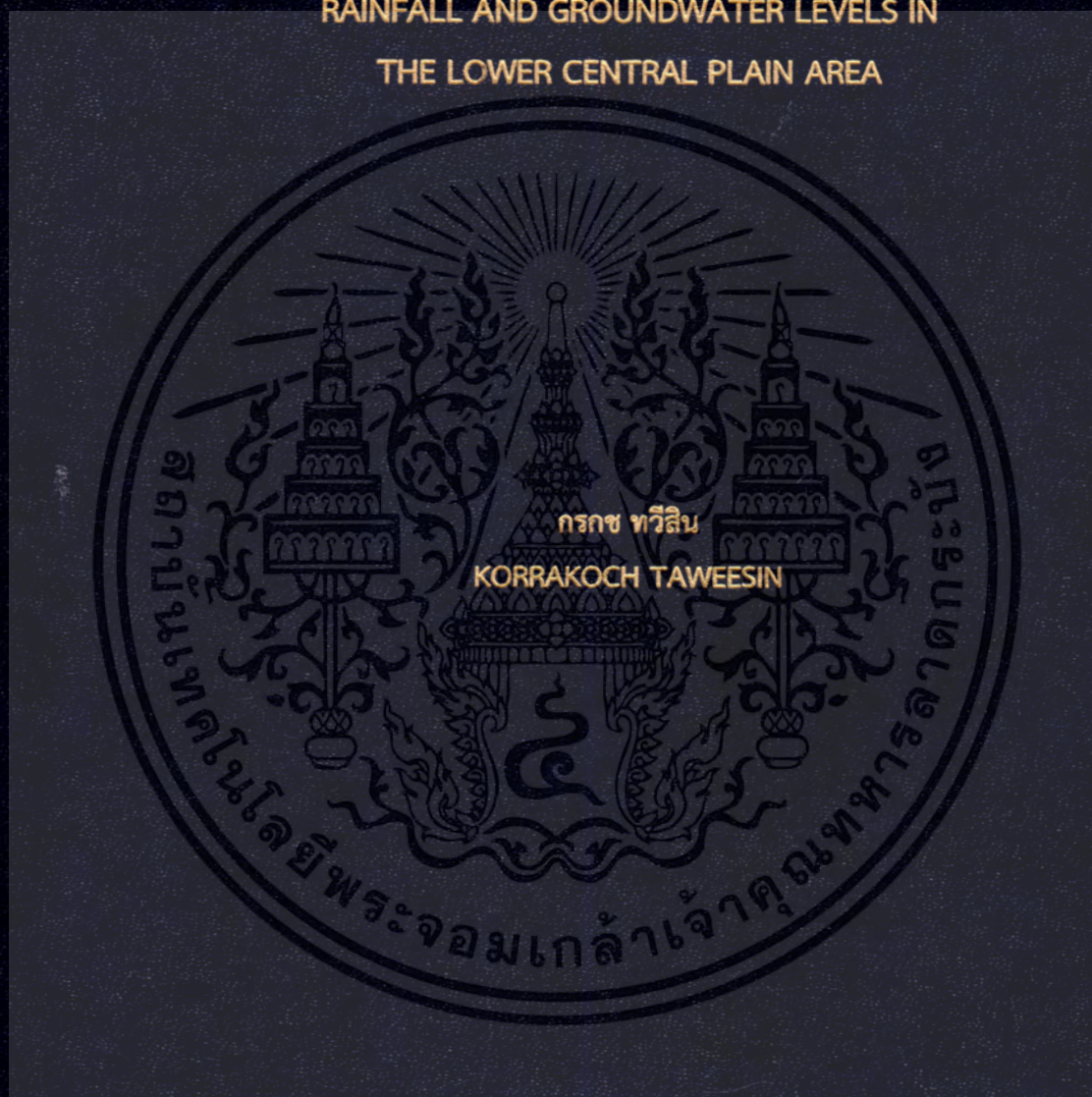


การวิเคราะห์ความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของสภาพอากาศกับ
ปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ภาคกลางตอนล่าง

ANALYSIS OF LINKAGE BETWEEN CLIMATE FLUCTUATIONS AND
RAINFALL AND GROUNDWATER LEVELS IN
THE LOWER CENTRAL PLAIN AREA



วิทยานิพนธ์นี้สำหรับการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรดุษฎีบัณฑิต

สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา

คณะวิศวกรรมศาสตร์

สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง

พ.ศ.2561

KMITL-2018-EN-D-098-134

การวิเคราะห์ความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของสภาพอากาศกับ
ปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ภาคกลางตอนล่าง

ANALYSIS OF LINKAGE BETWEEN CLIMATE FLUCTUATIONS AND
RAINFALL AND GROUNDWATER LEVELS IN
THE LOWER CENTRAL PLAIN AREA



วิทยานิพนธ์นี้สำหรับการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรดุษฎีบัณฑิต

สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา

คณะวิศวกรรมศาสตร์

สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง

พ.ศ.2561

KMITL-2018-EN-D-098-134

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ANALYSIS OF LINKAGE BETWEEN CLIMATE FLUCTUATIONS AND
RAINFALL AND GROUNDWATER LEVELS IN
THE LOWER CENTRAL PLAIN AREA



A THESIS SUBMITTED IN FULFILLMENT
OF THE REQUIREMENT FOR THE DEGREE OF
DOCTOR OF ENGINEERING IN CIVIL ENGINEERING
FACULTY OF ENGINEERING
KING MONGKUT'S INSTITUTE OF TECHNOLOGY LADKRABANG
2018

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้ KMUTL-2018-EN-D-098-134
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



COPYRIGHT 2018

FACULTY OF ENGINEERING

KING MONGKUT'S INSTITUTE OF TECHNOLOGY LADKRABANG

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

คณะวิศวกรรมศาสตร์
สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง
ใบรับรองวิทยานิพนธ์

หัวข้อวิทยานิพนธ์ การวิเคราะห์ความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของสภาพอากาศกับปริมาณฝน และระดับน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ภาคกลางตอนล่าง

Thesis Title Analysis of Linkage between Climate Fluctuations and Rainfall and Groundwater Levels in the Lower Central Plain Area

นักศึกษา นายกรรช ทวีสิน

รหัสประจำตัว 55610403

ปริญญา วิศวกรรมศาสตรดุษฎีบัณฑิต

สาขาวิชา วิศวกรรมโยธา

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ รศ.ดร.อุมา สิบญะเรือง

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ ดร.โพยม สราภิรมย์

หมายเลขวิทยานิพนธ์ KMITL-2018-EN-D-098-134

คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์		ลายมือชื่อ
ศ.ดร.สุวัฒนา	จิตตลดากร	
ผศ.ดร.วุฒิชัย	ชาติพัฒนานันท์	
ดร.ศลิษา	ไชยพุทธ	
ดร.วิรุฬ	คำชุม	
รศ.ดร.อุมา	สิบญะเรือง	

วัน / เดือน / ปี ที่สอบ วันพฤหัสบดีที่ 26 กรกฎาคม พ.ศ. 2561 เวลา 13.00-15.00 น.
สถานที่สอบ ณ ห้องประชุม 1 ชั้น 5 อาคาร A

สถาบันเทคโนโลยีพระจอมเกล้าเจ้าคุณทหารลาดกระบัง
KING MONGKUT'S INSTITUTE OF TECHNOLOGY LADKRABANG

คณะวิศวกรรมศาสตร์ รับรองแล้ว

(รองศาสตราจารย์ ดร. คมสัน มาลีสี)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น
ฉบับนี้ คณะวิศวกรรมศาสตร์
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้
วันที่ 26 กรกฎาคม พ.ศ. 2561

หัวข้อวิทยานิพนธ์	การวิเคราะห์ความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของสภาพอากาศกับปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ภาคกลางตอนล่าง
นักศึกษา	นายกรกช ทวีสิน
รหัสประจำตัว	55610403
ปริญญา	วิศวกรรมศาสตรดุษฎีบัณฑิต
สาขาวิชา	วิศวกรรมโยธา
พ.ศ.	2561
อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์	รศ.ดร.อุมา สิบบุญเรือง
อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ร่วม	ดร.โพยม สราภิรมย์

บทคัดย่อ

ปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศสามารถส่งผลกระทบต่อธรรมชาติและสภาพแวดล้อมโลกในหลายภาคส่วน ซึ่งแน่นอนว่าสามารถส่งผลกระทบต่อระบบทรัพยากรน้ำของพื้นที่ภาคกลางตอนล่างของประเทศไทย และเนื่องจากพื้นที่ดังกล่าวมีประชากรอาศัยอยู่หนาแน่นซึ่งมีความจำเป็นต้องใช้น้ำฝนและน้ำบาดาล ในการอุปโภค บริโภค เกษตรกรรมและอุตสาหกรรม งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่มีต่อปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาลและนำไปสู่การพยากรณ์ในอนาคต ด้วยการประยุกต์ใช้กระบวนการทางสถิติที่เหมาะสมสำหรับข้อมูลอนุกรมเวลาโดยทั่วไป

โดยความแปรปรวนของสภาพอากาศที่ได้นำมาศึกษามี 3 ปรากฏการณ์ คือ อินเดียนโอเชียนไดโพล (IOD) เอนโซ (ENSO) และมรสุมฤดูร้อนเอเชีย (ASM) รวมดัชนีชี้วัดทั้งหมด 6 ดัชนี ซึ่งช่วงเวลาที่ใช้ในการศึกษาข้อมูลอยู่ระหว่างปี ค.ศ. 1980 – 2015 โดยในขั้นตอนแรกได้ทำการวิเคราะห์รอบการเกิดซ้ำด้วยวิธีวิเคราะห์ความถี่สเปกตรัม (Spectral Analysis) ร่วมกับการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ได้เห็นว่าข้อมูลดัชนีชี้วัดมีความคงที่ (Stationary) และมีรอบการเกิดสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝน ในขณะที่ข้อมูลระดับน้ำบาดาลไม่คงที่ (Non Stationary) ดังนั้นการวิเคราะห์เพื่อการพยากรณ์ปริมาณฝนจึงเหมาะสมกับการถดถอยเชิงเส้นพหุคูณ ส่วนการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลที่ข้อมูลมีความไม่คงที่จึงเหมาะสมกับวิธีอาร์แมกซ์

จากการวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงเส้นพหุคูณ พบว่าการใช้ดัชนีสภาพอากาศที่มีเวลาเหลื่อม (Lag Time) ที่เหมาะสมจะทำให้สามารถพยากรณ์ปริมาณฝนได้ดี โดยที่ดัชนี IMI และ WNPMI มีอิทธิพลต่อปริมาณฝนมากที่สุด ในขณะที่วิธีการ ARIMA สามารถพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลได้ดีและยังดีมากขึ้นเมื่อใช้ดัชนีสภาพอากาศร่วมในการพยากรณ์ด้วยวิธี ARIMAX และจากการสังเคราะห์ระดับน้ำบาดาลด้วยแบบจำลอง (MODFLOW) พบว่าค่าระดับน้ำบาดาลมีความใกล้เคียงกับระดับน้ำบาดาลจากบ่อสังเกตการณ์แต่น้อยกว่าวิธี ARIMAX

ผลการศึกษาทั้งหมดได้แสดงให้เห็นว่า การประยุกต์ใช้กระบวนการทางสถิติสำหรับการพยากรณ์ปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาลด้วยดัชนีความแปรปรวนของสภาพอากาศสามารถให้ผลการพยากรณ์ที่ดี โดยที่ไม่จำเป็นต้องใช้แบบจำลองขนาดใหญ่ที่ต้องการข้อมูลมากและอาจต้องมีค่าใช้จ่ายสูง แต่ก็สามารถใช้ในการวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำในอนาคตได้อย่างมีประสิทธิภาพ

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Thesis	Analysis of Linkage between Climate Fluctuations and Rainfall and Groundwater Levels in the Lower Central Plain Area
Student	Mr. Korrakoch Taweessin
Student ID.	55610403
Degree	Doctor of Engineering
Program	Civil Engineering
Year	2018
Thesis Advisor	Assoc.Prof.Dr.Uma Seeboonruang
Co-Thesis Advisor	Dr.Phayom Saraphirom

ABSTRACT

The climate variability phenomena are connected to the nature and the environment in many aspects including the water resource system of the lower central region area of Thailand. Such area has quite high population and demands rainfall and groundwater for consuming, agricultural, and industrial use. This research is to study the relationship between the climate variability and the rainfall and groundwater level which leads to the future forecast by applying the proper statistical methodology for the general time series data.

The total of six indices from three climate variabilities, Indian Ocean Dipole (IOD), El Niño-Southern Oscillation (ENSO), and Asian Summer Monsoon (ASM), from the data of the 1980-2015 period are used for the analysis. The first step is to analyze the return period by using the Spectral Analysis along with the Wavelet Transform. The result shows that the climate index is stationary and has the rainfall related return period, but the groundwater level data is non-stationary. Therefore, the analysis for rainfall forecast is suitable to use the multiple linear regression and the analysis for the non-stationary groundwater level data forecast is suitable to use the ARIMAX model.

The multiple linear regression analysis shows that the climate index that has the suitable lag time could result in good rainfall forecasting result. The IMI and WNPMI are the indices that influence the rainfall the highest. At the same time, the ARIMA model could well forecast the groundwater level and even better when forecasting along with the ARIMAX model. The groundwater level synthesized from the MODFLOW model is found to be closed to the groundwater level from the observed well but less than which from the ARIMAX.

The study result shows that applying the statistical methodology for rainfall and groundwater level forecast with the climate variability indices could give the good forecasting result. By using this, there is no need to use the large model that required a lot of data and high implementation cost but still can plan for the future water resource development.



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ III อ่างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

กิตติกรรมประกาศ

การทำงานวิจัยครั้งนี้สำเร็จด้วยดี ผู้วิจัยขอกราบขอบพระคุณอาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ รศ.ดร.อุมา สีบุญเรือง และ ดร.โพยม สราภิรมย์ ที่กรุณาให้แนวคิดและคำแนะนำในการดำเนินงานวิจัย ตลอดจนการแก้ปัญหาต่างๆ อันเป็นประโยชน์ต่องานวิจัยนี้ และขอขอบกราบขอบพระคุณ คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์ทุกท่านที่ให้คำแนะนำเพิ่มเติมเพื่อให้วิทยานิพนธ์เล่มนี้มีความสมบูรณ์ยิ่งขึ้น

ขอขอบพระคุณ งานบริการข้อมูล กลุ่มภูมิอากาศ สำนักพัฒนาอตุณิยมิวิทยา กรมตุนิยมวิทยาที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝน ขอขอบพระคุณกรมทรัพยากรน้ำบาดาลที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำและสถานการณ์น้ำบาดาล ที่จำเป็นต่องานวิจัยนี้

ขอขอบคุณ พี่ น้อง ทุกคนที่ได้เอื้อเฟื้อข้อมูลและคำแนะนำอันเป็นประโยชน์ ขอขอบพระคุณ พ่อ แม่ ครอบครัวที่อบอุ่นและเป็นกำลังใจ ขอขอบคุณเพื่อนร่วมอุดมการณ์เดียวกัน ที่ช่วยเหลือกันตลอดมา หากผลงานของข้าพเจ้าครั้งนี้จะมีประโยชน์ต่อสังคมอยู่บ้าง ก็ขอขอบความดี ความชอบนี้ให้แก่บุคคลที่ข้าพเจ้าได้กล่าวถึงแล้วนี้ทุกท่าน

กรรช ทวีสิน

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย.....	I
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	II
กิตติกรรมประกาศ.....	IV
สารบัญ.....	V
สารบัญตาราง.....	X
สารบัญรูป.....	XIV
บทที่ 1 บทนำ.....	1
1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา.....	1
1.2 วัตถุประสงค์ของการศึกษา.....	2
1.3 ขอบเขตของการศึกษา.....	2
1.4 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ.....	4
บทที่ 2 สภาพภูมิอากาศและพื้นที่ศึกษา.....	5
2.1 ลักษณะทั่วไปของประเทศไทย.....	5
2.2 ข้อมูลสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์.....	6
2.2.1 การหมุนเวียนบรรยากาศ (atmospheric circulation).....	6
2.2.2 ปรากฏการณ์อินเดีย-โอเชียเนียไดโพล (Indian Ocean Dipole, IOD).....	8
2.2.3 ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation, ENSO).....	9
2.2.4 มรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian Summer Monsoon, ASM).....	12
2.3 ทรัพยากรน้ำบาดาลของประเทศไทย.....	12
2.4 พื้นที่แอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง.....	13
2.4.1 สภาพภูมิประเทศ.....	14
2.4.2 สภาพทางธรณีวิทยา.....	15
2.4.3 อุทกธรณีวิทยา.....	19
บทที่ 3 วรรณกรรมและทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง.....	24
3.1 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับสภาพภูมิอากาศและทรัพยากรน้ำ.....	24
3.1.1 ปริมาณน้ำฝน.....	24

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และแจ้งอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญ(ต่อ)

หน้า

3.1.2	น้ำบาดาล	25
3.2	ทฤษฎี.....	27
3.2.1	การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ (Correlation)	27
3.2.2	การวิเคราะห์ความถี่สเปกตรัม (Spectral Analysis Method)	29
3.2.3	การแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform).....	30
3.2.4	แบบจำลองความถดถอยเชิงพหุ (Multiple Linear Regression Model).....	30
3.3	แบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX)	31
3.3.1	แบบจำลอง Auto Regressive (AR (p)).....	31
3.3.2	แบบจำลอง Moving Average (MA (q)).....	31
3.3.3	แบบจำลอง Auto Regressive Moving Average (ARMA (p,q)).....	31
3.3.4	กระบวนการ Integrated (I (d)).....	32
3.3.5	แบบจำลอง Autoregressive Integrated Moving Average (ARIMA (p,d,q))	33
3.3.6	แบบจำลอง Autoregressive Integrated Moving Average with Exogenous Variables (ARIMAX (p,d,q))	34
3.4	การจำลองสภาพพฤติกรรมน้ำบาดาล	35
3.4.1	การไหลของน้ำบาดาล	35
3.4.2	สมดุลของน้ำบาดาล.....	37
3.4.3	ปริมาณการไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาล	37
3.4.4	ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นหินอุ้มน้ำ.....	39
3.4.5	แบบจำลองการไหลของน้ำบาดาลทางคณิตศาสตร์	39
3.4.6	ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล	43
3.4.7	แบบจำลองที่ใช้ในการศึกษา	47
บทที่ 4	วิธีดำเนินการวิจัย.....	49
4.1	การรวบรวมข้อมูล.....	49
4.1.1	ปริมาณฝน	49
4.1.2	ระดับน้ำบาดาล.....	51

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ V.I. อ่างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญ(ต่อ)

หน้า

4.1.3 ดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์.....	52
4.2 การตรวจสอบและปรับแก้ข้อมูล.....	57
4.3 การวิเคราะห์ข้อมูล.....	57
4.3.1 การทดสอบอัตโนมัติสัมพันธ์ (Auto correlation).....	57
4.3.2 ตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำ (return period)	58
4.3.3 การทดสอบสหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร (Cross-correlation).....	58
4.3.4 การวิเคราะห์ความถดถอยเชิงพหุ (Multiple Linear Regression)	58
4.3.5 การวิเคราะห์ด้วยวิธีอาร์แมกซ์.....	60
4.4 ตรวจสอบผลจากการพยากรณ์น้ำบาดาลด้วยแบบจำลอง MODFLOW.....	63
บทที่ 5 พฤติกรรมของตัวแปรที่ศึกษา	64
5.1 การวิเคราะห์ดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์	64
5.1.1 การตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำของมรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian summer monsoon).....	64
5.1.2 ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD).....	65
5.1.3 ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO).....	66
5.2 การวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝน.....	68
5.3 การวิเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำบาดาล.....	71
บทที่ 6 การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝน	77
6.1 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝน.....	77
6.1.1 ดัชนี IMI กับ ปริมาณน้ำฝน	78
6.1.2 ดัชนี DMI กับ ปริมาณน้ำฝน.....	80
6.1.3 ดัชนี MEI กับ ปริมาณน้ำฝน	81
6.1.4 ดัชนี NINO4 กับ ปริมาณน้ำฝน	83
6.1.5 ดัชนี SOI กับ ปริมาณน้ำฝน	85
6.1.6 ดัชนี WNPMI กับ ปริมาณน้ำฝน.....	87

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ VII อ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญ(ต่อ)

หน้า

6.2 ผลการวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงพหุระหว่างสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝน.....	90
บทที่ 7 การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาลด้วยวิธีอาร์แมกซ์.....	97
7.1 การทดสอบ Unit root test.....	97
7.2 การกำหนดแบบจำลองของแบบจำลองอาร์มีมา (ARIMA)	98
7.2.1 แบบจำลองที่น่าจะเป็นไปได้.....	99
7.2.2 การประมาณค่าพารามิเตอร์ (Parameter Estimation).....	101
7.2.3 การตรวจสอบความถูกต้อง (Diagnostic Checking).....	113
7.2.4 การพยากรณ์ (Forecasting).....	114
7.2.5 การตรวจสอบความถูกต้อง (Diagnostic Checking).....	116
7.3 การกำหนดแบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX)	117
7.3.1 การทดสอบการเป็นตัวแปรขึ้นนำ	117
7.3.2 แบบจำลองอาร์แมกซ์.....	124
7.3.3 เปรียบเทียบความแม่นยำของการพยากรณ์ระหว่างแบบจำลอง ARIMA และแบบจำลอง ARIMAX.....	124
7.3.4 การพยากรณ์ (Forecasting).....	125
บทที่ 8 การจำลองและการตรวจสอบผลจากการจำลองการไหลของน้ำบาดาล	129
8.1 แบบจำลองเชิงคณิตศาสตร์	129
8.2 การออกแบบกริดและขอบเขตของแบบจำลอง.....	131
8.2.1 การออกแบบกริด (Grid design).....	131
8.2.2 ขอบเขตของแบบจำลอง.....	131
8.2.3 ชนิดของชั้นอุ้มน้ำ (Aquifer Type)	133
8.3 พารามิเตอร์นำเข้าไปในแบบจำลอง.....	134
8.3.1 ระดับความสูงด้านบนและล่าง	134
8.3.2 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำ (Hydraulic Conductivity, K).....	135
8.3.3 ระดับน้ำเริ่มต้น (Initial Head).....	135

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ VIII อ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญ(ต่อ)

	หน้า
8.3.4 อัตราการเติมน้ำ (Recharge rate).....	135
8.3.5 ข้อมูลแม่น้ำ	136
8.3.6 อัตราการสูบน้ำใต้ดิน	137
8.4 การจำลองในสภาวะคงที่.....	138
8.4.1 เงื่อนไขของการจำลองในสภาวะคงที่	139
8.4.2 ผลการจำลองในสภาวะคงที่.....	139
8.4.3 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรในสภาวะคงที่	145
8.5 การสังเคราะห์ระดับน้ำบาดาลจากแบบจำลอง MODFLOW และเปรียบเทียบกับ แบบจำลอง ARIMAX.....	146
บทที่ 9 สรุปศึกษาและข้อเสนอแนะ	149
9.1 สรุป.....	149
9.1.1 การรวบรวมข้อมูลและการตรวจสอบคุณภาพของข้อมูล	149
9.1.2 วิธีการทางสถิติที่ใช้ในการศึกษา.....	149
9.1.3 ผลการวิเคราะห์และการพยากรณ์	150
9.1.4 การจำลองสภาพน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาด้วย MODFLOW	151
9.2 ข้อเสนอแนะ	152
บรรณานุกรม.....	153
ภาคผนวก ก ข้อมูลดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์.....	160
ภาคผนวก ข ข้อมูลปริมาณฝนรายเดือน.....	165
ภาคผนวก ค ผลการวิเคราะห์เพิ่มเติมจากบทที่ 6	174
ภาคผนวก ง ผลการวิเคราะห์เพิ่มเติมจากบทที่ 7	181
ภาคผนวก จ สำเนาบทความที่ได้รับการตีพิมพ์.....	189
ประวัติผู้เขียน.....	237

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ IX อ่างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
2.1 ตารางแสดงจำนวนบ่อส่งเหตุการณ์ในแอ่งน้ำบาดาลต่างๆ ทั่วประเทศ	13
3.1 สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์และระดับความสัมพันธ์	29
4.1 แสดงค่าสถิติพื้นฐานของปริมาณน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษา	49
4.2 ตัวอย่างค่าระดับน้ำบาดาลเฉลี่ยรายเดือนบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง	51
4.3 ตัวอย่างค่าสถิติพื้นฐานของระดับน้ำบาดาลรายเดือนในพื้นที่ศึกษา	52
5.1 สรุปค่าพฤติกรรมรอบการเกิดที่มีความถี่สูงสุดสามลำดับแรกของดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ ที่ศึกษาจากวิธีการวิเคราะห์สเปกตรัม	68
5.2 ค่าสถิติพื้นฐานของปริมาณน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษา	69
5.3 ค่าสถิติพรรณนาของระดับน้ำบาดาลในสถานที่ศึกษา	73
6.1 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี IMI	78
6.2 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี DMI	80
6.3 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี MEI	82
6.4 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี NINO4	84
6.5 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี SOI	86
6.6 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี WNPMI	88
6.7 สรุปค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงสุดระหว่างดัชนีสภาพอากาศและปริมาณฝนที่สถานีต่างๆ ใน พื้นที่ศึกษา	90
6.8 แสดงสมการถดถอยเชิงพหุและสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับดัชนี สภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์	92
6.9 การเปรียบเทียบค่าสถิติของปริมาณน้ำฝนที่ได้จากสมการถดถอยในช่วงปี 2011–2014	94
6.10 การเปรียบเทียบความแม่นยำในการพยากรณ์ของแบบจำลองที่ใช้ตัวแปรอิสระมีเวลาเหลือ และไม่มีเวลาเหลือ	96
7.1 ผลการทดสอบ Unit root	98
7.2 แบบจำลองอาร์มาที่น่าจะเป็นไปได้ในแต่ละสถานี	101
7.3 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,2)	102
7.4 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,10)	102
7.5 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,2,4)	102
7.6 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,3)	103

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ X อ่างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญตาราง(ต่อ)

ตารางที่	หน้า
7.7 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,4).....	103
7.8 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,0).....	104
7.9 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,4).....	104
7.10 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(2,1,0)	104
7.11 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,1)	105
7.12 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,1)	105
7.13 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(4,1,0)	106
7.14 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,1)	106
7.15 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(4,1,0)	106
7.16 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,1)	107
7.17 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(2,1,0)	107
7.18 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,2)	108
7.19 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,0)	108
7.20 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,2)	109
7.21 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(2,1,1)	109
7.22 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(13,1,0).....	109
7.23 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,13).....	110
7.24 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,6)	110
7.25 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,2,2)	111
7.26 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,2,4)	111
7.27 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(4,1,1)	112
7.28 รูปแบบจำลองอาร์มีมาที่เหมาะสมในแต่ละสถานี.....	112
7.29 ค่าสถิติ Ljung-Box (Q-statistic) ที่ได้จากการทดสอบความเหมาะสมของแบบจำลอง	113
7.30 การเปรียบเทียบค่าสถิติจากการพยากรณ์ในช่วง Historical Forecast	114
7.31 ค่าสถิติจากการพยากรณ์ของวิธีอาร์มีมาในช่วง Ex-post Forecast ปี 2011.....	115
7.32 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์มีมาของสถานี CT4	116

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ XI อ่างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญตาราง(ต่อ)

ตารางที่	หน้า
7.33 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์มาของสถานี CT5/2	116
7.34 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT4	117
7.35 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT5/2	117
7.36 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT7/1	118
7.37 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT17/2	118
7.38 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT22/3	119
7.39 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT23	119
7.40 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT26/1	120
7.41 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT27	120
7.42 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT30/1	121
7.43 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT31/2	121
7.44 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT33/2	122
7.45 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT35/2	122
7.46 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT45	123
7.47 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้้นำระดับน้ำบาดาล สถานี CT48/2	123

สารบัญตาราง(ต่อ)

ตารางที่	หน้า
7.48 รูปแบบของแบบจำลองอาร์แมกซ์ที่ใช้ศึกษาในแต่ละสถานี.....	124
7.49 เปรียบเทียบการพยากรณ์ระหว่าง ARIMA และ ARIMAX ในช่วง Ex-post forecast ปี ค.ศ. 2011.....	125
7.50 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์แมกซ์ของสถานี CT17/2.....	126
7.51 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์แมกซ์ของสถานี CT26/1.....	127
8.1 ค่าเสดคงที่ๆ ใช้ในการจำลองการศึกษา	132
8.2 ค่าพารามิเตอร์ที่นำเข้าขอบเขตเงื่อนไขแม่น้ำ (RIV) ให้กับแบบจำลองตั้งต้น.....	137
8.3 สรุปค่าตัวแปรค่าความนำทางชลศาสตร์ที่ได้จากการปรับเทียบในสภาวะคงที่	141
8.4 ตัวอย่างข้อมูลแรงดันน้ำหลังปรับเทียบแบบจำลองในสภาวะคงที่	141
8.5 สมดุลของน้ำบาดาลจากการจำลองในสภาวะคงที่.....	142
ก1 ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา.....	161
ข1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน.....	166
ง1 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์มาของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ.....	183
ง2 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์แมกซ์ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ.....	185

สารบัญรูป

รูปที่	หน้า
1.1 ตำแหน่งที่ตั้งของแอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง (พื้นที่ศึกษา)	2
2.1 ทิศทางของลมมรสุมที่พัดผ่านประเทศไทย.....	5
2.2 ร่องมรสุม (monsoon trough) หรือแนวปะทะลมร้อน (ITCZ) บริเวณศูนย์สูตร	6
2.3 ลักษณะความเชื่อมโยงกันระหว่างบรรยากาศกับมหาสมุทร (Teleconnection) ที่ระดับความสูง 500 hPa บริเวณซีกโลกเหนือ.....	7
2.4 การหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์ (walker circulation) ประกอบด้วย 2 เซลล์ คือการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกและการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรอินเดีย	8
2.5 ปรากฏการณ์อินเดีย-โอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) (ซ้าย) กรณีที่เกิด Positive IOD (ขวา) กรณีที่เกิด Negative IOD	9
2.6 สภาวะปรากฏการณ์ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิก	11
2.7 แสดงแอ่งน้ำบาดาลทั่วประเทศ.....	14
2.8 แผนที่ธรณีวิทยาบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง	16
2.9 ลักษณะทางอุทกธรณีวิทยาบริเวณภาคกลางตอนล่าง	21
2.10 ลักษณะของชั้นน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ศึกษา	22
3.1 ลักษณะของข้อมูลที่มีรูปแบบเหมือนกันทั้ง 2 ชุด	27
3.2 ลักษณะของข้อมูลที่มีรูปแบบต่างกัน	27
3.3 ลักษณะของข้อมูลที่มีการเลื่อนเวลา (Time shift)	28
3.4 การกระจายตัวของพื้นที่รับน้ำ พื้นที่เส้นกึ่งกลาง และพื้นที่สูญเสียน้ำ	35
3.6 ระบบการไหลของน้ำบาดาล	36
3.7 ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำบาดาลและน้ำผิวดิน (a) เขตชุ่มชื้น และ (b) เขตแห้งแล้ง.....	38
3.8 การเปลี่ยนแปลงระดับของน้ำบาดาลในระดับต้นเนื่องจากการระเหยสู่บรรยากาศ	39
3.9 Computational molecules. (a) Three-dimensional finite difference molecule. (b) Two-dimensional finite difference molecule. (c) Patch of six finite elements around node 8. The patch is taken from the two-dimensional finite element grid.....	42
3.10 การกำหนดขอบเขตของชั้นหินอุ้มน้ำในรูปของแถว สดมภ์และชั้น	42
3.11 การกำหนดรูปแบบของเซลล์	43
4.1 ขั้นตอนการศึกษา	50

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ XIV อ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญรูป(ต่อ)

รูปที่	หน้า
4.2 ลักษณะค่าระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2 และ CT22/3.....	52
4.3 บริเวณพื้นที่สัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ สำหรับตัวชี้วัด 2 ตัว คือ IMI และ WNPMI.....	52
4.4 บริเวณที่ใช้พิจารณาค่า Dipole Mode Index (DMI).....	54
4.5 ข้อมูลรายเดือนของค่า Dipole mode index (DMI)	54
4.6 บริเวณพื้นที่ศึกษาค่าตัวแปร MEI.....	55
4.7 ข้อมูลรายเดือนของค่า Multivariate ENSO Index (MEI)	55
4.8 ที่ตั้งของเกาะตาฮีตีและเมืองตาราวีน.....	56
4.9 การกำหนดพื้นที่ศึกษาค่าผิดปกติสภาพภูมิอากาศผิวน้ำทะเลบริเวณกลางมหาสมุทรแปซิฟิก NINO1+2 NINO3 NINO3.4 และ NINO4	56
4.10 การประมาณค่าช่วงเวลา 31 วันเพื่อการวิเคราะห์ข้อมูลในโปรแกรม PAST	57
4.11 ตัวอย่างข้อมูลในโปรแกรมสำเร็จรูป SPSS หน้าต่าง Data View.....	59
4.12 ตัวอย่างการเลือกใช้คำสั่ง Linear Regression.....	59
4.13 ตัวอย่างการเลือกตัวแปรอิสระและตัวแปรตามของโปรแกรม	59
4.14 ตัวอย่างผลการวิเคราะห์ข้อมูลโดยโปรแกรมสำเร็จรูป SPSS	60
4.15 การเข้าเมนู Views ที่แถบเครื่องมือเพื่อวิเคราะห์ Unit Root Test ตัวอย่างสถานี CT4.....	61
4.16 การเข้าเมนู Unit Root Test เพื่อทำการวิเคราะห์ข้อมูล	61
4.17 ผลการวิเคราะห์ Unit Root ที่สถานี CT.....	62
5.1 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และ การแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี IMI.....	64
5.2 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี WNPMI.....	65

สารบัญรูป(ต่อ)

รูปที่	หน้า
5.3 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี DMI.....	66
5.4 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี MEI.....	66
5.5 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี SOI.....	67
5.6 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี NINO4.....	67
5.7 แสดงการวิเคราะห์ความถี่ด้วยวิธีสเปกตรัล (Spectral Analysis) ของปริมาณฝนรายเดือนสถานที่ที่คัดเลือก.....	70
5.8 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของปริมาณฝนรายเดือนที่สถานที่ที่คัดเลือก.....	71
5.9 ตัวอย่างลักษณะอนุกรมเวลาของระดับน้ำบาดาลในแต่ละบ่อที่ศึกษา.....	72
5.10 ตัวอย่างการวิเคราะห์ความถี่ด้วยวิธีสเปกตรัล (Spectral Analysis) ของระดับน้ำบาดาลรายเดือนของสถานที่ที่คัดเลือก.....	74
5.11 ตัวอย่างการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของระดับน้ำบาดาลรายเดือนที่สถานที่ที่คัดเลือก.....	75
6.1 ตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝนที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษา.....	77
6.2 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ที่ศึกษา.....	79
6.3 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา.....	80
6.4 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา.....	82
6.5 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา.....	84

สารบัญรูป(ต่อ)

รูปที่	หน้า
6.6 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา.....	87
6.7 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา	88
6.8 ตัวอย่างการวิเคราะห์ข้อมูลดัชนีและปริมาณน้ำฝนโดยการพิจารณาเวลาเหลือม (Lag Time) ของกรุงเทพมหานครด้วยโปรแกรม SPSS.....	91
6.9 ตัวอย่างการสอบเทียบอนุกรมเวลาปริมาณน้ำฝนของสถานีต่าง ๆ ในช่วงเวลา ปี 2011-2014 . 93	
6.10 ปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงสถานีต่าง ๆ ในปี 2015	94
7.1 ตำแหน่งสถานีบ่อน้ำบาดาลที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษา	97
7.2 Correlogram ของ ACF และ PACF ของสถานี CT4.....	99
7.3 Correlogram ของ ACF และ PACF ของสถานี CT5/2.....	99
7.4 Correlogram ของ ACF และ PACF กรณีวิเคราะห์ด้วย ARIMA (0,1,0) ที่สถานี CT4.....	100
7.5 Correlogram ของ ACF และ PACF กรณีวิเคราะห์ด้วย ARIMA (0,1,0) ที่สถานี CT5/2.....	101
7.6 การเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลจากการทำนายด้วยแบบจำลอง ARIMAX(0,1,4) กับระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ ที่สถานี CT17/2	126
7.7 การเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลจากการทำนายด้วยแบบจำลอง ARIMAX(4,1,0) กับระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ ที่สถานี CT26/1	127
8.1 ขอบเขตแบบจำลองและแบบจำลองเชิงโมโนทัศน์ของพื้นที่ศึกษา	130
8.2 ลักษณะของชั้นน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ศึกษา	130
8.3 ลักษณะการแบ่งกริดในพื้นที่ศึกษา	131
8.4 การกำหนดขอบเขตแบบกำหนดแบบไม่มีการไหล	133
8.5 ลักษณะการจำลองชั้นน้ำบาดาล	134
8.6 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้เริ่มต้นที่ใช้ในแบบจำลอง (Hydraulic Conductivity, K)	135
8.7 ลักษณะพื้นที่เติมน้ำโดยใช้การกระจายปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษาด้วยรูปหลายเหลี่ยมโพลีกอน	136
8.8 ตำแหน่งของบ่อบาดาลในแบบจำลอง	138
8.9 ตำแหน่งบ่อสังเกตการณ์ที่ใช้ในการจำลองสภาวะคงที่	139
8.10 ผลการเปรียบเทียบแบบจำลองระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา	140

สารบัญรูป(ต่อ)

รูปที่	หน้า
8.11 สมดุลของน้ำบาดาลจากการจำลองในสภาวะคงที่	142
8.12 ผลการจำลองแสดงเส้นแรงดันเท่า และทิศทางการไหลในสภาวะคงที่	143
8.13 ผลการจำลองแสดงเส้นแรงดันเท่า ระดับน้ำบาดาล และทิศทางการไหลในสภาวะคงที่	144
8.14 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรต่างๆ ในแบบจำลอง.....	145
8.15 การเปรียบเทียบผลการทำนายระดับน้ำบาดาลระหว่างแบบจำลอง ARIMAX และแบบจำลอง MODFLOW ที่สถานี CT17/2.....	146
8.16 การเปรียบเทียบผลการทำนายระดับน้ำบาดาลระหว่างแบบจำลอง ARIMAX และแบบจำลอง MODFLOW ที่สถานี CT22/3.....	147
8.17 การเปรียบเทียบผลการทำนายระดับน้ำบาดาลระหว่างแบบจำลอง ARIMAX และแบบจำลอง MODFLOW ที่สถานี CT33/2.....	147
ค1 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา.....	175
ค2 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา.....	176
ค3 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา.....	176
ค4 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา.....	177
ค5 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา.....	177
ค6 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา.....	178
ค7 ตัวอย่างการสอบเทียบอนุกรมเวลาปริมาณน้ำฝนของสถานีต่าง ๆ ในช่วงเวลาปี 2011-2014	177
ค8 ปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงสถานีต่าง ๆ ในปี 2015	181
ง1 การเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลจากการทำนายด้วยแบบจำลอง ARIMAX กับระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ที่สถานีทดสอบต่าง ๆ ในปี 2012	188
จ1 หน้าปกบทความวารสาร WATER.....	190
จ2 บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER	191

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า

ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ XVIII อ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สารบัญรูป(ต่อ)

รูปที่	หน้า
จ3 ใบตอบรับการตีพิมพ์ในวารสาร IJICIC.....	214
จ1 หน้าปกบทความวารสาร WATER.....	190
จ4 บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJICIC.....	215



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และ **XIX** อ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

ในหลายทศวรรษที่ผ่านมากิจกรรมของมนุษย์ เช่น กระบวนการผลิตในโรงงานอุตสาหกรรม การตัดไม้ทำลายป่าเป็นจำนวนมาก ทำให้เกิดการเพิ่มขึ้นของก๊าซเรือนกระจกในบรรยากาศ ส่งผลให้สมดุลของพลังงานเปลี่ยนแปลงไป โลกก็กักเก็บพลังงานความร้อนมากขึ้น เกิดการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ (Climate Change) อุณหภูมิผิวโลกและมหาสมุทรเพิ่มสูงขึ้น ฝนน้ำแข็งบริเวณขั้วโลกเหนือและธารน้ำแข็งบนภูเขาทั่วโลกเริ่มละลายลงเรื่อยๆ จากการศึกษาของคณะกรรมการระหว่างรัฐบาลว่าด้วยการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ หรือ IPCC ในปี ค.ศ. 2013 (AR5) พบว่าอุณหภูมิเฉลี่ยของโลกในช่วงปี ค.ศ. 1906-2005 ได้เพิ่มขึ้นประมาณ 0.6 ถึง 0.9 องศาเซลเซียส ทำให้เกิดการละลายของน้ำแข็งขั้วโลกทำให้น้ำทะเลสูงขึ้นเฉลี่ยปีละ 1.8 มม. ซึ่งเป็นสถานการณ์ที่น่าเป็นห่วง

ทั้งนี้การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่มีคาบเวลาเป็นช่วงปีหรือทศวรรษอาจเรียกว่าปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ โดยความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่เป็นที่รู้จักกันโดยทั่วไป คือ ปรากฏการณ์เอลนีโญ (El Nino) ปรากฏการณ์ลานีญา (La Nina) ซึ่งเป็นสาเหตุให้เกิดความแห้งแล้งหรือทำให้เกิดฝนตกหนักตามลำดับ ความแปรปรวนต่างๆ เหล่านี้ล้วนมีความเชื่อมโยงกับระบบธรรมชาติหลายภาคส่วน เช่น พื้นผิวโลก บรรยากาศ มหาสมุทร ซึ่งสามารถส่งผลต่อ ฤดูกาล การเกิดและการเปลี่ยนแปลงของวัฏจักรอุทกวิทยาและเป็นสาเหตุของภัยพิบัติต่างๆ ที่เกิดขึ้น เช่น ภัยแล้งหรืออุทกภัยที่มีแนวโน้มความรุนแรงและความถี่เพิ่มขึ้นด้วย โดยประเทศไทยได้รับผลกระทบอย่างรุนแรงเมื่อไม่นานมานี้คือกรณีอุทกภัยใหญ่เมื่อปลายปี ค.ศ. 2011

ประเทศไทยอยู่ในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ใกล้บริเวณเส้นศูนย์สูตรซึ่งอาจได้รับผลกระทบจากความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่ปฏิสัมพันธ์ระหว่างมหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแปซิฟิก โดยความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่สำคัญในแถบภูมิภาคนี้ ได้แก่ ปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) การศึกษาพฤติกรรมความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ เพื่อให้เข้าใจถึงผลกระทบที่มีต่อทรัพยากรน้ำและเตรียมพร้อมในการจัดสรรน้ำ จึงเป็นสิ่งจำเป็น

น้ำฝนและน้ำบาดาลเป็นหนึ่งในทรัพยากรน้ำที่สำคัญ โดยในงานอุทกวิทยาการพยากรณ์การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนเป็นเรื่องที่น่าสนใจ เพราะหากสามารถคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนล่วงหน้าได้แม่นยำก็จะเป็นผลดีต่อการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำและปริมาณฝนมีความเชื่อมโยงกับปริมาณน้ำบาดาล โดยการศึกษาที่เกี่ยวกับการพยากรณ์การเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝน เช่น การคาดการณ์ปริมาณฝนใน อิสปาร์ตา ประเทศตุรกีล่วงหน้าโดยใช้วิธีความถดถอยเชิงพหุและโครงข่ายประสาทเทียม (Terzi, 2012) สำหรับในประเทศไทยได้ศึกษาเกี่ยวกับการพยากรณ์การเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝนทั่วประเทศ (Tingsanchali and Gautam, 2000) และการพยากรณ์ฝนในประเทศไทยจากลมมรสุมฤดูร้อนโดยวิธีการถดถอยเชิงเส้น (Singhrattna, 2005) เป็นต้น

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

นอกจากนี้แล้วโดยเฉพาะในประเทศกำลังพัฒนาแถบทวีปเอเชีย มีการใช้น้ำบาดาลประมาณ 50 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณน้ำอุปโภคบริโภคทั้งหมดประมาณ 40 เปอร์เซ็นต์ของความต้อการน้ำในอุตสาหกรรม และประมาณ 20 เปอร์เซ็นต์ของน้ำเพื่อการเกษตร ทั้งนี้บริเวณพื้นที่เอเชีย-แปซิฟิกมีประชากรประมาณ 32 เปอร์เซ็นต์ใช้น้ำบาดาลสำหรับน้ำดื่ม (Morris et.al, 2003) จากสถานการณ์ดังกล่าวทำให้เพิ่มความกังวลต่อความต้อการใช้น้ำบาดาลเพิ่มมากขึ้น

นอกจากนี้แล้วพื้นที่ภาคกลางตอนล่างรวมถึงเขตกรุงเทพฯและปริมณฑล เป็นพื้นที่ๆ มีความสำคัญเนื่องจากมีจำนวนประชากรหนาแน่นและเป็นพื้นที่อุตสาหกรรมหลักแห่งหนึ่งของประเทศไทย (ดังแสดงในรูปที่ 1.1) ดังนั้น ถ้าเราสามารถศึกษาถึงความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศกับปริมาณฝนและปริมาณน้ำบาดาล หรือศึกษาถึงความเชื่อมโยงระหว่างปริมาณฝนกับน้ำบาดาลได้ ก็จะเป็นอีกหนึ่งแนวทางที่ช่วยในการวางแผนบริหารจัดการน้ำในพื้นที่ดังกล่าวได้อย่างมีประสิทธิภาพและยั่งยืนต่อไปในอนาคต

1.2 วัตถุประสงค์ของการศึกษา

1.2.1 เพื่อศึกษารวบรวมและตรวจสอบพฤติกรรมการแปรปรวนสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ ปริมาณน้ำฝนและระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาบริเวณลุ่มน้ำเจ้าพระยาตอนล่าง

1.2.2 เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ กับปริมาณน้ำฝนและระดับน้ำบาดาลที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษา เพื่อนำไปสู่การพยากรณ์ในอนาคต

1.2.3 เพื่อนำกระบวนการทางสถิติที่นิยมใช้กันอย่างแพร่หลายมาประยุกต์ใช้ในการพยากรณ์ปริมาณน้ำฝนและระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาจากอิทธิพลของความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์

1.3 ขอบเขตของการศึกษา

1.3.1 ทำการศึกษารวบรวมข้อมูลสภาพพื้นที่แอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง และพื้นที่โดยรอบประมาณ 17 จังหวัดได้แก่ จังหวัดกรุงเทพมหานคร จังหวัดสระบุรี จังหวัดสมุทรสาคร จังหวัดสมุทรปราการ จังหวัดนครปฐม จังหวัดนนทบุรี จังหวัดปทุมธานี จังหวัดพระนครศรีอยุธยา จังหวัดอ่างทอง จังหวัดสิงห์บุรี จังหวัดชัยนาท จังหวัดอุทัยธานี จังหวัดนครสวรรค์ จังหวัดลพบุรี จังหวัดสุพรรณบุรี จังหวัดราชบุรีและจังหวัดกาญจนบุรี เป็นต้น

1.3.2 เนื่องจากการวิเคราะห์ผลกระทบของความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศต่อระดับน้ำบาดาลจำเป็นต้องใช้ข้อมูลที่มีความต่อเนื่องในระยะเวลายาวนานจึงสามารถที่จะวิเคราะห์ผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศได้ดี งานวิจัยนี้จึงรวบรวมข้อมูลตัวแปรภูมิอากาศและสมุทรศาสตร์ในแถบภูมิภาคนี้ ได้แก่ มรสุมฤดูร้อนอาเซียน (Asian summer monsoon) ปรากฏการณ์อินเดีย-โอเชียเนียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) จากเว็บไซต์ของ NOAA

1.3.3 รวบรวมข้อมูลน้ำฝนรายเดือน ระดับน้ำบาดาลรายเดือนในพื้นที่ศึกษาจากกรมอุตุนิยมวิทยาและกรมทรัพยากรน้ำบาดาลตามลำดับ โดยให้มีช่วงเวลาการเก็บข้อมูลประมาณ 20 ปี โดยเริ่มจากปี ค.ศ. 1980 เป็นต้นมา

1.3.4 ศึกษาพฤติกรรมรอบการเกิดซ้ำของตัวแปรต่าง ๆ ด้วยการวิเคราะห์มิติของความถี่

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

1.3.5 จำลองพฤติกรรมของน้ำบาดาลในพื้นที่แอ่งเจ้าพระยาตอนล่างโดยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ด้วยโปรแกรม MODFLOW



รูปที่ 1.1 ตำแหน่งที่ตั้งของแอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง (พื้นที่ศึกษา)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

1.4 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ

1.4.1 ได้ทราบถึงลักษณะความสัมพันธ์และความเชื่อมโยงของตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาล

1.4.2 ได้รู้รูปแบบความสัมพันธ์ของตัวแปรภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณฝนหรือระดับน้ำบาดาลเพื่อใช้เป็นแนวทางเลือกในการพยากรณ์ข้อมูลดังกล่าวได้

1.4.3 เพื่อนำผลการศึกษาที่ได้ประกอบการพิจารณาการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำในอนาคตต่อไป

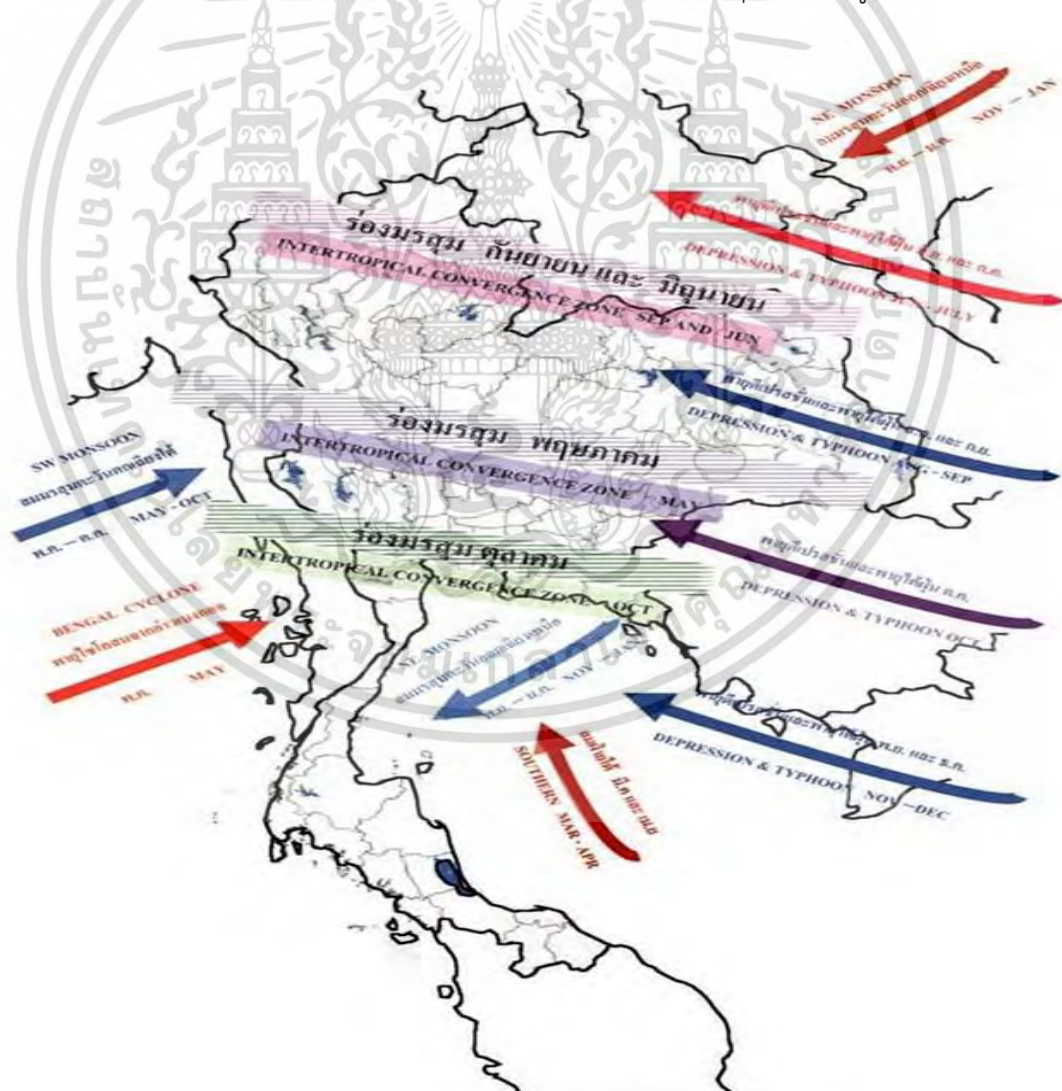


เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บทที่ 2 สภาพภูมิอากาศและพื้นที่ศึกษา

2.1 ลักษณะทั่วไปของประเทศไทย

สภาพภูมิประเทศทั่วไปของประเทศไทยประกอบด้วย 3 ส่วนที่สำคัญคือ (1) ส่วนที่เป็นภูเขา ได้แก่ บริเวณภาคเหนือ ตะวันตกของประเทศ ภาคใต้ ภาคตะวันออกเฉียงใต้ ขอบของที่ราบสูงโคราช (2) ส่วนที่ราบสูง ได้แก่ บริเวณที่ราบสูงโคราช ซึ่งมีขอบที่ราบสูงชันทางด้านตะวันตกและด้านใต้ และ (3) ส่วนที่เป็นที่ราบ ได้แก่ ที่ราบภาคกลางซึ่งเป็นที่ราบที่กว้างที่สุดในประเทศ ในภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีที่ราบลุ่มแม่น้ำชี มูล นอกจากนี้ก็จะมีแต่ที่ราบแคบๆ ในภาคเหนือมีลักษณะเป็นที่ราบระหว่างภูเขา สำหรับภาคใต้และภาคตะวันออกเฉียงใต้รวมทั้งประเทศไทย โดยทั่วไปในแต่ละปีขึ้นกับลมมรสุมที่พัดผ่าน 2 ชนิด คือ ลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้ในฤดูร้อน (ช่วงเดือน พ.ค. ถึง ต.ค.) ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (ช่วงเดือน พ.ย. ถึง ม.ค.) โดยทิศทางของลมมรสุมแสดงดังรูปที่ 2.1

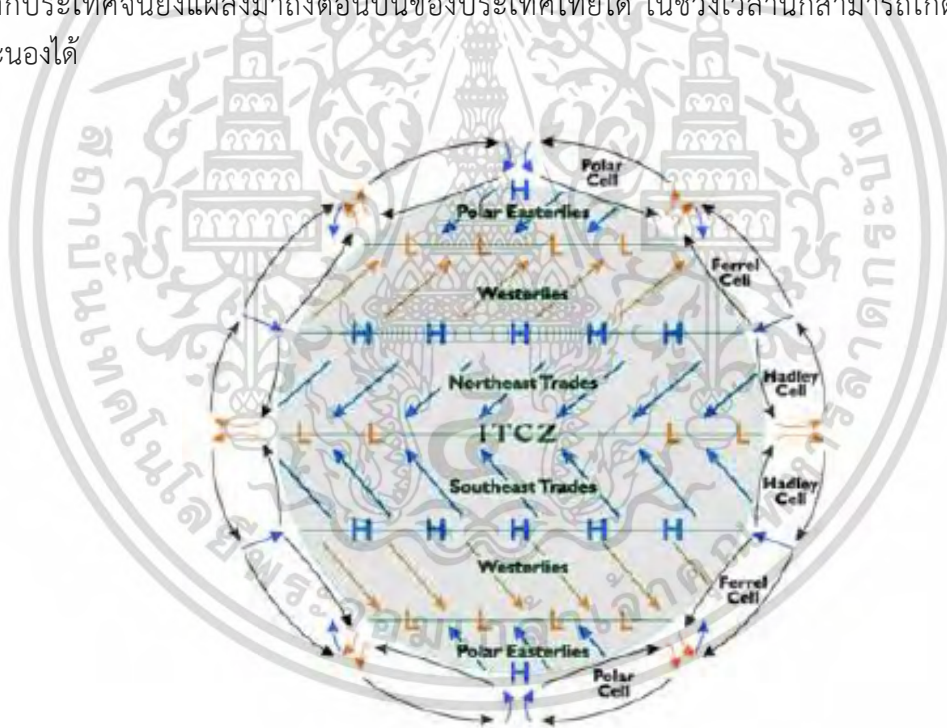


รูปที่ 2.1 ทิศทางของลมมรสุมที่พัดผ่านประเทศไทย (<http://kromchol.rid.go.th>)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

โดยปริมาณฝน ถือเป็นตัวแปรหลักในการบ่งชี้ถึงการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล นอกจากลมมรสุมดังกล่าวที่ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกแล้ว ประเทศไทยยังได้รับอิทธิพลจากร่องมรสุมหรือแนวปะทะลมร้อน (Intertropical Convergence Zone; ITCZ) ซึ่งเป็นบริเวณหรือแนวแคบๆ ที่ลมสินค้า (Trade Wind) ในเขตร้อนของลมสินค้าตะวันออกเฉียงเหนือของซีกโลกเหนือ กับลมสินค้าตะวันออกเฉียงใต้ของซีกโลกใต้มาบรรจบกัน โดยมีลักษณะเป็นแนวพาดขวางตามทิศตะวันออกถึงตะวันตกในเขตร้อนใกล้เส้นศูนย์สูตร ดังแสดงในรูปที่ 2.2 แนวดังกล่าวนี้มีความกว้างเปลี่ยนแปลงไปตามความรุนแรงของลมสินค้าทั้งสอง ถ้ารุนแรงมากแนวปะทะจะแคบและมีฝนตกมาก และแนวปะทะนี้จะเลื่อนขึ้นเหนือหรือลงใต้ได้ขึ้นอยู่กับ การเลื่อนขึ้นลงของแสงอาทิตย์ที่ส่องลงมาบนพื้นโลกแต่ละฤดูกาล ซึ่งแนวปะทะลมร้อนนี้เป็นปัจจัยหนึ่งในการเกิดพายุฝนในประเทศไทย

ในขณะที่เริ่มเข้าสู่หน้าหนาวประมาณเดือนตุลาคม เป็นช่วงที่ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดเข้าแทนที่ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ โดยปกติฝนจะลดลงยกเว้นภาคใต้ฝั่งตะวันออกที่ยังคงมีฝนตกอยู่ เดือนตุลาคมนี้มักเป็นช่วงที่มีพายุเกิดขึ้นบ่อยทำให้เกิดฝนตกและน้ำท่วมนอกจากนี้แล้วในช่วงปลายหน้าหนาวเข้าหน้าร้อน คือช่วงประมาณเดือนกุมภาพันธ์ไปถึงกลางเดือนมีนาคม ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนืออ่อนกำลังลง ลมฝ่ายใต้เริ่มพัดปกคลุมประเทศไทย แต่ยังมีบ้างที่มวลอากาศเย็นจากประเทศจีนยังแผ่ลงมาถึงตอนบนของประเทศไทยได้ ในช่วงเวลานี้ก็สามารถเกิดพายุฝนฟ้าคะนองได้



รูปที่ 2.2 ร่องมรสุม (Monsoon Trough) หรือแนวปะทะลมร้อน (ITCZ) บริเวณศูนย์สูตร (<http://oceanmotion.org/html/background/climate.html>)

2.2 ข้อมูลสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์

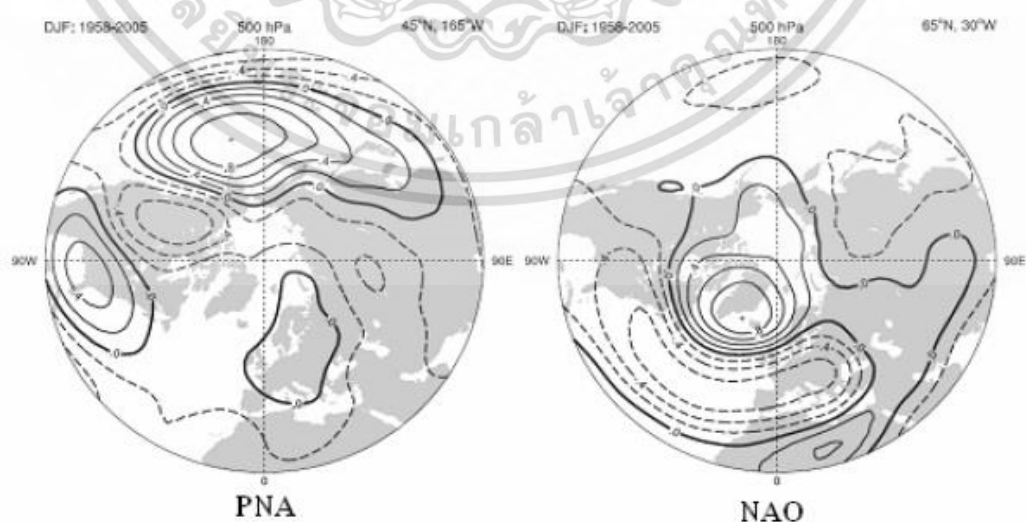
2.2.1 การหมุนเวียนบรรยากาศ (Atmospheric Circulation)

โลกมีการหมุนเวียนของบรรยากาศไปทั่วโลก (รวมทั้งการหมุนเวียนของน้ำในมหาสมุทร) โดยสาเหตุมาจากที่โลกได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ไม่เท่ากัน พลังงานความร้อนที่โลกได้รับถูกเปลี่ยนไปอยู่ในรูปของพลังงานจลน์ (Kinetic Energy) เกิดการเคลื่อนที่ของอากาศทั้งในแนวตั้งและแนวนอน เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่นิยามให้นำไปใช้ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

โดยการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้งมีน้อยกว่าเมื่อเทียบกับการเคลื่อนที่ในแนวนอน โดยปัจจัยที่ควบคุมการเคลื่อนที่ของมวลอากาศในแนวนอน ได้แก่ แรงที่เกิดจากความต่างของความกดอากาศ (Pressure Gradient Force) แรงที่เกิดจากการหมุนของโลก (Coriolis Force) แรงหนีศูนย์กลาง (Centrifugal) และแรงเสียดทาน (Friction Force) สำหรับการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้งแม้เกิดขึ้นน้อยแต่ก็สามารถเป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดการก่อตัวของเมฆฝน

นอกจากนี้แล้วการเชื่อมโยงของความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศระยะไกลระหว่างบรรยากาศกับบรรยากาศ หรือบรรยากาศกับมหาสมุทรของตำแหน่งใดตำแหน่งหนึ่งเรียกว่า Teleconnection โดยการปรับเปลี่ยนตำแหน่งหรือความรุนแรงของพายุ การกระจายความร้อน บริเวณขั้วโลก ความชุ่มชื้น และโมเมนตัมแล้วแต่ได้รับอิทธิพลจากกระบวนการ Teleconnection ด้วย ทั้งนี้ ปรากฏการณ์ที่สามารถอธิบายถึงลักษณะของ Teleconnection นั้นมีหลายปรากฏการณ์ เช่น Pacific-North America หรือ (PNA) North Atlantic Oscillation หรือ (NAO) โดยในการศึกษาครั้งนี้จะพิจารณาปรากฏการณ์อินเดียเอนโอเซียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือIOD) ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) และมรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian Summer Monsoon หรือ ASM) โดยรูปที่ 2.3 แสดงตัวอย่างของ Teleconnection บริเวณซีกโลกเหนือของพื้นที่บริเวณ Pacific-North America (PNA) และ North Atlantic Oscillation (NAO) ที่มีความเชื่อมโยงกัน

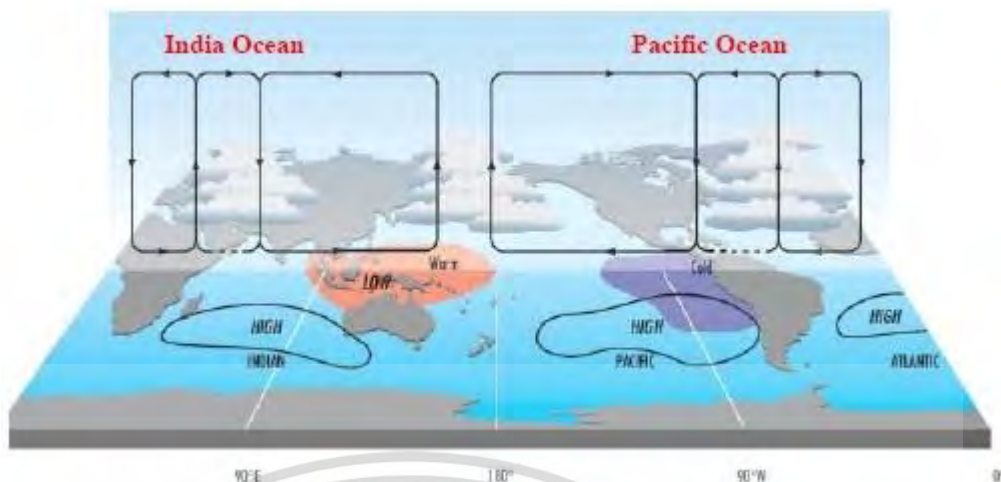
นอกจากนี้แล้วการหมุนเวียนของบรรยากาศสามารถอธิบายได้โดยการหมุนของอากาศแบบวอคเกอร์ ซึ่งเป็นการหมุนเวียนของบรรยากาศบริเวณศูนย์สูตรในแนวตั้ง ประกอบด้วย 2 เซลล์ คือ การหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกและการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรอินเดีย โดยรูปแบบของการหมุนเวียนอากาศแบบวอคเกอร์บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกเป็นการยกตัวขึ้นของอากาศบริเวณอินโดนีเซีย เมื่อยกตัวขึ้นถึงระดับบนจะมีการหมุนเวียนไปทางทิศตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก แล้วจมตัวลงบริเวณชายฝั่งตะวันตกของอเมริกาใต้ และระดับล่างใกล้ผิวพื้น และจะหมุนเวียนกลับมาทางตะวันตกอีกครั้ง ในทางตรงข้ามการหมุนเวียนอากาศแบบวอคเกอร์เหนือมหาสมุทรอินเดียก็มีลักษณะที่คล้ายคลึงกันกับมหาสมุทรแปซิฟิกเช่นกันดังแสดงในรูปที่ 2.4



รูปที่ 2.3 ลักษณะความเชื่อมโยงกันระหว่างบรรยากาศกับมหาสมุทร (Teleconnection) ที่ระดับ

ความสูง 500 hPa บริเวณซีกโลกเหนือ (Hurrell et al., 2003)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่นิยามให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

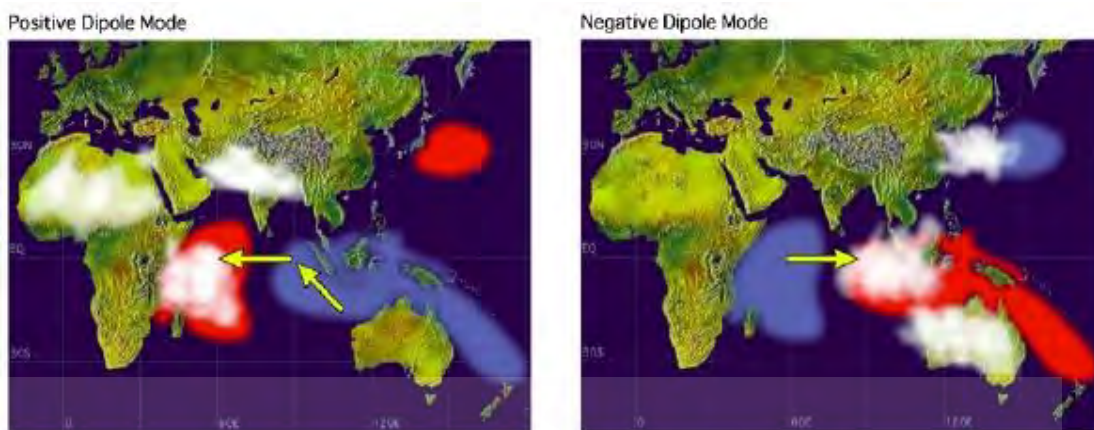


รูปที่ 2.4 การหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์ (Walker Circulation) ประกอบด้วย 2 เซลล์ คือการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกและการหมุนเวียนเหนือมหาสมุทรอินเดีย (Singhrattna et al., 2005)

2.2.2 ปรากรูการณ์อินเดียเนียนโอเซียนไดโพล (Indian Ocean Dipole, IOD) (Saji et al, 1999)

ปรากรูการณ์อินเดียเนียนโอเซียนไดโพล (Indian Ocean Dipole, IOD) คือ ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศชนิดหนึ่งที่เกิดบริเวณเส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรอินเดีย มีความเชื่อมโยงกันระหว่างชั้นบรรยากาศและมหาสมุทร จากการวิเคราะห์ข้อมูลในอดีต (Saji et al, 1999) พบว่าปรากรูการณ์ IOD ในมหาสมุทรอินเดียคือลักษณะที่อุณหภูมิผิวน้ำทะเลมีการเปลี่ยนแปลงผิดปกติ รวมถึงกระแสน้ำกับปริมาณฝนที่มีความผิดปกติในช่วงเวลาต่างๆ โดยพื้นที่ๆ เกิดความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเล คือ บริเวณละติจูดต่ำถึงกลางของมหาสมุทรอินเดีย ดังแสดงในรูปที่ 2.5 โดยอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสน้ำแสดงให้เห็นถึงความเชื่อมโยงระหว่างกันของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลและกระแสน้ำในพื้นที่ๆ ฝนตก โดยปรากรูการณ์ IOD มีอยู่ 2 รูปแบบ คือ กรณี Positive IOD และ Negative IOD โดยลักษณะของ Positive IOD คือ ความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเมื่อน้ำทะเลทางฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรอินเดียมีอุณหภูมิสูงกว่าปกติ ในขณะที่น้ำทะเลบริเวณเกาะสุมาตรา (ฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดีย) มีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติ ส่งผลให้ลมบริเวณแนวเส้นศูนย์สูตรพัดจากทิศตะวันออกไปสู่ทิศตะวันตก ส่งผลทำให้ระดับน้ำทะเลในมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันตกสูงกว่าปกติ ซึ่งตามปกติในฤดูร้อนจะพัดจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออก

ในขณะเดียวกันระดับน้ำทะเลทางฝั่งตะวันออกก็ต่ำกว่าปกติ ทำให้มวลน้ำเย็นบริเวณก้นทะเลลึกในชั้นน้ำเทอร์โมไคลน์ (Thermocline) ดันตัวสูงขึ้นและแพร่กระจายความเย็นทำให้น้ำทะเลบริเวณฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรอินเดียมีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติ นอกจากนี้แล้วลมที่พัดจากทิศตะวันออกไปสู่ทิศตะวันตกนำความชื้นไปด้วยจึงทำให้บริเวณแอฟริกาตะวันออก (มหาสมุทรอินเดียตะวันตก) มีฝนตกมากขึ้น ในขณะที่ฝั่งตะวันตกของหมู่เกาะแถบอินโดนีเซียจะมีฝนตกน้อยลง ส่งผลให้เกิดภัยแล้งได้ สำหรับกรณี Negative IOD มีพฤติกรรมตรงข้ามกัน ดังแสดงในรูปที่ 2.5



รูปที่ 2.5 ปรากฏการณ์อินเดียโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) (ซ้าย) กรณีที่เกิด Positive IOD (ขวา) กรณีที่เกิด Negative IOD
(<http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod>)

โดยช่วงเวลาต่างๆ ของพฤติกรรม IOD สามารถอธิบายได้ดังนี้ ช่วงเดือนพฤษภาคม - มิถุนายน อุณหภูมิผิวน้ำทะเลทางตะวันออกของมหาสมุทรอินเดียบริเวณเส้นศูนย์สูตรเริ่มเย็นผิดปกติส่งผลต่อกระแสลมที่พัดปกคลุมบริเวณนี้เริ่มผิดปกติ ช่วงเดือนกรกฎาคม - สิงหาคม กระแสลมบริเวณดังกล่าวเริ่มพัดแรงขึ้นและอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณนั้นจะมีอุณหภูมิต่ำกว่าปกติมากขึ้น โดยความผิดปกติปรากฏในบริเวณแนวชายฝั่งของอินโดนีเซีย ในขณะที่บริเวณตะวันตกของมหาสมุทรอินเดียมีอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเพิ่มสูงขึ้น ทำให้ลมบริเวณแนวเส้นศูนย์สูตรมีกำลังแรงกว่าปกติ โดยเกิดรุนแรงที่สุดในช่วงเดือนกันยายน - ตุลาคม และค่อยลดความรุนแรงลงในช่วงเดือนพฤศจิกายน-ธันวาคม โดยปกติกรณีที่ไม่ปรากฏการณ์ IOD ลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้จะค่อยๆ พัดไปตามแนวเส้นศูนย์สูตรให้เกิดฝนตกกระจายในบริเวณดังกล่าว แต่ในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ IOD อุณหภูมิผิวน้ำทะเลด้านตะวันตกของสมูทราเย็นมากกว่าปกติ เหนี่ยวนำให้ลมสินค้าทางด้านตะวันออกเฉียงใต้สามารถพัดขยายไปได้ไกลกว่าเดิมส่งผลให้บริเวณที่ฝนตกขยายไปทางตะวันตกของมหาสมุทรอินเดียมากขึ้น ทั้งนี้ สภาพอากาศจะกลับเข้าสู่ภาวะปกติเมื่ออุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณตะวันออกของมหาสมุทรอินเดียมีความอุ่นมากขึ้นเนื่องมาจากได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากขึ้นในช่วงฤดูใบไม้ผลิถึงฤดูใบไม้ร่วง อีกทั้งกระแสลมที่อ่อนกำลังลงและด้วยกลไกการปรับตัวของมหาสมุทรเอง

2.2.3 ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation, ENSO) (Kessler W.S., 2002)

ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation, ENSO) คือ ลักษณะความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในบริเวณเส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรแปซิฟิก ซึ่งปรากฏการณ์นี้มีความเชื่อมโยงกันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ (Ocean-Atmosphere Interaction) โดยเกิดจากอุณหภูมิผิวน้ำทะเลแถบเส้นศูนย์สูตรของมหาสมุทรแปซิฟิกบริเวณชายฝั่งอเมริกาใต้มีความผิดปกติ โดยอาจจำแนกความผิดปกติได้เป็น 2 ลักษณะหลักๆ คือ กรณีอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณดังกล่าวต่ำผิดปกติเนื่องมาจากมวลน้ำเย็นบริเวณกันทะเลลึกในชั้นน้ำเทอร์โมไคลน์ขยับตัวสูงขึ้นโดยเรียกปรากฏการณ์ในช่วงนี้ว่าลานินญา (La Niña) และกรณีอุณหภูมิผิวน้ำทะเลสูงขึ้นผิดปกติเนื่องจากมวลน้ำเย็นจากชั้นเทอร์โมไคลน์ขยับตัวลึกลงโดยเรียกปรากฏการณ์ในช่วงนี้ว่าเอลนีโญ (El Niño) ดังแสดงในรูปที่ 2.6

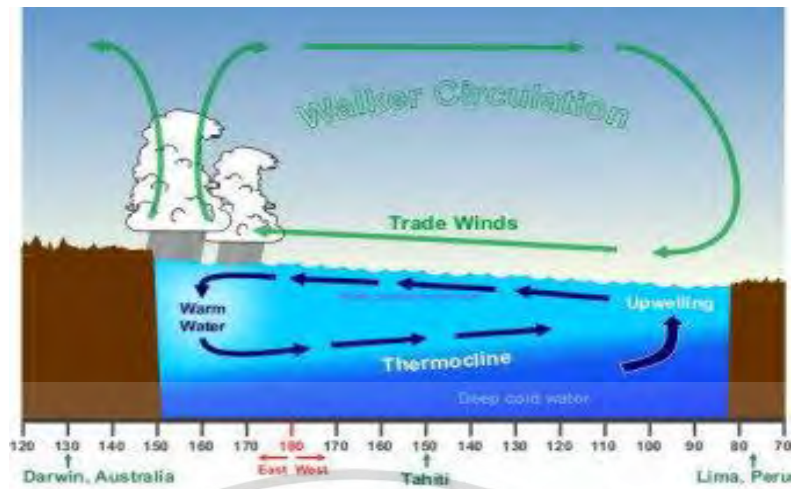
ทั้งนี้กระแสลมที่พัดผ่านมีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์ดังกล่าวด้วย (McPhaden, 2004) โดยปกติเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่ออนุญาตให้นำไปเผยแพร่โดยไม่มีการแก้ไข ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ลมสินค้าที่มีกำลังแรงพัดจากมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันออก (บริเวณตะวันตกเฉียงเหนือของทวีปอเมริกาใต้) ไปทางตะวันตกของแปซิฟิกบวกกับการหมุนรอบตัวเองของโลก น้ำทะเลด้านบนมีชั้นความหนาที่สมดุล ทำให้มวลน้ำเย็นในชั้นเทอร์โมไคลน์อยู่ในระดับปกติ น้ำทะเลที่อุ่นด้านบนพัดออกไปสะสมอยู่ทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก (บริเวณประเทศออสเตรเลีย อินโดนีเซียด้านตะวันออก) ส่งผลให้บรรยากาศเหนือมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตกนี้มีความชุ่มชื้นและการก่อตัวของเมฆและฝนตามปกติ ซึ่งกระบวนการดังกล่าวสอดคล้องกับลักษณะการหมุนเวียนอากาศแบบวอล์กเกอร์ (Walker Circulation) ดังที่ได้กล่าวมาแล้ว

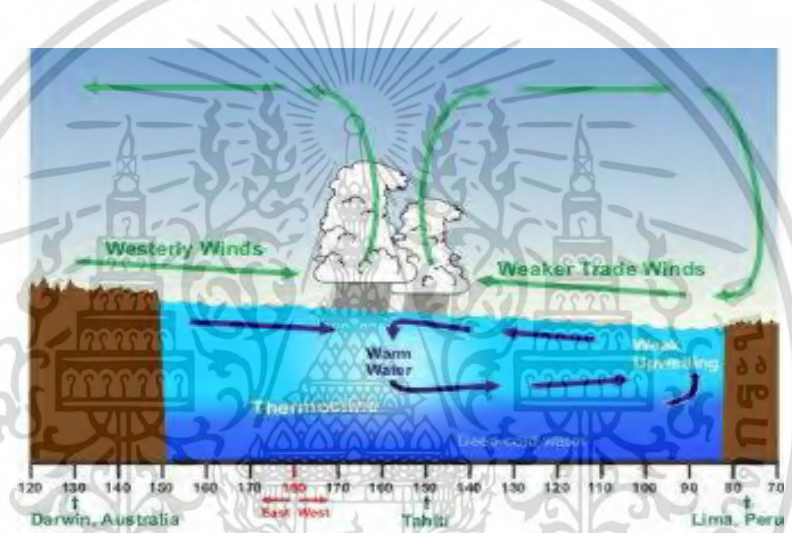
นอกจากนี้ปรากฏการณ์เอลนีโญมีพฤติกรรมดังนี้ คือ เมื่ออุณหภูมิผิวน้ำทะเลแปซิฟิกด้านตะวันออกสูงกว่าด้านตะวันตก ทำให้ความกดอากาศทางทิศตะวันออกต่ำกว่าทางทิศตะวันตก ลมจึงพัดจากบริเวณที่เย็นกว่า (ความกดอากาศสูง) ไปสู่บริเวณที่อุ่นกว่า (ความกดอากาศต่ำ) ซึ่งพัดสวนทางกับลมสินค้าตามปกติ ซึ่งปกติลมสินค้าจะพัดจากทางทิศตะวันออกไปทางทิศตะวันตก โดยลมต้านนี้มีอิทธิพลมากพอที่จะพัดพาให้กระแสน้ำอุ่นไหลย้อนกลับ จากทิศตะวันตกไปยังทิศตะวันออก จึงทำให้มหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันออกแถบประเทศเปรู มีความชุ่มชื้นมากกว่าปกติ ส่งผลให้เกิดอุทกภัยได้ ส่วนมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตก (ออสเตรเลีย อินโดนีเซีย) จะเกิดภัยแล้งมากกว่าปกติได้ ในกรณีของปรากฏการณ์ลานีญา จะตรงข้ามกัน คือ เกิดจากการเพิ่มขึ้นอย่างผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตก ลมพัดจากทิศตะวันออกไปทางทิศตะวันตก ซึ่งพัดเสริมกับลมสินค้าที่พัดอยู่เดิม ส่งผลให้ในแถบบริเวณด้านทิศตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก (ออสเตรเลีย อินโดนีเซีย) มีความชุ่มชื้นมากกว่าปกติส่งผลให้เกิดอุทกภัยได้

ทั้งปรากฏการณ์เอลนีโญและลานีญา ล้วนแต่มีความเชื่อมโยงกันระหว่างมหาสมุทรและบรรยากาศ การเปลี่ยนแปลงพฤติกรรมจากเอลนีโญไปเป็นลานีญา จะแปรผันตามการเคลื่อนตัวขึ้น-ลง ของความลึกระดับชั้นเทอร์โมไคลน์ (McPhaden, 2004) ซึ่งเป็นกระบวนการพลวัตของมหาสมุทรที่เชื่อมโยงกัน (Thermocline Dynamic) และสัมพันธ์กับอุณหภูมิผิวน้ำทะเล โดยกระบวนการเหล่านี้เป็นกระบวนการที่สำคัญของวัฏจักรปรากฏการณ์เอนโซ่ ทั้งนี้ในการพิจารณาตัวบ่งชี้เพื่อเฝ้าดูความผิดปกติของเอนโซ่ที่เกิดขึ้นบริเวณตอนกลางและทางฝั่งตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิก มีตัวชี้วัดต่างๆ ในแต่ละบริเวณ ดังเช่น Niño 1+2 (ความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยในบริเวณ 0–10 °S, 90°–80 °W) Niño-3 (ความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยในบริเวณ 5°N – 5°S, 90 – 150°W) Niño 4 (ความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลเฉลี่ยในบริเวณ 5 °N–5 °S, 160 °E–150 °W) เป็นต้น นอกจากนี้แล้วยังมีตัวชี้วัดอื่นๆ อีก เช่น MEI SOI เพื่อใช้ชี้วัดการเกิดเอนโซ่

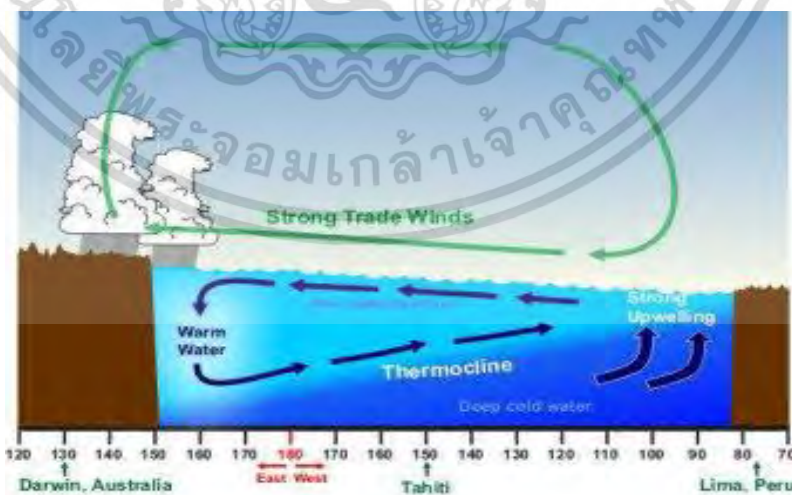
ตามที่ได้กล่าวมาข้างต้นเป็นที่แน่นอนว่า เอนโซ่ จะเกี่ยวข้องกับความผิดปกติของปริมาณฝนที่ตกในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งทำให้ปริมาณฝนในบริเวณดังกล่าวตกน้อยกว่าปกติจนถึงขั้นเกิดภัยแล้งโดยจะเพิ่มมากขึ้นช่วงฤดูร้อนในพื้นที่ได้เส้นศูนย์สูตร และช่วงฤดูหนาวในพื้นที่เหนือเส้นศูนย์สูตร นอกจากนี้แล้ว ปรากฏการณ์เอนโซ่ ที่ทำให้เกิดภัยแล้งในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้มีความเชื่อมโยงกับปริมาณการแผ่รังสีของรังสีคลื่นยาว (Outgoing Long Wave Radiation, OLR) ของน้ำทะเล โดยช่วงที่มีปริมาณการแผ่รังสีมากจะเป็นช่วงเวลาเดียวกับช่วงที่เกิดสภาวะแห้งแล้งในภูมิภาคนี้ (Wang et al., 2003) ซึ่งสนับสนุนว่ามหาสมุทรและบรรยากาศมีเชื่อมโยงระหว่างกัน



ก) สภาวะปกติของมหาสมุทรแปซิฟิก



ข) สภาวะปรากฏการณ์เอลนีโญ



ค) สภาวะปรากฏการณ์ลานีญา

รูปที่ 2.6 สภาวะปรากฏการณ์ ENSO ในมหาสมุทรแปซิฟิก

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

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่นอนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

2.2.4 มรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian Summer Monsoon, ASM) (Matsumoto, J. 1992)

