total number of measurements)

### ผลและวิจารณ์

ผลการประมาณค่าความชื้นในดิน (SMest) และค่าความชื้นในดินที่ได้จากการตรวจวัด (SMobs) แสดงในตารางที่ 1 และตามรูปที่ 1 พบว่าที่ระดับความลึกในดินไม่เกิน 30 ซม. ค่า SMest จะสูงกว่าค่า SMobs ส่วนระดับที่ลึกกว่า (40-100 ซม.) ค่า SMest จะต่ำกว่าค่า SMobs

ตารางที่ 1 ผลการประมาณค่าความชื้นในดิน (SMest) และการตรวจวัดความชื้นในดิน (SMobs)

	ความชื้นในดินตามระดับความลึก (% by volume)											
	10 ซม.		20 ซม.		30 ซม.		40 ซม.		60 ซม.		100 ซม.	
	SMest	SMobs	SMest	SMobs	SMest	SMobs	SMest	SMobs	SMest	SMobs	SMest	SMobs
15 มค. 53	14.0	7.2	14.0	7.1	14.0	18.5	14.0	22.6	14.0	14.5	14.0	26.3
29 มค. 53	14.0	14.8	14.0	11.8	14.0	20.4	14.0	22.8	14.0	14.2	14.0	26.3
12 กพ. 53	14.0	12.5	14.0	11.3	14.0	20.1	14.0	22.4	14.0	15.7	14.0	26.5
5 มีค. 53	14.0	4.1	14.0	6.0	14.0	14.8	14.0	21.7	14.0	14.5	14.0	26.7
19 มีค. 53	14.0	3.9	14.0	5.8	14.0	14.1	14.0	21.1	14.0	14.3	14.0	26.6
29 มีค. 53	14.0	7.9	14.0	8.2	14.0	17.2	14.0	22.5	14.0	15.5	14.0	26.3
9 เมย. 53	14.0	2.5	14.0	4.2	14.0	4.0	14.0	3.7	14.0	6.2	14.0	13.3
21 เมย. 53	14.0	7.1	14.0	9.3	14.0	7.8	14.0	3.9	14.0	6.2	14.0	13.1
6 กค. 53	20.3	6.4	17.1	9.6	16.1	9.6	15.6	11.4	15.0	15.7	14.6	16.5
3 สค. 53	33.8	13.1	34.4	17.3	34.6	18.1	34.7	19.0	28.8	23.4	22.9	27.1
30 กย. 53	20.5	21.9	27.7	26.6	30.2	25.8	31.4	30.7	32.6	33.5	33.5	36.0
26 ตค. 53	21.6	23.0	28.3	27.0	30.5	28.3	31.7	32.5	32.8	36.3	33.7	35.9
16 สค. 53	14.0	14.7	14.0	19.4	14.0	20.9	14.0	26.5	18.1	31.9	24.9	35.2
22 ธค. 53	14.0	5.5	14.0	8.0	14.0	11.1	14.0	15.7	14.0	23.1	14.0	34.5
14 มค. 54	14.0	4.5	14.0	7.6	14.0	8.8	14.0	11.9	14.0	19.7	14.0	32.9
2 กพ. 54	14.0	4.2	14.0	6.9	14.0	6.4	14.0	8.2	14.0	17.0	14.0	30.6
16 กพ. 54	14.0	4.4	14.0	6.3	14.0	5.5	14.0	6.1	14.0	13.0	14.0	29.6
2 มีค. 54	14.0	4.0	14.0	5.8	14.0	4.9	14.0	5.1	14.0	9.2	14.0	28.0
19 เมย. 54	15.1	9.8	14.6	5.3	14.4	4.9	14.3	4.8	14.2	8.4	14.1	20.0
$R^2$	0.22		0.58		0.33		0.24		0.61		0.28	
RMSE	9.09		7.48		7.15		8.29		5.34		11.69	



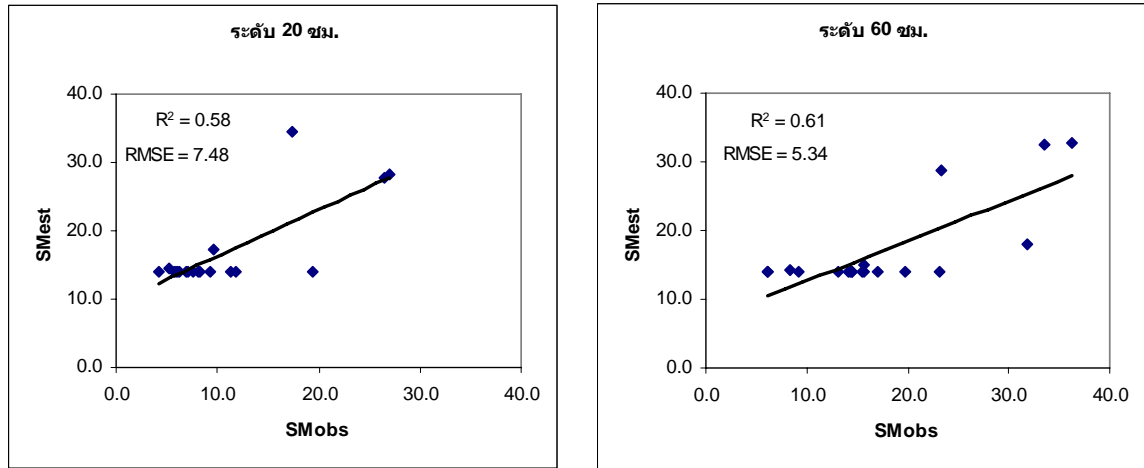
รูปที่ 1 การเปรียบเทียบค่า SMest (เส้นทึบ) กับค่า SMobs (เส้นประ) ที่ระดับความลึกต่างๆ กัน

เมื่อเปรียบเทียบค่า SMest กับ SMobs แยกตามระดับความลึกของชั้นดิน พบว่ามีนัยสำคัญเฉพาะชุดข้อมูลที่ระดับความลึก 20 และ 60 ซม. ตามรูปที่ 2 คือได้ค่า  $R^2$  0.58 และ 0.61 และ RMSE อยู่ที่ 7.48 และ 5.34 % by volume ตามลำดับ เมื่อตรวจสอบการยอมรับ SMest ด้วยวิธี FT ตามรูปที่ 3 พบว่าชุดข้อมูล SMest ที่ระดับความลึก 60 ซม. มีค่าการยอมรับสูงกว่า SMest ที่ระดับความลึก 20 ซม. คือได้ค่า 89 และ 53 % ตามลำดับ

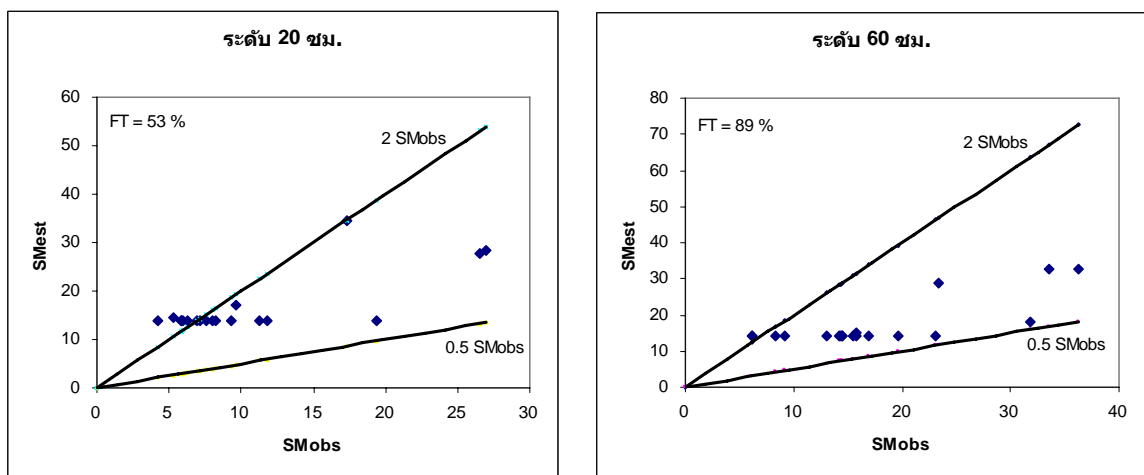
สรุปในเบื้องต้นได้ว่าบริเวณสถานีอุตุณิยวิทยาท่าพระ จังหวัดขอนแก่น ค่า SMest สามารถใช้แทนค่า SMobs ได้ดีที่ระดับความลึก 60 ซม. ซึ่งเหมาะกับแปลงพืชไร่เพราะพืชไร่ส่วนใหญ่มีความลึกของ



รากพืชประมาณ 60-150 ซม. และร้อยละ 70 ของรากพืชที่ช่วยดูดน้ำในชั้นดินไปหล่อเลี้ยงพืชเพิ่มผลผลิต  
จะเป็นรากพืชที่อยู่บริเวณช่วงครึ่งบนของความลึกดังกล่าว ดังนั้นค่า SMest สามารถนำไปใช้คำนวณค่า  
SMI สำหรับติดตามสภาวะแล้งทางการเกษตรโดยเฉพาะพืชเศรษฐกิจประเภทพืชไร่ ต่อไป

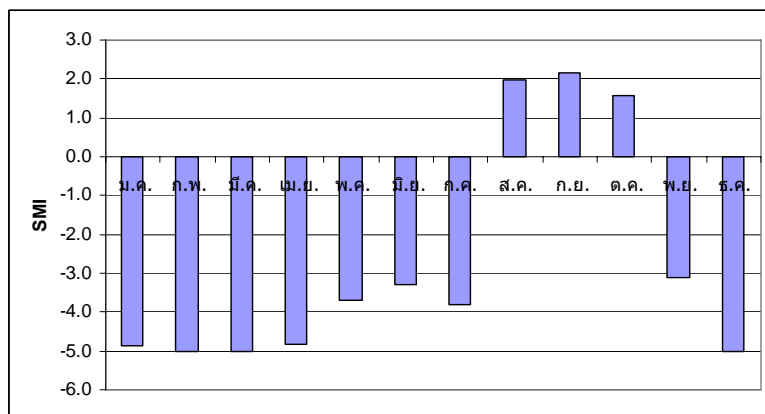


รูปที่ 2 การวิเคราะห์  $R^2$  ของการประมาณค่า SM ที่ระดับความลึก 20 และ 60 ซม.



รูปที่ 3 การวิเคราะห์ FT ของการประมาณค่า SM ที่ระดับความลึก 20 และ 60 ซม.

เมื่อทดสอบหาค่า SMI รายเดือนใน 2553 ของสถานีอุตุนิยมวิทยาท่าพระ จังหวัดขอนแก่น แสดง  
ในรูปที่ 4 พบว่าเกิดภาวะแล้งรุนแรง (ค่า SMI ประมาณ -5) ในระหว่างช่วงเดือนมกราคม-เมษายน  
ต่อมาระดับสภาวะแล้งลดลงเหลือค่อนข้างรุนแรง (ค่า SMI ประมาณ -3 ถึง -4) ในระหว่างช่วงเดือน  
พฤษภาคม-กรกฎาคม แล้วสถานการณ์ปรับตัวเข้าสู่สภาวะปกติ (ค่า SMI เป็นบวก) ในเดือนสิงหาคม-  
ตุลาคม สุดท้ายสภาวะแล้งเริ่มกลับมารุนแรงเพิ่มขึ้นอีกเรื่อยๆ ในเดือนพฤศจิกายนต่อเนื่องถึงธันวาคม  
ทั้งหมดสอดคล้องกับเหตุการณ์จริงที่เกิดขึ้นในรอบปี 2553



รูปที่ 4 ค่า SMI รายเดือนในปี 2553 ของสถานีอุตุวิทยามหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี กรุงเทพมหานคร

### สรุป

จากการทดสอบการประมาณค่าความชื้นในดิน (SMest) จากระบบสมดูลน้ำ ที่ใช้ตัวแปรอุตุวิทยามหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี กรุงเทพมหานคร เมื่อนำไปเปรียบเทียบกับค่าความชื้นในดินที่ได้จากการตรวจวัดจริง (SMobs) ในบริเวณดังกล่าว ระหว่างเดือนมกราคม 2553-มิถุนายน 2554 แยกตามระดับความลึกของชั้นดิน 10 20 30 40 60 และ 100 ซม. พบความเหมาะสมสูงสุดที่ระดับชั้นดินความลึก 60 ซม. โดยมีค่า  $R^2$  0.61 ค่า RMSE 5.34 % by volume และค่า FT 89 % ดังนั้นจึงสามารถใช้ค่า SMest แทนค่า SMobs ไปประกอบการคำนวณค่า SMI เพื่อใช้ติดตามสถานะแล้งทางการเกษตร โดยเฉพาะพืชเศรษฐกิจประเภทพืชไร่ ซึ่งมีระบบรากพืชกระจุกตัวจำนวนมากอยู่ที่ระดับความลึกใกล้เคียง 60 ซม. ในอนาคตอาจหากทดสอบเพิ่มเติมในพื้นที่ต่างๆทั่วประเทศ ก็จะสามารถนำเสนอค่า SMI สำหรับประเทศไทยทั้งหมด

### เอกสารอ้างอิง

ยงยุทธ โอสถสกา และคณะ 1998. ปฐพีวิทยาเบื้องต้น. พิมพ์ครั้งที่ 8. กรุงเทพฯ:

สำนักพิมพ์มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์.

สำนักสำรวจดินและวางแผนการใช้ที่ดิน กรมพัฒนาที่ดิน. 2005. ลักษณะและสมบัติของชุดดินในภาคตะวันออกเฉียงเหนือของประเทศไทย. สำนักพิมพ์กรมพัฒนาที่ดิน.

เอกสารวิชาการฉบับที่ 55/03/48

Chang, J.C., and S.R. Hanna. 2005. Technical Descriptions and User's Guide for the BOOT Statistical Model Evaluation Software Package, Version 2.0. *Harvard School of Public Health Landmark Center*, Park Drive Boston, MA 02215-0013

Dingman SL. 1994. *Physical Hydrology*. Macmillan: New York.

Entekhabi, D., I. Rodriguez-Iturbe, and R. L. Bras, 1992. Variability in large-scale water balance with land surface-atmosphere interaction. *J. Climate*, 5, 798-813 pp.

Eric D. Hunt., et al.2008. The development and evaluation of a soil moisture index. *Int. J. Climatol.* Published online in Wiley InterScience. www.interscience.wiley.com. DOI: 10.1002/joc.1749

- Hong, S.-Y., and E. Kalnay, 2000. Role of sea surface temperature and soil-moisture feedback in the 1998 Oklahoma-Texas drought. *Nature*, 408, 842–844 pp.
- Koster, R. D., and Coauthors, 2004. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305, 1138–1140, doi:10.1126/science.1100217.
- Rickard D.S. and Fitzgerald P.D.1970. The effect of soil moisture and irrigation on pasture production in Canterbury, New Zealand. Proceedings of the 11th International Grassland Congress, 487-492 pp
- Sheffield, J., G. Goteti, F. Wen, and E. F. Wood, 2004. A simulated soil moisture based drought analysis for the United States. *J. Geophys. Res.*, 109, D24108, doi:10.1029/2004JD005182.
- Sridhar, V., Kenneth G. Hubbard, Jinsheng You, and Eric D. Hunt.2008. Development of the Soil Moisture Index to Quantify Agricultural Drought and Its “User Friendliness” in Severity-Area-Duration Assessment. *American Meteorological Society*. DOI: 10.1175/2007JHM892.1

การหาค่าความชื้นในดินจากภาพถ่ายดาวเทียม MODIS โดยใช้ Thermal Inertia Model; กรณีศึกษาบริเวณจังหวัดขอนแก่น  
Estimation of Soil Moisture from MODIS Data using Thermal Inertia Model;  
Case study in KHON KHEAN Province

ฤทัยกาญจน์ บัวเฟียน<sup>1</sup>  
Ruthaigarn Buaphean<sup>1</sup>

### บทคัดย่อ

ความชื้นในดินมีบทบาทสำคัญต่อสมดุลพลังงานบริเวณพื้นผิวโลก โดยปกติการวัดความชื้นในดินเป็นงานที่ใช้เวลานานและการเก็บตัวอย่างก็ทำได้อย่างจำกัด ซึ่งปัญหาเหล่านี้สามารถแก้ไขได้ด้วย ความก้าวหน้าด้านเทคโนโลยีการรับรู้ระยะไกลที่เกิดขึ้นในปัจจุบัน ซึ่งทำให้การตรวจสอบความชื้นในดินในระดับภูมิภาคเป็นไปได้อย่างรวดเร็วโดยในงานวิจัยนี้ได้ใช้แบบจำลองความร้อนเฉื่อย (Thermal Inertia Model) วัดความสามารถในการเก็บความร้อนในระหว่างเวลากลางวันและการแผ่รังสีความร้อนของวัตถุใดๆในช่วงเวลากลางคืนเพื่อตรวจสอบความชื้นในดิน โดยใช้ค่าอุณหภูมิผิวดินสูงสุดและต่ำสุดในแต่ละพื้นที่ รวมทั้งได้วิเคราะห์ค่าความร้อนเฉื่อยที่รู้สึกได้กับค่าการสะท้อนกลับของผิววัตถุ (Surface albedo) และความแตกต่างอุณหภูมิพื้นผิว ซึ่งแสดงให้เห็นว่าค่าการสะท้อนกลับของผิววัตถุมีผลต่อค่าความร้อนเฉื่อยมากกว่าค่าความแตกต่างของอุณหภูมิพื้นผิวดินที่แตกต่างกัน โดยเฉพาะเมื่ออุณหภูมิพื้นผิวดินแตกต่างกันน้อยกว่า 10 องศาเซลเซียส และจากแบบจำลองความร้อนเฉื่อยนี้ทำให้สามารถสร้างแผนที่ความชื้นในดินสำหรับจังหวัดขอนแก่นได้ และค่าความแตกต่างเฉลี่ยระหว่างความชื้นในดินที่ได้จากข้อมูล MODIS และข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัด คือ 2.05 %

**คำสำคัญ :** ความชื้นในดิน MODIS ความร้อนเฉื่อย Albedo

### Abstract

Soil moisture plays an important role in the energy balance of Earth's surface. The measurement of soil moisture is time consuming and limited sampling was done. In this research was to model the thermal inertia (Thermal Inertia Model) to measure the ability to retain heat during the day and emits heat any object in the night to check the moisture in the soil. The surface temperature is the highest and lowest values in each area. As well as analysis of the thermal inertia of the feel and the surface albedo, and differences in surface temperature. It shows that the surface albedo affects the thermal inertia than the differences in soil surface temperature difference. Especially when the soil surface temperature difference less than 10 degrees Kelvin, and the average difference between the soil moisture derived from MODIS data and data obtained from measurements is 2.05 %.

<sup>1</sup> นักอุทกนิยมนิเทศศาสตร์ สำนักพัฒนาอุทกนิเทศศาสตร์ กรุงเทพมหานคร

## คำนำ

เนื่องจากในปัจจุบันภัยธรรมชาติ เช่น ภัยแล้งและน้ำท่วม ที่ปรากฏในหลายพื้นที่สร้างความเสียหายและเป็นอุปสรรคต่อการพัฒนาประเทศ โดยเฉพาะพื้นที่ที่ประสบภาวะแห้งแล้งจะมีปัญหาการขาดแคลนน้ำสำหรับการอุปโภคบริโภคและทำการเกษตร สำหรับประเทศไทยนั้นการทำการเกษตรส่วนใหญ่อาศัยน้ำฝนจากธรรมชาติเป็นหลัก เมื่อปริมาณน้ำไม่เพียงพอจะทำให้ผลผลิตจากการเพาะปลูกลดลงเกิดการขาดแคลนสินค้าเกษตรและผลิตภัณฑ์แปรรูป ส่งผลกระทบต่อเศรษฐกิจและอาจก่อให้เกิดปัญหาด้านอื่นตามมา เช่น ปัญหาด้านสังคมและวัฒนธรรม เนื่องจากเมื่อไม่อาจทำการเกษตรได้ตามปกติก็จะเกิดการละทิ้งถิ่นฐานไปทำงานในเมืองหลวง นอกจากนี้สภาพอากาศที่แห้งแล้งมากยิ่งขึ้นทำให้เกิดปัญหาไฟป่า เป็นปัญหาสิ่งแวดล้อมอีกประการหนึ่งด้วย

ความชื้นในดินสามารถเป็นสัญญาณบ่งชี้การเกิดภัยแล้งหรือน้ำท่วมได้ นอกจากนี้ยังเป็นตัวแปรสำคัญในการสร้างแบบจำลองลุ่มน้ำต่างๆ บริเวณทางตอนเหนือของประเทศจีนภัยแล้งเป็นปัญหารุนแรงโดยปกติจะประสบภาวะภัยแล้งในช่วงฤดูใบไม้ผลิเนื่องจากอิทธิพลของลมตามฤดูกาล การตรวจสอบความชื้นในดินแต่เนิ่นๆ ในบริเวณดังกล่าวเป็นสิ่งสำคัญมากสำหรับรัฐบาลระดับท้องถิ่น ระดับชาติ และเกษตรกร แต่การวัดค่าความชื้นดินรูปแบบเดิมมีความซับซ้อน ใช้แรงงานมาก สิ้นเปลืองงบประมาณ เสียเวลา และจะตรวจวัดได้เฉพาะค่าตัวอย่างในจำนวนจำกัด และเป็นการยากที่จะกำหนดขอบเขตพื้นที่สำหรับเขตข้อมูลความชื้นดินที่แตกต่างกันได้ เทคนิคด้านการรับรู้ระยะไกล (Remote Sensing) มีแนวโน้มที่สามารถตรวจสอบความชื้นในดินได้อย่างรวดเร็วและครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้าง เพราะเป็นการวัดในเชิงพื้นที่ เป็นปัจจุบัน (real time) และเสียค่าใช้จ่ายค่อนข้างต่ำ การตรวจสอบความชื้นในดินโดยใช้การรับรู้ระยะไกลนั้นมีการพัฒนาและใช้ในการติดตามสถานะความชื้น (Jackson et al . 1988, Moran et al . 2004 Wang et al 2004). ในการวิจัยครั้งนี้จึงมุ่งศึกษาเกี่ยวกับการประเมินความชื้นในดินบริเวณจังหวัดขอนแก่นและพื้นที่ใกล้เคียงโดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม MODIS และซอฟต์แวร์ด้านระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์

## อุปกรณ์และวิธีการ

ใช้ข้อมูลเชิงตัวเลขภาพถ่ายดาวเทียม MODIS (Terra/Aqua) ในการประเมินความชื้นในดิน โดยวิเคราะห์แปลความหมายของภาพโดยใช้ Thermal Inertia Model นั่นคืออาศัยพื้นฐานจากความสามารถของวัตถุในการเก็บความร้อนในช่วงเวลากลางวันและคายความร้อนในช่วงเวลากลางคืน เพื่อคำนวณค่า Thermal Inertia และอาศัยความสัมพันธ์ที่ว่า ค่า Thermal inertia(TI) ของน้ำมีค่ามากกว่าของดินที่มีลักษณะแห้ง ดังนั้นปริมาณความชื้นในดินที่เปลี่ยนแปลงจะเป็นสาเหตุให้ค่า TI ของดินเปลี่ยนแปลง โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่ออุณหภูมิในช่วงกลางวันและกลางคืนแตกต่างกัน โดยค่า TI สามารถหาได้จากข้อมูลดาวเทียม ประกอบกับข้อมูลตัวอย่างดินในพื้นที่ศึกษาบริเวณจังหวัดขอนแก่นในวันที่ดาวเทียมบันทึกภาพมาวิเคราะห์และหาความสัมพันธ์ระหว่างการสะท้อนคลื่นแสงของดินกับความชื้นของดิน และจัดทำแผนที่ความชื้นดินโดยใช้โปรแกรมระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์