ลมมรสุม คือ ลมที่พัดเปลี่ยนทิศทางเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศในช่วงของการเปลี่ยนฤดูกาล ตัวอย่างเช่นการเปลี่ยนฤดูกาลอย่างกะทันหันจากฤดูหนาวเข้าสู่ฤดูร้อน (Yeh et al., 1959) โดยทั่วไปวัฏจักรการเปลี่ยนฤดูกาลของทวีปเอเชีย ในฤดูหนาวลมจากบริเวณที่มีความกดอากาศสูง (อุณหภูมิต่ำ) ของพื้นที่ไซบีเรียไหลไปสู่บริเวณที่มีความกดอากาศต่ำ (อุณหภูมิสูง) บริเวณมหาสมุทรอินเดีย โดยอากาศเหนือนมหาสมุทรอินเดียลอยตัวสูงขึ้นและอากาศบริเวณไซบีเรียไหลเข้ามาแทนที่ โดยทิศทางลมจะพัดผ่านผ่านเข้าไปยังเอเชียใต้และบางส่วนไปทางตะวันออก ส่วนในช่วงฤดูร้อน บริเวณพื้นดินมีอุณหภูมิสูงกว่ามหาสมุทร (ความกดอากาศต่ำ) ส่วนในมหาสมุทรมีอุณหภูมิต่ำ (ความกดอากาศสูง) ลมจะพัดเปลี่ยนทิศทางตรงกันข้ามกับในช่วงฤดูหนาว เกิดเป็นลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดจากมหาสมุทรโดยนำเอาความชุ่มชื้นมาด้วย

ทั้งนี้ ลมมรสุมที่เกิดในพื้นที่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้แตกต่างจากมรสุมที่เกิดในพื้นที่เอเชียใต้ กล่าวคือ พื้นที่เอเชียตะวันออกเฉียงใต้ลมมรสุมฤดูหนาวมีกำลังแรงและมีทิศทางคงที่กว่ามรสุมฤดูร้อน ส่วนพื้นที่เอเชียใต้ตลอดจนประเทศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้รวมทั้งประเทศไทยจะได้รับอิทธิพลหลักจากมรสุมในช่วงฤดูร้อนเท่านั้นเนื่องจากลมมรสุมฤดูหนาวที่แผ่ขยายลงมาไม่ถึงกึ่งกลางของทวีปเอเชีย โดยมรสุมฤดูร้อนเอเชีย (มรสุมตะวันตกเฉียงใต้) จะพัดปกคลุมแถบบริเวณอ่าวเบงกอล คาบสมุทรมลายู อินโดจีนไปตลอดจนทะเลจีนใต้ โดยช่วงเวลาของมรสุมเริ่มประมาณต้นเดือนหรือกลางเดือนพฤษภาคม (He et al., 1987) ซึ่งการเคลื่อนของมรสุมเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ (East Asian Monsoon, EAM) และมรสุมเอเชียใต้ (South Asian Monsoon, SAM) มีอิทธิพลต่อระยะเวลาเริ่มต้นของมรสุมฤดูร้อนเอเชียด้วย (Murakami and Matsumoto, 1994; Lau and Yang, 1997)

โดยมรสุมเอเชียตะวันออกเฉียงใต้มีทิศทางการเคลื่อนตัวจากบริเวณทะเลจีนใต้แล้วเคลื่อนไปทางชายฝั่งทางด้านใต้ของประเทศจีนในช่วงปลายเดือนพฤษภาคม จากนั้นจะขยายอิทธิพลไปทางตอนใต้ของประเทศญี่ปุ่นประมาณกลางเดือนมิถุนายนและไปสิ้นสุดที่ทางตอนเหนือของประเทศจีนประมาณปลายเดือนกรกฎาคม (Tao and Chen, 1987)

สำหรับมรสุมเอเชียใต้มีแนวเส้นทางเดินของมรสุม 2 ทิศทาง (Wang and Lin, 2002) โดยทิศทางแรกเริ่มต้นจากตอนใต้ของทะเลอาราเบีย (Arabian Sea) ไปตามชายฝั่งด้านตะวันตกของประเทศอินเดีย ส่วนเส้นทางที่สองเป็นการนำพาความร้อนไปทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ โดยเริ่มต้นจากทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของอ่าวเบงกอลผ่านไปทางประเทศอินเดีย ทำให้ฤดูฝนของประเทศอินเดียเริ่มประมาณต้นเดือนมิถุนายน (Joseph et al., 1994) จะเห็นได้ว่าการนำพาความร้อนที่เป็นตัวการสำคัญในการเริ่มต้นของมรสุมฤดูร้อนในภูมิภาคเอเชีย เช่น (Lau and Yang, 1997)

พื้นที่ในบริเวณแถบเอเชียใต้ และเอเชียตะวันออกเฉียงใต้รวมทั้งประเทศไทย มีมรสุมฤดูร้อนซึ่งได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ โดยพัดปกคลุมประเทศไทยในช่วงระหว่างกลางเดือนพฤษภาคมถึงกลางเดือนตุลาคม ทำให้มีเมฆมากและฝนตกชุกโดยเฉพาะตามบริเวณชายฝั่งทะเลและเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่น

2.3 ทฤษฎีการนำบาดาลของประเทศไทย (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2553)

การพิจารณาขอบเขตของแอ่งน้ำบาดาลต่างๆ ในประเทศไทยสามารถพิจารณาจากแอ่งน้ำบาดาลที่กระจายอยู่ในชั้นหินร่วนหรือหินแข็งเป็นเกณฑ์ในการพิจารณา โดยกรมทรัพยากรน้ำบาดาลแบ่งแอ่งน้ำบาดาลทั่วประเทศได้ 27 แอ่ง ดังแสดงในรูปที่ 2.7 และจากการรวบรวมข้อมูลในปี พ.ศ. เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปเผยแพร่โดยไม่ผ่านการอนุมัติฯ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

2553 มีจำนวนบ่อสังเกตการณ์สำหรับระบบสังเกตการณ์น้ำบาดาลจำนวนทั้งสิ้น 2,628 บ่อ ดังแสดงในตารางที่ 2.1 ซึ่งเห็นได้ว่ามีจำนวนบ่อสังเกตการณ์ใหม่เพิ่มขึ้นเกือบเท่าตัว

ตารางที่ 2.1 ตารางแสดงจำนวนบ่อสังเกตการณ์ในแอ่งน้ำบาดาลต่างๆ ทั่วประเทศ (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2553)

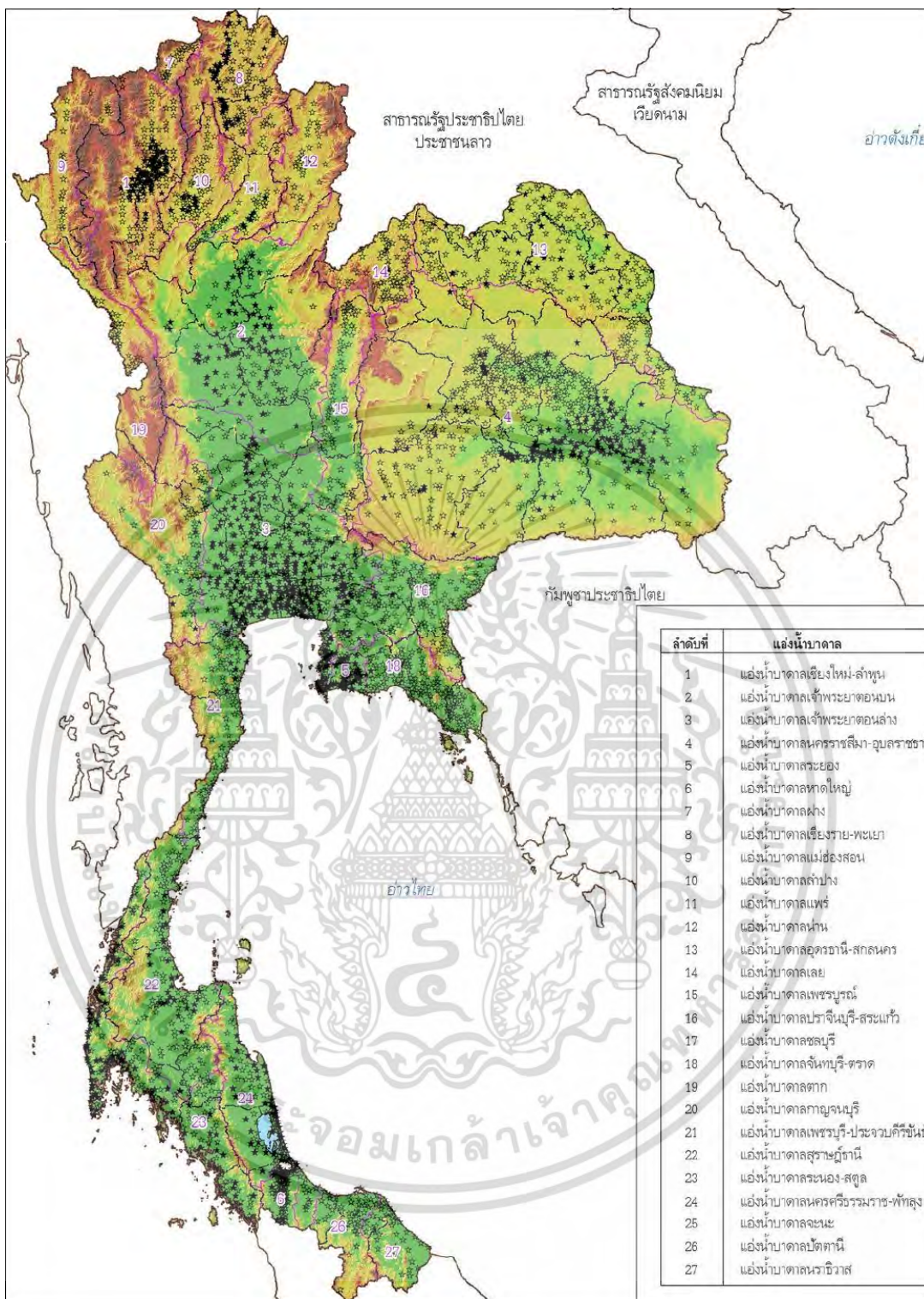
ลำดับ	ชื่อแอ่งน้ำบาดาล	บ่อเดิม	บ่อใหม่	ลำดับ	ชื่อแอ่งน้ำบาดาล	บ่อเดิม	บ่อใหม่
1	แอ่งเชียงใหม่-ลำพูน*	150	146	15	แอ่งเพชรบูรณ์	-	79
2	แอ่งเจ้าพระยาตอนบน*	94	133	16	แอ่งปราจีนบุรี-สระแก้ว	36	135
3	แอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง*	640	269	17	แอ่งชลบุรี	58	41
4	แอ่งนครราชสีมา-อุบลราชธานี*	262	399	18	แอ่งจันทบุรี-ตราด	2	156
5	แอ่งระยอง*	89	21	19	แอ่งตาก	-	28
6	แอ่งหาดใหญ่*	60	125	20	แอ่งกาญจนบุรี	9	53
7	แอ่งฝาง	-	31	21	แอ่งเพชรบุรี-ประจวบคีรีขันธ์	9	79
8	แอ่งเชียงราย-พะเยา	58	84	22	แอ่งสุราษฎร์ธานี	36	122
9	แอ่งแม่ฮ่องสอน	-	23	23	แอ่งระนอง-สตูล	133	94
10	แอ่งลำปาง	15	61	24	แอ่งนครศรีธรรมราช-พัทลุง	91	51
11	แอ่งแพร่	10	57	25	แอ่งจະนะ	-	20
12	แอ่งน่าน	-	35	26	แอ่งปัตตานี	-	62
13	แอ่งอุดรธานี-สกลนคร	35	215	27	แอ่งนราธิวาส	-	36
14	แอ่งเลย	2	73	รวม		1,789	2,628

โดยบ่อสังเกตการณ์มีการกระจายตัวอยู่ในชั้นหินอุ้มน้ำหลักที่มีศักยภาพสูงของแอ่งน้ำบาดาลแต่ละแอ่ง ซึ่งส่วนใหญ่เป็นชั้นหินอุ้มน้ำในชั้นหินร่วนที่แผ่ขยายตัวอยู่ในพื้นที่ส่วนใหญ่ของแอ่งที่มีลักษณะโดยทั่วไปเป็นที่ราบลุ่มและที่ราบลอนลาดหรือพื้นที่ราบลุ่มน้ำหลากและลานตะพักลุ่มน้ำ ยกเว้นแอ่งน้ำบาดาลระนอง-สตูลที่ชั้นหินอุ้มน้ำบาดาลหลักเป็นชั้นหินอุ้มน้ำในชั้นหินแข็ง ในขณะที่บ่อสังเกตการณ์ส่วนน้อยที่เหลืออยู่มีการกระจายตัวอยู่ในชั้นหินอุ้มน้ำที่มีศักยภาพต่ำลงมา ซึ่งโดยมากเป็นชั้นหินอุ้มน้ำในชั้นหินแข็งโดยรอบขอบแอ่งที่มีภูมิประเทศเป็นภูเขาหรือเทือกเขาขนาดใหญ่

2.4 พื้นที่แอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนล่าง (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2553)

แหล่งน้ำบาดาลในภาคกลางบริเวณที่ราบลุ่มน้ำเจ้าพระยาตอนล่าง เป็นแหล่งน้ำบาดาลขนาดใหญ่ที่สุดและให้น้ำมากที่สุดของประเทศ หรืออาจเรียกว่าแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง มีบริเวณพื้นที่ตั้งแต่อำเภอโมรเมย์ จังหวัดชัยนาทไปจนถึงปากแม่น้ำเจ้าพระยา มีความลึกจากตั้งแต่พื้นดินไปจนถึงก้นแอ่งประมาณ 600 เมตร มีชั้นน้ำบาดาลอยู่ถึง 8 ชั้น แต่ละชั้นให้น้ำปริมาณมาก ขอบแอ่งเจ้าพระยาด้านตะวันตกอยู่พื้นที่ตั้งแต่จังหวัดอุทัยธานี สุพรรณบุรีไปจนถึงนครปฐม ขอบแอ่งด้านตะวันออกบริเวณพื้นที่จังหวัดลพบุรี สระบุรี นครนายก ปราจีนบุรี จนถึงฉะเชิงเทรา บริเวณขอบแอ่งที่เป็นภูเขาให้ปริมาณน้ำน้อย เนื่องจากหินส่วนใหญ่เป็นหินภูเขาไฟ แต่ถ้าเจาะลงในหินปูนอาจให้น้ำได้มาก

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 2.7 แสดงแอ่งน้ำบาดลทั่วประเทศ (กรมทรัพยากรน้ำบาดล, 2553)

2.4.1 สภาพภูมิประเทศ

สภาพภูมิประเทศส่วนใหญ่เป็นที่ราบลุ่มระดับพื้น ดินโดยเฉลี่ยสูงประมาณ 0 - 1.5 เมตร เหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง (รทก.) ยกเว้นบริเวณด้านทิศเหนือของจังหวัดนครปฐมที่มีสภาพเป็นที่ดอนมีระดับพื้นดินโดยเฉลี่ยสูงประมาณ 4.0 เมตรเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง โดยความลาดเทของที่ราบลุ่มน้ำท่วมถึงของแม่น้ำหลักในภาคกลางตอนล่างมีค่าประมาณ 1:25,000 ซึ่งมีแม่น้ำเจ้าพระยาเป็น

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์ไว้เพื่อใช้ในการศึกษาเท่านั้น เมื่อผู้ใดเห็นประโยชน์จึงนำเอกสารนี้ไปใช้ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

แม่น้ำสายสำคัญที่ไหลผ่านจากตอนเหนือของจังหวัดพระนครศรีอยุธยาผ่านจังหวัดปทุมธานีนนทบุรี กรุงเทพมหานครและไปลงอ่าวไทยที่จังหวัดสมุทรปราการ นอกจากนี้ยังมีแม่น้ำท่าจีนซึ่งแยกจากแม่น้ำเจ้าพระยาที่จังหวัดชัยนาทไหลผ่านจังหวัดสุพรรณบุรี นครปฐม และไหลลงอ่าวไทยที่จังหวัดสมุทรสาคร นอกจากนี้แม่น้ำทั้งสองนี้แล้วยังมีคลองอีกหลายสายซึ่งใช้ประโยชน์ในการคมนาคมทางน้ำ การชลประทาน และการระบายน้ำ

2.4.2 สภาพทางธรณีวิทยา

ลักษณะและชนิดของหินตลอดจนโครงสร้างธรณีในบริเวณขอบแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง ทั้งทางทิศตะวันออกและทิศตะวันตก ซึ่งมีความสำคัญและเป็นต้นกำเนิดของตะกอนที่พัดพาไปตามแม่น้ำสะสมในแอ่งสะสมตะกอน ซึ่งประกอบด้วยตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Quaternary Deposits) ที่เป็นตะกอนร่วนถึงตะกอนที่ถูกกดทับจนเกือบแข็งของกรวด ทราย ทรายแป้ง และดินเหนียว ซึ่งเกิดจากกระบวนการธรรมชาติ คือ การถูกชะล้าง การพัดพา และการตกตะกอนสะสมในแอ่ง ดังแสดงในรูปที่ 2.8 โดยมีรายละเอียดดังนี้

2.4.2.1 ธรณีวิทยาหินแข็ง (Hard Rocks) ลักษณะของหินในที่ราบลุ่มภาคกลางตอนล่าง และบริเวณขอบที่ราบลุ่ม ประกอบด้วยหินที่มีอายุมากที่สุด คือ พรีแคมเบรียน (Precambrian) จนถึงหินที่มีอายุน้อยที่สุดในยุคจูแรสซิก (Jurassic) โดยการเรียงลำดับชั้นหินที่เรียงจากอายุมากที่สุดถึงอายุน้อยที่สุด ดังนี้

1) **หินไนส์ (PЄ)** หินแปรยุคพรีแคมเบรียน มีลักษณะการจัดเรียงเป็นแถบชั้นของ แร่ควอร์ตซ์ แร่เฟลด์สปาร์ และแร่อื่นๆ พบบริเวณตะวันออกเฉียงใต้ของจังหวัดฉะเชิงเทราและทิศเหนือของกาญจนบุรี

2) **หินอ่อน (ЄO)** หินแปรสภาพจากหินปูนที่มีอายุระหว่างยุคแคมเบรียนถึงอโตนวิเชียนมีลักษณะเป็นหินอ่อนสีขาวเป็นแถบชั้นสลับกับหินควอร์ตซ์ไมกาชีสต์ พบทางทิศตะวันตกของที่ราบบริเวณทิศเหนือของ อ.เสนา ช่างและตะวันตกของ อ.เสนา อ.ทอง จังหวัดสุพรรณบุรี

3) **หินปูนทุ่งสง (O)** หินตะกอนยุคอโตนวิเชียน ลักษณะเป็นหินปูนเนื้อดินบางแห่งมีเนื้อโดโลไมต์ มักมีชั้นหินดินดานสลับมีสีเทาสกปรกและสีชมพูมีซากดึกดำบรรพ์จำนวนมาก พบทางทิศตะวันตกของที่ราบจังหวัดชัยนาทและตะวันตกของจังหวัดสุพรรณบุรี

4) **หินแปร (SD)** หินแปรยุคไซลูเรียนถึงดีโวเนียน ประกอบด้วย หินฟิลไลต์เนื้อคาร์บอนและเนื้อควอร์ตซ์ พบในบริเวณกว้างทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มภาคกลาง บางแห่งเป็นภูเขาโดดอยู่กลางทุ่ง เช่น บริเวณตะวันตกของจังหวัดชัยนาท สิงห์บุรี สุพรรณบุรี และกาญจนบุรี แต่ไม่พบหินแปรชุดนี้ทางทิศตะวันออกของที่ราบลุ่มภาคกลาง

5) **หินแปรและกึ่งหินแปร (CD)** หินแปรและกึ่งหินแปรยุคดีโวเนียนถึงคาร์บอนิเฟอรัส ประกอบด้วย หินเชิร์ตและหินทัฟฟ์ หินอ่อนและหินปูน หินภูเขาไฟและหินกึ่งภูเขาไฟที่แปรสภาพ พบเป็นบริเวณกว้างโดยเฉพาะทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของที่ราบลุ่มภาคกลางบริเวณที่จังหวัดปราจีนบุรีและสระแก้ว

6) **หินกึ่งหินแปร (C2)** หินกึ่งแปรสภาพยุคคาร์บอนิเฟอรัส ประกอบด้วย หินฟิลไลต์เนื้อกรวดมน หินฟิลไลต์และหินทรายเนื้อทัฟฟ์ที่ถูกแปรสภาพและหินชนวน พบทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของจังหวัดฉะเชิงเทรา

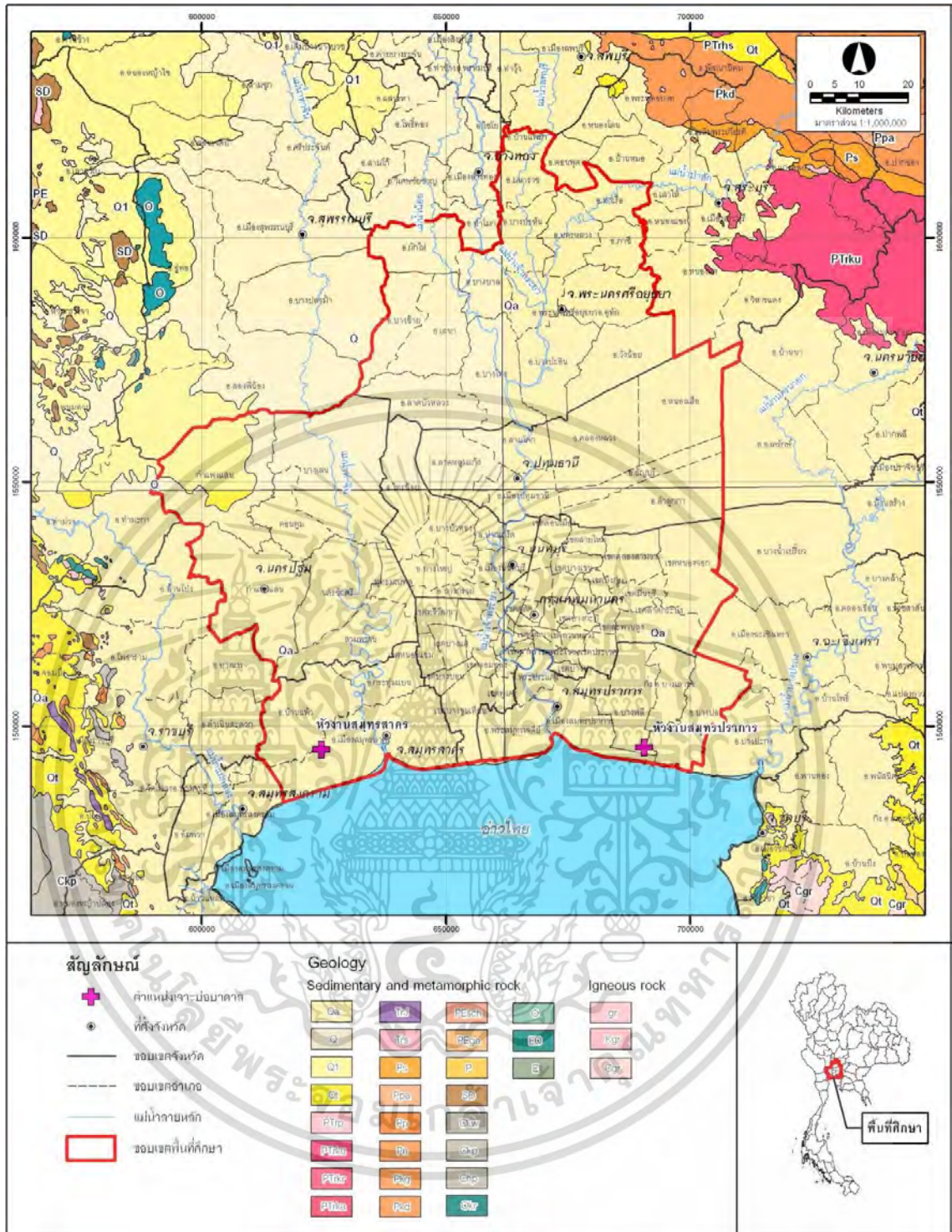
7) **หินชั้นยุคคาร์บอนิเฟอรัสถึงเพอร์เมียน (CPK-1, CPK-2)** ประกอบด้วยหินหมวดหินเขาพระ (CPK-1) ได้แก่ หินดินดาน หินทราย และหินดินดานปนกรวดสีเทาเข้ม และหมวดหินเขาเจ้า (CPK-2) ได้แก่ หินโคลน หินทรายเนื้อทัฟฟ์ และหินไรโอลิติกทัฟฟ์ หินทั้งสองหมวดที่กล่าวมาจัดอยู่ในกลุ่มหินแก่งกระจานและพบทางทิศด้านตะวันตกของจังหวัดราชบุรี

8) **หินชั้นยุคเพอร์เมียน (Pr, Ps)** ประกอบด้วย กลุ่มหินราชบุรี (Pr) ได้แก่ หินปูน หินปูนเนื้อโดโลไมต์และหินเชิร์ตจะมีซากดึกดำบรรพ์มาก พบกระจายเป็นบริเวณกว้างทางทิศตะวันตกของจังหวัดกาญจนบุรีและราชบุรี ซึ่งมีลักษณะเป็นเทือกเขาทอดยาวและเขาหินปูนเป็นหย่อมๆ ในกรณีของกลุ่มหินสระบุรี (Ps) ประกอบด้วย หินปูนมีซากดึกดำบรรพ์ หินเชิร์ต หินดินดาน หินทราย หินทรายเนื้อทัฟฟ์ และหินภูเขาไฟ กลุ่มหินสระบุรีพบเป็นบริเวณกว้างทางตะวันออกของจังหวัดลพบุรี สระบุรี และนครนายก ซึ่งเป็นขอบของที่ราบสูงโคราช

9) **หินโป่งน้ำร้อนยุคไทรแอสซิก (T pu)** หมวดหินโป่งน้ำร้อนประกอบด้วย หินแกรนิต หินดินดาน หินปูนและหินกรวดมน พบกระจายเป็นบริเวณกว้างทางซีกตะวันออกเฉียงใต้ของจังหวัดปราจีนบุรี

10) **หินทรายยุคจูแรสซิก (J)** ประกอบด้วย กลุ่มหินอุมผาง (Ju) ได้แก่ หินโคลน หินทรายแป้ง หินทราย และหินปูนพบหอยสองฝา หินกลุ่มนี้พบเป็นทิวเขายาวตามแนวตะวันตกเฉียงเหนือ-ตะวันตกเฉียงใต้ทางทิศตะวันตกของจังหวัดราชบุรี กลุ่มหินชุดโคราช ได้แก่ หมวดหินภูกระดึง (Jpk) ประกอบด้วย หินทรายแป้งเนื้อปูนและเนื้อไมกา หินทราย หินโคลน สีแดง-สีม่วงแดง บางแห่งมีหินกรวดมน หมวดหินพระวิหาร (Jpw) ประกอบด้วย หินทรายเนื้อกรวด สีขาว-สีเทาขาว หินทรายแป้งและหินโคลน หมวดหินทั้งสองดังกล่าวพบในพื้นที่ด้านเหนือของจังหวัดลพบุรีและบริเวณตะวันออกของจังหวัดนครนายกและปราจีนบุรี

11) **หินอัคนีและหินภูเขาไฟยุคเพอร์เมียนถึงไทรแอสซิก (PTgr, PTv)** หินแกรนิต (PTgr) ที่พบประกอบด้วย หินไมโครแกรนิต แกรโนไดโอไรต์ และหินพลาจิโอแกรนิต ซึ่งถูกแทรกดันสู่พื้นผิวโลกและถูกแรงบีบจนเนื้อแร่ประกอบหลักเรียงตัว พบทางทิศใต้ของอำเภอบ้านหมี่จังหวัดลพบุรี ในกรณีหินภูเขาไฟ (PTv) ที่พบประกอบด้วย หินไรโอไลต์ หินแอนดีไซต์ หินเถ้าภูเขาไฟ หินกรวดเหลี่ยมภูเขาไฟ หินทัฟฟ์เนื้อไรโอไลต์ และเนื้อแอนดีไซต์ หินภูเขาไฟดังกล่าวกระจายเป็นบริเวณกว้างทางทิศตะวันออกของจังหวัดลพบุรี สระบุรี และนครนายก แต่ไม่พบทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มกลางตอนล่าง



รูปที่ 2.8 แผนที่ธรณีวิทยาบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555)

2.4.2.2 ตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Quaternary Deposits) ตะกอนยุคควอเทอร์นารีในที่ราบภาคกลางตอนล่างสามารถประมวลเข้าเป็นหน่วยทางธรณีวิทยาได้ โดยอาศัยชนิดและลักษณะของตะกอน สภาพแวดล้อมและอายุของการสะสมตัวและธรณีสัณฐานวิทยา ดังได้กล่าวมาแล้ว โดยแบ่งเป็นหน่วยตะกอนบริเวณขอบแอ่งและตะกอนบริเวณที่ราบลุ่ม มีรายละเอียดดังนี้

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

1) **ตะกอนเศษหินเชิงเขา (Qc, Plio-Ple)** ปลายยุคเทอร์เชียรีถึงต้นสมัยไพลสโตซีน ได้แก่ ตะกอนประเภทหินปูนและดินมาร์ล ชั้นศิลาแลง เศษหินเชิงเขาและหินผุของหินแกรนิตและหินแปร พบทางทิศตะวันออกของที่ราบลุ่มภาคกลางบริเวณจังหวัดลพบุรี สระบุรี ปราจีนบุรี และฉะเชิงเทรา ส่วนด้านทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มส่วนใหญ่เป็นตะกอนเศษหินเชิงเขา พบกระจายเป็นบริเวณกว้างตั้งแต่จังหวัดสุพรรณบุรี กาญจนบุรีถึงราชบุรี

2) **ตะกอนตะพักลำนํ้าระดับสูง (Qt1 Plio-E-Ple)** ประกอบด้วย กรวด ทราย และดินเหนียว ซึ่งเกิดจากการเปลี่ยนทิศทางการไหลของทางน้ำและการลดระดับลงของทางน้ำ ทำให้เกิดแนวตะพักเป็นชั้นๆ ตามระดับความสูง ซึ่งอาจถูกแบ่งย่อยเป็นตะพักลำนํ้าระดับสูง (High Terrace) ตะพักลำนํ้าระดับกลาง (Middle Terrace) และตะพักลำนํ้าระดับต่ำ (Low Terrace) โดยมีความต่อเนื่องของตะกอนทั้งสามระดับคล้ายกัน แต่แตกต่างกันที่ความหนาเนื่องจากตะกอนตะพักลำนํ้าระดับสูงได้ผ่านกระบวนการทางเคมีเป็นเวลานาน เป็นผลให้ตะกอนเปลี่ยนเป็นชั้นศิลาแลงวางทับซ้อนอยู่ด้านบนของชั้นทราย ทรายแป้งปนกรวดปนเม็ดลูกกรัง ทางทิศตะวันออกของที่ราบลุ่มพบตะกอนตะพักลำนํ้าระดับสูง (High Terrace Deposits) บริเวณทิศตะวันออกของจังหวัดนครนายก ปราจีนบุรี และฉะเชิงเทรา ทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มพบตะกอนตะพักลำนํ้าระดับสูง บริเวณทิศตะวันตกของจังหวัดชัยนาทและสุพรรณบุรี อายุการสะสมของตะกอนตะพักลำนํ้าระดับสูง คาดว่าอยู่ในสมัยไพลโอซีนถึงต้นสมัยไพลสโตซีน

3) **ตะกอนตะพักลำนํ้าระดับกลางและตะกอนนํ้าพารูปพัดเก่า (Middle Terrace Deposits (Qt2) and Old Alluvial Fan, Qf1, M-Ple)** ตะกอนตะพักลำนํ้าระดับกลางประกอบด้วย ชั้นกรวด ทราย และดินเหนียว ส่วนตะกอนนํ้าพารูปพัดเก่าประกอบด้วย ทรายหยาบปนกรวดสลับกับชั้นทรายหนาแทรกด้วยชั้นดินเหนียวสลับกับทรายแป้ง โดยแสดงลักษณะการเรียงตัวของขนาดตะกอนจากเล็กไปใหญ่ (Coarsening Upward Sequence)

4) **ตะกอนตะพักลำนํ้าระดับกลาง (Low Terrace)** ทางทิศตะวันออกของที่ราบลุ่มภาคกลางบริเวณจังหวัดลพบุรี สระบุรีและฉะเชิงเทรา โดยยังพบตะกอนนํ้าพารูปพัดเก่าที่ให้ชื่อว่า ตะกอนรูปพัดป่าสัก (Pasak Alluvial fan) ซึ่งเกิดจากการพัดพาและสะสมตะกอนจากแม่น้ำป่าสักและลำนํ้าสาขา ทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มภาคกลางพบตะกอนตะพักลำนํ้าระดับกลางบริเวณจังหวัดชัยนาทและสุพรรณบุรี และพบตะกอนนํ้าพารูปพัดเก่าที่ให้ชื่อว่าตะกอนรูปพัดดอนเจดีย์ (Don Chedi Alluvial Fan) ซึ่งเกิดจากการพัดพาและสะสมตะกอนของลำห้วยต่างๆ ซึ่งเป็นสาขาของแม่น้ำสุพรรณบุรีในสมัยไพลสโตซีน แต่ปัจจุบันเหลือลำนํ้าให้เห็นเพียงลำห้วยกระเสียวและลำห้วยจะร่า อายุการเกิดของตะกอนตะพักลำนํ้าระดับกลางและตะกอนนํ้าพารูปพัดเก่า คือ สมัยไพลสโตซีนตอนกลาง (Middle Pleistocene)

5) **ตะกอนรูปพัดใหม่ (Young Alluvial Fan, Qf2 M-L-Ple)** ตะกอนส่วนใหญ่ประกอบด้วย ชั้นกรวดสลับกับชั้นทรายและชั้นทรายแป้งและดินเหนียว มีดินลูกรังปิดทับอยู่ผิวบนหนามากกว่า 80 ม. วางตัวทับอยู่บนตะกอนรูปพัดยุคเก่า ให้ชื่อตะกอนชุดนี้ว่าเนินตะกอนนํ้าพารูปพัดกำแพงแสนหรือตะกอนรูปพัดแม่กลอง มีพื้นที่ครอบคลุมด้านตะวันตกของอำเภอสองพี่น้อง จังหวัดสุพรรณบุรี บริเวณตะวันตกของอำเภอกำแพงแสนจังหวัดนครปฐม บริเวณด้านตะวันออกของอำเภอมืองและอำเภอกำแพงแสนจังหวัดกาญจนบุรี มีอายุการสะสมตะกอนสมัยไพลสโตซีนตอนกลางถึงตอนปลาย (Middle-Late Pleistocene) เนื่องจากตะกอนรูปพัดใหม่วางตัวอยู่บนตะกอนรูปพัดยุคเก่าซึ่งมีอายุในสมัยไพลสโตซีนตอนกลาง (Middle Pleistocene)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

6) ดินดอนสามเหลี่ยมธารน้ำและดินดอนสามเหลี่ยมน้ำกร่อย (Delta of Fluvial Sediment, Qdf and Delta of Brackish Sediments Qdb, Late Pleistocene)
 ดินดอนสามเหลี่ยมธารน้ำ ประกอบด้วย ชั้นทรายแป้งปนดินเหนียว บางแห่งเป็นดินร่วน (Sandy Loam) มีความหนาแน่นประมาณ 2 - 4 ม. และรองรับด้วยชั้นดานหินปูน (Bed of Calcareous Nodule) ซึ่งหนาประมาณ 2 ม. ตะกอนหน่วยนี้ผ่านกระบวนการทางเคมีเป็นเวลายาวนานจึงเกิดจุดประสีน้ำตาลและมีเม็ดลูกกรังปะปน ดินดอนสามเหลี่ยมธารน้ำจะครอบคลุมบริเวณกว้างตั้งแต่ทางตอนเหนือของจังหวัดชัยนาทลงมาทางใต้จรดพื้นที่ของจังหวัดอ่างทอง

ดินดอนสามเหลี่ยมน้ำกร่อยมีตะกอนส่วนใหญ่ประกอบด้วยดินเหนียวสีเทาดำ-สีดำ พบแร่จาร์โรไซต์ (Jarosite) ที่เกิดในน้ำกร่อยภายใต้สภาพอากาศร้อนชื้นสมัยไพลสโตซีนตอนปลาย (Late Pleistocene) เนื่องจากตะกอนดินเหนียวนี้ได้ผ่านกระบวนการทางเคมีเป็นเวลายาวนานทำให้เกิดจุดประสีเหลืองปนน้ำตาลของแร่เหล็ก และเม็ดมวลผลอกของแร่เหล็กและแมงกานีสอยู่ทั่วไป ชั้นดินดอนสามเหลี่ยมน้ำกร่อยนี้พบกระจายเป็นบริเวณกว้างมากตั้งแต่ตอนเหนือของจังหวัดอยุธยา จังหวัดกรุงเทพฯ และปริมณฑลทั้งหมดรวมถึงขอบเขตทางด้านตะวันออกของที่ราบลุ่มภาคกลาง ได้แก่ บางส่วนของจังหวัดนครนายก ปราจีนบุรีและฉะเชิงเทรา ทางทิศตะวันตกของที่ราบลุ่มภาคกลาง ได้แก่ บางส่วนของจังหวัดสุพรรณบุรี นครปฐม และราชบุรี อายุการสะสมตัวของดินดอนสามเหลี่ยมธารน้ำและดินดอนสามเหลี่ยมน้ำกร่อยในสมัยไพลสโตซีนตอนปลาย (Late Pleistocene)

7) ตะกอนที่ราบน้ำท่วมถึง หาดสันดอนและตะกอนที่ราบน้ำขึ้นถึง (Floodplain deposits Qa, Barrier beach and Tidal flat marine clay Qtf, Holo) ตะกอนที่ราบน้ำท่วมถึง ได้แก่ ตะกอนของคันดินธรรมชาติและตะกอนหลังคันดิน ซึ่งประกอบด้วย ชั้นทรายและชั้นทรายละเอียดส่วนใหญ่ไม่พบสนิมเหล็กและสนิมดำแมงกานีสมีความหนาแน่นระหว่าง 1-3 ม. กระจายเป็นบริเวณกว้างขนานไปกับลำน้ำสายหลักที่ไหลผ่านที่ราบลุ่มภาคกลางตอนล่าง หาดสันดอนประกอบด้วย ชั้นทรายและทรายแป้ง มีจุดประสนิมเหล็กและแร่จาร์โรไซต์ (Jarosite) เปลือกหอยและเศษไม้ บางแห่งมีชั้นดินเหนียวสลับสีขาว-น้ำตาลแดง ตะกอนที่ราบน้ำขึ้นถึงประกอบด้วยชั้นดินเหนียวเนื้อทรายแป้ง มีจุดประสนิมเหล็ก เม็ดแร่แมงกานีส แร่จาร์โรไซต์ (Jarosite) สีเทาดำ-ดำ อายุของชั้นตะกอนทั้ง 3 หน่วย อยู่ในสมัยโฮโลซีน (Holocene) ซึ่งส่วนใหญ่มาจากผลของการหาอายุโดย C-14 ตะกอนของแม่น้ำสายหลักและแม่น้ำสาขาและดินดอนสามเหลี่ยมดังกล่าวสามารถแยกออกได้เป็นสองลักษณะ คือ (1) ตะกอนส่วนที่ได้รับอิทธิพลจากแม่น้ำโดยตรง (Fluvial Environment) ได้แก่ ตะกอนเหนือบริเวณพื้นที่จังหวัดชัยนาท สิงห์บุรี อ่างทอง และลพบุรี ส่วนใหญ่ประกอบด้วย กรวด ทราย และทรายแป้ง (2) ตะกอนส่วนที่ได้รับอิทธิพลจากน้ำทะเลขึ้นลง (Coastal Environment) ได้แก่ ตะกอนบริเวณพื้นที่จังหวัดพระนครศรีอยุธยาสุพรรณบุรี นครนายก ฉะเชิงเทรา ปทุมธานี นนทบุรี กรุงเทพมหานคร สมุทรปราการและสมุทรสาคร ส่วนใหญ่เป็นดินตะกอนซึ่งประกอบด้วยทรายแป้งและดินเหนียว

2.4.3 อุทกธรณีวิทยา

อุทกธรณีวิทยาที่ราบลุ่มภาคกลางตอนล่างประกอบด้วย ชั้นน้ำบาดาลในตะกอนหินร่วน (Unconsolidated Rocks) และชั้นน้ำบาดาลในหินแข็ง (Consolidated Rocks) โดยแผนที่ขอบเขตชั้นน้ำบาดาลแสดงในรูปที่ 2.9 และรายละเอียดต่อไปนี้

2.4.3.1 ชั้นน้ำบาดาลในตะกอนหินร่วน

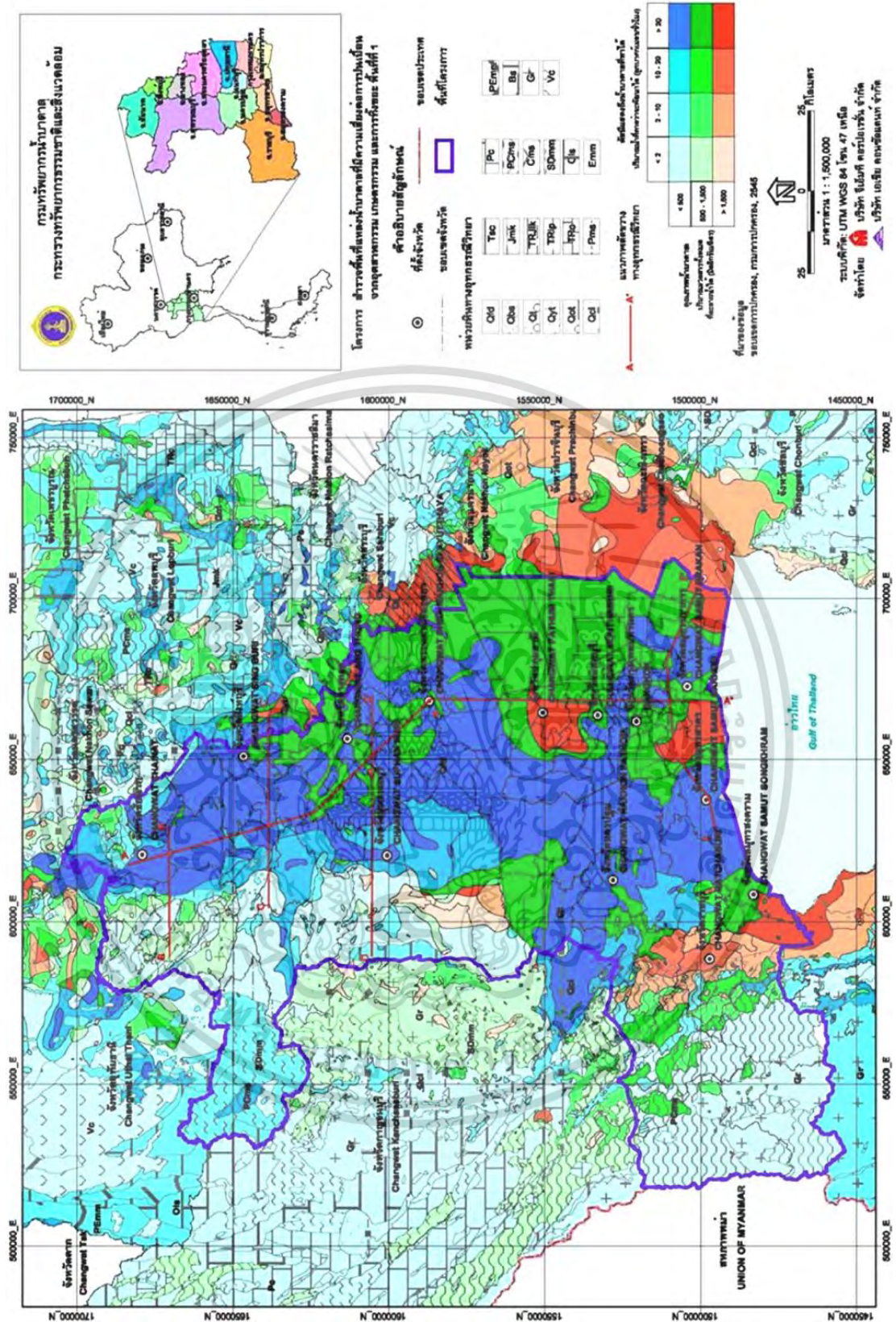
ชั้นน้ำบาดาลหน่วยนี้เกิดจากตะกอนที่ทับถมกันในสภาพแวดล้อมที่เป็นทั้งแม่น้ำ สันดอน ปากแม่น้ำและทะเล กล่าวคือ ตะกอนส่วนที่เป็นกรวด หทราย และดินเหนียวได้แยกกันอยู่เป็นชั้นๆ สลับกันอย่างชัดเจน จากลักษณะทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาสามารถจำแนกชั้นน้ำบาดาลในประเภทหินร่วนตามชนิดของตะกอนได้ดังนี้

1) **ชั้นน้ำบาดาลตะกอนน้ำพา (Alluvium Aquifers: Qfd)** เป็นชั้นน้ำบาดาลของตะกอนน้ำหลาก (River Flood Plain) ซึ่งมีน้ำบาดาลเก็บกักอยู่ในช่องว่างของชั้นกรวด หทราย พบว่ากระจายตัวเป็นแนวยาวตั้งแต่พื้นที่จังหวัดชัยนาท สิงห์บุรี อ่างทอง สุพรรณบุรี พระนครศรีอยุธยา นครปฐม ปทุมธานี นนทบุรี ทางทิศตะวันออกของจังหวัดราชบุรี กรุงเทพฯ สมุทรสาคร สมุทรสงคราม และสมุทรปราการ น้ำบาดาลส่วนใหญ่เป็นน้ำจืด ยกเว้นในเขตพื้นที่กรุงเทพฯ และปริมณฑล บางส่วนน้ำบาดาลคุณภาพน้ำเป็นน้ำกร่อยและน้ำเค็ม โดยหลุมเจาะสำรวจในพื้นที่ศึกษา ซึ่งได้มีการศึกษาข้อมูลถึงระดับความลึกประมาณ 700 ม. พบว่ามีชั้นน้ำบาดาลซึ่งเป็นชั้นกรวดทรายแบ่งออกได้เป็น 8 ชั้น ดังแสดงในรูปที่ 2.10

- **ชั้นน้ำบาดาลกรุงเทพฯ (Bangkok Aquifer)** หรือพื้นที่ทางตอนบนเรียกว่าชั้นน้ำบาดาลชั้นที่ 1 (1) ประกอบด้วยชั้นน้ำ 2 ชั้นย่อย คือ ชั้นน้ำกรุงเทพฯ ชั้นบน อยู่ลึกจากผิวดินประมาณ 16 - 30 ม. และชั้นน้ำกรุงเทพฯ ชั้นล่าง อยู่ลึกจากผิวดินประมาณ 30 - 40 ม. ทั้งสองชั้นมีความหนาประมาณ 30 - 50 ม. โดยระหว่างชั้นน้ำจะคั่นด้วยชั้นดินเหนียวที่ผสมด้วยตะกอนทรายและกรวดที่มีการคัดขนาดไม่ดีถึงค่อนข้างดีสลับดินเหนียวแทรก แต่ละชั้นประกอบด้วยตะกอนทรายละเอียด ทรายหยาบและกรวด ทำให้มีคุณสมบัติในการกักเก็บน้ำมาก แต่คุณภาพน้ำไม่เหมาะสมที่จะใช้ในการบริโภคได้ ส่วนใหญ่เป็นน้ำกร่อยหรือเค็ม ยกเว้น พื้นที่ด้านตะวันตกเฉียงใต้ของกรุงเทพมหานคร คุณภาพของน้ำพอใช้บริโภคได้ คือ มีปริมาณคลอไรด์ 250 - 500 มก./ล. โดยชั้นน้ำบาดาลมีค่าการไหลซึมผ่าน (Transmissivity) ประมาณ 3,950 ตร.ม./วัน และมีค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บน้ำ (Storage Coefficient) ประมาณ 1×10^{-4}

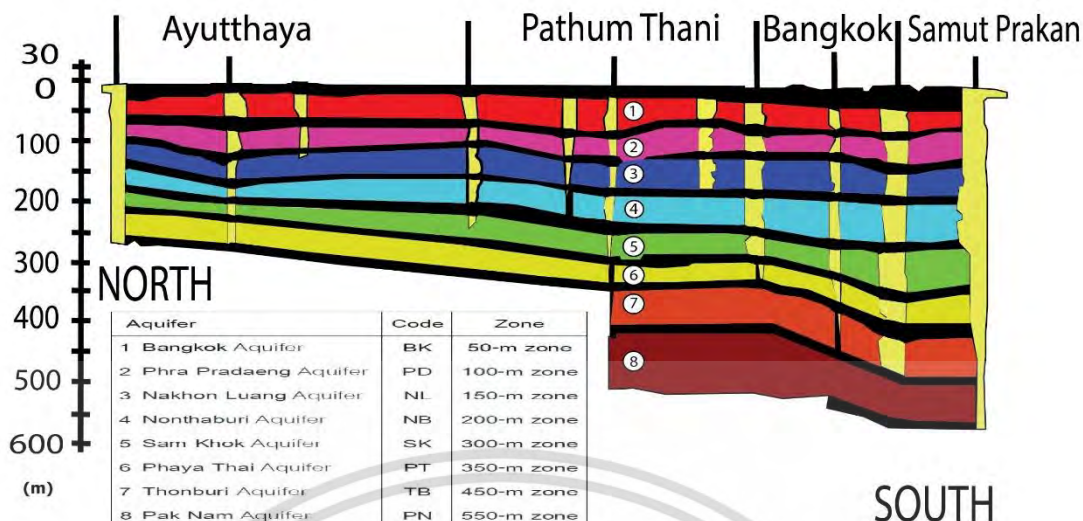
- **ชั้นน้ำบาดาลพระประแดง (Phra Pradang Aquifer)** หรือพื้นที่ทางตอนบนเรียกว่าชั้นน้ำบาดาลชั้นที่ 2 (2) พบที่ความลึกประมาณ 100 ม. มีความหนาเฉลี่ย 20 - 50 ม. คุณสมบัติในการกักเก็บน้ำบาดาลอยู่ในเกณฑ์ดี ให้น้ำในเกณฑ์ 50 - 100 ลบ.ม./ชม. คุณภาพน้ำมีตั้งแต่จืด กร่อย จนถึงเค็ม มีค่าการไหลซึมผ่านประมาณ 1,700 - 3,000 ตร.ม./วัน และมีค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บน้ำประมาณ 1×10^{-4}

- **ชั้นน้ำบาดาลนครหลวง (Nakhon Luang Aquifer)** หรือพื้นที่ทางตอนบนเรียกว่าชั้นน้ำบาดาลชั้นที่ 3 (3) พบที่ความลึกประมาณ 150 ม. มีความหนาเฉลี่ย 50 - 70 ม. ประกอบด้วยตะกอนกรวด หทราย ที่มีการคัดขนาดปานกลางถึงดี (Moderately to Well Sorted) มีคุณสมบัติในการเก็บกักน้ำดี ให้น้ำในเกณฑ์ประมาณ 50 - 200 ลบ.ม./ชม. มีค่าการไหลซึมผ่านประมาณ 1,700 - 3,000 ตร.ม./วัน คุณภาพส่วนใหญ่เป็นน้ำจืด ยกเว้นในพื้นที่ฝั่งธนบุรี และตอนใต้ของกรุงเทพมหานครที่มีคุณภาพน้ำกร่อยจนถึงเค็ม



รูปที่ 2.9 ลักษณะทางอุทกธรณีวิทยาบริเวณภาคกลางตอนล่าง (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สวอนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 2.10 ลักษณะของชั้นน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ศึกษา (Mukand S. Babel, 2008)

- **ชั้นน้ำบาดาลนนทบุรี (Nonthaburi Aquifer)** ลึกประมาณ 200 ม. และความหนาเฉลี่ย 30 - 70 ม. คุณสมบัติของการเก็บกักน้ำ คล้ายคลึงกับชั้นน้ำนครหลวง ชั้นน้ำบาดาลสามโคก (Sam Khok Aquifer) ลึกประมาณ 250 ม. และมีความหนาเฉลี่ย 40 - 60 ม. ประกอบด้วยกรวดทรายมีการคัดขนาดดีพอใช้ บ่อน้ำบาดาลที่เจาะลึกถึงชั้นน้ำนี้จะอยู่บริเวณตอนเหนือของจังหวัดนนทบุรีถึงจังหวัดปทุมธานี เป็นชั้นน้ำที่ให้น้ำในปริมาณมากอยู่ในเกณฑ์ 50 - 150 ลบ.ม./ชม. มีค่าการไหลซึมผ่านประมาณ 5,000 ตร.ม./วัน คุณภาพน้ำดี ยกเว้นในพื้นที่ฝั่งธนบุรีและตอนใต้ของกรุงเทพมหานคร คุณภาพน้ำ กร่อยหรือเค็ม

- **ชั้นน้ำบาดาลสามโคก (Sam Khok Aquifer)** ลึกประมาณ 300 เมตร วางตัวอยู่ใต้ชั้นน้ำนนทบุรี ระดับบนสุดของชั้นน้ำอยู่ที่ประมาณ 240 - 250 เมตร มีความหนาเฉลี่ย 40 - 80 ม. ลักษณะชั้นน้ำประกอบไปด้วยชั้นทรายบางๆ หลายชั้นวางตัวเรียงสลับกันลงไปโดยมีชั้นดินเหนียวแทรกสลับอยู่กลาง บ่อน้ำบาดาลที่เจาะอยู่ในชั้นนี้จะอยู่บริเวณเหนือจังหวัดนนทบุรีจนถึงตัวจังหวัดปทุมธานี คุณภาพน้ำใกล้เคียงกับชั้นน้ำนนทบุรี แต่มีปริมาณน้ำน้อยกว่า

- **ชั้นน้ำบาดาลพญาไท (Phayathai Aquifer)** ลึกประมาณ 350 ม. และมีลักษณะทางอุทกธรณีเหมือนกับชั้นสามโคก คือ ประกอบด้วยทรายบางๆ หลายชั้นและมีดินเหนียวแทรกสลับ โดยแยกจากกันด้วยชั้นดินเหนียวแข็งเนื้อแน่นหนาประมาณ 5 - 10 ม. ระดับบนสุดของชั้นน้ำอยู่ลึกประมาณ 275 - 350 ม. ความหนาเฉลี่ยชั้นน้ำประมาณ 40 - 60 ม. การคัดขนาดดีพอใช้ มีคุณสมบัติการกักเก็บน้ำคล้ายกับชั้นน้ำสามโคก มีแหล่งน้ำจืดเฉพาะด้านเหนือ ตะวันออกและตะวันตกเฉียงใต้ของกรุงเทพมหานคร

- **ชั้นน้ำบาดาลธนบุรี (Thonburi Aquifer)** ลึกประมาณ 450 ม. และมีความหนาเฉลี่ย 50 - 100 ม. วางตัวอยู่ใต้ชั้นน้ำพญาไทโดยมีชั้นดินเหนียวคั่นอยู่ ชั้นน้ำประกอบด้วยกรวดทรายโดยมีชั้นดินเหนียวบางๆ แทรกสลับชั้นกรวดทรายที่มีการคัดขนาดดี คุณสมบัติการกักเก็บน้ำจะดีกว่าชั้นอื่นๆ ที่อยู่ข้างบนเนื่องจากมีดินเหนียวแทรกสลับอยู่ น้ำบาดาลในชั้นนี้ส่วนมากเป็นน้ำจืดหรือค่อนข้างจืด คุณภาพน้ำส่วนใหญ่คุณภาพดี ยกเว้นด้านตะวันตกและตะวันตกเฉียงใต้ของฝั่งธนบุรี น้ำจะกร่อยหรือเค็ม

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- **ชั้นน้ำบาดาลปากน้ำ (Pak Nam Aquifer)** ลึกประมาณ 550 ม. มีความหนาของชั้นน้ำ 80 - 120 ม. กรวดทรายมีการคัดขนาดดี และมีดินเหนียวแทรกสลับชั้นอยู่ ระดับบนสุดของชั้นน้ำอยู่ลึกจากผิวดินประมาณ 420 - 500 ม. ชั้นนี้ให้น้ำอยู่ในเกณฑ์ประมาณ 50-100 ลบ.ม./ชม. ชั้นทรายที่ระดับลึกตั้งแต่ 550 ม. ลงไปจะให้น้ำคุณภาพดีที่สุดในบริเวณที่ต้นกว่าให้น้ำเค็ม ชั้นน้ำนี้ให้น้ำร้อนที่อุณหภูมิประมาณ 48 องศาเซลเซียส

2) **ตะกอนในที่ราบเชิงเขา ในพื้นที่ที่ราบเชิงเขา** ประกอบด้วยตะกอนของที่ราบเชิงเขา (Colluvium) มีความหนาของตะกอนเฉลี่ย 20 - 50 ม. ส่วนใหญ่มีปริมาณน้ำบาดาลน้อย อยู่ในเกณฑ์ 2-10 ลบ.ม./ชม.

2.4.3.2 ชั้นน้ำบาดาลในหินแข็ง (Consolidated Rocks)

ชั้นน้ำบาดาลในหินแข็งที่พบในบริเวณขอบแอ่งทางทิศตะวันออกที่ราบลุ่มภาคกลาง ประกอบด้วยกลุ่มหินที่สำคัญ 3 กลุ่ม ได้แก่ กลุ่มหินปูน กลุ่มหินภูเขาไฟ และกลุ่มหินแปร-อัคนี โดยในเขตจังหวัดสระบุรีและลพบุรี ชั้นน้ำบาดาลในหินปูนมีน้ำบาดาลถูกเก็บกักเป็นปริมาณมากในช่องว่างหรือโพรงขนาดใหญ่ที่ต่อเนื่องกัน ให้น้ำได้ในเกณฑ์ 10 - 100 ลบ.ม./ชม. ที่ความลึกประมาณ 30 -100 ม. นอกจากนี้ ในหินปูนดังกล่าวยังมีหินดินดานและหินทรายแทรกสลับอยู่ และให้น้ำได้ในเกณฑ์ 5 -20 ลบ.ม./ชม. ส่วนชั้นน้ำบาดาลในหินภูเขาไฟในจังหวัดสระบุรี และลพบุรี ที่ต่อเนื่องมาถึงจังหวัดนครนายก ให้น้ำได้ในเกณฑ์ 2 - 10 ลบ.ม./ชม. แต่ในบางบริเวณที่มีช่องว่างที่เกิดจากรอยแตก รอยแยกหรือรอยเลื่อนที่ต่อเนื่องกันจะสามารถให้น้ำได้ในเกณฑ์ที่สูงขึ้นถึง 30 - 40 ลบ.ม./ชม. เช่น บริเวณอำเภอพัฒนานิคม จังหวัดลพบุรี เป็นต้น ส่วนชั้นน้ำบาดาลในหินแข็งที่พบในบริเวณขอบแอ่งด้านตะวันตก ประกอบด้วยกลุ่มหินที่สำคัญ เพียง 2 กลุ่ม ได้แก่ กลุ่มหินปูน และกลุ่มหินแปร-อัคนี (ไม่มีกลุ่มหินภูเขาไฟเหมือนบริเวณขอบแอ่งด้านตะวันออก) ชั้นน้ำบาดาลในหินปูนให้น้ำได้ในเกณฑ์ที่ดีมาก ระหว่าง 10 - 50 ลบ.ม./ชม. ส่วนชั้นน้ำบาดาลในกลุ่มหินแปร-อัคนี อันได้แก่ ชั้นน้ำบาดาลในหินชั้นกึ่งแปร (ยุคเพอร์เมียน-คาร์บอนิเฟอรัส) หินแปร (ยุคแคมเบรียน-ดีโวเนียน) และหินแกรนิต ให้น้ำได้ในเกณฑ์ค่อนข้างต่ำ ระหว่าง 1 - 10 ลบ.ม./ชม.

บทที่ 3

วรรณกรรมและทฤษฎีที่เกี่ยวข้อง

3.1 งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับสภาพภูมิอากาศและทรัพยากรน้ำ

3.1.1 ปริมาณน้ำฝน

แหล่งน้ำทั่วโลกตอบสนองไวต่อความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่มีความแปรปรวนไปมา โดยมีรอบเวลาการเกิดในช่วงระหว่างปีและระหว่างทศวรรษ (Hanson et al., 2004; Gurdak et al., 2007) ซึ่งความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในระดับภูมิภาคที่เกิดขึ้นมีหลายชนิด แต่ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่รู้จักกันอย่างแพร่หลายมากที่สุดก็คือ เอนโซ (El Niño Southern Oscillation, ENSO) ที่พบคาบเวลาการเกิด 2 ถึง 6 ปี (Philander, 1990)

ในการศึกษาที่ผ่านมาได้พบ ความแปรปรวนในมหาสมุทรแปซิฟิก (Pacific Decadal Oscillation, PDO) ซึ่งมีรอบระหว่างทศวรรษอยู่ที่ประมาณ 10 – 25 ปี (Mantua et.al, 2002) และพบรอบ 50 – 70 ปีโดย (Minobe, 1997) นอกจากนี้ยังมีลักษณะคาบความแปรปรวนของสภาพอากาศอื่นๆ อีก เช่น North Atlantic Oscillation (NAO) ที่คาบ 7-8 ปี (Fye et.al., 2006) และ Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) ที่พบโดย (KERR, 2000) มีคาบเวลาอยู่ที่ 50-80 ปี

ความแปรปรวนของสภาพอากาศดังกล่าวจะส่งผลต่อวัฏจักรอุทกวิทยาและระบบนิเวศ ตัวอย่างเช่น อุณหภูมิ ความชื้น ลมและฝน ซึ่งจะส่งผลต่อความถี่และช่วงเวลาของน้ำหลากและน้ำแล้ง โดยการศึกษาก่อนหน้านี้ได้พบความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนและความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในหลายพื้นที่ของโลก เช่นในรัฐควีนแลนด์ โดย (Mcbride and Nicole 1983, Chiew et.al 1998) และในพื้นที่ตะวันตกเฉียงใต้ในอเมริกาโดย (Hanson et.al., 2004) นอกจากนี้ได้พบว่ารูปแบบของ ENSO กับ PDO เป็นไปในทางเดียวกันเมื่อสภาพอากาศอุ่นและขึ้น (Mantua et.al., 2002) และ (Wolter, K. et.al., 1993) แต่มีรูปแบบตรงข้ามกันเมื่อสภาพอากาศเย็นและแห้ง (Cayan, D.R., and Webb, R.H., 1992) ได้พบว่าปริมาณฝนและน้ำท่าในพื้นที่ตะวันตกเฉียงใต้ของสหรัฐอเมริกามีความสัมพันธ์สูงกับดัชนีเอนโซ ที่คาบเวลา 2 – 6 ปี

ประเทศไทยได้รับอิทธิพลจากความแตกต่างของสภาพอากาศจากมหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแปซิฟิกฝั่งตะวันตก กล่าวคือ ปริมาณฝนรวมรายปีลดลงในปีที่เกิดปรากฏการณ์เอลนีโญ และเพิ่มขึ้นในปีที่เกิดลานีญา (Limsakul et.al, 2007) และพบความเชื่อมโยงระหว่างสภาพภูมิอากาศและการเปลี่ยนแปลงของปริมาณฝนในรอบระยะเวลาระหว่างปีและระหว่างทศวรรษ (ขนิษฐา, 2552, Limsakul A. and Goes J.,2008, ธชณัฐ. 2553) โดย มรสุมฤดูร้อนอาเซียน (ASM) อินเดียนโอเชียนไดโพล (IOD) และเอนโซ (ENSO) มีอิทธิพลต่อความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศในภูมิภาคนี้ นอกจากนี้ (Limsakul A. 2010) พบว่ารอบของฝนรายปีสัมพันธ์กับมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในเอเชียใต้ (IMI) และมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในแถบตะวันตกเฉียงเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิก (WNPMI) จากข้อมูลจากการศึกษาดังกล่าวสามารถสรุปได้ว่าปริมาณฝนและความแปรปรวนของสภาพอากาศมีผลต่อประเทศไทย โดยมีความเชื่อมโยงกันในหลายช่วงเวลา เช่น รอบฤดูกาล รอบปี รอบทศวรรษ หรือมากกว่าทศวรรษ

3.1.2 น้ำบาดาล

ทวีปเอเชียมีแนวโน้มการใช้ น้ำบาดาลเพิ่มมากขึ้นโดยเฉพาะในประเทศที่กำลังพัฒนา เนื่องจากการเพิ่มขึ้นของจำนวนประชากรในอนาคต การทำการเกษตร ทำให้ความต้องการน้ำใช้ต่อคนเพิ่มขึ้น พร้อมกับเขตเมืองและอุตสาหกรรมที่ขยายตัวและความต้องการพลังงานที่เพิ่มขึ้น (Gunatilaka, 2005) โดยประชากรมากกว่าสองล้านคนในเอเชียเช่น บังกลาเทศ อินเดีย จีน อินโดนีเซีย ฟิลิปปินส์ ไทยและเวียดนาม ใช้น้ำบาดาลเพื่อการอุปโภคบริโภค โดยใช้ปริมาณน้ำบาดาลในครัวเรือนมากกว่า 50 เปอร์เซ็นต์ (UNEP, 2002) เมืองใหญ่บางเมือง เช่น จาร์กาทา ฮานอย และ ปักกิ่งใช้น้ำบาดาลเป็นแหล่งน้ำหลัก ในขณะที่เมืองขนาดเล็กและชนบทต่างก็พึ่งน้ำบาดาลด้วย ดังเช่น ประชาชนมากกว่า 60 เปอร์เซ็นต์ในชนบทของประเทศกัมพูชาพึ่งพาน้ำบาดาล แต่ก็มีประชาชน 76 เปอร์เซ็นต์ที่ไม่สามารถเข้าถึงระบบประปาที่บ่อน้ำตื้นเช่นกัน

ในประเทศอินเดีย ศรีลังกา ปากีสถาน ตอนเหนือของจีน ใช้น้ำบาดาลเป็นหลักทางการเกษตรโดยมากกว่า 60% ของน้ำใช้ด้านการเกษตร ในขณะที่หลายจังหวัดในจีนต้องพึ่งน้ำบาดาลเป็นแหล่งน้ำสำคัญเพื่อการเกษตรกรรม (Ministry of Water Resources of China, 2000) รัฐปันจาบเป็นแหล่งผลิตอาหารที่สำคัญของประเทศปากีสถาน ต้องการน้ำบาดาลมากกว่า 40% (Qureshi and Barrett-Lennard, 1998) โดยการใช้ น้ำเพื่อการเกษตรในประเทศเหล่านี้พึ่งพาบ่อน้ำตื้นเป็นหลัก ดังนั้นเห็นได้ว่า จำนวนบ่อน้ำตื้นในหลายจังหวัดในจีนและปากีสถานเพิ่มขึ้นอย่างเห็นได้ชัด (Shah et al., 2001) ซึ่งการเพิ่มจำนวนของบ่อน้ำตื้นมีสาเหตุจากการที่เกษตรกรพึ่งพาน้ำบาดาลมากขึ้น เพราะน้ำผิวดินมีความแปรปรวนจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ สำหรับ กรุงเทพมหานครใช้น้ำบาดาลเพื่อการอุตสาหกรรมมากกว่า 60 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณน้ำใช้ในอุตสาหกรรมทั้งหมดของประเทศ ดังนั้นจะเห็นว่าปริมาณการใช้น้ำบาดาลมีความสัมพันธ์กับกิจกรรมภายในประเทศ

ความแห้งแล้งรุนแรงและฝนตกหนักซึ่งคาดว่าจะเกิดบ่อยขึ้นและส่งผลกระทบต่อระดับน้ำบาดาล ฝนที่ตกรุนแรงขึ้นก็อาจไม่ได้เติมลงสู่ชั้นอุ้มน้ำในพื้นที่สูงได้มากเนื่องจากน้ำฝนส่วนใหญ่ที่จะแปรเปลี่ยนในรูปของน้ำท่า ในขณะที่อาจมีการเกิดน้ำท่วมบ่อยขึ้นส่งผลให้มีการเติมน้ำลงสู่ชั้นอุ้มน้ำในบริเวณพื้นที่ราบลุ่มมากขึ้น ในอนาคตการใช้น้ำจะขึ้นอยู่กับน้ำบาดาลมากขึ้นเนื่องจากน้ำผิวดินที่มีความเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว โดยในรายงานของ IPCC ชี้ชัดว่า ด้วยการบริหารจัดการน้ำผิวดินในปัจจุบันไม่เพียงพอที่จะเพิ่มความน่าเชื่อถือของน้ำประปาที่มีผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศได้ โดยทั่วไปผลกระทบที่คาดว่าจะเกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อทรัพยากรแหล่งน้ำได้มีการศึกษาจำนวนมากและผลการศึกษาเป็นที่ยอมรับแล้ว แต่การศึกษาเกี่ยวกับน้ำบาดาลค่อนข้างน้อยและจำกัด (IPCC, 2001)

การค้นคว้าวิจัยเกี่ยวกับผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของโลกต่อทรัพยากรน้ำบาดาลเป็นเรื่องที่จำเป็นและเร่งด่วน เพื่อให้สามารถบริหารจัดการน้ำบาดาลได้อย่างมีประสิทธิภาพ โดยคำนึงถึงความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของโลกเป็นสำคัญ (Hanson et al., 2004) ซึ่งการทำความเข้าใจผลกระทบที่คาดว่าจะเกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและการเปลี่ยนแปลงต่อน้ำบาดาลนั้นมีความซับซ้อนมากกว่าผลกระทบต่อน้ำผิวดินมาก (Holman, 2006) น้ำบาดาลมีอายุยืนยาวน้อยตั้งแต่ไม่กี่วันจนกระทั่งถึงหลายแสนปี ดังนั้นน้ำบาดาลอาจชะลอและกระจายผลกระทบที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงทางภูมิอากาศได้ ในขณะที่เดียวกันจึงเป็นการยากที่จะสังเกตและตรวจพบผลกระทบต่อน้ำบาดาล (Chen et al., 2004) โดยเฉพาะอย่างยิ่ง กิจกรรมต่างๆ เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ของมนุษย์ เช่น การสูบน้ำบาดาล ก็ส่งผลกระทบต่อน้ำบาดาลในช่วงอายุเดียวกันกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ ซึ่งทำให้การแยกแยะระหว่างผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงอากาศและกิจกรรมของมนุษย์ซับซ้อนขึ้นไปอีก (Hanson et al., 2004)

ผลกระทบของปรากฏการณ์ทางธรรมชาติเช่น ENSO, PDO และ AMO มีอิทธิพลอย่างมากต่อการเติมน้ำลงใต้ดิน การระบายน้ำ และการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลในชั้นอุ้มน้ำต่างๆโดยเฉพาะอย่างยิ่งชั้นอุ้มน้ำในบริเวณที่ราบสูงในประเทศสหรัฐอเมริกา (Gurdak et al., 2007; McMahon et al., 2007; Gurdak, 2008; Gurdak et al., 2009; Handson et al., 2004, 2006) และชั้นอุ้มน้ำหลายๆแห่งบนเกาะในมหาสมุทรแอตแลนติก มหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแอตแลนติก (White et al., 2007) โดยความสนใจในงานวิจัยเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศโลกที่เกี่ยวกับน้ำบาดาลคือการคาดการณ์และคำนวณผลกระทบทางตรงที่น้ำจะเกิดขึ้นเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงอัตราฝนตกและอุณหภูมิ (Yusoff et al., 2002; Loaiciga et al., 2000; Arnell, 1998) การศึกษาเหล่านี้อาศัยแบบจำลองต่างๆ เช่น แบบจำลองสมดุลของน้ำและดิน (Kruger et al., 2001; Arnell, 1998) แบบจำลองเชิงประจักษ์ (Chen et al., 2002) แบบจำลองทางโมโนทัศน์ (Cooper et al., 1995) และแบบจำลองการกระจายแบบซับซ้อน (Croley and Luukkonen, 2003; Rios et al., 2002)

นอกจากนี้ได้มีการใช้แบบจำลองทางสถิติศึกษาเกี่ยวกับอนุกรมเวลาน้ำบาดาล ดังนี้ (Changnon et al. 1988) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณฝนกับน้ำบาดาลระดับต้นใน 20 หลุมที่กระจายอยู่ทั่วรัฐอิลลินอยส์ สหรัฐอเมริกา โดยใช้แบบจำลองอาร์มา (ARIMA) โดยการศึกษาพบว่า ปริมาณฝนกับน้ำบาดาลทั่วรัฐมีความสัมพันธ์กันสูงสุดที่ช่วงเวลาเหลือม 1 เดือน ในขณะที่ 2 ใน 3 ของพื้นที่ภาคเหนือในรัฐอิลลินอยส์ที่มีพื้นผิวเป็นมอลลิซอลล์จะไม่มีเวลาเหลือมแต่พบความสัมพันธ์ที่ช่วงเวลาเหลือม 2 เดือนในกรณีที่ดินเป็นแอลฟิซอลล์ ในขณะที่ Adhikary et al. (2012) ใช้ อาร์มา เพื่อจำลองความผันผวนของระดับน้ำใต้ดินของบ่อสังเกตการณ์ทั้งหมดในเขต Kushtia ของประเทศบังคลาเทศ โดยผลการจำลองแสดงให้เห็นว่าข้อมูลที่พยากรณ์ในแต่ละบ่อสอดคล้องกับข้อมูลจริงเป็นอย่างดี นอกจากนั้น Ahn and Salas, (1997) แนะนำวิธีการสร้างแบบจำลองอาร์มาที่ใช้ผลต่างลำดับที่ 1 สำหรับข้อมูลอนุกรมเวลาที่มีลักษณะไม่คงที่ (Non-Stationary) โดยแบบจำลองจะขึ้นอยู่กับช่วงเวลาของอนุกรมเวลาที่สำรวจมาได้แต่อย่างไรก็ตามพบว่าข้อมูลระดับน้ำบาดาลบางบ่อ เหมาะสมกับแบบจำลองที่ผลต่างลำดับที่ 2 (Ahn H., 2000) ในขณะที่ Mirzavand et al., (2015) ได้ทำการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลในประเทศอิหร่าน ด้วยแบบจำลองอนุกรมเวลา 5 รูปแบบ คือ autoregressive (AR) moving average (MA) autoregressive moving-average (ARMA) autoregressive integrated moving-average (ARIMA) and seasonal auto-regressive integrated moving-average (SARIMA) พบว่า แบบจำลอง AR (2) ให้ผลการพยากรณ์ที่ดีที่สุด

การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศของโลกสามารถส่งผลกระทบต่อแหล่งน้ำผิวดินและแหล่งน้ำบาดาลในประเทศไทย ดังนั้น การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศจะเพิ่มความกังวลที่มีต่อทรัพยากรน้ำให้มากขึ้น ในขณะที่น้ำบาดาลก็ได้กลายเป็นทรัพยากรแหล่งน้ำที่สำคัญและเชื่อถือได้ การศึกษานี้ได้ศึกษาถึงความสัมพันธ์ระหว่างปรากฏการณ์ความแปรปรวนทางภูมิอากาศและความเชื่อมโยงต่อน้ำฝนและน้ำบาดาล เพื่อเป็นแนวทางในการปรับตัวต่อการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ การเตรียมความพร้อมการบริหารจัดการทรัพยากรธรรมชาติ เพื่อให้ความรู้และลดความอ่อนไหวที่จะได้รับจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ

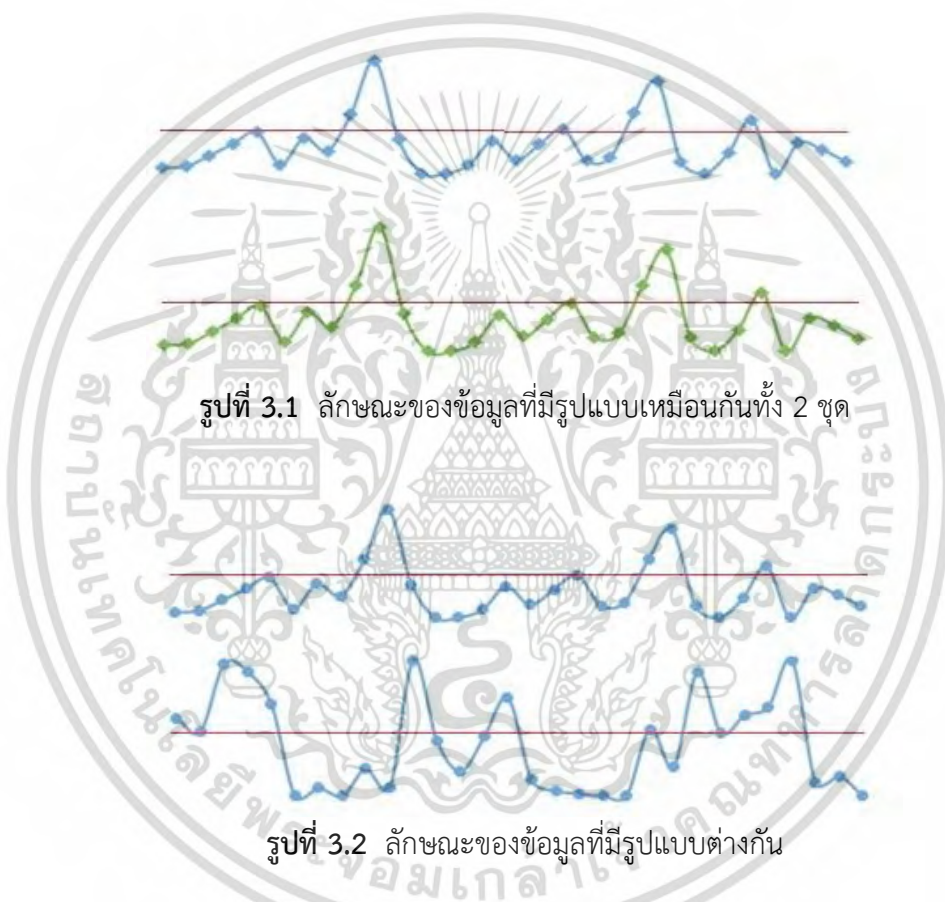
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

3.2 ทฤษฎี

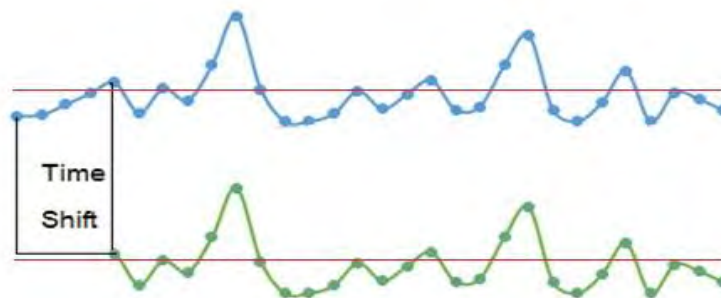
3.2.1 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ (Correlation)

การหาความสัมพันธ์ หรือ Correlation คือ การวัดความเหมือนกันของข้อมูลหรือสัญญาณสองชุด ซึ่งพิจารณาจากผลลัพธ์การคูณของขนาดของข้อมูลทั้งสองชุด ณ ช่วงเวลาเดียวกัน แล้วรวมผลลัพธ์ทั้งหมดเข้าด้วยกัน ถ้าข้อมูลของทั้งสองชุดดังรูปที่ 3.1 มีลักษณะเหมือนกัน ผลลัพธ์จากการคูณข้อมูลทั้งสองเข้าด้วยกันแล้วนำมาบวกรวมกันทำให้ได้ผลลัพธ์มีค่าเป็นบวกและมีค่าสูง

แต่ในกรณีที่ข้อมูลทั้งสองชุดมีลักษณะที่แตกต่างกันดังรูปที่ 3.2 ผลลัพธ์จากการคูณบางตำแหน่งเวลาอาจมีค่าเป็นบวกและบางตำแหน่งเวลาอาจมีค่าเป็นลบ ทำให้ผลรวมมีทั้งบวกและหักล้างกันทำให้ผลลัพธ์มีค่าน้อยหรือเข้าใกล้ศูนย์ได้



จากรูปที่ 3.2 ถ้าเราสามารถปรับตำแหน่งเวลาของข้อมูลให้เหลื่อมกัน (Time Shift or Time Lag) จนให้ข้อมูลทั้งสองชุดมีเฟสตรงกันได้ดังรูปที่ 3.3 ของผลรวมของผลคูณจากชุดข้อมูลทั้งสองที่ได้จะมีค่าเป็นบวก และมีค่าสูงเหมือนกับข้อมูลในรูปที่ 3.1 ได้ แต่ถ้าทำการเหลื่อมเวลาของข้อมูลทั้งสองแล้วเฟสไม่ตรงกันผลลัพธ์จากการรวมกันของผลคูณจะมีค่าน้อยเข้าใกล้ศูนย์



รูปที่ 3.3 ลักษณะของข้อมูลที่มีการเลื่อนเวลา (Time shift)

จากลักษณะการเลื่อนเวลาของข้อมูลดังกล่าว เราสามารถหาผลลัพธ์ในแต่ละเวลาเลื่อนได้ โดยพิจารณาหาผลรวมของผลคูณจากชุดข้อมูลเดียวกันในเวลาแรกกับในอีกเวลาหนึ่งที่เลื่อนกัน หรือสามารถเรียกว่าการอัตโนมัติ (Autocorrelation) ดังมีรายละเอียดตามหัวข้อ 3.2.2.1 ต่อไปนี้

3.2.1.1 อัตตสัมพันธ์ หรือ สหสัมพันธ์ในตัวเอง (Autocorrelation)

เป็นการตรวจสอบความสัมพันธ์ของข้อมูลในลำดับต่าง ๆ ในอนุกรมเวลา โดยข้อมูลที่ห่างกัน k ตำแหน่ง มี $\text{lag} = k$ ค่าสัมประสิทธิ์อัตโนมัติ (Autocorrelation Coefficient) ที่มี $\text{Lag} = k$ สามารถหาได้จากสมการ

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \quad (3.1)$$

เมื่อนำค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ที่มาพล็อตกราฟโดยทั่วไปก็จะได้กราฟที่มีค่าสัมประสิทธิ์สูงที่เวลาเลื่อนเป็นศูนย์และมีค่าสัมประสิทธิ์น้อยลงเข้าใกล้ศูนย์เมื่อเวลาเลื่อนค่อยๆ เพิ่มขึ้น

3.2.1.2 สหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรหรือแบบไขว้ (Cross-Correlation)

เป็นการตรวจสอบความสัมพันธ์คล้ายคลึงกับการอัตโนมัติ ในหัวข้อ 3.2.1.1 แต่วิธีการนี้จะพิจารณาหาความเหมือนกันระหว่างสองข้อมูลที่เป็นตัวแปรคนละชนิดกันโดย (Bourke P., 1996) ได้ให้นิยามของ สหสัมพันธ์แบบไขว้ (Cross Correlation) ว่า “สหสัมพันธ์แบบไขว้เป็นวิธีการมาตรฐานสำหรับการประมาณค่าระดับความสัมพันธ์สำหรับข้อมูลอนุกรม 2 ชุดที่มีความสัมพันธ์” ด้วยการพิจารณาตัวแปร 2 ตัว คือ อนุกรมของค่า x และค่า y เมื่อ i มีค่าเท่ากับ $0, 1, 2, \dots, m$ จะได้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r) ที่เวลาเลื่อน (Lag Time) เท่ากับ m จากสมการ

$$r_m = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_{i-m} - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 \sum (y_{i-m} - \bar{y})^2}} \quad (3.2)$$

เมื่อ r_m คือ ประสิทธิภาพสหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient) ที่เวลาเลื่อน m

โดยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r) ที่ได้จากการคำนวณ เป็นตัวเลขที่บ่งบอกถึงตัวแปรทั้ง 2 ตัวนั้นมีความสัมพันธ์ที่ใกล้เคียงกันมากน้อยเพียงใด (Higgins J., 2005)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

(Gerstman B.B., 1996) ได้ให้ความหมายของค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r) ที่ได้จากการวิเคราะห์ถดถอยของ x และ y ในเชิงทิศทางจากการลงพิกัดการกระจายของข้อมูลไว้ว่า

- ถ้าหากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่าเป็นบวก หมายถึง เมื่อ x มีค่าสูง และค่าของ y นั้นมีค่าสูงตามไปด้วย
- ถ้าหากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่าเป็นลบ หมายถึง เมื่อ x มีค่าต่ำ และค่าของ y นั้นมีค่าต่ำตามลงไปด้วย
- ถ้าหากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์มีค่าเป็น 0 หมายถึง ค่า x และ y ไม่มีความสัมพันธ์กันเลย

โดยระดับของค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r) ได้แสดงไว้ดังตารางที่ 3.1 ต่อไปนี้

ตารางที่ 3.1 สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์และระดับความสัมพันธ์ (Cohen, 1988)

ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient: r)	ระดับความสัมพันธ์ (Strength of Correlation)
± 0.10 ถึง ± 0.29	ต่ำ
± 0.30 ถึง ± 0.49	ปานกลาง
± 0.50 ถึง ± 1.00	สูง

3.2.2 การวิเคราะห์ความถี่สเปกตรัม (Spectral Analysis Method) (Gu et al. 2007) (Buckley et al. 2007)

เป็นวิธีการวิเคราะห์ข้อมูลหรือสัญญาณความถี่ที่มีลักษณะเด่นออกมา เพื่อวิเคราะห์รอบการเกิดของตัวแปรที่ศึกษาต่างๆ เช่น สภาพภูมิอากาศ ปริมาณน้ำฝน ให้เห็นชัดเจนมากยิ่งขึ้นเหมาะสมกับลักษณะข้อมูลที่ค่อนข้างคงที่ (Stationary) โดยเริ่มจากการแปลงสัญญาณในเชิงเวลา $x(t)$ ให้อยู่ในรูปแบบของความถี่ด้วยสมการฟูเรียร์ (Fourier Transform) ซึ่งมีรูปแบบสมการดังนี้ (Papoulis, 1962)