## ผลและวิจารณ์

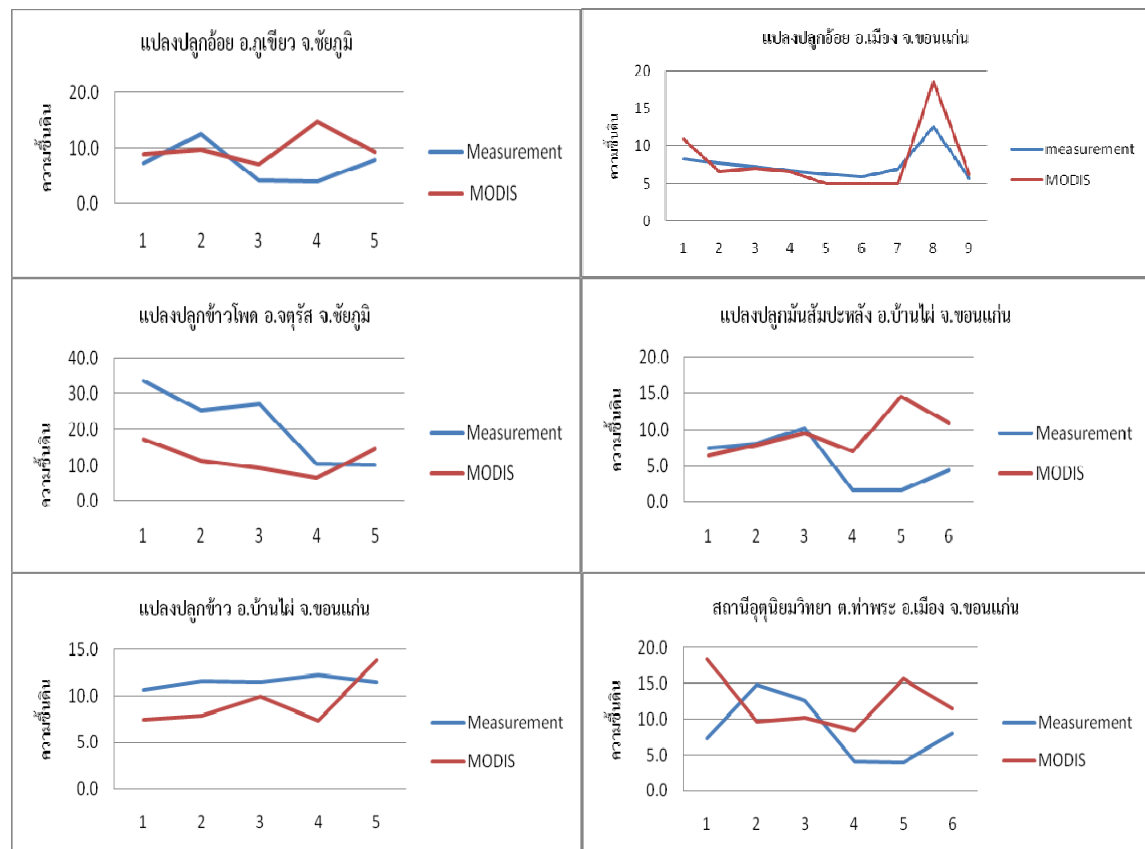
การศึกษาวิธีการคำนวณค่าความชื้นในดินโดยใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม MODIS (Terra/Aqua) และหลักพื้นฐานของวัตถุในการเก็บความร้อนในช่วงเวลากลางวันและคายความร้อนในช่วงเวลากลางคืนนั้น ผลจากการศึกษาพบว่า ค่า TI ในดินที่เปลี่ยนแปลงจะเป็นสาเหตุให้ค่าความชื้นในดินเปลี่ยนแปลงตามไปด้วย โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่ออุณหภูมิในช่วงกลางวันและกลางคืนแตกต่างกันมาก ส่งผลให้ค่า TI ที่คำนวณได้มีค่าน้อย และค่าความชื้นในดินที่ได้มีค่าน้อยตามไปด้วย

**ตารางที่ 1** แสดงค่าความชื้นในดินที่ได้จากการตรวจวัดและค่าความชื้นดินจากภาพถ่ายดาวเทียม MODIS (% by weight)

ชื่อสถานี	วัน/เดือน/ปี	ความชื้นในดินภาคสนาม	ความชื้นในดินจาก MODIS	เปอร์เซ็นต์ความแตกต่าง(%)
ศูนย์วิจัยฯ	27/11/2549	8.20	10.90	-2.7
	4/12/2549	7.67	6.70	0.97
	11/12/2549	7.23	7.10	0.13
	25/12/2549	6.67	6.60	0.07
	1/1/2550	6.23	5.00	1.23
	8/1/2550	5.93	5.00	0.93
	15/1/2550	5.50	6.90	-1.4
	22/1/2550	5.17	7.00	-1.83
	29/1/2550	13.53	18.90	-5.37
	12/2/2550	6.90	5.00	1.9
ท่อน้อย	6/3/2550	12.55	18.50	5.95
	19/2/2550	5.67	6.30	-0.63
	18/12/49	3.23	5.50	-2.27
	12/1/2550	3.2	5.0	-1.8
เป็ยน้อย	14/2/2550	10.30	5.10	5.20
	19/12/2549	4.10	5.00	-0.9
	11/1/2550	3.73	9.00	-5.27
หนองแสง	19/1/2550	3.37	8.70	-5.33
	10/1/2550	3.57	5.00	-1.43
	24/1/2550	3.60	5.00	-1.4
คอนสาร	14/2/2550	2.90	6.10	-3.2
	22/3/2550	8.03	5.00	3.03
	10/1/2550	7.00	7.20	-0.2
	24/1/2550	7.30	5.00	2.3
ภูเขียว	14/2/2550	6.93	5.90	1.03

เนื่องจากค่าความชื้นในดินขึ้นอยู่กับหลายปัจจัย ดังนั้นการวิเคราะห์ค่าความชื้นในดินแต่ละจุดจึงต้องพิจารณาสิ่งแวดล้อมที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของค่าความชื้นในดิน ณ จุดที่ตรวจวัด จากตัวอย่างค่าความชื้นในดินที่ตรวจวัดทั้ง 6 สถานี ในจังหวัดขอนแก่นและบริเวณใกล้เคียง โดยพื้นที่ทั้งหมดเป็นแปลงปลูกอ้อยแบบอาศัยน้ำฝน ซึ่งจะเริ่มทำเพาะปลูกในช่วงเดือนพฤศจิกายนและการตรวจวัดจะเริ่มตั้งแต่เดือนที่เริ่มเพาะปลูกจนถึงเดือนมีนาคม

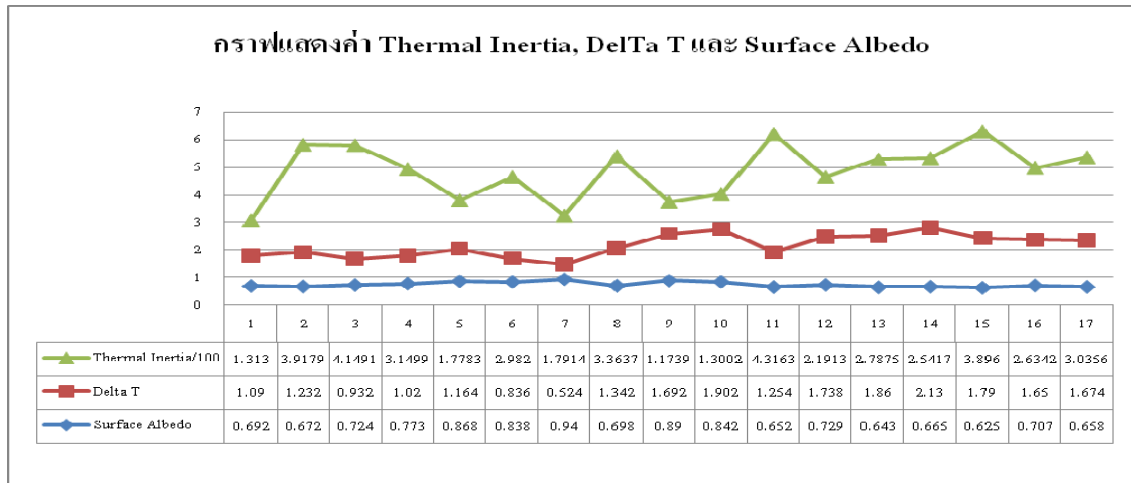
ในตารางที่ 1 แสดงค่าความชื้นในดินที่ได้จากการตรวจวัดเปรียบเทียบกับค่าความชื้นในดินที่ได้จากการประมาณค่าโดยใช้ Thermal Inertia Model ซึ่งสามารถวิเคราะห์ได้ค่าความแตกต่างเฉลี่ยประมาณ 2.05 %



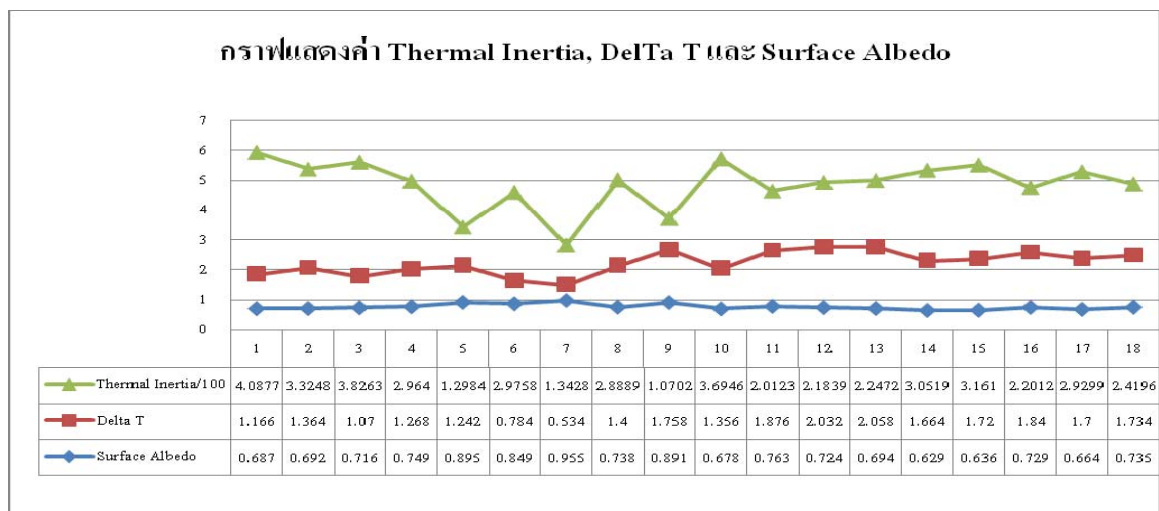
รูปที่ 1 แสดงกราฟเปรียบเทียบค่าความชื้นที่ได้จากการตรวจวัดและค่าที่คำนวณจากภาพถ่ายดาวเทียม MODIS ในพื้นที่เพาะปลูกพืชชนิดต่างๆ ในช่วงเดือนมกราคม-มีนาคม พ.ศ.2553

สำหรับพืชที่ปกคลุมผิวดินก็เป็นปัจจัยสำคัญที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดิน จากรูปที่ 1 แสดงให้เห็นว่า สำหรับพื้นที่เพาะปลูกพืชต่างชนิดกันรูปแบบการเปลี่ยนแปลงค่าความชื้นในดินมีค่าแตกต่างกัน นอกจากนี้ค่าที่ได้จากการประมาณการโดยใช้ภาพถ่ายดาวเทียมนั้นมีข้อจำกัด เนื่องจากค่าอุณหภูมิบริเวณผิวดินที่แตกต่างกันในช่วงเวลากลางวันและกลางคืน (Land Surface Temperature Difference: TD) และค่าการสะท้อนกลับของผิววัตถุ (Surface Albedo: SA) ที่ได้ในบริเวณที่มีพืชปกคลุมจะมีความถูกต้องน้อยกว่าค่าที่ได้จากบริเวณที่มีพืชปกคลุมน้อยหรือไม่มีพืชปกคลุม

การคำนวณค่าความชื้นในดินโดยใช้ภาพถ่ายดาวเทียมนั้นตัวแปรที่เราจะพิจารณาคือ ค่า SA และ DT ซึ่งทั้งสองตัวแปรนี้มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของค่าความชื้นดินที่คำนวณได้ โดยการวิเคราะห์ข้างต้นนี้เพื่อศึกษาการเปลี่ยนแปลงของ TD และ SA ที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงค่าของ TI โดยรูปที่ 2 และ 3 แสดงค่าการเปลี่ยนแปลงของค่า TI, TD และ SA บริเวณพื้นที่ศึกษา สำหรับรูปที่ 4 แสดงค่า SA, TD, TI และความชื้นในดิน วันที่ 27 ธันวาคม 2553 ในรูปแบบเชิงพื้นที่ของบริเวณพื้นที่ศึกษา

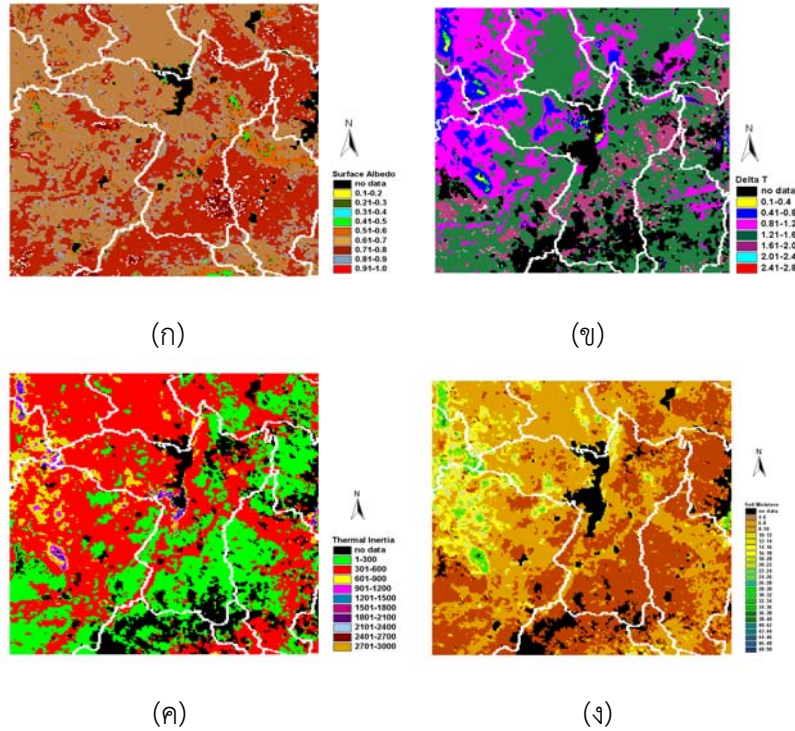


รูปที่ 2 แผนภูมิแสดงค่า Thermal Inertia, Delta T และ Surface Albedo บริเวณแปลงนาฝ้าฝน อ.บ้านไร่ จ.ขอนแก่น



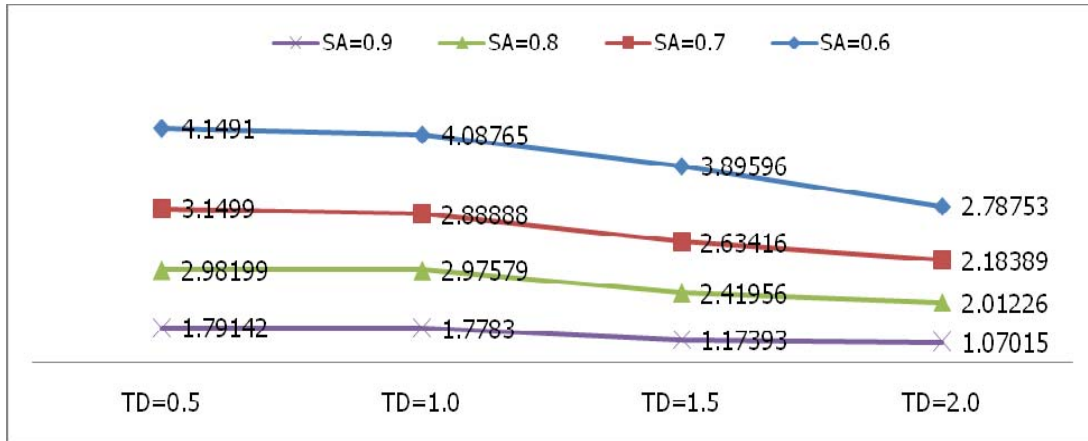
รูปที่ 3 แผนภูมิแสดงค่า Thermal Inertia, Delta T และ Surface Albedo บริเวณแปลงมันสำปะหลัง อ.บ้านไร่ จ.ขอนแก่น



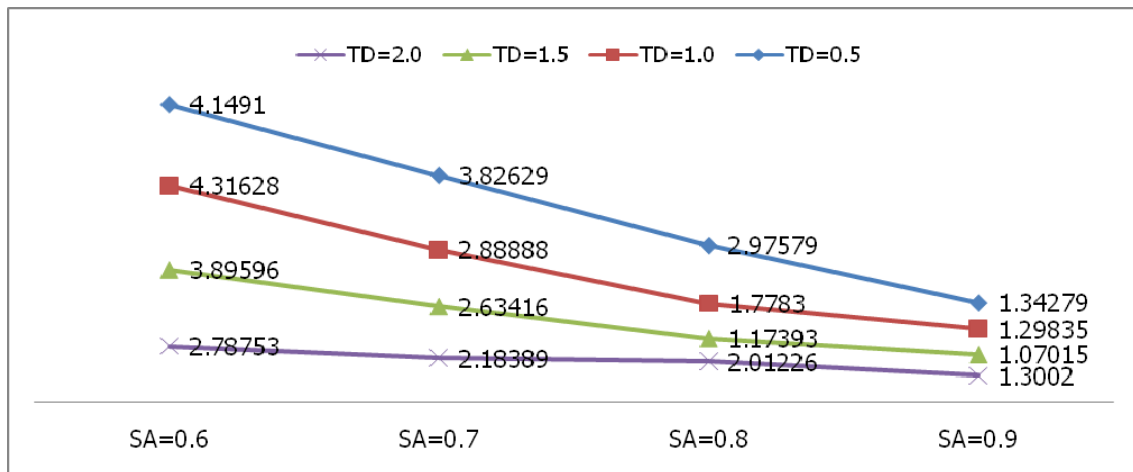


รูปที่ 4 ก) ค่า SA ข) ค่า TD ค) ค่า TI และ ง) ค่าความขึ้นดิน เมื่อวันที่ 27 ธันวาคม 2553  
ในบริเวณพื้นที่ศึกษา

1. เมื่อทำการวิเคราะห์จากรูปที่ 5 จากการศึกษาคั้งนี้โดยค่า TD มีค่าน้อยกว่า 10 องศาเคลวิน สามารถสรุปได้ว่า ถ้า SA มีค่าคงที่ การเพิ่มขึ้นของ TD จะทำให้ค่า TI ลดลง  
พิจารณาโดยแบ่งช่วงการเปลี่ยนแปลงค่า TI ตามค่า TD ที่เพิ่มขึ้นออกเป็น 3 ช่วง โดย
  - ช่วงที่ 1 ค่า TD อยู่ระหว่าง 0.5-1.0 องศาเคลวิน เมื่อพิจารณาค่า TI พบว่าค่อยๆ ลดลงตามการเพิ่มขึ้นของค่า TD ผลต่างของอุณหภูมิที่พื้นผิวดิน และ
  - ช่วงที่ 2 ค่า TD อยู่ระหว่าง 1.0-1.5 องศาเคลวิน เมื่อพิจารณาค่า TI พบว่า จะลดลงตามการเพิ่มขึ้นของค่า TD รวดเร็วกว่าในช่วงแรก และ
  - ในช่วงที่ 3 ค่า TD อยู่ระหว่าง 1.5-2.0 องศาเคลวิน เมื่อพิจารณาค่า TI พบว่า จะลดลงตามการเพิ่มขึ้นของค่า TD รวดเร็วกว่าในช่วงแรก แต่จะช้ากว่าช่วงที่ 2
 เมื่อพิจารณาการเปลี่ยนแปลงของค่า TI ที่ค่า SA แต่ละค่า พบว่า เมื่อค่าการสะท้อนกลับของผิววัตถุเพิ่มขึ้น ค่า TI ที่ลดลงตามการเพิ่มขึ้นของค่า TD ก็จะมีค่ามากขึ้นด้วย ตัวอย่างเช่น เมื่อเปรียบเทียบการเปลี่ยนแปลงของค่า TI ที่ค่าการสะท้อนกลับของผิววัตถุ SA=0.6 และที่ค่า SA=0.9 จะพบว่า ที่ค่า SA=0.9 ค่า TI ลดลงตามการเพิ่มขึ้นของค่า TD



รูปที่ 5 แผนภูมิแสดงการเปลี่ยนแปลงค่า TI และ TD เมื่อค่า SA คงที่



รูปที่ 6 แผนภูมิแสดงการเปลี่ยนแปลงค่า TI และ SA เมื่อค่า TD คงที่

2. เมื่อทำการวิเคราะห์จากรูปที่ 6 ถ้า TD มีค่าคงที่ เมื่อ SA มีค่าเพิ่มขึ้น ค่า TI จะลดลง และเมื่อค่า TD มีค่าเพิ่มขึ้น พิสัยการลดลงของค่า TI จะน้อยลง เมื่อ TD ไม่เปลี่ยนแปลง พิสัยการลดลงของค่า TI จะมีค่าคงที่เมื่อเปรียบเทียบที่พิสัยของค่า SA เดียวกัน

3. เมื่อเปรียบเทียบค่า SA กับค่า TD ที่มีผลต่อค่า TI ปรากฏว่า ค่า SA จะมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของค่า TI มากกว่าค่า TD โดยเฉพาะเมื่อ TD มีค่าน้อยกว่า 10 องศาเซลเซียส

### สรุป

1. จากแผนที่ความร้อนเฉื่อย (Thermal Inertia map) และความชื้นในดินบริเวณจังหวัดขอนแก่นและบริเวณใกล้เคียงที่คำนวณได้จากการใช้ Thermal Inertia Model พบว่าในบริเวณที่มีค่าความร้อนเฉื่อยสูงค่าความชื้นในดินก็จะสูงด้วย ซึ่งจะแสดงให้เห็นว่าค่าความร้อนเฉื่อยจะเปลี่ยนแปลงตามการเปลี่ยนแปลงของค่าความชื้นในดิน

2. ค่าความแตกต่างเฉลี่ยประมาณ 2.05 % ระหว่างค่าความชื้นในดินที่ได้จากการคำนวณ และค่าความชื้นในดินที่ได้จากการตรวจวัด แสดงให้เห็นว่าการหาค่าความชื้นในดินโดยใช้ Thermal Inertia

Model เป็นวิธีการหนึ่งที่สามารถหาค่าความชื้นในดินได้เป็นบริเวณกว้างโดยเฉพาะพื้นที่ที่มีพืชปกคลุมน้อยหรือพื้นที่ที่ไม่มีพืชปกคลุม

3. ผลต่างของอุณหภูมิที่พื้นผิวดินจะมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงของค่า Thermal Inertia น้อยกว่าค่าการสะท้อนกลับของผิววัตถุ โดยเฉพาะเมื่อผลต่างของอุณหภูมิที่พื้นผิวดินต่ำกว่า 10 องศาเซลเซียส และค่าการสะท้อนกลับของผิววัตถุอยู่ระหว่าง 0.5-0.9

### เอกสารอ้างอิง

พงษ์สันต์ สัจจันทร์.2543. การวินิจฉัยความชื้นของดินด้วยข้อมูล Thematic Mapper แบบหลายช่วงคลื่น. การประชุมวิชาการ ภูมิสารสนเทศ ครั้งที่ 1 โรงแรมเซ็นทรัลแกรนด์พลาซ่า กรุงเทพฯ 27-28 มิถุนายน 2543: 243-254.

Jackson, R.D. , Kustas, W.P., and Choudhury, B.J.,1988, A reexamination of the crop water stress index. Irrigation Science, 9, pp. 309- 317.

Moran, M.S. , Peters-Lidard,C.D., Watts, J.M., and Mcelroy, S., 2004, Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. Canadian Journal of Remote Sensing, 5, pp. 805- 826.

Wang, C.Y. , Qi, S.H., and Niu, Z.,2004, Evaluating soil moisture status in china using temperature-vegetaion dryness index (TVDI). Canadian Journal of Remote Sensing, 30, pp. 671- 679 .

# การศึกษาพฤติกรรมของกลุ่มฝนในกรุงเทพมหานครโดยใช้เรดาร์ตรวจอากาศ

## Study of Rain Cells Behavior in Bangkok by Using Weather Radar

สันทวัฒน์ สุขรังษี<sup>1</sup>

Santawat Sukrungsri<sup>1</sup>

### บทคัดย่อ

สภาพอากาศมีความสำคัญมากต่อกิจกรรมต่างๆในชีวิตประจำวัน การพยากรณ์ฝนเป็นที่ยอมรับสำหรับประชาชนทั่วไป การพยากรณ์ฝนให้มีความถูกต้องแม่นยำจำเป็นต้องเข้าใจพฤติกรรมของกลุ่มฝน งานวิจัยนี้จึงได้ศึกษาพฤติกรรมของกลุ่มฝนในบริเวณกรุงเทพมหานครโดยใช้เรดาร์ เพื่อดูบริเวณที่เริ่มก่อตัวของกลุ่มฝน และทิศทางการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝน พร้อมทั้งเขียนโปรแกรมเพื่อใช้ติดตามพฤติกรรมของกลุ่มฝนในช่วงเวลาที่มีฝนตก จากการวิจัยพบว่าในช่วงฤดูฝนกลุ่มฝนในกรุงเทพมหานครมีพฤติกรรมที่แตกต่างกันใน 4 ช่วงเวลา คือ ช่วงเดือนเมษายนกลุ่มฝนส่วนใหญ่จะก่อตัวทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของกรุงเทพมหานครและเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ ช่วงเดือนพฤษภาคมถึงสิงหาคม กลุ่มฝนส่วนใหญ่จะก่อตัวบริเวณทางทิศตะวันตกของกรุงเทพมหานครและเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ ช่วงเดือนกันยายนกลุ่มฝนส่วนใหญ่จะก่อตัวทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ของกรุงเทพมหานครและเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ แต่มีโอกาสเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกเฉียงใต้มากขึ้น และช่วงเดือนตุลาคมกลุ่มฝนส่วนใหญ่จะก่อตัวทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือของกรุงเทพมหานครและเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้

**คำสำคัญ :** พฤติกรรมของกลุ่มฝน การเคลื่อนตัวของกลุ่มฝน การพยากรณ์ฝน

### ABSTRACT

The weather is affected significantly to human beings daily life. Rain forecast is expectation of people. High accuracy of forecasting rainfall, as the requirement of the public, meteorologists need to understand the characteristics of rain behavior. The development and movement of the cluster of rainfall in Bangkok area was tracked by radar imageries. Programs were created for pursuing all of them. The characteristics of rain behavior during rainy season could be divided into four categories. In April, most of the rain cells initiated at the Southeast of Bangkok and moves northwestwards. From May to August, most of the rain cells initiated at the West of Bangkok and move northeastwards. In September, most of the rain cells initiated at the Southwest of Bangkok and move northeastwards or southeastwards. In October, most of the rain cells initiated at the Northeast of Bangkok and move southwestwards.

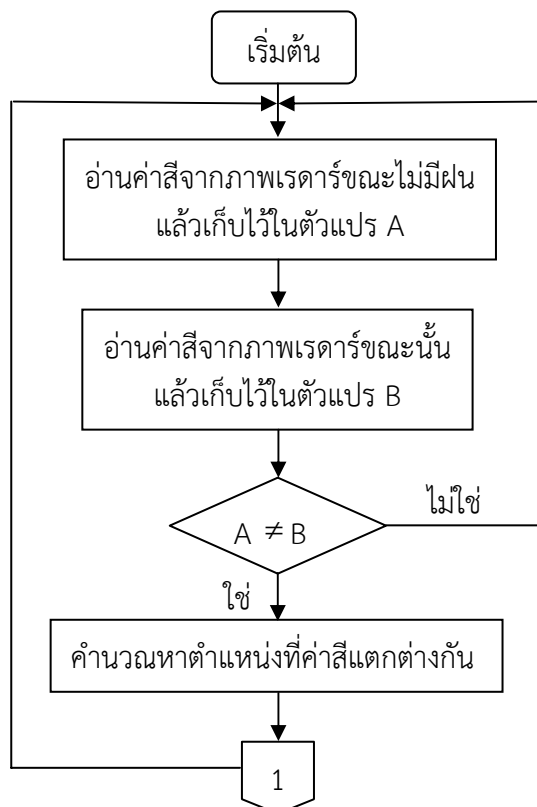
<sup>1</sup> นักอุตุนิยมวิทยา สำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว กรุงเทพมหานคร

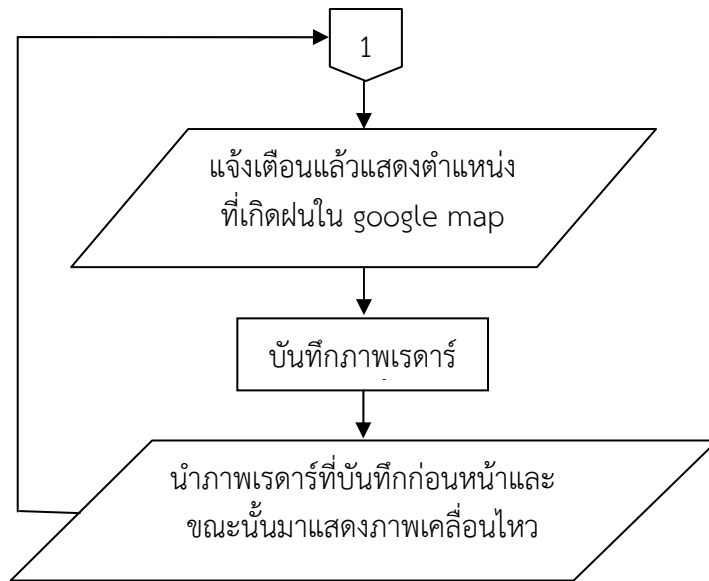
## บทนำ

ในปี 1997 Hermann, G. ได้ศึกษาการกระจายตัวของฝนด้วยเรดาร์แบบดอปเพลอร์ ซีแบนด์ บริเวณหุบเขา Rhine ซึ่งได้รับอิทธิพลจากภูเขาที่อยู่ล้อมรอบ จากการศึกษาพบว่าลักษณะภูมิประเทศดังกล่าวมีอิทธิพลต่อการเคลื่อนตัวของเมฆและกลุ่มฝน ลมในทิศ WNW เกิดการเชียร์อย่างรุนแรงในระดับต่ำสุด 3 กิโลเมตร เนื่องจากลักษณะภูมิประเทศที่เป็นหุบเขา และลมที่ระดับความสูง 2 ถึง 2.5 กิโลเมตรเหนือพื้นดิน เป็นตัวบ่งชี้ทิศทางการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝน ซึ่งสามารถนำมาใช้ในการพยากรณ์ฝนได้ จากแนวคิดดังกล่าว อิทธิพลจากปัจจัยต่างๆทำให้การเคลื่อนตัวของกลุ่มฝนในแต่ละพื้นที่มีลักษณะที่แตกต่างกัน ดังนั้นการศึกษาพฤติกรรมของกลุ่มฝนจึงมีความสำคัญมากเพื่อให้การพยากรณ์ฝนมีความถูกต้องมากขึ้น

## อุปกรณ์และวิธีการ

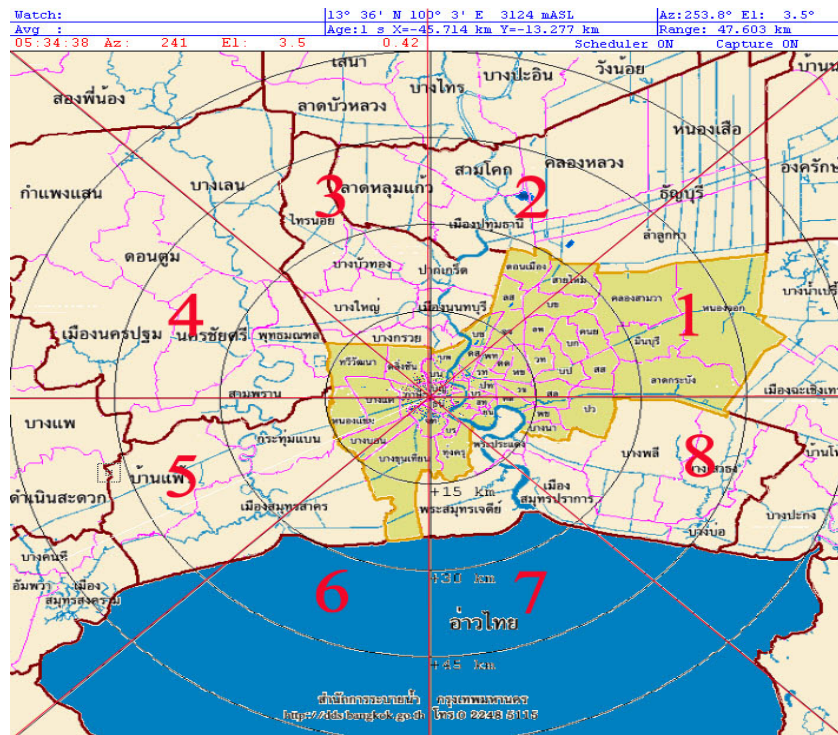
ใช้ภาพเรดาร์ ซีแบนด์ ที่สถานีเรดาร์ภาชีเจริญ สำนักการระบายน้ำ กรุงเทพมหานคร ในช่วงที่มีฝนตกตั้งแต่ปี 2547 ถึง ปัจจุบัน เพื่อศึกษาการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝนในกรุงเทพมหานคร และสร้างโปรแกรมตรวจจับการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝนด้วยภาษา Visual Basic โดยอาศัยหลักการเปรียบเทียบค่าสีจากภาพเรดาร์ทุกๆ 15 พิกเซล เพื่อติดตามการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝน กระบวนการทำงานของโปรแกรมดังแสดงในรูปที่ 1



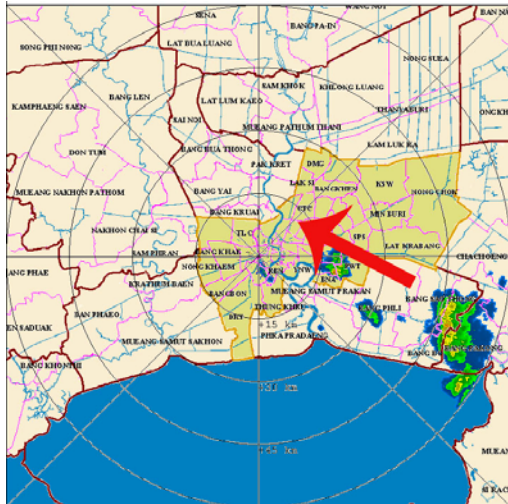


รูปที่ 1 แสดงผังงานของโปรแกรมตรวจจับการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝน

### ผลและวิจารณ์

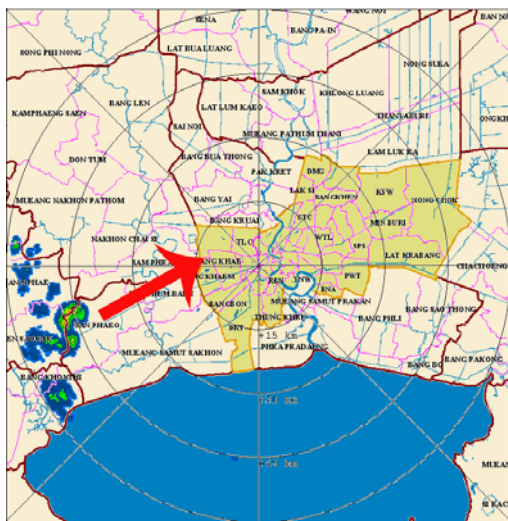


รูปที่ 2 แสดงการแบ่งพื้นที่การเริ่มตัวของกลุ่มฝนในกรุงเทพมหานคร



รูปที่ 3 แสดงทิศการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนในเดือนเมษายน

เดือนเมษายนกลุ่มฝนมีโอกาสเริ่มก่อตัวได้โดยรอบกรุงเทพมหานครแต่ส่วนใหญ่จะเริ่มก่อตัวทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ และเคลื่อนตัวได้ 3 ทิศทางคือทิศเหนือ ทิศตะวันตก และทิศตะวันตกเฉียงเหนือ โดยกลุ่มฝนจะเคลื่อนตัวไปในทิศตะวันตกเฉียงเหนือเป็นส่วนใหญ่



รูปที่ 4 แสดงทิศการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนในเดือนพฤษภาคมถึงเดือนสิงหาคม

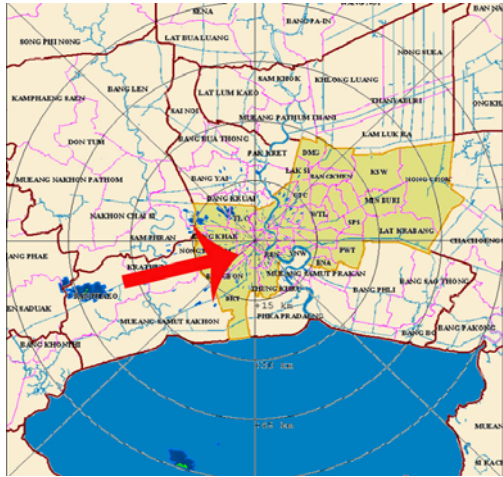
เดือนพฤษภาคมถึงสิงหาคม กลุ่มฝนมีโอกาสเริ่มก่อตัวได้โดยรอบกรุงเทพมหานครแต่ส่วนใหญ่เริ่มก่อตัวบริเวณทิศตะวันตกเฉียงใต้ของกรุงเทพมหานครและเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือเกือบทั้งหมด ซึ่งเกิดจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

ตารางที่ 1 แสดงเปอร์เซ็นต์ทิศทางการเคลื่อนที่และบริเวณเริ่มต้นของกลุ่มฝนในเดือนเมษายน

เมษายน			
ทิศการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน		บริเวณเริ่มต้นของกลุ่มฝน	
	%		%
NW	59	1	12
W	18	2	29
N	23	5	6
		7	12
		8	41
	100		100

ตารางที่ 2 แสดงเปอร์เซ็นต์ทิศทางการเคลื่อนที่และบริเวณเริ่มต้นของกลุ่มฝนในเดือนพฤษภาคมถึงเดือนสิงหาคม

พฤษภาคม – สิงหาคม			
ทิศการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน		บริเวณเริ่มต้นของกลุ่มฝน	
	%		%
NE	93	1	14
E	7	2	11
		3	7
		4	21
		5	32
		6	4
		8	11
	100		100

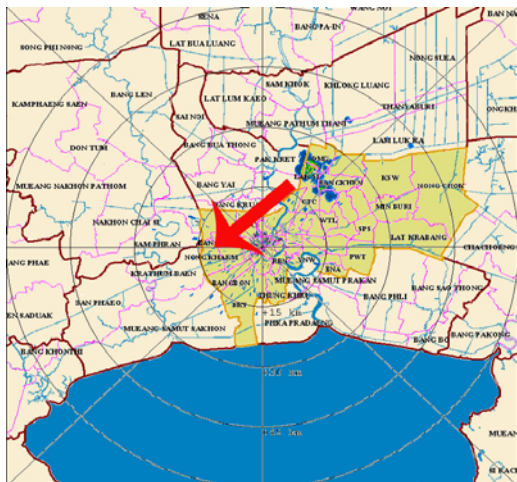


รูปที่ 5 แสดงทิศทางการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนในเดือนกันยายน

เดือนกันยายนกลุ่มฝนส่วนใหญ่ยังคงก่อตัวทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ของกรุงเทพมหานคร และเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือแต่มีแนวโน้มเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกเฉียงใต้มากขึ้น

ตารางที่ 3 แสดงเปอร์เซ็นต์ทิศทางการเคลื่อนที่ และบริเวณเริ่มต้นของกลุ่มฝนในเดือนกันยายน

กันยายน			
ทิศทางการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน	บริเวณเริ่มต้นของกลุ่มฝน		
	%	%	
SE	36	3	18
NE	50	4	14
N	14	5	50
		8	18
	100		100



รูปที่ 6 แสดงทิศทางการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝนในเดือนตุลาคม

เดือนตุลาคมกลุ่มฝนส่วนใหญ่ก่อตัวทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือของกรุงเทพมหานคร และเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ ซึ่งเกิดจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

ตารางที่ 4 แสดงเปอร์เซ็นต์ทิศทางการเคลื่อนที่ และบริเวณเริ่มต้นของกลุ่มฝนในเดือนตุลาคม

ตุลาคม			
ทิศทางการเคลื่อนที่ของกลุ่มฝน	บริเวณเริ่มต้นของกลุ่มฝน		
	%	%	
SW	72	1	24
W	28	2	41
		3	18
		8	17
	100		100

### สรุป

จากการศึกษาพฤติกรรมของกลุ่มฝนในกรุงเทพมหานครช่วงเดือนเมษายนถึงตุลาคมพบว่ากลุ่มฝนโดยส่วนใหญ่มีพฤติกรรมที่แตกต่างกันใน 4 ช่วงเวลา คือ 1. ช่วงเดือนเมษายนกลุ่มฝนส่วนใหญ่จะก่อตัวทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของกรุงเทพมหานครและเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ 2. ช่วงเดือนพฤษภาคมถึงสิงหาคม กลุ่มฝนส่วนใหญ่จะก่อตัวบริเวณทางทิศตะวันตกของกรุงเทพมหานครและเคลื่อน



ตัวไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ 3. ช่วงเดือนกันยายนกลุ่มฝนส่วนใหญ่จะก่อตัวทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ของกรุงเทพมหานครและเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ แต่มีโอกาสเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกเฉียงใต้มากขึ้น 4. ช่วงเดือนตุลาคมกลุ่มฝนส่วนใหญ่จะก่อตัวทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือของกรุงเทพมหานครและเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ ซึ่งลมมรสุมเป็นปัจจัยหลักที่มีอิทธิพลต่อการเคลื่อนตัวของกลุ่มฝนในกรุงเทพมหานคร

### เอกสารอ้างอิง

เว็บไซต์สำนักอุตุนิยมวิทยาการบิน, [http://www.aeromet.tmd.go.th/met/story/show\\_14.htm](http://www.aeromet.tmd.go.th/met/story/show_14.htm)

เว็บไซต์สำนักฝนหลวงและการบินเกษตร, [km.opsmoac.go.th/ewt\\_dl\\_link.php?nid=43](http://km.opsmoac.go.th/ewt_dl_link.php?nid=43)

Cumulonimbus (Cb) And Mesoscale Convective System (MCS),

<http://www.zamg.ac.th/docu/Manual/SatManu/main.htm?/docu/Manual/SatManu/CMs/Cb/special1.htm>

Gysi, H., “Orographic influence on the distribution of accumulated rainfall with different wind directions.”, *Atmospheric Rerearch*, No. 47-48 (1998): 615-633.

Hohtl, H., Koistinen, J., Nurmi, P., Saitikoff, E., and Holmlund, K., “Precipitation Nowcasting Using Radar-Derived Atmospheric Motion Vectors.”, *Phys. Chem. Earth (B)*, No. 10-12 (2000): 1323-1327.

Goldreich, Y., Mozes, H., and Rosenfeld, D., “Radar Analysis of Cloud Systems and Their Rainfall Yield in Israel.” 2003.

# การระเหยของน้ำในประเทศไทยคาบ 10 ปี (พ.ศ 2544– 2553) Evaporation in Thailand period 10 year (2001–2010)

พิศ คงบริรักษ์<sup>1</sup> และ กฤติกา สืบศักดิ์<sup>2</sup>  
Pitt Kongborriak<sup>1</sup> and Krittika Suebsak<sup>2</sup>

## บทคัดย่อ

การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อวิเคราะห์การระเหยของน้ำในประเทศไทย โดยการรวบรวมข้อมูลการระเหยของน้ำ (Evaporation) จากสถานีของกรมอุตุนิยมวิทยาในช่วง 10 ปีที่ผ่านมา ตั้งแต่ พ.ศ. 2544-2553 เพื่อวิเคราะห์การระเหยของน้ำในแต่ละพื้นที่ โดยใช้การนำเข้าโปรแกรม Surfer ซึ่งได้ข้อมูลเชิงพื้นที่ในลักษณะของจุด (Point) แล้ว Interpolate ข้อมูลด้วยวิธี Kriging Interpolate นำเสนอในรูปแบบแผนที่เชิงตัวเลขแสดงค่าปริมาณน้ำระเหยเฉลี่ยในคาบ 10 ปี ผลการศึกษาพบว่า การระเหยของน้ำมีความแตกต่างกันออกไปในแต่ละพื้นที่ โดยพื้นที่ส่วนใหญ่บริเวณประเทศไทยตอนบน (ภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลาง และภาคตะวันออก) มีการระเหยของน้ำสูงกว่าพื้นที่บริเวณภาคใต้ นอกจากนี้ผลการวิเคราะห์ข้อมูลดังกล่าวแสดงให้เห็นว่าช่วงที่มีการระเหยของน้ำสูงอยู่ในช่วงเดือนมีนาคม เมษายน และพฤษภาคม โดยเดือนเมษายนมีปริมาณการระเหยของน้ำสูงที่สุดในรอบปี

จากการศึกษาสามารถจัดทำแผนที่แสดงการระเหยของน้ำ (Evaporation) ของประเทศไทยในแต่ละเดือนได้ เพื่อนำไปใช้ในการวางแผนในการจัดการน้ำให้มีความเหมาะสมกับลักษณะภูมิอากาศของประเทศไทยต่อไป

**คำสำคัญ :** การระเหย (Evaporation) Surfer Kriging Interpolation

## Abstract

The paper presents the analysis of evaporation data carried out on the meteorological station for the 10 year period 2001 - 2010 to determine the variation of evaporation rate and trends. The results showed in form of monthly evaporation map by using Surfer program with kriging interpolation technique. It is indicated that the evaporation of water is different in each area. In most areas of upper Thailand which consist of northern, northeastern, central and eastern parts have higher evaporation rate than southern part. In addition, the study also shows that March till May is the period of the maximum evaporation rate and April is the highest monthly evaporation of the year.

These results of this study can be used as a preliminary tool for water management planning to be suitable for the climate of Thailand.