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-2i\pi ft} dt \quad (3.3)$$

โดย $X(f)$ คือ ส่วนประกอบของสัญญาณในรูปแบบความถี่ f ซึ่งผลรวมขององค์ประกอบสัญญาณในโดเมนเวลา $x(t)$ อยู่ในรูปฟังก์ชันของไซน์ (Sine) และโคไซน์ (Cosine) ดังนี้

$$x(t) = \sum_{k=1}^q [\beta_{k1} \cos(2\pi\omega_k t) + \beta_{k2} \sin(2\pi\omega_k t)] \quad (3.4)$$

เมื่อ β_{k1} , β_{k2} คือ ตัวแปรอิสระที่ค่าเฉลี่ยของความแปรปรวน (σ_k^2) เท่ากับศูนย์

ω_k คือ ความถี่เชิงมุมมูลฐานที่ k แตกต่างกัน

ทั้งนี้ การประมาณค่าความหนาแน่นสเปกตรัม (Spectral Density Estimation) เพื่อหาความถี่ของรอบการเกิดซ้ำได้ใช้วิธีการของ Blackman and Tukey, (1958) สำหรับการวิเคราะห์ในส่วนนี้ได้ใช้โปรแกรม PAleontological STatistics (PAST) ช่วยในการวิเคราะห์

3.2.3 การแปลงเวฟเลต (Wavelet Transform) (Misiti et al. 2007)

เทคนิคเวฟเลตสามารถประยุกต์ใช้เพื่อศึกษาคาบการเกิดและความรุนแรง รวมทั้งสังเกตพฤติกรรมที่มีการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลา โดยการเปลี่ยนมุมมองของอนุกรมเวลาจากมุมมองที่แสดงค่าของตัวแปรในแต่ละช่วงเวลา มาสู่มุมมองในรูปแบบของเส้นชั้นความสูงที่คาบการเกิดและช่วงเวลาต่างๆ ซึ่งการใช้การแปลงเวฟเลตจะช่วยเพิ่มมุมมองของข้อมูลให้มีความหลากหลายมากขึ้น และทำให้สามารถแยกพฤติกรรมต่างๆ ของข้อมูลออกมาได้อย่างมีประสิทธิภาพ (Torrence and Compo, 1998) สมการทางคณิตศาสตร์ของการแปลงเวฟเลต ได้ถูกพัฒนามาจากการแปลงฟูเรียร์แบบกำหนดหน้าตาต่าง เช่นเดียวกับการวิเคราะห์ความถี่สเปกตรัม โดยฟังก์ชันการแปลงเวฟเลตแบบต่อเนื่องมีดังนี้

$$W_n = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \sqrt{\frac{\delta_t}{s}} \psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (3.5)$$

เมื่อ s คือ สเกลของเวฟเลต

n คือ ตำแหน่งของเวลาที่แปรผันไปตามตำแหน่งของตัวอย่างที่พิจารณา

x_n คือ ตัวอย่างของอนุกรมเวลาที่ศึกษาจากตัวอย่างทั้งหมด N

ψ คือ ฟังก์ชันเวฟเลต (Wavelet Function หรือ Analysis Function)

โดยฟังก์ชันเวฟเลต จะมีการปรับความกว้างของหน้าต่างหรือสเกลโดยอัตโนมัติตามความถี่ของข้อมูล โดยในการศึกษานี้จะใช้ฟังก์ชันมอเรต (Morlet Wavelet Function) ซึ่งเป็นที่นิยมเนื่องจากมีการแสดงผลการวิเคราะห์ให้ดูง่าย (Moortel et al. 2004) ซึ่งในการวิเคราะห์นี้ได้ใช้โปรแกรมแมทแลบ (Matrix Laboratory, MATLAB) ของ MathWorks (Moler, 1982) ช่วยในการวิเคราะห์

3.2.4 แบบจำลองความถดถอยเชิงพหุ (Multiple Linear Regression Model)

เป็นแบบจำลองทางสถิติ (Statistics Model) ที่ใช้แสดงความสัมพันธ์ของตัวแปรอิสระ m ตัว (X_1, X_2, \dots, X_m) กับตัวแปรตาม Y โดยมีความสัมพันธ์อยู่ในรูปเชิงเส้น ได้สมการความถดถอยเชิงพหุ ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง Y และ X_1, X_2, \dots, X_m ดังนี้

$$Y_t = b_0 + b_1 X_1 + b_2 X_2 + \dots + b_m X_m \quad (3.6)$$

โดยที่ Y คือ ตัวแปรตาม (Dependent Variable) ซึ่งก็คือปริมาณผันที่สถานี t โดย X_m คือ ตัวแปรอิสระ (Independent Variable) b_0 คือ ส่วนตัดแกน Y และ b_1 คือ สัมประสิทธิ์ความถดถอยเชิงส่วนของตัวแปรอิสระ X_i เมื่อตัวแปรอิสระอื่นๆ มีค่าคงที่ ในการวิเคราะห์สมการที่มีตัวแปรอิสระกับตัวแปรตามที่มีความสัมพันธ์ในรูปเชิงเส้น โดยการศึกษาครั้งนี้กำหนดให้ตัวแปรอิสระเป็นดัชนีทางสภาพอากาศ โดยทำการวิเคราะห์ด้วยโปรแกรม SPSS (Nie et al., 1970) ด้วยวิธีเลือกตัวแปรอิสระแบบ Stepwise ซึ่งคัดเลือกจากตัวแปรอิสระที่เหมาะสมเข้าสู่สมการและบอกความสัมพันธ์ได้ด้วยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

3.3 แบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX)

แบบจำลองอาร์แมกซ์ เป็นแบบจำลองทางสถิติ (Statistics Model) เพื่อวิเคราะห์หอนุกรมเวลา (Time Series Data) ที่ใช้อธิบายการเคลื่อนไหวของข้อมูลที่มีสหสัมพันธ์และมีลักษณะนิ่ง (Stationary) สามารถกำหนดแบบจำลองได้อย่างถูกต้องเหมาะสมมากที่สุด นิยมใช้ในการพยากรณ์อนาคตได้ โดยเป็นแบบจำลองดังกล่าวได้พัฒนาต่อเนื่องมาจากแบบจำลองอาร์มา (ARIMA) ที่เสนอโดย George E.P.Box และ Gwilym M.Jenkins เมื่อปี 1970 ซึ่งจากแบบจำลองอาร์มาจะพิจารณาเฉพาะข้อมูลของตัวเองเท่านั้น มิได้พิจารณาปัจจัยภายนอกที่มีอิทธิพลหรือส่งผลกระทบต่อตัวมันเอง ดังนั้นแบบจำลองอาร์แมกซ์จึงได้มีการนำตัวแปรภายนอก (Structure Variables) เข้ามาพิจารณาด้วยเพื่อให้การพยากรณ์แม่นยำมากยิ่งขึ้น ในการกำหนดแบบจำลองอาร์แมกซ์มีหลักการคล้ายคลึงกับแบบจำลองอาร์มา ARIMA (p,d,q) ซึ่งประกอบด้วย 3 ส่วนหลัก ได้แก่ Auto Regressive (AR (p)) Integrated (I (d)) และ Moving Average (MA(q)) ซึ่งมีรายละเอียดของแต่ละส่วนดังนี้

3.3.1 แบบจำลอง Auto Regressive (AR (p))

Auto Regressive เป็นรูปแบบที่พิจารณาว่าค่าสังเกต y_t ถูกกำหนดจากค่าของ y_{t-1}, \dots, y_{t-p} หรือค่าสังเกตที่เกิดขึ้นก่อนหน้า p โดยกระบวนการหรือระบบ AR (p) คือ กระบวนการหรือระบบ Auto Regressive ที่มีอันดับที่ p ซึ่งเขียนอยู่ในรูปสมการได้ดังนี้

$$y_t = \mu + \phi_1 y_{t-1} + \phi_2 y_{t-2} + \dots + \phi_p y_{t-p} + \varepsilon_t \quad (3.7)$$

โดย y_t คือ ระดับน้ำตาล ณ เวลา t

μ คือ ค่าคงที่ (Constant Term)

ϕ_p คือ พารามิเตอร์ตัวที่ p

ε_t คือ ความคลาดเคลื่อน ณ เวลา t

3.3.2 แบบจำลอง Moving Average (MA (q))

Moving Average (MA) เป็นรูปแบบที่พิจารณาว่าค่าสังเกต y_t ถูกกำหนดจากค่าความคลาดเคลื่อน $\varepsilon_{t-1}, \dots, \varepsilon_{t-q}$ หรือ ค่าความคลาดเคลื่อนที่อยู่ก่อนหน้า โดยกระบวนการหรือระบบ MA(q) คือ กระบวนการหรือระบบ Moving Average ที่มีอันดับ q ซึ่งเขียนในรูปของ MA (q) ได้ดังนี้

$$y_t = \mu + \varepsilon_t + \theta_1 \varepsilon_{t-1} + \theta_2 \varepsilon_{t-2} + \dots + \theta_q \varepsilon_{t-q} \quad (3.8)$$

โดย μ คือ ค่าคงที่ (Constant Term)

θ_q คือ พารามิเตอร์ตัวที่ q

ε_{t-q} คือ ความคลาดเคลื่อน ณ เวลา $t-q$

3.3.3 แบบจำลอง Auto Regressive Moving Average (ARMA (p,q))

Auto Regressive Moving Average (ARMA) เป็นแบบจำลองที่นำเอากระบวนการ Auto Regressive และ Moving Average มาใช้ร่วมกัน โดยกระบวนการ ARMA (p,q) คือ กระบวนการ Auto Regressive ที่มีอันดับที่ p และ Moving Average ที่มีอันดับ q ซึ่งเขียนอยู่ในรูปสมการได้ดังนี้

$$y_t = \delta + \phi_1 y_{t-1} + \phi_2 y_{t-2} + \dots + \phi_p y_{t-p} + \varepsilon_t + \theta_1 \varepsilon_{t-1} + \theta_2 \varepsilon_{t-2} + \dots + \theta_q \varepsilon_{t-q} \quad (3.9)$$

โดย p คือ อันดับของ Auto Regressive

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้ในเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

q คือ อันดับของ Moving Average

δ คือ ค่าคงที่ (Constant Term)

ϕ_1, \dots, ϕ_p คือ พารามิเตอร์ของ Auto Regressive

$\theta_1, \dots, \theta_q$ คือ พารามิเตอร์ของ Moving Average

ε_{t-q} คือ ความคลาดเคลื่อน ณ เวลา $t-q$

3.3.4 กระบวนการ Integrated (I (d))

Integrated (I (d)) เป็นการหาผลต่างของอนุกรมเวลาระหว่างข้อมูล ณ ปัจจุบันกับข้อมูล ถอยหลังไป d คาบเวลา โดยสาเหตุที่ต้องทำการหาผลต่างของอนุกรมเวลานั้นเนื่องจากแบบจำลอง ARIMA ต้องใช้ในการวิเคราะห์ข้อมูลอนุกรมเวลาที่มีคุณสมบัติคงที่ (Stationary) เท่านั้น โดยในกรณีข้อมูลอนุกรมเวลาที่ใช้ในการวิเคราะห์ที่มีคุณสมบัติไม่คงที่ (Non Stationary) ต้องทำการแปลงข้อมูลดังกล่าวให้เป็นข้อมูลที่มีคุณสมบัติคงที่ก่อน โดยการหาผลต่างของข้อมูลอนุกรมเวลาที่จะนำไปสร้างแบบจำลอง ARIMA ซึ่งโดยทั่วไปแล้วถ้าต้องการหาผลต่างอันดับที่ d สามารถเขียนในรูปของ I(d) ได้ดังนี้

$$\Delta_d y_t = \Delta_{d-1} (y_t - y_{t-1}) = (I - B)^d y_t \quad (3.10)$$

โดย y_t คือ ระดับน้ำบาดาล ณ เวลา t

$(1 - B)^d y_t$ คือ ผลต่างอันดับที่ d

B คือ Backward shift operation

โดยทั่วไปแล้วข้อมูลอนุกรมเวลาด้านทรัพยากรน้ำส่วนใหญ่ มักมีลักษณะไม่คงที่ การศึกษาจึงต้องทดสอบคุณสมบัติคงที่ก่อน ด้วย Unit Root Test ซึ่งสามารถทดสอบด้วยการทดสอบ Augmented Dicky-Fuller Test (ADF Test) ในกรณีที่มีปัญหาสหสัมพันธ์ของตัวคลาดเคลื่อน มีทั้งหมด 3 ลักษณะ คือ

1) ถ้า Y_t เป็นแนวเดินเชิงสุ่ม (Random Walk) เราสามารถเขียนแบบจำลองได้ดังนี้

$$\Delta Y_t = \delta Y_{t-1} + \sum_{i=1}^p \phi_i \Delta Y_{t-i} + \varepsilon_t \quad (3.11)$$

2) ถ้า Y_t เป็นแนวเดินเชิงสุ่ม (Random Walk) ซึ่งมีความโน้มเอียงทั่วไปรวมอยู่ด้วย (Random walk with drift) หรือค่าเฉลี่ยต่างจากศูนย์ เราสามารถเขียนแบบจำลองได้ดังนี้

$$\Delta Y_t = \beta_1 + \delta Y_{t-1} + \sum_{i=1}^p \phi_i \Delta Y_{t-i} + \varepsilon_t \quad (3.12)$$

3) และถ้า Y_t เป็นแนวเดินเชิงสุ่มซึ่งมีความโน้มเอียงทั่วไปรวมอยู่ด้วย (Random Walk with Drift) และมีแนวโน้มตามเวลาเชิงเส้น (Linear time trend) เราสามารถเขียนแบบจำลองได้ดังนี้

$$\Delta Y_t = \beta_1 + \beta_2 t + \delta Y_{t-1} + \sum_{i=1}^p \phi_i \Delta Y_{t-i} + \varepsilon_t \quad (3.13)$$

โดยสมมติฐานที่ใช้ในการทดสอบคือ สมมติฐานว่าง $H_0 : \delta = 0$ (Non-Stationary), สมมติฐานรอง $H_a : \delta \neq 0$ (Stationary) ซึ่งพารามิเตอร์ที่สนใจในทุกสมการ คือ δ หรือกล่าวได้ว่าถ้า $\delta = 0$ ทำให้ Y_t มี Unit Root ทั้งนี้ ในการปฏิเสธหรือยอมรับสมมติฐานว่างสามารถพิจารณาจากค่า ADF Test Statistic เปรียบเทียบกับค่าวิกฤตของ MacKinnon ร่วมด้วย โดยใช้ประโยชน์ด้านการคำนวณที่สะดวกยิ่งขึ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

เมื่อทดสอบ Unit Root Test ถ้าพบว่าชุดข้อมูลอนุกรมเวลาไม่มีคุณสมบัติคงที่ ต้องทำการหาผลต่างของอนุกรมเวลาระหว่างข้อมูล ณ ปัจจุบันกับข้อมูล ถอยหลังไป d คาบเวลา (First Difference) แล้วทำการทดสอบ Unit Root Test อีกครั้ง ซึ่งถ้าข้อมูลมีคุณสมบัติคงที่จากการหาผลต่างของข้อมูลย้อนหลังที่คาบเวลา d จึงสามารถสรุปได้ว่าแบบจำลองอาร์มา (ARIMA) ของข้อมูลชุดนี้มี Integrated (I) เท่ากับ d

3.3.5 แบบจำลอง Autoregressive Integrated Moving Average (ARIMA (p,d,q))

หลังจากทดสอบคุณสมบัติคงที่ และได้อันดับ d ที่เหมาะสมแล้วนั้น ก็ทำการกำหนดแบบจำลองที่เหมาะสมของแบบจำลอง ARIMA ซึ่งสามารถทำได้โดยการพิจารณาฟังก์ชันสหสัมพันธ์ในตัวเอง (Autocorrelation Function : ACF) และฟังก์ชันสหสัมพันธ์ในตัวเองบางส่วน (Partial Autocorrelation Function: PACF) ในการพิจารณารูปแบบ Autoregressive Processes ณ อันดับ p และ Moving average ณ อันดับ q ซึ่งจะได้แบบจำลอง Autoregressive Integrated Moving Average ณ อันดับ p , d และ q หรือ ARIMA (p,d,q) คือ

$$\begin{aligned} \Delta_d y_t = & \delta + \phi_1 \Delta_d y_{t-1} + \phi_2 \Delta_d y_{t-2} + \dots + \phi_p \Delta_d y_{t-p} \\ & + \varepsilon_t + \theta_1 \varepsilon_{t-1} + \theta_2 \varepsilon_{t-2} + \dots + \theta_q \varepsilon_{t-q} \end{aligned} \quad (3.14)$$

โดยนิยามของสัญลักษณ์ต่างๆ สอดคล้องกับ สมการที่ (3.7 – 3.10) ทั้งนี้ ACF (ρ_k) และ PACF ($\phi_{k,k}$) เป็นตัวชี้วัดความสัมพันธ์ของข้อมูลที่เกิดขึ้นในเวลาต่างๆ ซึ่งต้องมีค่าเข้าใกล้ศูนย์ ดังนั้นจึงต้องอาศัยการทดสอบสมมติฐานเพื่อพิจารณาว่า ACF และ PACF เป็นศูนย์หรือไม่ โดยพิจารณาจากค่าสถิติ ซึ่งกำหนดให้การทดสอบสมมติฐานว่าง $H_0: \rho_k = 0$; $H_a: \rho_k \neq 0$ และ $H_0: \phi_{k,k} = 0$; $H_a: \phi_{k,k} \neq 0$ ในแต่ละกรณีตามลำดับ

การกำหนดแบบจำลองเป็นลักษณะการทำซ้ำ โดยเริ่มจากการเลือกตัวแบบที่เป็นไปได้มาประมาณค่าพารามิเตอร์และตรวจสอบความเหมาะสมของตัวแบบ ซึ่งถ้าพบว่าแบบจำลองที่เป็นไปได้นั้นไม่เหมาะสม ต้องทำซ้ำกระบวนการเดิมจนกว่าจะได้แบบจำลองที่เหมาะสม

3.3.5.1 การตรวจสอบรูปแบบที่เหมาะสมของสมการ

โดยปกติมีความเป็นไปได้ว่าอนุกรมเวลาชุดหนึ่งอาจมีแบบจำลองที่เหมาะสมมากกว่าหนึ่งตัวแบบ ดังนั้นการพิจารณาเลือกใช้เพียงหนึ่งแบบจำลองจากที่เหมาะสมทั้งหมดต้องพิจารณาจากเงื่อนไขต่าง ดังนี้

1) การทดสอบค่าพารามิเตอร์ในสมการโดยพิจารณาจากค่าสถิติ t (T-Statistic) ซึ่งในการทดสอบนั้นจะตั้งสมมติฐานหลักว่า ค่าของพารามิเตอร์ไม่ต่างจากศูนย์ และถ้า T-Statistic มากกว่าค่าวิกฤต จะปฏิเสธสมมติฐานที่ว่าค่าของพารามิเตอร์ไม่ต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญจึงถือได้ว่าสมการที่ใช้เหมาะสม

2) พิจารณาเลือกค่า R-squared และ Adj R-squared คือค่าที่ผ่านการขจัดอิทธิพล ของตัวแปรอิสระต่าง ออกไปทั้งหมดแล้ว R-squared ยังมีค่าเข้าใกล้ 100% มากเท่าใด ก็อธิบายได้ว่าตัวแปรอิสระสามารถอธิบายตัวแปรตามได้มากเท่านั้น

3) ค่าสหสัมพันธ์ในตัวเองของค่าความคาดเคลื่อน พิจารณาจากกราฟ (Correlogram) ต้องไม่มีลักษณะการลดลงแบบ Exponential ส่วนเกณฑ์ในการพิจารณาจากค่า Q-Statistic กับค่าวิกฤติของ Chi-Square ณ ระดับนัยสำคัญที่กำหนด ซึ่งถ้า Q-Statistic มีค่าน้อยกว่าค่าวิกฤติ จะ

ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ยอมรับ H_0 ซึ่งแสดงว่าสหสัมพันธ์ ในตัวเองของความคลาดเคลื่อนเป็นศูนย์ทุกค่าแสดงว่าตัวแบบที่เลือกเป็นตัวแบบที่เหมาะสม

4) พิจารณา ค่า Akaike และ Schwarz เนื่องจากโดยทั่วไปแล้วมีความเป็นไปได้ว่าอนุกรมเวลาชุดหนึ่งอาจมีตัวแบบที่เหมาะสมมากกว่าหนึ่งตัวแบบ ดังนั้นเครื่องมืออีกตัวหนึ่ง ที่ช่วยตัดสินใจว่ารูปแบบสมการใดเหมาะสมกว่ากันคือค่า Akaike Information Criterion (AIC) หรือ Schwarz's Bayesian Information Criterion (BIC) โดยจะพิจารณารูปแบบใดที่ได้ค่าที่ต่ำแสดงว่าแบบจำลองสามารถใช้เป็นตัวแทนของข้อมูลจริงได้อย่างเหมาะสม และเมื่อได้รูปแบบที่เหมาะสมแล้วจึงนำไปประมาณค่าพารามิเตอร์ ด้วยวิธีกำลังสองน้อยที่สุด (Ordinary Least Square: OLS) เป็นขั้นตอนสุดท้าย

3.3.6 แบบจำลอง Autoregressive Integrated Moving Average with Exogenous Variables (ARIMAX (p,d,q))

Autoregressive Integrated Moving Average with Exogenous Variables (ARIMAX) เป็นแบบจำลองที่มีการเพิ่มตัวแปรอิสระ (X) เข้าไปในแบบจำลอง ARIMA โดยในการศึกษานี้จะเพิ่มตัวแปรภายนอก X ซึ่งสามารถชี้แนะตัวแปรที่ต้องการพยากรณ์ ซึ่งทำให้แบบจำลองมีรูปสมการ ดังนี้

$$\Delta_d y_t = \delta + \sum_{i=1}^p \phi_i \Delta_d y_{t-i} + \sum_{j=1}^q \theta_j \varepsilon_{t-j} + \sum_{k=1}^r \gamma_k X_{t-k} + \varepsilon_t \quad (3.15)$$

- โดย y_t คือ ระดับน้ำตาล ณ เวลา t
 p คือ อันดับของ Autoregressive
 d คือ จำนวนครั้งของการหาผลต่างเพื่อให้อนุกรมเวลามีคุณสมบัติคงที่
 q คือ อันดับของ Moving Average
 r คือ อันดับของตัวแปรภายนอก
 Δ_d คือ สัญลักษณ์ของการหาผลต่างอันดับที่ d (d-th Differences Operator)
 δ คือ ค่าคงที่ (Constant Term)
 ϕ_1, \dots, ϕ_p คือ พารามิเตอร์ของ Autoregressive
 $\theta_1, \dots, \theta_q$ คือ พารามิเตอร์ของ Moving Average
 $\gamma_1, \dots, \gamma_r$ คือ พารามิเตอร์ของตัวแปรภายนอก
 X คือ ตัวแปรภายนอก (Exogenous Variables)
 ε_t คือ ความคลาดเคลื่อน ณ เวลา t กำหนดให้มีคุณสมบัติ White Noise
 t คือ ดัชนีเวลา

ทั้งนี้ตัวแปรภายนอก (X) ที่จะนำเข้ามาเพิ่มในสมการที่ 3.15 ต้องทำการทดสอบความสามารถในการอธิบายตัวแปรตามที่ต้องการพยากรณ์ในอดีตได้ดีเพียงใด ด้วยการทดสอบความเป็นเหตุเป็นผล (Granger Causality) กล่าวคือ เป็นการทดสอบทางสถิติเพื่อดูความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร 2 ชุด X และ Y โดยทางสถิติจะทดสอบสาเหตุดังกล่าวโดยใช้สมการถดถอยของ Y ที่เป็นค่าในอดีตของตัวมันเองและค่าในอดีตของตัวแปร X สามารถอธิบายความแปรปรวนใน Y ได้ดีขึ้นหรือไม่ แต่ในขณะเดียวกัน Y ก็ไม่ควรอธิบาย X ได้ในลักษณะเดียวกัน มิเช่นนั้นแล้วเท่ากับว่าทั้ง 2 ฝ่ายต่างเป็นเหตุผลของกันและกัน

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ในการทดสอบว่า X เป็นต้นเหตุของ Y หรือไม่เราสามารถทดสอบได้ โดยใช้สมมติฐานว่าง (Null Hypothesis) คือ $H_0: X$ ไม่ได้เป็นสาเหตุของ Y (หรือสมการถดถอยที่มีขีดจำกัด) กล่าวคือ ในการที่จะสรุปว่า X เป็นต้นเหตุของ Y เราต้องปฏิเสธสมมติฐานว่าง และเมื่อได้ตัวแปรที่ผ่านการทดสอบดัชนีชี้ขึ้นก็สามารถนำตัวแปรดังกล่าว มาทำการวิเคราะห์หัตถ์แบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX) ได้

3.4 การจำลองสภาพพฤติกรรมน้ำบาดาล

แบบจำลอง (Model) เป็นเครื่องมือที่ใช้เป็นตัวแทนในการประเมินสภาพและเหตุการณ์ต่างๆ ที่เกิดขึ้นจริงในธรรมชาติของสิ่งที่ต้องการจำลอง แบบจำลองสภาพน้ำบาดาล (Groundwater Model) เป็นเครื่องมือชนิดหนึ่งที่ใช้ในการประเมินและคำนวณผลของข้อมูลน้ำบาดาลในสนาม เพื่อใช้ในการจำลองสภาพต่างๆ ที่เกิดขึ้นในธรรมชาติและคาดคะเนเหตุการณ์ต่างๆ แบบจำลองน้ำบาดาล มี 2 ประเภทใหญ่ๆ คือ แบบจำลองทางกายภาพ (Physical Model) และแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (Mathematical Model)

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ได้มีการนำมาใช้กันอย่างแพร่หลายในการจำลองสภาพน้ำบาดาล โดยใช้วิธีการทางคณิตศาสตร์มาคำนวณและวิเคราะห์ระบบน้ำบาดาล เพื่อให้สามารถทราบการเปลี่ยนแปลงของแรงดันของน้ำ ทิศทางการไหล การเคลื่อนตัวของมวลน้ำและประเมินสมดุลน้ำบาดาลได้ รวมถึงคาดคะเนผลกระทบจากทางเลือกในการจัดการน้ำบาดาล เช่น การใช้น้ำบาดาล การเติมน้ำาลงสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ การเคลื่อนที่ของสารเคมีที่เป็นพิษ และการแทรกตัวของน้ำเค็ม เป็นต้น

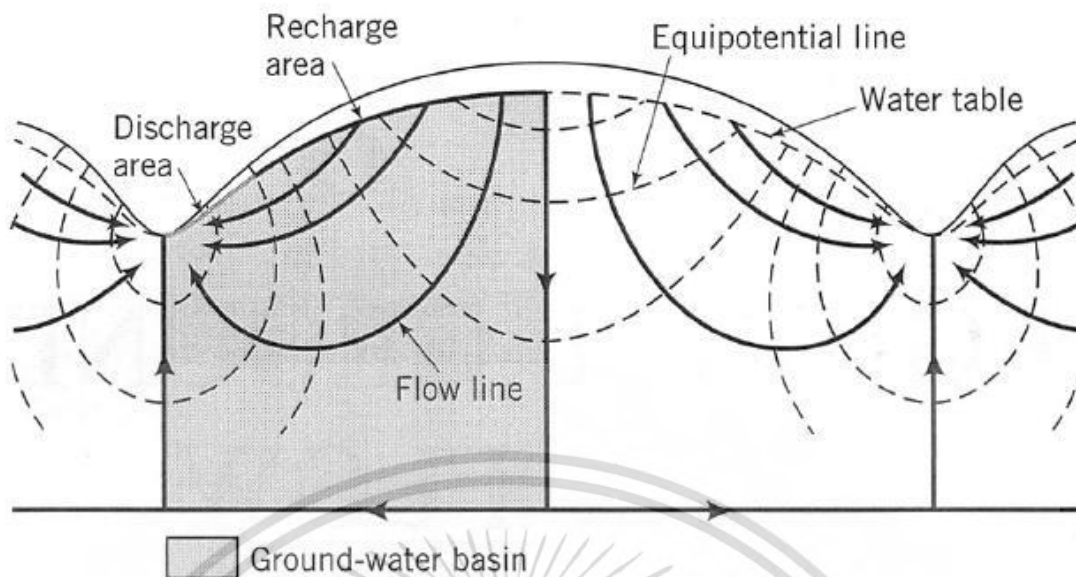
3.4.1 การไหลของน้ำบาดาล

น้ำบาดาลถูกกักเก็บไว้ในรูพรุนและรอยแตกของหิน ดังนั้นชั้นหินอุ้มน้ำต้องมีความพรุนเพียงพอ ลักษณะของน้ำบาดาลโดยเฉพาะในส่วนของน้ำบาดาลจะอึดตัวในชั้นหินอุ้มน้ำ ส่วนน้ำในดินจะอยู่ในโซนที่ไม่อึดตัว ดังนั้น การไหลของน้ำบาดาลมี 2 ทิศทางใหญ่ คือ แนวราบและแนวตั้ง โดยทิศทางการไหลขึ้นอยู่กับแรงดันของน้ำ และลักษณะพื้นที่ที่พิจารณา ซึ่ง (Toth, 1963) แบ่งพื้นที่ตามลักษณะของทิศทางการไหลของน้ำบาดาลได้เป็น 3 แบบ ดังแสดงในรูปที่ 3.4

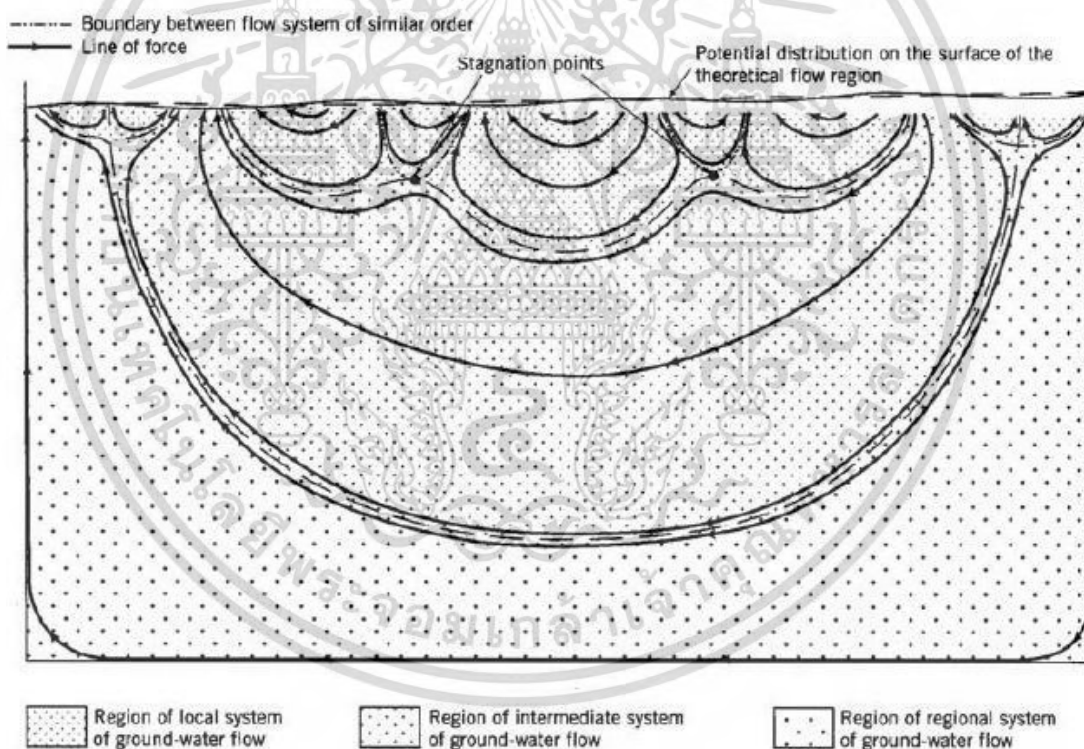
- 1) พื้นที่รับน้ำ (Recharge Area) คือ พื้นที่ที่น้ำบาดาลไหลเข้าไปกักเก็บในตัวกลางพรุน
- 2) พื้นที่เส้นกึ่งกลาง (Midline Area) คือ พื้นที่ที่น้ำบาดาลไหลในแนวราบ
- 3) พื้นที่สูญเสียน้ำ (Discharge Area) คือ พื้นที่ที่น้ำบาดาลไหลออกจากตัวกลางพรุน

นอกจากนี้ (Freeze and Cherry, 1979) ทำการจำแนกพื้นที่รับน้ำ และพื้นที่สูญเสียน้ำ โดยอาศัยหลัก 3 ประการ คือ

- 1) ลักษณะภูมิประเทศ พื้นที่รับน้ำส่วนใหญ่ได้แก่ บริเวณที่สูง ส่วนพื้นที่สูญเสียน้ำได้แก่ บริเวณที่ลุ่ม (ชั้นหินอุ้มน้ำแบบไร้แรงดัน)
- 2) ลักษณะของเส้นชั้นความสูงของระดับน้ำ โดยน้ำบาดาลจะไหลจากบริเวณที่มีแรงดันของน้ำ (Head) สูงกว่า ไปยังบริเวณที่มีแรงดันของน้ำต่ำกว่า
- 3) คุณภาพของน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำ



รูปที่ 3.4 การกระจายตัวของพื้นที่รับน้ำ พื้นที่เส้นกึ่งกลาง และพื้นที่สูญเสียน้ำ (Hubbert, 1940)



รูปที่ 3.6 ระบบการไหลของน้ำบาดาล (Toth, 1963)

โดย Toth, (1963) แบ่งระบบการไหลของน้ำบาดาลในแหล่งน้ำบาดาลออกเป็น 3 ระบบ ดังแสดงในรูป 3.6 คือ

1. ระบบการไหลเฉพาะแห่ง (Local Groundwater Flow System) เป็นการไหลในระดับตื้น มีการเปลี่ยนแปลงทิศทาง และอัตราการไหลที่ไม่แน่นอน เนื่องจากได้รับผลกระทบจากการซึมของน้ำผิวดิน และมีการคายระเหยที่สูงกว่าน้ำที่อยู่ระดับลึกกว่าระยะทาง และเวลาการไหลจะสั้น

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

คุณภาพของน้ำมีความเข้มข้นของสารละลายรวม (Total Dissolved Solids, TDS) HCO_3^- , Ca^{2+} และ Mg^{2+} ต่ำ มีการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแนวตั้งค่อนข้างสูง

2. ระบบการไหลขนาดกลาง (Intermediate Groundwater Flow System) เป็นการไหลในบริเวณที่กว้างขึ้น มีความเข้มข้นของสารละลายรวม เพิ่มขึ้นตามระยะทางการไหล มีการเปลี่ยนแปลงของสารละลาย SO_4^{2-} และ Cl^- บ้างเล็กน้อย ระดับน้ำมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลน้อย

3. ระบบการไหลบริเวณกว้าง (Regional Groundwater Flow System) เป็นระบบการไหลที่ค่อนข้างลึก มีความเร็วการไหลช้า อุณหภูมิของน้ำค่อนข้างสูง ความเข้มข้นของสารละลายรวม S_4^{2-} , Cl^- มีค่าสูง และมีค่า HCO_3^- ลดลง

3.4.2 สมดุลของน้ำบาดาล

สมการทั่วไปของสมดุลของน้ำบาดาล คือ

$$\Delta S = Q_r - Q_d \quad (3.16)$$

เมื่อ ΔS คือ การเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำที่เก็บกักในชั้นหินอุ้มน้ำ

Q_r คือ ปริมาณน้ำที่เข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ

Q_d คือ ปริมาณน้ำที่ออกจากชั้นหินอุ้มน้ำ

จากสมการ (3.16) เห็นว่าถ้าทราบค่า Q_r , Q_d แล้ว จะสามารถประเมินค่า ΔS หรือ "Safe yield" ได้ซึ่งจะช่วยให้รู้ถึงปริมาณที่เหมาะสมที่สามารถนำน้ำบาดาลขึ้นมาใช้โดยไม่เกิดปัญหาการลดลงของปริมาณน้ำบาดาล

3.4.3 ปริมาณการไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาล

สามารถอธิบายรายละเอียดได้ดังนี้

1) ปริมาณฝนที่ซึมสู่ชั้นหินอุ้มน้ำขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายอย่าง คือ ลักษณะของพายุฝน พีชปกคลุมดิน ลักษณะภูมิประเทศ การใช้ที่ดิน ระดับน้ำบาดาล และลักษณะทางธรณีวิทยา โดยน้ำจะซึมลงสู่ชั้นหินอุ้มน้ำผ่านโซนชั้นน้ำไม่อิ่มตัว น้ำฝนบางส่วนถูกดักโดยระบบระบายหรือ โดยชั้นหินที่น้ำซึมผ่านในแนวราบได้ดีกว่า ซึ่งจะไหลออกสู่ทางน้ำเปิดในที่สุด และมีบางส่วนถูกใช้โดยพืช โดยในพื้นที่เขตเมืองที่ดินได้ถูกพัฒนาจนความสามารถในการซึมผ่านผิวดินเกิดการเปลี่ยนแปลงไปมากซึ่ง (Foster et al., 1994) ได้เสนอปัจจัยที่ต้องพิจารณา ดังนี้

- การซึมผ่านผิวดินปรากฏรอบ ๆ พื้นที่ที่มีการตาดและในพื้นที่ตาดนั้นเอง โดยเฉพาะเมื่อพื้นที่นั้นปูด้วยกระเบื้อง อิฐ หรือ แอสฟัลท์ที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ ตัวอย่างเช่น ลานจอดรถขนาดใหญ่แห่งหนึ่งในประเทศเนเธอร์แลนด์ มีการตาดแบบน้ำซึมผ่านไม่ได้ ประมาณร้อยละ 42 ของพื้นที่ พบว่ามีปริมาณน้ำหลากร้อยละ 45 ปริมาณน้ำซึมผ่านผิวดินร้อยละ 39 และปริมาณน้ำที่ระเหยไปร้อยละ 16 ของปริมาณฝนที่ตกตามลำดับ ในพื้นที่เดียวกันกรณีที่มีปริมาณฝนเท่ากับ 800 มม./ปี สัดส่วนของปริมาณการซึมผ่านผิวดินนั้นมีค่าเท่า ๆ กับกรณีที่ฝนตกกระจายอย่างสม่ำเสมอในพื้นที่ที่ปกคลุมด้วยพืชตามธรรมชาติ แต่ปริมาณน้ำที่ระเหยไปมีค่าต่ำกว่ามาก และค่าปริมาณน้ำหลากร้อยละสูงกว่ากรณีที่ฝนตกในพื้นที่ที่ปกคลุมด้วยพืชมาก

- การพัฒนาของเมืองมีผลต่อสภาพภูมิอากาศเล็กน้อย โดยเฉพาะกรณีที่เมืองมีการพัฒนาในบริเวณศูนย์กลางมากกว่าส่วนอื่น เช่น พบว่ามีการเปลี่ยนแปลงของการกระจายตัว

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้เผยแพร่ไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า

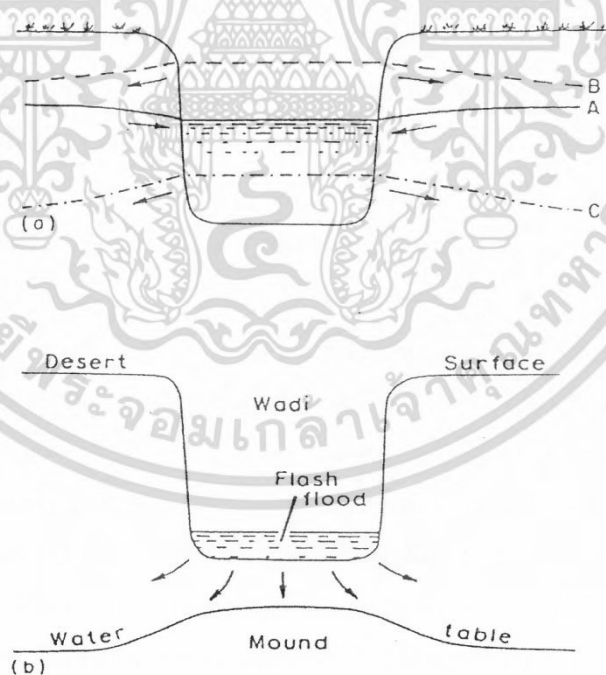
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ของฝนในเมือง Hamburg ประเทศเยอรมัน จากผลของตึกสูง ซึ่งการเปลี่ยนแปลงนี้ นำไปสู่การลดลงหรือเพิ่มขึ้นของปริมาณการไหลเข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ

2) การแลกเปลี่ยนของน้ำบาดาลกับน้ำในทางน้ำเปิด หรือแหล่งน้ำเกิดขึ้นตลอดเวลา กรณีที่น้ำไหลจากทางน้ำเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาลเรียกว่า Influent Seepage ส่วนกรณีที่น้ำไหลออกจากชั้นน้ำบาดาลสู่ทางน้ำเรียกว่า Effluent Seepage โดยรูปที่ 3.7 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างน้ำบาดาลและน้ำผิวดิน พิจารณารูป 3.7 (a) แสดงความสัมพันธ์ในเขตชุ่มชื้น ในภาวะปกติ Effluent Seepage แสดงโดยแนวเส้น A ในภาวะที่มีน้ำหลากแสดง โดยแนวเส้น B ซึ่งมีน้ำไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาล และในฤดูแล้งการลดลงของระดับน้ำบาดาลจะดึงให้น้ำในทางน้ำไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาลดังแนวเส้น C รูป 3.7 (b) แสดงความสัมพันธ์ในเขตแห้งแล้ง

3) การรั่วซึมระหว่างชั้นหินอุ้มน้ำนั้นในธรรมชาติการกั้นขวางการไหลของน้ำบาดาลอย่างสมบูรณ์นั้นเป็นไปได้ยากมาก จึงมีปริมาณน้ำส่วนหนึ่งที่ไหลจากชั้นหินอุ้มน้ำหนึ่งไปอีกชั้นหนึ่งอย่างช้า ๆ ผ่านชั้นหินที่บดน้ำที่ขวางอยู่แต่เป็นการยากที่จะบอกถึงปริมาณที่แน่นอนของน้ำส่วนนี้ จึงมักใช้การประมาณในการแทนค่าในสมการสมดุลของน้ำบาดาล แต่ในกรณีที่ เป็นเขตแห้งแล้ง ปริมาณน้ำไหลสู่ชั้นหินอุ้มน้ำส่วนใหญ่มาจากการรั่วซึมจากแอ่งน้ำบาดาลที่วางตัวอยู่ด้านบน

4) การเพิ่มเติมน้ำบาดาลจากแหล่งอื่น (Artificial Recharge) เป็นส่วนที่สำคัญที่ต้องนำมาพิจารณา ได้แก่ การรั่วซึมจากระบบประปา ถึงส้วม คลองชลประทาน และระบบระบายน้ำทิ้ง เป็นต้น



รูป 3.7 ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำบาดาลและน้ำผิวดิน (a) เขตชุ่มชื้น และ (b) เขตแห้งแล้ง
(Ward and Robinson, 1990)

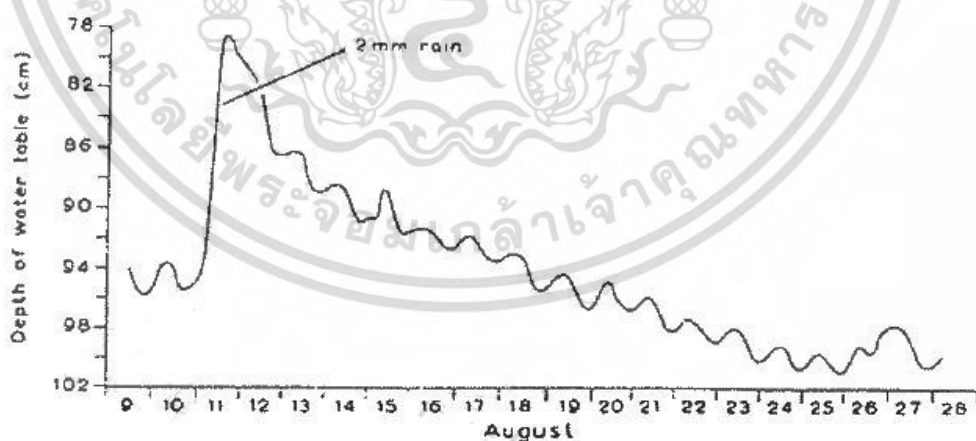
3.4.4 ปริมาณน้ำที่ไหลออกจากชั้นหินอุ้มน้ำ

ขบวนการที่ทำให้มีปริมาณการไหลออกจากชั้นหินอุ้มน้ำบาดาลที่สำคัญ คือ การระเหยสู่บรรยากาศในน้ำบาดาลระดับตื้น การไหลออกสู่ทางน้ำเปิด การไหลออกสู่ชั้นหินอุ้มน้ำที่อยู่ติดกัน และการสูบน้ำใช้โดยมนุษย์เพื่อใช้ในกิจกรรมต่าง ๆ เช่น การอุปโภคบริโภค การเกษตรกรรม และการอุตสาหกรรม เป็นต้น

การระเหยสู่บรรยากาศนั้นมีผลกระทบต่อเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลในระดับตื้น มี 2 กรณี คือ ผลกระทบระยะสั้นและระยะยาว กรณีระยะสั้น เช่น กรณีการลดลงของระดับน้ำบาดาลในแต่ละวัน เกิดจากปัจจัยหลัก คือ เกิดจากความร้อนในช่วงกลางวันที่ทำให้เกิดการระเหยในอัตราที่สูงกว่าการไหลเข้ามาทดแทน จึงทำให้ระดับน้ำบาดาลลดลง ส่วนในเวลากลางคืนการคายน้ำที่รูปากใบของพืชลดลง อัตราการระเหยลดลงมาก น้ำสามารถไหลเข้ามาแทนที่น้ำที่ระเหยไปได้ทัน ทำให้ระดับน้ำบาดาลเกิดการคืนตัว ผลกระทบระยะสั้นนี้มักไม่ชัดเจน แต่ถ้าพิจารณาในระยะยาว เช่น ระยะประมาณ 2 สัปดาห์ ดังในรูป 3.8

โดยการไหลออกสู่ทางน้ำเปิดหรืออ่างเก็บน้ำและการไหลรั่วออกจากชั้นหินอุ้มน้ำที่อยู่ติดกัน ได้กล่าวไว้แล้วในกรณีที่ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าสู่ชั้นหินอุ้มน้ำ ในขณะที่ในเขตเมืองการสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้เพื่อกิจกรรมต่างๆ มากมาย ดังเช่น

- 1) การอุปโภคบริโภคในแต่ละครัวเรือนซึ่งระบบประปาบริการให้ไม่ทั่วถึง หรือใช้ควบคู่กันทั้ง 2 ระบบ
- 2) การผลิตประปา ในบางชุมชนที่การบริการประปาไม่สามารถให้บริการได้ จึงต้องมีการผลิตน้ำประปาเองโดยอาศัยแหล่งน้ำบาดาล เช่น ระบบประปาหมู่บ้าน เป็นต้น
- 3) การใช้น้ำในโรงงานอุตสาหกรรม
 - การใช้งานในกิจการโรงแรม
 - การเกษตรกรรม พื้นที่กิจกรรมที่ไม่สามารถใช้น้ำจากระบบชลประทานได้



รูปที่ 3.8 การเปลี่ยนแปลงระดับของน้ำบาดาลในระดับตื้นเนื่องจากการระเหยสู่บรรยากาศ (Ward and Robinson, 1990)

3.4.5 แบบจำลองการไหลของน้ำบาดาลทางคณิตศาสตร์

เป็นการสร้างแบบจำลองของแหล่งน้ำบาดาลโดยอาศัยสมบัติทางด้านกายภาพ ชลศาสตร์ และเคมีของน้ำมาวิเคราะห์โดยใช้สมการทางคณิตศาสตร์ เพื่อสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปเผยแพร่โดยไม่ได้รับอนุญาต ไม่ว่าจะในรูปแบบใด ๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ร่วมกับการนำคอมพิวเตอร์เข้ามาช่วยในการแก้ปัญหาที่ซับซ้อนและมีขนาดใหญ่ แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ สามารถแบ่งออกตามสภาพข้อมูลทางชลศาสตร์ได้ เป็น 2 ประเภท คือ

3.4.5.1 แบบจำลองที่มีสภาพข้อมูลเป็นกลุ่มก้อน (Lumped Parameter Models)

เป็นแบบจำลองที่ใช้ข้อมูลเป็นค่าคงที่ หรือข้อมูลที่มีการแปรเปลี่ยนอย่างมากเพียง 2 ทิศทางเท่านั้น ประกอบด้วยข้อมูลของน้ำที่ไหลเข้าและออกจากแหล่งน้ำบาดาลสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแหล่งน้ำบาดาลแบบง่าย ๆ ในสภาพการเปลี่ยนแปลงระยะเวลาใดเวลาหนึ่ง และค่าสมบัติทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำ เช่น ค่าเฉลี่ยของสัมประสิทธิ์ของการจ่ายน้ำ และสัมประสิทธิ์ของการเก็บกัก ด้วยเหตุนี้แบบจำลองชนิดนี้จะใช้ได้ เมื่อชั้นหินอุ้มน้ำมีเนื้อหินสม่ำเสมอ (Homogeneous Aquifer)

ระดับน้ำบาดาลสามารถคำนวณได้จากการหาค่าเฉลี่ย สมการหลักของแบบจำลองชนิดนี้ คือ ปริมาณน้ำไหลเข้าลบปริมาณน้ำไหลออก เท่ากับการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำ (Input - Output = Change in Storage) แบบจำลองชนิดนี้มีข้อจำกัดมาก เพราะไม่สามารถใช้จำลองน้ำบาดาลในชั้นหินอุ้มน้ำที่มีสมบัติทางชลศาสตร์ที่แตกต่างกันในแต่ละตำแหน่ง (Heterogeneous Aquifer) ได้

3.4.5.2 แบบจำลองที่มีสภาพข้อมูลกระจาย (Distributed Parameter Models)

เป็นแบบจำลองที่ใช้ข้อมูลซึ่งแปรเปลี่ยนไปตามกริด (Grid) ทุก ๆ ช่องในแบบจำลอง การสร้างแบบจำลองที่มีสภาพข้อมูลกระจายสามารถใช้ข้อมูลต่าง ๆ ที่มีความสัมพันธ์กันและขึ้นตรงต่อกันกับการคำนวณในธรรมชาติที่มีความซับซ้อนซึ่งสามารถใช้การจำลองที่มีกริดหลาย ๆ ชั้นได้ โดยที่สามารถใช้วิธีการประมาณการเชิงตัวเลข (Numerical Approximation Methods) เข้ามาช่วยในการแก้ปัญหาได้เร็วขึ้นมากเนื่องจากสามารถใช้คอมพิวเตอร์ช่วยในการคำนวณได้ ทั้งนี้ วิธีประมาณการเชิงตัวเลขมีรายละเอียด ดังนี้

วิธีการเชิงตัวเลข (Numerical Method) ที่ใช้หาค่าโดยประมาณของตัวแปรที่ไม่ทราบค่าของสมการมีหลายวิธี เช่น Finite Differences, Finite Elements, Integrated Finite Differences, Boundary Integral Equation Method และ Analytic Element เป็นต้น แต่วิธี Finite Difference และ Finite Element เป็นวิธีการที่ใช้มานาน และได้รับความนิยมมากกว่าวิธีอื่น ๆ ซึ่งสมการที่ใช้ในการจำลองถูกสร้างขึ้นมาจากการประมาณค่าของสมการอนุพันธ์บางส่วน (Partial Differential) คือ Governing Equation, Boundary Conditions และ Initial Condition ซึ่งสร้างขึ้นจากสมการทางคณิตศาสตร์ โดยใช้เทคนิคการประมาณค่าแบบ Finite Difference หรือ Finite Element แล้วจัดให้อยู่ในรูปแบบที่ง่าย และรวดเร็วต่อการใช้งานในคอมพิวเตอร์ โดยสมการทางพีชคณิตจะถูกจัดให้อยู่ในรูปแบบเมตริกซ์ ซึ่งมีขั้นตอนในการแก้ปัญหาอยู่ 2 ขั้นตอนคือ

1) ประยุกต์เทคนิควิธี Finite Difference หรือ Finite Element กับสมการทางคณิตศาสตร์ดั้งเดิม และ

2) ทำการแก้สมการในรูปแบบเมตริกซ์ จะได้คำตอบออกมา ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณ (Node) ในแบบจำลองที่คำนวณโดยวิธี Finite Difference จะเป็นจุดกึ่งกลางของกริดรูปสี่เหลี่ยมผืนผ้าหรือสี่เหลี่ยมจัตุรัส แต่ในแบบจำลองที่คำนวณโดยวิธี Finite Element จุดที่ใช้ในการคำนวณจะเป็นจุดตัดของเส้นแบ่งกริดหรือตรงมุมของรูปเหลี่ยมของกริด

สำหรับการเลือกใช้งาน Finite Difference และ Finite Element นั้นขึ้นอยู่กับปัญหาและตัวผู้เลือกใช้งานเองว่าสะดวกที่จะใช้วิธีไหน วิธี Finite Difference เป็นวิธีที่ทำการโปรแกรม และเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

เข้าใจได้ง่ายกว่า การสร้างกริดใช้ข้อมูลน้อยกว่า ส่วนวิธี Finite Element สามารถกำหนดขนาดของแต่ละ Element และกำหนดขอบเขตได้ง่าย ซึ่งทำให้การทดสอบผลของระยะระหว่างตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณต่อผลลัพธ์ที่ได้ทำได้ง่าย และทำการกำหนดรายละเอียดเช่น Fault Zone และจำลองจุดให้น้ำ สูบน้ำ จุดรั่วซึม การขึ้นลงของระดับน้ำบาดาลได้ดีกว่า

โดยรูปแบบทั่วไปของสมการ Finite Difference ของการไหลของน้ำบาดาลที่มีความหนาแน่นคงที่ ผ่านตัวกลางไม่เป็นเนื้อเดียวกัน ภายใต้สภาวะไม่คงที่ ในแบบที่ใช้คำนวณสำหรับแต่ละตำแหน่ง ตามรูป 3.9 (a) สามารถเขียนได้ดังนี้

$$Bh_{i-1,j,k} + Ch_{i,j+1,k} + Dh_{i+1,j,k} + Eh_{i,j-1,k} + Fh_{i,j,k+1} + Gh_{i,j,k-1} + Hh_{i,j,k} = RSH_{i,j,k} \quad (3.17)$$

เมื่อ $h_{i,j,k}$ คือ สมการสำหรับแรงดันน้ำที่จุดคำนวณ i,j,k และ ที่แต่ละตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณรอบ ๆ ทั้ง 6 ตำแหน่ง

B,C,D,E,F,G คือ ฟังก์ชันของค่าความนำทางศาสตร์ระหว่างจุดคำนวณ

H คือ ฟังก์ชันของค่าสัมประสิทธิ์การเก็บกัก

และ $RSH_{i,j,k}$ คือ เทอมของค่าสัมประสิทธิ์การเก็บกักและการเพิ่มเติมน้ำบาดาล

โดยสมการที่ (3.17) นี้เป็นสมการที่ใช้ในโปรแกรมจำลองการไหล A Modular Three-Dimension Finite-Difference Groundwater Flow Model (MODFLOW) ซึ่งพัฒนาโดย McDonald M.G. และ Herbaugh A.W. ในปี ค.ศ. 1988 สามารถเขียนในรูปเมทริกซ์ได้ ดังนี้

$$[A]\{h\} = \{f\} \quad (3.18)$$

เมื่อ $[A]$ คือ Coefficient Matrix

$\{h\}$ คือ Array of Unknown Heads และ

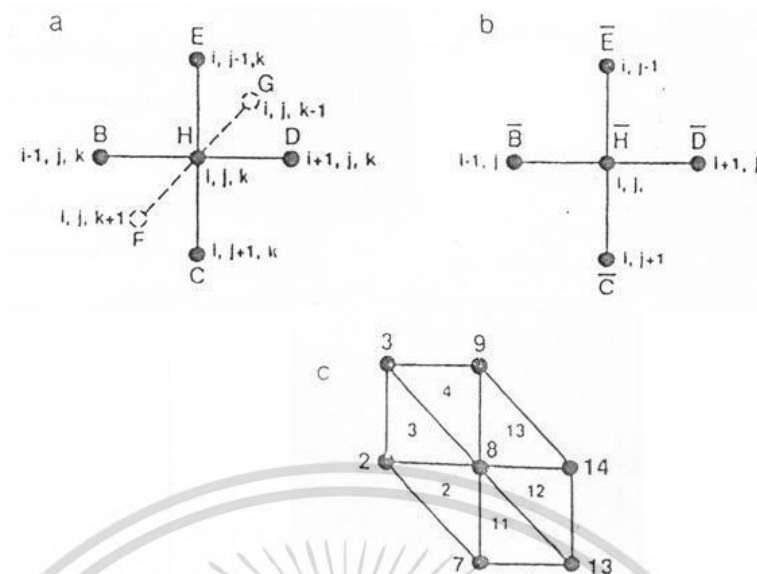
$\{f\}$ คือ Array of Terms on The Right-Hand Side (RHS)

ในการศึกษาครั้งนี้แบบจำลองที่ใช้มีการแก้ปัญหาโดยวิธี Finite Difference โดยใช้กริดสี่เหลี่ยมในการแบ่งพื้นที่ศึกษา โดยแบ่งเป็นแถว (Rows) สดมภ์ (Columns) และชั้น (Layers) จัดเป็นเซลล์รูปลูกบาศก์ โดยสมมุติว่าเป็นเนื้อเดียวกันหมดทั้งเซลล์ ความกว้างของเซลล์ตลอดทั้งแถว ถูก กำหนดให้มีค่าเท่ากับ Δr_j สำหรับสดมภ์ที่ j^{th} ความกว้างของเซลล์ตลอดทั้งสดมภ์ถูกกำหนดให้มีค่าเท่ากับ Δc_i สำหรับแถวที่ i^{th} และความหนาของชั้นหินอุ้มน้ำในแนวตั้ง ถูกกำหนดให้มีค่าเท่ากับ Δv_k สำหรับชั้นที่ k^{th} ดังแสดงในรูป 3.10

ลักษณะรูปร่างของเซลล์แต่ละเซลล์ ประกอบขึ้นด้วยความสัมพันธ์ของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณในแต่ละตำแหน่ง โดยแบ่งเป็น 2 แบบ คือ แบบ Block-Centered และแบบ Mesh-Centered โดยทั้ง 2 แบบ มีการแบ่งชั้นหินอุ้มน้ำด้วยเส้นกริดคู่ขนานที่ตั้งฉากกัน

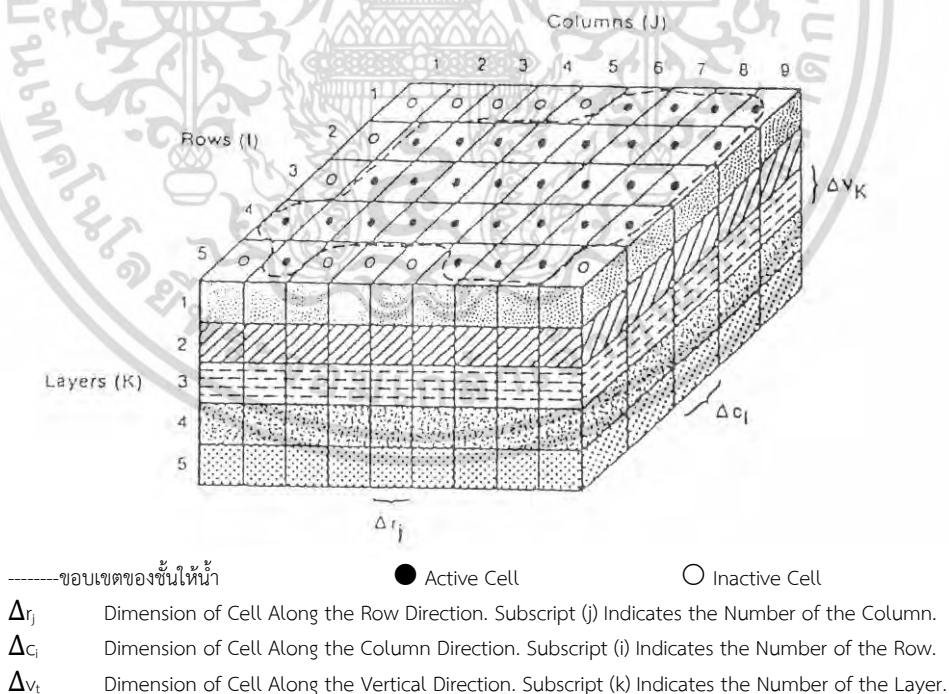
โดยแบบ Block-Centered เซลล์ถูกกำหนดโดยเส้นกริดที่ตัดกันเป็นเซลล์ ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณอยู่ที่จุดศูนย์กลางของเซลล์ ดังแสดงในรูป 3.11

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



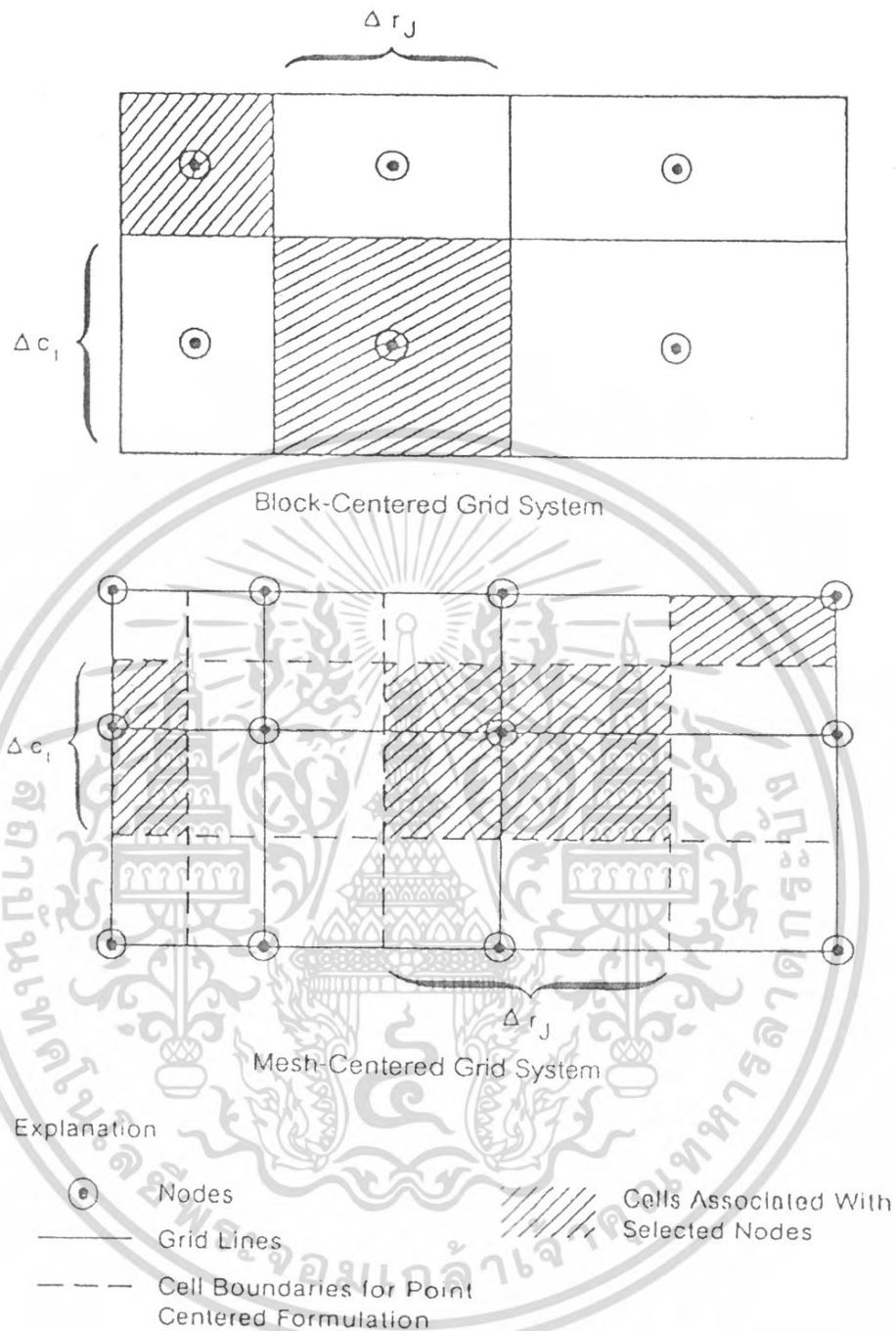
รูปที่ 3.9 Computational Molecules. (a) Three-Dimensional Finite Difference Molecule. (b) Two-Dimensional Finite Difference Molecule. (c) Patch of Six Finite Elements Around Node 8. The Patch is Taken From the Two-Dimensional Finite Element Grid. (Anderson and Woessner, 1992)

โดยแบบ Mesh-Centered ตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณอยู่ที่จุดตัดของเส้นกริด ขอบเขตของเซลล์คือ หน้าตัดครึ่งหนึ่งของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณที่อยู่โดยรอบ ดังแสดงในรูป 3.11



รูป 3.10 การกำหนดขอบเขตของชั้นหินอุ้มน้ำในรูปของแถว สดมภ์และชั้น (Mahadeva, 1991)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 3.11 การกำหนดรูปแบบของเซลล์
(Mahadeva, 1991)

3.4.6 ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล

การสร้างแบบจำลองเพื่อวิเคราะห์ข้อมูลสนามและระบบอุทกวิทยา เพื่อตรวจสอบทิศทาง การไหลของน้ำบาดาล เป็นการประมวลผลที่เร็ว และได้ผลดีที่สุด ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับปริมาณ และความถูกต้องของข้อมูลภาคสนามที่ใช้ในการปรับแก้แบบจำลอง ขั้นตอนการทำงานมี 10 ขั้นตอนใหญ่ๆ ดังนี้

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

3.4.6.1 กำหนดวัตถุประสงค์ของแบบจำลอง (Define Purpose)

การกำหนดวัตถุประสงค์ของแบบจำลองจะต่างกันไป เช่น เพื่อใช้แบบจำลองในการวางแผนงาน หรือ คำนวณทิศทางการไหล ปริมาณการไหล หรือออกแบบผลกระทบ ดังนั้นขั้นตอนของการจำลองไม่จำเป็นต้องครบวงจรทั้งหมด ขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของงานเป็นหลัก

3.4.6.2 สร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ (Conceptual Model)

การสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ เป็นการรวบรวมข้อมูลทางอุทกธรณีวิทยาร่วมกับข้อมูลด้านสิ่งแวดล้อมอื่น ๆ ได้แก่ ข้อมูลชั้นหินอุ้มน้ำ คุณสมบัติทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำ ระดับน้ำบาดาล ข้อมูลสภาพภูมิประเทศ ลักษณะภูมิประเทศ การใช้ที่ดิน ข้อมูลอุทกวิทยา เช่น ปริมาณฝน อัตราการคายระเหย และข้อมูลการใช้น้ำบาดาล โดยใช้ข้อมูลเหล่านี้สร้างแนวคิดรวบยอดทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาออกมาในรูปแบบที่ หรือรูปตัดที่แสดงความสัมพันธ์ของข้อมูลเหล่านี้

ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์เป็นขั้นตอนที่ต้องใช้เวลา และงบประมาณค่อนข้างสูง ในทางปฏิบัติเริ่มจากการรวบรวมข้อมูลที่มีอยู่ในปัจจุบันหรืองานเก่าที่ได้มีการบันทึก ถ้าข้อมูลไม่เพียงพอต้องวางแผนการสำรวจภาคสนาม และศึกษาเพิ่มเติม

3.4.6.3 การเลือกโปรแกรมคอมพิวเตอร์ (Computer Program)

การสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล เริ่มจากการสร้างสมการทางคณิตศาสตร์ สร้างโปรแกรมคอมพิวเตอร์ แล้วทำการตรวจสอบความถูกต้องของโปรแกรมที่สร้างขึ้นกับข้อมูลจริง ในปัจจุบันมีโปรแกรมสำเร็จรูปมากมายที่ได้มีการทดสอบหรือแก้ไขจากการเปรียบเทียบผลการทดลองในห้องปฏิบัติการ และในสนามจนเป็นที่เชื่อถือได้แล้ว ประกอบกับการมีโปรแกรมที่ใช้ก่อนข้อมูล (Pre-Processing) และโปรแกรมที่ใช้ในการแสดงผล (Post-Processing) ที่สะดวกใน การใช้งาน ดังนั้นการเลือกโปรแกรมจึงควรพิจารณาวัตถุประสงค์ของงาน ระดับความน่าเชื่อถือของโปรแกรม ความสะดวกในการใช้งาน และราคาของโปรแกรมเป็นหลัก

3.4.6.4 การออกแบบแบบจำลอง (Model Design)

เมื่อสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ และเลือกโปรแกรมคอมพิวเตอร์แล้ว ข้อมูลสภาพทางกายภาพ และอุทกวิทยา จะถูกแปลงเข้าสู่แบบจำลอง โดยการแบ่งออกเป็นหน่วยเล็ก ๆ ขึ้นอยู่กับวิธีการประมาณค่าเชิงตัวเลขที่เลือกใช้ ว่าเป็นวิธี Finite Difference หรือวิธี Finite Element และเลือกขนาดของขั้นเวลาของการคำนวณ (Time Step) และสภาพขอบเขตของแบบจำลอง (Boundary Conditions) โดยมีหลักดังนี้

1) ขนาดของกริด (Grid Size) จำนวนชั้น (Layers) ขนาดของกริดในแบบจำลองขึ้นอยู่กับข้อมูลที่มีอยู่ และวัตถุประสงค์ของการจำลองนั้น ๆ เช่น การจำลองเพื่อวางแผนการจัดการน้ำบาดาลในระดับภูมิภาค พื้นที่ขนาด 500 ตร.กม. อาจเลือกใช้ขนาดของกริดเท่ากับ 1 ตร.กม. ได้เพราะจะให้ผลการคำนวณเชื่อถือได้ในระดับวางแผน แต่ในการจำลองเพื่อคำนวณการไหลระหว่างบ่อน้ำ ในพื้นที่ที่มีบ่อน้ำแน่น ควรใช้ขนาดของกริดเล็กลงเป็น 2-3 ตร.กม. แทนจึงจะได้ผลการจำลองที่นำไปใช้ประโยชน์ได้ โดยที่ความกว้างของกริดที่ติดต่อกันไม่ควรต่างกันเกิน 1.5 เท่าของกริดข้างเคียง เพื่อไม่ให้เกิดผลการคำนวณที่ผิดพลาดมาก (Domenico and Schwartz, 1998) ในกรณีที่ใช้กริด ขนาดเล็กเกินความจำเป็นกลับทำให้เกิดผลเสียแทน เพราะการปรับเทียบตัวแปรต่าง ๆ ในแบบจำลองเวลาที่ใช้ในการคำนวณแต่ละครั้งจะขึ้นอยู่กับจำนวนของตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณของแบบจำลองนั่นเอง ดังนั้นจึงควรเลือกใช้กริดที่มีขนาดเหมาะสมกับลักษณะของงาน และสภาพทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ เพื่อความถูกต้องของผลการจำลอง และประหยัดเวลา

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

2) สภาพขอบเขต (Boundary Conditions) สภาพขอบเขตของแบบจำลอง คือ ขอบเขตที่แบบจำลองได้รับผลกระทบจากสภาพภายนอก ในแต่ละรูปแบบที่แต่ละตำแหน่ง ดังนั้นจึงจำเป็นที่จะต้องกำหนดเงื่อนไขทางคณิตศาสตร์ให้ถูกต้องกับสภาพที่แท้จริง สภาพขอบเขตที่มีการใช้ในแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล มี 3 แบบใหญ่ ๆ โดยทั้ง 3 แบบนั้นมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา คือ

สภาพขอบเขตของแบบจำลอง แบบที่ 1 หรือ Dirichlet Boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มีแรงดันของน้ำคงที่ (Prescribed Pressure Hydraulic Head) มักใช้กับ ทะเลสาบ แม่น้ำ น้ำพุ บ่อบาดาล ที่มีระดับน้ำคงที่ และ พื้นผิวที่น้ำซึม (Seepage Faces) สภาพขอบเขตแบบที่ 1 เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองมากที่สุด และง่ายในการคำนวณที่สุด

สภาพขอบเขตของแบบจำลอง แบบที่ 2 หรือ Neumann Boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มีอัตราการไหลคงที่ (Prescribed Flux) มักใช้กับ ขอบเขตที่ทับน้ำ สันปันน้ำบาดาล แนวการไหล การซึมผ่านผิวดิน การคายระเหย จุดสูบน้ำ และจุดเติมน้ำ เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองปานกลาง และคำนวณได้ง่ายปานกลาง

สภาพขอบเขตของแบบจำลอง แบบที่ 3 หรือ Cauchy Boundary เป็นสภาพขอบเขตแบบกึ่งทับน้ำ หรือแบบที่อัตราการไหลขึ้นอยู่กับแรงดันของน้ำ (Semi-Permeable or Head Dependent Flux) เหมาะที่จะใช้กับชั้นหินอุ้มน้ำแบบรั่วซึม หรือขอบเขตบริเวณที่ใกล้ลำน้ำที่มีระดับน้ำไม่คงที่ เป็นผลให้เกิดความแตกต่างของแรงดันน้ำ ขอบเขตแบบนี้เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองน้อยที่สุด และคำนวณได้ยากที่สุด

3) ขนาดของขั้นเวลาในการคำนวณ (Time Step) ต้องเลือกให้เหมาะสมกับวัตถุประสงค์ของงาน และโปรแกรมที่ใช้ ขนาดของขั้นเวลาที่ใหญ่เกินไปจะทำให้ผลการคำนวณผิดพลาดมาก และขนาดของขั้นเวลาที่เล็กเกินไปทำให้เปลืองเวลาที่ใช้ในการคำนวณโดยไม่จำเป็น

โดย de Marsily, (1986) กล่าวว่าขนาดของขั้นเวลาที่ใช้ในการคำนวณที่ดีที่สุด คือ ขนาดของเวลาที่นานที่สุดที่ยอมให้ใช้ในสมการนั้น ๆ บางครั้งเรียกว่า Critical time step (Δt_c) โดยทั่วไปการหาค่าขนาดของขั้นเวลาที่เหมาะสมนี้ประมาณได้จากสมการที่ 3.19

$$\Delta t_c = S^* a^2 / 4T \quad (3.19)$$

เมื่อ	a	คือ ค่าขนาดของกริดเซลล์ ($\Delta x = \Delta y = a$) [L]
	S	คือ ค่าสัมประสิทธิ์ของการเก็บกัก
	T	คือ ค่าสัมประสิทธิ์การจ่ายน้ำ [$L^2 T^{-1}$]

โดยสมมุติฐานที่ใช้กับสมการที่ 3.19 คือ ขนาดของกริดมีด้านทั้งสองเท่ากัน ตัวกลางเป็นวัสดุเนื้อเดียวกัน และมีสมบัติทางชลศาสตร์เหมือนกันทุกทิศทาง

3.4.6.5 การปรับค่าตัวแปร และการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Calibration and Calibration Sensitivity Analysis)

ในการจำลองแต่ละขั้นตอน ข้อมูลป้อนเข้าอาจยังไม่ถูกต้อง ผลการจำลองที่ได้จึงต้องนำไปเปรียบเทียบกับข้อมูลจากจุดสังเกตการณ์ในสนามที่ตำแหน่ง และเวลาเดียวกัน เมื่อผลการจำลองไม่ตรงกับค่าจริงในสนามต้องมีการปรับเปลี่ยนค่าตัวแปรที่ไม่ทราบค่าแน่นอน เช่น ค่าความนำทางชลเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่อนุญเตเห็นาไปเซประเยชชนดานการคาไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ศาสตร์ ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำบาดาล และสภาพขอบเขตของแบบจำลองที่เห็นว่าเหมาะสมกว่า เพื่อให้ผลการจำลองที่ได้เปรียบเทียบกับข้อมูลในสนาม การปรับแก้ข้อมูลจำเป็นต้องใช้ ความเข้าใจระบบอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่อย่างดี และต้องลองผิดลองถูกจนกระทั่งทราบขอบเขต และช่วงค่าของตัวแปรต่าง ๆ และหากผลการจำลองมีความแตกต่างจากของข้อมูลสนามมาก อาจต้องตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลสนามอีกครั้ง หลังจากนั้นจึงเริ่มการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรที่มีความไม่แน่นอน เช่น ค่าความนำทางชลศาสตร์ ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำบาดาล และสัมประสิทธิ์การกักเก็บของชั้นหินอุ้มน้ำ เป็นต้น

3.4.6.6 การตรวจสอบความถูกต้อง และปรับปรุงแบบจำลอง (Model Verification)

เมื่อทำการปรับค่าตัวแปรแล้ว อาจมีการตรวจสอบแบบจำลองเพิ่มเติม เพื่อตรวจสอบว่าแบบจำลองนั้นสามารถเป็นตัวแทนของระบบอุทกธรณีวิทยาได้อย่างถูกต้อง โดยการใช้แบบจำลองที่ได้จำลองผลการตอบสนองของตัวแปรทางอุทกธรณีวิทยาที่ปรับแก้แล้ว เปรียบเทียบกับผลการจำลองของข้อมูลสนามชุดใหม่ ถ้าผลการจำลองมีความผิดพลาดไม่แตกต่างจากผลการจำลองในครั้งแรกมาก ไม่จำเป็นต้องปรับแก้ตัวแปรอีก และนำไปใช้คาดคะเนผลได้

3.4.6.7 การทำนายผล และการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Prediction and Predictive Sensitivity Analysis)

การทำนายผล หรือคาดคะเนผลการคำนวณระดับน้ำ เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงตัวแปรที่อาจเกิดจากเหตุการณ์ต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในอนาคต เช่นมีการเปลี่ยนแปลงอัตราการเพิ่มเติมน้ำ หรือ การสูบน้ำ และลำมีการวางแผนการใช้ข้อมูลในอนาคตร่วมกับการทำนายผล และการวิเคราะห์ ความอ่อนไหวของตัวแปร การเปลี่ยนแปลงของตัวแปรบางตัวจะทำให้ผลการจำลองเปลี่ยนไปมาก และความอ่อนไหวของตัวแปรของแบบจำลองเป็นสมบัติเฉพาะของระบบนั้น ๆ ดังนั้นการ วิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรทำให้ทราบถึงช่วงของค่าตัวแปรที่เป็นไปได้ และเตรียมการเผื่อระวังข้อมูลในการศึกษา และวิเคราะห์ในระยะยาว (Monitoring Program)

3.4.6.8 แสดงผลการจำลอง (Presentation of Modeling Design and Result)

การแสดงผลการจำลอง เพื่อสื่อให้เห็นแบบจำลองที่สร้างขึ้น ที่นาของข้อมูล การวิเคราะห์ ข้อมูล การออกแบบ การปรับแก้ค่าตัวแปร การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปร ผลการคำนวณเชิงตัวเลข เชิงแผนที่ ระดับความถูกต้องของผลการจำลอง ข้อจำกัดข้อเสนอนแนะ และผลสรุปตามวัตถุประสงค์ของการจำลองต้องชัดเจน และเข้าใจง่าย

3.4.6.9 การติดตามผลการทำนาย (Post Audit)

การติดตามผลการทำนายของแบบจำลองในระยะยาว ซึ่งควรมีตลอดช่วงเวลาของการทำนายของแบบจำลอง โดยการเก็บข้อมูลสนามเพิ่มเติม เพื่อใช้ตรวจสอบความถูกต้องของผลการทำนายของแบบจำลองในระยะยาว

3.4.6.10 การจำลองใหม่ (Model Redesign)

อาจเกิดขึ้นหลังการติดตามผลการจำลองแล้วมีความเข้าใจในระบบอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษามากขึ้น และพบว่าควรมีการเปลี่ยนแปลงแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ เจ็อนไซที่ขอบเขต หรือควรมีการเปลี่ยนแปลงค่าของตัวแปรที่ใช้ในแบบจำลอง

3.4.7 แบบจำลองที่ใช้ในการศึกษา

การศึกษาครั้งนี้ได้เลือกใช้แบบจำลอง Visual MODFLOW ซึ่งเป็นโปรแกรมสำเร็จรูปใช้ในการเตรียมข้อมูลก่อนการคำนวณ และแสดงผลการคำนวณ โดยมีแบบจำลอง MODFLOW เป็นแบบจำลองที่ใช้ในการคำนวณการไหลของน้ำบาดาล

แบบจำลอง Visual MODFLOW เป็นแบบจำลองที่ได้รับการพัฒนาขึ้นเพื่อช่วยในการจัดเตรียมข้อมูลก่อนการคำนวณและแสดงผลหลังจากการคำนวณของการจำลองน้ำบาดาล เป็นผลงานของ Waterloo Hydrogeologic Inc. ของมหาวิทยาลัย Waterloo ประเทศแคนาดา คุณสมบัติที่สำคัญ คือ สามารถใช้งานในแต่ละชั้นคอนของการจำลองการไหลของน้ำบาดาลได้อย่างครบถ้วนตั้งแต่การกำหนดลักษณะพื้นที่ การแบ่งพื้นที่การปรับปรุงแบบจำลอง การแสดงผลคำนวณการเปรียบเทียบแบบจำลองการแสดงผลภาพในมุมมองต่าง ๆ และสามารถใช้งานร่วมกับแบบจำลอง 2 มิติและ 3 มิติ เช่น MODFLOW, MODPATH และ MT3D เป็นต้น ได้โดยใช้คำสั่งจาก Visual MODFLOW โดยตรง การส่งออก และนำเข้าข้อมูลจากข้อมูล GIS (Geographic Information System) ได้ โดยที่หน้าจอของแบบจำลองได้รับการออกแบบเช่นเดียวกับหน้าจอ Window ทำให้สะดวกต่อการใช้งาน

โดยแบบจำลอง MODFLOW พัฒนาโดย U.S. Geological Survey, McDonald and Herbaugh (1988) เป็นแบบจำลองที่ใช้หลักทฤษฎีทาง Finite Difference แบ่งกริดแบบ Block-centered ซึ่งมีการใช้งานแพร่หลายมาก สมการพื้นฐานที่ใช้ในการคำนวณ เป็นสมการของดาร์ซี และกฎทรงมวล แบบจำลองประกอบด้วย 10 Package คือ

1) Basic Package (BAS) กำหนดจำนวนชั้นและ แกวของชั้นหินอุ้มน้ำ ค่าระดับน้ำเริ่มต้น ช่วงเวลาคำนวณขนาดช่วงเวลาที่ใช้การคำนวณ การกำหนดข้อมูลที่ขอบเขต ฯลฯ

2) Block Centered Flow Package (BCF) กำหนดสภาพของการจำลอง ชนิดของชั้นหินอุ้มน้ำ ค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ ค่าความนำทางชลศาสตร์ ฯลฯ

3) Well Package (WEL) กำหนดบ่อบาดาล อัตราการสูบ ตำแหน่งบ่อบาดาล ฯลฯ

4) Recharge Package (RCH) กำหนดพื้นที่เพิ่มเติมน้ำ อัตราการเพิ่มเติมน้ำ ฯลฯ

5) River Package (RIV) กำหนดระดับน้ำ ระดับท้องน้ำ ความนำของตะกอนท้องน้ำ ฯลฯ

6) General Head Boundary Package (GHB) กำหนดขอบเขตที่อัตราการไหล ถูกกำหนดโดยระดับน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำต่าง

7) Solver Package กำหนดวิธีการคำนวณ จำนวนการคำนวณซ้ำในการคำนวณแต่ละช่วงเวลา ค่าความละเอียดในการคำนวณ ฯลฯ

8) Drain Package (DRN) กำหนดขอบเขตการระบายน้ำ

9) Evapotranspiration Package (EVT) กำหนดพื้นที่ อัตราและความลึกที่มีการคายระเหย

10) Output Control (OUT) กำหนดรูปแบบการแสดงผลการจำลองที่ต้องการ

การใช้แบบจำลองไม่จำเป็นต้องใช้ทั้งหมดทุก Package การคำนวณโดยใช้แบบจำลอง MODFLOW นี้ต้องมีข้อมูลทางด้านอุทกธรณีวิทยา อุทกวิทยา และชลศาสตร์มาช่วยกำหนดเงื่อนไขของชั้นหินอุ้มน้ำที่พิจารณา ผลลัพธ์ที่ได้จะเป็นค่าความเร็วและแรงดันน้ำในตำแหน่งและเวลาที่คำนวณ

ในการประยุกต์แบบจำลอง Visual MODFLOW เพื่อจำลองการไหลของน้ำบาดาล มีขั้นตอนการเตรียมข้อมูล และจำลอง 5 ขั้นตอนหลัก คือ

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- 1) เตรียมข้อมูล
- 2) ป้อนข้อมูล (Visual MODFLOW)
- 3) แปลงข้อมูล และจำลองทางคณิตศาสตร์ (MODFLOW)
- 4) แสดงผลการจำลอง (Visual MODFLOW)
- 5) เปรียบเทียบค่าคงที่ และวิเคราะห์ความอ่อนไหว