---

<sup>1,2</sup> นักอุตุนิยมวิทยา สำนักพัฒนาอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร

## คำนำ

การระเหยของน้ำเป็นส่วนสำคัญส่วนหนึ่งของวัฏจักรของน้ำ ในปัจจุบันประชากรของโลกได้เพิ่มมากขึ้น ทำให้ความต้องการการใช้น้ำทั้งในด้านการบริโภค อุปโภค การเกษตร คมนาคม อุตสาหกรรม และกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์มีมากเพิ่มขึ้นไปด้วย ทำให้นักวิชาการด้านต่างๆ เช่น นักวิชาการเกษตร วิศวกร นักอุตุนิยมวิทยา เป็นต้น ได้ให้ความสนใจศึกษาและแก้ไขปัญหา เพื่อที่จะให้ปริมาณน้ำมีเพียงพอต่อความต้องการของมนุษย์ ซึ่งการประมาณค่าหรือการคาดหมายจำนวนของอัตราการระเหยของน้ำจึงเป็นสิ่งสำคัญในการจัดการทรัพยากรน้ำเพื่อให้เกิดความคุ้มค่ามากที่สุด รวมทั้งในการวางแผนและการออกแบบในการสร้างแหล่งกักเก็บน้ำ โดยเฉพาะในพื้นที่ที่มีความแห้งแล้ง ซึ่งน้ำจะต้องถูกนำไปใช้ให้เกิดประโยชน์มากที่สุด นอกจากนี้การระเหยของน้ำยังเป็นปัจจัยสำคัญปัจจัยหนึ่งที่มีผลต่อสมดุลของน้ำ

## วัตถุประสงค์

เพื่อวิเคราะห์การระเหยของน้ำในประเทศไทย

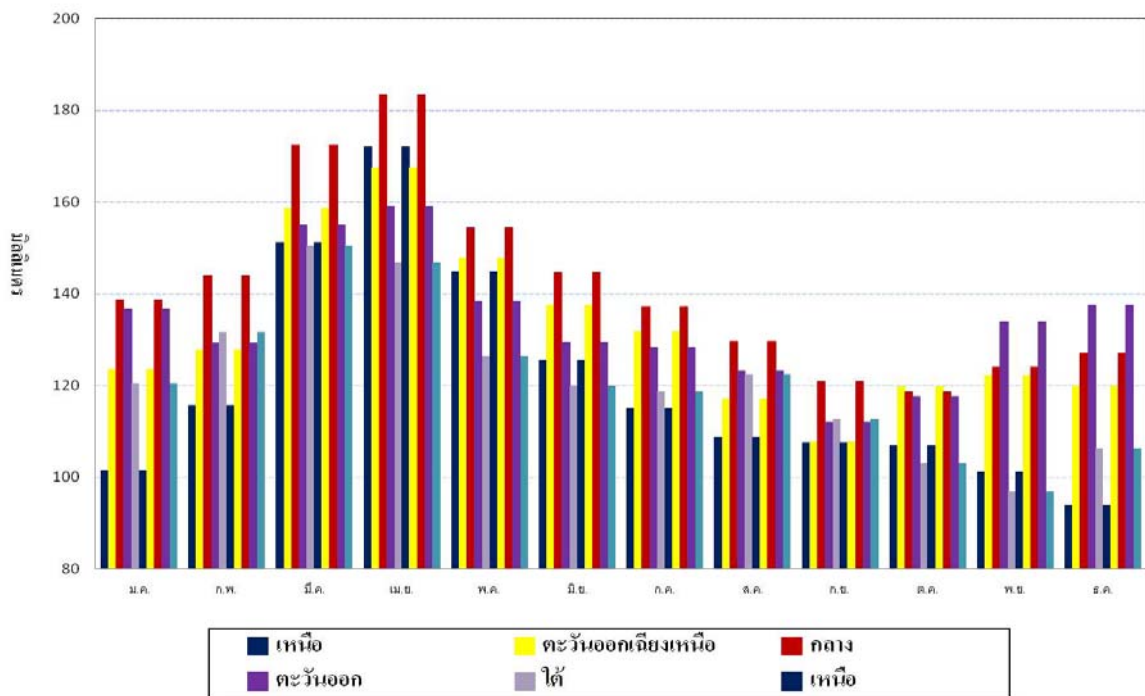
## ผลการวิเคราะห์และวิจารณ์

### ค่าเฉลี่ยการระเหยในแต่ละภาคของประเทศไทย

บริเวณประเทศไทยตอนบน (ภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลางและภาคตะวันออก) มีการระเหยเฉลี่ยในคาบ 10 ปี (2544-2553) แตกต่างกันไปในแต่ละพื้นที่ (รูปที่ 1) โดยในภาคเหนือมีการระเหยสูงตั้งแต่ 150 ถึงมากกว่า 200 มิลลิเมตรในเดือนเมษายนมากที่สุดและลดลงเป็นลำดับในเดือนมีนาคมและพฤษภาคม ส่วนบริเวณที่มีการระเหยต่ำกว่า 100 มิลลิเมตร พบในเดือนธันวาคมมากที่สุดและลดลงเป็นลำดับในเดือนมกราคมและพฤศจิกายน โดยในเดือนอื่นพบว่ามีการระเหยส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 100-150 มิลลิเมตร สำหรับภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีการระเหยสูงสุดในเดือนเมษายนและลดลงเป็นลำดับในเดือนมีนาคมและพฤษภาคมเช่นเดียวกับภาคเหนือ แต่มีค่าการระเหยต่ำกว่าเล็กน้อย (150-175 มิลลิเมตร) โดยในเดือนกันยายนมีการระเหยต่ำกว่า 100 มิลลิเมตรมากที่สุดและลดลงไปในเดือนตุลาคมและสิงหาคมตามลำดับ ส่วนเดือนอื่นๆ มีค่าการระเหยส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 100-150 มิลลิเมตร

ภาคกลางมีการระเหยสูงในเดือนเมษายน และลดลงเป็นลำดับในเดือนมีนาคมและพฤษภาคมเช่นเดียวกับภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนบริเวณที่มีการระเหยต่ำกว่า 100 มิลลิเมตรส่วนใหญ่อยู่ทางตะวันตกของภาคใต้ช่วงเดือนมิถุนายนเป็นต้นไปจนถึงเดือนกันยายน สำหรับภาคตะวันออกมีการระเหยสูงใกล้เคียงกันในเดือนมีนาคมและเมษายนโดยเฉพาะตอนบนของภาค (150-175 มิลลิเมตร) ส่วนเดือนอื่นๆ มีการระเหย 100-125 มิลลิเมตร ยกเว้นเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนมกราคมที่มีการระเหย 125-150 มิลลิเมตร เกือบทั้งหมด

การระเหยในภาคใต้ส่วนใหญ่มีค่าการระเหยต่ำกว่าบริเวณประเทศไทยตอนบน โดยมีการระเหยสูงสุดในเดือนมีนาคมและเมษายนใกล้เคียงกันคือ 125-150 มิลลิเมตร ยกเว้นทางตอนบนของภาคที่มีการระเหย 150-175 มิลลิเมตร ส่วนเดือนอื่นๆ ส่วนใหญ่ต่ำกว่า 125 มิลลิเมตร ยกเว้นเดือนกุมภาพันธ์ที่มีการระเหย 100-150 มิลลิเมตร และเดือนตุลาคมถึงเดือนธันวาคมที่มีการระเหยต่ำกว่า 100 มิลลิเมตรใกล้เคียงกัน

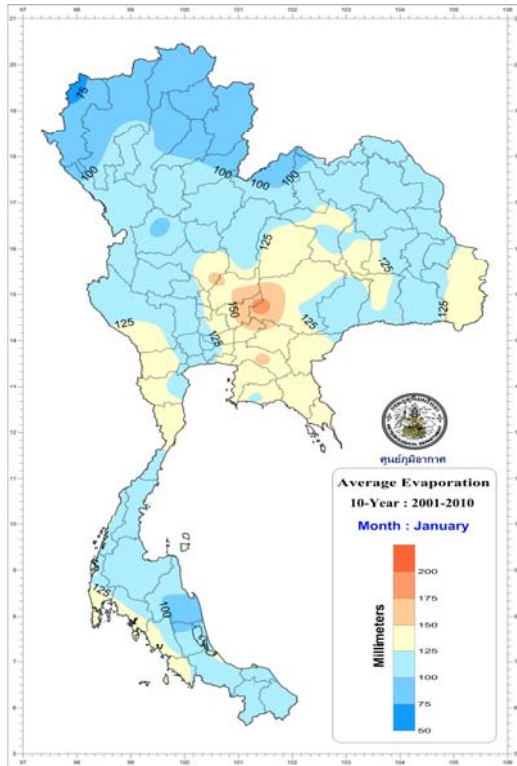


รูปที่ 1 แผนภูมิแสดงปริมาณน้ำระเหยเฉลี่ยในรอบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)

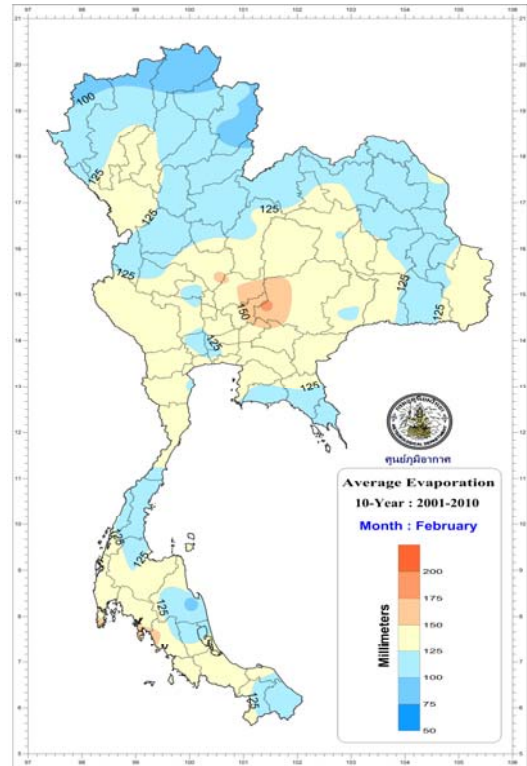
### ค่าเฉลี่ยการระเหยในแต่ละเดือน

**เดือนมกราคม** เป็นเดือนที่อยู่ในช่วงฤดูหนาว พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทยมีการระเหยอยู่ในช่วงประมาณ 100-125 มิลลิเมตร ส่วนบริเวณที่มีการระเหยสูงที่สุดอยู่ทางตอนกลางและตอนล่างของภาคตะวันออกเฉียงเหนือต่อกับภาคตะวันออก และด้านตะวันตกของภาคกลางต่อกับภาคใต้ตอนบนโดยมีค่าเฉลี่ยที่ 125-150 มิลลิเมตร โดยบริเวณที่มีการระเหยสูงที่สุดมีค่าเฉลี่ย 191.1 มิลลิเมตร ที่อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา สำหรับพื้นที่ที่มีการระเหยต่ำสุดส่วนใหญ่อยู่บริเวณภาคเหนือตอนบน โดยมีค่าเฉลี่ย 50-100 มิลลิเมตร ดังแสดงในรูปที่ 2

**เดือนกุมภาพันธ์** เป็นเดือนที่อยู่ในช่วงปลายฤดูหนาวเข้าสู่ช่วงต้นฤดูร้อน ประเทศไทยมีการระเหยเพิ่มขึ้นจากเดือนมกราคมในเกือบทุกภาค โดยบริเวณที่มีการระเหย 125-150 มิลลิเมตรอยู่ใกล้เคียงกับบริเวณเดิมคือทางตอนกลางและตอนล่างของภาคตะวันออกเฉียงเหนือต่อกับภาคตะวันออก และเพิ่มพื้นที่มากขึ้นในภาคกลางและภาคใต้เกือบทั้งภาค ส่วนบริเวณที่มีค่าระเหยสูงที่สุดยังคงเป็นบริเวณเดิมคือ อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา ส่วนภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีการระเหยลดลงโดยเฉพาะทางตอนล่างของภาค สำหรับภาคเหนือมีการระเหยเพิ่มมากขึ้นอยู่ในช่วง 100-125 มิลลิเมตร ยกเว้นตอนบนสุดของภาคยังมีการระเหยต่ำกว่า 100 มิลลิเมตรใกล้เคียงกับเดือนมกราคม ดังแสดงในรูปที่ 3



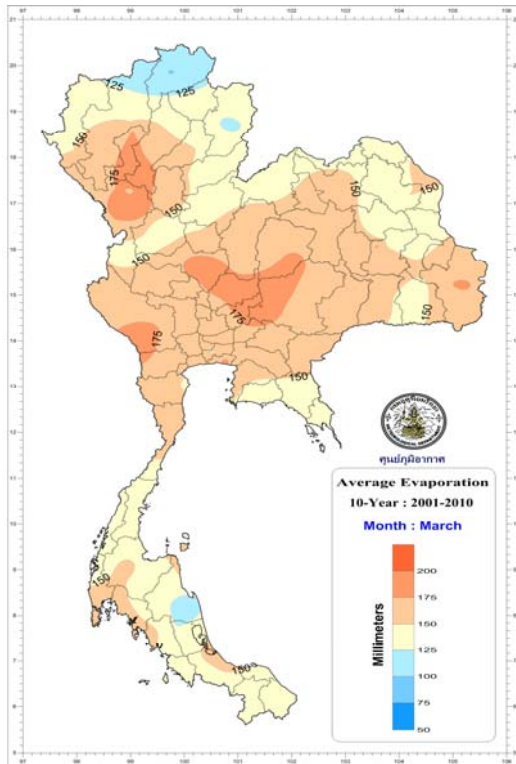
รูปที่ 2 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนมกราคม  
 คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)



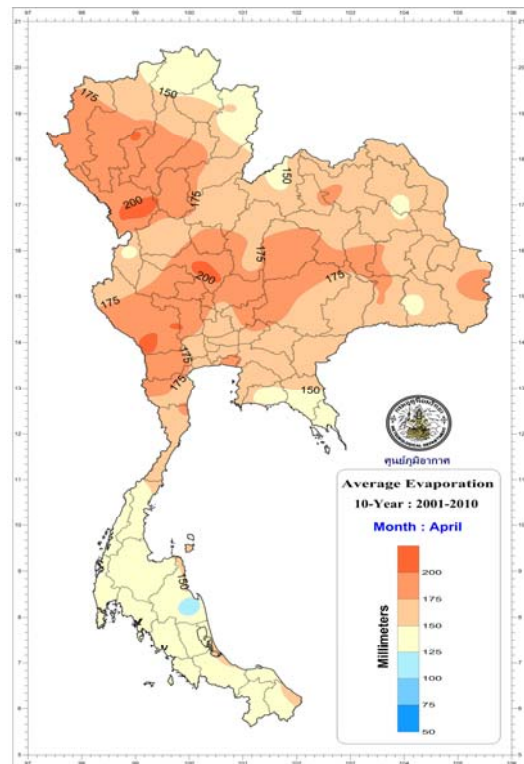
รูปที่ 3 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนกุมภาพันธ์  
 คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)

**เดือนมีนาคม** ประเทศไทยอยู่ในช่วงฤดูร้อน ทุกพื้นที่ที่มีการระเหยเพิ่มขึ้นจากเดือนกุมภาพันธ์ โดยบริเวณประเทศไทยตอนบนส่วนใหญ่มีการระเหยในช่วง 150-175 มิลลิเมตร ยกเว้นภาคเหนือตอนบน ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบน ภาคตะวันออกตอนล่างและภาคใต้ที่มีการระเหยต่ำกว่าพื้นที่อื่นๆ โดยมีค่าการระเหย 125-150 มิลลิเมตร ส่วนพื้นที่ที่มีการระเหยต่ำสุดเดือนนี้อยู่ทางตอนบนของภาคเหนือบริเวณจังหวัดเชียงราย ดังแสดงในรูปที่ 4

**เดือนเมษายน** เดือนนี้เป็นเดือนที่มีการระเหยมากที่สุดของประเทศไทย พื้นที่ส่วนใหญ่ในประเทศไทยตอนบนและภาคใต้ตอนบนมีการระเหยเฉลี่ยในช่วง 150-200 มิลลิเมตร โดยพื้นที่ที่มีการระเหยสูงกว่าพื้นที่อื่น (175-200 มิลลิเมตร) ส่วนใหญ่อยู่ทางตะวันตกของภาคเหนือ ด้านตะวันตกและตอนบนของภาคกลาง และด้านตะวันตกของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ โดยบริเวณที่มีการระเหยสูงที่สุดคือ จังหวัดตาก สำหรับพื้นที่ที่มีการระเหยต่ำกว่าที่อื่นๆ (ต่ำกว่า 150 มิลลิเมตร) ได้แก่ตอนบนสุดของภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง ภาคใต้ตอนกลางและตอนล่าง ดังแสดงในรูปที่ 5



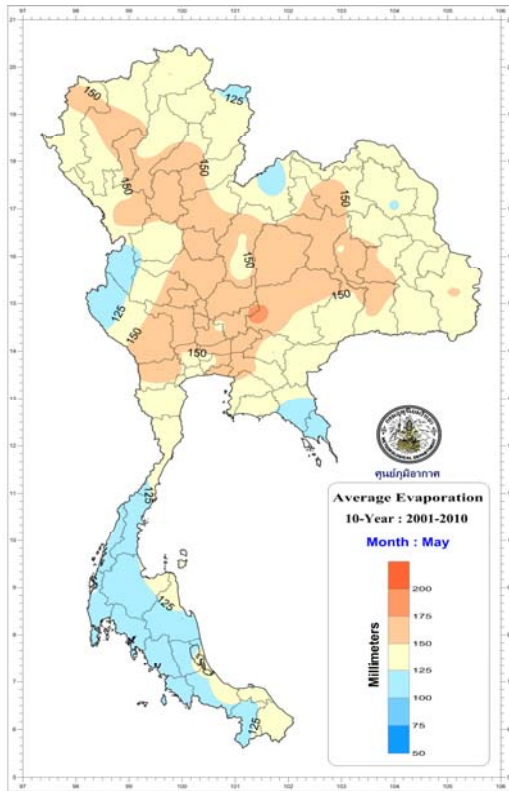
รูปที่ 4 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนมีนาคม  
คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)



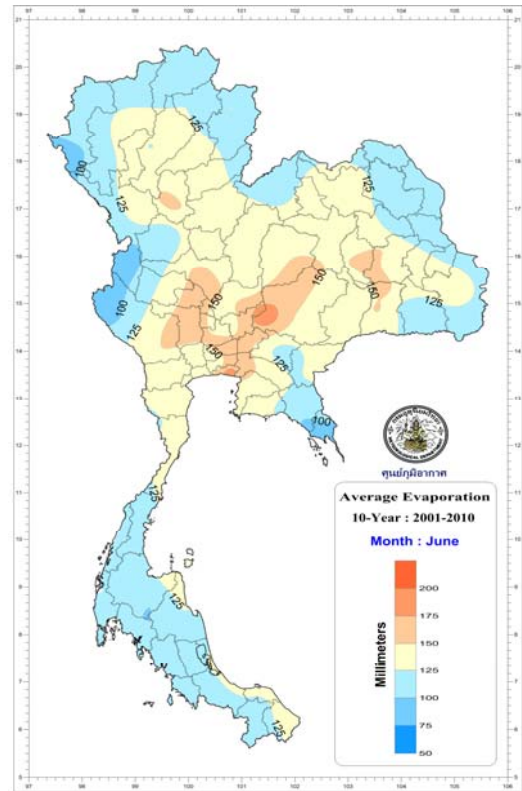
รูปที่ 5 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนเมษายน  
คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)

**เดือนพฤษภาคม** เป็นเดือนที่อยู่ในช่วงปลายฤดูร้อนและเริ่มเข้าสู่ฤดูฝน ประเทศไทยเริ่มมีการระเหยลดลงจากเดือนเมษายนในเกือบทุกพื้นที่ โดยพื้นที่บริเวณตอนกลางของประเทศ ได้แก่ภาคเหนือตอนล่างต่อกับตอนกลาง ภาคกลาง และด้านตะวันตกของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ เป็นพื้นที่ที่มีการระเหยสูงกว่าพื้นที่อื่นๆ (150-175 มิลลิเมตร) ส่วนพื้นที่บริเวณอื่นๆ รวมถึงภาคใต้ตอนบนและบางพื้นที่ของภาคใต้ฝั่งตะวันออกมีการระเหยอยู่ในช่วง 125-150 มิลลิเมตร ยกเว้นพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคใต้ตอนกลางและตอนล่าง และตอนล่างของภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีการระเหยต่ำกว่าพื้นที่อื่นๆ (100-125 มิลลิเมตร) โดยเฉพาะบริเวณด้านตะวันตกของภาคกลางมีการระเหยลดลงจากเดือนเมษายนชัดเจนกว่าบริเวณอื่น ดังแสดงในรูปที่ 6

**เดือนมิถุนายน** ประเทศไทยอยู่ในช่วงฤดูฝน ยังมีการระเหยลดลงจากเดือนพฤษภาคมเกือบทั่วไปยกเว้นในภาคกลางตอนล่างต่อกับด้านตะวันตกของภาคตะวันออกเฉียงเหนือที่ยังมีการระเหยสูงใกล้เคียงกับเดือนพฤษภาคม (150-175 มิลลิเมตร) ส่วนด้านตะวันตกของภาคกลาง ด้านตะวันตกและตอนบนของภาคเหนือ ด้านตะวันออกของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และตอนล่างของภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีการระเหยลดลงโดยอยู่ในช่วง 100-125 มิลลิเมตร ส่วนภาคใต้เดือนนี้การระเหยส่วนใหญ่ไม่เปลี่ยนแปลงจากเดือนพฤษภาคม ดังแสดงในรูปที่ 7



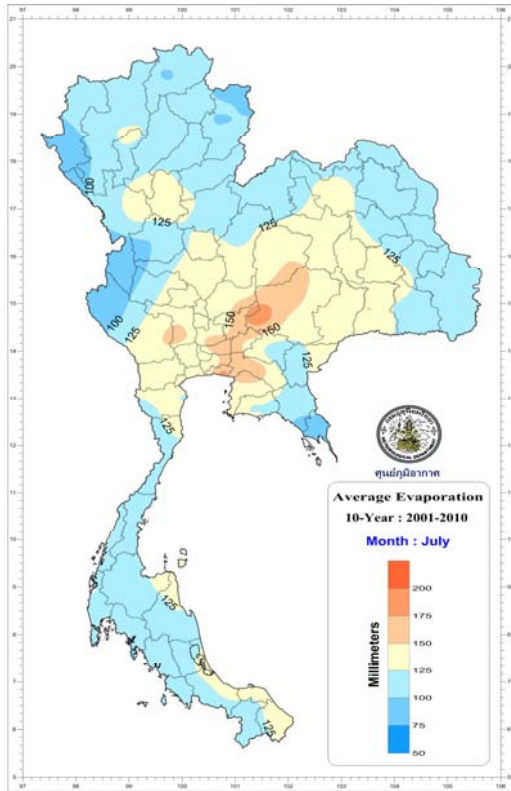
รูปที่ 6 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนพฤษภาคม  
คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)



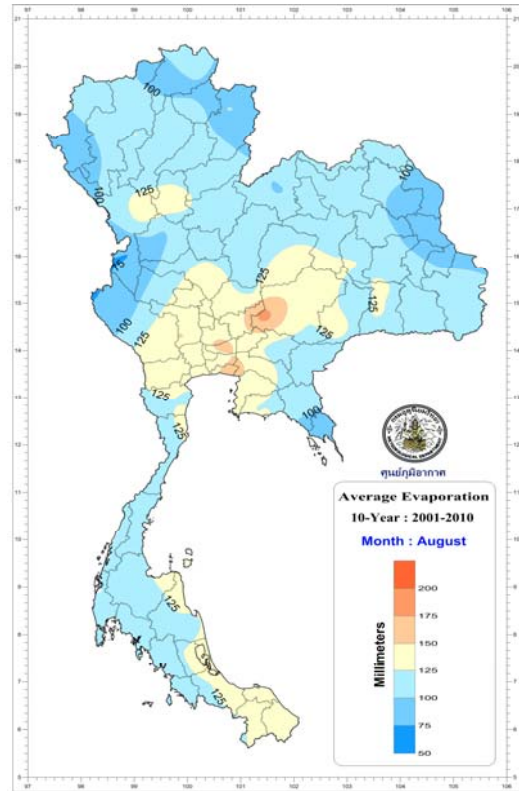
รูปที่ 7 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนมิถุนายน  
คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)

**เดือนกรกฎาคม** การระเหยในเดือนนี้คล้ายคลึงกับเดือนมิถุนายน ยกเว้นบริเวณที่มีการระเหยลดลงได้เพิ่มพื้นที่ขึ้นในภาคเหนือ และตอนบนของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนภาคใต้เดือนนี้การระเหยส่วนใหญ่ไม่เปลี่ยนแปลงจากเดือนพฤษภาคม และเดือนมิถุนายน ยกเว้นภาคใต้ตอนบนที่มีการระเหยลดลง ดังแสดงในรูปที่ 8

**เดือนสิงหาคม** เป็นเดือนที่อยู่ในช่วงฤดูฝนการระเหยในเดือนนี้คล้ายคลึงกับเดือนกรกฎาคม ยกเว้นบริเวณภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือที่มีการระเหยลดลงมากขึ้น และเพิ่มพื้นที่มากขึ้น โดยบริเวณที่มีการระเหยในช่วง 125-150 มิลลิเมตร ส่วนใหญ่อยู่ในภาคกลางและด้านตะวันตกของภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง ส่วนบริเวณที่มีการระเหยสูงที่สุดคือ อ่างเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา สำหรับภาคใต้เดือนนี้การระเหยส่วนใหญ่ไม่เปลี่ยนแปลงจากเดือนกรกฎาคม ดังแสดงในรูปที่ 9



รูปที่ 8 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนกรกฎาคม  
คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)

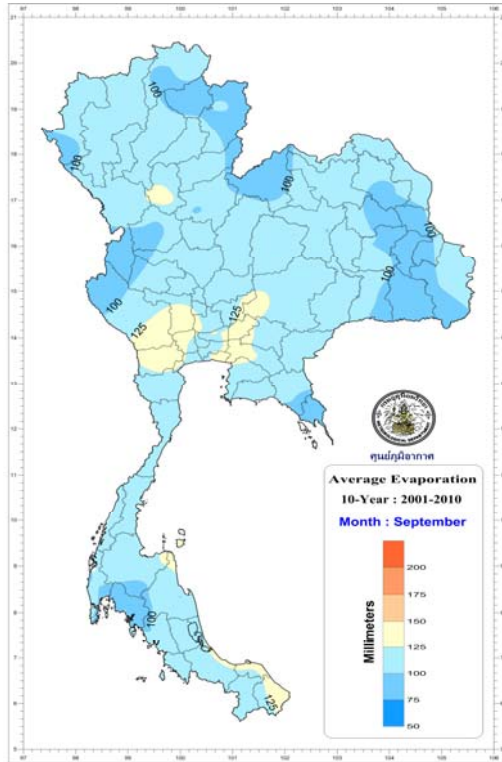


รูปที่ 9 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนสิงหาคม  
คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)

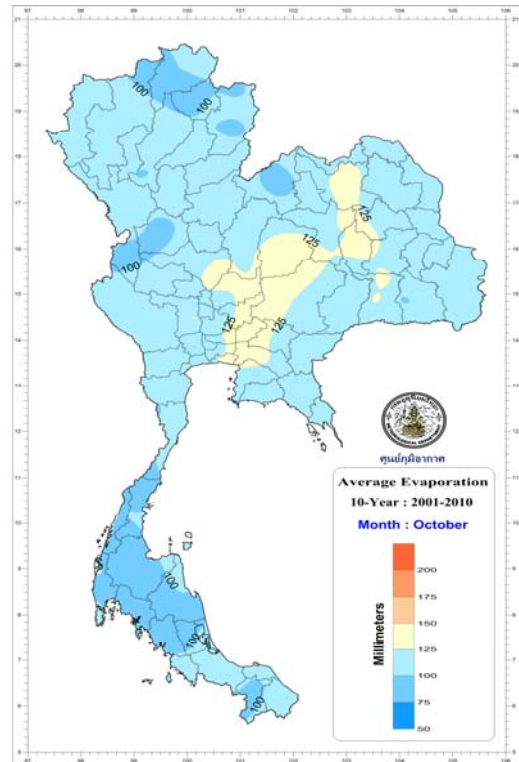
**เดือนกันยายน** เป็นเดือนที่พื้นที่ของประเทศไทยส่วนใหญ่มีการระเหยต่ำที่สุด โดยมีการระเหยเฉลี่ย 100-125 มิลลิเมตรเกือบทุกพื้นที่ของประเทศ โดยบริเวณที่มีการระเหยในช่วง 75-100 มิลลิเมตร มีหลายพื้นที่ที่ได้แก่ ด้านตะวันออกของภาคเหนือตอนบน ด้านตะวันออกของภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง และด้านตะวันตกของภาคกลางตอนบน และมีบางบริเวณที่มีการระเหยสูงกว่าพื้นที่อื่นๆ (125-150 มิลลิเมตร) ได้แก่บางพื้นที่ของภาคกลางตอนล่างและภาคใต้ตอนล่างสุด ดังแสดงในรูปที่ 10

**เดือนตุลาคม** มีการระเหยใกล้เคียงกับเดือนกันยายน แต่บริเวณที่มีการระเหยสูงกว่าพื้นที่อื่น (125-150 มิลลิเมตร) ได้เพิ่มพื้นที่ขึ้นในภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนภาคใต้บริเวณที่มีการระเหยลดลงได้เพิ่มพื้นที่ขึ้นโดยเฉพาะทางฝั่งตะวันตกของภาค ดังแสดงในรูปที่ 11





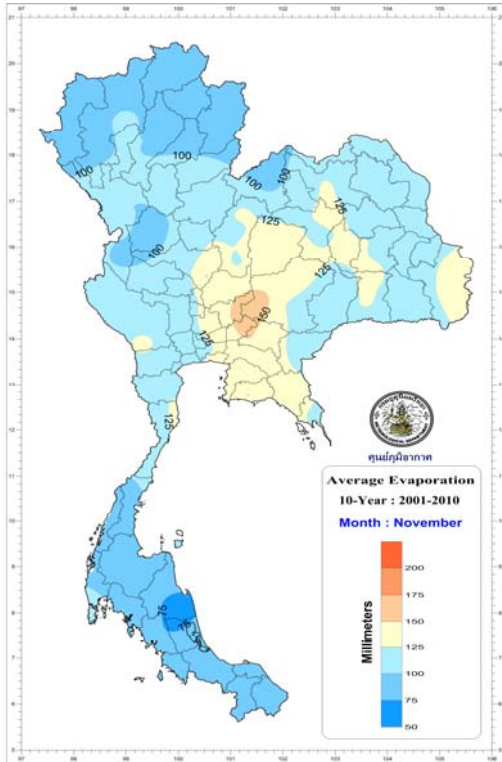
รูปที่ 10 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนกันยายน  
 คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)



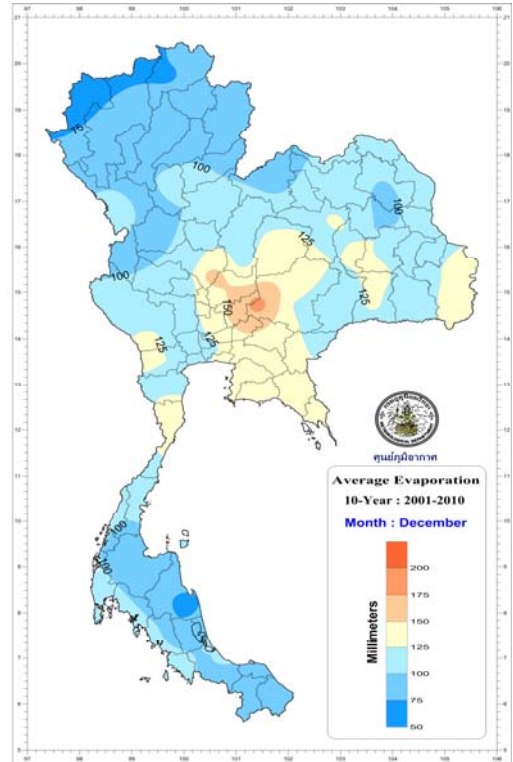
รูปที่ 11 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนตุลาคม  
 คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)

**เดือนพฤศจิกายน** ประเทศไทยมีพื้นที่การระเหยลดลง (75-100 มิลลิเมตร) จากเดือนตุลาคมในภาคเหนือตอนบนและภาคใต้ตอนกลาง ส่วนภาคตะวันออกเฉียงเหนือด้านตะวันตกและภาคตะวันออกมีการระเหยเพิ่มขึ้น โดยบริเวณที่มีการระเหยสูงสุด อยู่ที่อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา ดังแสดงในรูปที่ 12

**เดือนธันวาคม** เป็นเดือนที่อยู่ในช่วงฤดูหนาวและมีการระเหยลดลงจากเดือนพฤศจิกายนในภาคเหนือโดยเฉพาะทางตอนบนของภาค ส่วนพื้นที่อื่นๆ รูปแบบการระเหยคล้ายคลึงกับเดือนพฤศจิกายน ยกเว้นภาคใต้ฝั่งตะวันตกที่มีการระเหยเพิ่มขึ้นเล็กน้อยจากเดือนพฤศจิกายน ดังแสดงในรูปที่ 13



รูปที่ 12 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนพฤศจิกายน  
คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)



รูปที่ 13 แสดงปริมาณน้ำระเหยเดือนธันวาคม  
คาบ 10 ปี (พ.ศ.2544-2553)

### สรุปผล

จากการศึกษาการระเหยของน้ำในประเทศไทย โดยการรวบรวมข้อมูลการระเหยของน้ำจากสถานีของกรมอุตุนิยมวิทยาในช่วง 10 ปีที่ผ่านมา พบว่าการระเหยของน้ำมีความแตกต่างกันออกไปในแต่ละพื้นที่ โดยพื้นที่บริเวณประเทศไทยตอนบนส่วนใหญ่มีการระเหยของน้ำสูงกว่าพื้นที่ในบริเวณภาคใต้ โดยเฉพาะพื้นที่บริเวณด้านตะวันตกของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลาง และตอนบนของภาคตะวันออก นอกจากนี้ผลการวิเคราะห์ข้อมูลดังกล่าวแสดงให้เห็นว่า ช่วงที่มีการระเหยของน้ำสูงอยู่ในช่วงเดือนมีนาคม เมษายน และพฤษภาคม โดยที่เดือนเมษายนมีปริมาณการระเหยของน้ำสูงที่สุดในรอบปีซึ่งเป็นช่วงที่ประเทศไทยมีอุณหภูมิสูงที่สุดในรอบปีเช่นกัน

### เอกสารอ้างอิง

- ธวัชชัย พฤกษ์วัน 2521, คำแนะนำการตรวจน้ำระเหยแบบภาค กองอุตุนิยมวิทยาอุทก  
กรมอุตุนิยมวิทยา กระทรวงคมนาคม  
สมศักดิ์ โทสังคะทิสากล 2528, การประมาณค่าการคายน้ำในภาคกลางของประเทศไทย  
กองอุตุนิยมวิทยาอุทก กรมอุตุนิยมวิทยา กระทรวงคมนาคม  
อนรรัตน์ ศฤงคารภาสิต 2548, การประมาณค่าการคายระเหยน้ำในภาคเหนือของประเทศไทย  
กองการศึกษาและวิจัย กรมอุตุนิยมวิทยา กระทรวงเทคโนโลยีสารสนเทศและการสื่อสาร

# แบบจำลองในการประมาณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมสำหรับประเทศไทย โดยใช้ข้อมูลอุตุนิยมวิทยา

## Global Solar Radiation Estimation Model for Thailand using Meteorological Data

เกษรินทร์ ห่านประเสริฐ<sup>1</sup>  
Kesrin Hanprasert<sup>1</sup>

### บทคัดย่อ

การวิจัยครั้งนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อหาแบบจำลองในการประมาณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวม (Global solar radiation) สำหรับแต่ละภาคของประเทศไทยจากกลุ่มสมการแสดงความสัมพันธ์ระหว่างปัจจัยต่างๆ ที่เกี่ยวข้องคือ ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวัน (Daily global solar radiation) ค่าความชื้นสัมพัทธ์ อุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน อุณหภูมิสูงสุด-ต่ำสุด และความยาวนานของแสงแดด โดยการใช้การถดถอยเชิงเส้นและการถดถอยพหุคูณมาวิเคราะห์หาสมการแสดงความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลที่ได้จากสถานีอุตุนิยมวิทยาที่เป็นตัวแทนของพื้นที่ 5 ภูมิภาคของประเทศไทยคือ เชียงใหม่, อุบลราชธานี, สงขลา และภูเก็ต (ใช้ข้อมูลตั้งแต่ปี พ.ศ. 2546-2551) และกรุงเทพมหานคร (ใช้ข้อมูลตั้งแต่ปี พ.ศ. 2538-2551) เมื่อใช้วิธีการทางสถิติคือ Root Mean Square Error (RMSE), Mean Bias Error (MBE) และ Mean Percentage Error (MPE) มาทดสอบความถูกต้องของแบบจำลองเทียบกับข้อมูลของสถานีนั้นๆ ซึ่งได้จากการตรวจวัดจริงในปี พ.ศ. 2552-2553 พบว่ามีความถูกต้องอยู่ในเกณฑ์ที่สามารถยอมรับได้ หลังจากนั้นจึงทดลองใช้แบบจำลองของแต่ละภาคที่ได้มาประมาณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมของสถานีอุตุนิยมวิทยาอื่นๆ ในภาคนั้นๆ และเมื่อทดสอบความถูกต้องของแบบจำลองพบว่ามีความถูกต้องร้อยละ 90.5-98 ดังนั้นจึงสามารถนำแบบจำลองดังกล่าวมาประยุกต์ใช้กับข้อมูลการตรวจวัดของสถานีอุตุนิยมวิทยาในทุกภูมิภาคของประเทศไทยได้

**คำสำคัญ :** ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวัน ค่าคงที่รังสีดวงอาทิตย์ มุมเดคลิเนชัน

### Abstract

The purpose of this study was to obtain the global solar radiation model for each region of Thailand from equations expressing the relations among associated parameters: daily global solar radiation, relative humidity, averaged daily temperature, maximum and minimum temperatures, and sunshine duration by using both linear and multiple regression analyses to obtained sets of analyzed from the input data taken from 5 meteorological stations, each of which are situated in different meteorological regions: Chiang Mai, Ubon Ratchathani, Songkla and Phuket (using data since 2003 until 2008) as well as Bangkok (using data since 1995 until 2008). Once Root Mean Square Error (RMSE), Mean Bias Error (MBE) and

<sup>1</sup> นักอุตุนิยมวิทยา สำนักพัฒนาอุตุนิยมวิทยา กรุงเทพมหานคร

Mean Percentage Error (MPE) were applied to test the accuracy of each model, compared with real data observed at each representative station since 2009 until 2010, it was found to be in the acceptable levels. Afterwards, each regional global solar radiation model was used to calculate the values of global solar radiation at other meteorological stations in the same region. It was discovered that its accuracies were 90.5-98 %. Therefore, the acquired models are suitable to be applied in observed meteorological data in all regions of Thailand.

## คำนำ

พลังงานการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับจะมีบทบาทสำคัญต่อการดำรงชีวิตประจำวันของสิ่งมีชีวิตต่างๆ ที่อาศัยอยู่บนโลกเป็นอย่างมาก ซึ่งได้มีการนำพลังงานการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์มาใช้ประโยชน์ในกิจกรรมด้านต่างๆ มากมาย อาทิเช่น การให้แสงสว่าง การอบแห้งโดยใช้พลังงานแสงอาทิตย์ การผลิตกระแสไฟฟ้าจากแผงโซลาร์เซลล์ เป็นต้น โดยปริมาณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบ ณ ตำแหน่งใดๆ จะขึ้นอยู่กับสภาพอากาศในบริเวณนั้น ประกอบกับปัจจุบันได้เกิดสภาวะโลกร้อน อันเนื่องมาจากปรากฏการณ์การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศที่เกิดขึ้นทั่วโลก ซึ่งปริมาณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ได้รับจะเป็นการบอกถึงสภาพของภูมิอากาศที่เปลี่ยนแปลงไปในแต่ละพื้นที่ จึงมีความจำเป็นที่จะต้องทำการตรวจวัดปริมาณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ เพื่อนำข้อมูลมาใช้ประกอบในการศึกษาการเปลี่ยนแปลงของสมดุลพลังงานการแผ่รังสีระหว่างโลกและบรรยากาศ แต่เนื่องจากเครื่องมือที่ใช้ในการตรวจวัดมีราคาแพงทำให้ไม่สามารถติดตั้งเครื่องมือ เพื่อใช้ในการตรวจวัดได้อย่างครอบคลุมในทุกพื้นที่ ดังนั้นการนำข้อมูลอุตุนิยมิวิทยา เช่น ความชื้นสัมพัทธ์ อุณหภูมิต่ำสุด-สูงสุด และค่าความยาวนานของแสงแดดมาวิเคราะห์หาความสัมพันธ์กับปริมาณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ที่ตรวจวัดได้ โดยใช้วิธีการถดถอยเชิงเส้นและการถดถอยพหุคูณ จะเป็นอีกวิธีการหนึ่งที่สามารถนำมาใช้ในการประมาณและคาดหมายปริมาณความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมได้

## อุปกรณ์และวิธีการ

ข้อมูลที่นำมาใช้ในการวิเคราะห์เพื่อหาแบบจำลองที่เหมาะสมในการประมาณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันในแต่ละภูมิภาคของประเทศ กล่าวคือ ภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลาง ภาคใต้ฝั่งตะวันออก และภาคใต้ฝั่งตะวันตก จะได้มาจากข้อมูลการตรวจวัดที่สถานีอุตุนิยมิวิทยา เชียงใหม่ อุบลราชธานี กรุงเทพมหานคร (บางนา) สงขลา และภูเก็ต ตามลำดับ โดยข้อมูลที่นำมาใช้จะประกอบไปด้วยข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวัน ข้อมูลความชื้นสัมพัทธ์ อุณหภูมิ ความยาวนานของแสงแดด อุณหภูมิต่ำสุด-สูงสุด ซึ่งมียาวละเอียดของข้อมูลที่นำมาวิเคราะห์ดังแสดงในตารางที่ 1

**ตารางที่ 1** รายละเอียดของข้อมูลที่นำมาใช้ในการวิเคราะห์หาแบบจำลองในการประมาณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันในแต่ละภูมิภาค

รายชื่อสถานี อุตุนิยมวิทยา	ช่วงเวลา ในการวิเคราะห์	ละติจูด	ลองจิจูด	ช่วงเวลาในการทดสอบ ความถูกต้องของแบบจำลอง	หมายเหตุ
เชียงใหม่	2546-2551	18.78	98.98	2552-2553	*
อุบลราชธานี	2546-2551	15.25	104.87	2552-2553	*
กรุงเทพ (บางนา)	2538-2551	13.40	100.37	2552-2553	**
สงขลา	2546-2551	7.20	100.60	2552-2553	*
ภูเก็ต	2546-2551	8.13	98.30	2552-2553	*

**หมายเหตุ**

\* หมายถึง ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันที่ได้จากการตรวจวัดของภาควิชาฟิสิกส์ มหาวิทยาลัยศิลปากร

\*\* หมายถึง ข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันที่ได้จากการตรวจวัดของกรมอุตุนิยมวิทยา

ในการวิเคราะห์เพื่อหาแบบจำลองสำหรับการประมาณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันจะใช้วิธีการทางสถิติในการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ของข้อมูลทั้งสองโดยใช้การวิเคราะห์การถดถอยแบบเชิงเส้นและแบบพหุคูณ ซึ่งจะมีรูปแบบของความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรอิสระ  $\left(\frac{H}{H_0}\right)$  และตัวแปรตาม ( $N$ ) ดังแสดงในสมการที่ (1) โดยในการวิเคราะห์สหสัมพันธ์ของสถานีอุตุนิยมวิทยาเชียงใหม่ และอุบลราชธานี จะวิเคราะห์แยกเป็นฤดูหนาว และฤดูร้อน-ฤดูฝน เนื่องจากในช่วงฤดูหนาวค่าอุณหภูมิที่นำมาวิเคราะห์ของสถานีทั้งสองจะมีค่าแตกต่างจากฤดูกาลอื่นค่อนข้างมากทำให้ไม่สามารถวิเคราะห์ความสัมพันธ์ของข้อมูลทั้งสองได้ จึงต้องทำการวิเคราะห์แยกจากฤดูกาลอื่น

$$\frac{H}{H_0} = a + b(N) \tag{1}$$

เมื่อ  $H$  คือ ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันที่ได้จากการตรวจวัด ( $MJ/m^2$ )

$H_0$  คือ ความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันนอกบรรยากาศโลก  
(extraterrestrial solar radiation,  $MJ/m^2$ )

$N$  คือ ตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยา ได้แก่ relative sunshine  $\left(\frac{S}{S_0}\right)$ ,

อุณหภูมิอากาศ ( $T$ ), ความชื้นสัมพัทธ์ ( $RH$ ) และอัตราส่วนระหว่าง  
อุณหภูมิต่ำสุด-สูงสุด ( $\theta$ )

$a$  คือ ค่าคงที่

$b$  คือ สัมประสิทธิ์การถดถอย

$S_0$  คือ ค่าความยาวนานแสงแดดสูงสุดในกรณีที่ท้องฟ้าปราศจากเมฆ (ชม.)

$\frac{H}{H_0}$  คือ ค่า clearness index ซึ่งเป็นค่าอัตราส่วนระหว่างค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์

รวมรายวันที่ได้จากการตรวจวัดและค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันนอกบรรยากาศโลก โดยจะสามารถหาค่าได้จากสูตรของ Iqbal (Iqbal M, 1993) ดังสมการที่ (2)

$$H_0 = \left(\frac{24}{\pi}\right) I_{sc} E_0 \left[ \left(\frac{\pi}{180}\right) \omega_s (\sin \delta \sin \phi) + (\cos \delta \cos \phi \cos \omega_s) \right] \quad (2)$$

เมื่อ  $I_{sc}$  คือ ค่าคงที่รังสีดวงอาทิตย์ (Solar constant) =  $1367 \text{ W/m}^2$

$E_0$  คือ ค่าหักแก้ระยะทางระหว่างโลก-ดวงอาทิตย์ (eccentricity correction factor)

$\omega_s$  คือ มุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์ที่ตกดิน (sunset hour angle) (องศา)

$\delta$  คือ มุมเดคลิเนชัน (declination) ของดวงอาทิตย์ (องศา)

$\phi$  คือ ละติจูดของสถานีตรวจวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ (องศา)

ค่าหักแก้ระยะทางระหว่างโลก-ดวงอาทิตย์ ( $E_0$ ) หาได้จากสมการที่ (3)

$$E_0 = 1.000110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma \quad (3)$$

เมื่อ  $\Gamma$  คือ day angle มีหน่วยเป็นเรเดียนท์ ซึ่งจะมีค่าตามสมการที่ (4)

$$\Gamma = \frac{2\pi(d_n - 1)}{365}, \quad d_n \text{ คือ จำนวนวันในแต่ละปี} \quad (4)$$

ค่ามุมชั่วโมงของดวงอาทิตย์ที่ตกดิน ( $\omega_s$ ) ได้จากการคำนวณตามสมการที่ (5)

$$\omega_s = \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta) \quad (5)$$

มุมเดคลิเนชัน ( $\delta$ ) สามารถหาได้จากสมการที่ (6)

$$\delta = \left[ \begin{array}{l} 0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma \\ -0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \sin 2\Gamma - 0.002697 \cos 3\Gamma \\ + 0.00148 \sin 3\Gamma \end{array} \right] \left(\frac{180}{\pi}\right) \quad (6)$$

สำหรับค่า  $S_0$  หาได้จากสูตรของ Iqbal (Iqbal M, 1993) ดังแสดงในสมการที่ (7)

$$S_0 = \frac{2}{15} \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta) \quad (7)$$

เมื่อ  $\phi$  คือ ละติจูดของสถานีตรวจวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์ (องศา)

$\delta$  คือ มุมเดคลิเนชัน (declination) ของดวงอาทิตย์ (องศา) หาค่าได้จากสมการที่ (6)

ในการทดสอบความถูกต้องของแบบจำลอง เพื่อนำสมการสหสัมพันธ์ที่วิเคราะห์ได้ไปประยุกต์ใช้งานกับพื้นที่ในแต่ละภูมิภาคของประเทศ จะทำการทดสอบความถูกต้องใน 2 ขั้นตอนด้วยกัน คือ

- ขั้นตอนที่ 1 ทดสอบแบบจำลองที่วิเคราะห์ได้กับข้อมูลการตรวจวัดในแต่ละสถานี
- ขั้นตอนที่ 2 นำแบบจำลองที่ได้จากการทดสอบด้วยวิธีการทางสถิติในขั้นตอนแรก ที่มีความคลาดเคลื่อนในการประมาณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันน้อยที่สุดมาทดสอบ

ความถูกต้องกับข้อมูลความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันที่ตรวจวัดได้จากสถานีต่างจังหวัด จำนวน 20 สถานี ดังแสดงในตารางที่ 2

**ตารางที่ 2** รายละเอียดของข้อมูลการตรวจวัดความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันที่นำมาใช้ในการทดสอบความถูกต้องของแบบจำลองในแต่ละภูมิภาค

ภูมิภาค	รายชื่อสถานี
ภาคเหนือ	สถานีอุตุนิยมวิทยาแม่สะเรียง, น่าน, พิษณุโลก, เพชรบูรณ์
ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ	สถานีอุตุนิยมวิทยาเลย, หนองคาย, นครพนม, ขอนแก่น, สุรินทร์
ภาคกลาง	สถานีอุตุนิยมวิทยากรุงเทพมหานคร, ทองผาภูมิ, กาญจนบุรี, ลพบุรี
ภาคใต้ฝั่งตะวันออก	สถานีอุตุนิยมวิทยาประจวบคีรีขันธ์, ชุมพร, สุราษฎร์ธานี (พุนพิน), เกาะสมุย, หาดใหญ่, นราธิวาส
ภาคใต้ฝั่งตะวันตก	สถานีอุตุนิยมวิทยาตรัง

วิธีการทางสถิติที่นำมาใช้ในการทดสอบความถูกต้องของแบบจำลองคือ Root mean square error (RMSE), Mean bias error (MBE) และ Mean percentage error (MPE) ซึ่งหาค่าดังกล่าวได้จากสมการที่ (8) ถึง (10)

$$RMSE = \left\{ \left[ \sum (H_{cal} - H_{obs})^2 \right] / n \right\}^{1/2} \quad (8)$$

$$MBE = \left[ \sum (H_{cal} - H_{obs}) \right] / n \quad (9)$$

$$MPE = \left[ \sum \left( \frac{H_{obs} - H_{cal}}{H_{obs}} \times 100 \right) \right] / n \quad (10)$$

เมื่อ  $H_{cal}$  คือ ค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันที่ได้จากการคำนวณ