การจำลองสามารถดำเนินการภายใต้แบบจำลอง Visual MODFLOW ได้ตลอด เพราะข้อมูลสามารถเชื่อมโยงกับแบบจำลอง MODFLOW (หรือโปรแกรมอื่น) ได้ทันที ทั้งนี้แบบจำลอง Visual MODFLOW สามารถดึงข้อมูลที่คำนวณได้ในรูปแผนที่เส้นแรงดันน้ำเท่า ระดับน้ำในแนวตัดขวาง รวมทั้งสถิติจากความคลาดเคลื่อนของการจำลอง และการเปรียบเทียบผลการจำลองกับค่าจริงในสนามในรูปกราฟตามแกนเวลาออกมาได้



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บทที่ 4

วิธีดำเนินการวิจัย

จากการศึกษางานวิจัยที่ผ่านมา พบว่ามีความเชื่อมโยงระหว่างความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศกับระบบทรัพยากรน้ำ ในการศึกษาวิจัยนี้จึงได้ทำการรวบรวมข้อมูลดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ ปริมาณฝน ระดับน้ำบาดาล เพื่อวิเคราะห์ถึงความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีสภาพอากาศต่างๆ มีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำฝน น้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาเพื่อนำไปสู่การพยากรณ์ต่อไป โดยภาพรวมของการศึกษาได้แสดงไว้ในรูปที่ 4.1

4.1 การรวบรวมข้อมูล

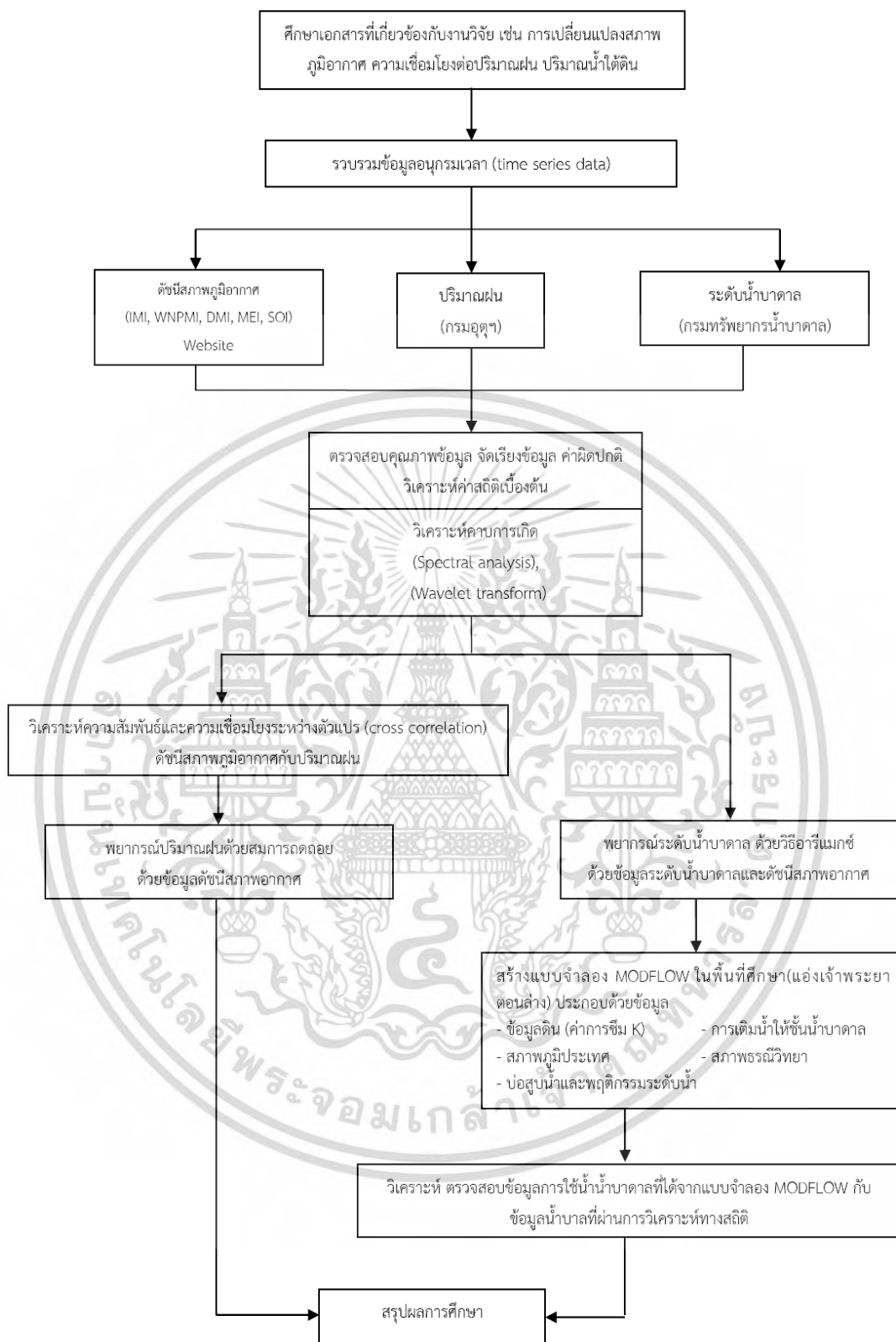
4.1.1 ปริมาณฝน

ได้ทำการรวบรวมข้อมูลสถิติปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนในพื้นที่ภาคกลางตอนล่างจากกรมอุตุนิยมวิทยา โดยพิจารณาสถานีในภาคกลาง 15 สถานี ได้แก่ สถานีกรุงเทพมหานคร สถานีดอนเมือง สถานีฉะเชิงเทรา สถานีสมุทรปราการ สถานีสุพรรณภูมิ สถานีนครปฐม สถานีปทุมธานี สถานีพระนครศรีอยุธยา สถานีกำแพงเพชร สถานีชัยนาท สถานีอุทอง สถานีนครสวรรค์ สถานีลพบุรี สถานีสุพรรณบุรี สถานีราชบุรีและสถานีกาญจนบุรี โดยลักษณะตัวอย่างข้อมูลทางสถิติเบื้องต้นประกอบด้วยค่าเฉลี่ย (Mean) ค่ามัธยฐาน (Median) ค่าความเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard Deviation) และความยาวของข้อมูลดังตารางที่ 4.1 ซึ่งปริมาณฝนที่ได้มีความยาวของข้อมูลแตกต่างกันไป จึงได้คัดเลือกช่วงความยาวของข้อมูลให้สอดคล้องกับข้อมูลดัชนีสภาพภูมิอากาศ และความยาวของข้อมูลไม่ควรน้อยกว่า 20 ปี เพื่อที่จะสามารถอธิบายลักษณะความแปรปรวนของฝนได้ในช่วงเวลาปีต่อปีถึงทศวรรษต่อทศวรรษ ในการศึกษาวิจัยนี้ได้เลือกใช้ข้อมูลปริมาณฝนในช่วงปี ค.ศ. 1980 ถึง ค.ศ. 2015 โดยประมาณ ซึ่งจากการวิเคราะห์ข้อมูลเบื้องต้นพบว่าที่สถานีกรุงเทพมหานครมีปริมาณฝนรายเดือนสูงสุดในช่วงเวลาที่ศึกษาอยู่ที่ 676.3 มม./เดือน

ตารางที่ 4.1 แสดงค่าสถิติพื้นฐานของปริมาณน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษา

Station	Mean (mm)	SD (mm)	Variance (mm ²)	Kurtosis	Skewness	Max (mm)
Chainat	86.49	94.46	8902.00	1.89	1.36	462.3
Suphan Buri	81.93	90.16	8111.08	2.62	1.48	502.2
Ayutthaya	90.34	94.87	8957.98	0.85	1.13	463.4
Pathum Thani	117.45	109.54	11,930.67	1.58	1.14	535.6
Nakhon Pathom	85.00	94.07	8826.21	1.88	1.39	479.0
Bangkok	130.34	131.72	17,351.84	-0.09	0.85	676.3
Nakhon Sawan	96.63	96.18	9206.94	0.98	0.98	588.0

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 4.1 ขั้นตอนการศึกษา

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

4.1.2 ระดับน้ำบาดาล

ได้รวบรวมข้อมูลระดับน้ำบาดาลรายเดือนของบ่อสังเกตการณ์ในบริเวณแอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนล่างจากกรมทรัพยากรน้ำบาดาลครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 17 จังหวัด ประกอบด้วย จังหวัดกรุงเทพมหานคร จังหวัดสระบุรี จังหวัดสมุทรสาคร จังหวัดสมุทรปราการ จังหวัดนครปฐม จังหวัดนนทบุรี จังหวัดปทุมธานี จังหวัดพระนครศรีอยุธยา จังหวัดอ่างทอง จังหวัดสิงห์บุรี จังหวัดชัยนาท จังหวัดอุทัยธานี จังหวัดนครสวรรค์ จังหวัดลพบุรี จังหวัดสุพรรณบุรี จังหวัดราชบุรีและจังหวัดกาญจนบุรี โดยข้อมูลมีลักษณะดังตารางที่ 4.2

ข้อมูลบ่อสังเกตการณ์ที่ได้จากกรมทรัพยากรน้ำบาดาล แบ่งเป็นบ่อในกรุงเทพฯ และปริมณฑล 152 สถานี 483 บ่อ แฉ่งอุทกสถลจำนวน 33 สถานี 153 บ่อ อุทกสถลแล้วจำนวน 2 สถานี 7 บ่อ คงเหลือจำนวน 117 สถานี 323 บ่อ และในจังหวัดอื่นๆ บริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างอีก 141 บ่อ ในแต่ละจังหวัดดังนี้ กาญจนบุรี 8 บ่อ ชัยนาท 15 บ่อ นครสวรรค์ 2 บ่อ ราชบุรี 26 บ่อ ลพบุรี 6 บ่อ สมุทรสงคราม 2 บ่อ สระบุรี 5 บ่อ สิงห์บุรี 5 บ่อ สุพรรณบุรี 64 บ่อ อ่างทอง 7 บ่อ อุทัยธานี 1 บ่อ ดังนั้น รวมจำนวนบ่อที่ใช้การได้ในบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง คือ 464 บ่อ โดยแสดงค่าตัวอย่างสถิติพื้นฐานของระดับน้ำบาดาลรายเดือนในพื้นที่ศึกษาดังตารางที่ 4.3

ตารางที่ 4.2 ตัวอย่างค่าระดับน้ำบาดาลเฉลี่ยรายเดือนบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง

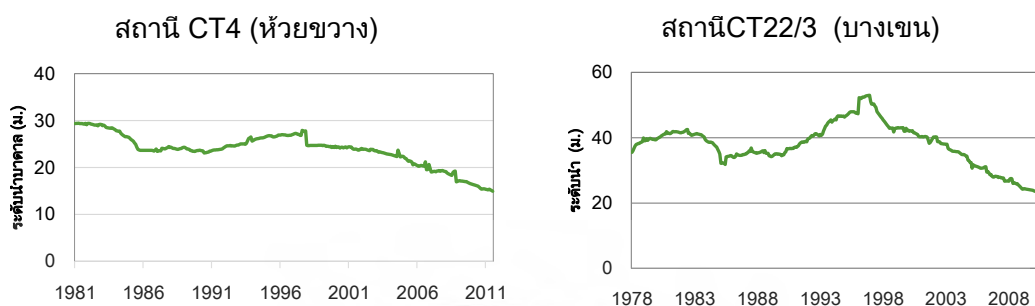
สถานี	พิกัด		จังหวัด	แอ่งน้ำบาดาล	ระดับน้ำปกติ (เมตร)																
	ออก-ตก	เหนือ-ใต้			Feb-47	Mar-47	Apr-47	May-47	Jun-47	Jul-47	Aug-47	Sep-47	Oct-47	Nov-47	Dec-47	Jan-48	Feb-48	Mar-48	Apr-48	May-48	Jun-48
CWE3/2	614061	1688262	ชัยนาท	เจ้าพระยาตอนล่าง	2.14	3.22	3.75	3.12	3.03	3.07	2.38	2.9	3.2	3.4	3.52	3.77	3.85	3.9	3.4	3.89	3.84
CWE8/1	618408	1694405	ชัยนาท	เจ้าพระยาตอนล่าง	6.63	6.35	7.48	6.95	6.90	6.64	5.73	6.08	6.2	6.9	7.28	7.43	7.21	7.39	6.57	7.15	7.02
CWE10/1	621764	1644237	สุพรรณบุรี	เจ้าพระยาตอนล่าง	5.67	5.52	8.61	7.59	7.54	7.09	5.75	5.81	6.05	6.12	6.84	7.88	8.11	7.88	7.55	9.65	10.3
CWE10/2	621764	1644237	สุพรรณบุรี	เจ้าพระยาตอนล่าง	4.43	4.92	7.75	6.53	6.62	6.31	5.45	5.6	5.88	5.85	5.58	6.06	6.1	6.06	5.79	7.75	7.63
CWE12/2	667682	1643530	ลพบุรี	เจ้าพระยาตอนล่าง	1.76	1.86	2.36	2.47	2.62	2.49	2.06	2.45	2.6	2.78	2.73	2.02	2.55	2.61	2.74	2.72	2.9
CWE12/3	667682	1643530	ลพบุรี	เจ้าพระยาตอนล่าง	1.78	1.90	2.40	2.51	2.66	2.47	2.09	2.37	2.58	2.8	2.76	2.04	2.48	2.67	2.75	2.72	2.89
CWE2/1	613912	1698029	อุทัยธานี	เจ้าพระยาตอนล่าง	4.44	4.30	4.92	4.72	4.82	4.70	4.20	4.35	4.65	5.18	5.48	5.69	5.6	5.33	5.3	5.61	5.82
CWE1/1	617129	1710848	นครสวรรค์	เจ้าพระยาตอนล่าง	6.00	6.17	6.71	6.61	6.91	6.80	6.35	6.45	6.61	6.72	6.58	6.65	6.78	7.10	7.10	7.40	7.59
CWE1/2	617129	1710848	นครสวรรค์	เจ้าพระยาตอนล่าง	6.00	6.16	6.73	6.57	6.88	6.72	6.26	6.74	6.83	6.92	6.64	6.57	6.88	7.09	7.05	7.38	7.57

ตารางที่ 4.3 ตัวอย่างค่าสถิติพื้นฐานของระดับน้ำบาดาลรายเดือนในพื้นที่ศึกษา

Station	Mean	SD	Variance	Kurtosis	Skewness	Range
CT4	23.56	3.66	13.33	0.18	-0.77	15.22
CT5-2	23.83	3.90	15.16	2.24	-1.52	18.95
CT7-1	24.46	2.69	7.20	0.59	-0.48	13.77
CT22-3	37.28	7.24	52.29	-0.39	-0.22	31.22
CT23	27.97	4.19	17.51	0.32	-0.96	17.60
CT26-1	34.68	7.03	49.32	-0.33	-0.33	28.39

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สำหรับรูปที่ 4.2 เป็นลักษณะของระดับน้ำบาดาลสถานี CT22/3 วัดศิริพงษ์ฯ เขตบางเขน และ สถานี CT4 ร.ร.พิบูลย์อุปถัมภ์ เขตห้วยขวาง กทม.



รูปที่ 4.2 ลักษณะค่าระดับน้ำบาดาลสถานี CT4 และ CT22/3

ลักษณะข้อมูลน้ำบาดาลในแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างสำหรับบ่อสังเกตการณ์ในต่างจังหวัดส่วนใหญ่จะมีข้อมูลเริ่มต้นตั้งแต่ พ.ศ.2547 ถึงปัจจุบัน สำหรับข้อมูลของบ่อบริเวณกรุงเทพมหานครและปริมณฑลเริ่มบันทึกข้อมูลตั้งแต่ประมาณปี พ.ศ.2521 ถึง ปัจจุบัน โดยการคัดเลือกบ่อสังเกตการณ์จะเลือกบ่อที่มีการตรวจวัดข้อมูลระดับน้ำอย่างต่อเนื่องสมบูรณ์มากที่สุดเพื่อเป็นตัวแทนในการวิเคราะห์ ในบางกรณีลักษณะของข้อมูลมีบางช่วงเวลาที่ขาดหายไปหรืออาจมีค่าที่ผิดปกติแตกต่างไปจากข้อมูลอนุกรมเวลาที่ช่วงเวลาอื่นๆ ที่อยู่ใกล้กัน จึงต้องทำการตรวจสอบและเติมข้อมูลเพื่อให้อนุกรมเวลาของข้อมูลระดับน้ำบาดาลมีความต่อเนื่องสมบูรณ์ก่อนวิธีการประมาณค่าแบบเชิงเส้น (Interpolate) เนื่องจากเป็นการหาค่าในช่วงอย่างง่าย และได้ค่าของฟังก์ชันโดยประมาณที่มีความถูกต้องเป็นที่ยอมรับได้ ซึ่งเป็นที่นิยมใช้โดยทั่วไปก่อนที่จะนำข้อมูลไปวิเคราะห์ในขั้นตอนต่อไป

4.1.3 ดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์

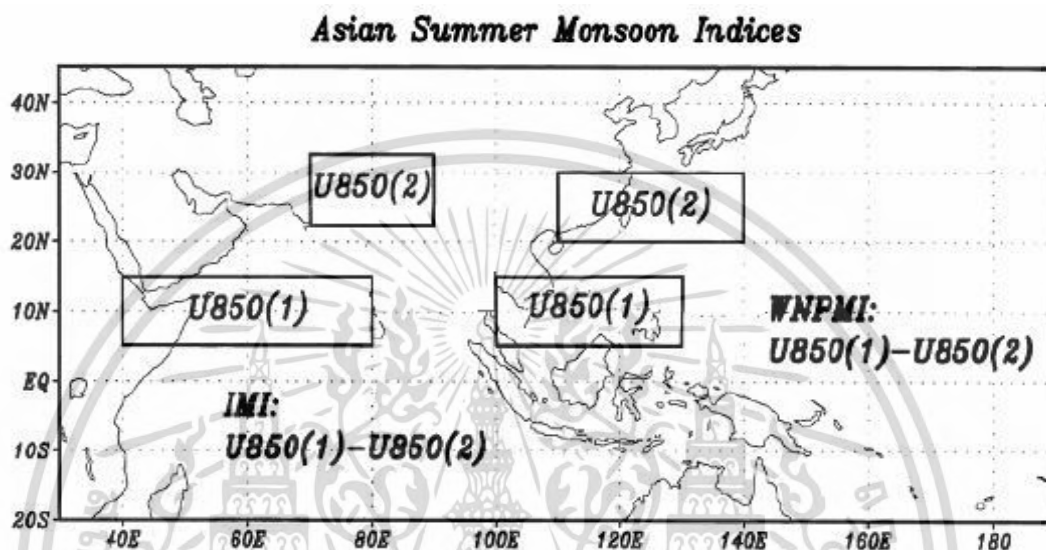
โดยการศึกษาที่ผ่านมาพบว่าปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่สำคัญในแถบภูมิภาคนี้ ได้แก่ มรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian Summer Monsoon) ปรากฏการณ์อินเดีย-โอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) จึงได้ทำการรวบรวมตัวชี้วัดในแต่ละปรากฏการณ์ดังกล่าว โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

4.1.3.1 ตัวชี้วัดมรสุมฤดูร้อนเอเชีย

โดยดัชนีชี้วัดที่ใช้คือ Indian Summer Monsoon Index (IMI) และ Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI) โดยจากการศึกษาพบว่าบริเวณอ่าวเบงกอลและทะเลบริเวณประเทศฟิลิปปินส์ เป็นพื้นที่ที่มีการนำพาความร้อนสูงที่สุด โดยการนำพาความร้อนทั้ง 2 บริเวณมีความสัมพันธ์กับปริมาณของฝนที่ตกหนักและรุนแรงในพื้นที่ดังกล่าวด้วย

ส่วนการเพิ่มขึ้นของการนำพาความร้อนบริเวณประเทศฟิลิปปินส์มีผลต่อการเกิดมรสุมฤดูร้อนที่มีความรุนแรงบริเวณทางตะวันออกของ 80°E ที่ปกคลุมทางเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งหมายรวมถึงคาบสมุทรอินโดจีน ทะเลจีนใต้ และทะเลแถบประเทศฟิลิปปินส์ โดยการเปลี่ยนแปลงของการนำพาความร้อนในบริเวณอ่าวเบงกอล และทะเลบริเวณประเทศฟิลิปปินส์มีลักษณะที่ค่อนข้างอิสระ (Wang and Fan, 1999) เพื่อติดตามลักษณะการเกิดมรสุมฤดูร้อนในแต่ละภูมิภาคของทวีปเอเชียได้อย่างถูกต้องและแม่นยำ ได้มีการพัฒนาตัวชี้วัดที่อธิบายความสัมพันธ์ของการเกิดมรสุมฤดูร้อนในแง่การเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

เปลี่ยนแปลงการนำพาความร้อน โดย IMI เป็นตัวชี้วัดที่ใช้ชี้วัดความแปรปรวนของมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในแถบเอเชียใต้ และ WNPMI เป็นตัวชี้วัดที่ใช้ชี้วัดความแปรปรวนของมรสุมฤดูร้อนที่เกิดในแถบมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกเฉียงเหนือ หรือแถบเอเชียตะวันออก โดยตัวชี้วัดทั้ง 2 ตัวใช้ความแตกต่างของกระแสลมที่ชั้นบรรยากาศระดับล่างที่ความสูง 850 hPa สำหรับค่า IMI ใช้พื้นที่ทางใต้บริเวณ 5-15 °N และ 40-80 °E และทางเหนือบริเวณ 20-30 °N และ 70-90 °E ส่วนค่า WNPMI ใช้พื้นที่ทางใต้บริเวณ 5-15 °N และ 100-130 °E และ ทางเหนือบริเวณ 20-30 °N และ 110-140 °E ดังรูปที่ 4.3



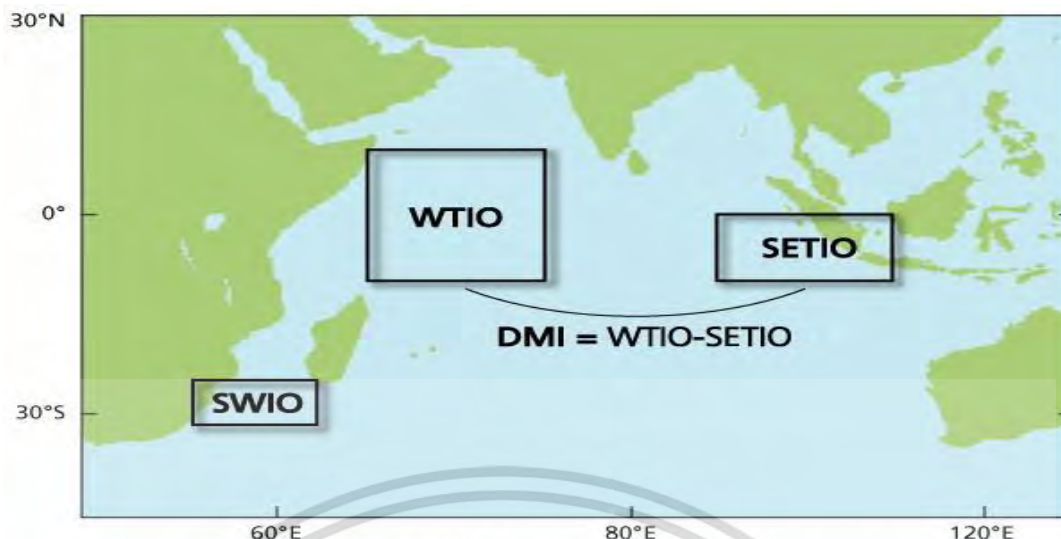
รูปที่ 4.3 บริเวณพื้นที่สัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ สำหรับตัวชี้วัด 2 ตัว คือ IMI (Indian Monsoon Index) และ WNPMI (Western North Pacific Monsoon Index) (<http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/monsoon/definition.html>)

4.1.3.2 ตัวชี้วัดปรากฏการณ์อินเดียเหนือเอเชียใต้โพล

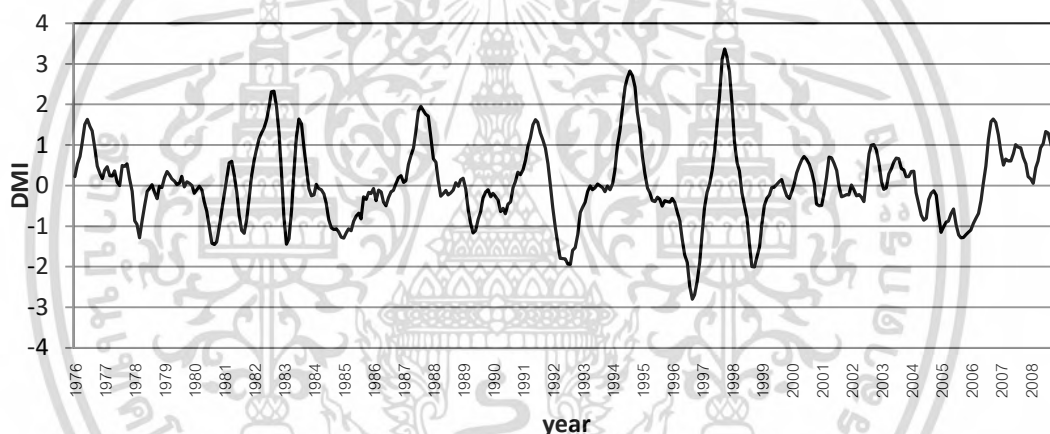
ตัวชี้วัดที่นำมาใช้ในงานวิจัยนี้ คือ Dipole Mode Index (DMI) เกิดจากการปฏิสัมพันธ์กันระหว่างมหาสมุทรและชั้นบรรยากาศ ซึ่งเป็นตัวชี้วัดที่พิจารณาจากค่าความแตกต่างของความผิดปกติของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณเส้นศูนย์สูตรระหว่างมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันตก (50-70 °E และ 10 °S-10 °N) กับมหาสมุทรอินเดียทางฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ (90-110 °E และ 10 °S-0 °N) ดังรูปที่ 4.4 พัฒนาโดย Saji et al. (1999) และ Yamagata et al. (2002)

ในการศึกษานี้ใช้ฐานข้อมูลของ Dipole Mode Index (DMI) ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 ถึงปัจจุบัน เนื่องจากแนวโน้มอุณหภูมิผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกในช่วงทศวรรษ 1970 เป็นจุดเปลี่ยน (tipping point) ของสภาวะ ENSO ที่ส่งอิทธิพลต่อความแปรผันของสภาพอากาศในระดับโลก เนื่องจากมหาสมุทรแปซิฟิกมีอาณาบริเวณกว้าง โดยพบว่าก่อนหน้าปี 1976 ความถี่ของปรากฏการณ์ลานีญาเกิดขึ้นบ่อยครั้งแต่ทว่าภายหลังปี 1976 เรื่อยมาจนกระทั่งปัจจุบัน ความถี่ของปรากฏการณ์เอลนีโญจะเกิดขึ้นบ่อยครั้งและทวีความรุนแรงมากขึ้น โดยตัวอย่างข้อมูลดัชนี DMI ได้พล็อตดังแสดงในรูปที่ 4.5 โดยเห็นลักษณะที่เป็น positive IOD และ Negative IOD

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 4.4 บริเวณที่ใช้พิจารณาค่า Dipole Mode Index (DMI)
(http://ioc3.unesco.org/oopc/state_of_the_ocean/sur/ind)



รูปที่ 4.5 ข้อมูลรายเดือนของค่า Dipole mode index (DMI)

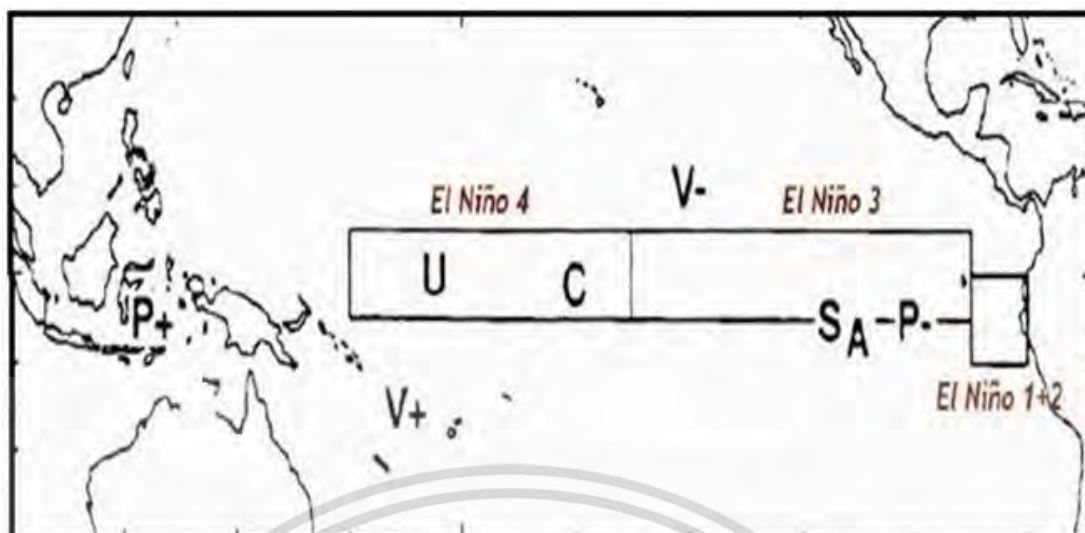
4.1.3.3 ตัวชี้วัดปรากฏการณ์เอนโซ

สำหรับตัวชี้วัดที่ใช้วัดความผิดปกติของปรากฏการณ์ ENSO มีดัชนีชี้วัดอยู่หลายแบบ โดยดัชนีที่ได้นำมาใช้ศึกษาครั้งนี้มีดังต่อไปนี้

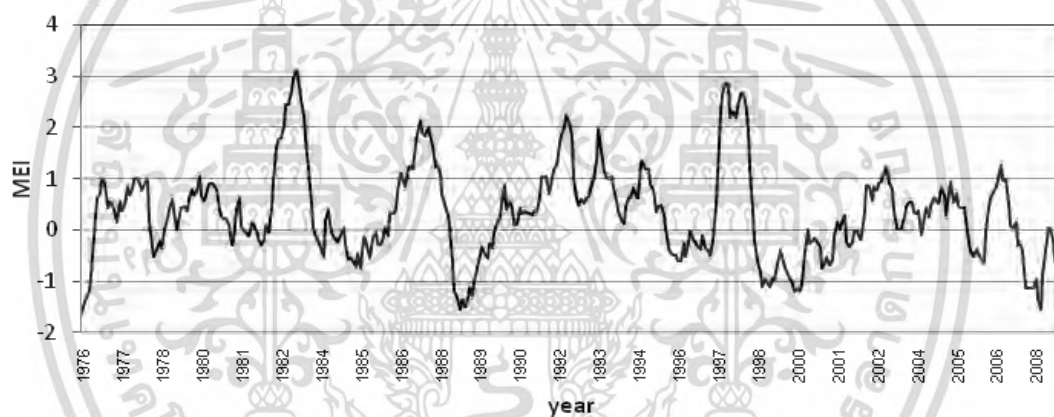
1) Multivariate ENSO Index (MEI)

โดยค่า Multivariate ENSO Index (MEI) ซึ่งเป็นตัวชี้วัดที่ได้จากความผิดปกติตัวแปร 6 ตัวหลักในบริเวณแถบแนวเส้นศูนย์สูตร ซึ่งเป็นตำแหน่งที่มีความสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่ผิดปกติ โดยมวลน้ำอุ่นเคลื่อนตัวตามแนวเส้นศูนย์สูตรบริเวณแปซิฟิกสู่สองชายฝั่งอเมริกาใต้ ได้แก่ Sea-level pressure (P), Zonal wind component (U), Meridional Wind Component (V), Sea Surface Temperature (S), Near-Surface Air Temperatures (A) และ Cloudiness Fraction of the Sky (C) ซึ่งพัฒนาโดย Wolter and Timlin (1993) ดังแสดงในรูปที่ 4.6 โดยทำการพล็อตชุดข้อมูล Multivariate ENSO Index (MEI) ดังรูปที่ 4.7

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 4.6 บริเวณพื้นที่ศึกษาค่าตัวแปร MEI
(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/klaus.wolter/MEI.html>)



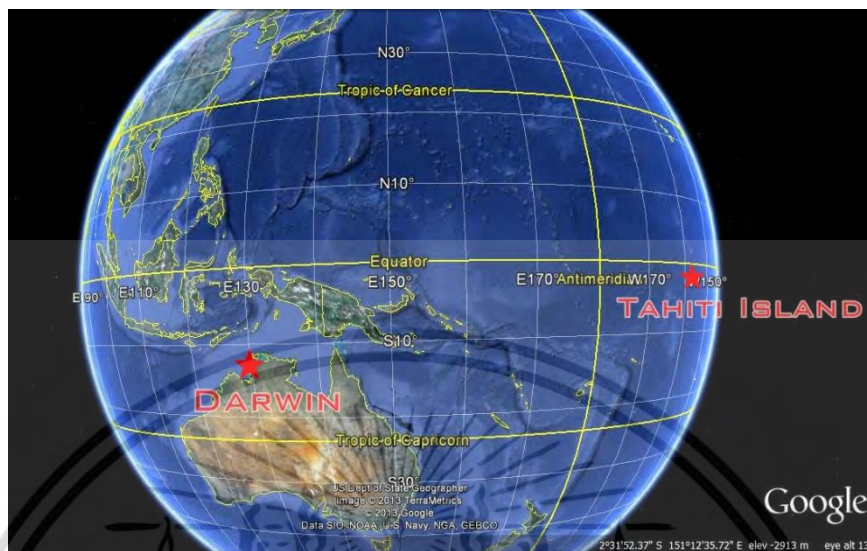
รูปที่ 4.7 ข้อมูลรายเดือนของค่า Multivariate ENSO Index (MEI)

2) The Southern Oscillation Index (SOI)

ความผันแปรของระบบอากาศในซีกโลกใต้ เป็นปรากฏการณ์ที่เกี่ยวกับความสัมพันธ์ส่วนกลับที่ต่อเนื่องกันระหว่างความกดอากาศที่ระดับ ผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิกใต้กับมหาสมุทรอินเดียแถบศูนย์สูตร โดยรวมถึงการผันแปรของความเข้มของการหมุนเวียนของชั้นบรรยากาศในเขตร้อนบริเวณอินโด-แปซิฟิก ซึ่งเกิดจากการแลกเปลี่ยน อากาศระหว่างความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อนแถบแปซิฟิกใต้ (South Pacific Subtropical High) ความกดอากาศต่ำแถบศูนย์สูตรบริเวณอินโดนีเซีย (Indonesian equatorial low) และความแตกต่างระหว่างความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเล (Sea level pressure; SLP) ที่จุดต่างๆ ที่แทนความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อนแถบแปซิฟิกใต้กับจุดต่างๆ ที่แทนความกดอากาศต่ำแถบศูนย์สูตรบริเวณอินโดนีเซียได้ถูกใช้เป็นตัวแทนบอกถึงการเกิดของปรากฏการณ์เอลนีโญได้ตัวหนึ่งทั้งนี้มักใช้ค่า SLP ที่ระหว่างที่เกาะตาสิตี (Tahiti Society

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

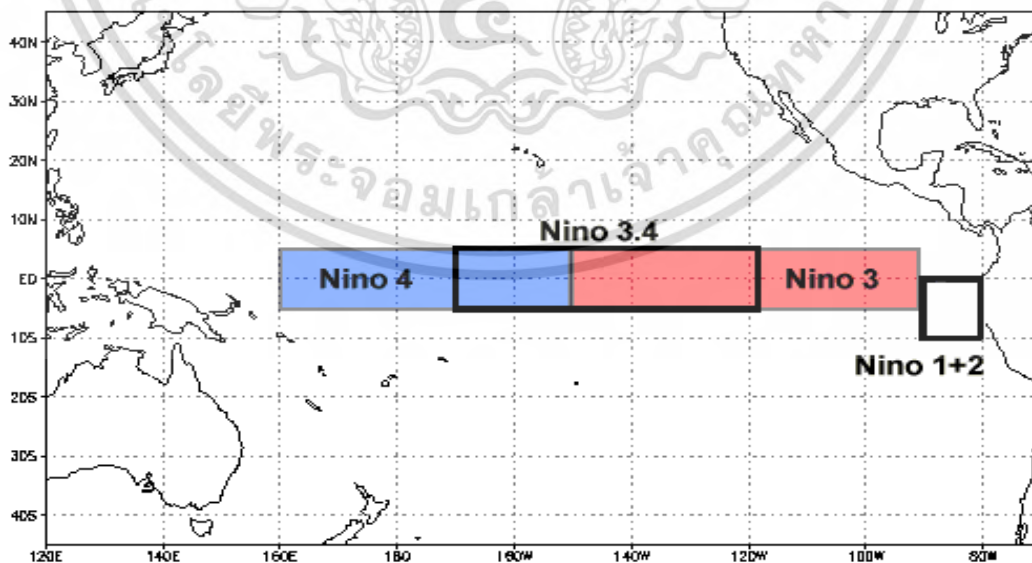
Island) บริเวณกลางมหาสมุทรแปซิฟิก และ SLP ที่เมืองดาร์วิน (Darwin) ประเทศออสเตรเลีย ดังรูปที่ 4.8



รูปที่ 4.8 ที่ตั้งของเกาะตาดิและเมืองดาร์วิน (Google Earth)

3) Sea Surface Temperature (SST)

ค่าผิดพลาดของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณกลางมหาสมุทรแปซิฟิก เช่น Nino1+2 Nino3 Nino4 โดยการศึกษาที่พิจารณาที่ Nino 4 คือพื้นที่ในส่วนของมหาสมุทรแปซิฟิกเขตศูนย์สูตรตะวันตกหรือที่เรียกว่าแอ่งน้ำอุ่น อยู่ระหว่างละติจูดที่ 5 °N - 5 °S และ ลองจิจูด 150 °W - 160 °E เป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิของผิวน้ำทะเลสูงที่สุดมีอิทธิพลในหลายประเทศที่อยู่ทางตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกดังแสดงในรูปที่ 4.9



รูปที่ 4.9 การกำหนดพื้นที่ศึกษาค่าผิดพลาดของอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณกลางมหาสมุทรแปซิฟิก NINO1+2 NINO3 NINO3.4 และ NINO4

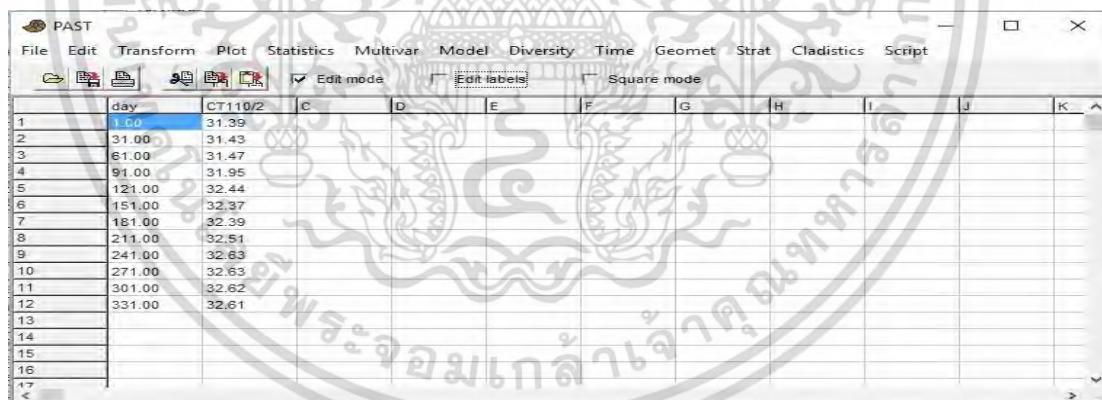
(<http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/ens0/indicators>)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้ในเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่ออนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

4.2 การตรวจสอบและปรับแก้ข้อมูล

การวิเคราะห์ข้อมูล เช่น ข้อมูลปริมาณฝน ระดับน้ำบาดาล ที่มีการเก็บข้อมูลมาเป็นเวลานานบางครั้งข้อมูลที่ตรวจวัดและรวบรวมมานั้น อาจไม่ครบถ้วนและขาดหายไป เนื่องจากสาเหตุบางประการ เช่น ความผิดพลาดของผู้ตรวจวัดหรือข้อมูลเกิดความเสียหายและเนื่องจากการศึกษาที่เกี่ยวข้องกับผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศต่อทรัพยากรน้ำจำเป็นต้องอาศัยข้อมูลเก็บในระยะเวลายาวนานและมีความต่อเนื่อง ดังนั้น ก่อนที่จะนำข้อมูลมาวิเคราะห์จึงต้องทำการเติมข้อมูลเพื่อให้อนุกรมเวลาของข้อมูลมีความต่อเนื่องสมบูรณ์โดยใช้วิธีการประมาณค่าในช่วงแบบเชิงเส้น (Linear Interpolation) โดยระดับน้ำบาดาลที่ผ่านการเติมข้อมูลในเบื้องต้นนี้เรียกว่า “ระดับน้ำบาดาลขั้นต้น (Initial GW)”

โดยการประมาณค่า (Interpolate) นี้สามารถใช้โปรแกรมสำเร็จรูปทางสถิติ PAST (PAleontological STatistics) โดยโปรแกรมเป็นลักษณะรูปแบบตารางทำการ (Spreadsheet) ที่พัฒนาขึ้นมาจากโปรแกรม PALSTAT โดย (Ryan et al., 1995) เพื่อใช้วิเคราะห์ข้อมูลเกี่ยวกับพืชและสัตว์ดึกดำบรรพ์ และได้ถูกพัฒนาต่อเนื่องมามากกว่า 10 ปี จนได้มีการนำไปใช้ในหลายสาขาวิชา เช่น วิศวกรรม เศรษฐศาสตร์ ต่อมาได้มีการเพิ่มเติมเทคนิคในการวิเคราะห์ทางสถิติต่างๆ เข้าไปโดย (Hammer and Harper, 2005) ซึ่งทำให้สามารถใช้วิเคราะห์ข้อมูลทางสถิติได้ครอบคลุมมากยิ่งขึ้น จนเป็นที่นิยมในปัจจุบัน จากโปรแกรมดังกล่าวนี้ได้นำมาใช้ในการ Interpolate ได้ โดยนำข้อมูลระดับน้ำบาดาลรายเดือน (ความลึกจากปากบ่อน้ำ) ที่อยู่ในช่วงเวลาที่ต้องการมาเรียงลำดับ จากนั้นเลือกข้อมูลทั้งหมดและไปที่เมนู Transform เลือก Regular Interpolation แบบ linear โดยตั้งค่าให้ข้อมูลเรียงกันในช่วงเวลาทุกๆ 31 วัน (spacing) ซึ่งประมาณเท่ากับ 1 เดือน ดังแสดงในรูปที่ 4.10



day	CT110/2	C	D	E	F	G	H	I	J	K
1	1.00	31.39								
2	31.00	31.43								
3	61.00	31.47								
4	91.00	31.95								
5	121.00	32.44								
6	151.00	32.37								
7	181.00	32.39								
8	211.00	32.51								
9	241.00	32.63								
10	271.00	32.63								
11	301.00	32.62								
12	331.00	32.61								
13										
14										
15										
16										
17										

รูปที่ 4.10 การประมาณค่าช่วงเวลา 31 วันเพื่อการวิเคราะห์ข้อมูลในโปรแกรม PAST

4.3 การวิเคราะห์ข้อมูล

4.3.1 การทดสอบอัตโนมัติสัมพันธ์ (Auto Correlation)

เพื่อตรวจสอบความสัมพันธ์เบื้องต้นของข้อมูลชนิดเดียวกันในลำดับเวลาถัดไปที่ต่อเนื่องกัน ตามที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.2.1 สมการที่ 3.1 ทั้งนี้เพื่อดูรูปแบบของข้อมูลและความเป็นอิสระของข้อมูลน้ำฝนหรือน้ำบาดาล เพื่อให้ทราบว่ามียอดประกอบ แบบสุ่ม หรือคาบเวลาอยู่ในข้อมูลหรือไม่ ซึ่งผลที่ได้สามารถนำมาประกอบการวิเคราะห์ต่อไป โดยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ ซึ่งมีค่าตั้งแต่ 0 ถึง 1 หรือ -1 ซึ่งจะแสดงผลถึงความสัมพันธ์ที่น้อยหรือมากตามลำดับ โดยในการศึกษานี้สามารถใช้

โปรแกรม PAST ช่วยวิเคราะห์ด้วยเมนู Time แล้วเลือก Autocorrelation

ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

4.3.2 ตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำ (return period)

ในขั้นตอนนี้จะพิจารณารูปแบบการเกิดซ้ำโดยวิเคราะห์ด้วยวิธีการวิเคราะห์ความถี่สเปกตรัม (Spectral Analysis Method) ตามที่ได้กล่าวไว้ในทฤษฎีหัวข้อที่ 3.2.2 เพื่อจำแนกลักษณะคาบเวลาหรือรอบการเกิดของค่าส่วนเหลือของข้อมูลระดับน้ำบาดาลแต่ละสถานี รวมถึงปริมาณน้ำฝนหรือข้อมูลความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ โดยสามารถใช้โปรแกรม PAST ช่วยวิเคราะห์ด้วยเมนู Time แล้วเลือก Spectral Analysis

ในขณะเดียวกันจะใช้วิธีการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Analysis) เพื่อแสดงรอบการเกิดแบบลักษณะของเส้นชั้นความสูง ซึ่งจะให้เห็นลักษณะของความถี่หรือรอบการเกิดของข้อมูลในแต่ละช่วงเวลาได้ดียิ่งขึ้นโดยสามารถใช้โปรแกรม MATLAB ช่วยวิเคราะห์

4.3.3 การทดสอบสหสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร (Cross Correlation)

เพื่อศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างสองตัวแปรที่มีความสัมพันธ์ต่อกันในแต่ละช่วงเวลาของข้อมูลดังที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.2.1 โดยการวิเคราะห์สามารถเห็นค่าการเลื่อนของเวลา ที่ระดับระดับความสัมพันธ์ต่าง ๆ จากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ เช่น การหาความสัมพันธ์ระหว่างดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝนว่าจะมีความสัมพันธ์กันมากน้อยที่สุดเมื่อเวลาผ่านไประยะเวลาเท่าใด โดยการศึกษาสามารถใช้โปรแกรม PAST ช่วยวิเคราะห์ด้วยเมนู Time แล้วเลือกเมนูย่อย Cross Correlation

4.3.4 การวิเคราะห์ความถดถอยเชิงพหุ (Multiple Linear Regression)

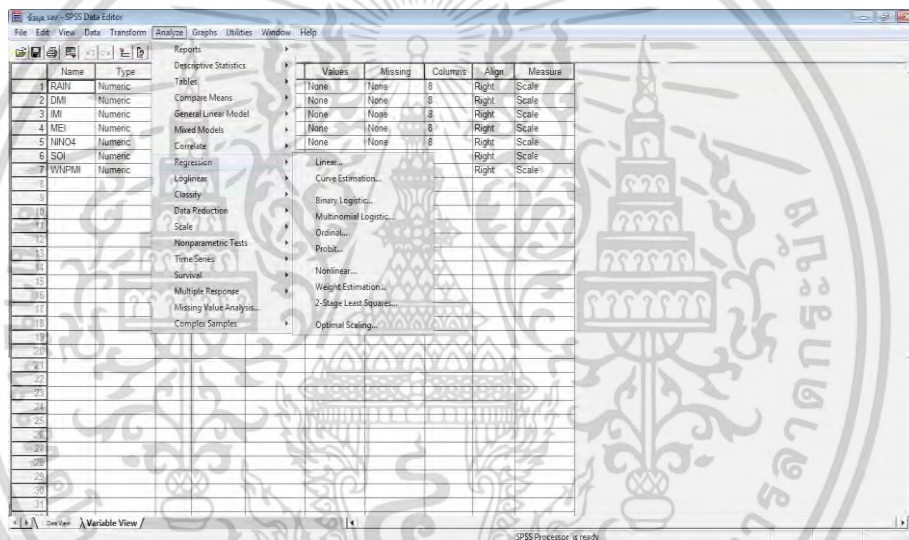
การวิเคราะห์ความถดถอยเชิงพหุแต่เดิมเป็นขั้นตอนที่ใช้เวลาในการคำนวณมาก ปัจจุบันได้มีการพัฒนาโปรแกรมที่ช่วยในการวิเคราะห์ข้อมูลในทางสถิติหลายโปรแกรม โดยในการศึกษาครั้งนี้ได้เลือกใช้โปรแกรม SPSS เพื่อช่วยในการวิเคราะห์

ในการศึกษานี้จะใช้สมการถดถอยเชิงพหุเพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝน (ตัวแปรตาม) กับตัวแปรสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ (ตัวแปรอิสระ) ต่างๆ โดยใช้วิธีการเลือกตัวแปรอิสระเข้าสมการด้วยวิธี Stepwise ซึ่งมีกระบวนการวิเคราะห์ คือ โปรแกรมจะเลือกตัวแปรอิสระเข้าสมการหากพบว่าไม่มีตัวแปรใดผ่านเกณฑ์ที่ตั้งไว้จะหยุดการดำเนินงาน โดยถือว่าไม่มีตัวแปรอิสระตัวใดมีความสัมพันธ์กับตัวแปรตาม หรือถ้ามีตัวแปรอิสระที่ผ่านเกณฑ์เข้าสมการ ตัวแปรนั้นจะถูกเพิ่มเข้าไปในสมการ มีขั้นตอนดังนี้

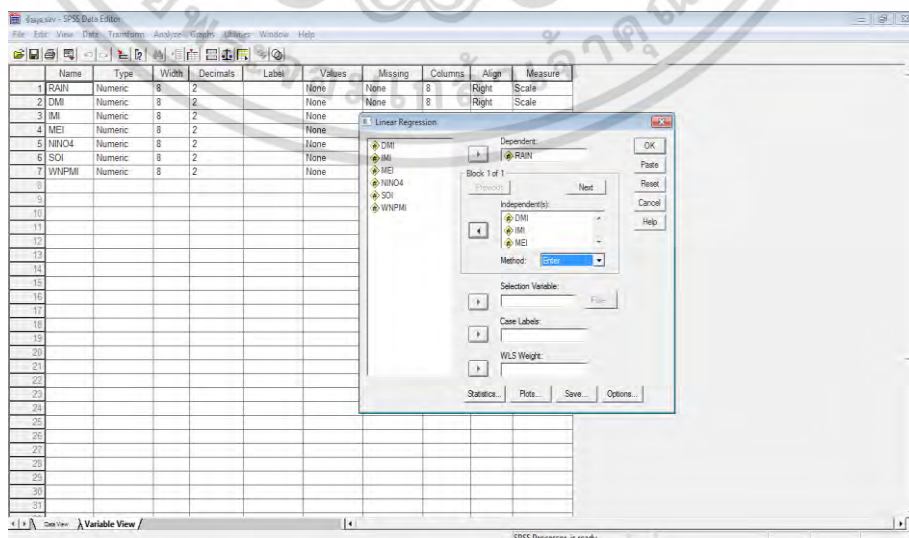
- 1) เริ่มจากการเตรียมข้อมูลปริมาณฝนและดัชนีที่ต้องการวิเคราะห์ ดังรูปที่ 4.11
- 2) จากนั้นทำการวิเคราะห์ข้อมูล โดยการเลือกคำสั่ง Analyze --> Regression --> Linear ดังแสดงในรูปที่ 4.12 และทำการวิเคราะห์ข้อมูลโดยคำสั่งต่างๆ ดังรูปที่ 4.13
- 3) โปรแกรมทำการแสดงผลการวิเคราะห์ได้ดังรูปที่ 4.14

	RAIN	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI	WNPMI
1	1.13	.66	-6.11	-1.15	26.77	1.80	-8.57
2	4.39	.16	-6.89	-1.23	26.66	1.00	-7.93
3	4.85	.28	-7.46	-1.06	27.27	1.30	-6.48
4	5.27	.20	-4.46	-1.02	27.62	1.40	-1.59
5	5.90	.43	1.92	-.68	27.97	.20	-2.09
6	4.70	.79	5.53	-.41	28.04	.30	2.17
7	5.13	.43	8.56	-.47	27.96	.50	5.93
8	5.07	.33	6.29	-.79	27.76	.40	3.14
9	5.10	.35	5.19	-1.00	27.93	-.10	5.81
10	5.71	.20	3.52	-1.01	27.84	1.00	.82
11	3.91	.17	-4.33	-1.08	27.57	1.00	-.40
12	-1.61	.09	-3.88	-1.21	27.24	1.40	-4.56
13	-9.21	.66	-8.01	-1.20	26.91	.70	-8.27
14	-9.21	.18	-6.63	-1.24	26.71	1.70	-3.48
15	2.67	.31	-8.23	-1.13	26.95	1.30	-6.20
16	5.00	.35	-4.85	-.52	27.40	1.20	-7.34
17	5.31	.34	1.60	-.16	27.89	.40	2.69
18	5.14	.20	7.66	-.13	28.14	-.20	-1.19
19	4.92	.40	8.64	-.20	28.20	-.20	6.75
20	5.47	.44	8.73	-.14	28.34	.70	6.93
21	4.92	.38	3.49	-.25	28.29	.90	4.77
22	5.28	.25	1.75	-.38	28.19	1.10	4.98
23	-9.21	.03	-4.97	-.76	28.10	1.80	-2.66
24	-9.21	.01	-5.89	-.58	27.65	.80	-3.55
25	1.81	.24	-6.65	-.54	27.44	1.00	-7.93
26	1.16	.17	-6.64	-.71	27.33	1.70	-5.76
27	4.39	.15	-4.33	-.60	27.68	.90	-8.30
28	3.92	.34	-5.44	-.15	28.17	.20	-7.09
29	5.32	.36	1.04	.19	28.58	-.50	-1.12
30	4.36	.34	8.23	-.06	28.77	.30	2.02

รูปที่ 4.11 ตัวอย่างข้อมูลในโปรแกรมสำเร็จรูป SPSS หน้าต่าง Data View



รูปที่ 4.12 ตัวอย่างการเลือกใช้คำสั่ง Linear Regression



รูปที่ 4.13 ตัวอย่างการเลือกตัวแปรอิสระและตัวแปรตามของโปรแกรม

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

โดยในรูปที่ 4.14 สามารถแสดงสมการความถดถอยเชิงพหุคือ $Y = 85.480 - 0.692SOI - 2.172NINO4 + 1.487MEI$ มีตัวแปรที่ถูกคัดเลือก คือ SOI, NINO4, MEI และสมการมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ $R = 0.423$ เป็นต้น

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	.280(a)	.078	.076	2.93525
2	.339(b)	.115	.110	2.87980
3	.423(c)	.179	.171	2.77875

a Predictors: (Constant), SOI

b Predictors: (Constant), SOI, NINO4

c Predictors: (Constant), SOI, NINO4, MEI

Coefficients(a)

Model		Unstandardized Coefficients		Standardized Coefficients	t	Sig.
		B	Std. Error	Beta		
1	(Constant)	23.930	.157		152.079	.000
	SOI	-.846	.156	-.280	-5.417	.000
2	(Constant)	56.184	8.485		6.621	.000
	SOI	-1.365	.205	-.451	-6.651	.000
	NINO4	-1.130	.297	-.258	-3.802	.000
3	(Constant)	85.480	9.968		8.575	.000
	SOI	-.692	.237	-.229	-2.918	.004
	NINO4	-2.172	.351	-.496	-6.190	.000
	MEI	1.487	.289	.490	5.152	.000

a Dependent Variable: RAIN

รูปที่ 4.14 ตัวอย่างผลการวิเคราะห์ข้อมูลโดยโปรแกรมสำเร็จรูป SPSS

4.3.5 การวิเคราะห์ด้วยวิธีอาร์แมกซ์

ในการศึกษานี้ได้ใช้วิธีอาร์แมกซ์เพื่อการพยากรณ์อนุกรมเวลาของระดับน้ำบาดาล โดยวิธีการดังกล่าวนี้ใช้ค่าระดับน้ำบาดาลของตัวเองในอดีตเพื่อทำนายอนาคตในขณะเดียวกันได้มีการเพิ่มเติมตัวแปรชี้้นำหรือตัวแปรอิสระภายนอก (ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์) เข้าสู่สมการด้วยเพื่อให้ผลการพยากรณ์ถูกต้องแม่นยำมากยิ่งขึ้น โดยมีขั้นตอนดังต่อไปนี้

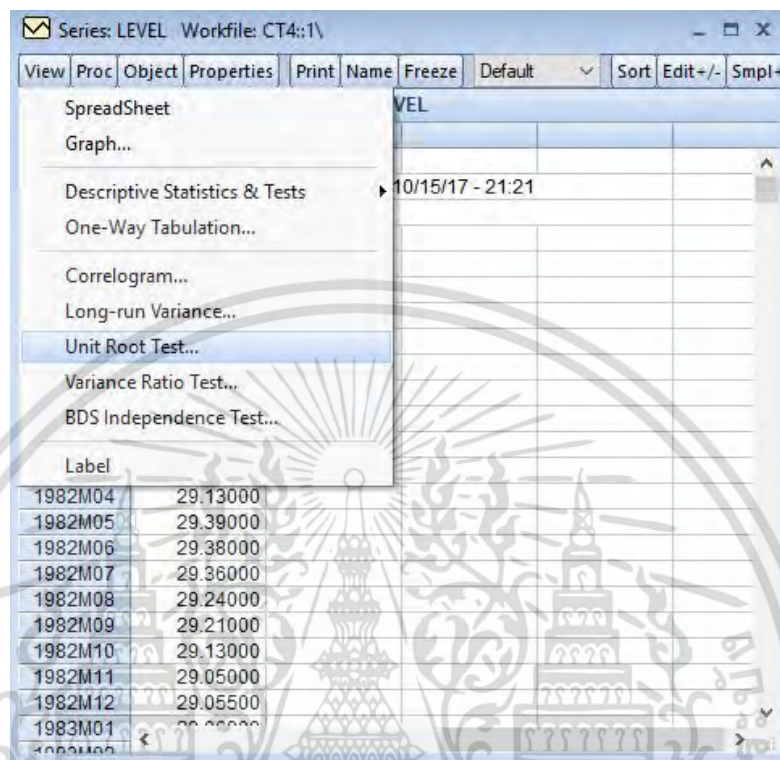
4.3.5.1 การทดสอบ Unit Root Test

เป็นการทดสอบเพื่อพิจารณาความนิ่งของข้อมูล ด้วยการทดสอบ Augmented Dicky-Fuller Test (ADF Test) ตามที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.3.4 โดยในการวิเคราะห์ได้ใช้โปรแกรม Eview 8.1 ซึ่งมีขั้นตอนดังนี้

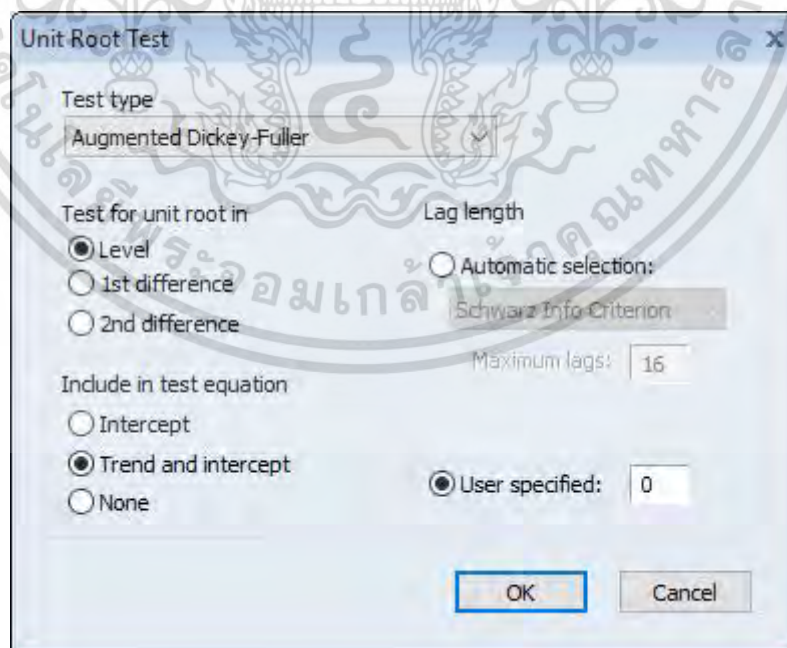
1) เปิดไฟล์งานของโปรแกรม Eview แล้วเลือกตัวแปรที่ต้องการทดสอบแต่ละตัว โดยการกด Double Click ที่ตัวแปรนั้น โปรแกรมก็จะแสดงหน้าต่างของข้อมูลที่เลือก

2) จากนั้นทำการวิเคราะห์ข้อมูล โดยการเลือกคำสั่ง View --> เลือก Unit Root Test ที่แถบเครื่องมือของ Series ที่เปิดมา ดังรูปที่ 4.15

3) เลือก Test Type : Augmented Dickey-Fuller, ที่ Test for Unit Root in : เลือก Level ที่ Include in Test Equation : เลือก Trend and Intercept หมายถึงวิเคราะห์กรณีปัญหาตัวแปรแบบสุ่มซึ่งมีความโน้มเอียงและมีแนวโน้มเชิงเส้นอยู่ด้วย ดังแสดงในรูปที่ 4.16



รูปที่ 4.15 การเข้าเมนู Views ที่แถบเครื่องมือเพื่อวิเคราะห์ Unit Root Test ตัวอย่างสถานี CT4



รูปที่ 4.16 การเข้าเมนู Unit Root Test เพื่อทำการวิเคราะห์ข้อมูล

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Series: LEVEL Workfile: CT4::1\

View Proc Object Properties Print Name Freeze Sample Genr Sheet Graph Stats |

Augmented Dickey-Fuller Unit Root Test on LEVEL

Null Hypothesis: LEVEL has a unit root
Exogenous: Constant, Linear Trend
Lag Length: 0 (Fixed)

	t-Statistic	Prob.*
Augmented Dickey-Fuller test statistic	-0.602518	0.9780
Test critical values:		
1% level	-3.982786	
5% level	-3.421885	
10% level	-3.133758	

*Mackinnon (1996) one-sided p-values.

รูปที่ 4.17 ตัวอย่างผลการวิเคราะห์ Unit Root ที่สถานี CT4

การพิจารณาว่าข้อมูล Stationary หรือไม่สามารถพิจารณาจากค่านัยสำคัญ (กำหนดระดับนัยสำคัญที่ 0.05 ความเชื่อมั่น 95%) จากผลในรูปที่ 4.17 แสดงว่าข้อมูลระดับน้ำบาดาลที่ CT4 ที่ระดับ Level เป็น Non-Stationary เนื่องจากยอมรับสมมุติฐานว่าง โดยทดสอบด้วยสมการที่มี Random Walk With Drift และมี Linear Time Trend โดยการศึกษาจะทำการทดสอบตามตัวอย่างนี้ไปเรื่อยๆ จนครบทุกสถานีเพื่อดูว่าแต่ละตัวแปร Stationary ในขณะใด

จากขั้นตอนนี้ทำให้ทราบถึงระดับของการ Integrate ของข้อมูลระดับน้ำบาดาลว่ามีคุณสมบัติเป็นอนุกรมเวลาที่ Integrated ที่ระดับ (Order) ไตซึ่งจะทำให้ทราบว่าแบบจำลอง ARIMA (p,d,q) มีระดับ (Order) ของ d มีค่าเท่ากับเท่าไร

4.3.5.2 การกำหนดรูปแบบ (Identification)

เมื่อได้ข้อมูลอนุกรมเวลาที่มีคุณสมบัตินิ่ง (Stationary) แล้วจึงนำข้อมูลไปทำการกำหนดแบบจำลอง ARIMA (p,d,q) โดยพิจารณาจากคอเรลโลแกรมค่า Autocorrelation Function (ACF) และ Partial Autoregressive Function (PACF) เพื่อที่จะระบุว่าเป็นแบบจำลองควรมีเทอม (p) และ (q) เท่าใด โดยทำการสร้างแบบจำลองไว้หลาย ๆ รูปแบบเพื่อหาแบบจำลองที่เหมาะสมที่สุด

4.3.5.3 การประมาณค่าพารามิเตอร์ (Parameter estimation)

โดยการใช้วิธีกำลังสองน้อยที่สุด (Ordinary Least Squares) เพื่อหาค่าพารามิเตอร์ของออโตรีเกรสซีฟ (Autoregressive Parameter) และ/หรือพารามิเตอร์ของค่าเฉลี่ยเคลื่อนที่ (Moving Average Parameter) โดยตั้งแต่ขั้นตอนนี้เป็นต้นไปจะใช้โปรแกรม SPSS ช่วยในการวิเคราะห์

4.3.5.4 การตรวจสอบความถูกต้อง (Diagnostic checking)

เพื่อทำการหาแบบจำลองที่เหมาะสมโดยทำการพิจารณาค่าสถิติ Box and Ljung (Q-statistic) ค่า Akaike Information Criterion (AIC) หรือ Schwarz Criterion (BIC) นอกจากนี้แล้วยังได้พิจารณาค่าเฉลี่ยกำลังสองของความคลาดเคลื่อน (Root Mean Square Error; RMSE) โดยอาจเลือกรูปแบบที่ทำให้ค่าความคลาดเคลื่อนต่ำที่สุด

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

4.3.5.5 การทดสอบความเป็นเหตุเป็นผล (Granger Causality Test)

ทำการทดสอบความเป็นตัวแปรชี้นำของค่าดัชนีสภาพอากาศที่มีต่อระดับน้ำบาดาล ด้วยการทดสอบความเป็นเหตุเป็นผล (Granger Causality Test) ซึ่งเป็นการทดสอบทางสถิติในเรื่องของความเป็นเหตุเป็นผลระหว่างข้อมูลอนุกรมเวลา 2 ชุด เมื่อได้ตัวแปรจากการทดสอบความชี้นำ แล้วจึงนำตัวแปรดังกล่าวมาทำการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลด้วยแบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX)

4.3.5.6 การพยากรณ์ (Forecasting)

ใช้สมการพยากรณ์ที่กำหนดและผ่านการตรวจสอบตามขั้นตอนก่อนหน้านี้นำพยากรณ์ผลที่คาดว่าจะเกิดขึ้นในอนาคต โดยมีการทดสอบแบบจำลองออกเป็น 3 ช่วง คือ ช่วง Historical Forecast และช่วง Ex-Post Forecast พิจารณาข้อมูลตั้งแต่ปี 1980 - 2011 และช่วง Ex-Ante Forecast ในปี 2012

4.3.5.7 การเปรียบเทียบความแม่นยำของผลการพยากรณ์

นำผลการพยากรณ์จากแบบจำลองอาร์มา (ARIMA) และแบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX) ที่ได้ทั้งหมด มาเปรียบเทียบกับค่าที่เกิดขึ้นจริงแล้วคำนวณค่า Root Mean Square Error (RMSE) เพื่อเปรียบเทียบความแม่นยำระหว่างการพยากรณ์จากแบบจำลองอาร์มา (ARIMA) และแบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX) โดยคำนวณดัชนี RMSE เปรียบเทียบ (Relative Root Mean Square Error)

หากค่า RRMSE มีค่าน้อยกว่าหนึ่ง หมายความว่าแบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX) ให้ค่าพยากรณ์ที่แม่นยำมากกว่าแบบจำลองอาร์มา (ARIMA) แต่หากมีค่ามากกว่าหนึ่งแสดงว่าแบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX) ให้ค่าพยากรณ์ที่แม่นยำน้อยกว่าแบบจำลองอาร์มา (ARIMA) ในขณะที่หากมีค่าเท่ากับหนึ่งแสดงว่าทั้งสองแบบจำลองให้ค่าพยากรณ์ที่แม่นยำเท่ากัน

4.4 ตรวจสอบผลจากการพยากรณ์น้ำบาดาลด้วยแบบจำลอง MODFLOW

โดยสร้างแบบจำลองเชิงคณิตศาสตร์ด้วยอาศัยข้อมูลกายภาพทางธรณีวิทยาร่วมกับข้อมูลสภาพแวดล้อมอื่นๆ ของพื้นที่ศึกษาบริเวณแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง ได้แก่ ข้อมูลชั้นหินอุ้มน้ำ คุณสมบัติทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำ ระดับน้ำบาดาล ปริมาณการไหลเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาล ข้อมูลสภาพภูมิประเทศ ปริมาณฝน ให้เกิดแนวคิดรวบยอดทางอุทกธรณีของพื้นที่ศึกษาออกมา

แล้วจึงทำการจำลองการไหลของน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาด้วยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (MODFLOW) ซึ่งมีขั้นตอนหลักประมาณ 4 ขั้นตอน คือ เตรียมข้อมูล แปลงข้อมูลและจำลองทางคณิตศาสตร์โดยวิธีการเชิงตัวเลข แสดงผลการจำลองและปรับเทียบค่าคงที่และวิเคราะห์ความอ่อนไหว เพื่อให้สามารถประเมิน ทิศทางการไหล สมดุลน้ำบาดาลและการใช้น้ำบาดาล เพื่อใช้ตรวจสอบข้อมูลระดับน้ำบาดาลที่ได้จากกระบวนการทางสถิติ โดยมีขั้นตอนดังต่อไปนี้

4.4.1 ทำการพยากรณ์ปริมาณฝนด้วยดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ ในช่วงเวลาที่ได้กำหนดไว้

4.4.2 นำปริมาณฝนจากหัวข้อ 4.4.1 เพื่อเป็นค่าการเติมน้ำ (Recharge) เข้าแบบจำลอง MODFLOW ตามรูปแบบของแบบจำลองเชิงคณิตศาสตร์ที่กำหนดไว้สำหรับพื้นที่ศึกษา เพื่อสังเคราะห์ผลค่าระดับน้ำบาดาล

4.4.3 นำค่าระดับน้ำบาดาลที่ได้จากหัวข้อ 4.4.2 มาเปรียบเทียบกับค่าระดับน้ำบาดาลที่เก็บได้จริงในสนาม

บทที่ 5

พฤติกรรมของตัวแปรที่ศึกษา

ในบทนี้เป็นผลการศึกษาพฤติกรรมของตัวแปรต่างๆ ที่เกี่ยวข้องในการศึกษา เช่น ค่าดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ ปริมาณน้ำฝน ระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา ซึ่งได้ทำการวิเคราะห์ข้อมูล ค่าสถิติพรรณนา รอบการเกิดซ้ำ โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

5.1 การวิเคราะห์ดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์

จากการวิเคราะห์ข้อมูลปรากฏการณ์ความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ ประกอบด้วย มรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian Summer Monsoon) ปรากฏการณ์อินเดีย-โอเชียเนียไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO) รวมทั้งสิ้น 6 ดัชนี ได้ผลการวิเคราะห์ตามหัวข้อต่าง ๆ ต่อไปนี้

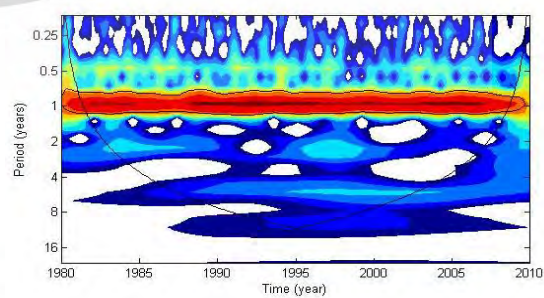
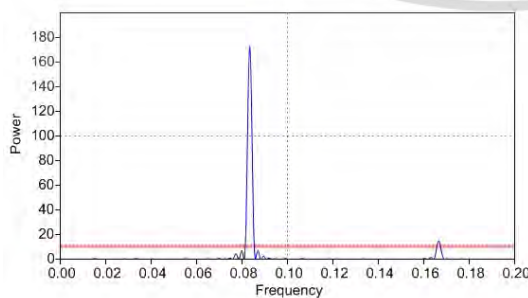
5.1.1 การตรวจสอบคาบการเกิดซ้ำของมรสุมฤดูร้อนเอเชีย (Asian Summer Monsoon)

5.1.1.1 ตัวชี้วัด Indian Summer Monsoon Index (IMI)

จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนของดัชนี IMI ด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) จากโปรแกรม PAST สามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงอย่างชัดเจน ดังแสดงตามรูปที่ 5.1 (a) พบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) เห็นได้ชัดว่ามีลักษณะหนึ่งลูกคลื่นใหญ่คาบเวลามากและอีกหนึ่งลูกคลื่นที่เล็กกว่าที่มีคาบเวลาน้อย ซึ่งสามารถกล่าวได้ว่ามีรอบที่ชัดเจนอยู่ที่ประมาณ $1/0.083 = 12$ เดือน ที่ชัดเจนเป็นอันดับรองลงมาคือประมาณ $1/0.165 = 6$ เดือน ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.1 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) กราฟในแกนนอนจะพล็อตค่าของเวลาเป็นปีและแกนตั้งเป็นรอบการเกิดซ้ำ ซึ่งพบว่า คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดคือประมาณ 1 ปีโดยแสดงลักษณะคงที่ตลอดช่วงเวลาที่ศึกษา (Stationary) และคาบการเกิดที่เห็นชัดเจนรองลงมาคือประมาณ 6 เดือนโดยแสดงลักษณะที่ค่อนข้างคงที่ ซึ่งผลของคาบการเกิดนี้ก็สอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปกตรัม และยังสามารถสอดคล้องกับการศึกษาของ Hendon et al. (1999), Chen et al. (2000) และ Higgins and Shi (2001) ที่พบว่าความแปรปรวนของปริมาณฝนที่เกิดจากมรสุมฤดูร้อนมีลักษณะความแปรปรวนอยู่ในรอบฤดูกาล (Seasonal) และรายปี (Annual)

(a) Spectral Analysis

(b) Wavelet Transform

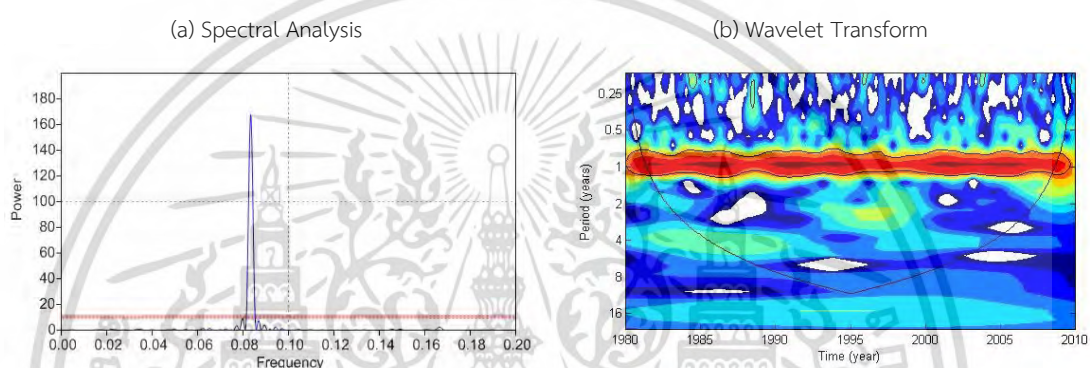


รูปที่ 5.1 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี IMI

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

5.1.1.2 ตัวชี้วัด Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI)

จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) สามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงอย่างชัดเจน ดังแสดงตามรูปที่ 5.2 (a) พบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) เห็นชัดว่ามีลักษณะหนึ่งลูกคลื่น สามารถอ่านได้ว่ามีรอบที่ชัดเจนอยู่ที่ประมาณ $1/0.083 = 12$ เดือน ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.2 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) กราฟในแกนนอนพล็อตค่าของเวลาเป็นปีและแกนตั้งเป็นรอบการเกิด ซึ่งพบว่า คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดคือประมาณ 1 ปี โดยแสดงลักษณะคงที่ตลอดช่วงเวลาที่ศึกษา (Stationary) ซึ่งผลของคาบการเกิดซ้ำนี้ก็มีความสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปกตรัลในรูปที่ 5.2 (a)

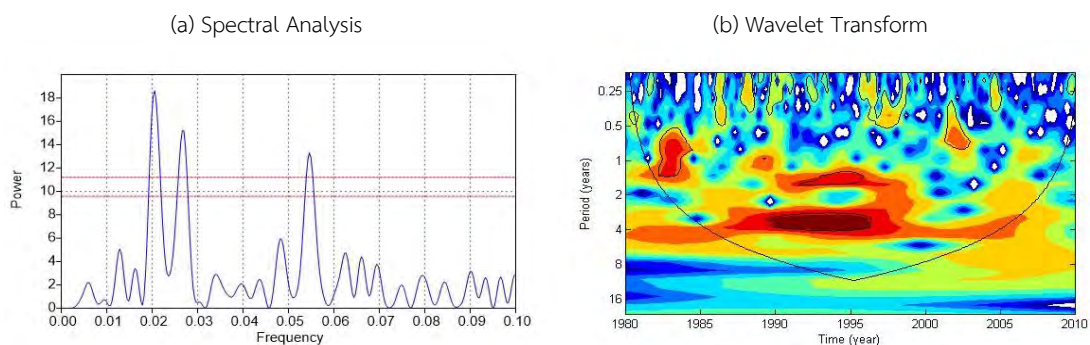


รูปที่ 5.2 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี WNPMI

5.1.2 ปรัชการณอินเดียนโอเชียนไดโพล (Indian Ocean Dipole หรือ IOD)

5.1.2.1 ตัวชี้วัด Dipole Mode Index (DMI)

จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) สามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงได้ ดังแสดงตามรูปที่ 5.3(a) พบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) เห็นชัดว่ามีลักษณะหนึ่งลูกคลื่นที่สูงและอีกสองลูกคลื่นที่ต่ำกว่าแตกต่างกันลงมา สามารถกล่าวได้ว่ามีรอบที่ชัดเจนอยู่ที่ประมาณ $1/0.018 = 50$ เดือน หรือ 4.16 ปี ส่วนที่เด่นชัดเป็นอันดับรองลงมาคือประมาณ $1/0.027 = 37$ เดือน หรือ 3 ปี และในลำดับที่สามมีค่าประมาณ $1/0.054 = 18.5$ เดือน หรือประมาณ 1.54 ปี ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.3 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) กราฟในแกนนอนพล็อตค่าของเวลาเป็นปีและแกนตั้งเป็นรอบการเกิดซ้ำ ซึ่งพบว่า คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดค่าแรกคือ ประมาณ 4 ปี และอยู่ในช่วงปี 1990 – 1996 และคาบการเกิดที่เห็นชัดรองลงมาคือ ประมาณ 2-3 ปี และเกิดในช่วงปี 1996 – 1999 ประมาณ 1.5 ปี ในช่วงปี 1983 – 1985 ซึ่งผลของคาบการเกิดซ้ำนี้ก็มีความสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปกตรัลในรูปที่ 5.3(a) โดยผลการศึกษาสอดคล้องกับการศึกษาของ Saji et al. (1999) และ Yamagata et al. (2004) ที่พบว่าปรากฏการณ์ IOD มีลักษณะรอบการเกิดที่ในรอบปี

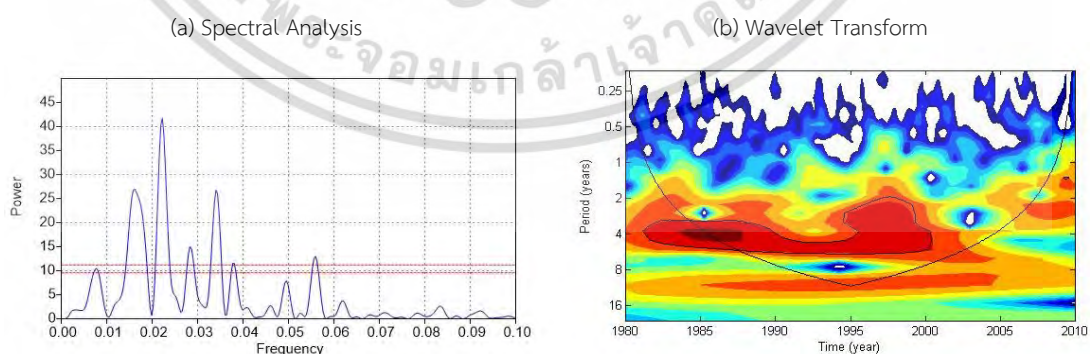


รูปที่ 5.3 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี DMI

5.1.3 ปรากฏการณ์เอนโซ (El Niño-Southern Oscillation หรือ ENSO)

5.1.3.1 ตัวชี้วัด Multivariate ENSO Index (MEI)

จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) สามารถแสดงให้เห็นค่าที่มีความถี่สูงได้ ประมาณ 4 ค่า ดังแสดงตามรูปที่ 5.4 (a) พบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) มีแอมพลิจูดสูงที่สุดอยู่ที่ประมาณ $1/0.021 = 47$ เดือน หรือ 3.9 ปี ส่วนที่เด่นชัดเป็นอันดับรองลงมาเป็นอันดับสองคือประมาณ $1/0.016 = 62.5$ เดือน หรือ 5.2 ปี และอันดับสามคือประมาณ $1/0.034 = 29.41$ เดือน หรือ 2.4 ปี ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.4 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) โดยพบรอบการเกิดที่ความถี่สูงสุด คือ 4 year สอดคล้องกับวิธีแยกสเปกตรัม แต่เห็นเฉพาะช่วงระหว่างปี ค.ศ.1986 และ 1988 นอกจากนี้แอมพลิจูดที่รองลงมา เช่น รอบ 2 ถึง 4 ปี จะปรากฏเฉพาะในช่วงปีระหว่าง ค.ศ. 1995 และปี 2000 ดังนั้นวิธีการวิเคราะห์สเปกตรัมจะช่วยระบุรอบการเกิดได้สะดวกขึ้น โดยผลการศึกษาที่ได้มีความสอดคล้องกับ Trenberth et al. (1998), Wigley (2000), Trenberth et al. (2002) ที่ว่าดัชนีพบว่าดัชนี MEI ที่แสดงถึงปรากฏการณ์ ENSO เป็นมีคาบความแปรปรวนอยู่ในช่วงระหว่างปีและรอบหลายปี

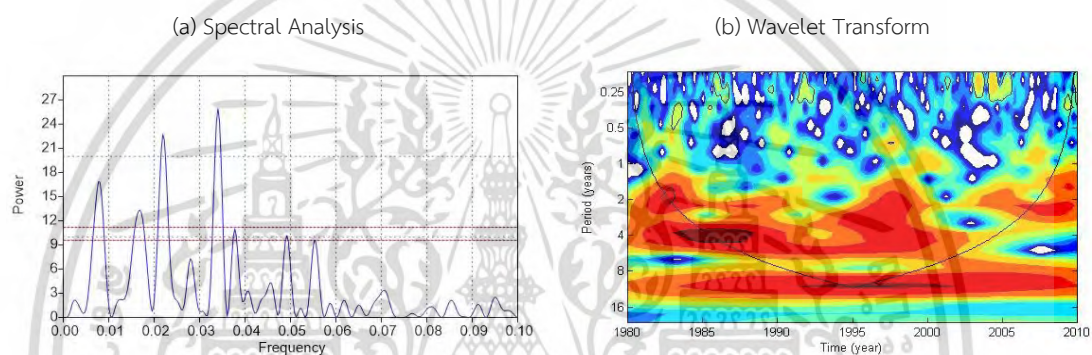


รูปที่ 5.4 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี MEI

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

5.1.3.2 ตัวชี้วัด The Southern Oscillation Index (SOI)

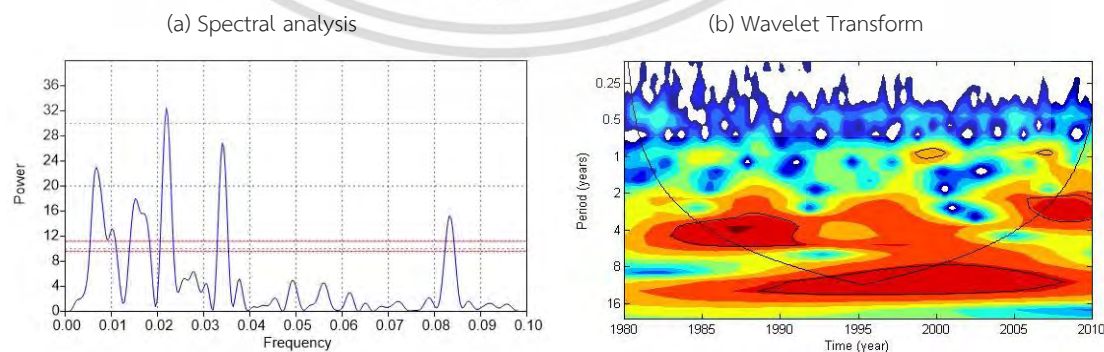
จากการวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) สามารถแสดงให้เห็นรอบการเกิดที่มีความถี่สูงได้ ดังแสดงตามรูปที่ 5.5 (a) พบว่ารูปแบบของกราฟ (Periodograms) เห็นว่ามีลักษณะคลื่นที่มีแอมพลิจูดสูงประมาณ 3 ค่า โดยค่าที่สูงที่สุดอยู่ที่ประมาณ $1/0.034 = 29.4$ เดือน หรือ 2.4 ปี ส่วนแอมพลิจูดที่เด่นเป็นอันดับรองลงมาเป็นอันดับสองคือประมาณ $1/0.021 = 47.61$ เดือน หรือ 3.96 ปี ที่เด่นชัดเป็นอันดับสามคือประมาณ $1/0.007 = 142.8$ เดือน หรือ 11.9 ปี ในทำนองเดียวกัน รูปที่ 5.5 (b) แสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ซึ่งพบว่ารอบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดคือประมาณ 2 ปี และคาบการเกิดที่เห็นชัดรองลงมาคือประมาณ 12 ปี และประมาณ 4 ปี ตามลำดับซึ่งผลมีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปกตรัล



รูปที่ 5.5 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี SOI

5.1.3.3 ตัวชี้วัด Sea Surface Temperature (SST) NINO4

จากการพิจารณาที่เหมือนกับตัวแปรอื่นๆ ที่กล่าวมาแล้วข้างต้น การวิเคราะห์ข้อมูลรายเดือนของดัชนี NINO4 ตามรูปที่ 5.6 (a) พบว่า ความถี่สูงสุดอยู่ที่ประมาณ 3.8 ปี ในขณะที่รูปที่ 5.6(b) ได้สนับสนุนว่า ความถี่สูงสุดคือประมาณ 4 ปี ในระหว่างช่วงปี 1996 – 1998 นอกจากนี้ยังสามารถพบรอบการเกิดต่างๆ เช่น 1 ปี 2 ปีและ 3 ปี ตลอดช่วงความยาวของข้อมูลที่ศึกษา



รูปที่ 5.6 ลักษณะคาบการเกิดซ้ำด้วยวิธีการแยกสเปกตรัม (Spectral Analysis) และการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของดัชนี NINO4

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

จากการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำของดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ ของตัวแปรที่ได้กล่าวมาแล้วสามารถสรุปค่าของรอบการเกิดซ้ำได้ตามตารางที่ 5.1 โดยเห็นว่ารอบการเกิดของมรสุมฤดูร้อนอาเซียนคือค่า ดัชนี IMI และ WNPMI มีความคล้ายคลึงกันอยู่ที่ประมาณ 1 ปี สำหรับปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพลดัชนี คือค่าดัชนี DMI มีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2 - 4 ปี และปรากฏการณ์เอนโซ คือ ดัชนี MEI มีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2.5 - 5 ปี ดัชนี SOI มีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2.5 - 4 และ 12 ปี สำหรับดัชนี NINO4 มีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2.5 - 4 และ 12 ปี ซึ่งเห็นรอบเวลาระหว่างปี (Interannual) และรอบระหว่างทศวรรษ (Multi Decadal) ยิ่งไปกว่านั้นสังเกตเห็นว่า ดัชนี MEI NINO4 และ SOI มีค่า รอบการเกิดอยู่ที่ประมาณ 4 ปี คล้ายคลึงกันเนื่องจากทุกดัชนีเป็นตัวชี้วัดความผิดปกติของปรากฏการณ์ ENSO เหมือนกันแต่ใช้ตัวแปรวิเคราะห์แตกต่างกัน.