$H_{obs}$  คือ ค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันที่ได้จากการตรวจวัด

$n$  คือ จำนวนข้อมูลที่นำมาวิเคราะห์

$MBE < 0$  แสดงว่าค่าที่ได้จากการคำนวณมีค่าต่ำกว่าค่าที่ได้จากการตรวจวัด

$MBE > 0$  แสดงว่าค่าที่ได้จากการคำนวณมีค่าสูงกว่าค่าที่ได้จากการตรวจวัด

$-10\% \leq MPE \leq +10\%$  แสดงว่าแบบจำลองมีความถูกต้องอยู่ในระดับที่สามารถนำมาใช้งานได้

### ผลและวิจารณ์

สมการสหสัมพันธ์จากการวิเคราะห์การถดถอยแบบเชิงเส้นและพหุคูณของสถานีอุตุนิยมวิทยา เชียงใหม่ อุบลราชธานี กรุงเทพมหานคร สงขลา และภูเก็ตที่วิเคราะห์ได้จะมีลักษณะความสัมพันธ์ของตัวแปรเป็นแบบเชิงเส้น โดยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ ( $r$ ) และสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ ( $R^2$ ) ที่ได้จากการวิเคราะห์สหสัมพันธ์ของทั้ง 5 สถานีจะมีค่าอยู่ระหว่าง 0.79-0.96 และ 0.62-0.92 ตามลำดับ ซึ่งหมายความว่าร้อยละ 62-92 ของค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันจะสามารถคำนวณค่าได้จาก

ข้อมูลอุตุนิยมวิทยา และผลการทดสอบความถูกต้องของสมการสหสัมพันธ์ที่ได้จากการวิเคราะห์สมการการถดถอยแบบเชิงเส้นและพหุคูณในแต่ละสถานีแสดงในตารางที่ 3 และ 4

**ตารางที่ 3** ผลการทดสอบความถูกต้องของสมการสหสัมพันธ์ในทุกกรณีทีวิเคราะห์ที่ได้ของสถานีเชียงใหม่และอุบลราชธานี

สถานีอุตุนิยมวิทยา	ผลการทดสอบในฤดูหนาว (RMSE ( $MJ/m^2$ ), MBE, MPE)	ผลการทดสอบในฤดูร้อน-ฝน (RMSE ( $MJ/m^2$ ), MBE, MPE)
เชียงใหม่	1.6-2.3, -0.02-0.85, 1.0-6.1	1.8-3.8, -0.2-0.67, 1.4-7.0
อุบลราชธานี	1.0-3.5, -0.45-3.1, 0.5-17.0	2.1-3.6, -1.4-1.3, 0.1-9.2

**ตารางที่ 4** ผลการทดสอบความถูกต้องของสมการสหสัมพันธ์ในทุกกรณีทีวิเคราะห์ได้ของสถานีกรุงเทพมหานคร (บางนา) สงขลา และภูเก็ต

สถานีอุตุนิยมวิทยา	ผลการทดสอบในทุกฤดูกาล (RMSE ( $MJ/m^2$ ), MBE, MPE)
กรุงเทพมหานคร (บางนา)	1.7-4.3, -0.06-3.03, 2.4-23.1
สงขลา	1.8-8.6, -3.7-5.14, 0.05-25.0
ภูเก็ต	1.6-8.7, -1.5-4.17, 0.04-30.0

จากการทดสอบความถูกต้องของแบบจำลองกับสถานีต่างจังหวัด 20 สถานี จะพบว่าเมื่อนำไปใช้งานจะมีความคลาดเคลื่อนในการประมาณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันบริเวณภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลาง ภาคใต้ฝั่งตะวันออก และภาคใต้ฝั่งตะวันตกร้อยละ 2-7, 6.1-8.8, 0.6-4.4, 1-9.5 และ 6 ตามลำดับ และค่า MBE มีค่าน้อยกว่าร้อยละ 10 ดังนั้นจึงสามารถนำแบบจำลองไปประยุกต์ใช้งานในแต่ละภูมิภาคได้ต่อไป

### สรุป

สมการสหสัมพันธ์ที่เหมาะสมสำหรับการประมาณค่าความเข้มรังสีดวงอาทิตย์รวมรายวันกับพื้นที่ในแต่ละภูมิภาคของประเทศ แสดงในตารางที่ 5 และ 6

**ตารางที่ 5** สมการสหสัมพันธ์ของแบบจำลองที่เหมาะสมสำหรับภาคเหนือและภาคตะวันออกเฉียงเหนือ

ภูมิภาค	แบบจำลองในฤดูหนาว	แบบจำลองในฤดูร้อน-ฤดูฝน
ภาคเหนือ	$\frac{H}{H_0} = -0.018T + 1.0776$	$\frac{H}{H_0} = 0.3510 \frac{S}{S_0} - 0.2520\theta + 0.4930$ $\frac{H}{H_0} = 0.0280T - 0.6740\theta + 0.1510$
ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ	$\frac{H}{H_0} = -0.4760\theta - 0.0010RH + 0.9450$	$\frac{H}{H_0} = -0.660\theta - 0.0070RH + 1.4400$



**ตารางที่ 6** สมการสหสัมพันธ์ของแบบจำลองที่เหมาะสมสำหรับภาคกลาง ภาคใต้ฝั่งตะวันออก และภาคใต้ฝั่งตะวันตก

ภูมิภาค	แบบจำลอง
ภาคกลาง	$\frac{H}{H_0} = 0.0340T - 1.261\theta + 0.3770$
ภาคใต้ฝั่งตะวันออก	$\frac{H}{H_0} = -0.0200RH + 2.0001$
ภาคใต้ฝั่งตะวันตก	$\frac{H}{H_0} = 0.0940T - 2.2140$

### เอกสารอ้างอิง

- Reddy S.J., An empirical method for estimation of the total solar radiation., Sol Energy 1971; 13.
- Falayi E.O., Adepitan J.O., Rabiou A.B., Empirical model for the correlation of global solar radiation with meteorological data for Iseyin., Nigeria, Int J Phys sciences 2008; 3(9): 210-16.
- Iqbal M., An introduction to solar radiation., New York: Academic Press; 1983.
- Khogali A., Solar radiation over Sudan--comparison of measured and predicted data., Sol Energy 1983; 31: 41-53.
- Kirtikara, K. and Siriprayuk, T., Relationships between some meteorological data of Thailand., Proc of the Symposium on Solar Science and Technology, Bangkok, Thailand 1980.
- Reddy S.J., An empirical method for estimation of the total solar radiation., Sol Energy 1971; 13.
- Serm J, Korntip T., A model for the estimation of global solar radiation from sunshine duration for Thailand., *The joint international conference on Suitable energy and environment (SEE)* 2004: 11-14.
- Tiris M, Tiris C, Ture E., Correlations of monthly average daily global, diffuse and beam radiations with hours of bright sunshine in Gebze., Turkey, *Energ Convers Manage* 1996; 37: 1417-21.
- Togrul IT, Onat E., A study for estimating solar radiation in Elazig using geographical and meteorological data., *Energ Convers Manage* 1999; 40: 1577-84.
- Trabea AA, Shaltout MAM., Correlation of global solar radiation with meteorological parameters over Egypt., *Renew Energy* 2000; 21: 297-308.
- Turton SM., The relationship between total irradiation and sunshine duration in the humid tropics., Sol Energy 1987; 38: 353-4

# การพัฒนาสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวสำหรับสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวในประเทศไทย Updating Framework for Site-Specific Attenuation Relation of Seismic Ground Motion in Thailand

กรรณิการ์ พูลเจริญศิลป์<sup>1</sup>  
Kannika Poolcharuansin<sup>1</sup>

## บทคัดย่อ

งานวิจัยนี้เสนอสมการลดทอนแผ่นดินไหวสำหรับค่าความเร่งของพื้นดินสูงสุด (Peak Ground Acceleration, PGA) และ สเปกตรัมผลตอบสนองของความเร่งที่ความหน่วง 5 % (5 % damped spectral acceleration, Sa) สำหรับสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวเชียงใหม่ (CMMT) ซึ่งตั้งอยู่บนชั้นหิน เนื่องจากบันทึกข้อมูลความเร่งแผ่นดินไหวของประเทศไทยมีน้อยและส่วนใหญ่มีขนาดน้อยกว่า 1 gal ดังนั้นในงานวิจัยนี้ได้ประยุกต์สถิติเบย์เซียนมาใช้พัฒนาสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวที่เหมาะสมกับประเทศไทยโดยพัฒนาสมการที่เสนอโดย Idriss ในปี พ.ศ. 2545 และเพิ่มค่า site effect term และ error term ลงในสมการ จากการเปรียบเทียบผลการทำนายความสัมพันธ์ของการลดทอนของคลื่นแผ่นดินไหวที่เสนอโดย Idriss กับข้อมูลที่ตรวจวัดได้จริง พบว่าความสัมพันธ์ของการลดทอนของ PGA ที่เสนอโดย Idriss ประเมินค่าสูงเกินความเป็นจริง แต่สำหรับความสัมพันธ์ของการลดทอนของ Sa ประเมินได้ต่ำกว่าค่าความเป็นจริง ในขณะที่สมการที่เสนองานวิจัยนี้มีผลการทำนายใกล้เคียงกับข้อมูลที่ตรวจวัดได้จริงมากกว่าสมการที่เสนอโดย Idriss

**คำสำคัญ :** สมการลดทอนแผ่นดินไหว สถิติเบย์เซียน

## Abstract

We propose the attenuation relations for peak ground acceleration (PGA) and 5 % damped spectral acceleration (Sa) applicable to the CMMT site which is located on rock. From the ground motion records, Thailand has only a few ground motion data and most of peak ground acceleration smaller than 1 gal. By this reason, Bayesian updated technique was used for construct the attenuation relation for Thailand base on past attenuation relation proposed by Idriss in 2002. In this study, we added a site effect term and error term to the Idriss attenuation relation using the Bayesian update technique. From the comparison of the prediction by The Idriss attenuation relation and the observed data, we found that the Idriss attenuation relation overestimates PGA but underestimates Sa. The prediction from the updated attenuation relation for PGA and Sa proposed by this study is much closer to the observations than those by the Idriss attenuation relation.

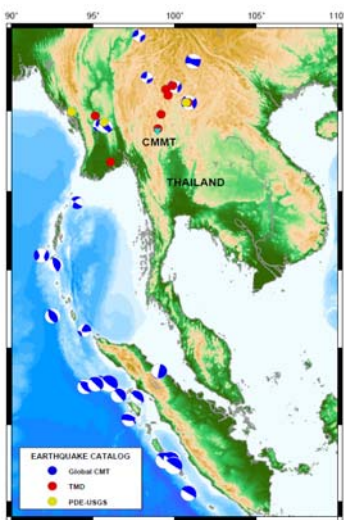
<sup>1</sup> นักอุตุนิยมวิทยา สำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว กรุงเทพมหานคร

## คำนำ

ภัยพิบัติที่เกิดจากแผ่นดินไหวในปัจจุบันทวีความรุนแรงมากขึ้นกว่าอดีตที่ผ่านมา ส่งผลกระทบต่อชีวิตและทรัพย์สินของประชาชนในวงกว้าง ดังนั้นวิศวกรรมแผ่นดินไหวมีความสำคัญมากในปัจจุบัน การสร้างสิ่งก่อสร้างในประเทศไทยควรได้รับการออกแบบให้ต้านภัยแผ่นดินไหว ในงานวิจัยนี้ได้เสนอสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวของความเร่งสูงสุดของพื้นดิน (Peak Ground Acceleration, PGA) และ สเปกตรัมผลตอบสนองของความเร่งที่ความหน่วง 5 % (5 % damped Spectral Acceleration, Sa) สำหรับพื้นที่จ.เชียงใหม่ ผลลัพธ์ของงานวิจัยสามารถใช้สำหรับการออกแบบโครงสร้างอาคารและสิ่งก่อสร้างที่เหมาะสมกับระดับความรุนแรงของแผ่นดินไหวในพื้นที่และผลลัพธ์ที่ได้สามารถนำไปประยุกต์ใช้ในการทำแผนที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหวเชิงความน่าจะเป็นของประเทศไทยได้ ในปัจจุบันมีสมการลดทอนแผ่นดินไหวที่พัฒนาจากทฤษฎีสถิติเบย์เซียน เนื่องจากทฤษฎีนี้สามารถลดค่าความไม่แน่นอนจากสมการลดทอนแผ่นดินไหวที่มีอยู่แล้ว (Wang and Takada, 2006) สมการลดทอนที่ใช้สำหรับเฉพาะพื้นที่ เป็นสมการพื้นฐานที่มีตัวแปรเกี่ยวข้องกับพื้นที่ ยกตัวอย่างเช่น สภาพทางธรณีวิทยา, ภูมิประเทศ และอื่นๆ

## ข้อมูลและวิธีการ

คลื่นแผ่นดินไหวที่ใช้ในงานวิจัยนี้เป็นข้อมูลจากสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวของกรมอุตุนิยมวิทยาและข้อมูลที่บ้านทีกจาก Harvard Central Moment Tensor (CMT) catalog ระหว่างปี 2549 ถึง 2552 และ จาก United States Geological Survey (USGS) พื้นที่ที่ใช้ในการศึกษาอยู่ระหว่าง ละติจูดที่  $-8^{\circ}$  ถึง  $32^{\circ}$  N และ ลองจิจูดที่  $90^{\circ}$ E ถึง  $110^{\circ}$ E ขนาดแผ่นดินไหวระหว่าง 4.5 ถึง 9.5 ริกเตอร์ ในงานวิจัยนี้จะใช้ข้อมูลความเร่งแผ่นดินไหวที่บ้านทีกได้จากสถานี CMMT ซึ่งตั้งอยู่บนเชิงเขาตอยสุเทพ จังหวัดเชียงใหม่ ข้อมูลทั้งหมด 37 เหตุการณ์ 111 คลื่นแผ่นดินไหวบันทึกด้วย sampling rate 100 Hz (รูปที่ 1)



รูปที่ 1 ตำแหน่งแผ่นดินไหว 37 เหตุการณ์ที่ใช้ในงานวิจัยนี้

ในงานวิจัยนี้พัฒนาสมการที่นำเสนอโดย Idriss (2002) โดยใช้สถิติเบย์เซียนมาทำการวิเคราะห์

$$GM = \hat{g}(M, R, \dots) + s + \varepsilon \quad (1)$$

$GM$  สมการลดทอนแผ่นดินไหวที่พัฒนาจากทฤษฎีสถิติเบย์เซียน

$\hat{g}$  สมการลดทอนแผ่นดินไหวที่นำเสนอโดย Idriss ในปี พ.ศ. 2545

$s$  ตัวแปรที่เกี่ยวกับพื้นที่ (ตัวแปรสุ่ม)

$\varepsilon$  ตัวแปรสุ่มที่มีค่า mean เท่ากับศูนย์ และค่าความแปรปรวน  $\sigma_{\varepsilon}^2$

ทฤษฎีเบย์เซียนสำหรับการหาค่า ความน่าจะเป็นภายหลัง จะสะท้อนเห็นถึงข้อมูลใหม่ที่ได้จากการตรวจวัดเพิ่มเข้าไป

$$f(\theta | y) = cL(\theta | y)p(\theta) \quad (2)$$

$\theta$  การประมาณค่าที่ไม่ทราบ (ตัวแปรแบบสุ่ม)

$y$  ข้อมูลที่ตรวจวัดได้

$c$  Normalizing factor

$p(\theta)$  Prior distribution ที่เกี่ยวข้องกับ  $\theta$  ก่อนเพิ่มข้อมูลชุดใหม่

$L(\theta | y)$  ฟังก์ชัน Likelihood

$f(\theta | y)$  posterior distribution ที่เกี่ยวข้องกับ  $\theta$  หลังเพิ่มข้อมูลชุดใหม่

### Prior distribution ของ $\theta$

Prior distribution ใช้ในการอธิบายลักษณะของสมการลดทอนที่มีอยู่ก่อนที่จะได้ข้อมูลที่ตรวจวัดใหม่ ในที่นี้ prior distribution เกี่ยวกับการใช้สมการลดทอนของต่างประเทศที่น่าเสนอโดย Idriss ในปี พ.ศ. 2545 เนื่องจากเป็นสมการที่เหมาะสมกับประเทศไทยมากที่สุด (เจริญยุทธ, 2550) ในกรณีของประเทศไทยเป็นประเทศที่ไม่ได้ตั้งอยู่บนพื้นที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหวรุนแรงเช่นประเทศญี่ปุ่น อินโดนีเซีย และสหราชอาณาจักร ทำให้มีข้อมูลอัตราเร่งแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้น้อยมาก และส่วนมากจะมีขนาดน้อยกว่า 1 gal ทำให้ไม่ทราบข้อมูลเกี่ยวกับแผ่นดินไหวมากนัก ในเชิงสถิติเบย์เซียนจัดว่าเป็นกรณีที่ไม่รู้ค่าที่เกี่ยวข้องกับ  $\theta$  น้อยมาก (non-informative case) และค่าของ  $s$  และ  $\sigma_\varepsilon^2$  เป็นอิสระต่อกัน

ในการใช้กฎของ Jeffrey แสดงถึงค่า non-informative prior สำหรับพารามิเตอร์  $S$  เป็นแบบ locally uniform และ  $p(\sigma_\varepsilon^2) \propto \frac{1}{\sigma_\varepsilon^2}$  สำหรับ  $\sigma_\varepsilon^2$  ดังนั้นสามารถแสดงค่า non-informative prior ได้ดังสมการที่ 3

$$p(s, \sigma_\varepsilon^2) \propto \frac{1}{\sigma_\varepsilon^2} \quad (3)$$

### ฟังก์ชัน Likelihood

สำหรับค่า inexact model ในสมการที่ 4, เทอมของ  $\gamma_k$  (random correction term) จะเพิ่มเข้าไป

$$y_k = s + \hat{f}_k(m, r, \dots) + \gamma_k \quad k=1,2,\dots,n \quad (4)$$

ค่า  $\gamma_k$  คือค่าความคลาดเคลื่อนจากแบบจำลองและจากการตรวจวัด หากความคลาดเคลื่อนจากการตรวจวัดถูกประมาณค่าว่าน้อยมากในที่นี้จะพิจารณาค่าตรวจวัดเป็นค่าที่ถูกต้อง ส่วนมากไม่จำเป็นที่จะต้องแบ่งแยกค่าความคลาดเคลื่อนทั้งสองแบบแต่จะประมาณให้เป็น normal with zero mean และ variance,  $\sigma_\varepsilon^2$  โดยฟังก์ชัน likelihood จะแสดงดังสมการที่ 5

$$L(s, \sigma_\varepsilon^2) \propto (\sigma_\varepsilon^2)^{-n/2} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[ \sum_{i=1}^n \frac{(y_i - \hat{g}_i(m_i, r_i, \dots) - s)^2}{\sigma_\varepsilon^2} \right] \right\} \quad (5)$$

กำหนดให้ logarithmic deviation เป็นค่าความแตกต่างระหว่างค่า log ของข้อมูลที่ตรวจวัดได้กับข้อมูลจากการทำนายโดยสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวในอดีต ( $\varepsilon = y - \hat{f}(m, r)$ ) และ

$s_\varepsilon^2 + m_\varepsilon^2 = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \varepsilon_k^2$ , ค่า likelihood สามารถเขียนได้ดังสมการที่ 6

$$L(s, \sigma_\varepsilon^2) \propto (\sigma_\varepsilon^2)^{-n/2} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[ \frac{(s - m_\varepsilon)^2 + s_\varepsilon^2}{\sigma_\varepsilon^2/n} \right] \right\} \quad (6)$$

เมื่อ  $m_\varepsilon$  เป็นค่า sample mean และ  $s_\varepsilon^2$  เป็นค่า sample variance ของ logarithmic deviations  $\varepsilon_k$

## Posterior Distribution

ค่า marginal density ของ  $\sigma_\varepsilon^2$ ,  $f(\sigma_\varepsilon^2)$  ได้จากผลคูณของฟังก์ชัน likelihood กับค่า prior density  $p(s, \sigma_\varepsilon^2)$  และหารโดยค่า conditional PDF  $f(s/\sigma_\varepsilon^2)$

$$f(\sigma_\varepsilon^2) = \frac{f(s, \sigma_\varepsilon^2)}{f(s/\sigma_\varepsilon^2)} \propto \frac{L(s, \sigma_\varepsilon^2)p(s, \sigma_\varepsilon^2)}{f(s/\sigma_\varepsilon^2)} \quad (7)$$

แทนค่าสมการที่ 3 และ 6 ลงในสมการที่ 7 เมื่อแก้สมการจะได้ค่า marginal density ของ  $\sigma_\varepsilon^2$  แสดงดังสมการที่ 8

$$f(\sigma_\varepsilon^2) \propto (\sigma_\varepsilon^2)^{-(n+1)/2} \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{ns_\varepsilon^2}{\sigma_\varepsilon^2}\right) \quad (8)$$

ค่า inverse chi-squared distribution โดยใช้ค่า n-1 degrees of freedom, ดังนี้

$$E[\sigma_\varepsilon^2] = \frac{ns_\varepsilon^2}{n-3} \quad (9)$$

จากสมการที่ 5 ค่า conditional distribution ของ s สำหรับ  $\sigma_\varepsilon^2$  ในกรณี normal conditional และ unconditional moments ของ s คือ

$$\mu_{s/\sigma_\varepsilon^2} = \mu_s = m_\varepsilon \quad (10)$$

$$\sigma_{s/\sigma_\varepsilon^2}^2 = \frac{\sigma_\varepsilon^2}{n} \Rightarrow \sigma_s^2 = \frac{E[\sigma_\varepsilon^2]}{n} = \frac{s_\varepsilon^2}{n-3} \quad (11)$$

ค่า marginal PDF ของ s ใช้ค่า the student's t distribution สำหรับการพิสูจน์โมเดลคือการ ใช้ค่า point estimates ของพารามิเตอร์  $\theta$  ค่าเฉลี่ยของ mean estimates ของพารามิเตอร์ ได้ถูก ประยุกต์ใช้ในงานวิจัยนี้ ดังนั้นค่า point estimators ของ s และ  $\sigma_\varepsilon^2$  คือ

$$\bar{s} = E[s] = m_\varepsilon \quad (12)$$

$$\overline{\sigma_\varepsilon^2} = E[\sigma_\varepsilon^2] = \frac{ns_\varepsilon^2}{n-3} \quad (13)$$

## ผลและวิจารณ์

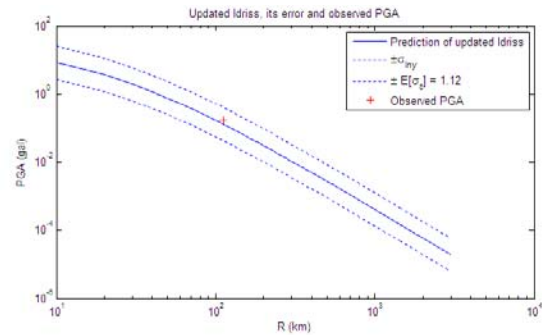
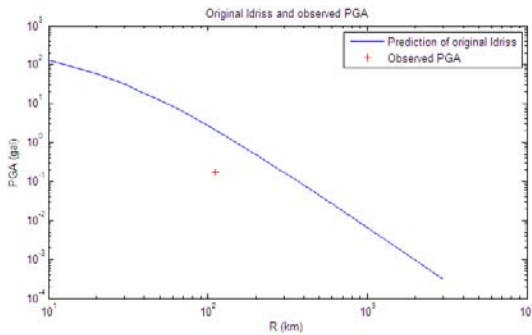
### สมการลดทอนแผ่นดินไหวของPGA สำหรับพื้นที่เชียงใหม่

สมการลดทอนแผ่นดินไหวของ PGA ที่พัฒนาโดยสถิติเบเซียนใช้ข้อมูลความเร่งที่ตรวจวัดได้จาก เหตุการณ์แผ่นดินไหว 37 เหตุการณ์ จากสถานี CMMT ค่า prior distribution ในงานวิจัยนี้อยู่ในกรณีที่ไม่ทราบข้อมูลเบื้องต้นเกี่ยวกับสมการลดทอนแผ่นดินไหวมากนัก (non-informative prior) ได้สมการ ดังนี้

$$\ln Y = [C_1 + \exp(C_2 + C_3 M)] - [\exp(C_4 + C_5 M)] \ln(r_{rup} + 20) + 0.2F + \bar{S} + \varepsilon \quad (14)$$