ตารางที่ 5.1 สรุปค่าพฤติกรรมรอบการเกิดที่มีความถี่สูงสุดสามลำดับแรกของดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ที่ศึกษาจากวิธีการวิเคราะห์สเปกตรัม

ดัชนี	รอบการเกิดที่มีความถี่สูงสุด 3 ลำดับแรก (ปี)		
	ลำดับที่ 1	ลำดับที่ 2	ลำดับที่ 3
IMI	1	0.5	-
DMI	4.2	3.0	1.5
MEI	3.9	5.2	2.4
NINO4	3.78	2.45	12.4
SOI	2.4	3.9	11.6
WNPMI	1	-	-

5.2 การวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝน

ได้ทำการรวบรวมข้อมูลปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนจากกรมอุตุนิยมวิทยาของสถานีในภาคกลางที่อยู่ในบริเวณพื้นที่ศึกษาประมาณ 15 สถานี เช่น สถานีกรุงเทพมหานคร สถานีดอนเมือง สถานีฉะเชิงเทรา สถานีนครปฐม สถานีพระนครศรีอยุธยา สถานีกำแพงเพชร สถานีอุทอง สถานีนครสวรรค์ สถานีตากฟ้า นครสวรรค์ และสถานีกาญจนบุรี โดยมีการเก็บข้อมูลนานที่สุดตั้งแต่ปี 1951 ถึง ปัจจุบัน โดยแต่ละสถานีมีช่วงเวลาในการเก็บข้อมูลแตกต่างกันไป จึงได้พิจารณาศึกษาในช่วงเวลาที่ทุกสถานีวัดน้ำฝนมีข้อมูลสมบูรณ์ที่สุดและให้การวิเคราะห์เป็นไปในแนวทางเดียวกัน จึงได้เลือกใช้ข้อมูลช่วงเวลาตั้งแต่ปี 1980 - 2015 โดยที่ค่าสถิติพรรณนาของข้อมูลน้ำฝนที่ได้จากการวิเคราะห์มีค่าดังแสดงในตารางที่ 5.2 ดังนี้

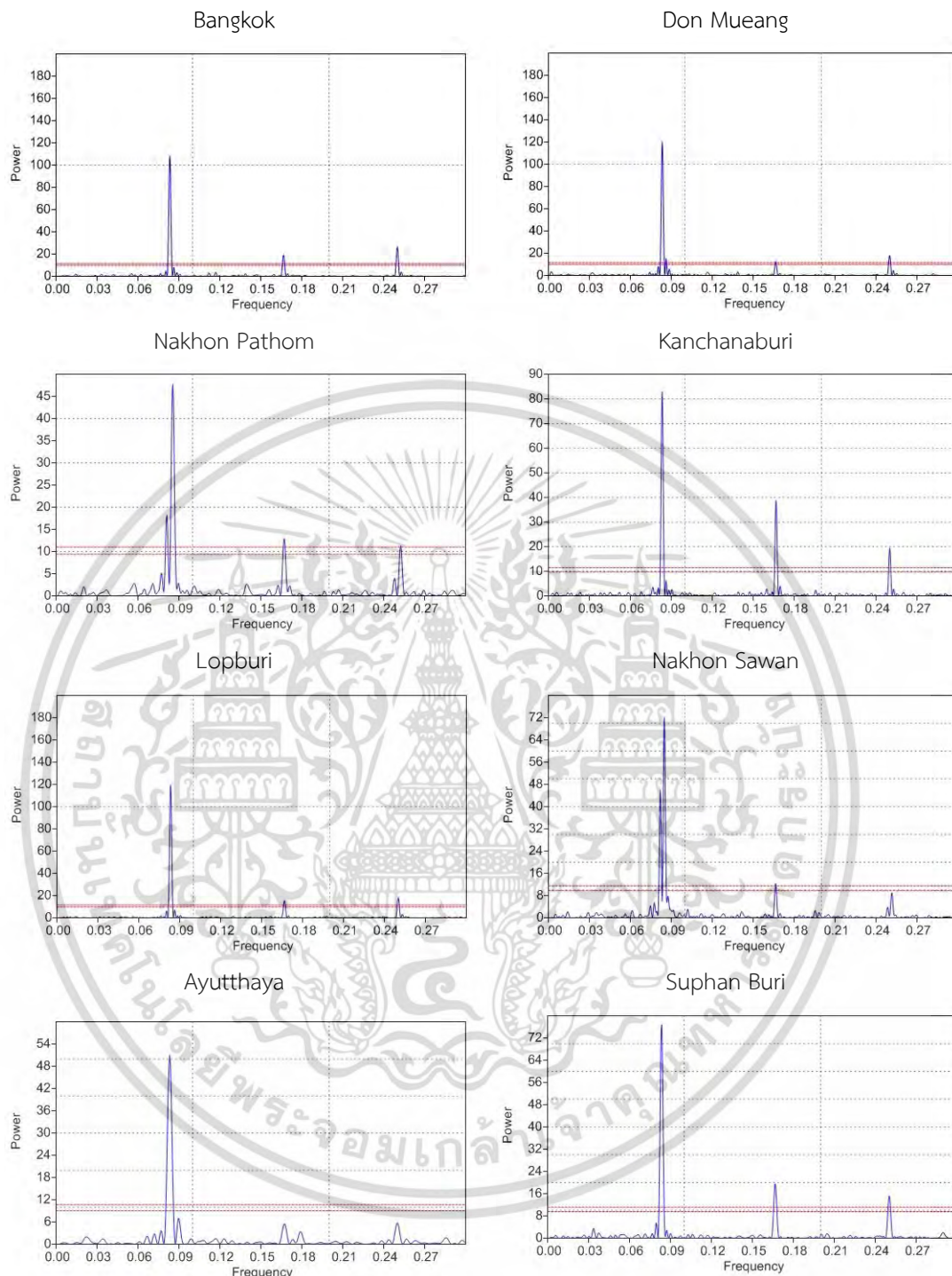
โดยตารางที่ 5.2 พบว่าค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนรายเดือนในช่วงเวลาที่ศึกษาสูงสุดอยู่ที่ 137.61 มม. ที่สถานีกรุงเทพมหานครและมีการกระจายตัวสูงสุดที่ค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานเท่ากับ 135.36 มม.ด้วย ในขณะที่ข้อมูลมีการแจกแจงที่มียอดสูงสุด (Kurtosis) ที่สถานีจังหวัดสุพรรณบุรี โดยที่ทุกสถานีมีค่าความเบ้ (Skewness) เป็นบวก

ตารางที่ 5.2 ค่าสถิติพื้นฐานของปริมาณน้ำฝนรายเดือนในพื้นที่ศึกษา

Station	Mean	SD	Variance	Kurtosis	Skewness	Max
Chainat	84.57	92.49	8531.85	1.51	1.28	462.3
Suphan Buri	81.35	90.12	8100.91	2.87	1.52	502.2
Ayutthaya	90.33	94.86	8957.98	0.85	1.12	463.4
Pathum Thani	117.18	108.11	11612.57	1.36	1.06	535.6
Nakhon Pathom	84.05	92.68	8567.52	1.62	1.34	479
Bangkok	137.61	135.36	18275.4	-0.09	0.85	586.3
Nakhon Sawan	95.70	96.08	9206.94	1.08	1.00	588
Don Mueang	114.42	111.84	12507.51	0.00	0.84	533.40
Lopburi	93.81	94.28	8865.41	0.89	1.03	470.2
Kanchanaburi	88.02	92.11	8461.91	1.27	1.22	469.7
Chachoengsao	111.15	96.84	9379.52	0.60	0.88	490.3
Ratchaburi	97.34	103.26	10662.53	0.42	1.05	441.50
U-Thong	85.90	94.74	8974.72	2.64	1.52	526.10
Takfa	99.07	97.91	9586.47	0.57	0.98	470.00
Kamphaeng Phet	109.02	108.92	11862.83	0.49	0.99	551.7

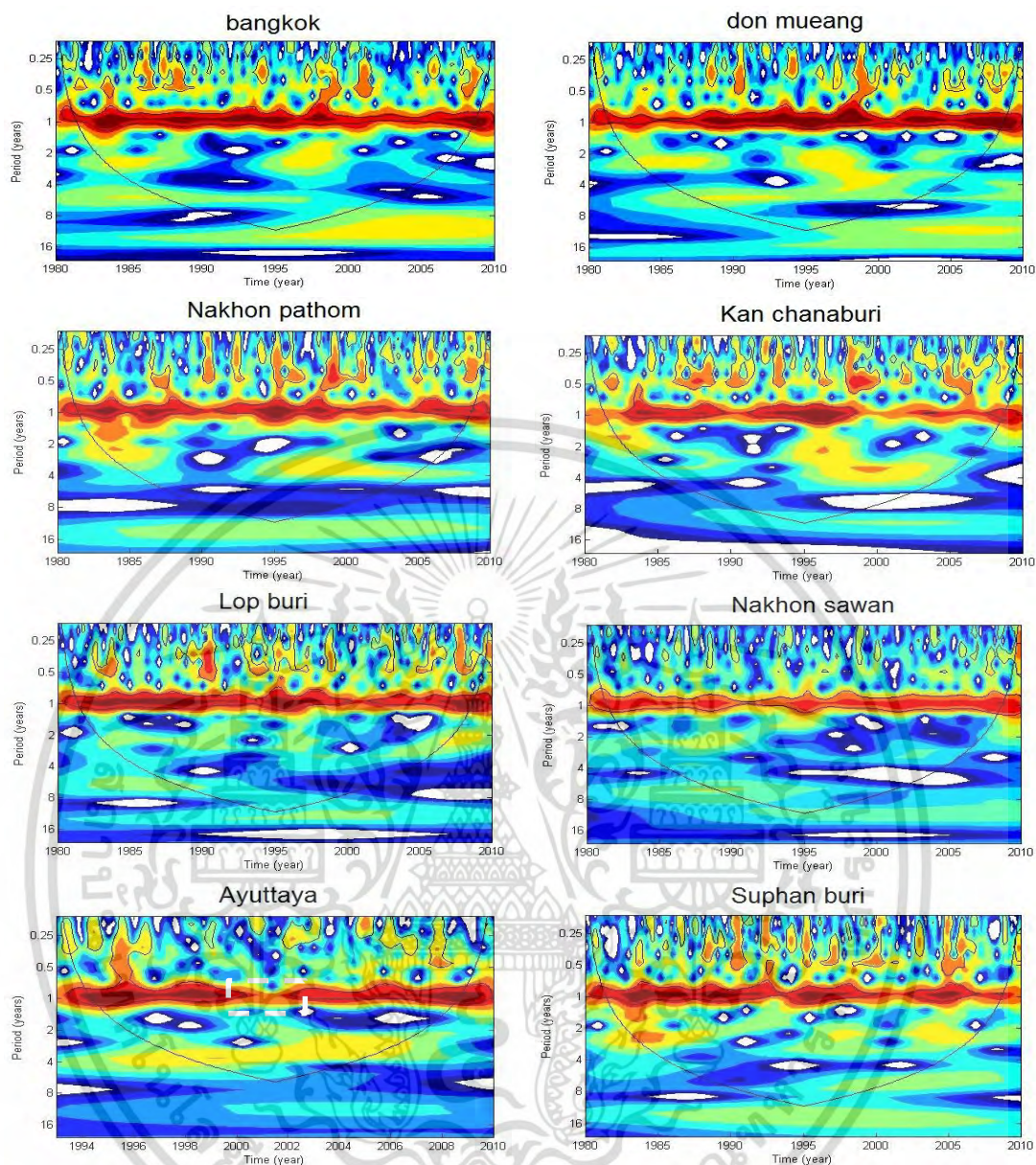
โดยในรูปที่ 5.8 แสดงพฤติกรรมด้านคาบการเกิดซ้ำของปริมาณฝนในสถานีที่คัดเลือก จากข้อมูลปริมาณฝนรายเดือน ด้วยการแปลงเวฟเล็ต ซึ่งพบว่า คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดที่สุดคือประมาณ 1 ปี และคาบการเกิดที่เห็นชัดเจนรองลงมาคือประมาณ 0.5 ปีหรือ 6 เดือนและสุดท้ายคือประมาณ 3 – 4 เดือน ทั้งนี้ปริมาณฝนมีพฤติกรรมเป็นรายฤดูกาลคล้ายคลึงกันเกือบทุกๆ จังหวัดที่พิจารณา

ซึ่งผลของคาบการเกิดจากรูป 5.8 มีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปคตรัล ในรูปที่ 5.7 และยิ่งไปกว่านั้นการแสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) สามารถมองเห็นช่วงเวลาของคาบการเกิดซ้ำที่มีกำลังน้อยๆ ได้ตัวอย่าง เช่น ที่สถานี พระนครศรีอยุธยา มีกำลังของคาบการเกิด 1 ปี น้อยในช่วงปี ค.ศ. 2001 – 2002 (บริเวณเส้นประสี ขาวรูปที่ 5.8) ซึ่งน้อยกว่าช่วงปีอื่น ๆ ของช่วงเวลาศึกษา ในขณะที่ปริมาณฝนที่สถานีอื่น ๆ ก็สามารถพบคาบการเกิดซ้ำที่มีกำลังน้อยๆ ได้ในทำนองเดียวกัน แต่ทั้งนี้ลักษณะในภาพรวมของข้อมูลแสดงให้เห็นรอบการเกิดที่คงที่ (Stationary) ตลอดความยาวของข้อมูลที่ใช้ศึกษา



รูปที่ 5.7 แสดงการวิเคราะห์ความถี่ด้วยวิธีสเปกตรัล (Spectral Analysis) ของปริมาณฝนรายเดือนสถานที่ที่คัดเลือก

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



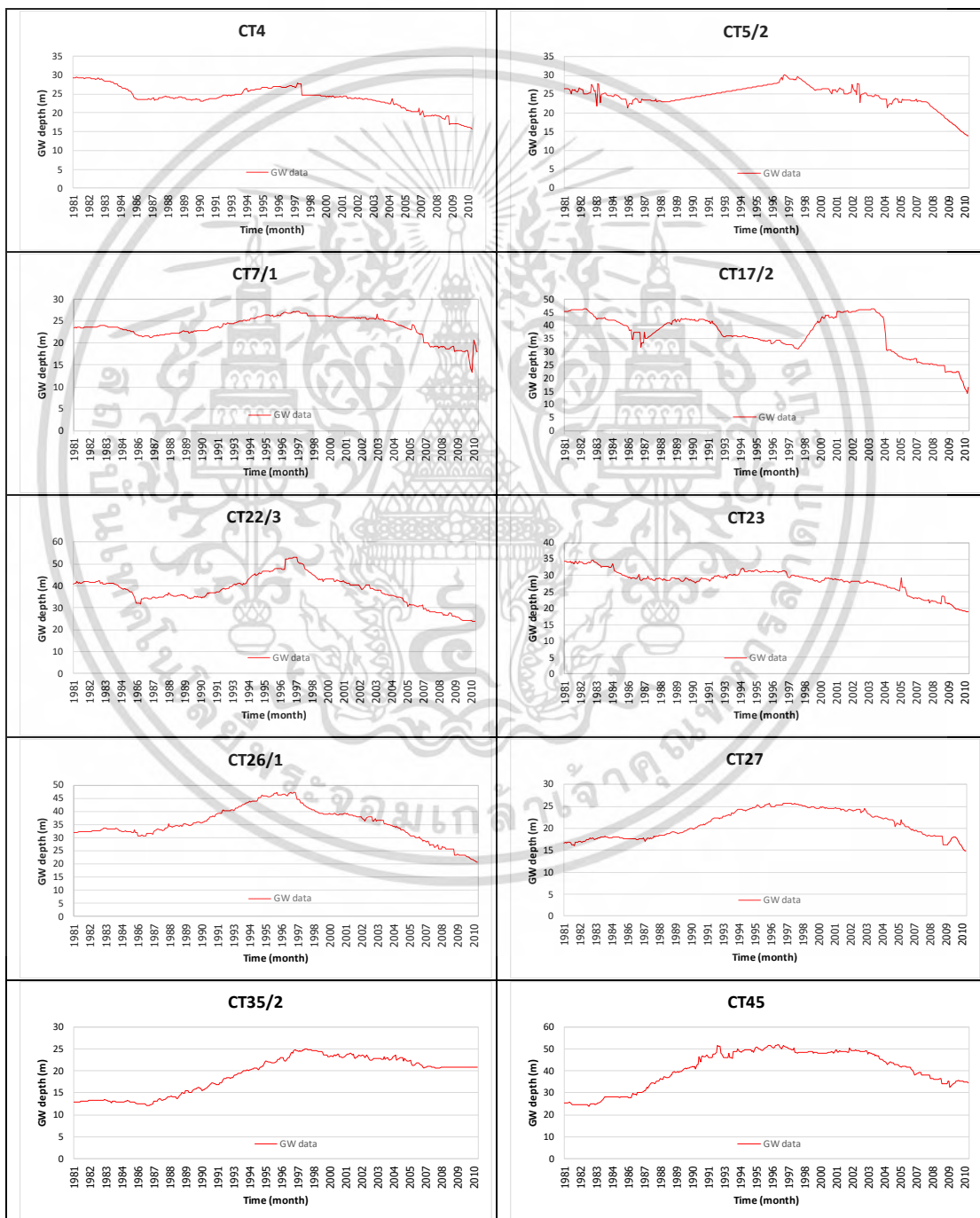
รูปที่ 5.8 แสดงการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของปริมาณฝนรายเดือนที่สถานีที่คัดเลือก

5.3 การวิเคราะห์ข้อมูลระดับน้ำบาดาล

จากการรวบรวมข้อมูลระดับน้ำบาดาลรายเดือนของบ่อสังเกตการณ์จากกรมทรัพยากรน้ำบาดาล ในบริเวณแอ่งน้ำบาดาลเจ้าพระยาตอนล่างครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 17 จังหวัด มีบ่อสังเกตการณ์ทั้งสิ้นประมาณ 464 บ่อ โดยแต่ละสถานีมีช่วงเวลาในการเก็บข้อมูลแตกต่างกันไป บางบ่อมีช่วงเวลาการเก็บข้อมูลนานที่สุดตั้งแต่ปี ค.ศ. 1978 ถึง ปัจจุบัน โดยช่วงเวลาการบันทึกข้อมูลระดับน้ำบาดาลและในบริเวณกรุงเทพและปริมณฑลยาวนานมากกว่าบ่อสังเกตการณ์ในพื้นที่ส่วนอื่นของแอ่งเจ้าพระยาตอนล่าง

โดยการติดตามการเปลี่ยนแปลงขึ้นลงของระดับน้ำบาดาลเป็นระยะเวลาต่อเนื่องกันนานๆ สามารถทำให้เราศึกษาปริมาณน้ำบาดาลได้อย่างมีประสิทธิภาพ ซึ่งระดับน้ำที่ได้มีการสำรวจนั้นเป็นเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ค่ารายเดือนและบางเดือนไม่มีการสำรวจทำให้ข้อมูลระดับน้ำไม่ต่อเนื่องกันทุกเดือน ในขั้นแรกจึงต้องทำการเติมข้อมูลที่ขาดหายเพื่อให้อนุกรมเวลาของข้อมูลระดับน้ำบาดาลมีความต่อเนื่องสมบูรณ์ ด้วยวิธีการประมาณค่าในช่วงแบบเชิงเส้นก่อน จากนั้นจึงได้พิจารณาคัดเลือกสถานีที่มีข้อมูลระดับน้ำบาดาลต่อเนื่องยาวนานที่สุดและมีช่วงเวลาการจดบันทึกที่ช่วงเวลาเดียวกัน คือ ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1981 ถึง ปี ค.ศ. 2012 รวมระยะเวลาประมาณ 30 ปี ได้ทั้งหมด 14 สถานีมาทำการวิเคราะห์ ในขณะที่สถานีอื่นๆ มีข้อมูลค่อนข้างสั้นและไม่สมบูรณ์ ซึ่งค่าระดับน้ำบาดาลของแต่ละบ่อแสดงดังรูปที่ 5.9 โดยมีค่าทางสถิติพรรณนาของข้อมูลแต่ละบ่อแสดงดังตารางที่ 5.3



รูปที่ 5.9 ตัวอย่างลักษณะอนุกรมเวลาของระดับน้ำบาดาลในแต่ละบ่อที่ศึกษา
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

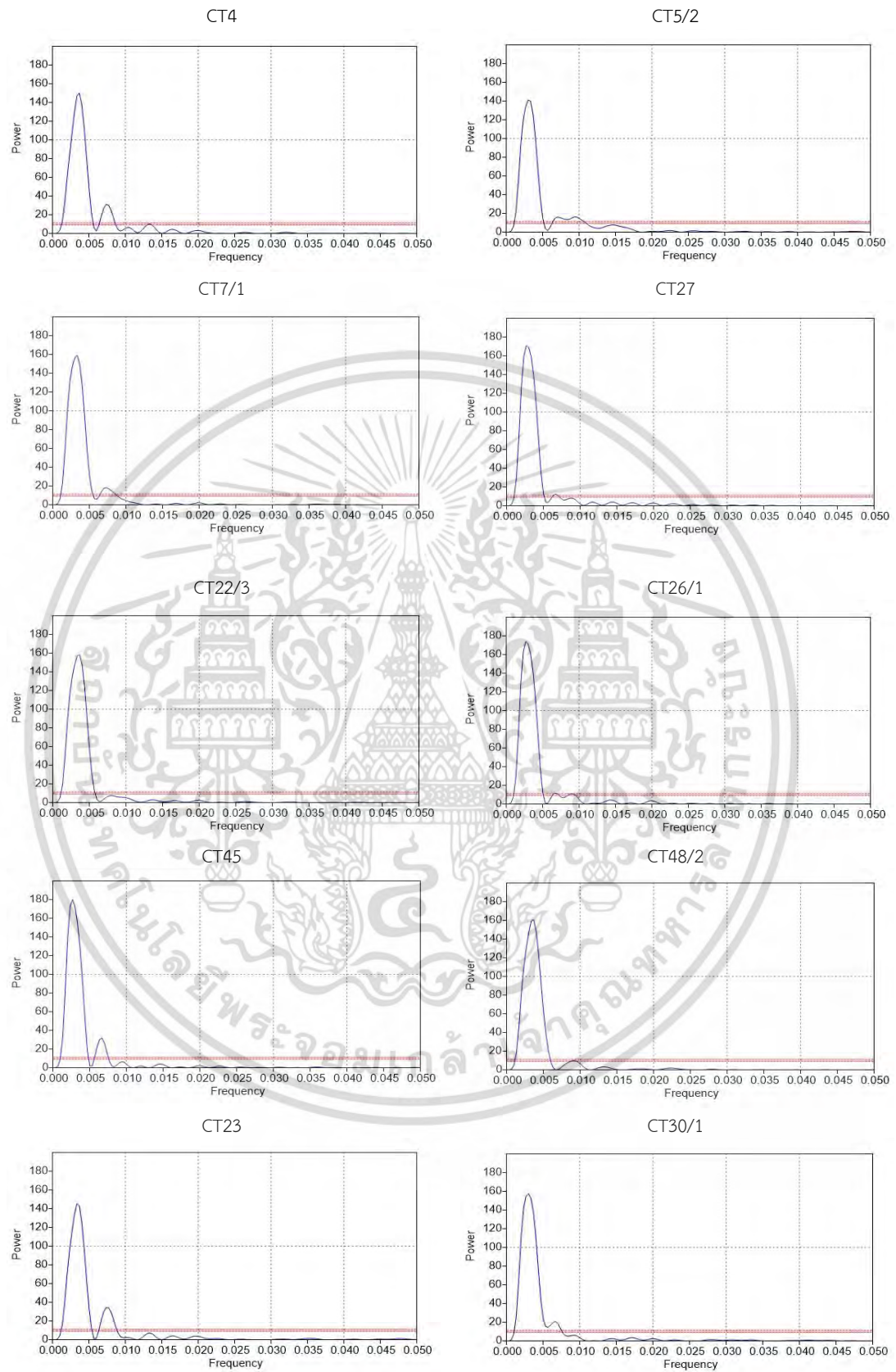
ตารางที่ 5.3 ค่าสถิติพรรณนาของระดับน้ำบาดาลในสถานีที่ศึกษา

Station	Mean	S.D.	Variance	Kurtosis	Skewness	Range
CT4	23.56	3.66	13.33	0.18	-0.77	15.22
CT5/2	23.83	3.90	15.16	2.24	-1.52	18.95
CT7/1	24.46	2.69	7.20	0.59	-0.48	13.77
CT17/2	36.08	8.23	67.48	-0.58	-0.69	32.08
CT22/3	37.28	7.24	52.29	-0.39	-0.22	31.22
CT23	27.97	4.19	17.51	0.32	-0.96	17.60
CT26/1	34.68	7.03	49.32	-0.33	-0.33	28.39
CT27	20.63	3.42	11.67	-1.28	-0.06	12.19
CT30/1	18.11	4.54	20.54	-1.48	0.27	17.72
CT31/2	7.48	3.06	9.34	7.16	2.45	17.27
CT33/2	47.69	11.42	130.06	-0.42	-0.18	46.51
CT35/2	19.17	4.15	17.18	-1.33	-0.43	13.00
CT45	40.45	8.60	73.73	-1.17	-0.42	28.19
CT48/2	28.93	11.72	137.01	-1.57	-0.04	35.38

จากสถานีที่มีข้อมูลค่อนข้างสมบูรณ์และการเก็บข้อมูลยาวนานที่สุด โดยเริ่มตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 - ค.ศ. 2012 ในตารางที่ 5.3 พบว่าระดับน้ำมีความแปรผันมากที่สุดที่สถานี CT48/2 ในขณะที่ระดับน้ำของสถานี CT7/1 มีความแปรผันน้อยที่สุด โดยที่ค่าเฉลี่ยของระดับน้ำบาดาลที่วัดจากปากบ่อสูงสุดอยู่ที่ 47.69 ม. ที่สถานี CT33/2 และโดยภาพรวมข้อมูลระดับน้ำบาดาลมีความแจ่มแจ้งที่ค่อนข้างปาน (Negative Kurtosis) และเบ้ซ้าย (Negative Skewness)

จากการวิเคราะห์พฤติกรรมคาบการเกิดซ้ำของระดับน้ำบาดาลในแต่ละสถานีที่คัดเลือกจากข้อมูลรายเดือนด้วยวิธีสเปกตรัล พบว่า ที่สถานี CT4 คาบการเกิดซ้ำที่เด่นชัดโดยมีแอมพลิจูดสูงที่สุดอยู่ที่ประมาณ $1/0.003 = 333.3$ เดือน หรือ 28 ปี และคาบการเกิดที่เห็นชัดเจนรองลงมาคือประมาณ $1/0.075$ หรือ 133.3 เดือน หรือ 11 ปี ทั้งนี้ระดับน้ำบาดาลมีลักษณะของรอบการเกิดคล้ายคลึงกันเกือบทุก ๆ สถานีที่พิจารณาดังแสดงในรูปที่ 5.10

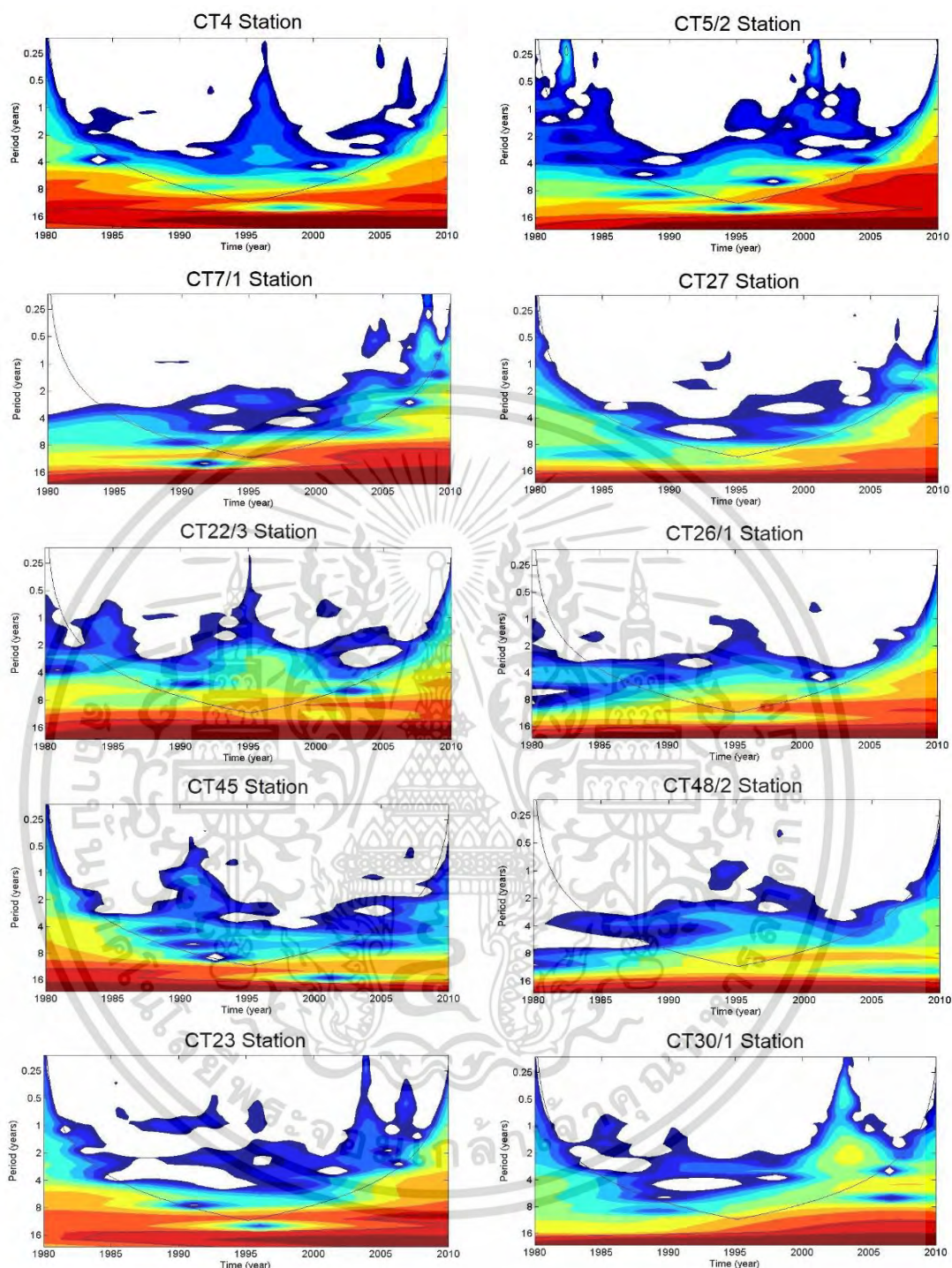
จากการวิเคราะห์ระดับน้ำบาดาลด้วยวิธีการแปลงเวฟเล็ต ดังแสดงในรูปที่ 5.11 พบว่าบริเวณที่มีรอบการเกิดซ้ำที่โดดเด่นส่วนมากอยู่ตั้งแต่ 16 ปีขึ้นไป และมีลักษณะพฤติกรรมคล้ายคลึงกันเกือบทุก ๆ สถานีที่พิจารณา และคาบการเกิดมีลักษณะสอดคล้องกันกับการวิเคราะห์ด้วยวิธีสเปกตรัลที่แสดงรอบการเกิดประมาณ 28 ปี ทั้งนี้ ค่าที่อยู่นอกบริเวณเส้นขอบเขตสีดำครึ่งวงกลม (Cone of Influence) ไม่ควรนำมาพิจารณาพฤติกรรมของตัวแปรบริเวณขอบของข้อมูลจะมีความผิดพลาดเนื่องจากการนำข้อมูลมาคำนวณซ้ำ แต่การแสดงคาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ก็ทำให้สามารถมองเห็นช่วงเวลาของคาบการเกิดซ้ำที่มีกำลังน้อยๆ ได้ ตัวอย่าง เช่น ที่สถานี CT5/2 พบกำลังของคาบการเกิดประมาณ 4 ปี ในช่วงประมาณปี ค.ศ. 1995 - 2003 โดยในภาพรวมได้แสดงให้เห็นว่าข้อมูลมีความไม่คงที่ (Non Stationary)



รูปที่ 5.10 ตัวอย่างการวิเคราะห์ความถี่ด้วยวิธีสเปกตรัล (Spectral Analysis)

ของระดับน้ำบาดาลรายเดือนของสถานที่คัดเลือก

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 5.11 ตัวอย่างการวิเคราะห์คาบการเกิดซ้ำด้วยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) ของระดับน้ำบาดาลรายเดือนที่สถานีที่คัดเลือก

จากการวิเคราะห์รอบการเกิดซ้ำ โดยใช้การวิเคราะห์สเปกตรัมร่วมกับการแปลงเวฟเล็ต สามารถระบุรอบการเกิดของตัวแปรต่าง ๆ ได้โดยที่การแปลงเวฟเล็ตสามารถอธิบายช่วงเวลาของการเกิดได้อย่างละเอียด ในขณะที่การวิเคราะห์สเปกตรัมสามารถแปลผลได้สะดวกและเหมาะสมกับ สมมุติฐานที่ข้อมูลค่อนข้างนิ่งตลอดช่วงความยาวของข้อมูล

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ผลการศึกษาในบทนี้อาจกล่าวได้ว่าตัวแปรแต่ละตัวที่ได้ศึกษามีความสัมพันธ์ต่อกัน แต่อาจมีความสัมพันธ์มากหรือน้อยแตกต่างกันไป เช่น ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ ในตารางที่ 5.1 คือ ดัชนี IMI กับ WNPMI มีรอบการเกิดสอดคล้องกับปริมาณน้ำฝนมากที่สุดคือ อยู่ที่ 6 เดือนและ 1 ปี ในขณะที่รอบการเกิดของดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ อื่นๆ เช่น DMI MEI SOI และ NINO4 มีรอบการเกิดของดัชนีอยู่ที่ประมาณ 4 ปี ซึ่งสอดคล้องกับปรากฏการณ์เอลนีโญด้วย ดังนั้น เมื่อพบว่า ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ที่เลือกมาศึกษา มีความสัมพันธ์กับปริมาณฝนและมีความคงที่คล้ายคลึงกัน แต่ในขณะที่ระดับน้ำบาดาลมีความไม่คงที่ ในบทต่อจากนี้ไปจะได้แสดงการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรด้วยกระบวนการทางสถิติที่เหมาะสมเพื่อทำการพยากรณ์น้ำฝนและระดับน้ำบาดาลต่อไป



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

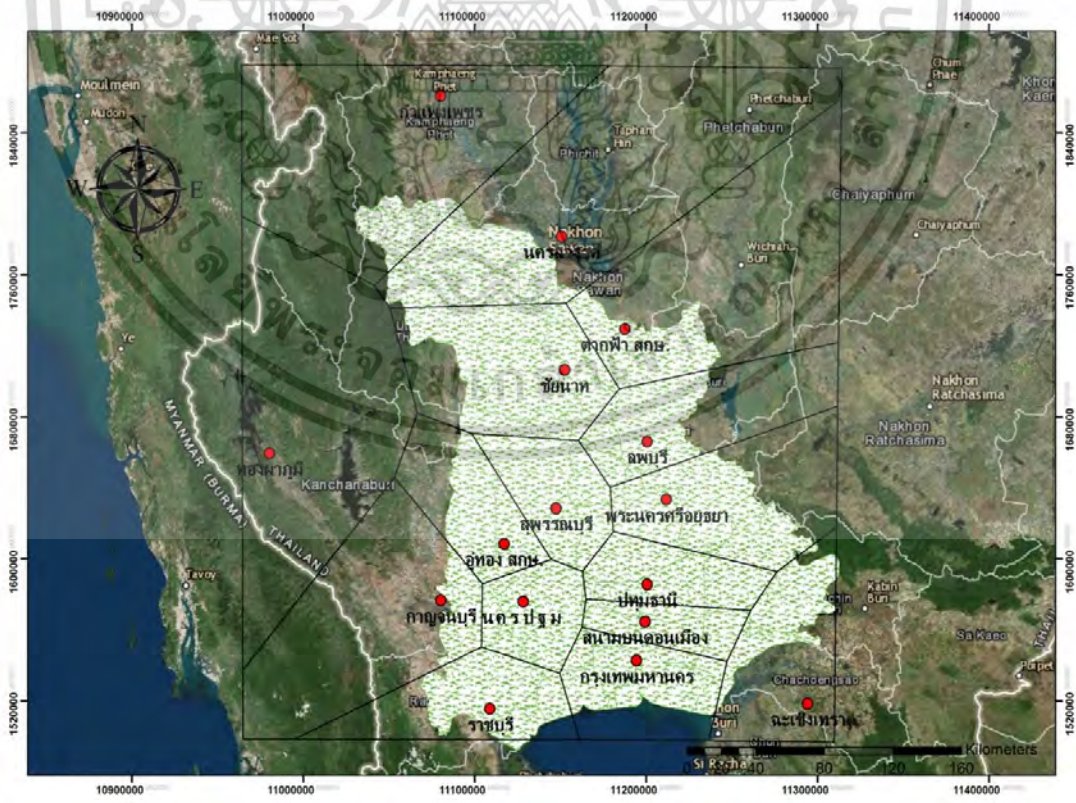
บทที่ 6

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/ สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝน

จากการศึกษาพฤติกรรมของตัวแปรต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องในการศึกษา ในบทที่ 5 พบว่าดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ มีความสัมพันธ์ที่สอดคล้องกับปริมาณน้ำฝน ดังนั้นในบทนี้จึงได้ทำการวิเคราะห์ความสัมพันธ์โดยใช้กระบวนการทางสถิติเพื่อนำไปสู่การพยากรณ์ปริมาณฝนด้วยการวิเคราะห์ถดถอยเชิงเส้น โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

6.1 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝน

ในหัวข้อนี้ได้กล่าวถึงการวิเคราะห์ตัวแปรโดยใช้ความสัมพันธ์แบบไขว้ (Cross Correlation) ระหว่างค่าดัชนีชี้วัดของปรากฏการณ์สภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รวมทั้งหมด 6 ตัวแปร ได้แก่ ดัชนี IMI WNPMI DMI MEI SOI และ SSTNINO4 กับปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษาจำนวน 15 สถานี ตามทฤษฎีที่ได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 3.2.1.2 โดยมีตำแหน่งของสถานีต่าง ๆ ที่ใช้วิเคราะห์ในพื้นที่ศึกษาแสดงในรูปที่ 6.1 ซึ่งปริมาณน้ำฝนมีช่วงเวลาการศึกษาแตกต่างกันไปในแต่ละสถานีตามข้อมูลที่มี โดยช่วงเวลายาวที่สุดที่ใช้คือ ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980-2014 ได้ผลการวิเคราะห์ดังต่อไปนี้



รูปที่ 6.1 ตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝนที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษา

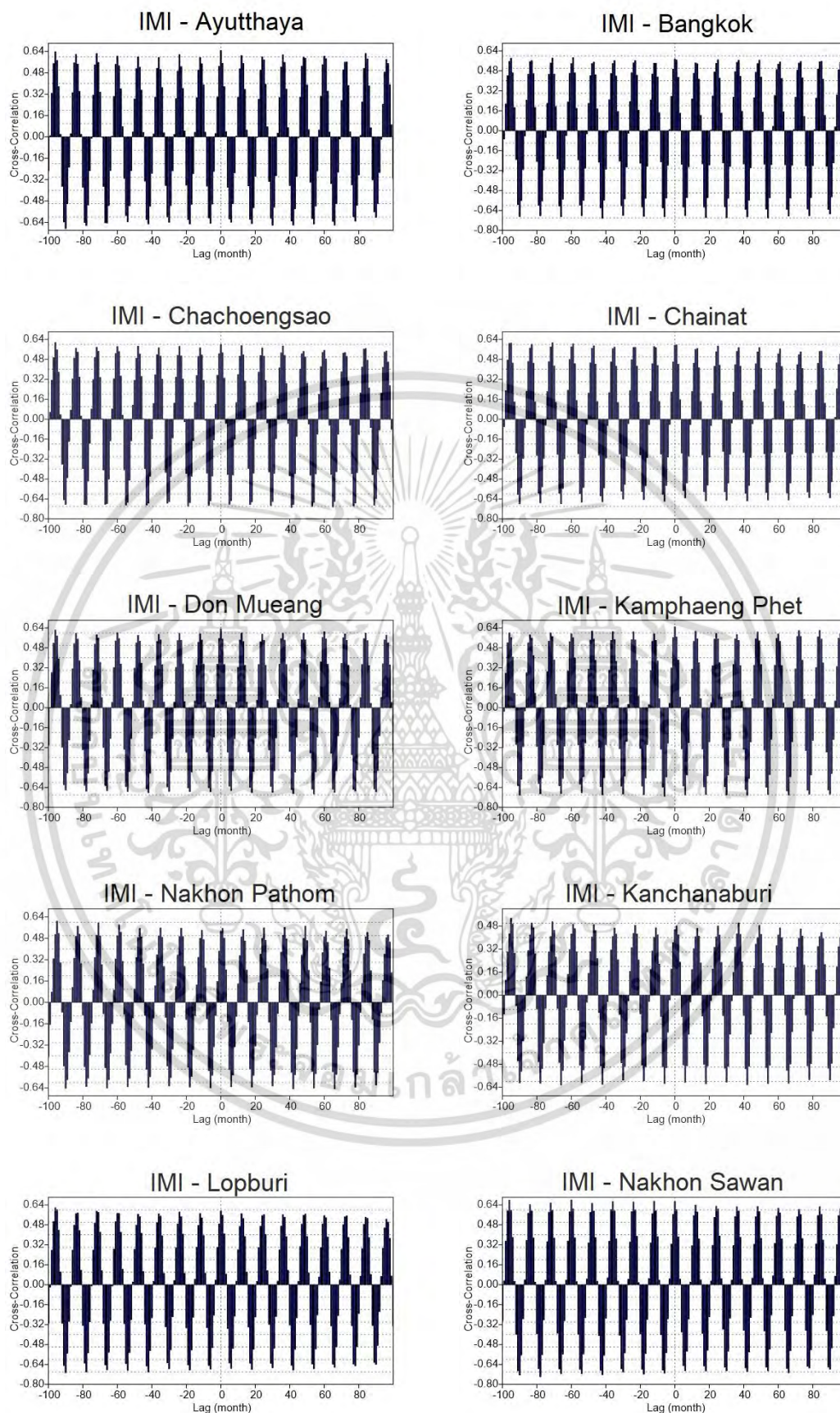
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

6.1.1 ดัชนี IMI กับ ปริมาณน้ำฝน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ IMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980-2014 พบว่า มีค่าสหสัมพันธ์ปานกลางถึงมาก คือ ในภาพรวมมีค่าอยู่ในช่วงระหว่าง 0.5-0.7 โดยที่สถานีจังหวัดนครสวรรค์ให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.667 โดยสถานีกาญจนบุรีมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.482 เมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.2 พบว่า ลักษณะของค่าสหสัมพันธ์มีค่าสูง-ต่ำสลับเป็นวัฏจักรตลอดความยาวของข้อมูลที่พิจารณา และเมื่อพิจารณาแกนเวลาเลื่อน (Lag) พบว่า ปริมาณน้ำฝนไวต่อการตอบสนองกับดัชนี IMI อย่างรวดเร็ว โดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ในช่วงเวลาเลื่อน 0-1 เดือน (lag 0-1) ดังนั้น เพื่อความเหมาะสมสำหรับการพยากรณ์อนาคตจึงได้พิจารณาค่าสหสัมพันธ์สูงสุดค่าแรกที่ถัดไปจากศูนย์ทางด้านขวา โดยผลการวิเคราะห์ของสถานีต่าง ๆ ทุกสถานีที่ได้ทำการศึกษาดังตารางที่ 6.1 ต่อไปนี้

ตารางที่ 6.1 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี IMI

สถานีวัดน้ำฝน	ค่าสหสัมพันธ์สูงสุด	ช่วงเวลาเลื่อน (เดือน)
Bangkok	0.543	12
Chainat	0.559	12
Lopburi	0.569	12
Suphan Buri	0.541	11
Nakhon Pathom	0.543	12
Ayutthaya	0.609	12
Nakhon Sawan	0.638	12
Pathum Thani	0.533	12
Kanchanaburi	0.465	11
Chachoengsao	0.590	12
Ratchaburi	0.533	11
U-Thong	0.504	11
Takfa	0.621	12
Kamphaeng Phet	0.612	12
Don Mueang	0.598	12



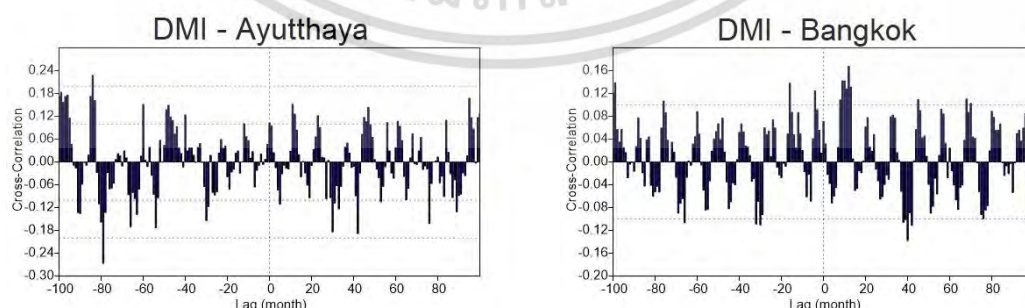
รูปที่ 6.2 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

6.1.2 ดัชนี DMI กับ ปริมาณน้ำฝน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษาในช่วงเวลาศึกษา พบว่า มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์น้อย คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.1 - 0.2 โดยที่สถานีจังหวัดปทุมธานีให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.180 โดยสถานีลพบุรีมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.088 และเมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.3 จากกราฟที่แกนเวลาเลื่อน (Lag) พบว่าปริมาณน้ำฝนมีความสัมพันธ์กับดัชนี DMI สูงในช่วง 9 - 12 เดือน แต่ในภาพรวมให้ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์น้อย โดยมีผลการวิเคราะห์ของสถานีต่าง ๆ ดังตารางที่ 6.2 ต่อไปนี้

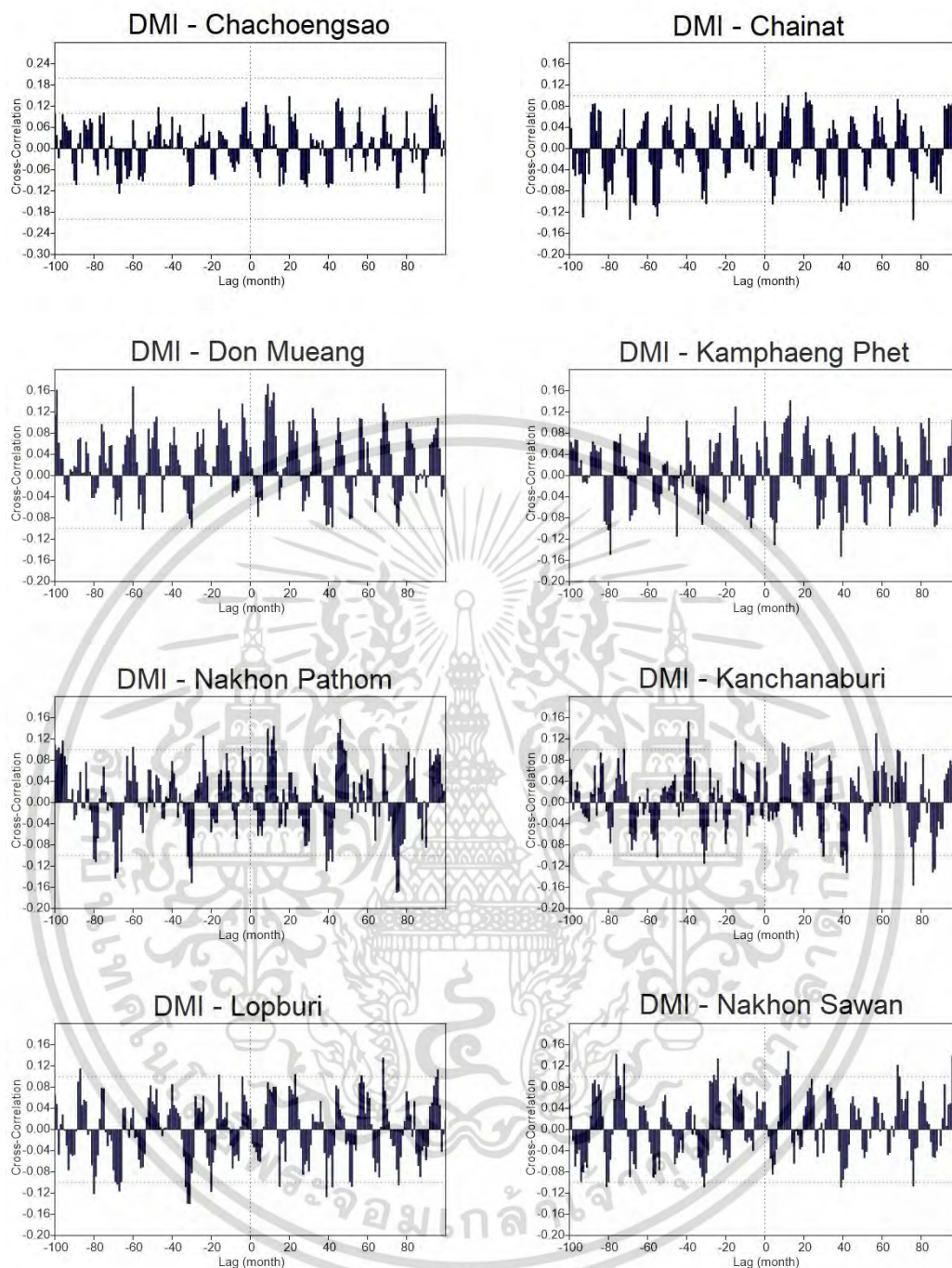
ตารางที่ 6.2 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี DMI

สถานีวัดน้ำฝน	ค่าสหสัมพันธ์สูงสุด	ช่วงเวลาเลื่อน (เดือน)
Bangkok	0.168	12
Chainat	0.092	12
Lopburi	0.088	9
Suphan Buri	0.138	12
Nakhon Pathom	0.144	12
Ayutthaya	0.152	11
Nakhon Sawan	0.148	12
Pathum Thani	0.223	11
Kanchanaburi	0.113	9
Chachoengsao	0.123	8
Ratchaburi	0.117	12
U-Thong	0.159	9
Takfa	0.115	11
Kamphaeng Phet	0.141	13
Don Mueang	0.172	9



รูปที่ 6.3 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 6.3 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา

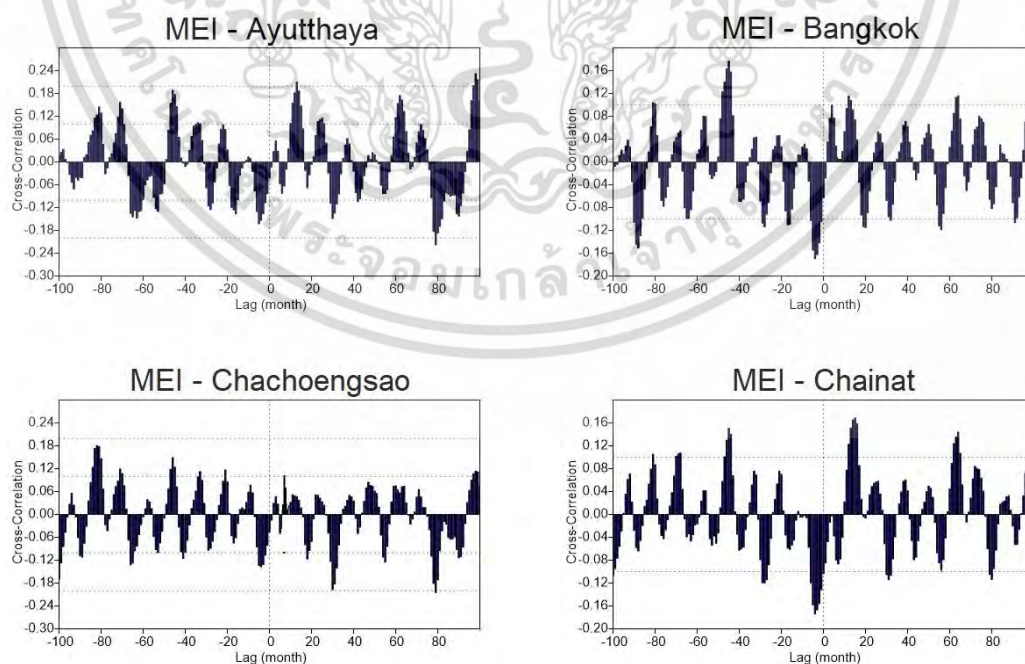
6.1.3 ดัชนี MEI กับ ปริมาณน้ำฝน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษา พบว่า มีค่าสหสัมพันธ์น้อย คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.1 - 0.2 โดยที่สถานีจังหวัดปทุมธานีให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.180 โดยสถานีกำแพงเพชรมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.083 และเมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.4 จากกราฟที่แกนเวลาเลื่อน (Lag) พบว่าปริมาณน้ำฝนมีความสัมพันธ์กับดัชนี MEI สูงที่ช่วงเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปเผยแพร่โดยไม่ผ่านการพิจารณา
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ระยะเวลาประมาณ 12 - 14 เดือน โดยมีผลการวิเคราะห์ของสถานีต่าง ๆ ดังในตารางที่ 6.3 และต่อไปนี

ตารางที่ 6.3 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี MEI

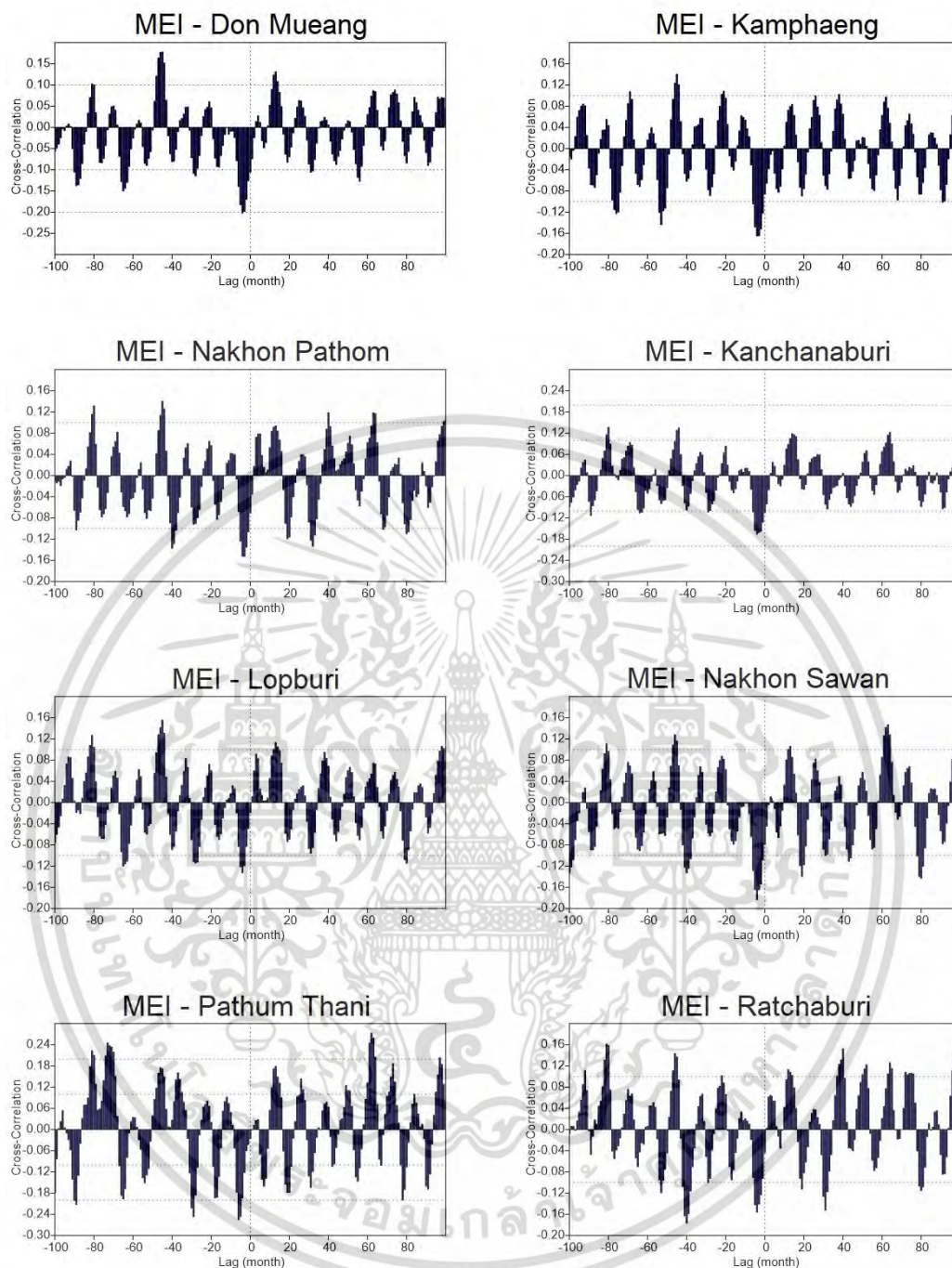
สถานีวัดน้ำฝน	ค่าสหสัมพันธ์สูงสุด	ช่วงเวลาเลื่อน (เดือน)
Bangkok	0.116	12
Chainat	0.168	15
Lopburi	0.113	13
Suphan Buri	0.147	14
Nakhon Pathom	0.094	13
Ayutthaya	0.210	13
Nakhon Sawan	0.106	12
Pathum Thani	0.179	13
Kanchanaburi	0.119	14
Chachoengsao	0.100	7
Ratchaburi	0.113	12
U-Thong	0.103	13
Takfa	0.143	13
Kamphaeng Phet	0.083	14
Don Mueang	0.131	13



รูปที่ 6.4 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ

ในพื้นที่ศึกษา

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 6.4 (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา

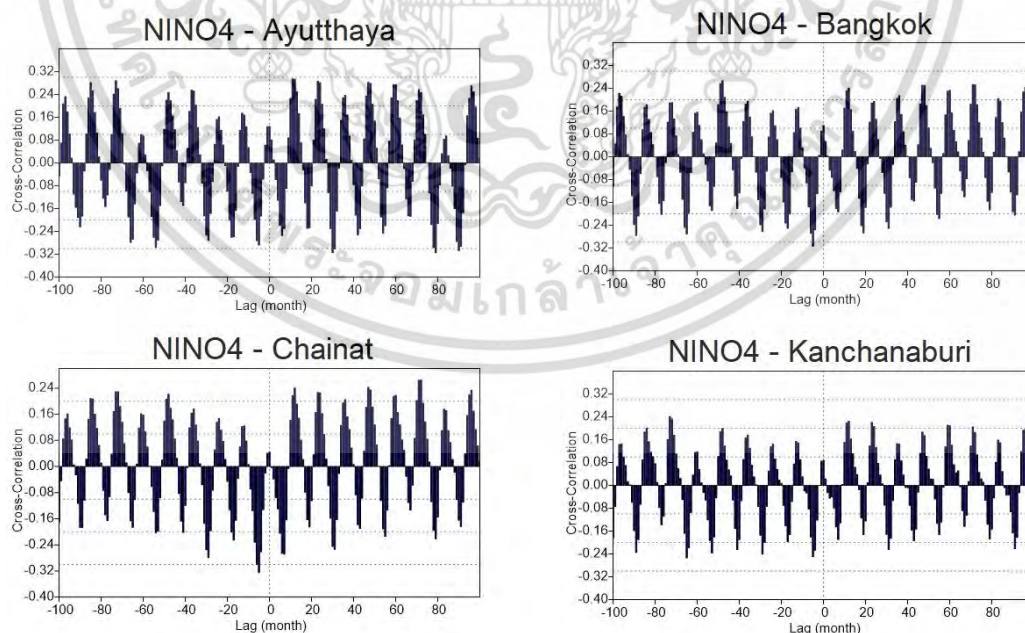
6.1.4 ดัชนี NINO4 กับ ปริมาณน้ำฝน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ NINO4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษา พบว่า มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์น้อย คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.2 - 0.7 โดยที่สถานีตากฟ้าจังหวัดนครสวรรค์ให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.65 โดยสถานีกาญจนบุรีมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.225 และเมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.5 จากกราฟที่แกนเวลาเลื่อน (Lag) พบว่าปริมาณน้ำฝนมีความสัมพันธ์เอกลักษณะเป็นเอกลักษณะทรวงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่อนำข้อมูลเหล่านี้ไปใช้ประโยชน์ด้านการศึกษาไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

กับดัชนี NINO4 สูงในช่วงระยะเวลาประมาณ 11 - 12 เดือน โดยมีผลการวิเคราะห์ของสถานีต่าง ๆ ดังในตารางที่ 6.4 ต่อไปนี้

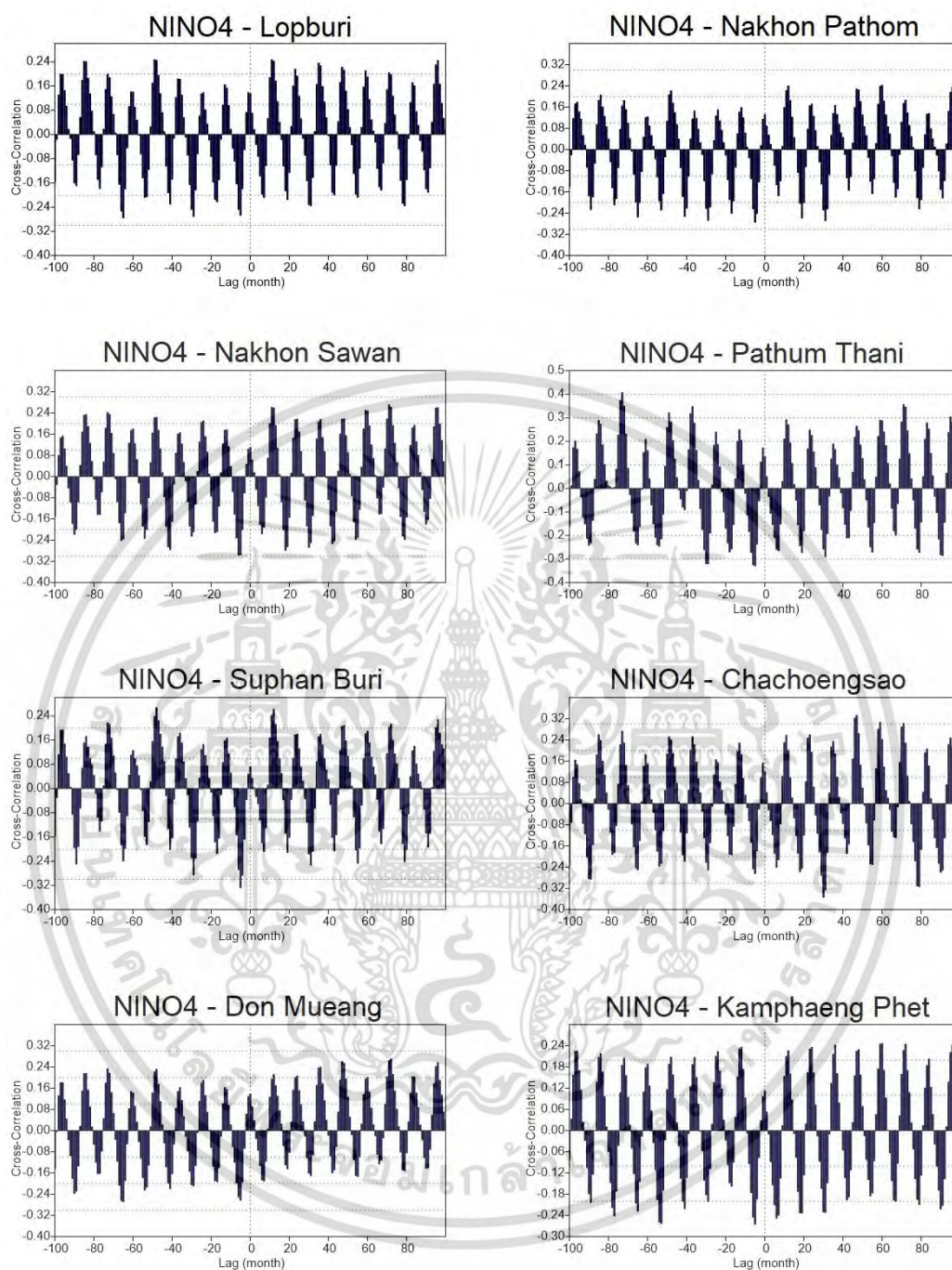
ตารางที่ 6.4 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี NINO4

สถานีวัดน้ำฝน	ค่าสหสัมพันธ์สูงสุด	ช่วงเวลาเลื่อน (เดือน)
Bangkok	0.241	12
Chainat	0.240	12
Lopburi	0.246	11
Suphan Buri	0.261	12
Nakhon Pathom	0.240	12
Ayutthaya	0.294	11
Nakhon Sawan	0.260	11
Pathum Thani	0.291	11
Kanchanaburi	0.225	12
Chachoengsao	0.258	11
Ratchaburi	0.273	12
U-Thong	0.223	12
Takfa	0.247	12
Kamphaeng Phet	0.226	12
Don Mueang	0.212	12



รูปที่ 6.5 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 6.5 (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา

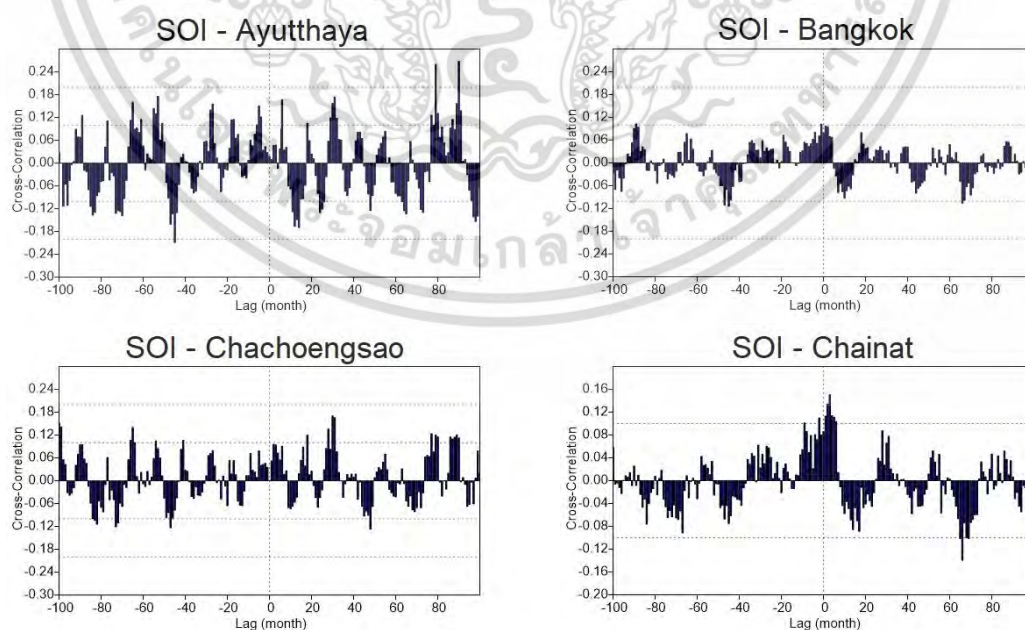
6.1.5 ดัชนี SOI กับ ปริมาณน้ำฝน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษาในช่วงเวลาศึกษา พบว่า มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์น้อย คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.1-0.2 โดยที่สถานีจังหวัดปทุมธานีให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.193 โดยสถานีตากฟ้ามีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.068 และเมื่อพิจารณาเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่ออนุญาตให้นำไปเผยแพร่โดยไม่หวังกำไรใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

จากรูปที่ 6.6 จากกราฟที่แกนเวลาเลื่อน (Lag) พบว่าปริมาณน้ำฝนมีความสัมพันธ์กับดัชนี SOI สูงในช่วงระยะเวลาประมาณ 1 - 6 เดือน โดยมีผลการวิเคราะห์ของสถานีต่างๆ ดังในตารางที่ 6.5 และรูปที่ 6.6 ต่อไปนี้

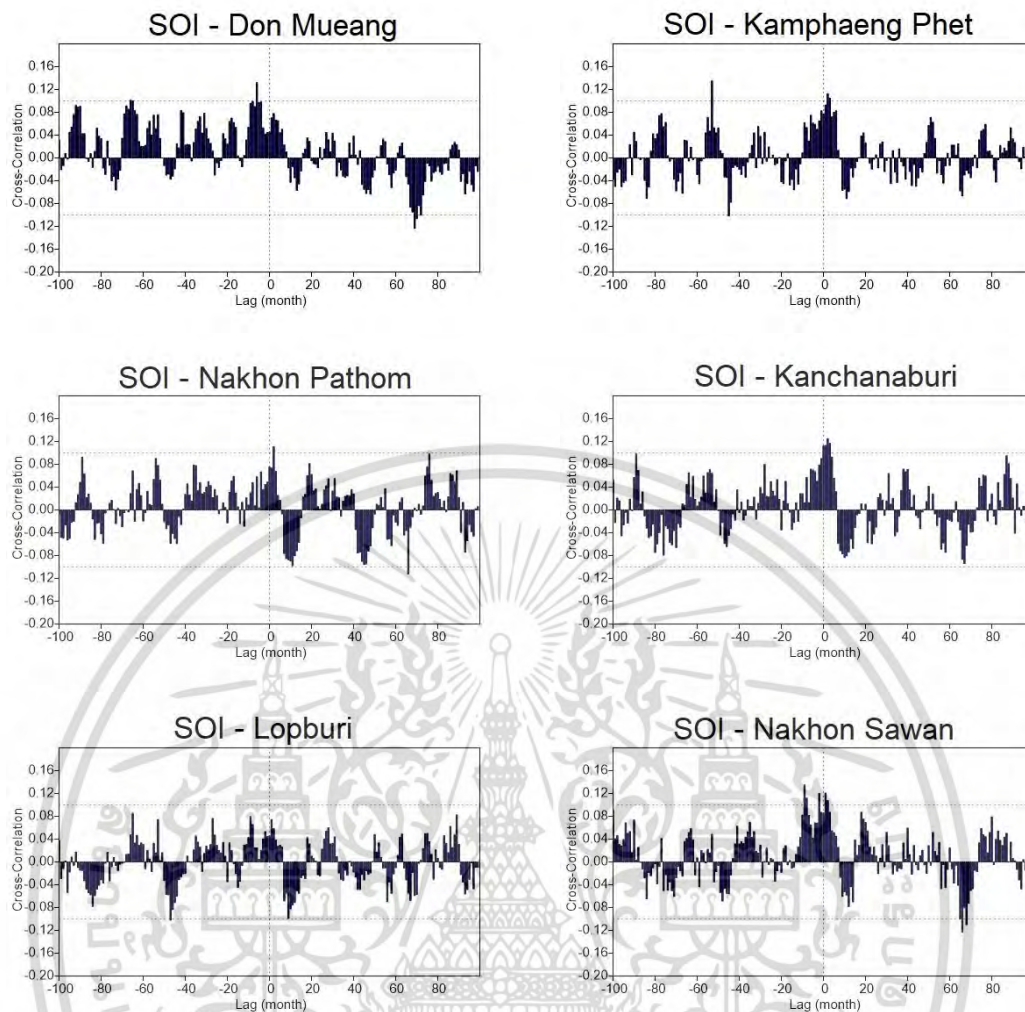
ตารางที่ 6.5 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี SOI

สถานีวัดน้ำฝน	ค่าสหสัมพันธ์สูงสุด	ช่วงเวลาเลื่อน (เดือน)
Bangkok	0.096	1
Chainat	0.150	3
Lopburi	0.074	1
Suphan Buri	0.124	2
Nakhon Pathom	0.110	2
Ayutthaya	0.166	6
Nakhon Sawan	0.120	1
Pathum Thani	0.160	6
Kanchanaburi	0.125	2
Chachoengsao	0.090	6
Ratchaburi	0.078	5
U-Thong	0.109	2
Takfa	0.068	3
Kamphaeng Phet	0.112	2
Don Mueang	0.078	2



รูปที่ 6.6 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



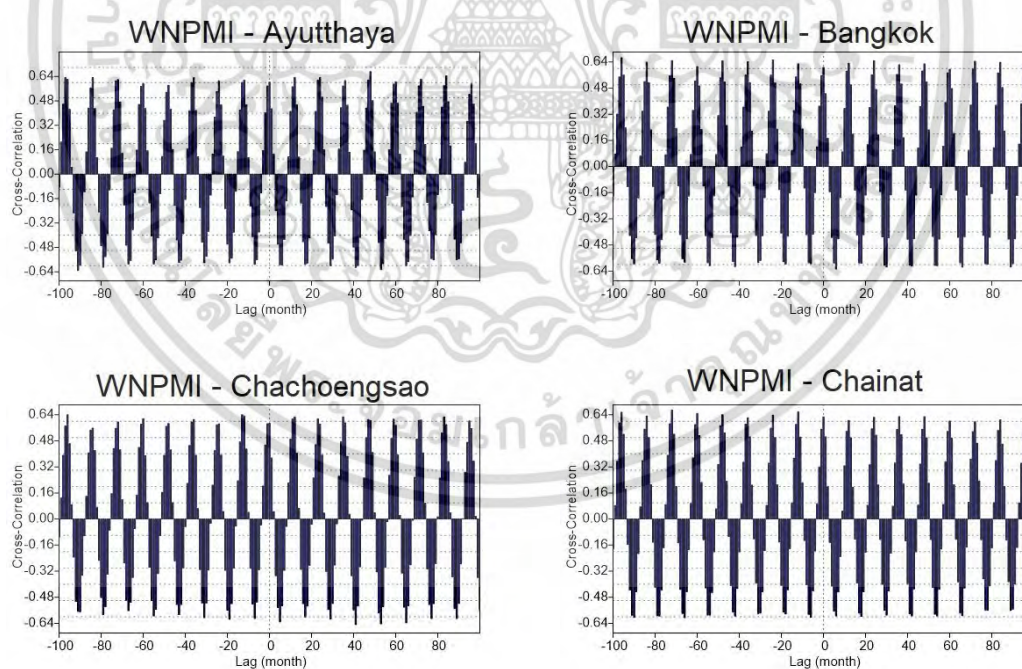
รูปที่ 6.6 (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา

6.1.6 ดัชนี WNPMI กับ ปริมาณน้ำฝน

จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์แบบไขว้หรือความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร ระหว่างดัชนีสภาพอากาศ WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษาที่ช่วงเวลาศึกษาตั้งแต่ปี ค.ศ. 1980 - 2014 พบว่า มีค่าสหสัมพันธ์ปานกลางถึงมาก คือ ในภาพรวมมีค่าระหว่าง 0.5 - 0.7 โดยที่สถานีจังหวัดนครสวรรค์ให้ค่าสหสัมพันธ์สูงสุดอยู่ที่ 0.659 โดยสถานีปทุมธานีมีค่าสหสัมพันธ์น้อยสุดอยู่ที่ 0.506 และเมื่อพิจารณาจากรูปที่ 6.7 จากกราฟที่แกนเวลาเลื่อน (Lag) พบว่าปริมาณน้ำฝนไวต่อการตอบสนองกับดัชนี WNPMI อย่างรวดเร็ว ซึ่งมีลักษณะคล้ายกับดัชนี IMI อย่างมาก จึงพิจารณาใช้ค่าสหประสิทธิ์สหสัมพันธ์ที่สูงสุดของในรอบถัดไปจากตำแหน่งศูนย์ ดังแสดงผลการวิเคราะห์ของสถานีต่าง ๆ ดังตารางที่ 6.6 ต่อไปนี้

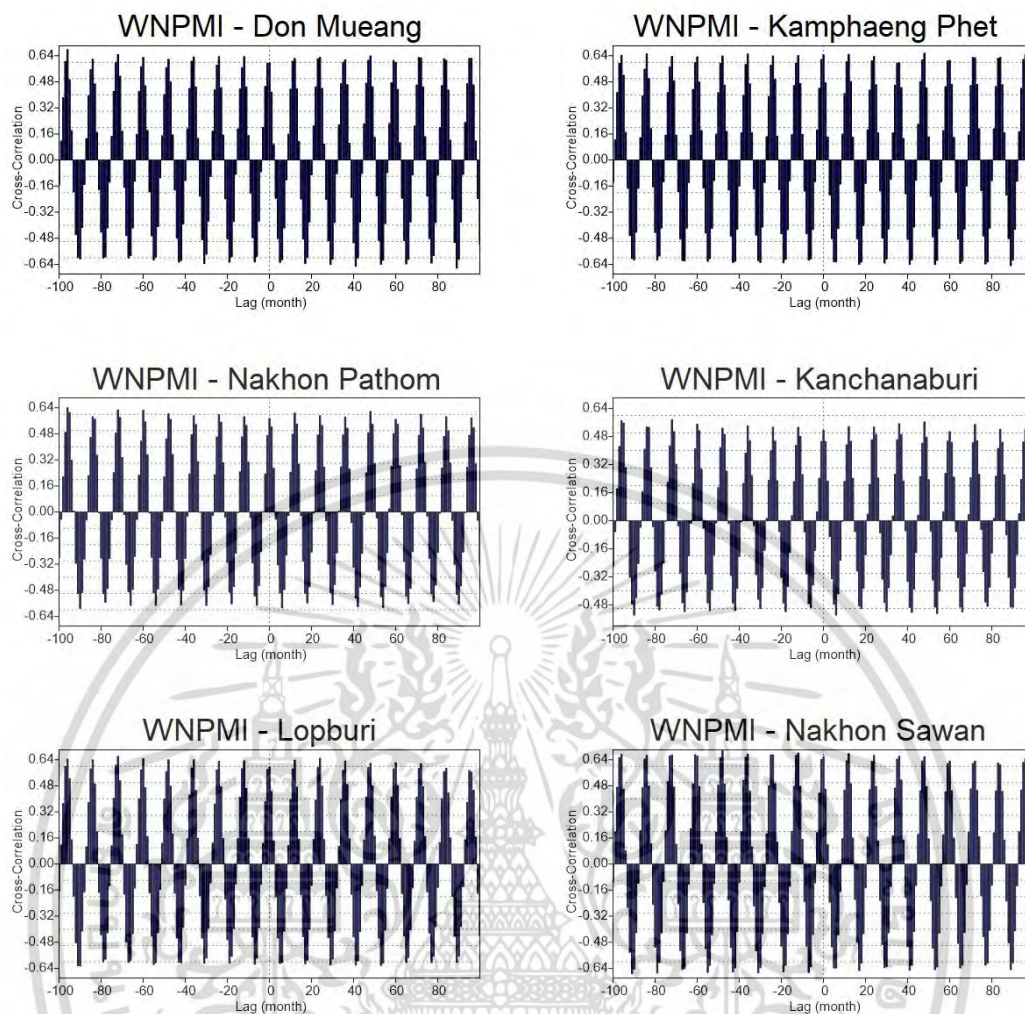
ตารางที่ 6.6 ค่าสหสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนแต่ละสถานีกับค่าดัชนี WNPMI

สถานีวัดน้ำฝน	ค่าสหสัมพันธ์สูงสุด	ช่วงเวลาเลื่อม (เดือน)
Bangkok	0.633	12
Chainat	0.626	12
Lopburi	0.637	12
Suphan Buri	0.599	12
Nakhon Pathom	0.607	12
Ayutthaya	0.633	12
Nakhon Sawan	0.677	12
Pathum Thani	0.622	12
Kanchanaburi	0.536	12
Chachoengsao	0.626	12
Ratchaburi	0.636	12
U-Thong	0.541	12
Takfa	0.649	12
Kamphaeng Phet	0.648	12
Don Mueang	0.623	12



รูปที่ 6.7 ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 6.7 (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา

ในภาพรวมพบว่า ปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษามีความสัมพันธ์กับดัชนี IMI และ WNPMI มากที่สุด โดยมีความสัมพันธ์ต่อกันอย่างรวดเร็วโดยสังเกตได้จากค่าสหสัมพันธ์สูงในช่วงการเหลื่อมของเวลา (Lag) มีค่าอยู่ในช่วงน้อยกว่าหรือเท่ากับ 1 เดือน ซึ่งค่าสหสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับปริมาณฝนเฉลี่ยทุกสถานีอยู่ที่ 0.564 ในขณะที่ค่าสหสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับปริมาณฝนเฉลี่ยทุกสถานีอยู่ที่ 0.62

นอกจากนี้ค่าดัชนีตัวอื่นที่เหลือมีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝนน้อยกว่าโดยเมื่อพิจารณาจากค่าเฉลี่ยในตารางที่ 6.7 สามารถเรียงลำดับจากความสัมพันธ์มากที่สุด คือ NINO4 มีค่าสหสัมพันธ์อยู่ที่ 0.249 ดัชนี DMI มีค่าสหสัมพันธ์อยู่ที่ 0.140 ดัชนี MEI มีค่าสหสัมพันธ์อยู่ที่ 0.128 และดัชนี SOI ค่าสหสัมพันธ์ 0.111 เป็นลำดับสุดท้าย

ตารางที่ 6.7 สรุปค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์สูงสุดระหว่างดัชนีสภาพอากาศและปริมาณฝนที่สถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา

สถานีวัดน้ำฝน	ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์					
	IMI	DMI	MEI	NINO4	SOI	WNPMI
Bangkok	0.543	0.168	0.116	0.241	0.096	0.633
Chainat	0.559	0.092	0.168	0.240	0.150	0.626
Lopburi	0.569	0.088	0.113	0.246	0.074	0.637
Suphan Buri	0.541	0.138	0.147	0.261	0.124	0.599
Nakhon Pathom	0.543	0.144	0.094	0.240	0.110	0.607
Ayutthaya	0.609	0.152	0.210	0.294	0.166	0.633
Nakhon Sawan	0.638	0.148	0.106	0.260	0.12	0.677
Pathum Thani	0.533	0.223	0.179	0.291	0.16	0.622
Kanchanaburi	0.465	0.113	0.119	0.225	0.125	0.536
Chachoengsao	0.59	0.123	0.100	0.258	0.09	0.626
Ratchaburi	0.533	0.117	0.113	0.273	0.078	0.636
U-Thong	0.504	0.159	0.103	0.223	0.109	0.541
Takfa	0.621	0.115	0.143	0.247	0.068	0.649
Kamphaeng Phet	0.612	0.141	0.083	0.226	0.112	0.648
Don Mueang	0.598	0.172	0.131	0.212	0.078	0.623
เฉลี่ย	0.564	0.140	0.128	0.241	0.111	0.620

6.2 ผลการวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงพหุระหว่างสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์กับปริมาณน้ำฝน