โดยที่

- Y PGA ในแนวระนาบเฉลี่ย (g)
- M ขนาดแผ่นดินไหวใกล้  $M \leq 6$  และ  $M_s > 6$  หรือ Mw
- $r_{rup}$  ระยะห่างจากศูนย์กลางแผ่นดินไหวหรือ rupture plane ถึงสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหว(km); หรือสำหรับแผ่นดินไหวขนาดเล็ก ( $M \leq 6$ ), ใช้ค่า hypocenter distance
- F ลักษณะของรอยเลื่อน (fault mechanism) เช่น F=0 สำหรับ strike slip, 0.5 สำหรับ oblique และ 1 สำหรับ reverse
- $\varepsilon$  ค่าคลาดเคลื่อน (ตัวแปรแบบสุ่ม); ค่าเบี่ยงเบนเฉลี่ย (Mean of Deviation),  $E[\sigma_\varepsilon] = 1.12$
- $\bar{S}$  ค่าเฉลี่ยของเทอมที่เกี่ยวข้องกับสภาพภูมิประเทศ (mean of site factor term) , โดยขึ้นอยู่กับเหตุการณ์แผ่นดินไหว 37 เหตุการณ์ที่ตรวจวัดได้จากสถานี CMMT, เทอมที่เกี่ยวข้องกับภูมิประเทศ (site effect term,  $s$ ) วิเคราะห์จากทฤษฎีของเบเซียน,  $E[s] = -2.78$
- $C_1 = -0.150, C_2 = 2.261, C_3 = -0.083, C_4 = 1.602$  และ  $C_5 = -0.142$  สำหรับ  $M \leq 6.0$
- $C_1 = -0.050, C_2 = 3.477, C_3 = -0.284, C_4 = 2.475$  และ  $C_5 = -0.286$  สำหรับ  $M > 6.0$



**รูปที่ 2** เปรียบเทียบผลการทำนายของสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวสำหรับ PGA ที่เสนอโดย Idriss (รูปซ้ายมือ) และ จากงานวิจัยนี้ (รูปขวามือ) กับข้อมูลที่ตรวจวัดได้จากสถานี CMMT (จุดสีแดง) ในเหตุการณ์แผ่นดินไหวบริเวณพรมแดนไทย-พม่า ในวันที่ 17 สิงหาคม 2550 เวลา 11:17:02 น. (UTC), ขนาด 4 ริกเตอร์ , rupture distance 117 km และ Horizontal PGA 0.2 gal

**สมการลดทอนแผ่นดินไหวของ Sa สำหรับพื้นที่เชียงใหม่**

สมการลดทอนแผ่นดินไหวของ Sa สำหรับพื้นที่จังหวัดเชียงใหม่ แสดงดังสมการที่ 15

$$\ln(Y) = [\alpha_0 + \exp(\alpha_1 + \alpha_2 M)] + [\beta_0 - \exp(\beta_1 + \beta_2 M)] \ln(r_{rup} + 20) + 0.2F + \bar{S} + \varepsilon \quad (15)$$

โดยที่

- Y ผลตอบสนองอัตราเร่ง, Sa
- M ขนาดแผ่นดินไหวใกล้  $M \leq 6$  and  $M_s > 6$  หรือ Mw
- $r_{rup}$  ระยะห่างจากศูนย์กลางแผ่นดินไหวหรือ rupture plane ถึงสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหว (km); หรือสำหรับแผ่นดินไหวขนาดเล็ก ( $M \leq 6$ ), ใช้ค่า hypocenter distance
- F ลักษณะของรอยเลื่อน (fault mechanism) เช่น F=0 สำหรับ strike slip, 0.5 สำหรับ oblique และ 1 สำหรับ reverse

- $\bar{S}$  ค่าเฉลี่ยของเทอมที่เกี่ยวข้องกับสภาพภูมิประเทศ Site effect term) ตัวแปรแบบสุ่ม แสดงในตารางที่ 1 และ 2  
 $\varepsilon$  ค่าคลาดเคลื่อน (ตัวแปรแบบสุ่ม); ค่าเบี่ยงเบนเฉลี่ย,  $E[\sigma_\varepsilon]$  แสดงในตารางที่ 1 และ 2 โดยขึ้นอยู่กับเหตุการณ์แผ่นดินไหว 37 เหตุการณ์ที่ตรวจวัดได้จากสถานี CMMT, เทอมที่เกี่ยวข้องกับภูมิประเทศ (site effect term,  $s$ ) วิเคราะห์จากทฤษฎีของเบย์เซียน

ค่าของ  $\alpha_0.. \beta_2$  สำหรับ peak horizontal acceleration และสำหรับ pseudo absolute horizontal spectral acceleration สำหรับ 22 periods ที่ 5% spectral damping แสดงในตารางที่ 1 สำหรับ  $M \leq 6$  และตารางที่ 2 สำหรับ  $M > 6$

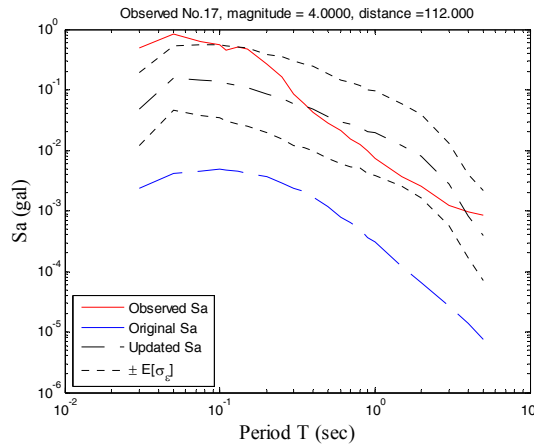
**ตารางที่ 1** พารามิเตอร์ของสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวของ  $S_a$  ที่นำเสนอโดยงานวิจัยนี้ สำหรับ  $M \leq 6$  เมื่อ  $\beta_1 = 1.602$  และ  $\beta_2 = -0.142$

Period (s)	$\alpha_0$	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$\beta_0$	$\bar{S}$	$E[\sigma_\varepsilon]$
0.03	-0.050	2.261	-0.083	0	3.03	1.94
0.05	-0.278	2.365	-0.092	0.066	3.63	1.53
0.075	-0.308	2.334	-0.081	0.070	3.48	1.84
0.10	-0.318	2.319	-0.075	0.072	3.34	1.98
0.11	-0.328	2.294	-0.070	0.073	3.30	2.07
0.13	-0.338	2.255	-0.062	0.075	3.25	2.19
0.15	-0.348	2.219	-0.055	0.076	3.25	2.24
0.20	-0.358	2.146	-0.042	0.078	3.16	2.26
0.25	-0.429	2.073	-0.030	0.080	3.22	2.51
0.30	-0.486	2.010	-0.020	0.082	3.23	2.65
0.35	-0.535	1.977	-0.016	0.087	3.27	2.61
0.40	-0.577	1.921	-0.009	0.092	3.37	2.59
0.50	-0.648	1.818	0.003	0.099	3.46	2.66
0.60	-0.705	1.704	0.017	0.105	3.62	2.61
0.70	-0.754	1.644	0.022	0.111	3.75	2.60
0.80	-0.796	1.593	0.025	0.115	3.89	2.49
0.90	-0.834	1.482	0.039	0.119	4.04	2.54
1.00	-0.867	1.432	0.043	0.123	4.16	2.63
1.50	-0.970	1.072	0.084	0.136	4.62	2.48
2.00	-1.046	0.762	0.121	0.146	4.80	2.56
3.00	-1.143	0.194	0.191	0.160	4.62	2.50
4.00	-1.177	-0.466	0.280	0.169	4.09	2.59
5.00	-1.214	-1.361	0.410	0.177	3.95	2.96

ตารางที่ 2 พารามิเตอร์ของสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวของ  $S_a$  ที่นำเสนอโดยงานวิจัยนี้  
 สำหรับ  $M > 6$  เมื่อ  $\beta_1 = 2.475$  และ  $\beta_2 = -0.286$

Period (s)	$\alpha_0$	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$\beta_0$	$\bar{S}$	$E[\sigma_\varepsilon]$
0.03	-0.050	3.477	-0.284	0	3.03	1.94
0.05	-0.278	3.426	-0.269	0.066	3.63	1.53
0.075	-0.308	3.359	-0.252	0.070	3.48	1.84
0.10	-0.318	3.327	-0.243	0.072	3.34	1.98
0.11	-0.328	3.289	-0.236	0.073	3.30	2.07
0.13	-0.338	3.233	-0.225	0.075	3.25	2.19
0.15	-0.348	3.185	-0.216	0.076	3.25	2.24
0.20	-0.358	3.100	-0.201	0.078	3.16	2.26
0.25	-0.429	3.034	-0.190	0.080	3.22	2.51
0.30	-0.486	2.982	-0.182	0.082	3.23	2.65
0.35	-0.535	2.943	-0.177	0.087	3.27	2.61
0.40	-0.577	2.906	-0.173	0.092	3.37	2.59
0.50	-0.648	2.850	-0.169	0.099	3.46	2.66
0.60	-0.705	2.803	-0.166	0.105	3.62	2.61
0.70	-0.754	2.765	-0.165	0.111	3.75	2.60
0.80	-0.796	2.728	-0.164	0.115	3.89	2.49
0.90	-0.834	2.694	-0.163	0.119	4.04	2.54
1.00	-0.867	2.662	-0.162	0.123	4.16	2.63
1.50	-0.970	2.536	-0.160	0.136	4.62	2.48
2.00	-1.046	2.447	-0.160	0.146	4.80	2.56
3.00	-1.143	2.295	-0.159	0.160	4.62	2.50
4.00	-1.177	2.169	-0.159	0.169	4.09	2.59
5.00	-1.214	2.042	-0.157	0.177	3.95	2.96





**รูปที่ 3** เปรียบเทียบการทำนายสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวสำหรับ Sa จากงานวิจัยนี้ (เส้นประสีดำ) และจาก Idriss (เส้นประน้ำเงิน) กับ Sa ที่ตรวจวัดได้จากสถานี CMMT (เส้นสีแดง) ในเหตุการณ์แผ่นดินไหวบริเวณพรมแดนไทย-พม่า ในวันที่ 17 สิงหาคม 2550 เวลา 11:17:02 น. (UTC), ขนาด 4 ริคเตอร์ , rupture distance 117 km และ Horizontal PGA 0.2 gal

### สรุป

งานวิจัยนี้ได้นำเสนอสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวของ PGA และ Sa สำหรับพื้นที่จังหวัดเชียงใหม่ โดยใช้ข้อมูลอัตราเร่งแผ่นดินไหวจำนวน 111 คลื่นจากเหตุการณ์แผ่นดินไหว 37 เหตุการณ์ที่บันทึกได้จากสถานี CMMT โดยสร้างสมการลดทอนที่มีค่าที่เกี่ยวข้องกับสภาพทางภูมิศาสตร์ (site effect), ค่า correction term (site effect) และค่าความคลาดเคลื่อนลงไปในสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหวของ Idriss โดยใช้เทคนิคพัฒนาแบบเบย์เซียน (Bayesian updated technique) ค่าพารามิเตอร์ในสมการเป็นตัวแปรสุ่ม (random variables) สมการนี้ใช้สำหรับเฉพาะพื้นที่จังหวัดเชียงใหม่เท่านั้น ในขณะที่สมการที่เสนอโดย Idriss ใช้ได้กับทุกพื้นที่ในประเทศไทย ไม่มีเทอมที่เกี่ยวข้องกับสภาพทางภูมิประเทศ (site effect term), ค่าความคลาดเคลื่อนเป็นแบบ point estimators ค่าความคลาดเคลื่อนของสมการที่นำเสนอในงานวิจัยนี้จะรวมถึงความไม่แน่นอนที่เกิดจากความผิดพลาดของ model และ ความผิดพลาดจากการตรวจวัด ผลงานวิจัยนี้จะมีประโยชน์อย่างมากในการประยุกต์วิเคราะห์แผนที่เสี่ยงภัยและใช้ในทางวิศวกรรมอื่นๆ

สถิติเบย์เซียนเหมาะสมกับประเทศไทยเนื่องจากว่าประเทศไทยมีข้อมูลอัตราเร่งที่ตรวจวัดได้น้อย และข้อมูลส่วนใหญ่มีค่าน้อยกว่า 1 gal สถิติโดยทั่วไปสามารถหาสมการลดทอนโดยวิธีวิเคราะห์แบบ regression โดยใช้ข้อมูลจำนวนมากถึงจะมีความถูกต้องแม่นยำมากขึ้น (สมการ Idriss วิเคราะห์จาก 572 คลื่นในแนวระนาบจากสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวที่ตั้งอยู่บนพื้นที่หินแข็ง) แต่สถิติเบย์เซียนสามารถพัฒนาสมการจากสมการที่ได้จากสถานีอื่นโดยใช้ข้อมูลอัตราเร่งแผ่นดินไหวเพียงเล็กน้อยและค่าสามารถเปลี่ยนแปลงได้หากมีข้อมูลที่ตรวจวัดเพิ่มขึ้น

จากค่า residual ซึ่งได้จากค่าความแตกต่างระหว่างข้อมูลที่ตรวจวัดได้และค่าจากสมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหว ค่า residual ของ PGA ของสมการที่เสนอโดย Idriss มีแนวโน้มเป็นค่าติดลบ ดังนั้นเราจึงสามารถสรุปได้ว่าสมการของ Idriss ทำนายค่า PGA ได้สูงกว่าค่าจริง สมการที่นำเสนอโดยงานวิจัยนี้ทำนายค่า PGA ได้ใกล้เคียงกับข้อมูลที่ตรวจวัดได้มากกว่าสมการของ Idriss แสดงผลการเปรียบเทียบใน

## เอกสารอ้างอิง

- มาณพ เจริญยุทธ, 2550. ฐานข้อมูลการสั่นไหวของพื้นดินเนื่องจากแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้ในประเทศไทย.  
สาขาวิศวกรรมโยธา. ภาควิชาวิศวกรรมโยธา. จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย.
- Idriss, I.M. and Archuleta, R.J., 2005, Evaluation of Earthquake Ground Motions., Draft Report for Division of Dam Safety and Inspections, Office of Energy Projects and Federal Energy Regulatory Commission, Washington, D.C.
- Wang, M., and Takada, T., 2006, A Bayesian updating framework for prediction of site-specific seismic ground motion., Journal of Structural and Construction Engineering, AIJ, 607, 183-191.
- Wang, M., New perspective for probabilistic prediction of seismic ground motion., 2007, Ph.D Dissertation Department of Architecture Graduate School of Engineering, The University of Tokyo
- Website: U.S. Geological Survey , Earthquake Search Rectangular Area  
[http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic\\_rect.html](http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html).
- Website: Global CMT Catalog Search <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- Website: IRIS, <http://www.iris.washington.edu/software/downloads/>.
- Website: Matsac,  
[http://geophysics.eas.gatech.edu/people/zpeng/Teaching/Sac\\_Tutorial\\_2006/](http://geophysics.eas.gatech.edu/people/zpeng/Teaching/Sac_Tutorial_2006/).

# ความหนาของเปลือกโลกและความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลกบริเวณประเทศไทย

## Crustal Thickness and Crustal Seismic Velocity in Thailand

ปริญญญา พรโสภณ<sup>1</sup>  
Patinya Pornsopin<sup>1</sup>

### บทคัดย่อ

ความหนาของเปลือกโลกและความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลกบริเวณประเทศไทยเป็นข้อมูลสำคัญที่ใช้ในการคำนวณหาศูนย์กลางแผ่นดินไหวเพื่อให้มีความถูกต้องแม่นยำ วิธีการรีซีฟเวอร์ฟังก์ชันของแผ่นดินไหวระยะไกลถูกนำมาใช้วิเคราะห์หาความหนาของแผ่นเปลือกโลก รวมทั้งค่าความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือก บริเวณใต้สถานีวัดแผ่นดินไหวของกรมอุตุนิยมวิทยา โดยใช้สัญญาณคลื่นแผ่นดินไหวระยะไกล (tele-seismic) มาสร้างรีซีฟเวอร์ฟังก์ชันด้วยวิธีการตีคอนโวลูชันเชิงเวลา (time-domain) ซึ่งรีซีฟเวอร์ฟังก์ชันที่ได้ทั้งหมด ถูกนำมาวิเคราะห์หาความหนาของแผ่นเปลือกโลก และความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลก ในการประมวลผลขั้นสุดท้าย ด้วยวิธีการคำนวณรีซีฟเวอร์ฟังก์ชันผกผัน (inversion receiver function) ผลการศึกษาแสดงให้เห็นว่าเปลือกโลกบริเวณประเทศไทยมีการกระจายความหนาจาก 32 ถึง 42 กิโลเมตร ในแผ่นเปลือกโลกย่อยชาน-ไทย และ 44 ถึง 46 กิโลเมตร ในแผ่นเปลือกโลกย่อยอินโดจีน และในส่วนค่าความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลก (คลื่น S) มีการกระจายอยู่ระหว่าง 4.217 ถึง 4.834 กิโลเมตรต่อวินาที

**คำสำคัญ :** ความหนาของเปลือกโลก ความเร็วคลื่นไหวสะเทือน โครงสร้างของเปลือกโลก รีซีฟเวอร์ฟังก์ชัน

### Abstract

The crustal thickness and crustal seismic velocity in Thailand are important data using to calculate earthquake hypocenter in order to accurate. The tele-seismic receiver function method has been applied to determine the crustal thicknesses and crustal seismic velocity underneath the seismic stations of the TMD. Using tele-seismic waveform data to generate the receiver functions via the time-domain iterative deconvolution. All receiver functions have been investigated and estimated the crustal thickness and crustal seismic velocity by using inversion of receiver function in the final processing. Results of the study show that the average crustal thickness varies from 32 to 42 km in Shan-Thai block and 44 to 46 km in Indochina block. The crustal seismic velocity (S-wave) vary from 4.217 to 4.834 km/s.

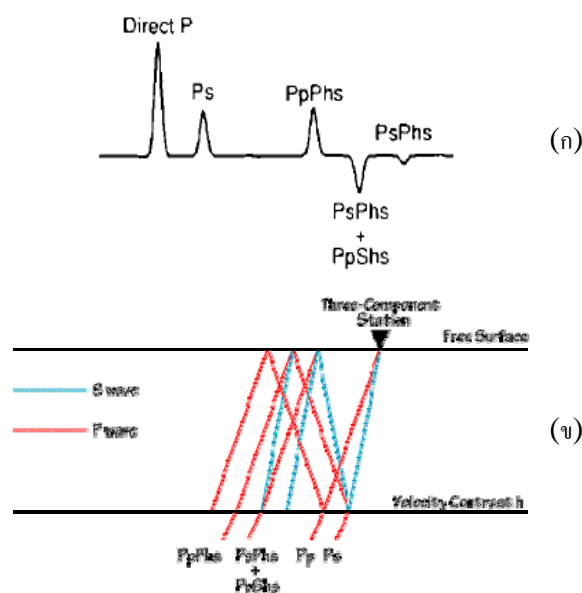
<sup>1</sup> นักอุตุนิยมวิทยา สำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว กรุงเทพมหานคร

## คำนำ

แผ่นดินไหวเป็นภัยธรรมชาติที่เกิดขึ้นทั่วโลก ซึ่งเมื่อเกิดขึ้นแล้วสามารถสร้างความเสียหายต่อชีวิตและทรัพย์สินได้มาก ในการศึกษาประเมินระดับอันตรายและความเสี่ยงจากแผ่นดินไหว สามารถทำได้หลายแบบ การทำแผนที่เสี่ยงภัยแผ่นดินไหว (seismic hazard map) เป็นวิธีการสากลที่เป็นที่ยอมรับกันอย่างกว้างขวางในการศึกษาอันตรายจากแผ่นดินไหว ซึ่งจำเป็นต้องใช้ข้อมูลในการคำนวณปริมาณต่างๆ หลายอย่าง เช่น ข้อมูลอัตราเร่งของพื้นดิน ข้อมูลเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่เกิดขึ้น (ตำแหน่ง ขนาด และความลึกของแผ่นดินไหว) สมการลดทอนคลื่นแผ่นดินไหว เป็นต้น ในการคำนวณหาจุดกำเนิดแผ่นดินไหวนั้น จำเป็นต้องทราบความหนาของเปลือกโลก (crustal thickness) และความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนที่เดินทางผ่านชั้นต่างๆ ของเปลือกโลก (crustal velocity) เข้ามาพิจารณาประกอบด้วย แต่การคำนวณหาจุดกำเนิดแผ่นดินไหวในบริเวณประเทศไทยในปัจจุบันนั้น ยังใช้ข้อมูลความหนาของเปลือกโลกและความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลกที่เป็นค่าเฉลี่ยมาตรฐานของทั้งโลกอยู่ ซึ่งไม่ได้ใช้ข้อมูลคลื่นแผ่นดินไหวที่เดินทางผ่านประเทศไทยมากนัก เช่นโมเดล CRUST 2.0 (Bassin และคณะ, 2000), CRUST 5.1 (Mooney และคณะ, 1998) เป็นต้น ดังนั้นจึงไม่ทราบความหนาที่แท้จริงของเปลือกโลกและไม่ทราบค่าความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลกบริเวณประเทศไทย ทำให้มีผลต่อความแม่นยำของการหาตำแหน่งศูนย์กลางของการเกิดแผ่นดินไหวในบริเวณประเทศไทยโดยตรง

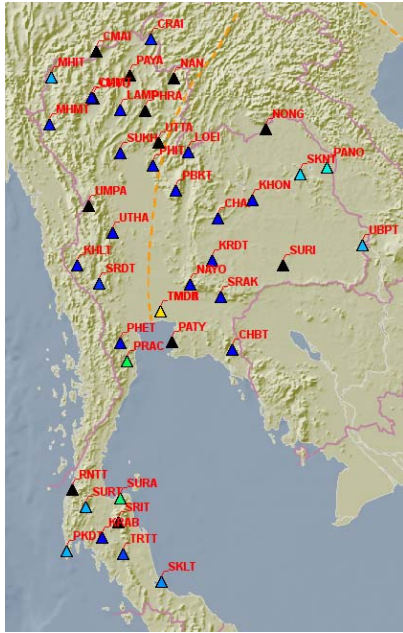
วิธีการศึกษาหาค่าความหนาของเปลือก

โลก และความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในเปลือกโลกด้วยวิธี Receiver Function เป็นวิธีการคำนวณโดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวระยะไกล (tele-seismic) เป็นข้อมูลหลักในการประมวลผล หลักการพื้นฐานของ Receiver Function เริ่มต้นจากเมื่อคลื่นแผ่นดินไหวระยะไกลเดินทางจากจุดศูนย์กลางการเกิดแผ่นดินไหวมาถึงสถานีตรวจวัด คลื่นจะเดินทางผ่านตัวกลางต่างๆ ภายใต้ออก เช่น เปลือกโลก หรือ เนื้อโลกเป็นต้น ในขณะที่คลื่นแผ่นดินไหวเดินทางผ่านรอยต่อระหว่างแผ่นเปลือกโลก (crust) และเนื้อโลกชั้นนอก (upper mantle) คลื่นปฐมภูมิ (P-wave) บางส่วนจะเปลี่ยนเป็นคลื่นทุติยภูมิ (S-wave) โดยจะมีลักษณะเป็นการเปลี่ยนเฟส



รูปที่ 1 (ก) คลื่น receiver function , (ข) การเดินทางของคลื่นแผ่นดินไหวหักเหบริเวณรอยต่อระหว่างเนื้อโลกกับเปลือกโลกใต้สถานีตรวจวัด

ของคลื่น P หรือ converted phase (Ps) ดังรูปที่ 1 (ข) และระยะเวลาที่คลื่นแต่ละชนิดเดินทางมาถึงสถานีตรวจวัดจะขึ้นอยู่กับความลึกและความแตกต่างระหว่างความเร็วของรอยต่อระหว่างแผ่นเปลือกโลกและเนื้อโลกชั้นนอก โดยคลื่นแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้นี้คือ Receiver function ซึ่งเป็นผลตอบสนอง (response) ที่สัมพันธ์กับโครงสร้างของโลกข้างใต้ตัวรับคลื่นแผ่นดินไหว (receiver) นั้น แสดงในรูปที่ 1 (ก) โดยลักษณะความสูงและความกว้างของคลื่น receiver function จะขึ้นอยู่กับมุมตกกระทบ (incidence angle) ของคลื่น P และขนาดของคลื่น Ps ที่เป็นการกลับเฟสของตัวมันเอง บริเวณรอยต่อระหว่างแผ่นเปลือกโลกและเนื้อโลกชั้นนอก