หลังจากที่ได้ทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร (Cross Correlation) ระหว่างปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษากับดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ในหัวข้อ 6.1 มาแล้วนั้นได้ทราบค่าความสัมพันธ์และตำแหน่งของช่วงเวลาเลื่อน (Lag Time) ที่ตัวแปรมีความสัมพันธ์กันสูง จากนั้นจึงมาวิเคราะห์หาสมการถดถอยเชิงพหุเพื่อให้ได้สมการที่มีตัวแปรอิสระกับตัวแปรตามที่มีความสัมพันธ์ในรูปเชิงเส้น การศึกษาครั้งนี้กำหนดให้ตัวแปรอิสระเป็นดัชนีทางสมุทรศาสตร์และตัวแปรตามเป็นปริมาณน้ำฝน โดยการวิเคราะห์ด้วยโปรแกรม SPSS ด้วยการเลือกตัวแปรอิสระเข้าสมการโดยวิธี Stepwise ซึ่งผลของความสัมพันธ์จะบอกได้ด้วยค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) จากการวิเคราะห์ได้ผลแสดงดังตัวอย่างของสถานีวัดน้ำฝน จ.กรุงเทพมหานคร ในรูปที่ 6.8 ดังนี้

โดยจากรูปที่ 6.8 ได้แสดงการวิเคราะห์ของโปรแกรมโดยโปรแกรมจะทำการเลือกตัวแปรอิสระเข้าวิเคราะห์ทีละตัว จากทั้งหมด 6 ตัวแปร เมื่อพบว่าตัวแปร WNPMI มีความสัมพันธ์กับตัวแปรตามมากที่สุดและเป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

แปรตาม ลำดับต่อมาจึงเลือกตัวแปร DMI และ SOI เข้าสมการ ในขณะที่ตัวแปรอิสระอื่น ๆ ไม่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรตามจะถูกตัดออกไป ซึ่งในรูปที่ 6.8 นี้เป็นตัวอย่างผลการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณน้ำฝนของสถานี จ.กรุงเทพมหานคร

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	.631 ^a	.398	.397	105.62370
2	.645 ^b	.416	.413	104.20322
3	.653 ^c	.426	.421	103.46445

a. Predictors: (Constant), *wnpmi*

b. Predictors: (Constant), *wnpmi*, *dmi*

c. Predictors: (Constant), *wnpmi*, *dmi*, *soi*

Coefficients^a

Model		Unstandardized Coefficients		Standardized Coefficients	t	Sig.
		B	Std. Error	Beta		
1	(Constant)	164.166	5.615		29.238	.000
	<i>wnpmi</i>	14.263	.897	.631	15.907	.000
2	(Constant)	152.279	6.556		23.226	.000
	<i>wnpmi</i>	14.090	.886	.624	15.902	.000
	<i>dmi</i>	57.036	16.830	.133	3.389	.001
3	(Constant)	153.555	6.529		23.518	.000
	<i>wnpmi</i>	14.212	.881	.629	16.130	.000
	<i>dmi</i>	49.491	16.972	.115	2.916	.004
	<i>soi</i>	13.590	5.347	.100	2.542	.011

a. Dependent Variable: *rain bangkok*

รูปที่ 6.8 ตัวอย่างการวิเคราะห์ข้อมูลดัชนีและปริมาณน้ำฝนโดยการพิจารณาเวลาเหลือ (Lag Time) ของกรุงเทพมหานครด้วยโปรแกรม SPSS

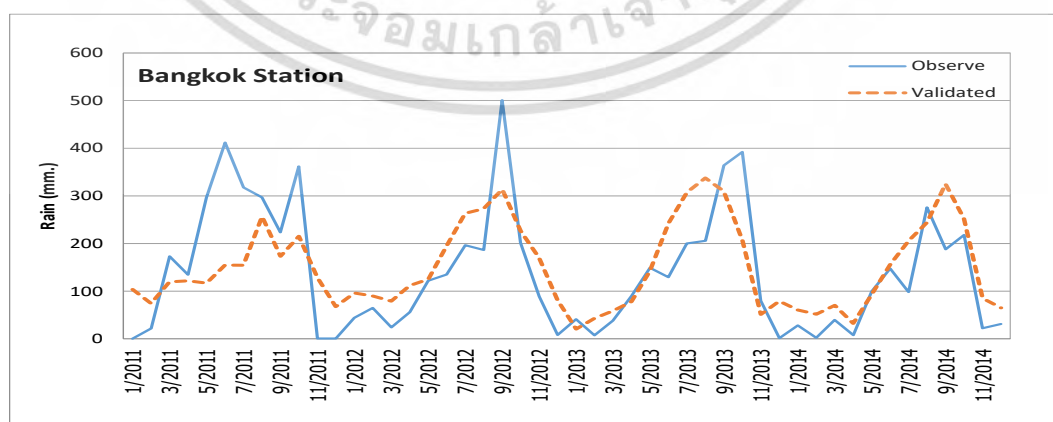
จากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนกับดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์เพื่อหาสมการถดถอยเชิงพหุที่เหมาะสมในแต่ละสถานี สามารถสรุปสมการดังที่แสดงในตาราง 6.8 พบว่า ค่าสัมประสิทธิ์เชิงพหุ (R) มีค่าน้อยที่สุดอยู่ที่ 0.570 ณ สถานีอุทอง สำหรับค่ามากที่สุดอยู่ที่ 0.703 ในจังหวัดนครสวรรค์ โดยค่าดัชนี WNPMI มีอิทธิพลต่อปริมาณน้ำฝนรายเดือนในสมการถดถอยมากที่สุด รองลงมาคือ SOI MEI และ DMI ตามลำดับ โดยเมื่อเทียบกับดัชนีตัวอื่น ๆ เห็นว่าดัชนี WNPMI เป็นตัวแปรที่สัมพันธ์กับการเกิดฝนในบริเวณพื้นที่ศึกษามากที่สุด ซึ่งสอดคล้องกับการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปร (Cross Correlation) ในลำดับก่อนหน้า

ค่าความสัมพันธ์ของค่าดัชนี เช่น DMI SOI NINO4 และ MEI กับความสัมพันธ์รายตัวกับปริมาณน้ำฝนค่อนข้างน้อยแต่ก็มีผลต่อการวิเคราะห์สมการถดถอยในภาพรวมและช่วยให้ค่าสัมประสิทธิ์การถดถอย (R) มีค่าที่สูงขึ้นได้ในบางสถานี

ตารางที่ 6.8 แสดงสมการถดถอยเชิงพหุและสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) ระหว่างปริมาณน้ำฝนกับดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์

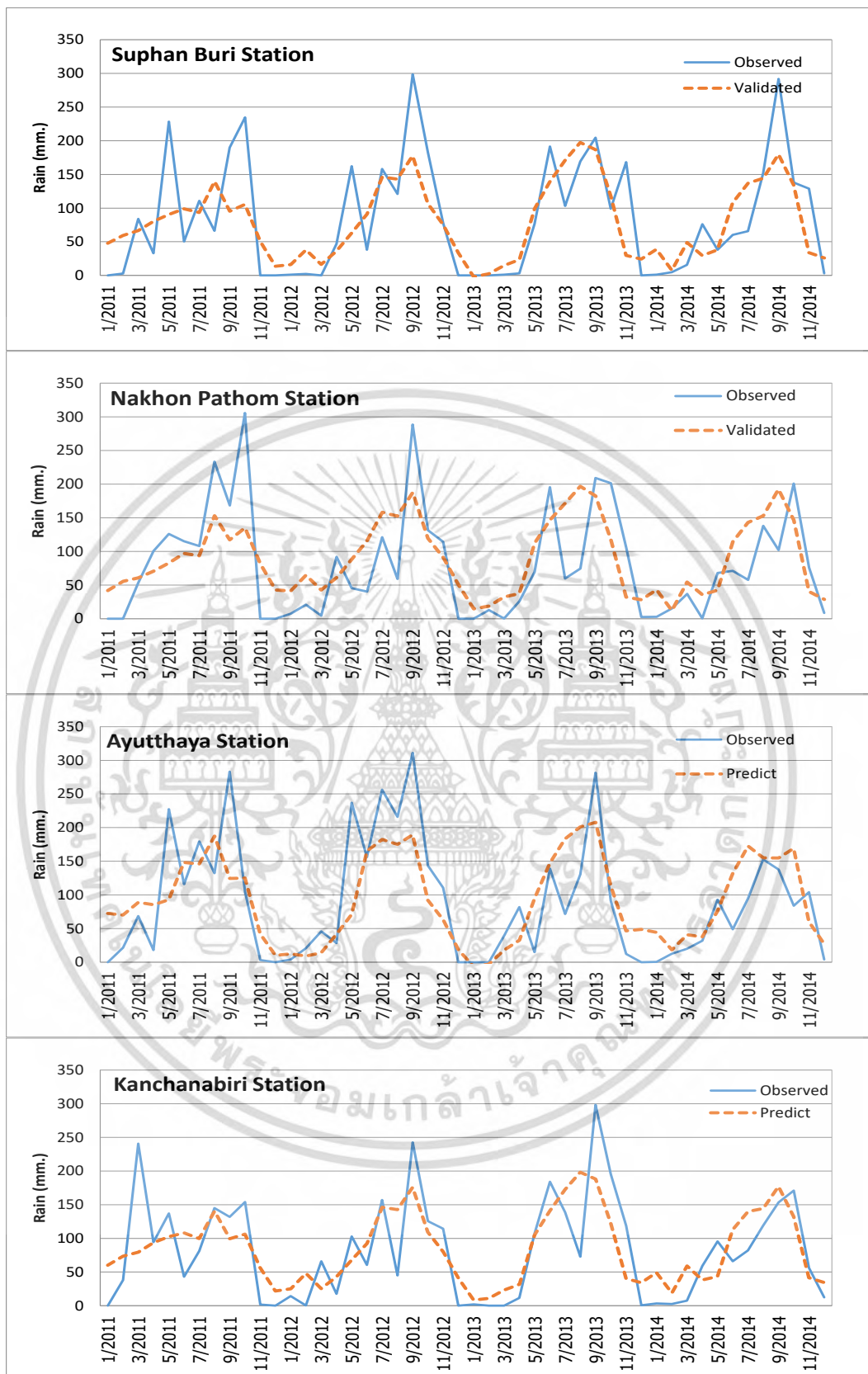
Station	Equation	R	Most effective
Bangkok	$Y_t = 153.55 + 14.21WNPMT_{t-12} + 49.49DMI_{t-12} + 13.590SOI_{t-1}$	0.653	DMI
Chainat	$Y_t = 95.47 + 7.29WNPMT_{t-12} + 14.47MEI_{t-15} + 12.1SOI_{t-3} + 2.67IMI_{t-12}$	0.648	MEI
Lopburi	$Y_t = 111.55 + 10.07WNPMT_{t-12} + 8.60SOI_{t-1}$	0.645	WNPMT
Suphan Buri	$Y_t = 93.43 + 9.08WNPMT_{t-12} + 11.81MEI_{t-14} + 10.72SOI_{t-2}$	0.623	MEI
Nakhon Pathom	$Y_t = 100.30 + 9.28WNPMT_{t-12} + 11.75SOI_{t-2}$	0.617	SOI
Ayutthaya	$Y_t = 99.67 + 7.62WNPMT_{t-12} + 2.76IMI_{t-12} + 17.64MEI_{t-13} + 16.1SOI_{t-6}$	0.685	MEI
Nakhon Sawan	$Y_t = 111.79 + 7.53WNPMT_{t-12} + 3.83IMI_{t-12} + 13.1SOI_{t-1}$	0.703	SOI
Pathum Thani	$Y_t = 130.03 + 10.89WNPMT_{t-12} + 15.7SOI_{t-6}$	0.618	SOI
Kanchanaburi	$Y_t = 98.05 + 8.40WNPMT_{t-12} + 12.92MEI_{t-14} + 11.67SOI_{t-2}$	0.574	MEI
Chachoengsao	$Y_t = 126.73 + 6.79WNPMT_{t-12} + 4.01IMI_{t-12} + 9.69SOI_{t-6}$	0.649	SOI
Ratchaburi	$Y_t = 116.12 + 10.9WNPMT_{t-12}$	0.641	WNPMT
U-Thong	$Y_t = 91.48 + 8.4WNPMT_{t-12} + 10.25SOI_{t-2} + 30.0DMI_{t-9}$	0.570	SOI
Takfa	$Y_t = 111.69 + 7.19WNPMT_{t-12} + 4.18IMI_{t-12} + 11.48MEI_{t-13}$	0.673	MEI
Kamphaeng Phet	$Y_t = 120.16 + 8.07WNPMT_{t-12} + 4.39IMI_{t-12} + 11.66SOI_{t-2} + 35.0DMI_{t-13}$	0.682	DMI
Don Mueang	$Y_t = 130.13 + 7.63WNPMT_{t-12} + 16.37SOI_{t-2} + 4.37IMI_{t-12}$	0.646	SOI

จากนั้นได้ทำการตรวจสอบสมการ (Validation) ที่วิเคราะห์ได้จากตารางที่ 6.8 โดยใช้ข้อมูลในช่วงปี ค.ศ. 2011 – 2014 พบว่า ปริมาณน้ำฝนที่คำนวณได้จากสมการถดถอยมีความใกล้เคียงกับปริมาณฝนจริงได้ดีพอสมควรโดยได้แสดงการเปรียบเทียบดังตารางที่ 6.9 และแสดงตัวอย่างบางสถานีดังรูปที่ 6.9 สำหรับสถานีอื่น ๆ แสดงไว้ในภาคผนวก ค. ซึ่งค่าสถิติแสดงให้เห็นลักษณะเบ้ขวา (Skewness) สอดคล้องกันทั้งปริมาณฝนจริงและจากสมการถดถอย สำหรับกรณีของค่าความโด่ง (kurtosis) ปริมาณฝนจริงมีแนวโน้มเป็นค่าบวกแต่สำหรับปริมาณฝนที่ได้จากสมการถดถอยส่วนใหญ่มีค่าเป็นลบ ซึ่งแสดงให้เห็นว่าแบบจำลองทำนายปริมาณฝนที่ค่าสูงมาก (Extreme) ได้ไม่ดีเท่าที่ควร ซึ่งเป็นแง่มุมหนึ่งที่ต้องปรับปรุงต่อไปในอนาคต



รูปที่ 6.9 ตัวอย่างการสอบเทียบอนุกรมเวลาปริมาณน้ำฝนของสถานีต่าง ๆ ในช่วงเวลา ปี 2011-2014

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



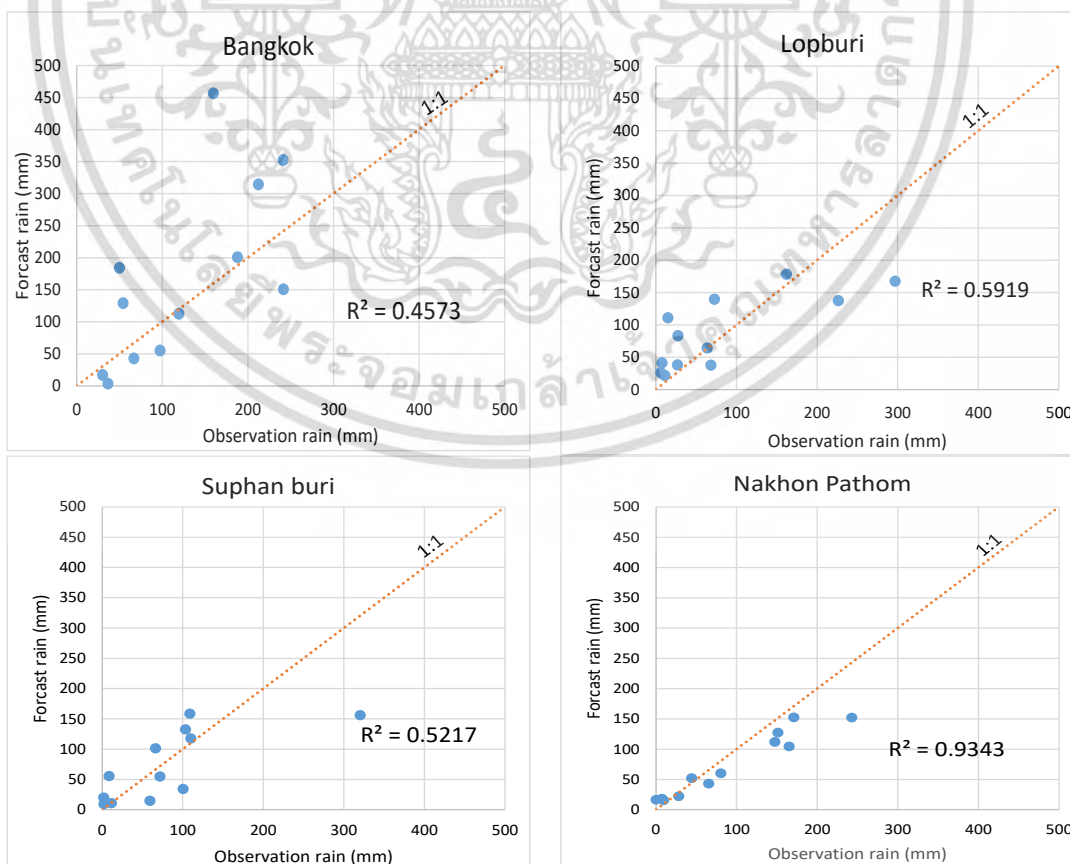
รูปที่ 6.9 (ต่อ) ตัวอย่างการสอบเทียบอนุกรมเวลาปริมาณน้ำฝนของสถานีต่าง ๆ ในช่วงเวลาปี 2011-2014

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ 6.9 การเปรียบเทียบค่าสถิติของปริมาณน้ำฝนที่ได้จากสมการถดถอยในช่วงปี 2011-2014

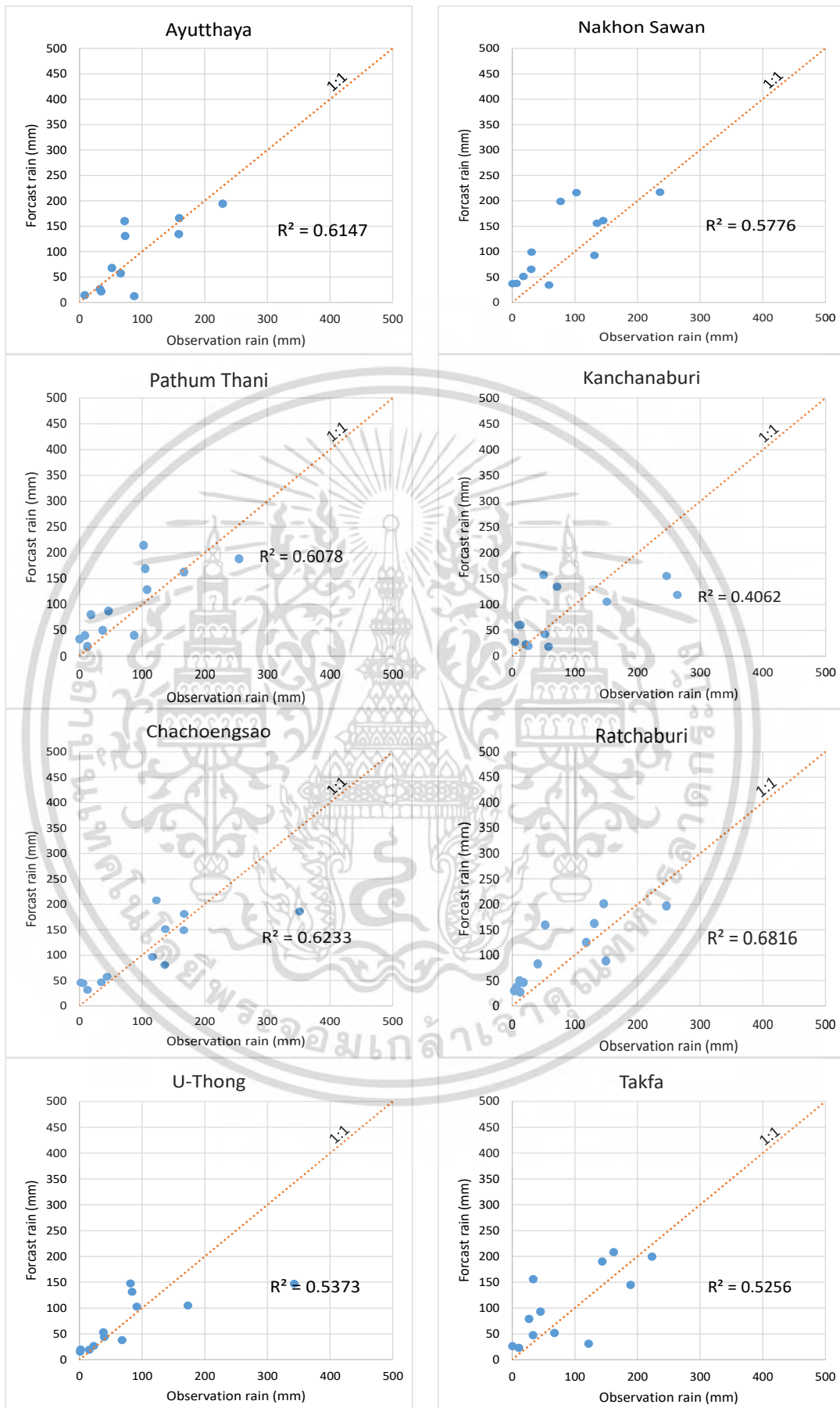
Station	Observed Data			Validated Data		
	Mean	Skewness	Kurtosis	Mean	Skewness	Kurtosis
Bangkok	140.12	0.933	0.161	150.651	0.592	-0.838
Chainat	92.50	1.165	1.291	84.535	0.328	-1.293
Lopburi	87.48	1.093	0.654	97.416	0.474	-1.161
Suphan Buri	85.00	0.794	0.240	79.445	0.453	-0.928
Nakhon Pathom	80.63	1.075	0.631	89.647	0.426	-1.072
Ayutthaya	90.22	0.921	-0.043	91.617	0.243	-1.300
Nakhon Sawan	94.45	0.840	0.108	90.353	0.346	-1.249
Pathum Thani	104.14	1.200	0.768	122.010	0.384	-1.303
Kanchanaburi	82.73	0.787	0.156	85.498	0.422	-0.898
Chachoengsao	139.43	1.126	1.492	119.991	0.373	-1.491
Ratchaburi	87.63	0.679	-0.553	96.402	0.523	-1.160

ในขณะเดียวกันได้แสดงการพล็อตค่าเปรียบเทียบ (Scatter Plot) ระหว่างปริมาณน้ำฝนปี ค.ศ. 2015 จากข้อมูลจริงในแกน x กับปริมาณน้ำฝนที่ได้จากการทำนายจากสมการถดถอยในแกน y ตามลำดับ ซึ่งในแต่ละสถานีได้ผลแสดงตามรูปที่ 6.10 โดยค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ (R^2) จาก 15 สถานีวัดน้ำปริมาณน้ำฝนที่ศึกษาพบว่ามีค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ สูงสุดอยู่ที่สถานีจังหวัด พระนครศรีอยุธยาเท่ากับ 0.786 และมีค่าน้อยที่สุดในสถานีจังหวัดกาญจนบุรีคือ 0.341 ซึ่งเห็นได้ว่า ในภาพรวมนั้นผลการทำนายอยู่ในช่วงตั้งแต่ปานกลางถึงมาก



รูปที่ 6.10 ปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงสถานีต่าง ๆ ในปี 2015

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่เผยแพร่ในนามของมหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี การนำเอกสารนี้ไปใช้โดยไม่ผ่านการอนุญาตถือว่าผิดกฎหมาย



รูปที่ 6.10 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงสถานีต่าง ๆ ในปี 2015

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับใช้เพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่อผู้ใดเห็นเข้าเป็นประโยชน์ในการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

นอกจากนี้ได้ตรวจสอบความแม่นยำของแบบจำลอง ด้วยค่าดัชนีความคลาดเคลื่อนเปรียบเทียบ (RRMSE) ตามตารางที่ 6.10 พบว่าค่า RRMSE เปรียบเทียบระหว่างแบบจำลองถดถอยที่ใช้ตัวแปรสภาพอากาศที่มีเวลาเหลื่อม (With Lag Time) และแบบจำลองถดถอยที่ตัวแปรสภาพอากาศไม่มีเวลาเหลื่อม (Without Lag Time) ประมาณร้อยละ 80 มีค่ามากกว่า 1

ตารางที่ 6.10 การเปรียบเทียบความแม่นยำในการพยากรณ์ของแบบจำลองที่ใช้ตัวแปรอิสระมีเวลาเหลื่อมและไม่มีเวลาเหลื่อม

Station	(1)	(2)	(3) = (1)/(2)
	RMSE (Without Lag)	RMSE (With Lag)	RRMSE
Bangkok	109.72	110.79	0.990
Chainat	55.56	57.34	0.969
Lopburi	69.58	60.86	1.143
Suphan Buri	59.99	58.35	1.028
Nakhon Pathom	37.65	35.97	1.047
Ayutthaya	54.32	43.37	1.252
Nakhon Sawan	59.50	57.74	1.031
Pathum Thani	57.98	51.26	1.131
Kanchanaburi	69.95	66.93	1.045
Chachoengsao	59.93	59.81	1.002
Ratchaburi	44.26	47.87	0.925
U-Thong	67.16	65.44	1.026
Takfa	55.13	54.96	1.003
Kamphaeng Phet	52.20	42.57	1.226
Don Mueang	87.33	78.45	1.113

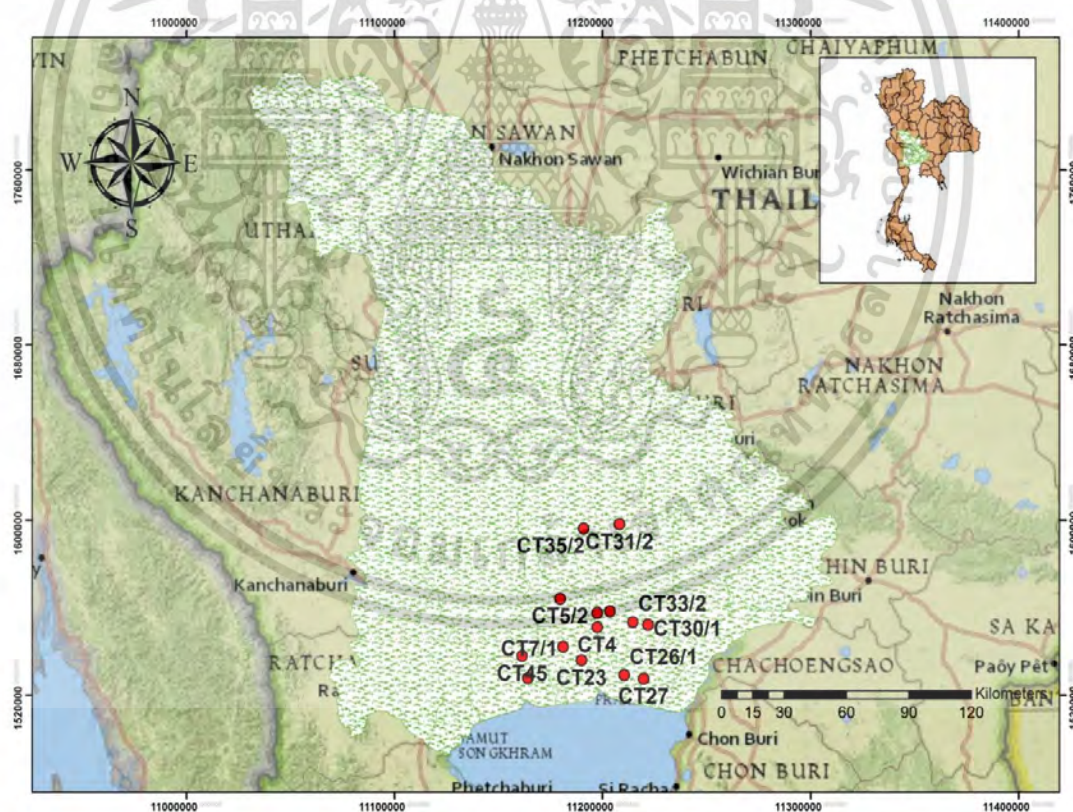
โดยผลการพยากรณ์จากแบบจำลองที่มีเวลาเหลื่อมมีความคลาดเคลื่อนน้อยกว่าแบบจำลองที่ไม่มีเวลาเหลื่อม อย่างชัดเจน แสดงว่าการใช้ตัวแปรดัชนีสภาพอากาศที่พิจารณาเวลาเหลื่อมด้วยจะสามารถทำให้การพยากรณ์มีความแม่นยำมากขึ้นได้

ทั้งนี้ งานวิจัยที่เกี่ยวข้องกับการพยากรณ์ปริมาณฝนที่ผ่านมา นั้น ได้มีการใช้แบบจำลอง เช่น Artificial Neural Networks (ANN) สามารถให้ผลการพยากรณ์ที่ค่อนข้างดี แต่อาจพบปัญหาอยู่บ้าง คือ ยากที่จะทำความเข้าใจเกี่ยวกับการเลือกพารามิเตอร์ที่เหมาะสมต่าง ๆ การศึกษาในครั้งนี้จึงมุ่งเน้นที่จะใช้กระบวนการทางสถิติที่ใช้กันอย่างแพร่หลายซึ่งสามารถอธิบายเหตุและผลในการเลือกพารามิเตอร์ต่าง ๆ เช่น กระบวนการวิเคราะห์ถดถอยเชิงเส้นพหุคูณและยิ่งไปกว่านั้นยังสามารถประยุกต์ใช้การเหลื่อมเวลาของตัวแปรเข้ามาร่วมพิจารณาให้พัฒนาผลการพยากรณ์ด้วย

บทที่ 7

การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรสภาพภูมิอากาศ/ สมุทรศาสตร์กับระดับน้ำบาดาลด้วยวิธีอาร์แมกซ์

จากการศึกษาพฤติกรรมของตัวแปรต่าง ๆ ที่ทำการศึกษา ทำให้เห็นว่าข้อมูลระดับน้ำบาดาลมีความไม่คงที่ ดังนั้นจึงเหมาะกับการพยากรณ์โดยใช้แบบจำลองอาร์แมกซ์ ซึ่งมีขั้นตอนของวิธีการที่ทำให้ข้อมูลมีความคงที่ ใช้ตัวแปรระดับน้ำบาดาลในการพยากรณ์ตัวมันเองและยังสามารถใช้ดัชนีภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ในการเพิ่มความแม่นยำให้ผลการพยากรณ์ให้ความแม่นยำสูงขึ้นได้ ดังที่ได้กล่าวไว้ในทฤษฎีในบทที่ 3 โดยบทนี้เป็นการศึกษาแบบจำลองเพื่อพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลรายเดือนที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษาซึ่งใช้ข้อมูลตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ. 1981 ถึง เดือนธันวาคม ค.ศ. 2011 ในการสร้างแบบจำลอง ร่วมกับดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ 6 ตัวแปร โดยคัดเลือกข้อมูลระดับน้ำบาดาลในสถานที่ที่มีการเก็บข้อมูลประมาณ 30 ปีและข้อมูลมีความสมบูรณ์ที่สุด ได้จำนวน 14 สถานที่ โดยมีตำแหน่งของสถานีต่างๆ ที่ใช้วิเคราะห์ดังแสดงในรูปที่ 7.1 และมีรายละเอียดของผลการศึกษาออกเป็นหัวข้อดังต่อไปนี้



รูปที่ 7.1 ตำแหน่งสถานีบ่อน้ำบาดาลที่คัดเลือกในพื้นที่ศึกษา

7.1 การทดสอบ Unit Root Test

การทดสอบ Unit Root เพื่อพิจารณาความนิ่งของข้อมูล $I(0)$; integrated of order 0] หรือความไม่นิ่ง ขณะที่ $I(d)$; $d > 0$; integrated of order d] เพื่อหลีกเลี่ยงความสัมพันธ์ที่ไม่
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์ไว้เพื่อการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่อผู้ใดเห็นประโยชน์อันใด
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

แท้จริง (Spurious Regression) หรือข้อมูลที่มีค่าเฉลี่ยและความแปรปรวนไม่คงที่ เมื่อเวลาเปลี่ยนแปลงไปด้วยการทดสอบ ADF (Augmented Dicky-Fuller Test) ของข้อมูลระดับน้ำบาดาล 14 สถานี โดยใช้โปรแกรม EViews ได้ผลดังตารางที่ 7.1 ต่อไปนี้

ตารางที่ 7.1 ผลการทดสอบ Unit Root

Station	Level			First Difference		
	ADF	MacKinnon Critical		ADF	MacKinnon Critical	
		1%	5%		1%	5%
CT4	-0.603	-3.983	-3.422	-20.590	-3.983	-3.422
CT5/2	1.713	-3.983	-3.422	-14.080	-3.983	-3.422
CT7/1	0.013	-3.983	-3.422	-14.156	-3.983	-3.422
CT17/2	-1.301	-3.983	-3.422	-15.747	-3.983	-3.422
CT22/3	-0.101	-3.983	-3.422	-11.451	-3.983	-3.422
CT23	-0.761	-3.983	-3.422	-22.690	-3.983	-3.422
CT26/1	0.230	-3.983	-3.422	-19.002	-3.983	-3.422
CT27	0.916	-3.983	-3.422	-19.491	-3.983	-3.422
CT30/1	-0.639	-3.983	-3.422	-13.330	-3.983	-3.422
CT31/2	-2.816	-3.983	-3.422	-6.091	-3.984	-3.422
CT33/2	0.143	-3.983	-3.422	-22.445	-3.983	-3.422
CT35/2	1.225	-3.983	-3.422	-16.313	-3.983	-3.422
CT45	-0.342	-3.983	-3.422	-21.881	-3.983	-3.422
CT48	-1.663	-3.983	-3.422	-21.548	-3.983	-3.422

ข้อมูลจากตารางที่ 7.1 เป็นการทดสอบ Unit Root Test เพื่อทดสอบความเป็น stationary ของข้อมูล ระดับน้ำบาดาลที่คัดเลือกจำนวน 14 สถานี ซึ่งพบว่า ค่า ADF Test Statistic ที่ระดับ (Level) พบว่า ข้อมูลอนุกรมเวลามีคุณสมบัติไม่นิ่ง (Non Stationary) โดยค่าคำนวณได้จาก วิธี ADF ทุกตัวมีค่าสูงกว่าค่าวิกฤติ (Critical) ณ ระดับนัยสำคัญ 0.01 และ 0.05 ยอมรับสมมติฐานว่าง ($H_0 : \theta = 0$) แสดงว่าข้อมูลชุดนี้มี Unit Root หรือมีคุณสมบัติไม่นิ่ง

ซึ่งจากข้อเสนอแนะของ Box – Jenkins ที่ว่าหากข้อมูลอนุกรมเวลาใดก็ตามมีคุณสมบัติ Non stationary สามารถปรับข้อมูลอนุกรมเวลานั้นให้มีคุณสมบัติ Stationary โดยการแปลงข้อมูลอนุกรมเวลาด้วยการหาผลต่างลำดับที่ 1 (1st Difference) ทุกตัว และเมื่อทำการทดสอบ ADF อีกครั้ง พบว่าค่า ADF Test Statistic ที่ได้ทุกตัวมีค่าน้อยกว่าค่าวิกฤติ (Critical) ณ ระดับนัยสำคัญ 0.01 และ 0.05 แสดงว่าข้อมูลที่ผ่านมาการ 1st Difference แล้วเหมาะสมในการนำไปสร้างสมการ ARIMA Model และ ARIMAX Model ในการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา

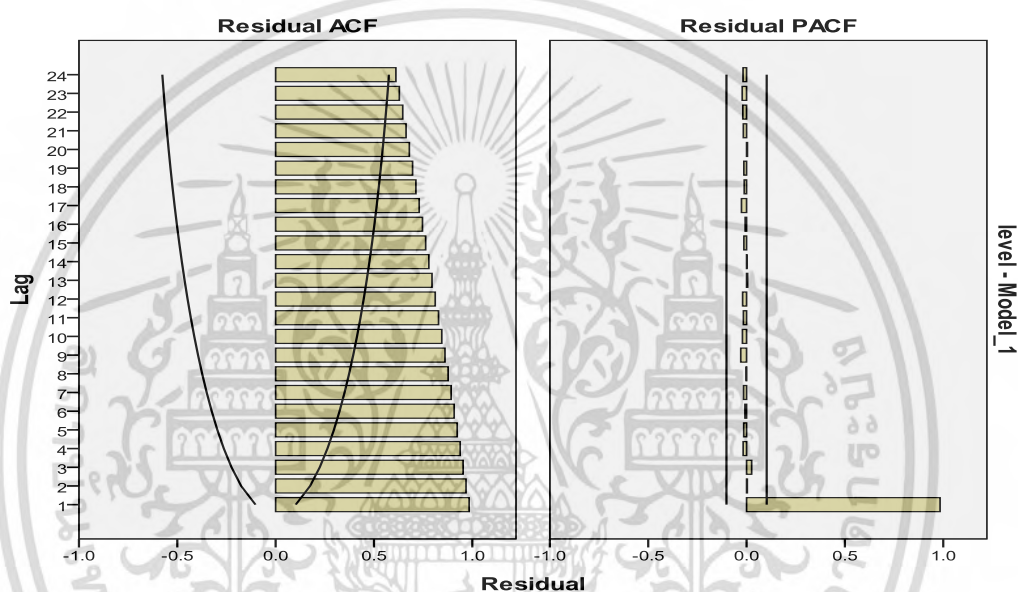
7.2 การกำหนดแบบจำลองของแบบจำลองอาร์มีนา (ARIMA)

ในภาพรวมของการวิเคราะห์ต้องทำการพิจารณารูปแบบกราฟค่าสหสัมพันธ์ (Correlogram) ในตัวเองหรือ Autocorrelation Function (ACF) และค่าสหสัมพันธ์ในตัวเองบางส่วนหรือ Partial Autocorrelation Function (PACF) ของข้อมูลระดับน้ำบาดาลขั้นต้นและของผลต่างลำดับที่ 1 ของ

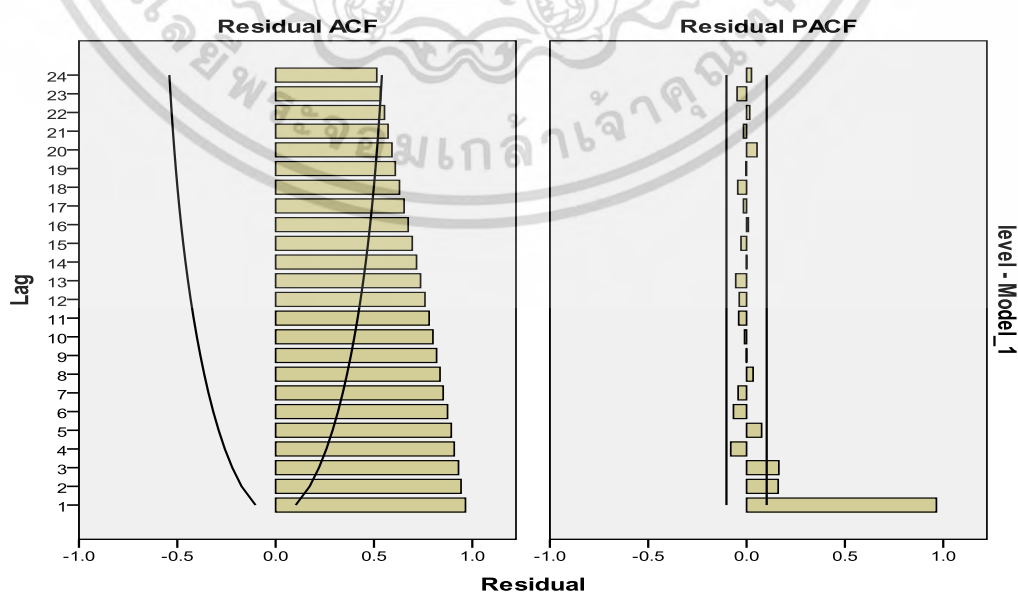
ระดับน้ำบาดาลชั้นตื้นสถานีต่างๆ ที่ได้ศึกษา เพื่อพิจารณารูปแบบของฤดูกาล (Seasonal) และ กำหนดค่า Autoregressive [AR(p)] และ Moving Average [MA(q)] โดยมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

7.2.1 แบบจำลองที่น่าจะเป็นไปได้

จากกราฟค่าสหสัมพันธ์ของ ACF และ PACF ของระดับน้ำบาดาลชั้นตื้นในแต่ละสถานีที่ได้ศึกษา พบว่า ในทุกสถานีไม่มีรูปแบบของฤดูกาลและข้อมูลแสดงได้ถึงความไม่นิ่ง (Non Stationary) สอดคล้องกับผลการทดสอบ Unit Root เนื่องจากเนื่องจากกราฟค่าสหสัมพันธ์ ของ ACF แสดงค่าสหสัมพันธ์ค่อยๆ ลดลงต่อเนื่องในแนวนอนระยะยาวไปสู่แกน ในขณะที่กราฟค่าสหสัมพันธ์ของ PACF ค่าสหสัมพันธ์ลดลงเข้าสู่ศูนย์อย่างรวดเร็ว โดยแสดงตัวอย่างของสถานี CT4 และสถานี CT5/2 ในรูปที่ 7.2 และรูปที่ 7.3 ตามลำดับ สำหรับสถานีอื่นๆ ได้แสดงไว้ในภาคผนวก ง



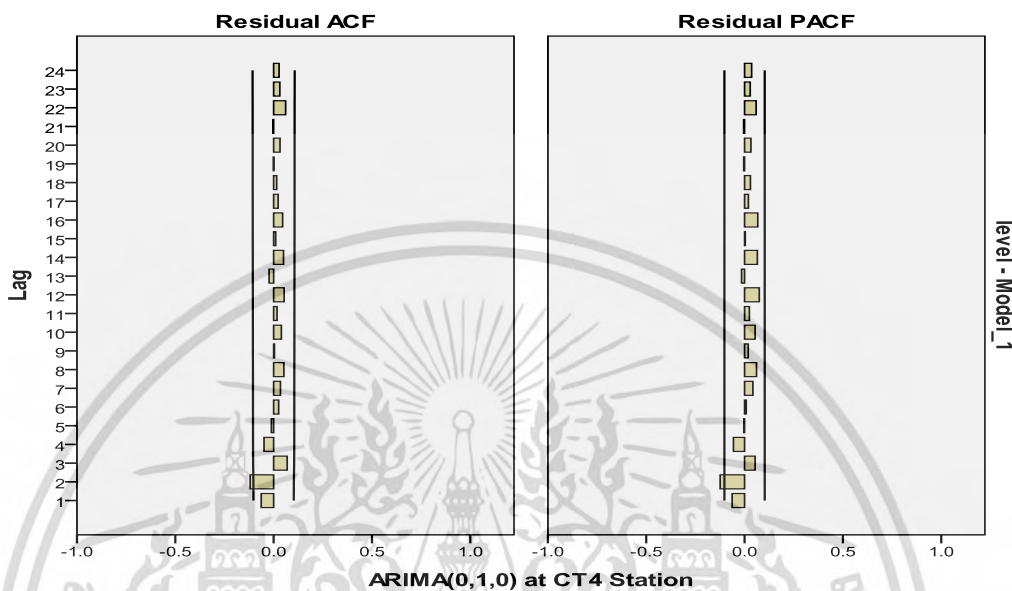
รูปที่ 7.2 Correlogram ของ ACF และ PACF ของสถานี CT4



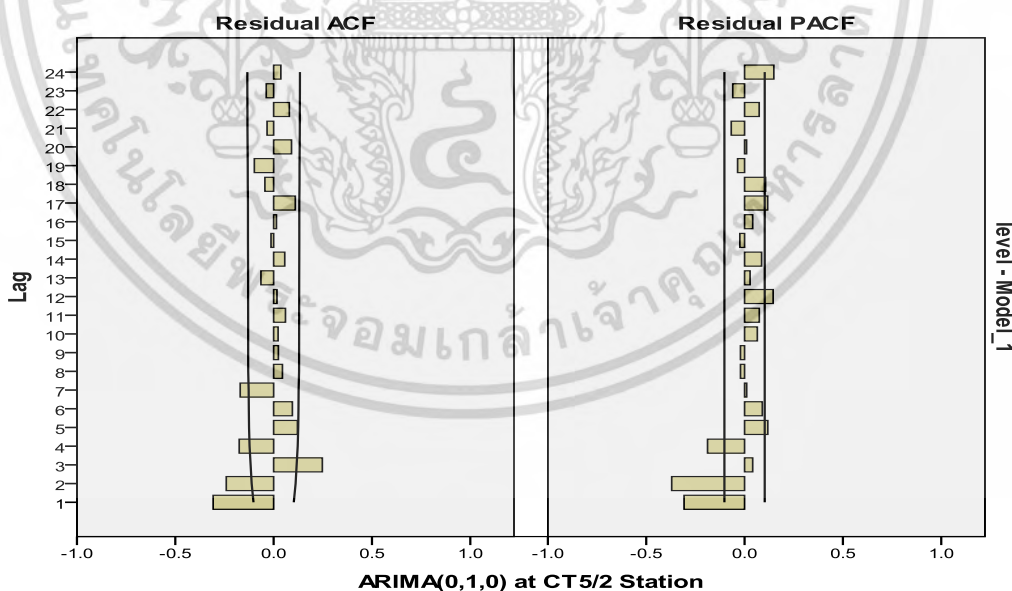
รูปที่ 7.3 Correlogram ของ ACF และ PACF ของสถานี CT5/2

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

การปรับข้อมูลอนุกรมเวลาให้มีคุณสมบัตินิ่ง (Stationary) สามารถทำได้โดยการแปลงข้อมูลอนุกรมเวลาระดับน้ำบาดาลขั้นต้นด้วยการหาผลต่างลำดับที่ 1 และเมื่อพิจารณาค่า Correlogram ของ ACF และ PACF ของอนุกรมเวลาดังกล่าวซึ่งได้ผลของสถานี CT4 และสถานี CT5/2 ตามรูปที่ 7.4 และรูปที่ 7.5 ตามลำดับ สำหรับผลของสถานีอื่นๆ จะอยู่ในภาคผนวก ง



รูปที่ 7.4 Correlogram ของ ACF และ PACF กรณีวิเคราะห์ด้วย ARIMA (0,1,0) ที่สถานี CT4



รูปที่ 7.5 Correlogram ของ ACF และ PACF กรณีวิเคราะห์ด้วย ARIMA (0,1,0) ที่สถานี CT5/2

จากลักษณะที่เห็นจากรูปที่ 7.4 แสดงให้เห็นถึงสัญญาณของ MA(2) แบบจำลองที่คาดว่าจะเป็นไปได้สำหรับสถานี CT4 คือ ARIMA (0,1,2) ในขณะที่รูปที่ 7.5 แสดงให้เห็นถึงสัญญาณของเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

AR(3) MA(2) และ MA(4) จากลักษณะดังกล่าวทำให้สามารถคัดเลือกแบบจำลองที่คาดว่าจะเป็นไปได้โดยตัวอย่างสำหรับสถานี CT5/2 คือ ARIMA (3,1,2) และ ARIMA (0,1,4) จากการพิจารณา Correlogram ของ ACF และ PACF ดังกล่าวสามารถคัดเลือกแบบจำลองที่น่าจะเป็นไปได้ดังตารางที่ 2 ดังนี้

ตารางที่ 7.2 แบบจำลองอาร์มาที่น่าจะเป็นไปได้ในแต่ละสถานี

สถานีสังเกตการณ์	รูปแบบฤดูกาล	แบบจำลอง
CT4	ไม่มี	ARIMA(0,1,2)
CT5/2	ไม่มี	ARIMA(1,1,10)
	ไม่มี	ARIMA(0,2,4)
CT7/1	ไม่มี	ARIMA(0,1,3)
	ไม่มี	ARIMA(0,1,4)
CT17/2	ไม่มี	ARIMA(1,1,0)
	ไม่มี	ARIMA(0,1,4)
CT22/3	ไม่มี	ARIMA(2,1,0)
	ไม่มี	ARIMA(1,1,1)
CT23	ไม่มี	ARIMA(0,1,1)
CT26/1	ไม่มี	ARIMA(4,1,0)
	ไม่มี	ARIMA(1,1,1)
CT27	ไม่มี	ARIMA(4,1,0)
	ไม่มี	ARIMA(1,1,1)
CT30/1	ไม่มี	ARIMA(2,1,0)
	ไม่มี	ARIMA(0,1,2)
CT31/2	ไม่มี	ARIMA(0,1,0)
CT33/2	ไม่มี	ARIMA(1,1,2)
	ไม่มี	ARIMA(2,1,1)
CT35/2	ไม่มี	ARIMA(13,1,0)
	ไม่มี	ARIMA(0,1,13)
CT45	ไม่มี	ARIMA(1,1,6)
	ไม่มี	ARIMA(1,2,2)
CT48/2	ไม่มี	ARIMA(1,2,4)
	ไม่มี	ARIMA(4,1,1)

7.2.2 การประมาณค่าพารามิเตอร์ (Parameter Estimation)

จากแบบจำลองที่น่าจะเป็นไปได้ที่แสดงในตารางที่ 7.2 ดังกล่าวสามารถทำการประมาณค่าพารามิเตอร์ด้วยวิธีกำลังสองน้อยที่สุด (Ordinary Least Square) ในแต่ละสถานี ดังนี้

7.2.2.1 สถานี CT4

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 1 รูปแบบ คือ ARIMA(0,1,2) ซึ่งผลประมาณค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.3 ดังนี้

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ 7.3 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,2)

Variable	Coefficient	SE	T-Statistic	Prob.
Constant	0.003	0.031	0.086	0.932
MA(2)	0.124	0.052	2.383	0.018
R-squared	0.992		Ljung-Box Q	
BIC	-2.358			

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.003 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(2) มีค่าเท่ากับ 0.124 มีค่า T-Statistic แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าการเปลี่ยนแปลงของ MA(2) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

7.2.2.2 สถานี CT5/2

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(1,1,10) และ ARIMA(0,2,4) จากการวิเคราะห์ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.4 และ ตารางที่ 7.5 ดังนี้

ตารางที่ 7.4 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,10)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	-0.038	.019	-2.008	.045
AR(1)	-0.396	.052	-7.613	.000
MA(10)	-0.138	.046	-2.986	.003
R-squared	0.973		Ljung-Box Q	
BIC	-0.974			

จากรายการที่ 7.4 แสดงค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ -0.038 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีค่าเท่ากับ -0.396 มีค่า T-Statistic แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าการเปลี่ยนแปลงของ AR(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางตรงกันข้ามกับ Δy_t ส่วนค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(10) มีค่าเท่ากับ -0.138 มีค่า T-Statistic แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของ MA(10) เคลื่อนไหวในทิศทางตรงกันข้ามกับ Δy_t

ตารางที่ 7.5 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,2,4)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.061	.020	3.084	.202
MA(4)	0.243	.052	4.669	.000
R-squared	0.972		Ljung-Box Q	
BIC	-0.997			

จากตารางที่ 7.5 ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.061 มีค่า T-Statistic 3.084 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ สัมประสิทธิ์ของ MA(4) มีค่าเท่ากับ 0.243 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 4.669 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของ MA(4) เคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

7.2.2.3 สถานี CT7/1

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(0,1,3) และ ARIMA(0,1,4) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.6 และ ตารางที่ 7.7 ดังนี้

ตารางที่ 7.6 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,3)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	-0.036	0.035	-1.022	0.307
MA(3)	0.284	0.051	5.583	0.000
R-squared	0.985		Ljung-Box Q	
BIC	-2.090		34.780	0.23

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ -0.036 มีค่า T-Statistic เท่ากับ -1.022 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ สัมประสิทธิ์ของ MA(3) มีค่าเท่ากับ 0.284 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 5.583 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของ MA(3) เคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

ตารางที่ 7.7 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,4)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	-0.046	0.037	-1.234	0.218
MA(4)	0.132	0.054	2.461	0.014
R-squared	0.985		Ljung-Box Q	
BIC	-2.086		29.503	.109

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ -0.046 มีค่า T-Statistic เท่ากับ -1.234 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ สัมประสิทธิ์ของ MA(4) มีค่าเท่ากับ 0.132 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 2.461 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของ MA(4) เคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

7.2.2.4 สถานี CT17/2

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(1,1,0) และ ARIMA(0,1,4) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.8 และ ตารางที่ 7.9 ดังนี้

ตารางที่ 7.8 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,0)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	-0.054	0.097	-0.551	0.582
AR(1)	0.198	0.051	3.837	0.000
R-squared	0.991		Ljung-Box Q	
BIC	-0.485		22.698	0.159

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ -0.054 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีค่าเท่ากับ 0.198 มีค่า T-Statistic แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่า การเปลี่ยนแปลงของ AR(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

ตารางที่ 7.9 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,4)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	-0.052	0.097	-0.538	0.591
MA(4)	-0.110	0.052	-2.091	0.037
R-squared	0.991		Ljung-Box Q	
BIC	-0.468		10.213	0.746

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ -0.052 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ สัมประสิทธิ์ของ MA(4) มีค่าเท่ากับ -0.110 มีค่า T-Statistic เท่ากับ -2.091 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของ MA(4) เคลื่อนไหวในทิศทางตรงกันข้ามกับ Δy_t

7.2.2.5 สถานี CT22/3

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(2,1,0) และ ARIMA(1,1,1) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.10 และ ตารางที่ 7.11 ดังนี้

ตารางที่ 7.10 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(2,1,0)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.022	0.062	0.356	0.722
AR(2)	0.141	0.052	2.707	0.007
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-1.291		22.271	0.135

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

จากตารางที่ 7.10 ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.022 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(2) มีค่าเท่ากับ 0.141 มีค่า T-Statistic แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(2) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

ตารางที่ 7.11 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,1)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.034	0.074	0.455	0.649
AR(1)	0.949	0.043	21.914	0.000
MA(1)	0.891	0.063	14.127	0.000
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-1.303		14.841	0.536

จากตารางที่ 7.11 ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.034 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีค่าเท่ากับ 0.949 มีค่า T-Statistic แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(1) มีค่าเท่ากับ 0.891 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 14.127 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของ MA(1) เคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

7.2.2.6 สถานี CT23

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 1 รูปแบบ คือ ARIMA(0,1,1) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 12 ดังนี้

ตารางที่ 7.12 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,1)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.039	0.040	0.975	0.330
MA(1)	0.199	0.051	3.869	0.000
R-squared	0.989		Ljung-Box Q	
BIC	-1.732		7.976	0.967

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.039 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ สัมประสิทธิ์ของ MA(1) มีค่าเท่ากับ 0.199 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 3.869 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของ MA(1) เคลื่อนไหวในทิศทางตรงกันข้ามกับ Δy_t

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

7.2.2.7 สถานี CT26/1

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(4,1,0) และ ARIMA(1,1,1) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.13 และ ตารางที่ 7.14 ดังนี้

ตารางที่ 7.13 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(4,1,0)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	-0.039	0.046	-0.858	0.391
AR(4)	0.104	0.052	1.974	0.049
R-squared	0.997		Ljung-Box Q	
BIC	-1.812		26.044	0.126

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ -0.039 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(4) มีค่าเท่ากับ 0.104 มีค่า T-Statistic แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่า การเปลี่ยนแปลงของ AR(4) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

ตารางที่ 7.14 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,1)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	-0.045	0.080	-0.566	0.572
AR(1)	0.987	0.015	65.620	0.000
MA(1)	0.950	0.029	32.573	0.000
R-squared	0.997		Ljung-Box Q	
BIC	-1.890		11.384	0.785

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ -0.045 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีค่าเท่ากับ 0.987 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 65.620 มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่า การเปลี่ยนแปลงของ AR(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(1) มีค่าเท่ากับ 0.950 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 32.573 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของ MA(1) เคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

7.2.2.8 สถานี CT27

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(4,1,0) และ ARIMA(1,1,1) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.15 และ ตารางที่ 7.16 ดังนี้

ตารางที่ 7.15 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(4,1,0)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.025	0.027	0.914	0.361
AR(4)	0.118	0.053	2.238	0.026
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-2.845		25.131	.083

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.025 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(4) มีค่าเท่ากับ 0.118 มีค่า T-Statistic แตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าการเปลี่ยนแปลงของ AR(4) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

ตารางที่ 7.16 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,1)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.018	0.054	0.342	0.733
AR(1)	0.992	0.015	67.246	0.000
MA(1)	0.968	0.028	34.186	0.000
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-2.899		29.964	0.018

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.018 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีค่าเท่ากับ 0.992 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 67.246 มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าการเปลี่ยนแปลงของ AR(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(1) มีค่าเท่ากับ 0.968 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 34.186 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายถึง การเปลี่ยนแปลงของ MA(1) เคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

7.2.2.9 สถานี CT30/1

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(2,1,0) และ ARIMA(0,1,2) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.17 และ ตารางที่ 7.18 ดังนี้

ตารางที่ 7.17 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(2,1,0)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.057	0.038	1.475	0.141
AR(2)	0.281	0.051	5.546	0.000
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-2.334		12.025	.742

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น เมื่อนำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.057 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 1.475 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(2) มีค่าเท่ากับ 0.281 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 5.546 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่า การเปลี่ยนแปลงของ AR(2) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

ตารางที่ 7.18 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,2)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.054	0.037	1.458	0.146
MA(2)	-0.300	0.051	-5.939	0.000
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-2.337			

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.054 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 1.458 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(2) มีค่าเท่ากับ -0.300 มีค่า T-Statistic มีค่าเท่ากับ -5.939 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่า การเปลี่ยนแปลงของ MA(2) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางตรงข้ามกับ Δy_t

7.2.2.10 สถานี CT31/2

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 1 รูปแบบ คือ ARIMA(0,1,0) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.19 ดังนี้

ตารางที่ 7.19 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,0)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.062	0.046	1.342	0.180
R-squared	0.967		Ljung-Box Q	
BIC	-1.744			

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.062 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 1.342 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของเทอม AR และ MA ไม่มี

7.2.2.11 สถานี CT33/2

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(1,1,2) และ ARIMA(2,1,1) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.20 และ ตารางที่ 7.21 ดังนี้

ตารางที่ 7.20 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,2)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.181	0.117	1.545	0.123
AR(1)	0.969	0.025	39.321	0.000
MA(2)	-0.238	0.052	-4.579	0.000
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-0.380		14.047	0.522

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.181 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 1.545 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีค่าเท่ากับ 0.969 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 39.321 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(2) มีค่าเท่ากับ -0.238 มีค่า T-Statistic มีค่าเท่ากับ -4.579 มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(2) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางตรงข้ามกับ Δy_t

ตารางที่ 7.21 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(2,1,1)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.166	0.121	1.372	0.171
AR(2)	0.244	0.052	4.647	0.000
MA(1)	0.918	0.042	21.702	0.000
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-0.381		13.946	.530

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.166 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 1.372 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(2) มีค่าเท่ากับ 0.244 มีค่า T-Statistic มีค่าเท่ากับ 4.647 มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(2) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

7.2.2.12 สถานี CT35/2

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(13,1,0) และ ARIMA(0,1,13) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.22 และ ตารางที่ 7.23 ดังนี้

ตารางที่ 7.22 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(13,1,0)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.078	0.034	2.327	0.051
AR(13)	0.168	0.053	3.186	0.002
R-squared	0.998		Ljung-Box Q	
BIC	-2.893		10.337	.066

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.078 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 2.327 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(13) มีค่าเท่ากับ 0.168 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 3.186 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(13) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

ตารางที่ 7.23 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(0,1,13)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.090	0.028	3.218	0.001
MA(13)	-0.157	0.053	-2.967	0.003
R-squared	0.998		Ljung-Box Q	
BIC	-2.900			

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.090 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 3.218 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(13) มีค่าเท่ากับ -0.157 มีค่า T-Statistic มีค่าเท่ากับ -2.967 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(13) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางตรงข้ามกับ Δy_t

7.2.2.13 สถานี CT45

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(1,1,6) และ ARIMA(1,2,2) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.24 และ ตารางที่ 7.25 ดังนี้

ตารางที่ 7.24 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,1,6)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.038	0.100	0.382	0.703
AR(1)	0.986	0.015	65.555	0.000
MA(6)	-0.150	0.053	-2.848	0.005
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-0.783			

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.038 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์ อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีค่าเท่ากับ 0.986 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 65.555 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(6) มีค่าเท่ากับ -0.150 มีค่า T-Statistic เท่ากับ -2.848 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(6) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางตรงข้ามกับ Δy_t

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ 7.25 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,2,2)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.092	0.037	2.522	0.012
AR(1)	-0.914	0.058	-15.721	0.000
MA(2)	0.827	0.287	2.886	0.004
R-squared	0.995		Ljung-Box Q	
BIC	-0.847		22.705	0.091

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.092 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 2.522 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีค่าเท่ากับ -0.914 มีค่า T-Statistic เท่ากับ -15.721 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่เปลี่ยนแปลงของ AR(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางตรงข้ามกับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(2) มีค่าเท่ากับ 0.827 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 2.886 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่เปลี่ยนแปลงของ MA(2) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

7.2.2.14 สถานี CT48/2

จากรูปแบบ ARIMA ที่เป็นไปได้ของข้อมูลชุดนี้มี 2 รูปแบบ คือ ARIMA(1,2,4) และ ARIMA(4,1,1) ได้ค่าพารามิเตอร์ดังตารางที่ 7.26 และ ตารางที่ 7.27 ดังนี้

ตารางที่ 7.26 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(1,2,4)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	0.057	0.034	1.660	0.098
AR(1)	-0.531	0.289	-1.839	0.047
MA(4)	-0.163	0.052	-3.109	0.002
R-squared	0.996		Ljung-Box Q	
BIC	-0.577		17.876	0.162

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ 0.057 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 1.660 อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(1) มีค่าเท่ากับ -0.531 มีค่า T-Statistic เท่ากับ -1.839 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่เปลี่ยนแปลงของ AR(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางตรงข้ามกับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(4) มีค่าเท่ากับ -0.163 มีค่า T-Statistic เท่ากับ -3.109 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่เปลี่ยนแปลงของ MA(4) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางตรงข้ามกับ Δy_t

ตารางที่ 7.27 ผลการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง ARIMA(4,1,1)

Variable	Coefficient	Std. Error	T-Statistic	Prob.
Constant	-0.033	0.102	-0.326	0.745
AR(4)	0.169	0.055	3.079	0.002
MA(1)	0.891	0.048	18.618	0.000
R-squared	0.996		Ljung-Box Q	
BIC	-0.570		18.634	0.135

ค่าสัมประสิทธิ์ของค่าคงที่ (Constant Term) เท่ากับ -0.033 มีค่า T-Statistic ไม่แตกต่างจากศูนย์ อย่างไม่มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าคงที่ไม่ขึ้นอยู่กับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(4) มีค่าเท่ากับ 0.169 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 3.079 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ AR(4) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t ในขณะที่ค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(1) มีค่าเท่ากับ 0.891 มีค่า T-Statistic เท่ากับ 18.618 อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับ 5 % หมายความว่าค่าสัมประสิทธิ์ของ MA(1) มีการเปลี่ยนแปลงเคลื่อนไหวในทิศทางเดียวกันกับ Δy_t

จากการวิเคราะห์ค่าพารามิเตอร์และค่าสถิติต่างๆ ของทั้ง 14 สถานี มีแบบจำลองที่น่าจะมีความเหมาะสม 25 รูปแบบเมื่อพิจารณาค่า Schwarz's Bayesian Criterion (BIC) คือ วิธีการวัดปรับได้อย่างดี (Goodness of Fit) ถ้าหากพบว่าค่า BIC มีค่าน้อยเท่าใดแล้ว แสดงว่าแบบจำลองนั้นสามารถใช้เป็นตัวแทนของข้อมูลจริงได้อย่างเหมาะสม จึงสามารถสรุปแบบจำลองอาร์ีมาที่เหมาะสมได้ดังตารางที่ 7.28 ดังนี้

ตารางที่ 7.28 รูปแบบจำลองอาร์ีมาที่เหมาะสมในแต่ละสถานี

Station	Model	BIC	Proper Model
CT4	ARIMA(0,1,2)	-2.358	ARIMA(0,1,2)
CT5/2	ARIMA(1,1,10)	-0.974	ARIMA(1,1,10)
	ARIMA(0,2,4)	-0.997	
CT7/1	ARIMA(0,1,3)	-2.09	ARIMA(0,1,4)
	ARIMA(0,1,4)	-2.086	
CT17/2	ARIMA(1,1,0)	-0.485	ARIMA(0,1,4)
	ARIMA(0,1,4)	-0.468	
CT22/3	ARIMA(2,1,0)	-1.291	ARIMA(2,1,0)
	ARIMA(1,1,1)	-1.303	
CT23	ARIMA(0,1,1)	-1.732	ARIMA(0,1,1)
CT26/1	ARIMA(4,1,0)	-1.812	ARIMA(4,1,0)
	ARIMA(1,1,1)	-1.89	
CT27	ARIMA(4,1,0)	-2.845	ARIMA(4,1,0)
	ARIMA(1,1,1)	-2.899	
CT30/1	ARIMA(2,1,0)	-2.334	ARIMA(2,1,0)
	ARIMA(0,1,2)	-2.337	

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ 7.28 (ต่อ) รูปแบบจำลองอาร์ิมาที่เหมาะสมในแต่ละสถานี

Station	Model	BIC	Proper Model
CT31/2	ARIMA(0,1,0)	-1.744	ARIMA(0,1,0)
CT33/2	ARIMA(1,1,2)	-0.38	ARIMA(1,1,2)
	ARIMA(2,1,1)	-0.381	
CT35/2	ARIMA(13,1,0)	-2.893	ARIMA(13,1,0)
	ARIMA(0,1,13)	-2.9	
CT45	ARIMA(1,1,6)	-0.783	ARIMA(1,1,6)
	ARIMA(1,2,2)	-0.847	
CT48/2	ARIMA(1,2,4)	-0.577	ARIMA(4,1,1)
	ARIMA(4,1,1)	-0.57	

7.2.3 การตรวจสอบความถูกต้อง (Diagnostic Checking)

ผลการตรวจสอบความถูกต้อง โดยพิจารณาคุณสมบัติความเป็น white noise ของค่าประมาณการของความคลาดเคลื่อน (Estimated Residual ; $\hat{\epsilon}_t$) พบว่า Correlogram of Residuals ของ Autocorrelation (ACF) ไม่มีลักษณะการลดลงแบบ Exponential และในขณะเดียวกันค่าสถิติ ของ Box and Ljung (Q-Statistic) ที่คำนวณได้ต้องมีค่าต่ำกว่าค่าวิกฤตของ Chi-square ที่ระดับนัยสำคัญ 0.10 (Prob. < 0.10) แสดงว่า $\hat{\epsilon}_t$ เป็น white Noise หรือ $\hat{\epsilon}_t$ มีการกระจายตัวแบบปกติ (Normal Distribution) โดยค่าเฉลี่ย (Mean) เท่ากับศูนย์และค่าความแปรปรวน (Variances) เท่ากับ σ^2 ซึ่งกล่าวได้ว่า $\hat{\epsilon}_t$ ไม่มีสหสัมพันธ์ในตัวเอง (Autocorrelation) และมีความแปรปรวนไม่แตกต่างกัน (Heteroscedasticity) ซึ่งหมายความว่าตัวแบบอนุกรมเวลาแต่ละแบบจำลองได้ผ่านการตรวจสอบความถูกต้อง (Diagnostic Checking) ดังค่าที่แสดงในตารางที่ 7.29

ตารางที่ 7.29 ค่าสถิติ Ljung-Box (Q-statistic) ที่ได้จากการทดสอบความเหมาะสมของแบบจำลอง

Station	Model	Ljung-Box Q	Prob.
CT4	ARIMA(0,1,2)	12.369	0.718
CT5/2	ARIMA(1,1,10)	25.831	0.072
CT7/1	ARIMA(0,1,4)	29.503	0.109
CT17/2	ARIMA(0,1,4)	10.213	0.746
CT22/3	ARIMA(2,1,0)	22.271	0.135
CT23	ARIMA(0,1,1)	7.976	0.967
CT26/1	ARIMA(4,1,0)	26.044	0.126
CT27	ARIMA(4,1,0)	25.131	0.083
CT30/1	ARIMA(2,1,0)	12.025	0.742
CT31/2	ARIMA(0,1,0)	11.225	0.885
CT33/2	ARIMA(1,1,2)	14.047	0.522
CT35/2	ARIMA(13,1,0)	10.337	0.066
CT45	ARIMA(1,1,6)	12.591	0.321
CT48/2	ARIMA(4,1,1)	18.634	0.135

7.2.4 การพยากรณ์ (Forecasting)

เมื่อทำการตรวจสอบความถูกต้องเป็นที่เรียบร้อยแล้ว จะทำการเลือกแบบจำลองที่เหมาะสมเพื่อนำมาใช้ในการพยากรณ์ โดยพิจารณาจากค่า Mean Absolute Error (MAE) Mean Absolute Percentage Error (MAPE) และ Root Mean Square Error (RMSE) ประกอบด้วย ซึ่งแบบจำลองใดให้ค่าต่ำที่สุดจะมีความแม่นยำ ในการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลล่วงหน้ามากที่สุด ซึ่งรูปแบบผลการพยากรณ์แบ่งออกเป็น 3 ช่วง ดังนี้

7.2.4.1 Historical Forecast

เป็นการพยากรณ์ข้อมูลระดับน้ำบาดาลตั้งแต่อดีต จนถึงช่วงเวลาที่จะพิจารณา โดยกำหนดช่วงการพยากรณ์ เริ่มต้นตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ. 1981 ถึง ธันวาคม ค.ศ. 2010 พบว่าในแต่ละสถานีได้แบบค่าพยากรณ์ที่เหมาะสมที่สุดจากรูปแบบจำลองที่ได้เนื่องจากมีค่าสถิติ RMSE MAE และค่า MAPE ที่น้อย โดยได้แสดงผลดังตารางที่ 7.30 ดังนี้

ตารางที่ 7.30 สรุปค่าสถิติจากการพยากรณ์ในช่วง Historical Forecast

Station	Model	MAE	MAPE	RMSE
CT4	ARIMA(0,1,2)	0.069	0.421	0.081
CT5/2	ARIMA(1,1,10)	0.179	1.209	0.197
CT7/1	ARIMA(0,1,4)	0.907	5.151	1.333
CT17/2	ARIMA(0,1,4)	0.728	4.172	0.944
CT22/3	ARIMA(2,1,0)	0.062	0.254	0.102
CT23	ARIMA(0,1,1)	0.098	0.503	0.145
CT26/1	ARIMA(4,1,0)	0.112	0.51	0.112
CT27	ARIMA(4,1,0)	0.274	1.651	0.288
CT30/1	ARIMA(2,1,0)	0.125	0.984	0.14
CT31/2	ARIMA(0,1,0)	0.135	2.322	0.185
CT33/2	ARIMA(1,1,2)	0.41	1.491	0.46
CT35/2	ARIMA(13,1,0)	0.026	0.124	0.03
CT45	ARIMA(1,1,6)	0.159	0.45	0.243
CT48/2	ARIMA(4,1,1)	0.185	1.218	0.199

7.2.4.2 Ex-Post Forecast

จากแบบจำลองที่เหมาะสมแล้วเรียบร้อยแล้วจากการพยากรณ์ช่วง Historical Forecast จึงนำแบบจำลองที่ได้มาใช้ในการพยากรณ์ช่วง Ex-Post Forecast ซึ่งเป็นการพยากรณ์ในช่วงเวลาสั้นๆ จำนวน 12 เดือน คือ ตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ. 2011 ถึง เดือนธันวาคม ค.ศ. 2011 เพื่อตรวจสอบความแม่นยำของแบบจำลองอีกครั้งหนึ่ง โดยได้นำค่าพยากรณ์ที่ได้จากแบบจำลองที่เหมาะสมที่สุดมาเปรียบเทียบกับข้อมูลจริงที่มีอยู่ ซึ่งได้ผลดังตารางที่ 7.31 ต่อไปนี้

ตารางที่ 7.31 ค่าสถิติจากการพยากรณ์ของวิธีอาร์มาในช่วง Ex-Post Forecast ปี 2011

Station	Model	MAE	MAPE	RMSE
CT4	ARIMA(0,1,2)	0.349	2.282	0.357
CT5/2	ARIMA(1,1,10)	0.126	0.944	0.134
CT7/1	ARIMA(0,1,4)	0.463	2.714	0.646
CT17/2	ARIMA(0,1,4)	0.411	2.089	0.717
CT22/3	ARIMA(2,1,0)	0.132	0.567	0.167
CT23	ARIMA(0,1,1)	0.275	1.527	0.398
CT26/1	ARIMA(4,1,0)	0.058	0.287	0.077
CT27	ARIMA(4,1,0)	0.193	1.321	0.220
CT30/1	ARIMA(2,1,0)	0.396	3.439	0.481
CT31/2	ARIMA(0,1,0)	0.760	4.729	0.809
CT33/2	ARIMA(1,1,2)	0.993	4.024	1.239
CT35/2	ARIMA(13,1,0)	0.203	0.976	0.229
CT45	ARIMA(1,1,6)	0.393	1.150	0.420
CT48/2	ARIMA(4,1,1)	0.483	3.353	0.514

จากตารางที่ 7.31 พบว่า การที่สร้างแบบจำลองที่เหมาะสมจะส่งผลต่อความถูกต้องสำหรับการพยากรณ์นั้นได้ ซึ่งค่าพยากรณ์ที่ได้ให้ค่าใกล้เคียงค่าจริงและค่า RMSE ที่ได้จากการพยากรณ์เป็นค่าที่ต่ำ และมีค่าเฉลี่ยเปอร์เซ็นต์ความคลาดเคลื่อนสมบูรณ์ของการพยากรณ์ (Mean Absolute Percent Error: MAPE) ทั้ง 14 สถานีอยู่ที่ร้อยละ 2.1 โดยมีค่าน้อยที่สุดที่สถานี CT26/1 แสดงถึงความแม่นยำที่ได้จากการใช้แบบจำลอง ARIMA ในการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาล

เมื่อเห็นว่าแบบจำลองมีความเหมาะสมจากการตรวจสอบในช่วง Ex-Post Forecast แล้ว เราสามารถพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-Ante Forecast หรือทำนายอนาคต นั่นคือ ช่วงเดือน มกราคมปี 2012 ถึง เดือน ธันวาคม 2012 โดยในที่นี้ได้แสดงข้อมูลการทำ Ex-Ante Forecast ของ สถานี CT4 และสถานี CT5/2 ดังตารางที่ 7.32 ตารางที่ 7.33 ตามลำดับ สำหรับค่าของสถานีอื่นๆ ได้สรุปไว้ในตารางที่ ง1 ของภาคผนวก ง

ตารางที่ 7.32 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-Ante Forecast ด้วยวิธีอาร์มาของ สถานี CT4

CT4		ARIMA (0,1,2)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	14.80	14.96
	February	14.65	14.96
	March	14.50	14.94
	April	14.44	14.92
	May	14.38	14.89
	June	14.32	14.85
	July	14.26	14.81

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ 7.32 (ต่อ) การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-Ante Forecast ด้วยวิธีอาร์มาของสถานี CT4

CT4		ARIMA (0,1,2)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	August	14.2	14.76
	September	14.12	14.71
	October	14.04	14.65
	November	13.96	14.58
	December	13.88	14.5
	MAE	0.443	
	MAPE	3.080	
	RMSE	0.462	

ตารางที่ 7.33 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-Ante Forecast ด้วยวิธีอาร์มาของสถานี CT5/2

CT5/2		ARIMA (1,1,10)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	12.196667	12.57
	February	11.928333	12.61
	March	11.66	12.54
	April	11.574	12.52
	May	11.488	12.48
	June	11.402	12.45
	July	11.316	12.43
	August	11.23	12.33
	September	11.244	12.24
	October	11.258	12.14
	November	11.272	12.03
	December	11.286	11.91
	MAE	0.866	
	MAPE	7.576	
	RMSE	0.892	

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

7.3 การกำหนดแบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX)

7.3.1 การทดสอบการเป็นตัวแปรชี้หน้า

โดยการทดสอบการเป็นตัวแปรชี้หน้าโดยการนำตัวแปรดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์ที่คัดเลือกมาศึกษา ได้แก่ ดัชนี IMI, WNPMI, DMI, MEI, SOI และ NINO4 มาทำการทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ว่าดัชนีจะสามารถส่งผลกระทบต่อระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาได้หรือไม่ ซึ่งนิยามของดัชนีตัวแปรแต่ละตัว ได้อธิบายความหมายไว้ในบทก่อนหน้านี้อแล้ว

ในการทดสอบสมมุติฐานนี้มีสมมุติฐานหลัก 2 แบบ คือ 1) H_0 : ดัชนีสภาพอากาศไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล 2) H_0 : ระดับน้ำบาดาลไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีสภาพอากาศ โดยใช้ค่าความเชื่อมั่นที่ระดับร้อยละ 95 ซึ่งหมายความว่า ค่า p-value ที่สูงกว่า 0.05 จะถูกยอมรับในขณะที่ค่า p-value ที่ต่ำกว่า 0.05 จะถูกปฏิเสธ โดยผลการศึกษากการเป็นตัวแปรชี้หน้า ของแต่ละสถานีได้แสดงดังตารางที่ 7.34 เป็นต้นไป

ตารางที่ 7.34 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้หน้าระดับน้ำบาดาลสถานี CT4

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม	P-value ของ H_0 : ดัชนีทดสอบไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H_0 : ระดับน้ำบาดาลไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีทดสอบ	
DMI	3	0.022	ปฏิเสธ	0.188	ยอมรับ
IMI	2	0.002	ปฏิเสธ	0.668	ยอมรับ
MEI	-	-	-	-	-
NINO4	3	0.015	ปฏิเสธ	0.669	ยอมรับ
SOI	-	-	-	-	-
WNPMI	-	-	-	-	-

จากตารางที่ 7.34 สรุปได้ว่า ดัชนี DMI ย้อนหลัง 3 เดือน ดัชนี IMI ย้อนหลัง 2 เดือน และดัชนี NINO4 ย้อนหลัง 3 เดือน เป็นตัวแปรชี้หน้าของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี MEI SOI และ WNPMI ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT4

ตารางที่ 7.35 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้หน้าระดับน้ำบาดาลสถานี CT5/2

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H_0 : ดัชนีทดสอบไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H_0 : ระดับน้ำบาดาลไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีทดสอบ	
DMI	3	0.045	ปฏิเสธ	0.581	ยอมรับ
IMI	3	0.032	ปฏิเสธ	0.713	ยอมรับ
MEI	3	0.027	ปฏิเสธ	0.313	ยอมรับ
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	-	-	-	-	-
WNPMI	2	0.036	ปฏิเสธ	0.542	ยอมรับ

เอกสารนี้เป็นเอกสารต้นฉบับสำหรับใช้ในการวิจัยเท่านั้น ไม่สามารถนำออกจำหน่ายหรือเผยแพร่โดยไม่ได้รับอนุญาต

ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

จากตารางที่ 7.35 สรุปได้ว่า ดัชนี DMI ย้อนหลัง 3 เดือน ดัชนี IMI ย้อนหลัง 3 เดือน ดัชนี MEI ย้อนหลัง 3 เดือน และดัชนี WNPMII ย้อนหลัง 2 เดือน เป็นตัวแปรชี้นำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี NINO4 และ SOI ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT5/2

ตารางที่ 7.36 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้นำระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H0: ดัชนีทดสอบ ไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H0: ระดับน้ำบาดาล ไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีทดสอบ	
DMI	1	0.0035	ปฏิเสธ	0.1248	ยอมรับ
IMI	-	-	-	-	-
MEI	-	-	-	-	-
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	1	0.0002	ปฏิเสธ	0.1009	ยอมรับ
WNPMI	-	-	-	-	-

จากตารางที่ 7.36 สรุปได้ว่า ดัชนี DMI ย้อนหลัง 1 เดือน ดัชนี SOI ย้อนหลัง 1 เดือน เป็นตัวแปรชี้นำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี IMI MEI NINO4 และ WNPMI ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT7/1

ตารางที่ 7.37 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชี้นำระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H0: ดัชนีทดสอบ ไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H0: ระดับน้ำบาดาล ไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีทดสอบ	
DMI	-	-	-	-	-
IMI	-	-	-	-	-
MEI	1	0.0261	ปฏิเสธ	0.2155	ยอมรับ
NINO4	2	0.0065	ปฏิเสธ	0.4638	ยอมรับ
SOI	1	0.0106	ปฏิเสธ	0.9928	ยอมรับ
WNPMI	-	-	-	-	-

จากตารางที่ 7.37 สรุปได้ว่า ดัชนี MEI ย้อนหลัง 1 เดือน ดัชนี NINO4 ย้อนหลัง 2 เดือน ดัชนี SOI ย้อนหลัง 1 เดือน เป็นตัวแปรชี้นำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี DMI IMI และ WNPMI ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT17/2

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ 7.38 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT22/3

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H_0 : ดัชนีทดสอบไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H_0 : ระดับน้ำบาดาลไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีทดสอบ	
DMI	1	0.0205	ปฏิเสธ	0.0614	ยอมรับ
IMI	1	0.0298	ปฏิเสธ	0.9674	ยอมรับ
MEI	1	0.0046	ปฏิเสธ	0.7742	ยอมรับ
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	-	-	-	-	-
WNPMI	-	-	-	-	-

จากตารางที่ 7.38 สรุปได้ว่า ดัชนี DMI IMI และ MEI ย้อนหลัง 1 เดือน เป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี NINO4 SOI และ WNPMI ไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาลสถานี CT22/3

ตารางที่ 7.39 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT23

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H_0 : ดัชนีทดสอบไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H_0 : ระดับน้ำบาดาลไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีทดสอบ	
DMI	-	-	-	-	-
IMI	2	0.0072	ปฏิเสธ	0.4107	ยอมรับ
MEI	-	-	-	-	-
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	10	0.0252	ปฏิเสธ	0.1645	ยอมรับ
WNPMI	2	0.0139	ปฏิเสธ	0.8329	ยอมรับ

จากตารางที่ 7.39 สรุปได้ว่า ดัชนี IMI ย้อนหลัง 2 เดือน ดัชนี SOI ย้อนหลัง 10 เดือน ดัชนี WNPMI ย้อนหลัง 2 เดือน เป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี DMI MEI และ NINO4 ไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาลสถานี CT23

ตารางที่ 7.40 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H ₀ : ดัชนีทดสอบ ไม่เป็นต้นเหตุของ ระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H ₀ : ระดับน้ำบาดาล ไม่เป็นต้นเหตุของ ดัชนีทดสอบ	
DMI	3	0.0449	ปฏิเสธ	0.2773	ยอมรับ
IMI	1	0.0364	ปฏิเสธ	0.9025	ยอมรับ
MEI	-	-	-	-	-
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	-	-	-	-	-
WNPMI	-	-	-	-	-

จากตารางที่ 7.40 สรุปได้ว่า ดัชนี DMI ย้อนหลัง 3 เดือน ดัชนี IMI ย้อนหลัง 1 เดือน เป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี MEI NINO4 SOI และ WNPMI ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT26/1

ตารางที่ 7.41 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT27

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H ₀ : ดัชนีทดสอบ ไม่เป็นต้นเหตุของ ระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H ₀ : ระดับน้ำบาดาล ไม่เป็นต้นเหตุของ ดัชนีทดสอบ	
DMI	-	-	-	-	-
IMI	3	0.0168	ปฏิเสธ	0.5696	ยอมรับ
MEI	3	0.0415	ปฏิเสธ	0.3631	ยอมรับ
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	2	0.0412	ปฏิเสธ	0.6084	ยอมรับ
WNPMI	2	0.0208	ปฏิเสธ	0.5094	ยอมรับ

จากตารางที่ 7.41 สรุปได้ว่า ดัชนี IMI ย้อนหลัง 3 เดือน ดัชนี MEI ย้อนหลัง 3 เดือน ดัชนี SOI ย้อนหลัง 2 เดือน และดัชนี WNPMI ย้อนหลัง 2 เดือน เป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี DMI และ NINO4 ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT27

ตารางที่ 7.42 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT30/1

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H_0 : ดัชนีทดสอบ ไม่เป็นต้นเหตุของ ระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H_0 : ระดับน้ำบาดาล ไม่เป็นต้นเหตุของ ดัชนีทดสอบ	
DMI	-	-	-	-	-
IMI	1	0.0319	ปฏิเสธ	0.6674	ยอมรับ
MEI	3	0.0342	ปฏิเสธ	0.9747	ยอมรับ
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	3	0.0145	ปฏิเสธ	0.8931	ยอมรับ
WNPMI	1	0.0318	ปฏิเสธ	0.9254	ยอมรับ

จากตารางที่ 7.42 สรุปได้ว่า ดัชนี IMI ย้อนหลัง 1 เดือน ดัชนี MEI ย้อนหลัง 3 เดือน ดัชนี SOI ย้อนหลัง 3 เดือน และดัชนี WNPMI ย้อนหลัง 1 เดือน เป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี DMI และ NINO4 ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT30/1

ตารางที่ 7.43 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT31/2

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H_0 : ดัชนีทดสอบ ไม่เป็นต้นเหตุของ ระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H_0 : ระดับน้ำบาดาล ไม่เป็นต้นเหตุของ ดัชนีทดสอบ	
DMI	-	-	-	-	-
IMI	-	-	-	-	-
MEI	-	-	-	-	-
NINO4	2	0.0331	ปฏิเสธ	0.6132	ยอมรับ
SOI	2	0.0073	ปฏิเสธ	0.6618	ยอมรับ
WNPMI	-	-	-	-	-

จากตารางที่ 7.43 สรุปได้ว่า ดัชนี NINO4 ย้อนหลัง 2 เดือน ดัชนี SOI ย้อนหลัง 2 เดือน เป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี DMI IMI MEI และ WNPMI ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT31/2

ตารางที่ 7.44 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT33/2

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H ₀ : ดัชนีทดสอบไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H ₀ : ระดับน้ำบาดาลไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีทดสอบ	
DMI	-	-	-	-	-
IMI	1	1.00E-05	ปฏิเสธ	0.842	ยอมรับ
MEI	-	-	-	-	-
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	-	-	-	-	-
WNPMI	3	0.0164	ปฏิเสธ	0.3526	ยอมรับ

จากตารางที่ 7.44 สรุปได้ว่า ดัชนี IMI ย้อนหลัง 1 เดือน ดัชนี WNPMI ย้อนหลัง 3 เดือนเป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี DMI MEI NINO4 และ SOI ไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาลสถานี CT33/2

ตารางที่ 7.45 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT35/2

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H ₀ : ดัชนีทดสอบไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H ₀ : ระดับน้ำบาดาลไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีทดสอบ	
DMI	-	-	-	-	-
IMI	1	0.005	ปฏิเสธ	0.6133	ยอมรับ
MEI	-	-	-	-	-
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	1	0.0471	ปฏิเสธ	0.2011	ยอมรับ
WNPMI	4	4.00E-05	ปฏิเสธ	0.8228	ยอมรับ

จากตารางที่ 7.45 สรุปได้ว่า ดัชนี IMI ย้อนหลัง 1 เดือน ดัชนี SOI ย้อนหลัง 1 เดือน และดัชนี WNPMI ย้อนหลัง 4 เดือน เป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี DMI MEI และ NINO4 ไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาลสถานี CT35/2

ตารางที่ 7.46 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT45

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H0: ดัชนีทดสอบ ไม่เป็นต้นเหตุของ ระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H0: ระดับน้ำบาดาล ไม่เป็นต้นเหตุของ ดัชนีทดสอบ	
DMI	7	0.0357	ปฏิเสธ	0.8202	ยอมรับ
IMI	4	0.0062	ปฏิเสธ	0.2942	ยอมรับ
MEI	-	-	-	-	-
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	-	-	-	-	-
WNPMI	5	0.041	ปฏิเสธ	0.3259	ยอมรับ

จากตารางที่ 7.46 สรุปได้ว่า ดัชนี DMI ย้อนหลัง 7 เดือน ดัชนี IMI ย้อนหลัง 4 เดือน และดัชนี WNPMI ย้อนหลัง 5 เดือน เป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี MEI NINO4 และ SOI ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT45

ตารางที่ 7.47 การทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานี CT48/2

ดัชนี	Lag ที่เหมาะสม (เดือน)	P-value ของ H0: ดัชนีทดสอบ ไม่เป็นต้นเหตุของ ระดับน้ำบาดาล		P-value ของ H0: ระดับน้ำบาดาล ไม่เป็นต้นเหตุของ ดัชนีทดสอบ	
DMI	-	-	-	-	-
IMI	5	0.041	ปฏิเสธ	0.415	ยอมรับ
MEI	1	0.037	ปฏิเสธ	0.838	ยอมรับ
NINO4	4	0.008	ปฏิเสธ	0.865	ยอมรับ
SOI	1	0.037	ปฏิเสธ	0.115	ยอมรับ
WNPMI	-	-	-	-	-

จากตารางที่ 7.47 สรุปได้ว่า ดัชนี DMI ย้อนหลัง 12 เดือน ดัชนี IMI ย้อนหลัง 5 เดือน ดัชนี MEI ย้อนหลัง 1 เดือน ดัชนี NINO4 ย้อนหลัง 1 เดือน และดัชนี SOI ย้อนหลัง 1 เดือน เป็นตัวแปรชั้นนำของระดับน้ำบาดาล สำหรับดัชนี WNPMI ไม่เป็นต้นเหตุ ของระดับน้ำบาดาลสถานี CT48

จากผลการวิเคราะห์ดังกล่าวเห็นได้ว่า ตัวแปรที่นำมาทดสอบการเป็นดัชนีชั้นนำของระดับน้ำบาดาลในแต่ละสถานี มีหลายตัวแปรภายนอกที่เป็นดัชนีชั้นนำของระดับน้ำบาดาลได้ เนื่องจากผลการทดสอบปฏิเสธ “ H₀: ดัชนีทดสอบไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล ” และยอมรับ “ H₀: ระดับน้ำบาดาล ไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีทดสอบ ” และจากข้อมูลดังกล่าวนี้ จะนำไปใช้พยากรณ์ระดับน้ำบาดาล ด้วยการวิเคราะห์แบบจำลองอาร์แมกซ์ (ARIMAX)

7.3.2 แบบจำลองอาร์แมกซ์

จากรูปแบบของสมการที่เหมาะสมที่ได้จากการวิเคราะห์ด้วยวิธีอาร์มา ในหัวข้อ 7.2.4.2 ก่อนหน้านี้ และได้นำรูปแบบดังกล่าวมาวิเคราะห์ด้วยตัวแปรชั้นนำเพิ่มเติม ซึ่งได้รูปแบบของแบบจำลองอาร์แมกซ์ ดังตารางที่ 7.48 ต่อไปนี้

ตารางที่ 7.48 รูปแบบของแบบจำลองอาร์แมกซ์ที่ใช้ศึกษาในแต่ละสถานี

Station	Model		
CT4	Δy	constant	MA(2) DMI(-3) IMI(-2) NINO4(-3)
CT5/2	Δy	constant	AR(1) MA(10) DMI(-3) IMI(-3) MEI(-3) WNPMI(-2)
CT7/1	Δy	constant	MA(4) DMI(-1) SOI(-1)
CT17/2	Δy	constant	MA(4) MEI(-1) NINO4(-2) SOI(-1)
CT22/3	Δy	constant	AR(2) DMI(-1) IMI(-1) MEI(-1)
CT23	Δy	constant	MA(1) IMI(-2) SOI(-10) WNPMI(-2)
CT26/1	Δy	constant	AR(4) DMI(-3) IMI(-1)
CT27	Δy	constant	AR(4) IMI(-3) MEI(-3) SOI(-2) WNPMI(-2)
CT30/1	Δy	constant	AR(2) IMI(-1) MEI(-3) SOI(-3) WNPMI(-1)
CT31/2	Δy	constant	NINO4(-2) SOI(-2)
CT33/2	Δy	constant	AR(1) MA(2) IMI(-1) WNPMI(-3)
CT35/2	Δy	constant	AR(13) IMI(-1) SOI(-1) WNPMI(-4)
CT45	Δy	constant	AR(1) MA(6) DMI(-7) IMI(-4) WNPMI(-5)
CT48/2	Δy	constant	AR(4) MA(1) IMI(-5) MEI(-1) NINO4(-4) SOI(-1)

ในขณะเดียวกัน เมื่อได้สมการอาร์แมกซ์ที่เหมาะสมของสถานีต่างๆ มาเป็นที่เรียบร้อยแล้ว จึงได้นำสมการมาพิจารณาค่าสถิติ Schwarz's Bayesian Information Criterion (BIC) และ Ljung-Box (Q-statistic) เพื่อพิจารณาความเหมาะสม ซึ่งพบว่าค่า BIC จากสมการในตารางที่ 7.48 ที่ทุกสถานีมีค่าน้อยกว่าตารางที่ 7.28 ทุกสถานี ในขณะที่ค่า Q-statistic ที่คำนวณได้มีค่าต่ำกว่าค่าวิกฤตของ Chi-square จึงยอมรับ H_0 ซึ่งแสดงว่าสหสัมพันธ์ในตัวเองของความคลาดเคลื่อนเข้าใกล้ศูนย์ทุกค่า หมายความว่าแบบจำลองได้ผ่านการตรวจสอบความถูกต้อง ดังนั้นจึงได้นำแบบจำลองอาร์แมกซ์ที่ได้ไปพยากรณ์ (Ex-Post Forecast) ระดับน้ำบาดาลในช่วงปี ค.ศ. 2011 ต่อไป

7.3.3 เปรียบเทียบความแม่นยำของแบบจำลอง ARIMA และแบบจำลอง ARIMAX

โดยตารางที่ 7.49 แสดงผลความแม่นยำของการพยากรณ์โดยแบบจำลอง ARIMA และแบบจำลอง ARIMAX ของระดับน้ำบาดาลทั้ง 14 สถานี โดยความแม่นยำได้จากการคำนวณค่าดัชนีความคลาดเคลื่อน (RMSE) ของแบบจำลอง ARIMAX กับแบบจำลอง ARIMA และค่าดัชนีความคลาดเคลื่อนเปรียบเทียบ (RRMSE) ถ้าค่า RRMSE มีค่ามากกว่า 1 แสดงว่าการพยากรณ์ด้วยแบบจำลอง ARIMAX มีความคลาดเคลื่อนน้อยกว่าการพยากรณ์ด้วยแบบจำลอง ARIMA

ผลการศึกษา พบว่า ค่า RRMSE เปรียบเทียบระหว่างแบบจำลอง ARIMAX และแบบจำลอง ARIMA ทั้งหมดของผลการพยากรณ์จากแบบจำลอง ARIMAX มีความคลาดเคลื่อนน้อยกว่า
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนลิขสิทธิ์ไว้เพื่อการเรียนการสอน เมื่อผู้ดูแลเนื้อหาเว็บไซต์ประสงค์ในการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

แบบจำลอง ARIMA อย่างชัดเจน ซึ่งหมายความว่า การใช้ดัชนีสภาพภูมิอากาศร่วมในแบบจำลอง ARIMAX ทำให้การพยากรณ์แม่นยำมากขึ้น นอกจากนี้แบบจำลอง ARIMAX ที่ให้ผลการพยากรณ์ที่มีความแม่นยำกว่าแบบจำลอง ARIMA ด้วยค่า RRMSE สูงสุดคือ 8.4 ที่สถานี CT35/2

ตารางที่ 7.49 เปรียบเทียบการพยากรณ์ระหว่าง ARIMA และ ARIMAX ในช่วง Ex-Post Forecast ปี ค.ศ.2011

Station	Model	(1) RMSE (ARIMA)	(2) RMSE (ARIMAX)	(3)=(1)/(2) RRMSE -
CT4	ARIMA(0,1,2)	0.357	0.130	2.746
CT5/2	ARIMA(1,1,10)	0.223	0.159	1.404
CT7/1	ARIMA(0,1,4)	0.646	0.439	1.472
CT17/2	ARIMA(0,1,4)	0.717	0.645	1.111
CT22/3	ARIMA(2,1,0)	0.167	0.152	1.097
CT23	ARIMA(0,1,1)	0.398	0.118	3.386
CT26/1	ARIMA(4,1,0)	0.077	0.075	1.023
CT27	ARIMA(1,1,1)	0.304	0.128	2.373
CT30/1	ARIMA(2,1,0)	0.481	0.108	4.469
CT31/2	ARIMA(0,1,0)	0.809	0.450	1.800
CT33/2	ARIMA(2,1,1)	1.239	0.330	3.754
CT35/2	ARIMA(13,1,0)	0.229	0.027	8.463
CT45	ARIMA(1,1,6)	0.420	0.098	4.307
CT48/2	ARIMA(4,1,1)	0.514	0.123	4.178

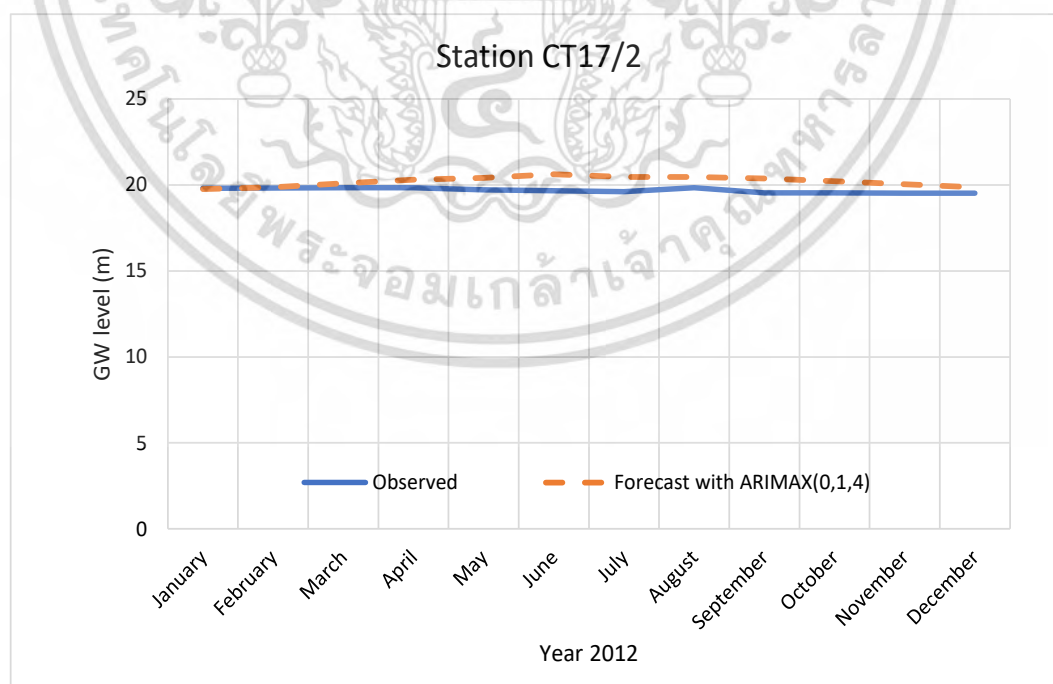
7.3.4 การพยากรณ์ (Forecasting)

เมื่อได้รูปแบบจำลองที่เหมาะสมเรียบร้อยแล้วตั้งที่กล่าวไว้ข้างต้น จึงนำแบบจำลองอาร์แมกซ์ที่ได้ มาใช้ในการพยากรณ์ช่วง Ex-Ante Forecast นั่นคือ ช่วงเดือน มกราคมปี 2012 ถึง เดือน สิงหาคม 2012 โดยใช้ค่าพยากรณ์ที่ได้ มาเปรียบเทียบกับข้อมูลจริงที่มีอยู่ ซึ่งในที่นี้ได้แสดงตัวอย่างของสถานี CT17/2 และสถานี CT26/1 ดังตารางที่ 7.50 และตารางที่ 7.51 ตามลำดับ สำหรับสถานีอื่นๆ ได้แสดงไว้ในตารางที่ ง2 ของภาคผนวก ง

โดยผลในตารางที่ 7.50 แสดงผลการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลล่วงหน้า 12 เดือน คือ เดือน มกราคม 2012 มีค่าพยากรณ์ 19.75 ม. เดือนสิงหาคม 2012 มีค่าพยากรณ์ 20.47 ม. และเดือน ธันวาคม 2012 มีค่าพยากรณ์ 19.87 ม. โดยมีค่า Root Mean Square Error (RMSE) เท่ากับ 0.719 และมีค่า Mean Absolute Percent Error: (MAPE) ร้อยละ 3.534 ซึ่งเห็นได้ค่าของการพยากรณ์มีความใกล้เคียงกับค่าสังเกตการณ์ค่อนข้างมาก นอกจากนี้สามารถพิจารณาได้จากรูปที่ 7.5

ตารางที่ 7.50 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-Ante Forecast ด้วยวิธีอาร์แมกซ์ของ สถานี CT17/2

CT17/2		ARIMAX (0,1,4)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	19.80	19.75
	February	19.82	19.87
	March	19.83	20.10
	April	19.84	20.30
	May	19.71	20.41
	June	19.66	20.62
	July	19.60	20.47
	August	19.84	20.47
	September	19.54	20.38
	October	19.53	20.22
	November	19.52	20.04
	December	19.52	19.87
	MAE		0.694
MAPE		3.534	
RMSE		0.719	

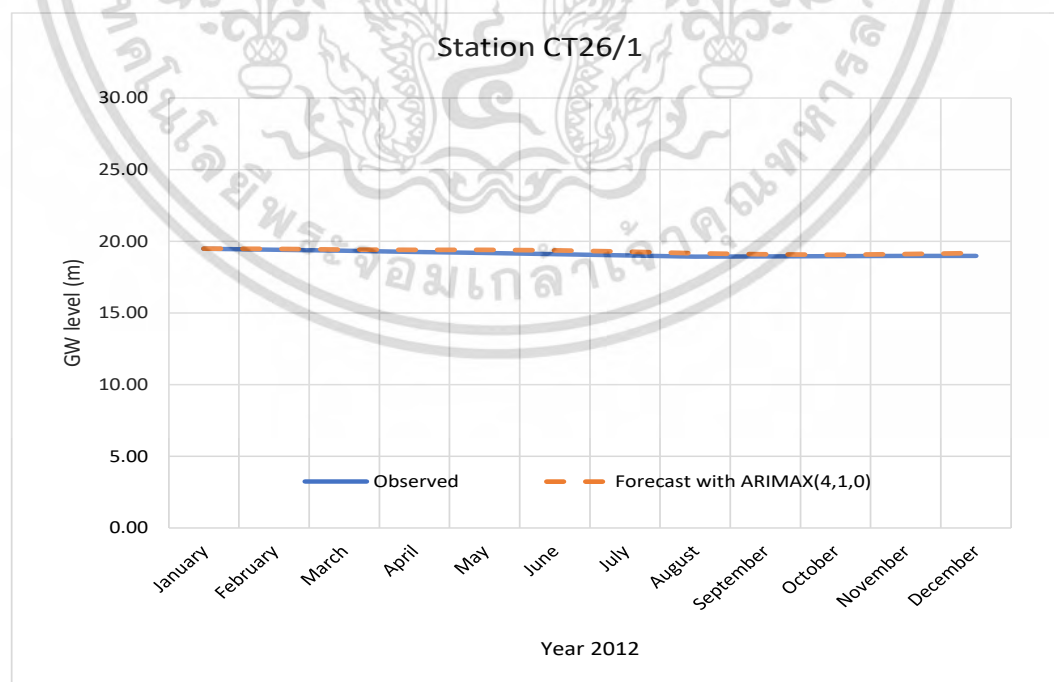


รูปที่ 7.6 การเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลจากการทำนายด้วยแบบจำลอง ARIMAX(0,1,4) กับระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ ที่สถานี CT17/2

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ 7.51 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-Ante Forecast ด้วยวิธีอาร์แมกซ์ของ สถานี CT26/1

CT26/1		ARIMAX (4,1,0)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	19.48	19.49
	February	19.41	19.47
	March	19.35	19.43
	April	19.27	19.41
	May	19.18	19.4
	June	19.10	19.37
	July	19.01	19.28
	August	18.93	19.17
	September	18.95	19.09
	October	18.96	19.06
	November	18.98	19.12
	December	18.99	19.19
	MAE		0.157
MAPE		0.822	
RMSE		0.187	



รูปที่ 7.7 การเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลจากการทำนายด้วยแบบจำลอง ARIMAX(4,1,0)

กับระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ ที่สถานี CT26/1

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่นิยมนำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

จากตารางที่ 7.51 ผลการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลล่วงหน้า 12 เดือน ของสถานี CT26/1 คือ เดือนมกราคม 2012 มีค่าพยากรณ์ 19.49 ม. เดือนสิงหาคม 2012 มีค่าพยากรณ์ 19.17 ม. และ เดือนธันวาคม 2012 มีค่าพยากรณ์ 19.19 ม. โดยมีค่า Root Mean Square Error (RMSE) เท่ากับ 0.187 และมีค่า Mean Absolute Percent Error: (MAPE) ร้อยละ 0.822 ซึ่งเห็นได้ว่าค่าของการพยากรณ์มีความใกล้เคียงกับค่าสังเกตการณ์ค่อนข้างมาก นอกจากนี้สามารถพิจารณาได้จากรูปที่ 7.6

เห็นได้ว่าแบบจำลอง ARIMAX โดยใช้ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์เป็นตัวแปรอิสระ x สามารถช่วยให้ผลการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาที่มีความถูกต้องแม่นยำมากขึ้น ซึ่งอาจเกิดมาจากสภาพอากาศส่งผลต่อระบบทรัพยากรน้ำในภาพรวมและส่งผลต่อน้ำบาดาล ทั้งนี้อาจต้องพิจารณาช่วงเวลาของข้อมูลของดัชนีสภาพอากาศที่นำมาใช้เป็นตัวแปรอิสระให้เหมาะสม อีกทั้งข้อมูลระดับน้ำบาดาลยังมีจำนวนไม่มากพอ จึงอาจทำให้เห็นรูปแบบของความเคลื่อนไหวได้ไม่ดีที่สุด จึงอาจจะต้องรอให้มีจำนวนช่วงเวลาของข้อมูลที่มากขึ้นและเพียงพอ ที่จะสามารถทำการทดสอบในระยะต่อไปได้



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

บทที่ 8

การจำลองสภาพน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาและการตรวจสอบ

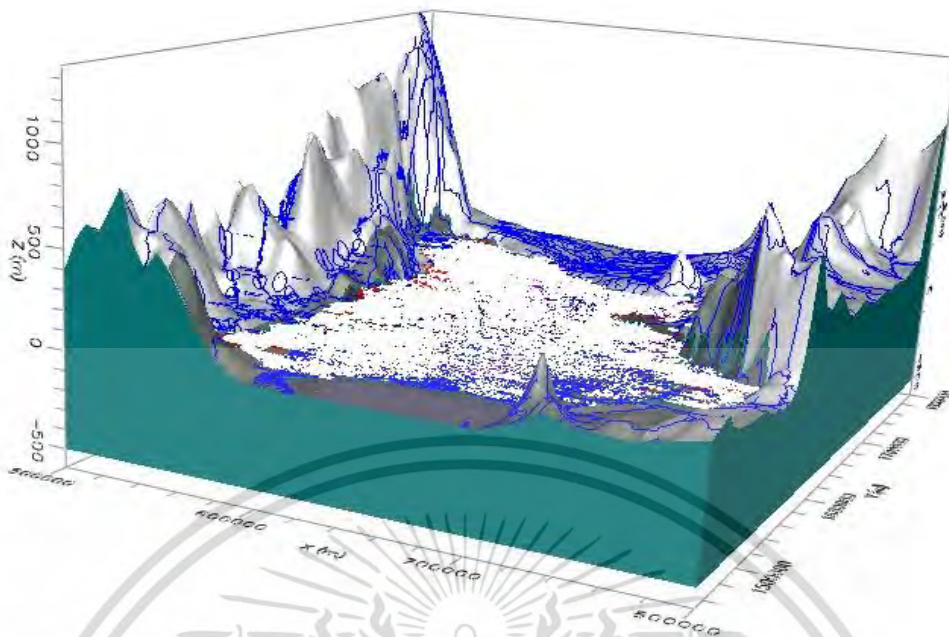
บทนี้เป็นการศึกษาการสร้างแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาลในขอบเขตพื้นที่ศึกษาบริเวณ แอ่งเจ้าพระยาตอนล่างเบื้องต้นด้วยสถานะคงที่ เพื่อวิเคราะห์ข้อมูลสนามและระบบอุทกวิทยาเพื่อ ตรวจสอบความเชื่อมโยงระหว่างการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ ปริมาณฝนและการสูบน้ำ ที่มีต่อ ระดับน้ำบาดาล โดยได้นำข้อมูลทางกายภาพและอุทกวิทยาแปลงเข้าสู่แบบจำลอง MODFLOW เพื่อ ทำการวิเคราะห์และเปรียบเทียบตัวแปรต่างๆ เพื่อให้แบบจำลองสามารถวิเคราะห์ค่าระดับน้ำบาดาล อิทธิพลจากการสูบน้ำและความเชื่อมโยงของสภาพอากาศกับระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาได้ โดย การศึกษาที่ได้มีรายละเอียดต่างๆ ที่สำคัญดังต่อไปนี้

8.1 แบบจำลองเชิงมโนทัศน์

แบบจำลองเชิงมโนทัศน์ คือ บทสรุปความเข้าใจของลักษณะทางกายภาพและระบบการไหล ของน้ำบาดาลของพื้นที่ศึกษา จากการวิเคราะห์ข้อมูลของพื้นที่ศึกษาซึ่งประกอบด้วยข้อมูลธรณีวิทยา อุทกวิทยา สภาพภูมิประเทศ การใช้น้ำบาดาล และสภาพที่ดิน ผลที่ได้เป็นข้อมูลเชิงตัวเลข แผนที่ และภาพตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยา ซึ่งจะนำไปใช้ในการกำหนดเงื่อนไขขอบเขตและตรวจสอบผล การจำลองของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

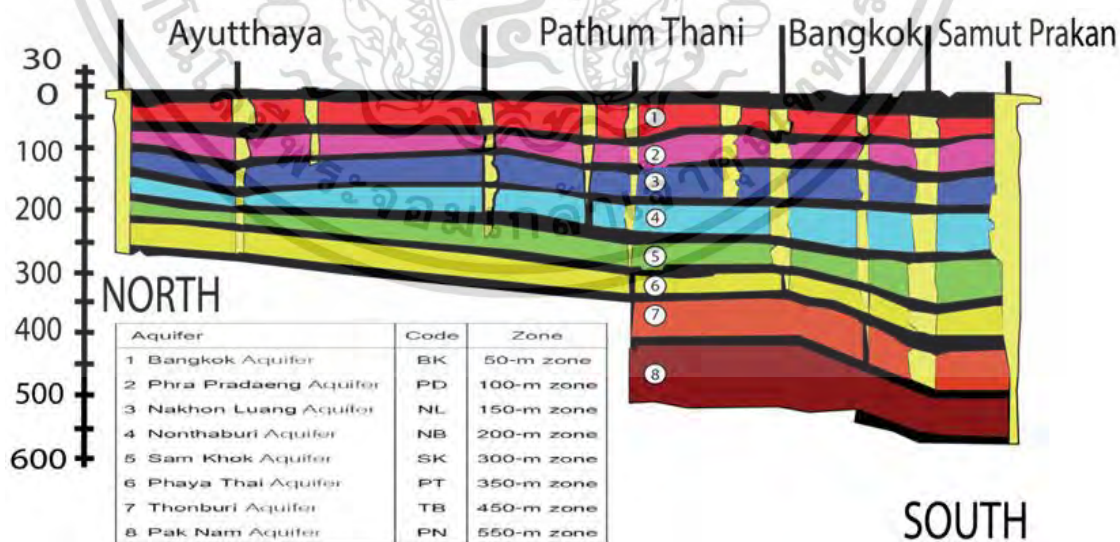
แอ่งเจ้าพระยาตอนล่างอยู่ในบริเวณที่ราบลุ่มแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่างและเป็นแหล่งน้ำ บาดาลขนาดใหญ่ที่สุดและให้น้ำมากที่สุดของประเทศ มีพื้นที่ครอบคลุมประมาณ 20 จังหวัดขนาด พื้นที่ประมาณ 43,333 ตารางกิโลเมตร มีปริมาณน้ำที่กักเก็บประมาณ 269,312 ล้านลูกบาศก์เมตร แบ่งออกได้เป็นสองบริเวณ คือ แอ่งเจ้าพระยาบริเวณพื้นที่ราบมีระดับผิวดินประมาณ 0 - 20 ม.รทก. ตั้งแต่อำเภอโมรโมญี จังหวัดชัยนาทไปจนถึงปากแม่น้ำเจ้าพระยา กับเก็บน้ำไว้ได้มากตั้งแต่ระดับ พื้นดินจนถึงความลึกประมาณ 600 เมตร มีชั้นน้ำอยู่ถึง 8 ชั้น แต่ละชั้นให้ปริมาณน้ำมาก และบริเวณ ขอบแอ่งด้านตะวันตกและตะวันออกมีระดับผิวดินประมาณ 5 ถึง 60 ม.รทก. ซึ่งขอบแอ่งทางด้าน ตะวันตกคลุมพื้นที่ตั้งแต่จังหวัดอุทัยธานี จังหวัดสุพรรณบุรีด้านตะวันตกไปจนถึงจังหวัดนครปฐม และขอบแอ่งด้านตะวันออกคลุมพื้นที่ตั้งแต่จังหวัดลพบุรี สระบุรี นครนายก ปราจีนบุรีจนถึงจังหวัด ฉะเชิงเทราและมีแม่น้ำสายหลักในพื้นที่ คือ แม่น้ำเจ้าพระยา แม่น้ำท่าจีน แม่น้ำแม่กลองและแม่น้ำ ป่าสัก สภาพธรณีวิทยาพบว่าประกอบด้วยหินที่มีอายุมากที่สุด คือ พรีแคมเบรียน (Precambrian) จนถึงหินที่มีอายุน้อยที่สุดในยุคจูแรสซิก (Jurassic) และตะกอนยุคควอเทอร์นารีประกอบด้วยตะกอน น้ำพา ตะกอนตะกักรุ่นน้ำยุคใหม่และยุคเก่า และตะกอนแหล่งเศษหินเชิงเขา การลักษณะการทับถม ของตะกอนทางน้ำเก่า จึงพบแหล่งน้ำบาดาลในชั้นกรวดทรายที่ถูกแทรกสลับด้วยชั้นดินเหนียวที่ ระดับความลึกต่างๆ อย่างไม่ต่อเนื่อง โดยในชั้นบนสุดบริเวณพื้นที่กรุงเทพฯและปริมณฑลถูกปิดทับ ด้วยชั้นดินเหนียวที่เรียกว่า ชั้นดินเหนียวกรุงเทพฯ ที่มีความหนาประมาณ 5 - 20 เมตร โดยที่ระดับน้ำ บาดาลของทุกชั้นมีค่าอยู่ตั้งแต่ประมาณ -80 ถึง 80 ม. รทก. ดังแสดงในรูปที่ 8.1

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 8.1 ขอบเขตแบบจำลองและแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ของพื้นที่ศึกษา

จากการศึกษาของ (JICA, 1995) และ (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555) จึงสามารถสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ในการศึกษาครั้งนี้ด้วยชั้นน้ำบาดาล 8 ชั้น ดังนี้ ชั้นที่ 1 คือชั้นน้ำกรุงเทพ (BK) ชั้นที่ 2 คือ ชั้นน้ำพระประแดง (PD) ชั้นที่ 3 คือ ชั้นน้ำนครหลวง (NL) ชั้นที่ 4 คือ ชั้นน้ำนทบุรี (NB) ชั้นที่ 5 ชั้นน้ำสามโคก (SK) ชั้นที่ 6 ชั้นน้ำพญาไท (PA) ชั้นที่ 7 ชั้นน้ำบาดาลธนบุรี (TB) และชั้นที่ 8 ชั้นน้ำปากน้ำ (PN) โดยด้านบนสุดเป็นชั้นดินเหนียวกรุงเทพ (Bangkok Clay) ดังแสดงในรูปที่ 8.2 ต่อไปนี้



รูปที่ 8.2 ลักษณะของชั้นน้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ศึกษา (Mukand S. Babel, 2008)

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

8.2 การออกแบบกริดและขอบเขตของแบบจำลอง

8.2.1 การออกแบบกริด (Grid Design)

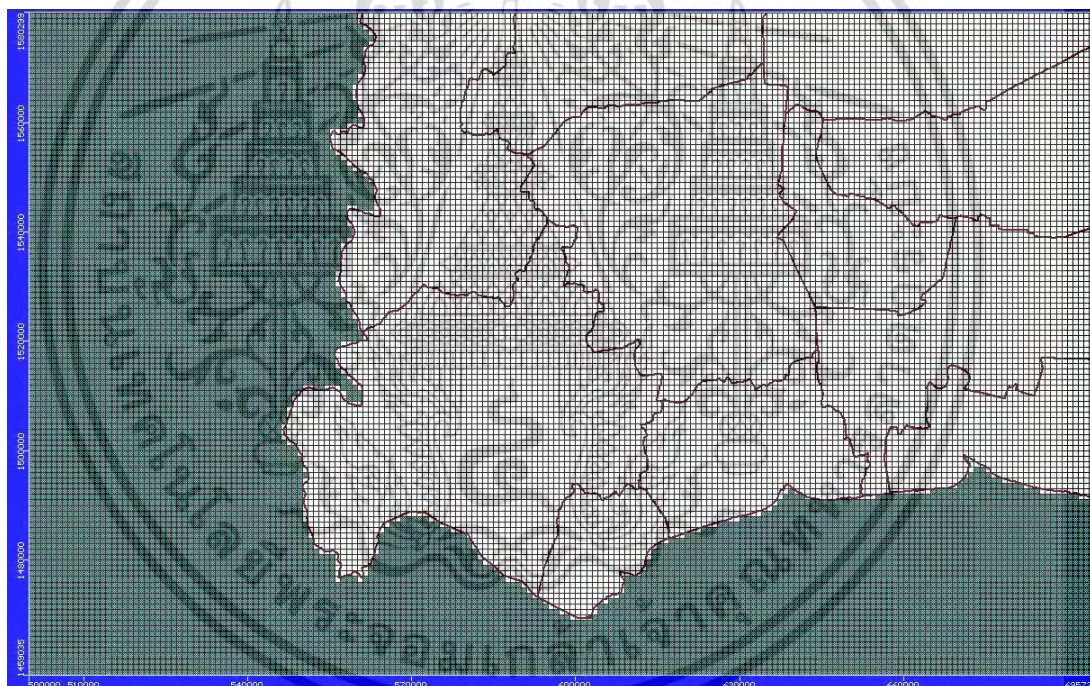
การออกแบบกริดในครั้งนี้นี้ออกแบบพื้นที่ศึกษาประมาณ 20 จังหวัดมีพื้นที่ทั้งหมดประมาณ 43,000 ตารางกิโลเมตร โดยมีลักษณะเป็นพื้นที่สี่เหลี่ยมผืนผ้า (แนวเหนือ-ใต้) ระหว่างพิกัด UTM 1,450,000 ถึง 1,800,000 เมตร (แนวตะวันตก-ตะวันออก) ระหว่างพิกัด UTM 500,000 ถึง 800,000 เมตร โดยขนาดกริดคงที่ 1 กิโลเมตร x 1 กิโลเมตร ดังแสดงในรูปที่ 8.3 โดยมีรายละเอียดดังนี้

- 1) แนวตะวันตก-ตะวันออก แบ่งเป็น 300 สดมภ์
- 2) แนวเหนือ-ใต้ แบ่งเป็น 350 แถว
- 3) แนวตั้ง แบ่งเป็น 9 ชั้น โดยมีความหนาแตกต่างกันไปเปลี่ยนไปตามภูมิประเทศ ที่ระดับ

ผิวดิน

ถึง 240 ม. รทก.

รวมแบบจำลองมีจำนวนกริดบล็อกทั้งหมด 945,000 กริด ดังแสดงในรูป 8.3



รูปที่ 8.3 ลักษณะการแบ่งกริดในพื้นที่ศึกษา

8.2.2 ขอบเขตของแบบจำลอง

ในการศึกษานี้ได้พิจารณาจำลองชั้นน้ำบาดาล 8 ชั้น ดังนี้ ชั้นที่ 1 คือชั้นน้ำกรุงเทพ (BK) มีความหนาเฉลี่ย 30 เมตร ชั้นที่ 2 คือ ชั้นน้ำพระประแดง (PD) มีความหนาเฉลี่ย 50 เมตร ชั้นที่ 3 คือ ชั้นน้ำนครหลวง (NL) มีความหนาเฉลี่ย 50 เมตร และชั้นที่ 4 คือ ชั้นน้ำนนทบุรี (NB) มีความหนาเฉลี่ย 50 เมตร ชั้นที่ 5 ชั้นน้ำสามโคก (SK) มีความหนาเฉลี่ย 100 เมตร ชั้นที่ 6 ชั้นน้ำพญาไท (PA) มีความหนาเฉลี่ย 50 เมตร ชั้นที่ 7 ชั้นน้ำบาดาลธนบุรี (TB) มีความหนาเฉลี่ย 100 เมตร ชั้นที่ 8 ชั้นน้ำปากน้ำ (PN) มีความหนาเฉลี่ย 100 เมตร โดยด้านบนสุดเป็นชั้นดินเหนียวกรุงเทพฯ (Bangkok Clay) มีความหนาเฉลี่ย 20 เมตร

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ลักษณะของพื้นที่ศึกษามีชั้นหินอุ้มน้ำประกอบด้วยชั้นหินอุ้มน้ำไร้แรงดันและมีแรงดันมีคุณสมบัติการยอมให้น้ำซึมผ่านและการเก็บกักแตกต่างกัน การไหลของน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาส่วนใหญ่ มีทิศทางการไหลจากทิศเหนือลงสู่ทิศใต้ในแนวนอนเนื่องจากมีคุณสมบัติการยอมให้น้ำซึมผ่านในแนวนอนดีกว่าในแนวตั้งที่มีชั้นหินกั้นน้ำคั่นอยู่ดังนั้นจึงให้การจำลองระบบอุทกธรณีวิทยามีสมมติฐาน คือ น้ำในพื้นที่ศึกษาไหลตามทิศเหนือลงใต้ การซึมผ่านในแนวนอนดีกว่าแนวตั้ง น้ำมีความหนาแน่นคงที่ ชั้นอุ้มน้ำแต่ละชั้น เป็นแบบ Heterogeneous และ Anisotropy ชั้นหินกั้นน้ำมีความเป็นเนื้อเดียวกัน Homogeneous และ Isotropy น้ำบาดาลไหลแบบคงที่ (Steady State) และไม่มีการไหลเข้าออกจากด้านข้างของแบบจำลอง โดยมีการกำหนดขอบเขตที่เหมาะสมของแบบจำลองตามลักษณะทางอุทกธรณีวิทยาของระบบแอ่งบาดาลเจ้าพระยาตอนล่างอ้างอิงจากการศึกษาของ (JICA, 1995) และ (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555) ดังนี้

8.2.2.1 ขอบเขตแบบเฮดคงที่ (Constant Head Boundary)

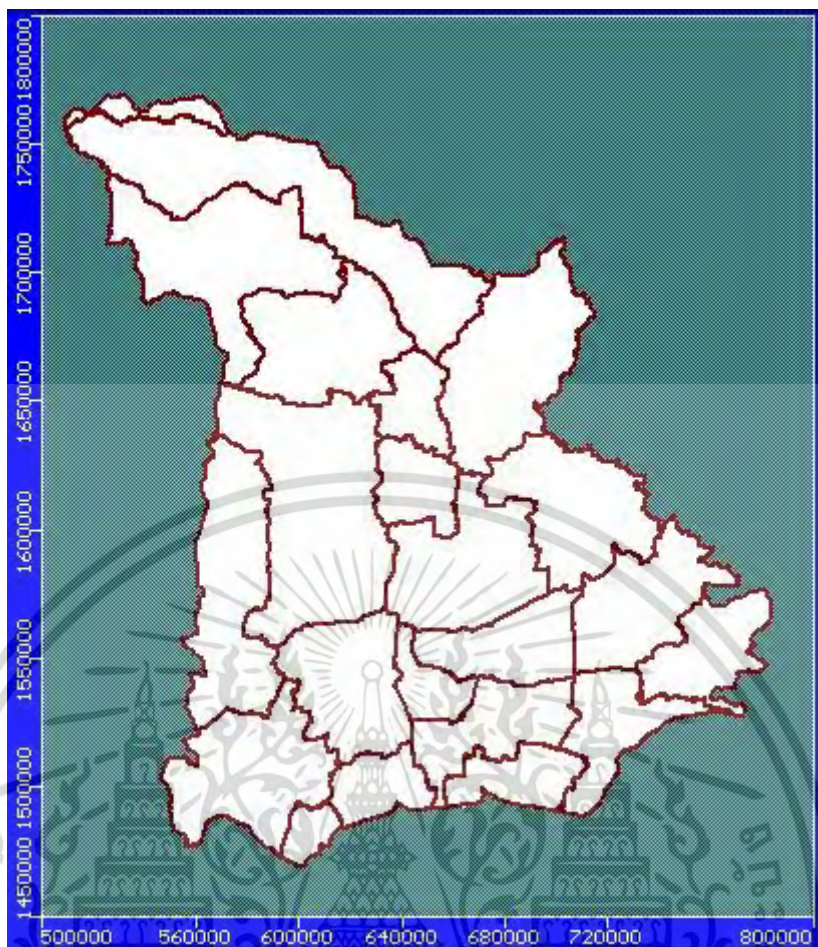
- กำหนดเฮดคงที่ระดับพื้นดิน 0 เมตร ภายในขอบเขตชั้นดินเหนียวกรุงเทพฯ
- กำหนดระดับน้ำบริเวณขอบเขตระดับน้ำทะเลอ่าวไทยคงที่ตามสมการของ Langevin, (2002) สรุปค่าได้ ดังตารางที่ 8.1 นี้

ตารางที่ 8.1 ค่าเฮดคงที่ ๆ ใช้ในการจำลองการศึกษา

ชั้นน้ำบาดาล	h_f (m)
กรุงเทพ	1.00
พระประแดง	2.25
นครหลวง	4.0
นนทบุรี	6.25
สามโคก	7.5
พญาไท	8.75
ธนบุรี	11.25
ปากน้ำ	13.75

8.2.2.2 ขอบเขตกำหนดแบบไม่มีการไหล (No-flux Boundary)

กำหนดให้แนวทางด้านตะวันตกและตะวันออกเป็นขอบเขตที่ไม่มีการไหลเข้า/ออก จากชั้นหินอุ้มน้ำและขอบเขตที่เหลื่อของแต่ละชั้นน้ำกำหนดให้ไม่มีการไหลผ่านของน้ำ ซึ่งไม่ได้ใช้ในการคำนวณ (Inactive Cell) โดยในที่นี้เป็นบริเวณพื้นที่โดยรอบของพื้นที่ศึกษา (สีขาว) ดังแสดงในรูปที่ 8.4

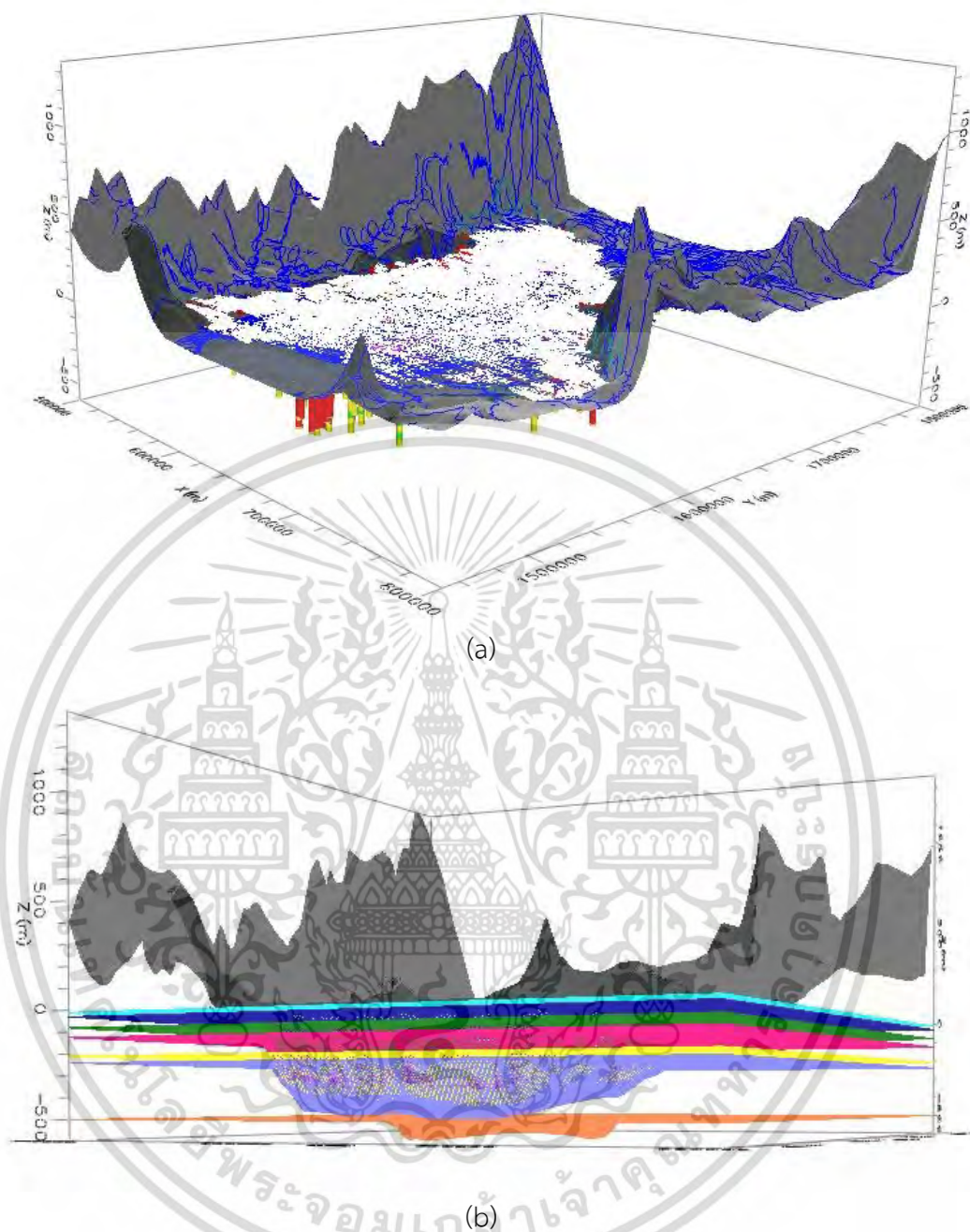


รูปที่ 8.4 การกำหนดขอบเขตแบบไม่มีการไหล

8.2.3 ชนิดของชั้นอุ้มน้ำ (Aquifer Type)

- 1) กำหนดให้ชั้นดินเหนียวกรุงเทพ ซึ่งเป็นชั้นที่อยู่บนสุด ให้เป็นชั้นน้ำเปิดหรือชั้นน้ำไร้แรงดัน (Unconfined Aquifer)
- 2) ชั้นน้ำบาดาลตั้งแต่กรุงเทพลงมาถึงชั้นน้ำปากน้ำกำหนดให้เป็นชั้นน้ำที่มีแรงดัน (Confined Aquifer)

จากป่อสังเกตการณ์ที่มีข้อมูลในขณะนี้ และข้อมูลทางกายภาพของพื้นที่ศึกษาดังที่กล่าวมาแล้วจะสามารถพิจารณาชั้นน้ำบาดาลได้ทั้งหมด 8 ชั้น โดยมีดินเหนียวกรุงเทพปิดทับอยู่ด้านบนรวมทั้งหมดเป็น 9 เลเยอร์ โดยแสดงรูปแบบการจำลองในรูปที่ 8.4 นี้



รูปที่ 8.5 ลักษณะการจำลองชั้นน้ำบาดาล

8.3 พารามิเตอร์นำเข้าไปในแบบจำลอง

8.3.1 ระดับความสูงด้านบนและล่าง

นำเข้าระดับความสูงด้านบนและล่างของแต่ละชั้นด้วยข้อมูลเส้นชั้นความสูง หรือ ข้อมูล DEM เข้าสู่แบบจำลอง โดยระดับความสูงพื้นดิน (Ground Surface Elevation) หรือ ระดับความสูงด้านบนของชั้นที่ 1 ได้นำเข้าจากข้อมูลความสูงจากแผนภูมิประเทศของกรมทรัพยากรน้ำบาดาล มาตราส่วน 1:50,000 โดยพื้นที่ศึกษามีระดับความสูงพื้นดินระหว่าง 0 - 900 ม.รทก.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

8.3.2 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำ (Hydraulic Conductivity, K)

ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านเป็นตัวแปรที่มีความสำคัญมากตัวหนึ่งในการทำแบบจำลองจากสมมุติฐานที่กำหนดให้ชั้นดินเป็นแบบ heterogeneous และ anisotropy ในเบื้องต้นได้กำหนดค่าโดยอ้างอิงจากช่วงค่าสมบัติทางชลศาสตร์ของวัสดุให้น้ำที่ใช้ในแบบจำลอง (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555 และ Spitz and Moreno, 1996) และสามารถคำนวณได้จากค่าการไหลซึมผ่าน (Transmissivity) หารด้วยความหนาของชั้นน้ำบาดาลนั้นๆ โดยค่าที่ใช้คำนวณเริ่มต้นได้แสดงในรูปที่ 8.6

Conductivity

Zone	Kx [m/s]	Ky [m/s]	Kz [m/s]	Active	Distribution Array
1	3.5E-9	3.5E-9	3.5E-10	<input checked="" type="checkbox"/>	
2	0.015	0.015	0.0015	<input checked="" type="checkbox"/>	
3	9.5E-7	9.5E-7	9.5E-8	<input checked="" type="checkbox"/>	
4	9E-5	9E-5	9E-6	<input checked="" type="checkbox"/>	
5	3.5E-6	3.5E-6	3.5E-7	<input checked="" type="checkbox"/>	
6	3E-7	3E-7	3E-8	<input checked="" type="checkbox"/>	
7	8.5E-8	8.5E-8	8.5E-9	<input checked="" type="checkbox"/>	
8	1.5E-6	1.5E-6	1.5E-7	<input checked="" type="checkbox"/>	
9	3E-9	3E-9	3E-10	<input checked="" type="checkbox"/>	
10	8E-5	8E-5	8E-6	<input checked="" type="checkbox"/>	
11	2E-10	2E-10	2E-11	<input checked="" type="checkbox"/>	
12	1E-6	1E-6	1E-7	<input checked="" type="checkbox"/>	
13	0.0008	0.0008	8E-5	<input checked="" type="checkbox"/>	
14	8E-8	8E-8	8E-9	<input checked="" type="checkbox"/>	
15	0.00063	0.00063	6.3E-5	<input checked="" type="checkbox"/>	
16	5.7E-8	5.7E-8	5.7E-9	<input checked="" type="checkbox"/>	
17	1E-9	1E-9	1E-10	<input checked="" type="checkbox"/>	

Hydraulic conductivity in X-direction Value = 3.5E-9

Export Reset Order Clean Up Advanced >> OK Cancel

รูปที่ 8.6 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้เริ่มต้นที่ใช้ในแบบจำลอง (Hydraulic Conductivity, K)

สำหรับค่าพารามิเตอร์ตัวอื่นๆ เช่น ค่าความพรุน ในการคำนวณการไหลของน้ำในโปรแกรม MODFLOW ไม่ต้องการค่าความพรุน แต่ใช้ในการคำนวณการคำนวณค่า Darcian Velocity ซึ่งเป็นค่าที่ใช้ในการคำนวณการเคลื่อนที่ของมวลสาร โดยที่ค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บจำเพาะ (Specific Storage) ไม่ได้ใช้ในการคำนวณในแบบจำลองเนื่องจากกำหนดให้การไหลเป็นแบบคงที่ (Steady State)

8.3.3 ระดับน้ำเริ่มต้น (Initial Head)

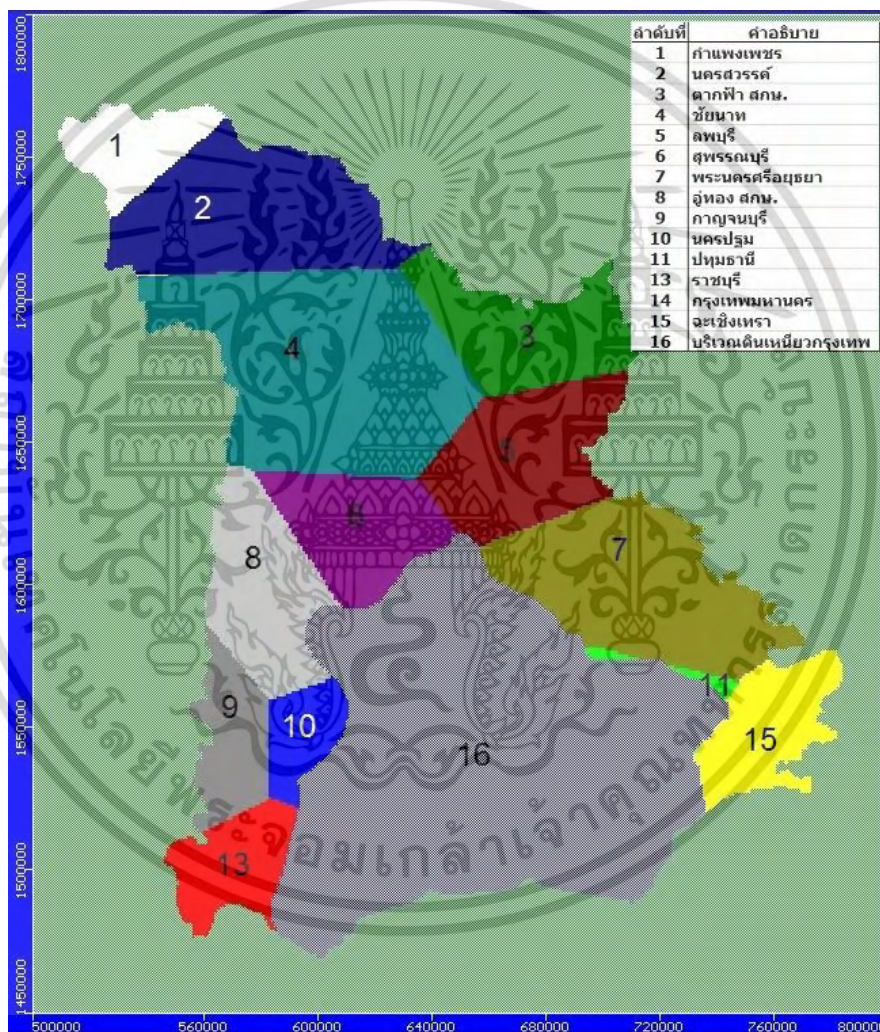
ค่าระดับน้ำเริ่มต้นของทุกชั้นน้ำ ใช้ค่าระดับน้ำบาดาลของชั้นน้ำนั้นๆ โดยใช้ข้อมูลจากบ่อสังเกตการณ์น้ำบาดาล ของกรมทรัพยากรน้ำบาดาลในปี พ.ศ. 2552 โดยใช้ในการปรับเทียบแบบจำลองในสถานะไม่ผันแปรตามเวลา (Steady State)

8.3.4 อัตราการเติมน้ำ (Recharge Rate)

การพิจารณาอัตราการเติมน้ำอ้างอิงจาก การศึกษาของ (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2555) ซึ่งได้พิจารณาจากการเติมน้ำสู่ชั้นน้ำบาดาลเป็นการเติมน้ำจากปริมาณฝนที่ตกในพื้นที่ ผ่านชั้นดินชั้นบนลงสู่ชั้นน้ำบาดาล อัตราการเติมน้ำสู่ชั้นน้ำบาดาลจากปริมาณฝนที่ตกลงสู่พื้นดิน โดยประเมินได้จากข้อมูลปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี ข้อมูลการคายระเหยของพืช ข้อมูลคุณสมบัติดิน ข้อมูลการใช้ที่ดิน เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

และข้อมูลลักษณะทางธรณีฐานจากกรมที่ดิน โดยได้ทำการแบ่งพื้นที่การเติมน้ำให้สอดคล้องตามลักษณะการใช้ที่ดิน โดยพื้นที่ที่มีการเติมน้ำเข้าสู่ระบบน้ำบาดาลกรุงเทพฯ และปริมณฑลมีลักษณะของการเติมน้ำที่ขอบแอ่ง โดยมีอัตราการเติมน้ำบริเวณขอบแอ่งประมาณ 10 % (Sanford and Buapeng, 1996)

ในการศึกษานี้จึงใช้ค่าสุทธิการเติมน้ำด้วยปริมาณน้ำฝนประมาณ 10 % จากค่าจริง ที่แบ่งการกระจายของปริมาณฝนด้วยรูปหลายเหลี่ยมโพลีกอน (Thiessen Polygons) โดยสามารถแบ่งพื้นที่เพิ่มเติมน้ำแบ่งได้เป็น 15 พื้นที่ ดังแสดงในรูปที่ 8.7 ส่วนพื้นที่บริเวณกรุงเทพฯและปริมณฑลบริเวณหมายเลข 16 นั้นพบว่าส่วนใหญ่เป็นชั้นดินเหนียวกรุงเทพฯหนาประมาณ 20 เมตรขึ้นไป ดังนั้นในบริเวณนี้กำหนดให้ไม่มีการเติมน้ำ



รูปที่ 8.7 ลักษณะพื้นที่เติมน้ำโดยใช้การกระจายปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษาด้วยรูปหลายเหลี่ยมโพลีกอน

8.3.5 อัตราการสูบน้ำบาดาล

การสูบน้ำบาดาลได้ใช้ข้อมูลจาก ข้อมูลผู้ได้รับอนุญาตใช้น้ำบาดาลจากกรมทรัพยากรน้ำบาดาล ซึ่งเป็นข้อมูลที่มีความสำคัญข้อมูลหนึ่งในการวิเคราะห์ด้วยแบบจำลองคณิตศาสตร์ โดยพิจารณาตำแหน่งของบ่อ ระดับความลึกที่บ่อกรอง ปริมาณน้ำที่สูบใช้และช่วงวันเวลาที่สูบใช้น้ำ จาก การรวบรวมข้อมูลพบว่ามีบ่อบาดาลในขอบเขตพื้นที่แบบจำลอง ทั้งหมด 8831 บ่อ กระจายอยู่ใน เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาค้นคว้าเท่านั้น ไม่อนุญาตให้เผยแพร่ข้อมูลด้านการศึกษาไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

พื้นที่แสดงดังรูปที่ 8.8 นอกจากนี้อาจมีการใช้น้ำบางส่วนที่ใช้น้ำในปริมาณน้อยและไม่ได้ขออนุญาต ซึ่งอาจจะมีส่วนทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนในการสร้างแบบจำลองครั้งนี้ และในบริเวณพื้นที่ กรุงเทพมหานครปัจจุบันมีบ่อสูบน้ำบาดาลลดลงเนื่องจากในอดีตประสบปัญหาแผ่นดินทรุดจากการสูบน้ำบาดาลมากเกินไป

8.3.6 ข้อมูลแม่น้ำ

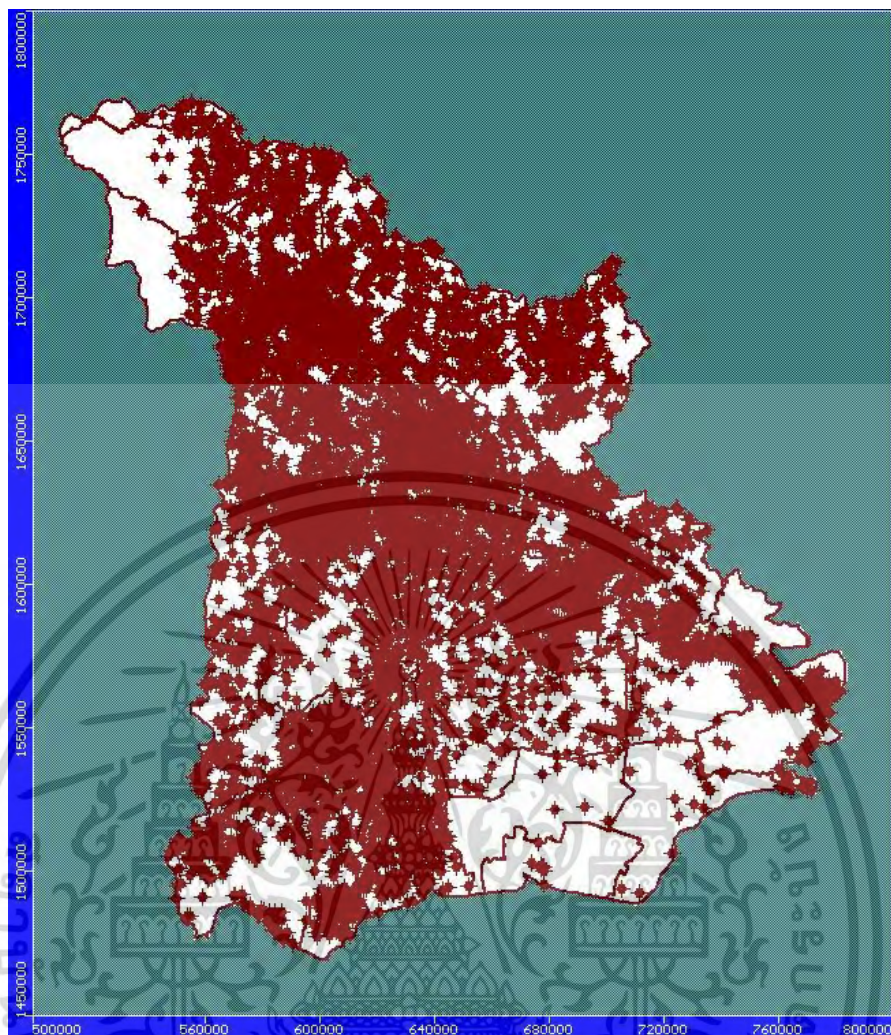
ข้อมูลของแม่น้ำสายสำคัญในพื้นที่ศึกษา คือ แม่น้ำเจ้าพระยา (สถานีวัดน้ำท่าของกรมชลประทาน C2 C56 C13 C44 C3 C7A C36 C35 เป็นต้น) แม่น้ำท่าจีน (สถานีวัดน้ำท่าของกรมชลประทาน T10 T13 T15 และ T1) แม่น้ำป่าสัก (สถานีวัดน้ำท่าของกรมชลประทาน S9 S2 S32 S26 และ S5) และแม่น้ำแม่กลอง (สถานีวัดน้ำท่าของกรมชลประทาน K11A K55 K56 K2B และ K57) ซึ่งรายชื่อสถานีวัดน้ำ รูปตัดลำน้ำ ค่าระดับน้ำ (River Stage) ระดับท้องน้ำ (Riverbed Bottom) และความกว้างของลำน้ำ (River Width) เป็นรายเดือนจากกรมชลประทาน

โดยในแบบจำลองนี้กำหนดค่าสมมติให้กับแบบจำลอง คือ ค่าความหนาของตะกอนท้องน้ำ (Riverbed Thickness) เท่ากับ 1 เมตร และค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านตะกอนท้องน้ำ (Riverbed , Kz) เท่ากับ 0.025 เมตร/วัน โดยมีช่วงค่าที่นำเข้าขอบเขตแม่น้ำดังตารางที่ 8.2

การกำหนดเส้นทางแม่น้ำในแบบจำลองนั้นมีความสำคัญในด้านเป็นพารามิเตอร์ที่มีการเติมน้ำในพื้นที่ชั้นบนสุดของแบบจำลอง บริเวณกรุงเทพและปริมณฑลนั้นถูกปิดทับด้วยชั้นดินเหนียวกรุงเทพ จึงกำหนดให้ไม่มีการเติมน้ำจากแม่น้ำในชั้นบนสุดของแบบจำลอง แต่การเติมน้ำจากแม่น้ำยังมีนัยสำคัญต่อพื้นที่เติมน้ำนอกขอบเขตกรุงเทพและปริมณฑล และระดับท้องน้ำของแม่น้ำต่างๆ วางตัวอยู่บนชั้นที่ 2 (ชั้นน้ำกรุงเทพ) ของแบบจำลอง

ตารางที่ 8.2 ค่าพารามิเตอร์ที่นำเข้าขอบเขตเงื่อนไขแม่น้ำ (RIV) ให้กับแบบจำลองตั้งต้น

แม่น้ำ	ระดับน้ำ (m. MSL)	ระดับท้องน้ำ (m. MSL)
แม่น้ำแม่กลอง	2.274 – (-5.785)	0.311 – (-6.625)
แม่น้ำท่าจีน	(-0.289) – (-2.694)	(-2.828) – (-4.328)
แม่น้ำเจ้าพระยา	(-3.252) – (-2.928)	(-9.673) – (-12.075)
แม่น้ำป่าสัก	11.486 – (-2.417)	7.606 – (-12.698)



รูปที่ 8.8 ตำแหน่งของบอบาดาลในแบบจำลอง

8.4 การจำลองในสภาวะคงที่

การศึกษานี้ทำการจำลองในสภาวะคงที่ (Steady State) โดยทำการปรับเทียบ (Calibration) ตรวจสอบ (Verification) ค่าตัวแปรทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำ เงื่อนไขขอบเขตของแบบจำลอง เพื่อนำแบบจำลองที่ได้มาพิจารณาอิทธิพลของการสูบน้ำ อิทธิพลของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ ที่อาจส่งผลกระทบต่อระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา

8.4.1 เงื่อนไขของการจำลองในสภาวะคงที่

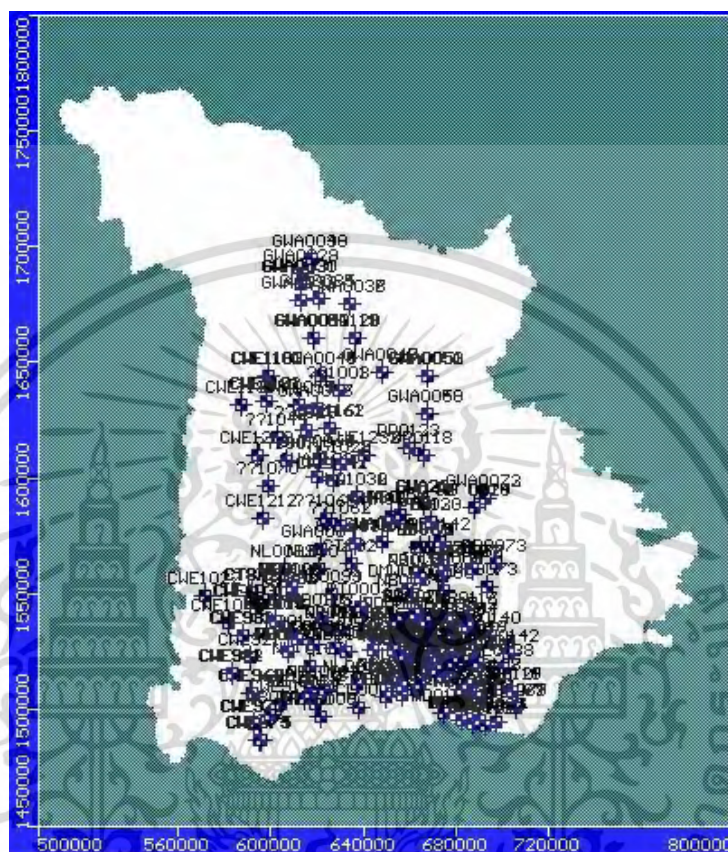
1) การจำลองในสภาวะคงที่ได้เลือกใช้ข้อมูลในปี (ค.ศ. 2009-2010) ซึ่งกรมทรัพยากรน้ำบาดาล ได้ทำการสำรวจระดับน้ำบาดาลของพื้นที่ศึกษา ใช้เป็นระดับน้ำเริ่มต้นในการคำนวณซึ่งมีข้อมูลสมบูรณ์ มีความแปรผันค่อนข้างน้อยและพิจารณาในช่วงเวลา 2 ปี จึงจะมีความสอดคล้องกับสมมติฐานการไหลในสภาวะคงที่

2) กำหนดให้น้ำเพิ่มเติมเข้าสู่ระบบ การสูบน้ำขึ้นมาใช้ เป็นตัวแปรที่ควบคุมระดับน้ำและแรงดันของน้ำบาดาล

3) ขอบเขตของแบบจำลอง ให้การไหลเข้า คือ ปริมาณฝนและแม่น้ำในการกำหนดขอบเขต ส่วนการไหลออกใช้บ่อสูบน้ำในการกำหนดขอบเขต

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

4) การจำลองมีการปรับค่าตัวแปร คือ อัตราการเพิ่มเติมน้ำและค่าความนำทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำ เพื่อให้แรงดันของน้ำบาดาลในบ่อสังเกตการณ์ จำนวน 325 บ่อ มีค่าใกล้เคียงกับข้อมูลที่วัดในภาคสนามในช่วงเวลาที่กำหนดในข้อ 1) มากที่สุด โดยตำแหน่งของบ่อสังเกตการณ์แสดงดังรูปที่ 8.9

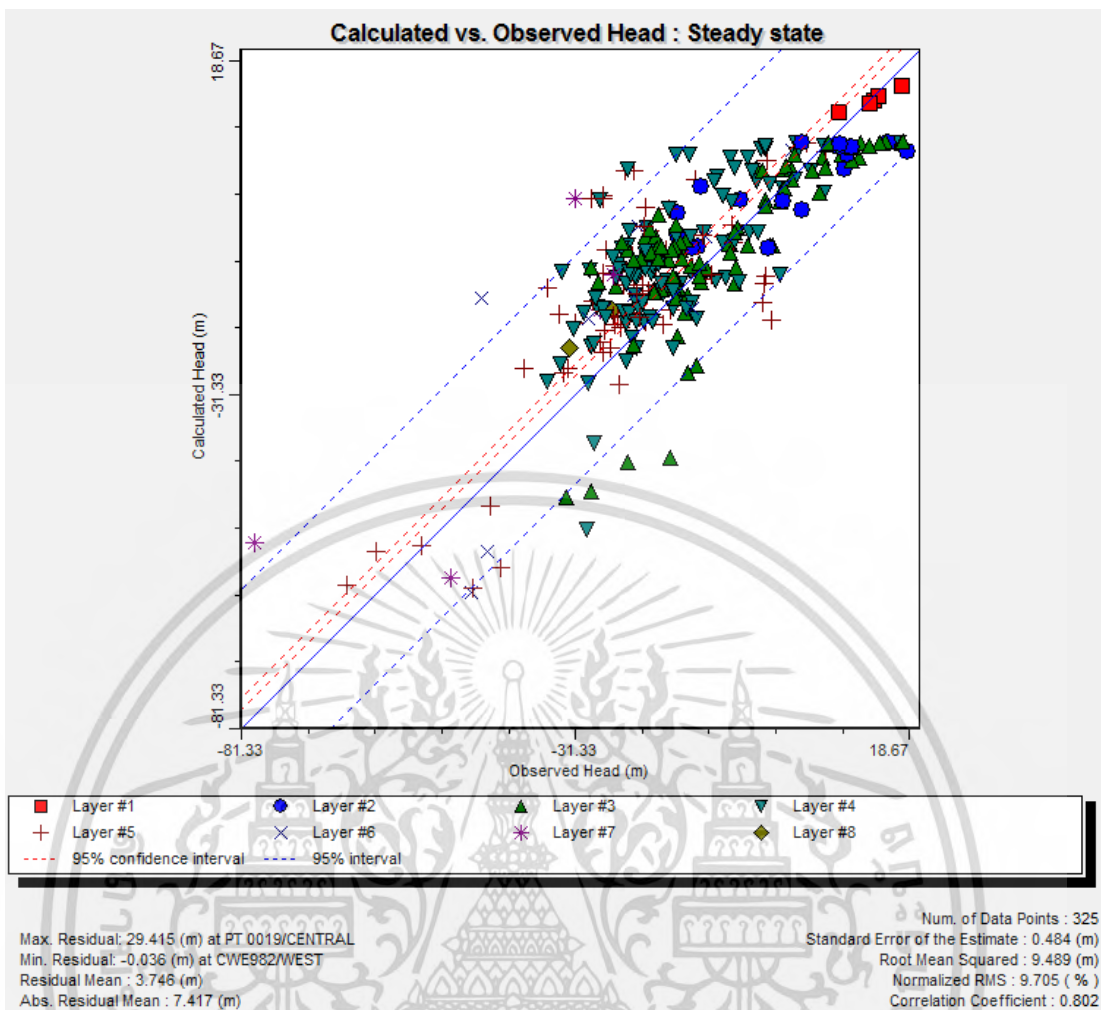


รูปที่ 8.9 ตำแหน่งบ่อสังเกตการณ์ที่ใช้ในการจำลองสถานะคงที่

8.4.2 ผลการจำลองในสถานะคงที่

แบบจำลองที่ได้จากการปรับเทียบโดยใช้บ่อสังเกตการณ์ จำนวน 325 บ่อ กระจายในพื้นที่ศึกษาพบว่าค่าของแรงดันน้ำที่คำนวณได้มีค่าเฉลี่ยเศษเหลือสัมบูรณ์ (Absolute Residual Mean) เท่ากับ 7.417 ม. ค่ารากที่สองของค่าความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ย (Root Mean Squared Error, RMSE) เท่ากับ 9.489 ม. ค่าปกติของรากที่สองของค่าเฉลี่ยยกกำลังสอง (Normalized RMS) 9.705% ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient) เท่ากับ 0.802 ดังแสดงในรูปที่ 8.10 และได้สรุปค่าความนำทางชลศาสตร์ในแนวตั้ง และแนวราบที่ปรับเทียบแล้วแสดงอยู่ในตารางที่ 8.3

โดยค่าความนำทางชลศาสตร์หลังการปรับเทียบแล้วมีค่าแปรผันจากค่าเริ่มต้นแตกต่างกันไปในแต่ละชั้นน้ำบาดาล แต่ค่ายังแปรผันอยู่ในช่วงที่ศึกษาโดยกรมทรัพยากรน้ำบาดาล โดยชั้นน้ำประแดงมีความแปรผันน้อยที่สุดที่ประมาณร้อยละ 10 ทั้งนี้เนื่องมาจากข้อมูลระดับที่วัดวิเคราะห์ในชั้นน้ำดังกล่าวมีมากกว่าชั้นน้ำอื่น ๆ และน้ำเข้าค่าพารามิเตอร์ต่าง ๆ ได้ใกล้เคียงสภาพจริงมากที่สุด



รูปที่ 8.10 ผลการเปรียบเทียบแบบจำลองระดับน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา

เห็นว่าแรงดันน้ำที่ได้จากแบบจำลองในสภาวะคงที่มีความคลาดเคลื่อนจากการเปรียบเทียบระหว่างค่าที่ได้จากการคำนวณกับค่าจริงที่วัดได้จากบ่อสังเกตการณ์อยู่บ้าง เนื่องจากบ่อสังเกตการณ์มีจำนวนมากและพื้นที่ศึกษามีขนาดใหญ่ โดยตารางที่ 8.4 แสดงตัวอย่างของผลการคำนวณประกอบด้วย ชื่อบ่อสังเกตการณ์ ตำแหน่งของบ่อสังเกตการณ์ที่เลือกใช้ และความแตกต่างของค่าจริงกับค่าที่คำนวณได้จากแบบจำลอง พบว่า บ่อสังเกตการณ์ที่มีค่าแรงดันน้ำคลาดเคลื่อนน้อยที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ CWE982 และบ่อสังเกตการณ์ที่มีความคลาดเคลื่อนมากที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ PT0019

และจากการตรวจสอบ (Verification) บ่อสังเกตการณ์น้ำบาดาลจำนวน 325 บ่อ โดยการปรับค่าตัวแปรเข้า – ออกของแบบจำลองพื้นที่ศึกษาด้วยข้อมูลปี ค.ศ.2011 เนื่องจากระดับน้ำในช่วงเวลาดังกล่าวมีการสภาพค่อนข้างคงที่มากกว่าช่วงปีอื่นๆ ได้ผลว่าค่าของแรงดันน้ำที่คำนวณได้มีค่าเฉลี่ยเศษเหลือสัมบูรณ์ (Absolute Residual Mean) เท่ากับ 9.024 ม. ค่ารากที่สองของค่าความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ย (Root Mean Squared Error, RMSE) เท่ากับ 11.575 ม. ค่าปกติของรากที่สองของค่าเฉลี่ยยกกำลังสอง (Normalized RMS) เท่ากับ 11.54% ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient) เท่ากับ 0.724

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ 8.3 สรุปค่าตัวแปรค่าความนำทางศาสตร์ที่ได้จากการเปรียบเทียบในสภาวะคงที่

Layer	Kx [m/s]	Ky [m/s]	Kz [m/s]
1	5.5×10^{-9}	5.5×10^{-9}	5.5×10^{-10}
2	0.00968	0.00968	0.000968
3	0.0099	0.0099	0.0099
4	0.0001	0.0001	1×10^{-6}
5	2.26×10^{-6}	2.26×10^{-6}	2.26×10^{-7}
6	2.23×10^{-7}	2.23×10^{-7}	2.23×10^{-8}
7	1.07×10^{-7}	1.07×10^{-7}	1.07×10^{-9}
8	2.76×10^{-6}	2.76×10^{-6}	2.76×10^{-7}
9	4.38×10^{-10}	4.38×10^{-10}	4.38×10^{-11}
10	4×10^{-9}	4×10^{-9}	4×10^{-10}
11	4.85×10^{-5}	4.85×10^{-5}	4.85×10^{-7}
12	9.48×10^{-6}	9.48×10^{-6}	9.48×10^{-10}
13	7.5×10^{-8}	7.5×10^{-8}	7.5×10^{-9}
14	8×10^{-6}	8×10^{-6}	8×10^{-8}
15	4.8×10^{-8}	4.8×10^{-8}	4.8×10^{-9}
16	9.1×10^{-9}	9.1×10^{-9}	9.1×10^{-9}
17	8.92×10^{-7}	8.92×10^{-7}	8.92×10^{-8}

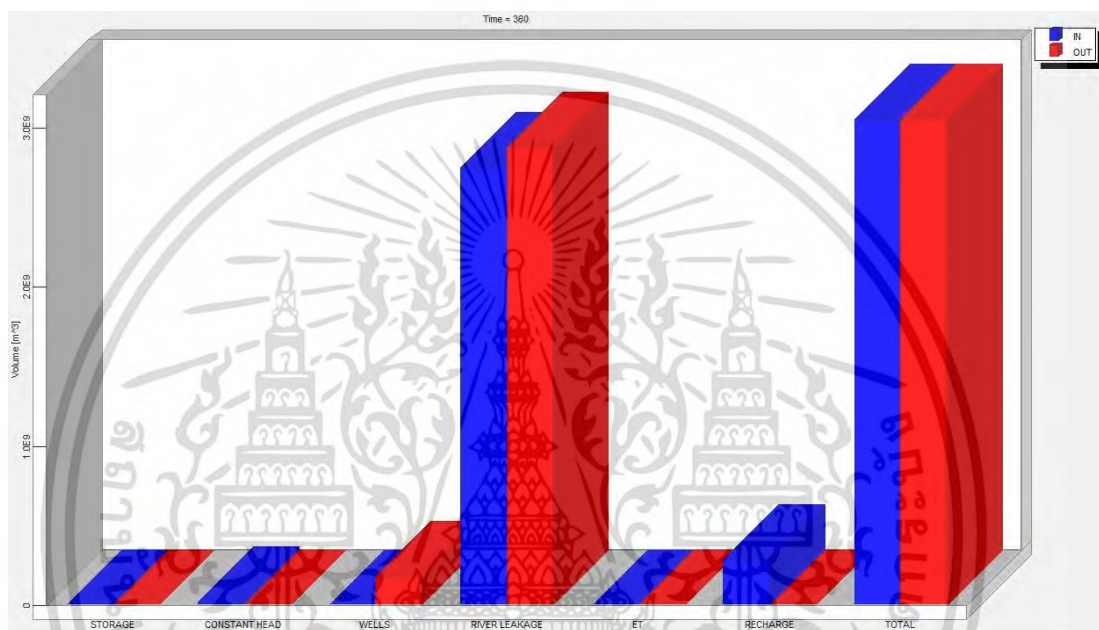
ตารางที่ 8.4 ตัวอย่างข้อมูลแรงดันน้ำหลังปรับเทียบแบบจำลองในสภาวะคงที่

ชื่อบ่อ	ตำแหน่ง		ระดับน้ำจากบ่อ สังเกตการณ์ (ม.)	ระดับน้ำจาก การคำนวณ (ม.)	คลาดเคลื่อน (ม.)
	เหนือ - ใต้	ออก - ตก			
BK0001/CENTRAL	671578	1532256	-12.91	-9.21	3.69
BK0002/CENTRAL	665018	1522040	-16.07	-4.27	11.79
BK0003/CENTRAL	676757	1514161	-16.03	-7.49	8.54
CT101/CENTRAL	619500	1502750	-47.01	-60.84	-13.83
CT862/CENTRAL	602381	1547294	-2.97	-2.30	0.67
CT871/CENTRAL	592100	1551100	-7.45	2.67	10.12
CT872/CENTRAL	592100	1551100	-4.15	2.67	6.83
CT881/CENTRAL	609500	1549450	-20.30	-8.90	11.40
CT882/CENTRAL	609500	1549450	-23.39	-8.90	14.49
CT883/CENTRAL	609500	1549450	-19.86	-8.90	10.96
CT892/CENTRAL	635145	1563372	-13.95	-12.93	1.02
CWE1022/WEST	571874	1548812	6.16	2.58	-3.59

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

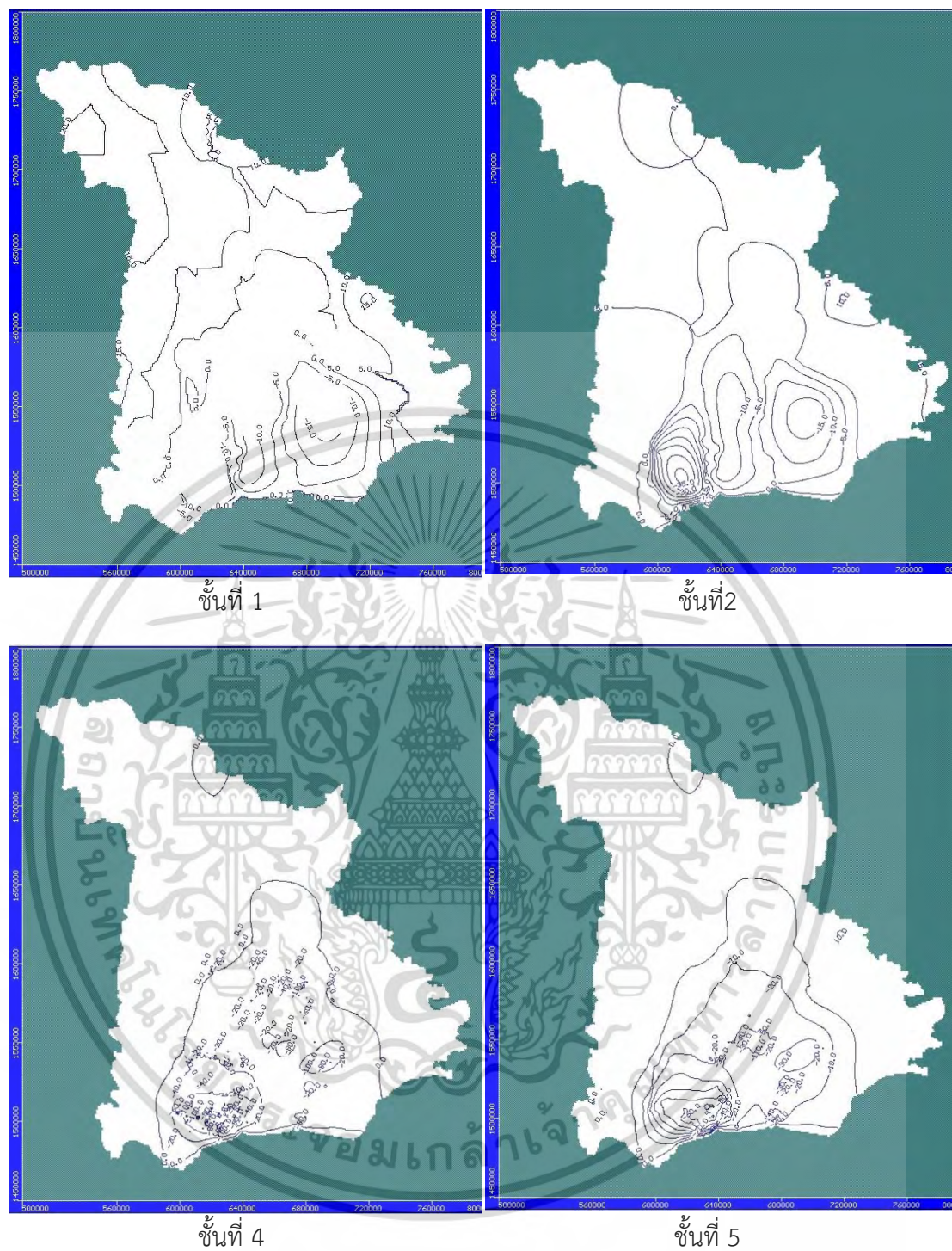
ตารางที่ 8.5 สมดุลของน้ำบาดาลจากการจำลองในสภาวะคงที่

แหล่งที่มา และปริมาณการไหลเข้า (ลบ.ม./ปี)	แหล่งที่มา และปริมาณการไหลออก (ลบ.ม./ปี)
Constant head = 20,355,020	Constant head = 545,616
River Leakage = 2.751×10^9	Well = 179,484,720
Recharge = 286043200	River Leakage = 2.877×10^9
Total In = 3.0575×10^9	Total Out = 3.0573×10^9
In-Out = 143872 (ลบ.ม./ปี)	% Discrepancy = 0.00



รูปที่ 8.11 สมดุลของน้ำบาดาลจากการจำลองในสภาวะคงที่

โดยมีการไหลจากขอบพื้นที่เข้าสู่กลางแอ่ง และไหลจากเหนือลงใต้ สมดุลน้ำบาดาลจากการจำลองในสภาวะคงที่ที่สามารถแสดงได้ดังตารางที่ 8.5 และรูปที่ 8.11 ดังนี้ สำหรับเส้นแรงดันเท่าและทิศทางการไหลที่ได้ มีรูปแบบสอดคล้องกับแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ ดังแสดงในรูป 8.12 ถึงรูปที่ 8.13



รูปที่ 8.12 ผลการจำลองแสดงเส้นแรงดันท้า และทิศทางการไหลในสภาวะคงที่

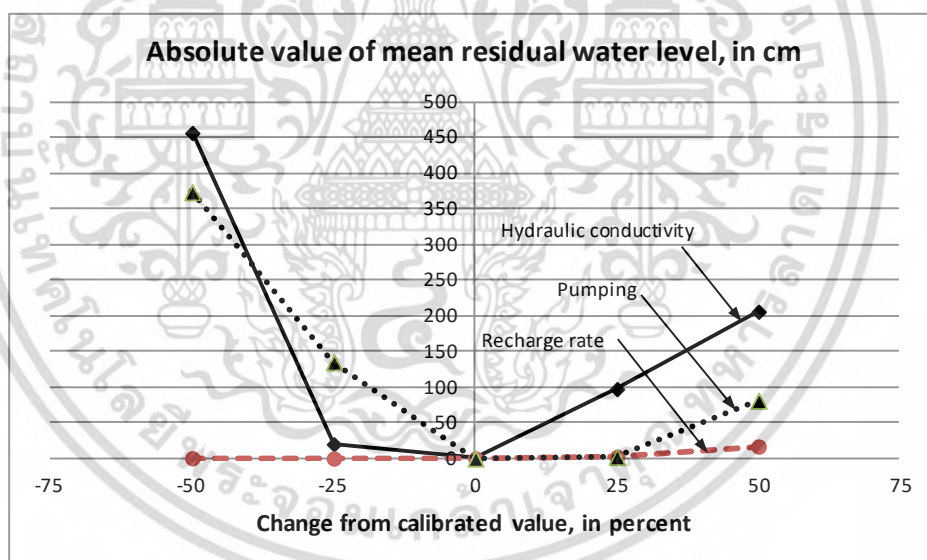
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