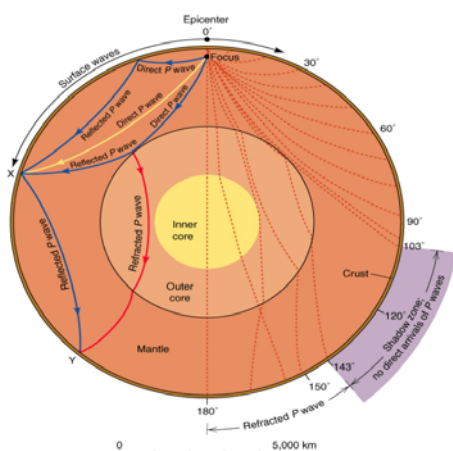


การหาค่าความหนาของเปลือกโลกและความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลกบริเวณประเทศไทยจำเป็นต้องใช้ข้อมูลคลื่นแผ่นดินไหว (seismogram) ของสถานีตรวจวัดคลื่นแผ่นดินไหว (seismic station) ในประเทศไทยทั่วประเทศ ซึ่งในปัจจุบันสำนักเฝ้าระวังแผ่นดินไหว กรมอุตุนิยมวิทยา มีสถานีตรวจวัด แผ่นดินไหวแบบดิจิทัล 41 แห่ง ติดตั้งกระจายอยู่ทั่วประเทศ ดังรูปที่ 2 และทำการบันทึกข้อมูลแผ่นดินไหวตลอด 24 ชั่วโมง

รูปที่ 2 ตำแหน่งที่ตั้งสถานีตรวจแผ่นดินไหวแบบดิจิทัล จำนวน 41 สถานี

### ข้อมูลและวิธีการ

ข้อมูลแผ่นดินไหวที่นำมาใช้จะพิจารณาจากการเคลื่อนที่ของคลื่น P ภายในโลก พบว่าในช่วง  $103^{\circ} - 143^{\circ}$  จากจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว จะไม่สามารถตรวจวัดคลื่น P ได้ (shadow zone) ส่วนในช่วง  $143^{\circ} - 180^{\circ}$  จากจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว จะตรวจวัดคลื่น P ได้ซึ่งเป็นคลื่นที่เกิดจากการหักเหผ่านชั้นต่างๆ ของโลกซึ่งมีความซับซ้อนของคลื่นมาก และสำหรับในช่วง  $0^{\circ} - 30^{\circ}$  จากจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวจะตรวจวัดคลื่นที่เกิดจากการสะท้อนและหักเหบริเวณรอยต่อระหว่างชั้นเปลือกโลกและเนื้อโลกซึ่งมีความซับซ้อนของคลื่น P มาก ดังรูปที่ 3 ดังนั้นจึงเลือกใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวในช่วง  $30^{\circ} - 90^{\circ}$  จากจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว โดยใช้ข้อมูลแผ่นดินไหวระยะไกล (tele-seismic) ที่ตรวจวัดได้ด้วยสถานี CMMT, MHIT, SRDT, PBKT, UBPT, CHBT และ SKLT ซึ่งกระจายอยู่ทั่วประเทศ จากเหตุการณ์แผ่นดินไหวขนาดตั้งแต่ 6.0 ขึ้นไป ตามตารางที่ 1



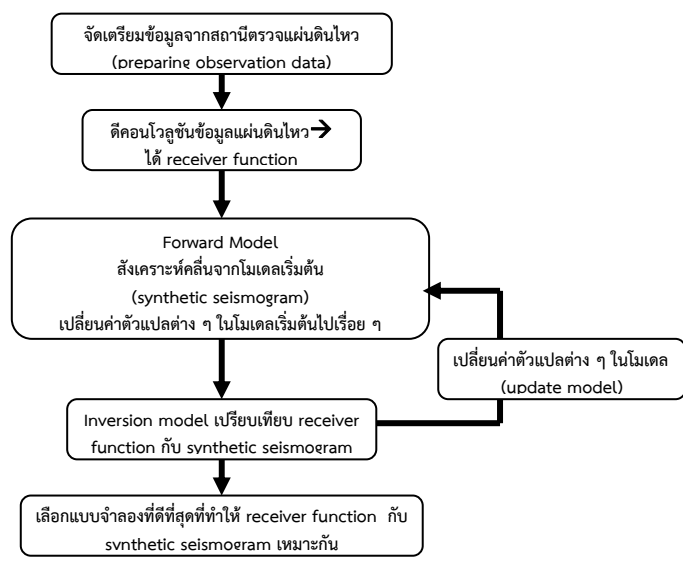
รูปที่ 3 การเคลื่อนที่ของคลื่น P จากจุดกำเนิดแผ่นดินไหวไปยังส่วนต่างๆ ของโลก [John Wiley and Sons,1999]

ตารางที่ 1 เหตุการณ์แผ่นดินไหวระยะไกลขนาดมากกว่า 6.0 ที่ใช้สำหรับหา receiver function

เวลาที่เกิดเหตุการณ์แผ่นดินไหว YYYY-MM-DD HH:mm:ss	ขนาด	Latitude (องศา)	Longitude (องศา)	ลึก (กม.)	บริเวณที่เกิด
2009-08-12 22:48:52	6.6	32.70	140.50	66	Southeast of Honshu, Japan
2009-08-17 00:05:51	6.5	23.40	123.60	40	Southwestern Ryukyu Islands, Japan
2009-10-08 08:28:50	6.6	-13.20	166.10	60	Vanuatu Islands
2009-10-24 14:40:45	7.0	-6.20	130.30	147	Banda Sea
2009-11-09 10:44:54	6.7	-17.20	178.40	579	Fiji Islands
2010-01-05 12:15:33	6.7	-9.10	157.46	26	Solomon Islands
2010-02-18 01:13:17	6.5	42.59	130.62	566	Russia-China Border Region
2011-07-19 19:35:44	6.0	40.04	71.45	27	Tajikistan
2011-08-19 05:56:33	6.2	37.68	141.64	52	Near East Coast of Honshu, Japan
2011-08-20 16:55:03	7.0	-18.27	168.28	30	Vanuatu Islands

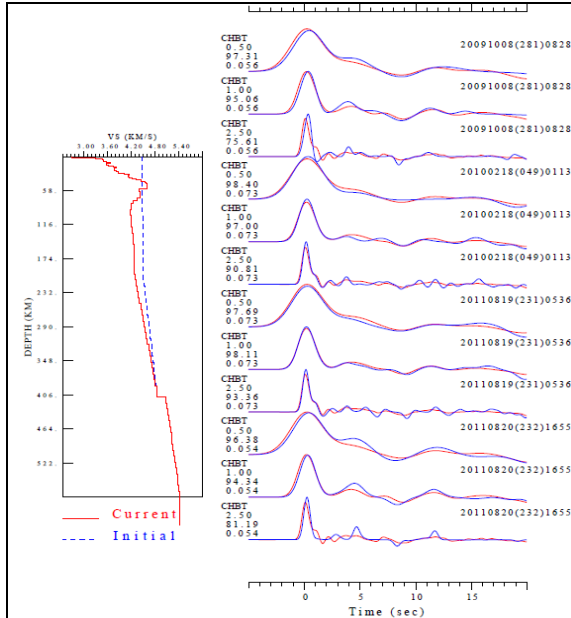
ขั้นตอนในการคำนวณหาความหนาของเปลือกโลก และความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในเปลือกโลกโดยวิธี Receiver Function มี 5 ขั้นตอนหลักๆ ดังนี้

- ขั้นตอนที่ 1** จัดเตรียมข้อมูลจากสถานีตรวจแผ่นดินไหว
- ข้อมูลแผ่นดินไหวที่ได้มามีรูปแบบเป็น SEED (The Standard for the Exchange of Earthquake Data) ต้องแปลงข้อมูลให้อยู่ในรูปแบบ SAC (Seismic Analysis Code) เพื่อให้ใช้กับโปรแกรม SAC200 และ GSAC ได้
  - เพิ่มข้อมูลสถานีตรวจแผ่นดินไหวลงในข้อมูล SAC เช่น ตำแหน่งสถานี (latitude, latitude, elevation)
  - เพิ่มข้อมูลเหตุการณ์แผ่นดินไหวลงในข้อมูล SAC ของแต่ละสถานี เช่น จุดศูนย์กลางการเกิดแผ่นดินไหว (latitude, longitude, ความลึก และวันเวลาที่เกิด)
- ขั้นตอนที่ 2** ตีคอนโวลูชันข้อมูลแผ่นดินไหว
- ทำการตีคอนโวลูชันข้อมูลที่ตรวจวัดได้ด้วยฟังก์ชันถ่ายโอนของเครื่องมือวัดแผ่นดินไหว
  - หน่วยของข้อมูลคลื่นจากเครื่องมือจะมีค่าเป็น count ต้องแปลงหน่วยให้เป็น m/s
  - ได้ receiver function ของแต่ละสถานี
- ขั้นตอนที่ 3** Forward Model
- สร้างแบบจำลองเริ่มต้นของเปลือกโลก
  - สังเคราะห์คลื่นแผ่นดินไหว (synthetic seismogram) ของแต่ละสถานี จากแบบจำลองเริ่มต้นของเปลือกโลก
- ขั้นตอนที่ 4** Inversion Model
- เปรียบเทียบข้อมูลคลื่นที่ได้จากการสังเคราะห์ด้วยแบบจำลองเริ่มต้นของเปลือกโลก กับคลื่น receiver function
  - ปรับแก้ค่าตัวแปรต่างๆ ในแบบจำลองเริ่มต้น
- ขั้นตอนที่ 5** เลือกแบบจำลองที่ดีที่สุดที่ทำให้ receiver function กับคลื่นที่ได้จากการสังเคราะห์เหมือนกันหรือใกล้เคียงกัน

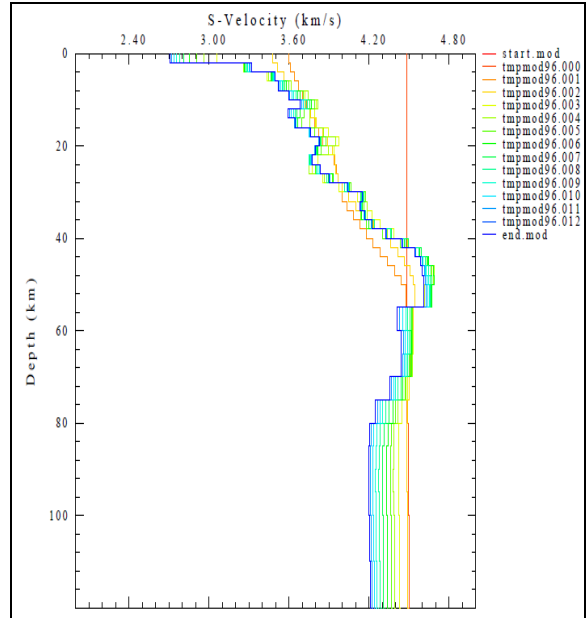


## ผลและวิจารณ์

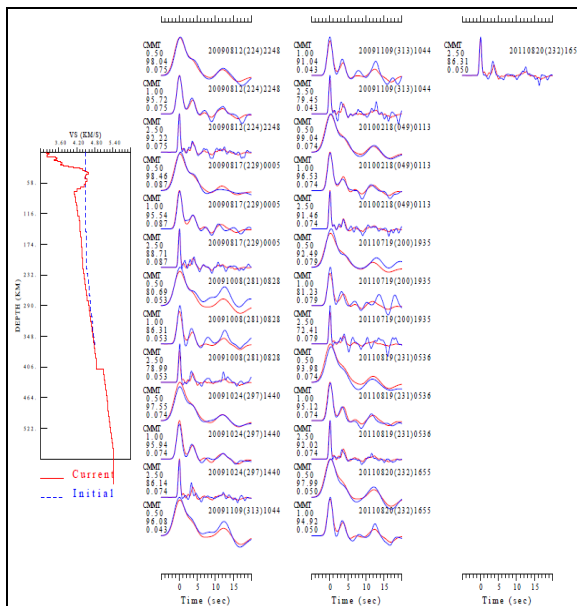
ใช้แบบจำลองของเปลือกโลกเริ่มต้นจากแบบจำลองของเปลือกโลก AK-135 เพื่อสังเคราะห์คลื่นแผ่นดินไหวขึ้นมาใช้เปรียบเทียบกับตรงคลื่นแผ่นดินไหวที่ตรวจวัดได้จริงของแต่ละสถานี โดยการปรับค่าต่างๆ ในแบบจำลองเริ่มต้น เช่น ความเร็วคลื่น P, ความเร็วคลื่น S และความหนาแน่นของเปลือกโลก เป็นต้น ซึ่งได้ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่นกับความลึกใต้สถานีตรวจวัด ตัวอย่างดังรูปที่ 4-11



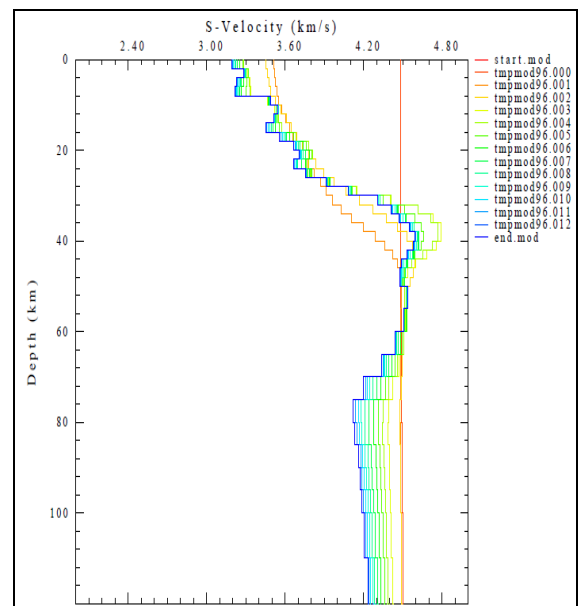
รูปที่ 4 สถานี CHBT ได้ค่าความเหมาะสมของคลื่นที่สังเคราะห์ขึ้นกับคลื่น receiver function ที่ 96.3 %



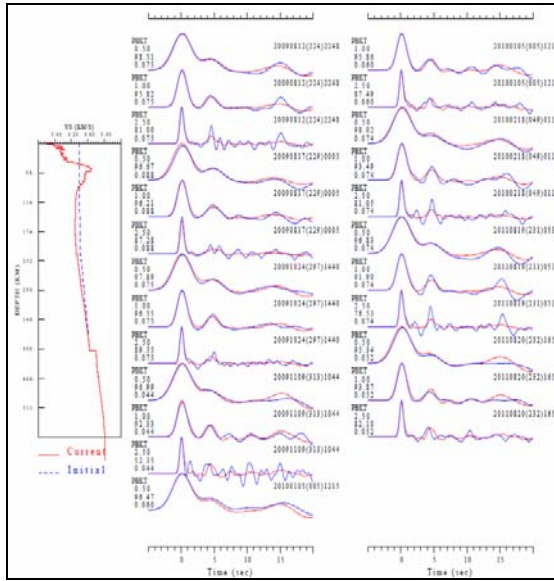
รูปที่ 5 ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่น S กับความลึกของเปลือกโลกของสถานี CHBT



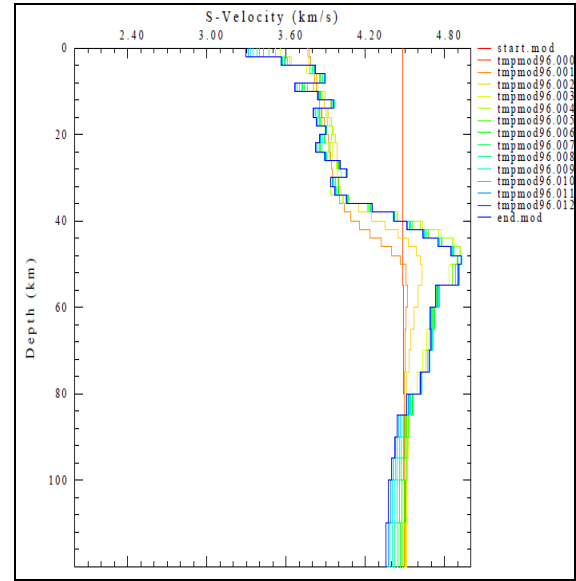
รูปที่ 6 สถานี CMMT ได้ค่าความเหมาะสมของคลื่นที่สังเคราะห์ขึ้นกับคลื่น receiver function ที่ 93.2 %



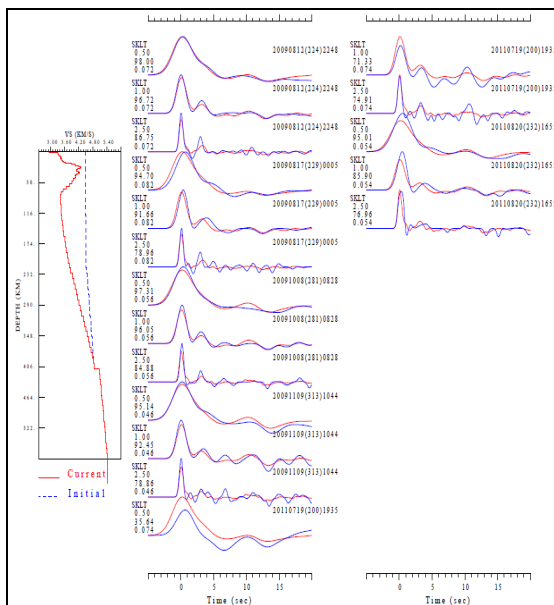
รูปที่ 7 ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่น S กับความลึกของเปลือกโลกของสถานี CMMT



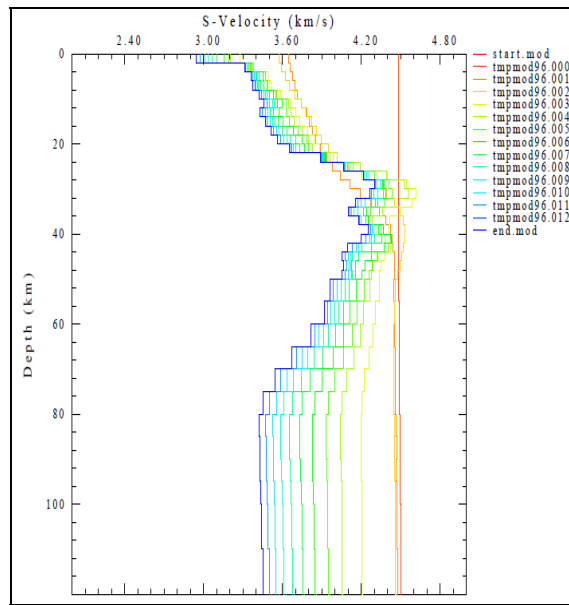
รูปที่ 8 สถานี PBKT ได้ค่าความเหมาะสมของคลื่นที่สังเคราะห์ขึ้นกับคลื่น receiver function ที่ 94.6 %



รูปที่ 9 ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่น S กับ ความลึกของเปลือกโลกของสถานี PBKT



รูปที่ 10 สถานี SKLT ได้ค่าความเหมาะสมของคลื่นที่สังเคราะห์ขึ้นกับคลื่น receiver function ที่ 97.5 %



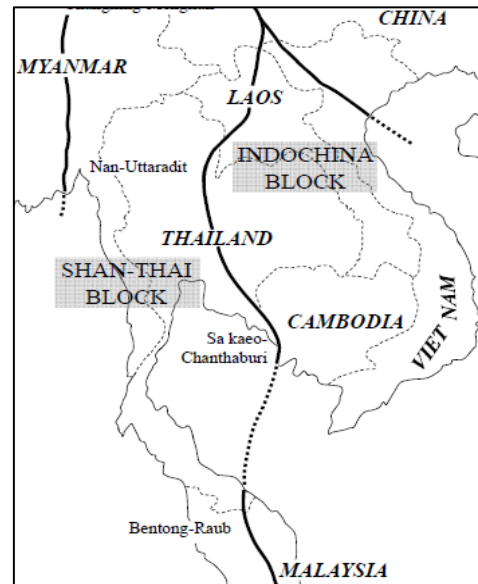
รูปที่ 11 ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่น S กับ ความลึกของเปลือกโลกของสถานี SKLT

ความลึกของรอยต่อระหว่างเปลือกโลกกับเนื้อโลกชั้นนอกหาได้จากความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วคลื่นไหวสะเทือนกับความลึก โดยในชั้นเปลือกโลกความเร็วคลื่นจะมีความเร็วเพิ่มขึ้นตามความลึก ส่วนในชั้นเนื้อโลกความเร็วของคลื่นจะลดลงตามความลึก ดังนั้นในระดับความลึกที่มีการเปลี่ยนแปลงความเร็วจากเพิ่มขึ้นเป็นลดลงนั้นคือความหนาของเปลือกโลก



## สรุป

จากผลการวิจัยได้ค่าความหนาของเปลือกโลกและความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลกบริเวณใต้สถานีตรวจวัดแผ่นดินไหว 7 สถานี ซึ่งตั้งอยู่บนแผ่นเปลือกโลกย่อยฉาน-ไทย (Chan-Thai) และ อินโดไชน่า (Indochina) ดังรูปที่ 12 โดยสถานีตรวจวัดแผ่นดินไหวทางภาคเหนือและภาคตะวันตก CMMT, MHIT และ SRDT ซึ่งอยู่บนแผ่นเปลือกโลกย่อยฉาน-ไทย (Chan-Thai) ได้ความหนาของชั้นเปลือกโลก 38, 42 และ 32 กม. ตามลำดับ ซึ่งมีความหนาน้อยกว่าทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือและภาคตะวันออก คือสถานี PBKT, UBPT และ CHBT ซึ่งอยู่บนแผ่นเปลือกโลกย่อยอินโดไชน่า (Indochina) ได้ความหนาของชั้นเปลือกโลก 46, 44 และ 46 กม. ตามลำดับ ส่วนในภาคใต้โดยสถานี SKLT ได้ความหนาชั้นเปลือกโลกน้อยที่สุดคือ 28 กม. ส่วนความเร็วของคลื่น P และคลื่น S แสดงในตารางที่ 2



รูปที่ 12 ธรณีฐานฐานแผ่นเปลือกโลกบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ [Hada และคณะ, 1997]

ตารางที่ 2 ค่าความหนาของเปลือกโลกและความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นเปลือกโลกบริเวณข้างใต้สถานีตรวจวัดแผ่นดินไหว 7 สถานี

สถานี	จำนวน receiver function	ความลึกชั้นเปลือกโลก (กม.)	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	%FIT	Std. Error (m/s)
CMMT (ดอยสุเทพ, เชียงใหม่)	27	38	8.016	4.471	93.2	0.463
MHIT (อ.เมือง, แม่ฮ่องสอน)	15	42	7.685	4.287	88.6	0.940
SRDT (เขื่อนศรีนครินทร์, กาญจนบุรี)	9	32	8.147	4.544	82.0	0.790
PBKT (เขาค้อ, เพชรบูรณ์)	24	46	8.512	4.748	94.6	0.536
UBPT (เขื่อนปากมูล, อุบลราชธานี)	24	44	8.667	4.834	59.3	2.061
CHBT (เขื่อนศรีรธาร, จันทบุรี)	12	46	8.222	4.586	96.3	0.246
SKLT (สงขลา)	18	28	7.559	4.217	87.5	0.598

## เอกสารอ้างอิง

- Ammon, C.J. 2010. Receiver-Function Analysis [online]. [2010]. Baker, E.G., Minster, J.B., Zandt, G., and Gurrrola, H. 1996. Constraints on crustal structure and complex Moho topography beneath Pinon Flat, California, from teleseismic receiver functions., *Bull. Seis. Soc. Am.* 86, 1830-1844. Available from <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>
- Herrmann, R. B., and C. J. Ammon (2011) Computer programs in seismology: an evaloving tool for instruction and research., *Seism. Res. Lettr.*
- Mooney, W.D., Laske, G. and Masters, G. 1998. CRUST5.1: A global crustal model at 5°x5°, *J. Geophys. Res.*, 103, 727-747.
- Wongwai, W., Nuannin, P., 2010. Crustal Thickness of Thailand., *Geophysics 2010 Conference* 11-13 November 2010, Phuket, Thailand.