8.4.3 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรในสภาวะคงที่

การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลอง (Sensitivity Analysis) คือ การจำลองซ้ำโดยการเปลี่ยนค่าตัวแปรที่ใช้ในการจำลองครั้งละตัวแปรหลังจากทำการปรับเทียบแบบจำลองสมบูรณ์แล้ว (สอดคล้องกับแบบจำลองเชิงโมโนโทนิคและมีความคลาดเคลื่อนน้อย) เพื่อดูผลของความคลาดเคลื่อนของเสถียรภาพที่เกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงตัวแปรนั้นๆ เทียบกับค่าตัวแปรที่ได้จากการปรับเทียบว่ามีแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงอย่างไร หากตัวแปรใดมีการเปลี่ยนแปลงมาก แสดงว่าตัวแปรนั้นมีความอ่อนไหวต่อการเปลี่ยนแปลงมากสำหรับแบบจำลองนั้น

การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองใช้ตัวแปรที่บ่งถึงสมบัติของหินอุ้มน้ำ ประกอบด้วยค่าความนำทางชลศาสตร์ อัตราการเพิ่มเติมน้ำและค่าการสูบน้ำ โดยทำการเปลี่ยนแปลงค่าตัวแปรครั้งละหนึ่งตัวแปรและครั้งละ 25 % เพื่อดูผลความคลาดเคลื่อนของแบบจำลองจากการเปลี่ยนแปลงตัวแปรนั้น

โดยประโยชน์ของการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองก็เพื่อให้ทราบถึงอิทธิพลของตัวแปรที่มีต่อแบบจำลอง เพื่อใช้กำหนดแนวทางในการเก็บข้อมูลภาคสนามเพิ่มเติม หรือเพื่อใช้ในการปรับเทียบเมื่อต้องการเปลี่ยนแปลงแบบจำลองจากการเปลี่ยนแปลงสภาพอุทกธรณีวิทยาในอนาคต หรือปรับชุดตัวแปรในชั้นละเอียดที่ทำให้แบบจำลองที่ได้จากการปรับตัวแปรมีความคลาดเคลื่อนลดลงและยืนยันความถูกต้องของชุดตัวแปรก่อนที่จะพัฒนาแบบจำลองในขั้นตอนต่อไป



รูปที่ 8.14 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรต่างๆ ในแบบจำลอง

จากการเปรียบเทียบผลการจำลองจากการปรับเปลี่ยนค่าตัวแปรกับผลของชุดข้อมูลปรับเทียบสมบูรณ์ โดยพิจารณาค่าเฉลี่ยความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์ (Mean Absolute Error) เป็นหลัก และพิจารณาผลการจำลองอื่น ๆ ประกอบด้วย ได้แก่ ค่าความคลาดเคลื่อนมาตรฐาน (Standard Error) และค่าเฉลี่ยรากที่สองของความคลาดเคลื่อน (Root Mean Squared Error) ที่ได้จากการเปลี่ยนแปลงค่าตัวแปรแต่ละครั้ง

โดยผลการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองแสดงในรูป 8.14 ซึ่งแสดงความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรเป็นเปอร์เซ็นต์กับค่าเฉลี่ยความคลาดเคลื่อนสัมบูรณ์ของชุดข้อมูลนี้ เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

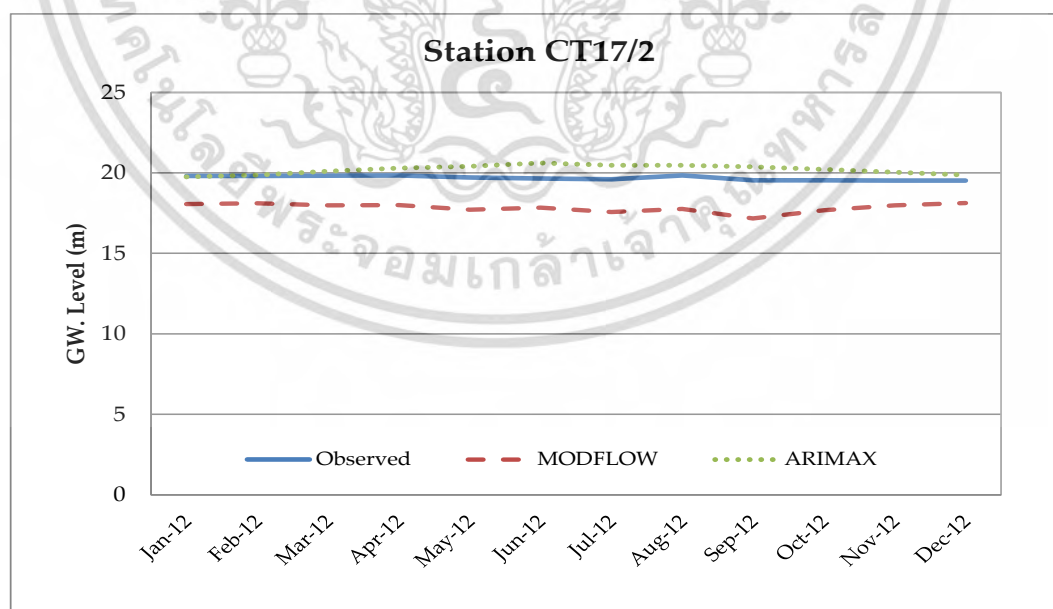
ความดันที่ได้พบว่าตัวแปรที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงมากที่สุดคือ ค่าความนำทางชลศาสตร์ (K) รองลงมาเป็นค่าอัตราการสูบน้ำ (Pumping) และอันดับสุดท้ายคือค่าอัตราการเพิ่มเติมน้ำ (RCH) ตามลำดับ

8.5 การสังเคราะห์ระดับน้ำบาดาลจากแบบจำลอง MODFLOW และเปรียบเทียบกับแบบจำลอง ARIMAX

ทำการสังเคราะห์ระดับน้ำบาดาลรายเดือนของปี ค.ศ.2012 โดยการแปรผันข้อมูลการเติมน้ำ (ปริมาณฝน) ในแต่ละเดือนเข้าสู่แบบจำลองที่ทำการปรับเทียบแล้ว จากการวิเคราะห์ที่บ่งชี้ถึงเหตุการณ์น้ำบาดาลจำนวน 325 บ่อ ได้ผลว่าค่าของระดับน้ำบาดาลที่คำนวณได้ในแต่ละเดือนทั้ง 12 เดือน มีค่าเฉลี่ยเศษเหลือสัมบูรณ์ (Absolute Residual Mean) อยู่ในช่วง 7-10 ม. ค่ารากที่สองของค่าความคลาดเคลื่อนกำลังสองเฉลี่ย (Root Mean Squared Error, RMSE) อยู่ในช่วง 8-10 ม. ค่าปกติของรากที่สองของค่าเฉลี่ยยกกำลังสอง (Normalized RMS) อยู่ในช่วง 8-11% ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (Correlation Coefficient) เท่ากับ 0.6 – 0.8

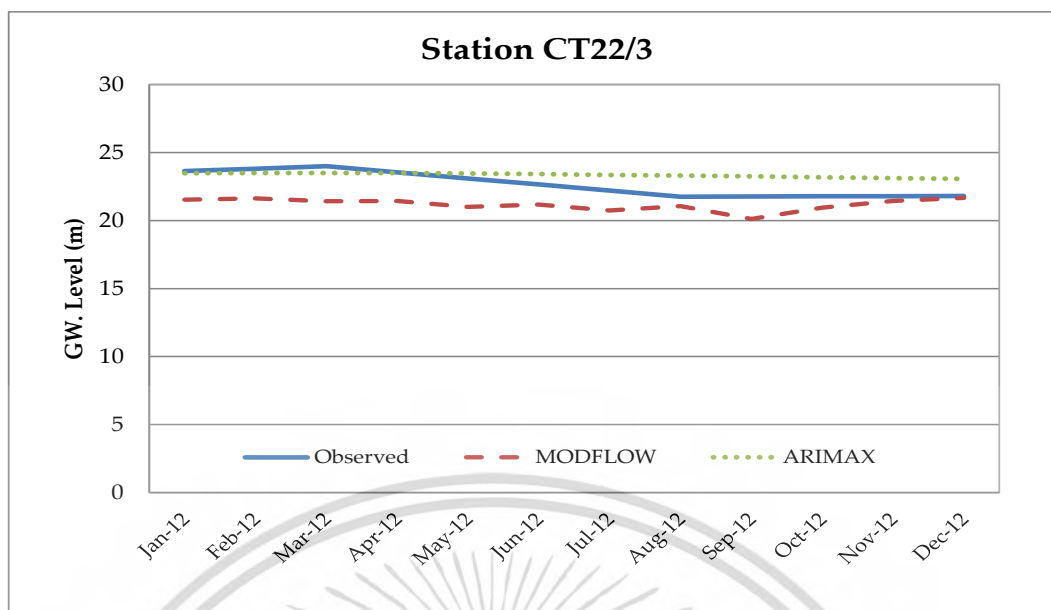
โดยที่ค่าความแตกต่างของค่าจริงกับค่าที่จำลองได้ มีความใกล้เคียงอยู่พอสมควร โดยเฉลี่ยของทั้งพื้นที่แล้วต่างกันประมาณ 9 เมตร ซึ่งบ่งชี้ถึงเหตุการณ์ที่มีค่าแรงดันน้ำบาดาลเคลื่อนน้อยที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ PD0115 มีความคลาดเคลื่อนประมาณ 0.007 เมตร และบ่อสังเกตการณ์ที่มีความคลาดเคลื่อนมากที่สุดคือ บ่อสังเกตการณ์ JICC0004 มีความคลาดเคลื่อนประมาณ 41.452 เมตร

จากนั้นได้นำค่าจากการพยากรณ์ค่าระดับน้ำบาดาลด้วยวิธี ARIMAX และจากแบบจำลอง MODFLOW มาเปรียบเทียบผลระหว่างกันโดยพิจารณาจากค่า RRMSE (Relative Root Mean Square Error) พบว่า โดยรวมแล้ววิธี ARIMAX ให้ผลการพยากรณ์ที่แม่นยำกว่าพอสมควร ดังแสดงตัวอย่างของการพยากรณ์ที่สถานีต่าง ๆ ดังรูปที่ 8.15 - 8.17 ดังนี้

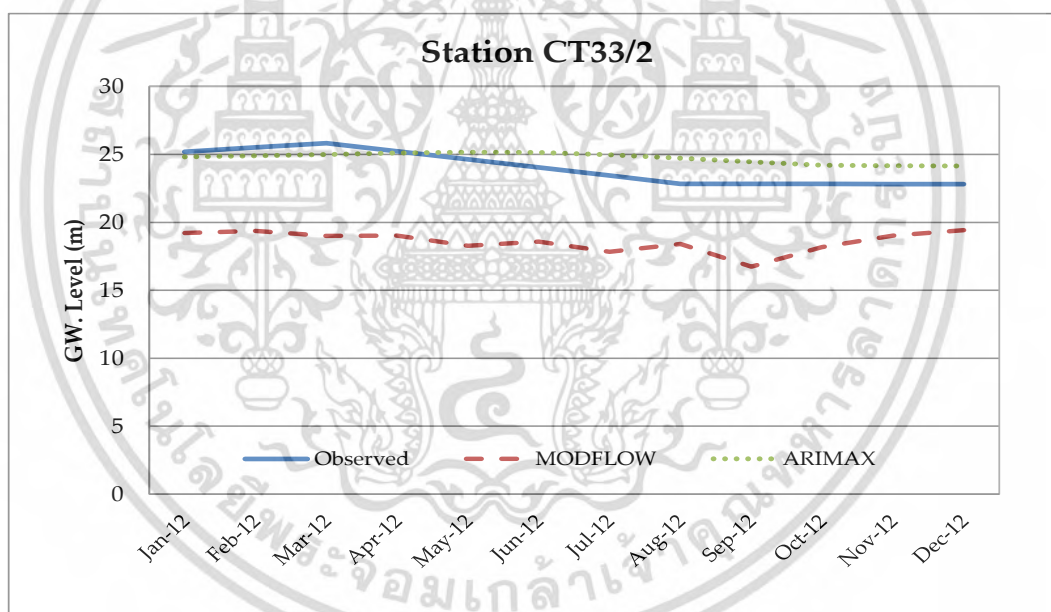


รูปที่ 8.15 การเปรียบเทียบผลการทำนายระดับน้ำบาดาลระหว่างแบบจำลอง ARIMAX และแบบจำลอง MODFLOW ที่สถานี CT17/2

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ 8.16 การเปรียบเทียบผลการทำนายระดับน้ำบาดาลระหว่างแบบจำลอง ARIMAX และแบบจำลอง MODFLOW ที่สถานี CT22/3



รูปที่ 8.17 การเปรียบเทียบผลการทำนายระดับน้ำบาดาลระหว่างแบบจำลอง ARIMAX และแบบจำลอง MODFLOW ที่สถานี CT33/2

นอกจากนี้แล้วการพยากรณ์ด้วยแบบจำลอง MODFLOW ที่ให้ค่าอยู่ในบริเวณ 95% Confidence Interval ซึ่งก็ทำให้ค่าที่ได้มีความใกล้เคียงกันกับวิธี ARIMAX แต่บางบ่อสังเกตการณ์ที่อยู่นอกบริเวณ 95% Confidence Interval ทำให้ค่าที่พยากรณ์แตกต่างกันมากขึ้น บางครั้งมีความคลาดเคลื่อนถึง 100% แต่ทั้งนี้การวิเคราะห์ด้วยแบบจำลอง MODFLOW ในกรณีนี้ได้ทำการวิเคราะห์การไหลแบบคงที่ ดังนั้นข้อมูลที่นำเข้าสู่แบบจำลองจึงต้องใช้ค่าเฉลี่ยซึ่งอาจทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนขึ้นได้

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ทั้งนี้ การจัดทำแบบจำลองสภาพน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างในสภาพที่ชั้นหินอุ้มน้ำไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneous) และมีค่าความนำทางชลศาสตร์เปลี่ยนแปลงตามทิศทาง (Anisotropic) โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ MODFLOW สามารถสรุปผลการศึกษาในภาพรวมได้ดังนี้

สภาพอุทกธรณีวิทยาของแอ่งเจ้าพระยาตอนล่างเป็นชั้นอุ้มน้ำที่เกิดจากการตกตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Quaternary Deposits) วางตัวอยู่บนชั้นหินแข็งยุคพรีแคมเบรียน (Precambrian) ลักษณะการแบ่งแยกของตะกอนในแนวตั้งค่อนข้างชัดเจนแบ่งแยกชั้นหินอุ้มน้ำ ได้ประมาณ 8 ชั้น ทิศทางการไหลของน้ำบาดาลที่ได้จากแบบจำลองตรงกันกับแบบจำลองเชิงโมโนโทนิก โดยพบว่าการไหลบริเวณกว้างนั้นมีการไหลจากขอบของแบบจำลองเข้าสู่ตอนกลางของแอ่ง

การเพิ่มเติมน้ำผิวดินในแบบจำลองมีค่าประมาณร้อยละ 10 ของปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี ค่าปริมาณการสูบน้ำขึ้นมาใช้ เป็นค่าที่ได้จากการขออนุญาตจากกรมทรัพยากรน้ำบาดาล สมมุติฐานว่าเป็นปริมาณการใช้น้ำทั้งหมดในพื้นที่ การจำลองในสภาวะคงที่เป็นระยะเวลา 1 ปี พบว่าผลที่ได้มีความคลาดเคลื่อนจากข้อมูลจากบ่อสังเกตการณ์มากพอสมควร การเปรียบเทียบแบบจำลองไม่สามารถทำให้ลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำมีรูปแบบเดียวกันกับการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำของบ่อสังเกตการณ์ได้ทั้งหมด ในขณะที่เดียวกันน้ำจะเกิดจากความแตกต่างของชนิดชั้นหินอุ้มน้ำตามธรรมชาติที่ตำแหน่งของท่อกรองซึ่งมีอยู่หลายระดับและอยู่ที่ต่างระดับกัน แต่ไม่สามารถกำหนดชนิดชั้นหินอุ้มน้ำให้เหมือนสภาพธรรมชาติได้จึงเกิดความคลาดเคลื่อนดังกล่าวขึ้น นอกจากนี้การสมมุติฐานให้ชั้นน้ำมีคุณสมบัติแอนไอโซทรอปี (Anisotropy) ที่ให้ทางดิ่งมีค่าประมาณ 10 ยกกำลังด้วยจำนวนเทาของคุณสมบัติในทางราบก็อาจทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนด้วย ในขณะที่เดียวกันมีบ่อสังเกตการณ์ PD0115 ที่มีลักษณะการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำใกล้เคียงกับระดับน้ำจากการพยากรณ์ที่สุด สุดท้ายในการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของตัวแปรพบว่าค่าความนำทางชลศาสตร์มีความอ่อนไหวมากที่สุด

จากผลการศึกษาดังที่กล่าวมาแล้ว แสดงให้เห็นว่า ค่าระดับน้ำบาดาลที่ได้มีความใกล้เคียงกันกับระดับน้ำจากการสังเกตการณ์อยู่พอสมควร ดังนั้น ถ้าหากว่าเราสามารถนำกระบวนการวิเคราะห์ทางสถิติเข้ามาใช้ในการศึกษาและประเมินถึงความเชื่อมโยงของสภาพภูมิอากาศที่มีต่อระดับน้ำบาดาลได้ก็จะเป็นอีกแนวทางหนึ่ง ที่มีประโยชน์มากเนื่องจากการใช้ข้อมูลเพียงเล็กน้อยและไม่ต้องเสียค่าใช้จ่ายที่แพงเกินความจำเป็น เช่น ตัวแปรดัชนีสภาพภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ ปริมาณน้ำฝนและข้อมูลบ่อสังเกตการณ์ เป็นต้น ซึ่งสามารถประหยัดค่าใช้จ่ายในการดำเนินการศึกษาด้วยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ เช่น ค่าการเจาะสำรวจสภาพธรณีวิทยา ค่าแผนที่ภูมิประเทศเพิ่มเติมซึ่งเป็นจำนวนที่มากพอสมควรและอาจรวมถึงระยะเวลาที่ต้องเพิ่มเข้ามาในระหว่างการศึกษาด้วย

บทที่ 9 บทสรุปและข้อเสนอแนะ

9.1 สรุป

การเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ (Climate change) ทำให้องค์ประกอบต่างๆ ของสภาพแวดล้อมของโลก เช่น อุณหภูมิ กระแสลม การไหลเวียนของน้ำในมหาสมุทรมีการเปลี่ยนแปลงไปและเกิดความแปรปรวนมากขึ้น ซึ่งอาจส่งผลกระทบต่อวัฏจักรอุทกวิทยา เช่น การเกิดฝนตกต่อเนื่องเพิ่มมากขึ้นและนำมาสู่ปัญหาน้ำท่วมหรือในอีกมุมหนึ่งอาจเกิดฝนทิ้งช่วงเป็นเวลานานทำให้เกิดภัยแล้งที่ยาวนานขึ้น ซึ่งประเทศไทยย่อมต้องได้รับผลกระทบจากปรากฏการณ์ดังกล่าวอย่างหลีกเลี่ยงไม่ได้ เมื่อน้ำฝนได้รับผลกระทบย่อมต้องส่งผลถึงระดับน้ำบาดาลทั้งทางตรงและทางอ้อม เพราะน้ำบาดาลแปรผันกับปริมาณน้ำฝน แต่กระบวนการของน้ำบาดาลก็อาจขึ้นอยู่กับหลายปัจจัย เช่น ขนาดและชนิดของพื้นที่รับน้ำ (Recharge Area) อัตราการเติมน้ำ (Recharge Rate) คุณสมบัติของชั้นน้ำ (Aquifer) และอัตราการสูบน้ำ (Pumping) เป็นต้น ดังนั้น จึงมีความจำเป็นต้องทำการจำลองสภาพต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นให้ใกล้เคียงในธรรมชาติหรือแบบจำลองเชิงคณิตศาสตร์ด้วย MODFLOW ในการศึกษาครั้งนี้ด้วย ซึ่งจากการศึกษาทั้งหมดสามารถสรุปประเด็นต่างๆ ได้ดังต่อไปนี้

9.1.1 การรวบรวมข้อมูลและการตรวจสอบคุณภาพของข้อมูล

การศึกษานี้มุ่งเน้นที่จะหาความสัมพันธ์ระหว่างความแปรปรวนของสภาพภูมิอากาศที่มีต่อปริมาณน้ำฝนและน้ำบาดาล จึงได้รวบรวมข้อมูลของความแปรปรวนสภาพอากาศจาก 3 ปรากฏการณ์ที่น่าจะส่งผลกระทบต่อพื้นที่ประเทศไทย คือ มรสุมฤดูร้อนอาเซียน (ASM) ปรากฏการณ์อินเดียเหนือโอเชียเนีย (IOD) และปรากฏการณ์เอนโซ (ENSO) รวมทั้งสิ้น 6 ดัชนีชี้วัด ได้แก่ DMI IMI MEI NINO4 SOI และ WNPMI จากแหล่งข้อมูลที่มีความน่าเชื่อถือ คือหน่วยงาน National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) ของสหรัฐอเมริกา ในขณะที่ข้อมูลปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาลได้รวบรวมจากกรมอุตุนิยมวิทยาและกรมทรัพยากรน้ำบาดาลของประเทศไทยตามลำดับ

โดยที่ข้อมูลดัชนีสภาพอากาศซึ่งได้มาจากสถานีผิวพื้นและข้อมูลดาวเทียมที่ผ่านการตรวจสอบและควบคุมคุณภาพข้อมูลมาแล้ว ข้อมูลปริมาณฝนรายเดือนในพื้นที่ภาคกลางตอนล่าง 15 สถานีก็มีความครบถ้วนสมบูรณ์ ในขณะที่ข้อมูลระดับน้ำบาดาลส่วนใหญ่มีค่อนข้างสั้น โดยมีระยะเวลาการบันทึกสูงสุดเพียงประมาณ 33 ปี มีข้อมูลบางช่วงเวลาขาดหายไปบ้างบางเดือนจึงต้องทำการเติมข้อมูลที่ขาดหายไปด้วยการประมาณค่าแบบเชิงเส้นเนื่องจากพฤติกรรมการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำบาดาลเป็นไปอย่างช้าๆ ทั้งนี้ในการศึกษานี้ได้ทำการวิเคราะห์ด้วยกระบวนการทางสถิติจึงได้พิจารณาใช้ข้อมูลให้มากที่สุดที่จะเป็นไปได้ โดยช่วงเวลาที่เหมาะสมและข้อมูลทุกประเภทที่ศึกษาครบถ้วนสมบูรณ์และทำการเติมข้อมูลน้อยที่สุดคือในช่วงปี 1980 – 2012 ประมาณ 30 ปี

9.1.2 วิธีการทางสถิติที่ใช้ในการศึกษา

การศึกษานี้ต้องการใช้กระบวนการทางสถิติที่มีแบบแผนและสามารถอธิบายขั้นตอนต่างๆ ให้เข้าใจได้เพื่อให้สะดวกต่อการนำไปประยุกต์ใช้งาน โดยเบื้องต้นได้นำการวิเคราะห์ความถี่เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

สเปกตรัม (Spectral Analysis) และแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) มาหาค่าการเกิดซ้ำหรือความถี่การเกิดของดัชนีสภาพอากาศ ปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาล โดยการแปลงเวฟเล็ต (Wavelet Transform) นั้นจะให้ผลที่ชัดเจนและสามารถบอกรายละเอียดช่วงเวลาการเกิดของข้อมูลได้ละเอียดมากกว่าการวิเคราะห์ความถี่สเปกตรัม (Spectral Analysis) ในกรณีที่ข้อมูลอนุกรมเวลาไม่คงที่ (Non-stationary) หรือมีความแปรปรวนมากๆ แต่ในการวิเคราะห์ความถี่ในภาพรวมในตลอดช่วงเวลาประมาณ 30 ปี ที่ศึกษาของตัวแปรต่าง ๆ นั้นวิธีวิเคราะห์ความถี่สเปกตรัม (Spectral Analysis) สามารถแปลผลในภาพรวมได้เหมาะสมกว่า

จากการวิเคราะห์เห็นว่าข้อมูลดัชนีชี้วัดมีความคงที่ (Stationary) เช่นเดียวกับกับปริมาณน้ำฝนและมีรอบการเกิดสัมพันธ์กัน ในขณะที่ข้อมูลระดับน้ำบาดาลมีความไม่คงที่ (Non Stationary) ดังนั้นการวิเคราะห์เพื่อนำไปสู่การพยากรณ์ปริมาณฝนจึงพิจารณาใช้การถดถอยเชิงเส้นพหุคูณ ส่วนการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลได้เลือกใช้วิธีการอาร์แมกซ์เนื่องจากวิธีดังกล่าวมีขั้นตอนในการปรับข้อมูลระดับน้ำบาดาลให้มีความคงที่ก่อนการวิเคราะห์ และใช้ระดับน้ำบาดาลในการพยากรณ์ตัวมันเองได้และยังสามารถใช้ดัชนีภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ในการเพิ่มความแม่นยำให้ผลการพยากรณ์มีความแม่นยำสูงขึ้นได้ นอกจากนี้แล้วเทคนิคทางสถิติอื่น ๆ เช่น Auto Correlation Function (ACF) Cross Correlation Function (CCF) ยังได้นำมาใช้ในขั้นตอนการวิเคราะห์ข้อมูลย่อยๆ ตลอดจนการตรวจสอบความคลาดเคลื่อนจากการพยากรณ์อีกด้วย

9.1.3 ผลการวิเคราะห์และการพยากรณ์

จากการวิเคราะห์ดัชนีสภาพภูมิอากาศ พบว่า รอบการเกิดซ้ำของมรสุมฤดูร้อนเอเชีย คือดัชนีชี้วัด IMI และ WNPMI มีรอบการเกิดที่มีความคล้ายคลึงกันอยู่คือประมาณ 1 ปี ซึ่งสอดคล้องกับรอบการเกิดของปริมาณฝน สำหรับปรากฏการณ์เอนโซ (ENSO) ซึ่งมีตัวชี้วัดรวม 3 ตัวแปร คือ Multivariate ENSO Index (MEI) มีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2.5 - 5 ปี ในขณะที่ The Southern Oscillation Index (SOI) มีคาบการเกิดอยู่ที่ 2.5 - 4 และ 12 ปี และ Sea Surface Temperature (SST) NINO4 มีคาบการเกิดอยู่ที่ประมาณ 2.5 - 4 และ 12 ปี สำหรับปรากฏการณ์อินเดียนโอเชียนไดโพลใช้ดัชนีชี้วัด Dipole Mode Index (DMI) มีรอบการเกิดอยู่ในช่วงประมาณ 2 - 4 ปี โดยสามารถเห็นลักษณะของรอบระหว่างปี (Interannual) และรอบระหว่างทศวรรษ (Multidecadal) สอดคล้องกับการวิจัยอื่นที่ผ่านมาทำให้สามารถสร้างความมั่นใจให้กับผู้ที่สนใจศึกษาด้านนี้เหล่านี้สามารถนำไปอ้างอิงได้

จากการวิเคราะห์สมการถดถอยเชิงเส้นพหุคูณเพื่อพยากรณ์ปริมาณฝน ที่ใช้ดัชนีสภาพภูมิอากาศที่เหลื่อมเวลา (Lag Time) เหมาะสมจากการ Cross Correlation เป็นตัวแปรอิสระ และตัวแปรตามคือปริมาณน้ำฝน พบว่า ดัชนีที่มีอิทธิพลต่อปริมาณฝนในสมการถดถอยมากที่สุดคือ WNPMI และสำหรับดัชนีสภาพภูมิอากาศที่มีอิทธิพลรองลงมาคือ SOI โดยที่ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เชิงพหุ (R) อยู่ระหว่าง 0.6 - 0.7 และเมื่อตรวจสอบการทำนายสมการเชิงพหุที่ได้กับข้อมูลปริมาณฝนในปี ค.ศ. 2012 พบว่าสามารถทำนายได้ค่อนข้างดีโดยมีค่า R^2 สูงสุดอยู่ที่สถานีจังหวัดราชบุรีเท่ากับ 0.68

ผลการพยากรณ์ระดับน้ำบาดาลด้วยแบบจำลอง ARIMAX ซึ่งเริ่มต้นตามกระบวนการของวิธี ARIMA คือ การทดสอบ Unit Root ให้ผลว่าระดับน้ำบาดาลที่คัดเลือกจำนวน 14 สถานี มีคุณสมบัติไม่คงที่ (Non Stationary) ต้องทำการหาผลต่างลำดับที่ 1 (1^{st} Difference) ทุกสถานีจึงทำให้มีเอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่นอนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

คุณสมบัติคงที่ จากนั้นจึงทำการพิจารณาค่าสหสัมพันธ์ของ ACF และ PACF เพื่อหาแบบจำลองที่น่าจะเป็นไปได้ของแต่ละสถานีโดยบางสถานีอาจมีแบบจำลองที่น่าจะเป็นไปได้มากกว่า 1 รูปแบบ จึงต้องพิจารณาค่า Schwarz's Bayesian Criterion (BIC) ที่มีค่าน้อยนั้นแสดงว่าแบบจำลองนั้นสามารถใช้เป็นตัวแทนของข้อมูลจริงได้อย่างเหมาะสม ในขณะเดียวกันนี้ก็ได้อัตราค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลองด้วยวิธีกำลังสองน้อยที่สุด โดยก่อนที่จะสรุปแบบจำลองต้องทำการตรวจสอบความถูกต้องด้วยค่าสถิติของ Box and Ljung (Q-statistic) ที่คำนวณได้ต้องมีค่าต่ำกว่าค่าวิกฤตของ Chi-square นั้นหมายถึงค่าความคลาดเคลื่อนไม่มีสหสัมพันธ์ในตัวเองและแบบจำลองมีความถูกต้องแล้ว

สุดท้ายได้ทำการกำหนดแบบจำลอง ARIMAX โดยการทดสอบความเป็นเหตุและผล (Granger Causality Test) ของตัวแปรชั้นนำระดับน้ำบาดาลสถานีต่างๆ ด้วยสมมติฐานหลัก 2 แบบ คือ 1) H_0 : ดัชนีสภาพอากาศไม่เป็นต้นเหตุของระดับน้ำบาดาล 2) H_0 : ระดับน้ำบาดาลไม่เป็นต้นเหตุของดัชนีสภาพอากาศที่ความเชื่อมั่นระดับร้อยละ 95 จึงได้แบบจำลองอาร์แมกซ์ที่เหมาะสมในการพยากรณ์ ทั้งนี้ผลการพยากรณ์แสดงให้เห็นว่าแบบจำลอง ARIMAX มีความแม่นยำมากกว่าการพยากรณ์ด้วยแบบจำลอง ARIMA ปกติ แสดงว่าดัชนีภูมิอากาศ/สมุทรศาสตร์ในการเพิ่มความแม่นยำให้ผลการพยากรณ์มีความแม่นยำสูงขึ้นได้

9.1.4 การจำลองสภาพน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาด้วย MODFLOW

ได้ทำการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาในสภาวะคงที่ (Steady state) โดยได้พิจารณาจำลองสภาพชั้นน้ำซึ่งด้านบนสุดมีชั้นดินเหนียวกรุงเทพฯ (Bangkok clay) ปิดทับอยู่บนชั้นน้ำ 8 ชั้นเรียงลำดับลงมา โดยชั้นน้ำหลัก ๆ ที่มีข้อมูลบ่งชี้เหตุการณ์อยู่มาก คือ ชั้นน้ำกรุงเทพฯ (BK) ชั้นน้ำพระประแดง (PD) ชั้นน้ำนครหลวง (NL) และชั้นน้ำนันทบุรี (NB) โดยได้กำหนดขอบเขตเงื่อนไขของแบบจำลอง (Boundary condition) เช่น ขอบเขตเสดคงที่ (Constant Head Boundary) ขอบเขตกำหนดแบบไม่มีการไหล (No-flux Boundary) และได้กำหนดพารามิเตอร์นำเข้าแบบจำลอง เช่น ชนิดของชั้นน้ำ (Aquifer Type) ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านได้ของน้ำ (Hydraulic Conductivity, K) เป็นต้น

ผลการวิเคราะห์สมดุลของระบบอุทกธรณีวิทยาในบริเวณพื้นที่ศึกษา ที่ได้จากการประเมินโดยใช้แบบจำลอง MODFLOW และเปรียบเทียบในสภาวะคงที่ (ข้อมูล ค.ศ. 2009-2010) โดยสรุปคือ ใช้การเติมน้ำผิวดิน (Recharge) จากน้ำฝนที่ประมาณร้อยละ 10 ของปริมาณฝนเฉลี่ยรายปีที่ตกในพื้นที่ศึกษาโดยให้สมมติฐานว่าไม่มีฝนบริเวณพื้นที่ดินเหนียวกรุงเทพฯ จากการวิเคราะห์มีปริมาณการเติมน้ำจากฝน 286,043,200 ลบ.ม./ปี มีปริมาณการสูบน้ำขึ้น มาใช้ 179,484,720 ลบ.ม./ปี

ผลการสังเคราะห์ระดับน้ำบาดาล โดยใช้ข้อมูลปริมาณการเติมน้ำผิวดินของปี ค.ศ.2012 ซึ่งพิจารณาบ่งชี้เหตุการณ์น้ำบาดาลจำนวน 325 บ่อ พบว่า มีค่าปกติของรากที่สองของค่าเฉลี่ยยกกำลังสอง (Normalized RMS) 11.498% ซึ่งมีความใกล้เคียงกับแบบจำลองที่เปรียบเทียบแล้วที่ 9.705% โดยค่าความแตกต่างของค่าจริงกับค่าที่จำลองได้ มีความใกล้เคียงอยู่พอสมควร ทั้งนี้ การจำลองสภาพน้ำใต้ดินโดยใช้แบบจำลอง Visual MODFLOW พบว่า มีข้อดีในการใช้งานมากเพราะสามารถป้อนข้อมูลในกรณีที่ชั้นหินอุ้มน้ำมีความซับซ้อนได้สะดวก ปรับแก้ข้อมูลป้อนเข้าได้ง่าย (Preprocessing) และแสดงผลการจำลอง (Post-processing) ได้ครบถ้วน แต่การกำหนดเงื่อนไขในแบบจำลองอาจยังไม่สอดคล้องกับสภาพจริงในธรรมชาติทั้งหมด จึงทำให้ผลการจำลองบางตำแหน่งแตกต่างจากข้อมูลจากการวัดอยู่บ้าง

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

การเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ คาดว่าจะส่งผลกระทบต่อทรัพยากรน้ำ เช่นปริมาณฝนและส่งผลไปถึงน้ำบาดาล ประชาชนจำนวนมากอาจได้รับผลกระทบในอนาคต ซึ่งเป็นปัจจัยเสี่ยงต่อการพัฒนาทางด้านเศรษฐกิจและคุณภาพชีวิตของประชาชน จากการศึกษาในครั้งนี้เห็นว่าการนำกระบวนการวิเคราะห์ทางสถิติมาประยุกต์ใช้ เพื่อประเมินถึงความเชื่อมโยงของสภาพภูมิอากาศต่อทรัพยากรน้ำจะเป็นอีกแนวทางหนึ่ง ที่มีประโยชน์อย่างมากต่อการพัฒนาอย่างยั่งยืน เนื่องจากมีการใช้ข้อมูลไม่มาก ให้ผลการพยากรณ์ที่ดีให้ผลการพยากรณ์ที่ดี โดยที่ไม่จำเป็นต้องใช้แบบจำลองขนาดใหญ่ที่ต้องการข้อมูลมากที่อาจมีค่าใช้จ่ายสูง แต่ก็สามารถเป็นอีกแนวทางในการตั้งรับต่อการเปลี่ยนแปลงทางภูมิอากาศอย่างมีประสิทธิภาพ

9.2 ข้อเสนอแนะ

ในการพยากรณ์ปริมาณฝนและระดับน้ำบาดาลสามารถทำได้ด้วยวิธีการที่หลากหลาย เช่น สมการที่ได้จากการทดลอง (Empirical Formula) หรือโครงข่ายประสาทเทียม (ANN) ซึ่งอาจให้ความแม่นยำที่แตกต่างกันไป สำหรับในการศึกษาครั้งนี้ผู้วิจัยได้เน้นที่จะใช้กระบวนการทางสถิติซึ่งเป็นที่ยอมรับกันอย่างแพร่หลาย ซึ่งสามารถอธิบายถึงขั้นตอนการวิเคราะห์ต่าง ๆ ได้ การศึกษาต่อไปในอนาคตควรมีวัตถุประสงค์ที่แตกต่างออกไป

อิทธิพลจากปริมาณฝนที่มีต่อระดับน้ำบาดาลมีการหน่วงเวลาเกิดขึ้น ทั้งนี้อาจเกิดจากคุณสมบัติของชั้นอุ้มน้ำที่ต่างกันซึ่งอาจจะต้องศึกษาในรายละเอียดเพิ่มเติมต่อไป การจำลองสภาพน้ำบาดาลในการศึกษาครั้งนี้ใช้แบบจำลอง MODFLOW ที่การกำหนดขอบเขตตัวแปรต่างๆ ในแบบจำลองเป็นเพียงเบื้องต้นและวิเคราะห์ในสภาวะคงที่ (Steady) เท่านั้น ซึ่งควรมีการศึกษาแบบสภาวะแปรผันตามเวลา (Transient) ต่อไป

ข้อมูลการใช้น้ำบาดาล (Groundwater Usage) ที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้อาจเป็นเพียงแค่การใช้น้ำบางส่วนในพื้นที่ศึกษา การขาดข้อมูลการใช้น้ำบาดาลจริงทำให้การประเมินปริมาณการใช้น้ำโดยรวมคลาดเคลื่อนได้ เนื่องจากมีการใช้น้ำใต้ดินอีกจำนวนมากที่ไม่มีข้อมูล ซึ่งคาดว่าน่าจะมีมากกว่าข้อมูลที่มีอยู่และการขาดข้อมูลส่วนนี้ก็เป็นสาเหตุที่สำคัญสาเหตุหนึ่งที่ทำให้ผลการจำลองคลาดเคลื่อน ดังนั้นการวิเคราะห์ในอนาคตจึงควรสำรวจปริมาณการใช้น้ำในพื้นที่ศึกษาเพิ่มเติมด้วย

วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำบาดาลเป็นระยะเวลาต่อเนื่องยาวนานประกอบกับการวิเคราะห์สถิติปริมาณน้ำฝนในบริเวณพื้นที่ใกล้เคียง สามารถทำให้เราทราบถึงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนเทียบกับปริมาณน้ำบาดาลในพื้นที่นั้น ๆ ได้ แต่อย่างไรก็ตามการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำบาดาลไม่ได้ขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำฝนเพียงอย่างเดียว ยังมีอีกหลายปัจจัยที่มีผลกระทบต่อระดับน้ำบาดาลโดยตรง หากบริเวณใดมีการใช้น้ำบาดาลหรือสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้ในปริมาณมากเกินกว่าที่อัตราการเติมน้ำโดยธรรมชาติ ส่งผลทำให้ระดับน้ำบาดาลลดลงอย่างต่อเนื่องและเห็นได้ชัด

เทคนิคเหล่านี้ จะเป็นประโยชน์และสามารถนำไปประยุกต์ใช้ในการวิเคราะห์ที่เกี่ยวข้องกับข้อมูลภูมิอากาศอื่น ๆ ในแง่การศึกษาความแปรปรวนและการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในประเทศไทยต่อไป

บรรณานุกรม

- กรมทรัพยากรน้ำบาดาล. 2011. “โครงการศึกษาทดลองการเติมน้ำลงสู่ชั้นน้ำใต้ดินผ่านระบบสระน้ำ พื้นที่ลุ่มน้ำภาคเหนือตอนล่าง จังหวัดพิษณุโลก สุโขทัย และพิจิตร.” กรมทรัพยากรน้ำบาดาล กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, กรุงเทพฯ.
- กรมทรัพยากรน้ำบาดาล. 2012. “โครงการศึกษาผลกระทบต่อการสร้างใต้ดิน เนื่องจากการคืนตัวของแรงดันน้ำในชั้นน้ำบาดาลบริเวณกรุงเทพมหานครและปริมณฑล.” กรมทรัพยากรน้ำบาดาล กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, กรุงเทพฯ.
- ชินขจร กุศลศรีสกุล. 2552. “การแปรผันของปริมาณฝนเชิงพื้นที่และเวลาในประเทศไทย และความเชื่อมโยงกับความแปรปรวนของภูมิอากาศระดับภูมิภาคและระดับโลก.” วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาสาขาวิชาการจัดการสิ่งแวดล้อม, มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์.
- ชชนันท์ ภัทรสถาพรกุล. 2553. “ความแปรปรวนของสภาพอากาศของประเทศไทยอันเนื่องมาจากความผิดปกติทางสมุทรศาสตร์” รายงานวิจัย สกว.
- Adhikary, S.K. et. al. 2012. “A stochastic modelling technique for predicting groundwater table fluctuations with time series analysis.” *Int. J. Appl. Sci. Eng. Res.* 1 : 238–249.
- Ahn, H.; Salas, J.D. 1997. “Groundwater head sampling based on stochastic analysis.” *Water Resour. Res.* 33 : 2769–2780.
- Ahn, H. 2000. “Modeling of groundwater heads based on second-order difference time series models.” *J. Hydrol.* 234 : 82–94.
- Arlai, P. et. al. 2006. “Statistical and stochastic approaches to assess reasonable calibrated parameters in a complex multi-aquifer system.” In *Proceedings of the CMWR XVI-Computational Methods in Water Resources*, Copenhagen, Denmark.
- Arnell, N.W. 1998. “Climate change and water resources in Britain.” *Clim. Chang.* 39, 83–110.
- Asian Institute of Technology. 2007. *Sustainable Water Management Policy (SWMP) Study on Groundwater Management Bangkok, Thailand*. Asian Institute of Technology: Bangkok, Thailand.
- Barlow, P.M. 2003. *Ground Water in Fresh Water-Salt Water Environments of the Atlantic*. Geological Survey (USGS): Reston, VA, USA, 1262.
- Blackman, R. B. and Tukey, J. W. 1958. “The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering—Part I.” *Bell Labs Technical Journal.* 37 : 185–282.
- Box, G.E. Jenkins, G.M. 1976. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*, Revised ed.; Holden-Day: San Francisco, CA, USA.
- Bourke, P. 1996. *Cross correlation*. Auto Correlation-2D Pattern Identification.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- Buckley B. M., et. al. 2007. "Decadal scale droughts over northwestern Thailand over the past 448 years: links to the tropical Pacific and Indian Ocean sectors." **Climate Dynamics**. 29 : 63-71.
- Cayan, D. R. 1992. "El Niño/southern oscillation and streamflow in the western United States." **El Niño, Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation**. 29-68.
- Changnon, S.A. et. al. 1988. "Relations between precipitation and shallow groundwater in illinois." **J. Clim.** 1. : 1239-1250.
- Chen, T.C. et. al. 2000. "Interaction between the summer monsoons in East Asia and the South China Sea: Intraseasonal monsoon modes." **Journal of the Atmospheric Sciences**. 57 : 1373-1392.
- Chen, Z. et. al. 2002. "Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: An empirical model." **J. Hydrol.** 260, 102-117.
- Chen, Z. et. al. 2004. "Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern manitoba, canada." **J. Hydrol.** 290, 43-62.
- Chiew, F.H. et. al. 1998. "El Nino/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow and drought: Links and potential for forecasting." **Journal of Hydrology**. 204 : 138-149.
- Cooper, V. et. al. 1997, **Evaluation of global optimization methods for conceptual rainfall-runoff model calibration**. Water Sci. Technol. 36, 53-60.
- Croley, T.E. and Luukkonen, C.L. 2003. **Potential effects of climate change on ground water in lansing, michigan**. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. 39, 149-163.
- Dickey, D.A.; Fuller, W.A. 1979. **Distribution of the estimators for autoregressive time series with a unit root**. J. Am. Stat. Assoc. 74, 427-431.
- Faunt, C.C. et. al. 2009. **Groundwater Availability of the Central Valley Aquifer, California**. US Geological Survey: Reston, VA, USA.
- Fornés, J. and Pirarai, K. 2014. "Groundwater in thailand." **J. Environ. Sci. Eng. B** 3, 304-315.
- Fogg, G.E. 1986. **Groundwater flow and sand body interconnectedness in a thick, multiple-aquifer system**. Water Resour. Res. 22, 679-694.
- Fye, F.K. et. al. 2006. "NAO influence on sub-decadal moisture variability over central North America." **Geophysical Research Letters**. 33.
- Green, T. R. et. al. 2011. "Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater." **Journal of Hydrology**. 405 : 532-560.
- Gu, G. et. al. 2007. "Tropical rainfall variability on interannual-to-interdecadal and longer time scales derived from the GPCP monthly product." **Journal of Climate**. 20 : 4033-4046.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- Gurdak, J. J. et al. 2007. "Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement" High Plains Aquifer, USA. **Vadose Zone Journal**. 6 : 533-547.
- Hendon, H. H. et. al. 1999. "Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer." **Journal of Climate**. vol. 12, pp. 2538-2550.
- Higgins, R. and Shi, W. 2001. "Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American monsoon system." **Journal of Climate**. 14 : 403-417.
- Hammer, Ø. and Harper, D. 2006. Chapter 4 Morphometrics. **Paleontological data analysis**. Malden. Oxford & Carlton: Blackwell Publishing, 78-148.
- Hammer, Ø. 2001. **PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis**. Palaeontologia Electronica. 4 : 9
- Hanson, et. al. 2004. "A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States." **Journal of Hydrology**. 287 : 252-269.
- Hanson, R. et. al. 2006. "Relations between climatic variability and hydrologic time series from four alluvial basins across the southwestern United States." **Journal of Hydrology**. 14 : 1122-1146.
- Harbaugh, A.W. et. al. 2000. **Modflow-2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model-User Guide to Modularization Concepts and the Ground-Water Flow Process**. Open-File Report; U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA, 134.
- Harper, D. 1999. **Numerical Palaeobiology. Computer-Based Modelling and Analysis of Fossils and their Distributions**. Media CD, version: 1.11. ed: John Wiley & Sons.
- Higgins, J. 2005. "Introduction to multiple regression." **The radical statistician**. 1 : 1-15.
- Holman, I.P. **Climate change impacts on groundwater recharge-uncertainty, shortcomings, and the way forward?**. Hydrogeol. J. 2006, 14, 637-647.
- Kessler, W. S. 2002. "Is ENSO a cycle or a series of events." **Geophysical Research Letters**. 29.
- Kerr, R. A. 2000. "A North Atlantic climate pacemaker for the centuries." **Science**. 288: 1984-1985.
- Kundzewicz, Z.W. et. al. 2007. **Freshwater Resources and Their Management**. Cambridge University Press: Cambridge, UK.

Langevin, C.D. 2001. "Simulation of Ground-Water Discharge to Biscayne Bay, Southeastern Florida; U.S." **Geological Survey**: Reston, VA, USA.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- Lau, K. and Weng, H. 1995. "Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing." **Bulletin of the American Meteorological Society**. 76, : 2391-2402.
- Lawrence, A. et. al. 1994. "Impact of Urbanisation on Groundwater: Hat Yai. Thailand." **British Geological Survey (BGS):** Keyworth, UK.
- Lim, C. et. al. 2008. **Modelling income effects on long and short haul international travel from japan.** *Tour. Manag.* 29, 1099–1109.
- Limsakul, A. et. al. 2007. "Spatiotemporal changes in total annual rainfall and the annual number of rainy days in Thailand." **Journal of Environmental Research**. 29: 1-21.
- Limsakul, A. and Goes J.I. 2008. "Empirical evidence for interannual and longer period variability in Thailand surface air temperature." **Atmospheric Research**. 87: 89-102.
- Limsakul, A. et. al. 2010. "Asian summer monsoon and its associated rainfall variability in Thailand." **Environment Asia**. 3 : 79-89.
- Loaiciga, H. et. al. 2000. "Climate-change impacts in a regional karst aquifer, texas, USA." **J. Hydrol.** 227 : 173–194.
- Mantua, N.J. and Hare, S.R. 2002. "The pacific decadal oscillation." **J. Oceanogr.** 58 : 35–44.
- Margane, A. 2001. **Environmental Geology for Regional Planning.** Department of Mineral Resources: Bangkok, Thailand.
- Maxwell, R.M. Kollet, S.J. 2008. **Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change.** *Nat. Geosci.* 1, 665–669.
- McBride, J. L. and Nicholls, N. 1983. "Seasonal relationships between Australian rainfall and the Southern Oscillation." **Monthly Weather Review**. 111 : 1998-2004.
- Minobe, S. 1997. "A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America." **Geophysical Research Letters**. 24: 683-686.
- Mirzavand, M. and Ghazavi, R. 2015. "A stochastic modelling technique for groundwater level forecasting in an arid environment using time series methods." **Water Resour. Manag.** 29 : 1315–1328.
- Misiti, M. et. al. 2007. **Wavlet toolbox 4 user's guide.** Natick, MA: The MathWorks. ed: Inc.
- Moler, C. 1982. **MATLAB users' guide:** University of New Mexico,
- Moortel, I. et. al. 2004. "Wavelet analysis: the effect of varying basic wavelet parameters." **Solar Physics**. 222 : 203-228.

- Morris, R.M. et. al. 2005. "Temporal and spatial response of bacterioplankton lineages to annual convective overturn at the bermuda atlantic time-series study site." **Limnol. Oceanogr.** 50. 1687–1696.
- Murakami, T. and Matsumoto, J. 1994. "Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific." **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II.** 72 : 719-745.
- Myhre, G. et. al. 2013. "Climate change 2013: the physical science basis." **Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.** Cambridge University Press Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Nie, N.H. et. al 1970. **SPSS: Statistical package for the social sciences.** McGraw-Hill New York.
- Philander, S. 1990. "El Nifio, La Nifia, and the Southern Oscillation." ed: Academic Press.
- Philander, S. 1990. "El Nifio, La Nifia, and the Southern Oscillation. International Geophysics Series." Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 46.
- Pulido-Velazquez, D. et. al. 2011. "A methodology to diagnose the effect of climate change and to identify adaptive strategies to reduce its impacts in conjunctive-use systems at basin scale." **J. Hydrol.** 405, 110–122.
- Rutulis, M. 1989. "Groundwater drought sensitivity of southern Manitoba." **Canadian Water Resources Journal.** 14 : 18-33.
- Saji, N. Goswami, B. Vinayachandran, P. and Yamagata, T. 1999. "A dipole mode in the tropical Indian Ocean." **Nature.** 401 : 360.
- Sanford, W.E.; Buapeng, S. 1996. **Assessment of a groundwater flow model of the bangkok basin, thailand, using carbon-14-based ages and paleohydrology.** *Hydrogeol. J.* 4, 26–40.
- Satellite N., 2012. "Information Service." National Climatic Data Center, US Department of Commerce, retrieved July.
- Seeboonruang, U. 2014. **An empirical decomposition of deep groundwater time series and possible link to climate variability.** *Global NEST J.* 16, 87–103.
- Seeboonruang,U. 2018. "Wavelet relationship between climate variability and deep groundwater fluctuation in Thailand's Central Plains." **KSCE Journal of Civil Engineering.** 22 : 868-876.
- Shah, T. 2001. "Wells and Welfare in the Ganga Basin." **Public Policy and Private Initiative in Eastern Uttar Pradesh, India;** IWMI: Colombo, Sri Lanka, Volume 54.
- Singhrattna, N. et. al. 2005. "Seasonal forecasting of Thailand summer monsoon rainfall." **International Journal of Climatology.** 25: 649-664.

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- Smithson, P.A. Ipcc, 2001. "Climate change 2001." **The scientific basis**. Contrib. Work. Group 2002, 1. : 1144–1144.
- Spitz, K.; Moreno, J. 1996. **A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modeling**. John Wiley and Sons: Hoboken, NJ, USA.
- Stringham, T.K. et. al. 2001. "Application of non-equilibrium ecology to rangeland riparian zones." **J. Range Manag.** 210–217.
- Taylor, R.G. et. al. 2013. "Ground water and climate change." **Nat. Clim. Chang.** 3, 322–329.
- Terzi, Ö. and Çevik, E. 2012. "RAINFALL ESTIMATION USING ARTIFICIAL NEURAL NETWORK METHOD." **SDU International Journal of Technological Science**.
- Tingsanchali, T. and Gautam, M.R. 2000. "Application of tank, NAM, ARMA and neural network models to flood forecasting." **Hydrological Processes**. 14 : 2473-2487.
- Torrence, C. and Compo, G.P. 1998. **A practical guide to wavelet analysis**. Bulletin of the American Meteorological society, vol. 79 : 61-78.
- Trenberth, K. E. and Shea, D.J. 2005. "Relationships between precipitation and surface temperature." **Geophysical Research Letters**, 32.
- UNEP 2002. Chemicals; Inter-Organization Programme for the Sound Management of Chemicals. **Global Mercury Assessment**. UNEP Chemicals: Nairobi, Kenya, newly added.
- Voss, C.I. 2011. Editor's message: **Groundwater modeling fantasies—Part 1**. adrift in the details. **Hydrogeol. J.** 19, 1281–1284.
- Wang, B. and Wang, Y. 1996. "Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis." **Journal of Climate**, vol. 9, pp. 1586-1598.
- Wigley T. 2000. ENSO, "volcanoes and record-breaking temperatures." **Geophysical Research Letters**. 27 : 4101-4104.
- Williams, B. 2001. **Multivariate vehicular traffic flow prediction**. Evaluation of arimax modeling. Transp. Res. Rec. J. Transp. Res. Board 194–200, doi:10.3141/1776-25.
- Wolter, K. and Timlin, M. S. 1993. "Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index." in **Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop**.
- Yamagata, T.S. et. al. 2004. "Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean." **Earth's Climate**. : 189-211.
- Yusoff, I. et. al. 2002. "Simulation of the impacts of climate change on groundwater resources in eastern england." **Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.** 193, 325–344.

ภาคผนวก ก

ข้อมูลดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์

ตารางที่ ก1 ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา

YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI	YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI
1970	1	-9.090	0.486	-6.516	0.359	28.64	-1.10	1974	5	-1.936	-0.015	-1.972	-1.081	28.05	1.00
1970	2	-7.439	0.509	-7.092	0.406	28.5	-1.00	1974	6	2.575	0.188	3.680	-0.647	28.01	0.40
1970	3	-8.496	0.235	-7.379	0.215	28.55	0.60	1974	7	1.733	0.723	7.798	-0.727	27.87	1.10
1970	4	-7.717	0.421	-6.822	-0.055	28.65	-0.10	1974	8	8.123	0.190	7.580	-0.633	27.94	0.80
1970	5	-6.559	0.402	-0.304	-0.133	29.04	0.40	1974	9	0.405	-0.257	4.866	-0.613	27.8	1.10
1970	6	0.804	0.173	9.309	-0.736	28.74	1.00	1974	10	9.235	-0.440	1.539	-1.049	27.72	0.90
1970	7	2.279	0.253	7.735	-1.14	28.54	-0.40	1974	11	2.694	-0.260	-3.101	-1.255	27.6	-0.10
1970	8	6.929	0.047	11.143	-1.043	28.18	0.60	1974	12	-5.581	-0.117	-7.846	-0.929	27.55	0.20
1970	9	5.252	0.202	6.166	-1.246	28.11	1.20	1975	1	-9.908	-0.173	-7.015	-0.565	27.56	-0.50
1970	10	5.731	0.243	0.413	-1.102	27.99	1.00	1975	2	-10.032	0.064	-8.005	-0.604	27.75	0.80
1970	11	-2.075	-0.025	-3.284	-1.096	28.07	1.60	1975	3	-8.040	-0.286	-7.067	-0.88	27.69	1.60
1970	12	-6.186	0.001	-6.400	-1.25	27.48	1.90	1975	4	-7.689	0.293	-7.811	-0.967	27.78	1.20
1971	1	-7.626	0.382	-5.785	-1.225	26.98	0.40	1975	5	-5.080	0.292	-1.621	-0.853	27.93	0.60
1971	2	-7.665	0.195	-7.262	-1.521	27.1	2.00	1975	6	1.276	0.270	9.082	-1.149	27.79	1.30
1971	3	-5.164	0.377	-7.446	-1.812	27.19	2.30	1975	7	0.655	0.273	6.913	-1.478	27.37	1.90
1971	4	-2.818	0.450	-7.795	-1.897	27.76	1.70	1975	8	8.387	-0.404	11.783	-1.734	27.06	2.00
1971	5	-0.081	0.157	-1.066	-1.461	28.15	0.90	1975	9	2.733	-0.454	6.690	-1.874	26.76	2.10
1971	6	1.935	-0.016	7.119	-1.5	28.07	0.40	1975	10	-5.285	-0.652	3.191	-1.999	26.74	1.70
1971	7	7.407	-0.032	8.550	-1.225	27.94	0.20	1975	11	-1.838	-0.051	-2.804	-1.794	26.75	1.20
1971	8	0.678	-0.231	7.772	-1.234	27.81	1.50	1975	12	-5.428	0.066	-6.865	-1.758	26.57	2.10
1971	9	4.814	0.342	4.040	-1.463	27.62	1.40	1976	1	-7.033	0.199	-6.797	-1.624	26.85	1.40
1971	10	4.268	-0.230	1.799	-1.421	28.07	1.70	1976	2	-6.894	0.263	-8.486	-1.396	27.13	1.70
1971	11	-0.644	0.296	-4.328	-1.305	28.04	0.50	1976	3	-8.835	0.188	-10.093	-1.253	27.7	1.70
1971	12	-5.825	0.450	-5.540	-1.006	27.98	0.30	1976	4	-5.196	0.327	-7.049	-1.191	27.99	0.30
1972	1	-3.546	0.334	-8.625	-0.593	27.86	0.50	1976	5	3.183	0.221	-2.994	-0.481	28.29	0.40
1972	2	-6.784	-0.031	-7.910	-0.408	28.07	1.10	1976	6	2.199	0.579	5.500	0.342	28.36	0.30
1972	3	-6.619	0.199	-9.806	-0.255	28.28	0.60	1976	7	4.948	0.891	10.272	0.613	28.29	-0.90
1972	4	-5.532	0.330	-8.922	-0.206	28.83	-0.10	1976	8	5.883	0.403	9.199	0.66	28.22	-0.80
1972	5	-0.983	0.378	-5.184	0.487	29.28	-1.60	1976	9	7.663	0.177	4.740	1.027	28.63	-1.10
1972	6	-0.008	0.948	4.710	1.193	29.16	-0.50	1976	10	-2.578	0.157	-2.566	0.952	28.83	0.40
1972	7	11.431	1.021	7.253	1.886	29.07	-1.40	1976	11	-1.944	0.095	-2.357	0.482	28.93	0.70
1972	8	7.345	0.819	6.239	1.823	28.87	-0.50	1976	12	-5.770	0.263	-7.266	0.556	28.5	-0.30
1972	9	4.391	0.757	2.113	1.506	28.91	-1.40	1977	1	-4.972	0.184	-7.459	0.518	28.3	-0.40
1972	10	-1.015	0.710	-2.741	1.623	29.39	-0.90	1977	2	-9.064	-0.072	-7.072	0.254	28.18	1.20
1972	11	-4.715	0.934	-4.395	1.724	29.23	-0.30	1977	3	-8.935	0.342	-8.688	0.093	28.32	-0.50
1972	12	-6.594	0.701	-7.128	1.747	29.34	-1.30	1977	4	-7.219	0.179	-7.337	0.531	28.37	-0.40
1973	1	-7.367	0.227	-8.633	1.707	29.12	-0.30	1977	5	-3.502	-0.119	-2.343	0.342	28.7	-0.50
1973	2	-10.874	0.109	-8.477	1.484	28.7	-1.40	1977	6	-3.292	0.114	8.376	0.503	28.93	-0.90
1973	3	-10.048	0.166	-8.593	0.844	28.72	0.70	1977	7	5.546	0.140	10.030	0.868	29.14	-1.10
1973	4	-7.289	0.904	-8.076	0.482	28.46	0.10	1977	8	4.565	0.034	6.815	0.703	29.07	-0.80
1973	5	-6.694	0.308	-2.622	-0.124	28.73	0.40	1977	9	11.321	0.130	4.378	0.816	29.17	-0.80
1973	6	-2.539	-0.009	6.282	-0.819	28.26	1.10	1977	10	1.118	0.622	-2.425	1.007	29.16	-1.00
1973	7	3.928	-0.175	10.762	-1.068	28.03	0.60	1977	11	-1.122	0.135	-1.995	0.972	29.24	-1.30
1973	8	8.694	-0.290	10.311	-1.368	27.72	1.30	1977	12	-6.396	0.200	-6.489	0.877	29.18	-1.10
1973	9	1.284	-0.365	5.043	-1.747	27.48	1.20	1978	1	-10.070	-0.447	-6.511	0.779	28.74	-0.30
1973	10	4.497	0.035	1.271	-1.694	27.37	0.80	1978	2	-9.667	0.346	-5.336	0.895	28.47	-2.70
1973	11	-1.914	0.135	-2.680	-1.525	27.04	2.60	1978	3	-10.524	-0.413	-6.069	0.953	28.31	-0.20
1973	12	-7.174	0.294	-6.128	-1.873	26.58	1.80	1978	4	-7.962	-0.015	-6.415	0.18	28.42	-0.30
1974	1	-6.603	0.472	-8.245	-1.942	26.54	2.40	1978	5	-2.425	-0.316	-1.160	-0.396	28.75	1.40
1974	2	-9.200	0.345	-8.770	-1.794	26.95	2.10	1978	6	1.621	0.029	9.694	-0.563	28.48	0.70
1974	3	-8.040	0.423	-10.197	-1.767	27.14	2.40	1978	7	4.350	0.203	8.942	-0.412	28.53	0.60
1974	4	-5.767	0.153	-7.087	-1.684	27.56	0.90	1978	8	12.420	0.093	10.175	-0.186	28.31	0.40

ตารางที่ ก1 (ต่อ) ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา

YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI	YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI
1978	9	7.590	0.141	4.169	-0.386	28.24	0.10	1983	1	-8.029	-0.293	-7.204	2.688	29.02	-3.50
1978	10	6.286	-0.103	-0.815	-0.019	28.37	-0.40	1983	2	-7.826	-0.401	-5.776	2.903	28.82	-3.60
1978	11	0.060	-0.173	-4.589	0.199	28.46	0.00	1983	3	-8.522	-0.577	-7.569	3.037	28.8	-2.40
1978	12	-6.909	-0.022	-4.765	0.398	28.35	-0.10	1983	4	-7.484	-0.344	-6.468	2.876	28.76	-0.90
1979	1	-8.342	0.499	-5.308	0.595	28.45	-0.40	1983	5	-5.409	0.168	-4.590	2.556	29.1	0.60
1979	2	-8.584	0.290	-5.313	0.363	28.4	1.00	1983	6	-2.842	0.587	5.668	2.174	28.85	0.00
1979	3	-8.781	0.134	-9.209	-0.01	28.51	0.10	1983	7	0.008	0.841	9.121	1.741	28.44	-0.60
1979	4	-5.288	-0.551	-6.783	0.29	28.57	-0.10	1983	8	4.661	0.654	10.637	1.13	28.31	0.10
1979	5	-0.358	-0.223	-2.813	0.397	28.68	0.50	1983	9	1.889	0.330	7.349	0.428	28.05	0.90
1979	6	1.337	0.313	6.332	0.387	28.67	0.60	1983	10	3.805	0.108	0.666	0.002	27.81	0.40
1979	7	4.373	-0.001	8.341	0.358	28.71	1.30	1983	11	0.547	0.056	-1.648	-0.175	27.73	-0.10
1979	8	8.329	0.075	6.963	0.642	28.54	-0.20	1983	12	-7.936	0.138	-5.195	-0.176	27.77	0.00
1979	9	2.479	0.119	3.628	0.768	28.53	0.10	1984	1	-8.990	-0.034	-6.262	-0.339	27.57	0.20
1979	10	4.092	0.082	-2.580	0.637	28.7	-0.10	1984	2	-11.027	0.037	-6.109	-0.564	27.45	0.90
1979	11	-2.458	0.029	-1.279	0.733	28.69	-0.40	1984	3	-9.212	0.054	-8.082	0.132	27.53	-0.20
1979	12	-4.826	0.133	-5.553	1.014	28.95	-0.70	1984	4	-5.561	0.261	-6.354	0.331	27.65	0.30
1980	1	-9.220	0.291	-6.252	0.695	28.7	0.40	1984	5	-3.009	-0.071	-4.345	0.124	27.96	0.20
1980	2	-10.008	0.017	-8.225	0.592	28.7	0.30	1984	6	4.357	-0.135	8.178	-0.127	28.03	-0.30
1980	3	-7.998	-0.246	-7.669	0.668	28.69	-0.40	1984	7	-0.216	-0.040	8.149	-0.138	28.27	0.20
1980	4	-6.825	0.113	-7.271	0.872	28.8	-0.60	1984	8	13.406	-0.182	7.865	-0.179	28.11	0.40
1980	5	-0.782	0.160	-4.528	0.918	29.16	0.00	1984	9	2.331	-0.200	1.437	-0.082	28.34	0.10
1980	6	0.552	-0.163	11.095	0.851	29.05	0.00	1984	10	6.108	-0.253	-1.377	0.016	27.98	-0.30
1980	7	3.518	-0.331	9.249	0.787	28.95	0.00	1984	11	-1.764	-0.134	-5.150	-0.351	27.72	0.30
1980	8	4.469	-0.502	8.675	0.34	28.59	0.40	1984	12	-6.359	-0.039	-6.950	-0.612	27.34	-0.10
1980	9	8.153	-0.335	2.825	0.279	28.59	-0.50	1985	1	-6.741	0.274	-5.934	-0.562	27.74	-0.30
1980	10	2.465	0.263	-1.939	0.206	28.78	0.00	1985	2	-9.187	0.442	-6.784	-0.601	27.49	1.20
1980	11	-1.688	0.147	-3.482	0.236	28.89	-0.30	1985	3	-6.955	0.366	-9.259	-0.732	27.51	0.80
1980	12	-6.300	0.257	-4.093	0.118	28.58	-0.10	1985	4	-2.215	0.235	-6.453	-0.484	27.66	1.20
1981	1	-7.862	-0.016	-6.229	-0.245	28.15	0.40	1985	5	-2.827	0.001	-1.158	-0.73	28.06	0.40
1981	2	-9.656	0.152	-7.884	-0.164	28.07	-0.20	1985	6	8.218	-0.407	5.235	-0.094	28.07	-0.40
1981	3	-10.280	0.190	-7.359	0.443	28.47	-1.30	1985	7	2.678	0.081	6.813	-0.156	28.34	-0.10
1981	4	-8.084	0.290	-5.962	0.637	28.42	-0.10	1985	8	9.428	0.146	8.943	-0.392	28.37	1.00
1981	5	-5.005	0.200	-1.659	0.12	28.76	0.80	1985	9	7.977	0.160	3.589	-0.541	28.38	0.00
1981	6	5.214	-0.023	6.292	-0.018	28.53	1.20	1985	10	3.058	0.104	0.308	-0.14	28.39	-0.40
1981	7	4.787	0.238	8.258	-0.034	28.35	0.80	1985	11	-3.899	0.352	-4.237	-0.05	28.45	-0.20
1981	8	9.259	0.311	8.061	-0.073	28.36	0.70	1985	12	-3.984	0.184	-6.672	-0.293	28.36	0.20
1981	9	2.142	-0.347	6.228	0.184	28.52	0.30	1986	1	-8.949	0.077	-4.798	-0.307	27.89	1.00
1981	10	1.529	0.209	-1.849	0.089	28.55	-0.40	1986	2	-6.193	0.048	-5.309	-0.195	27.87	-1.00
1981	11	-2.450	-0.048	-2.636	-0.055	28.51	0.20	1986	3	-9.958	-0.029	-8.545	0.028	27.96	0.50
1981	12	-6.681	0.218	-5.303	-0.153	28.54	0.50	1986	4	-8.244	0.079	-7.078	-0.169	28.23	0.30
1982	1	-7.358	0.332	-5.724	-0.282	28.13	1.20	1986	5	1.379	0.697	-2.584	0.305	28.59	-0.20
1982	2	-7.949	0.354	-7.749	-0.148	28.04	0.30	1986	6	4.172	-0.638	7.959	0.311	28.86	1.00
1982	3	-7.588	0.222	-7.109	0.085	28.47	0.60	1986	7	6.498	-0.233	7.762	0.384	28.92	0.30
1982	4	-5.644	0.321	-6.695	-0.041	28.87	0.10	1986	8	13.362	-0.099	7.438	0.804	29	-0.40
1982	5	-3.394	0.446	-3.030	0.407	29.33	-0.30	1986	9	6.589	0.244	3.488	1.166	29.18	-0.50
1982	6	1.745	0.469	5.527	0.951	29.43	-1.00	1986	10	1.126	0.337	-2.599	0.996	29.23	0.60
1982	7	7.730	0.583	7.932	1.62	29	-1.50	1986	11	0.797	0.029	-3.762	0.873	29.28	-1.20
1982	8	7.936	0.559	10.031	1.825	28.93	-1.70	1986	12	-6.091	0.044	-6.017	1.183	29.02	-1.40
1982	9	8.435	0.835	2.954	1.794	29.06	-1.70	1987	1	-9.048	0.101	-5.456	1.237	28.87	-0.70
1982	10	1.270	1.009	-4.200	2.024	29.53	-1.70	1987	2	-8.929	0.226	-5.733	1.187	28.9	-1.20
1982	11	-3.445	0.556	-3.818	2.453	29.24	-2.60	1987	3	-11.253	0.028	-7.550	1.722	29.15	-1.30
1982	12	-5.605	0.071	-8.754	2.413	29.11	-2.20	1987	4	-6.902	0.496	-8.242	1.865	29.02	-1.40

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ก1 (ต่อ) ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา

YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI	YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI
1987	5	-5.334	0.393	-5.333	2.122	29.37	-1.30	1991	9	9.285	0.486	2.440	0.737	28.99	-1.50
1987	6	1.461	0.321	7.570	1.91	29.57	-1.10	1991	10	3.225	0.349	-1.023	1.017	29.39	-1.00
1987	7	4.166	0.517	4.371	1.847	29.45	-1.40	1991	11	-1.588	0.307	-5.181	1.201	29.32	-0.70
1987	8	3.202	0.597	6.780	1.951	29.39	-0.90	1991	12	-7.631	0.301	-6.475	1.32	29.27	-1.80
1987	9	6.289	0.782	2.159	1.835	29.51	-1.00	1992	1	-8.024	-0.142	-7.937	1.75	28.92	-2.90
1987	10	0.421	0.639	-1.560	1.61	29.61	-0.40	1992	2	-9.370	-0.211	-8.075	1.87	28.97	-0.90
1987	11	-0.427	0.224	-1.997	1.253	29.63	0.00	1992	3	-9.395	-0.506	-10.028	1.992	29.15	-2.00
1987	12	-5.033	0.384	-4.151	1.251	29.39	-0.50	1992	4	-6.851	-0.350	-6.951	2.271	29.27	-1.00
1988	1	-8.161	0.536	-6.370	1.091	28.94	-0.10	1992	5	-3.301	-0.323	-4.440	2.13	29.53	0.30
1988	2	-7.903	0.334	-6.445	0.668	28.54	-0.40	1992	6	0.238	-0.641	5.687	1.722	29.2	-0.60
1988	3	-9.613	-0.141	-6.745	0.46	28.6	0.60	1992	7	1.468	-0.160	9.315	0.946	29.16	-0.60
1988	4	-7.289	0.789	-6.179	0.307	28.24	0.10	1992	8	9.633	-0.459	10.577	0.536	28.83	0.40
1988	5	-3.110	-0.281	-0.981	0.088	28.23	0.90	1992	9	6.446	-0.435	4.192	0.512	28.79	0.10
1988	6	0.031	-0.484	7.294	-0.697	28.04	0.10	1992	10	5.579	0.235	0.378	0.669	28.7	-1.40
1988	7	1.952	0.172	9.815	-1.174	27.86	1.00	1992	11	-1.826	0.121	-2.775	0.603	28.73	-0.70
1988	8	-2.629	0.200	7.422	-1.374	27.78	1.50	1992	12	-8.796	-0.083	-6.690	0.644	28.74	-0.60
1988	9	2.651	0.135	7.265	-1.586	27.66	1.80	1993	1	-7.491	-0.016	-9.791	0.699	28.74	-0.90
1988	10	9.314	0.123	-0.776	-1.35	27.09	1.40	1993	2	-7.881	0.213	-7.263	0.997	28.56	-0.70
1988	11	-4.218	0.103	-3.287	-1.468	26.97	1.70	1993	3	-8.607	-0.132	-7.315	0.978	28.66	-0.50
1988	12	-4.625	0.398	-5.814	-1.343	26.86	1.20	1993	4	-7.765	0.174	-6.991	1.388	29.02	-1.20
1989	1	-7.516	-0.086	-8.201	-1.167	26.65	1.50	1993	5	-7.223	0.197	-4.504	1.987	29.33	-0.30
1989	2	-5.953	0.144	-10.577	-1.308	26.73	1.20	1993	6	-2.966	0.166	6.887	1.478	29.23	-0.80
1989	3	-6.351	-0.144	-6.150	-1.056	27.04	1.10	1993	7	2.052	0.158	9.988	1.09	29.16	-0.80
1989	4	-6.539	-0.269	-6.976	-0.842	27.53	1.60	1993	8	6.881	-0.390	6.207	1.003	28.99	-0.90
1989	5	-2.019	-0.364	0.096	-0.487	28.07	1.20	1993	9	5.661	0.221	5.456	0.982	29.07	-0.70
1989	6	0.230	-0.557	7.874	-0.266	27.98	0.70	1993	10	2.411	0.230	0.719	1.059	29	-1.10
1989	7	4.458	-0.121	8.494	-0.454	28.19	0.90	1993	11	-1.618	0.121	-3.410	0.823	29.05	-0.10
1989	8	6.993	0.002	8.677	-0.501	28.06	-0.30	1993	12	-3.899	0.023	-4.115	0.561	28.82	0.20
1989	9	5.731	0.177	3.261	-0.28	28.3	0.50	1994	1	-8.213	0.207	-6.900	0.337	28.46	-0.10
1989	10	3.468	0.015	-0.409	-0.318	28.29	0.80	1994	2	-9.804	0.039	-6.730	0.192	28.13	0.30
1989	11	-2.334	0.061	-6.738	-0.066	28.35	-0.20	1994	3	-9.485	0.361	-8.503	0.158	28.39	-0.70
1989	12	-4.760	0.655	-5.655	0.142	28.55	-0.50	1994	4	-6.418	0.541	-6.027	0.423	28.75	-1.30
1990	1	-6.933	0.798	-8.572	0.233	28.49	-0.10	1994	5	-0.785	0.757	-2.746	0.522	29.08	-0.70
1990	2	-8.116	-0.106	-6.044	0.536	28.52	-1.80	1994	6	0.800	0.638	9.650	0.747	29.18	-0.40
1990	3	-7.634	0.275	-5.490	0.919	28.73	-0.40	1994	7	10.986	0.859	10.666	0.823	29.37	-1.30
1990	4	-7.357	-0.180	-6.197	0.393	28.79	0.20	1994	8	7.677	1.102	8.907	0.743	29.47	-1.20
1990	5	-0.996	-0.124	2.063	0.595	29.05	1.20	1994	9	8.414	0.919	3.972	0.88	29.26	-1.60
1990	6	5.335	-0.352	7.034	0.408	28.91	0.30	1994	10	2.577	1.083	-2.364	1.433	29.46	-1.10
1990	7	5.914	0.655	6.283	0.084	29.05	0.50	1994	11	-4.844	0.560	-4.359	1.276	29.56	-0.60
1990	8	9.917	-0.083	10.228	0.123	29.03	-0.20	1994	12	-5.694	0.495	-7.213	1.183	29.36	-1.20
1990	9	7.640	0.213	4.929	0.376	28.95	-0.70	1995	1	-9.877	0.320	-6.252	1.199	29.18	-0.40
1990	10	1.334	0.048	-0.838	0.241	29.1	0.30	1995	2	-9.784	0.338	-7.348	0.959	28.99	-0.10
1990	11	1.985	0.183	-2.979	0.371	28.99	-0.50	1995	3	-9.089	0.117	-7.048	0.858	29.11	0.80
1990	12	-8.141	0.236	-6.727	0.334	29.09	-0.20	1995	4	-9.162	-0.015	-7.435	0.419	29.05	-0.70
1991	1	-9.359	0.244	-7.496	0.309	28.93	0.60	1995	5	-2.968	-0.026	-1.634	0.495	29.3	-0.40
1991	2	-9.664	0.780	-7.694	0.309	28.69	0.30	1995	6	-3.737	0.138	4.462	0.463	29.24	0.10
1991	3	-8.033	0.127	-6.241	0.392	28.72	-0.70	1995	7	2.009	0.147	9.602	0.182	29.02	0.40
1991	4	-7.467	0.484	-5.832	0.444	29.05	-0.60	1995	8	4.341	0.166	6.715	-0.197	28.72	0.30
1991	5	-6.163	0.597	-5.782	0.719	29.37	-1.00	1995	9	5.923	0.220	5.105	-0.468	28.6	0.30
1991	6	0.004	0.469	5.936	1.154	29.4	-0.10	1995	10	3.183	0.030	-0.145	-0.487	28.39	0.00
1991	7	3.908	0.575	10.379	1.011	29.27	0.00	1995	11	-4.030	-0.013	-2.184	-0.496	28.32	0.00
1991	8	8.692	0.355	8.953	1.012	29.18	-0.40	1995	12	-6.224	0.324	-7.410	-0.559	28.21	-0.50

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ก1 (ต่อ) ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา

YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI	YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI
1996	1	-8.181	0.165	-7.592	-0.644	27.91	1.00	2000	5	2.686	0.341	1.596	0.161	27.89	0.40
1996	2	-9.377	0.156	-7.022	-0.595	27.79	0.30	2000	6	-1.188	0.198	7.662	-0.129	28.14	-0.20
1996	3	-10.152	0.912	-7.576	-0.266	28.09	1.10	2000	7	6.752	0.398	8.644	-0.201	28.2	-0.20
1996	4	-4.358	-0.157	-5.092	-0.505	28.32	0.80	2000	8	6.929	0.445	8.731	-0.14	28.24	0.70
1996	5	-0.059	-0.038	-3.341	-0.174	28.59	0.30	2000	9	4.773	0.384	3.486	-0.247	28.29	0.90
1996	6	-5.756	-0.176	8.438	0.011	28.78	1.20	2000	10	4.982	0.247	1.750	-0.381	28.19	1.10
1996	7	5.441	-0.324	9.571	-0.208	28.59	0.70	2000	11	-2.655	0.026	-4.974	-0.755	28.1	1.80
1996	8	1.739	-0.369	7.868	-0.396	28.39	0.70	2000	12	-3.546	0.010	-5.888	-0.581	27.65	0.80
1996	9	8.544	0.312	4.438	-0.499	28.43	0.60	2001	1	-7.928	0.241	-6.647	-0.54	27.44	1.00
1996	10	1.089	-0.710	1.694	-0.387	28.49	0.60	2001	2	-5.758	0.167	-6.644	-0.713	27.33	1.70
1996	11	2.017	-0.513	-4.348	-0.164	28.54	-0.10	2001	3	-8.301	0.154	-4.933	-0.603	27.68	0.90
1996	12	-6.466	0.179	-5.016	-0.338	28.48	0.90	2001	4	-7.088	0.342	-5.443	-0.145	28.17	0.20
1997	1	-6.900	0.083	-5.690	-0.487	28.36	0.50	2001	5	-1.117	0.362	1.039	0.188	28.58	-0.50
1997	2	-7.623	0.258	-9.354	-0.607	28.29	1.70	2001	6	2.015	0.343	8.229	-0.056	28.77	0.30
1997	3	-5.924	0.210	-9.294	-0.253	28.49	-0.40	2001	7	7.799	0.179	8.689	0.253	28.94	-0.20
1997	4	-5.067	0.254	-4.960	0.493	29.04	-0.60	2001	8	12.173	0.103	8.482	0.367	28.89	-0.40
1997	5	-1.169	0.252	-3.833	1.119	29.48	-1.30	2001	9	4.691	0.171	2.943	-0.126	28.97	0.20
1997	6	1.014	0.300	-2.570	2.307	29.34	-1.40	2001	10	1.664	0.056	1.543	-0.276	28.84	0.00
1997	7	5.489	0.764	-9.845	2.756	29.49	-0.80	2001	11	-1.665	0.035	-3.290	-0.181	28.78	0.70
1997	8	9.978	0.939	-8.375	3.001	29.44	-1.40	2001	12	-6.753	0.178	-6.776	0.003	28.45	-0.80
1997	9	2.274	0.158	2.509	3	29.55	-1.40	2002	1	-10.006	0.440	-6.047	-0.05	28.54	0.40
1997	10	-1.736	0.259	-3.895	2.358	29.51	-1.50	2002	2	-7.695	0.908	-7.723	-0.208	28.35	1.10
1997	11	-5.082	0.542	-4.431	2.517	29.56	-1.20	2002	3	-7.234	0.177	-6.956	-0.196	28.55	-0.20
1997	12	-8.384	1.092	-5.852	2.32	29.23	-1.00	2002	4	-6.525	-0.147	-6.639	0.339	28.87	-0.10
1998	1	-11.154	0.749	-7.942	2.482	29.17	-2.70	2002	5	-1.297	-0.103	-0.025	0.78	29.18	-0.80
1998	2	-9.836	0.662	-7.087	2.777	28.94	-2.00	2002	6	-0.271	0.279	8.371	0.864	29.41	-0.20
1998	3	-9.778	0.121	-7.135	2.752	28.8	-2.40	2002	7	9.217	0.578	4.764	0.596	29.36	-0.50
1998	4	-7.634	0.258	-6.703	2.673	28.73	-1.40	2002	8	9.103	0.953	8.250	0.922	29.3	-1.00
1998	5	-2.618	0.368	-2.077	2.171	29	0.30	2002	9	7.582	0.680	3.131	0.808	29.3	-0.60
1998	6	-3.714	0.368	8.323	1.151	28.55	1.00	2002	10	0.910	0.788	-1.254	0.952	29.48	-0.40
1998	7	-3.479	-0.055	8.723	0.285	28.33	1.20	2002	11	-4.590	0.368	-4.080	1.057	29.57	-0.50
1998	8	-0.349	-0.254	6.624	-0.41	28.04	1.20	2002	12	-7.465	0.073	-6.929	1.109	29.29	-1.10
1998	9	4.810	-0.084	7.350	-0.667	27.99	1.00	2003	1	-8.016	-0.059	-6.057	1.184	28.98	-0.20
1998	10	2.769	0.337	4.421	-0.849	27.66	1.10	2003	2	-9.197	0.203	-6.787	0.927	28.78	-0.70
1998	11	-0.949	0.366	-0.738	-1.17	27.52	1.00	2003	3	-8.239	0.125	-7.231	0.819	28.94	-0.30
1998	12	-3.949	-0.096	-3.611	-1.012	27.21	1.40	2003	4	-5.339	0.103	-5.570	0.308	28.92	-0.10
1999	1	-8.570	0.663	-6.105	-1.151	26.77	1.80	2003	5	1.522	0.621	-3.115	0.05	28.9	-0.30
1999	2	-7.931	0.156	-6.891	-1.233	26.66	1.00	2003	6	-2.053	0.352	5.560	0.033	29.01	-0.60
1999	3	-6.476	0.280	-7.463	-1.061	27.27	1.30	2003	7	1.781	0.445	11.591	0.089	29.02	0.30
1999	4	-1.590	0.203	-4.459	-1.022	27.62	1.40	2003	8	7.315	0.412	8.041	0.241	28.89	0.10
1999	5	-2.085	0.434	1.920	-0.678	27.97	0.20	2003	9	9.254	0.335	4.733	0.441	28.95	-0.10
1999	6	2.166	0.790	5.531	-0.412	28.04	0.30	2003	10	2.552	0.149	0.229	0.509	29.17	0.00
1999	7	5.932	0.425	8.561	-0.465	27.96	0.50	2003	11	-1.152	0.114	-6.589	0.518	29.17	-0.30
1999	8	3.144	0.326	6.290	-0.787	27.76	0.40	2003	12	-6.603	0.415	-6.129	0.314	28.85	1.10
1999	9	5.810	0.347	5.187	-1.004	27.93	-0.10	2004	1	-8.878	0.229	-5.442	0.308	28.67	-1.30
1999	10	0.821	0.202	3.515	-1.011	27.84	1.00	2004	2	-5.898	0.297	-6.395	0.329	28.42	1.20
1999	11	-0.404	0.166	-4.333	-1.08	27.57	1.00	2004	3	-5.664	0.253	-7.511	-0.123	28.36	0.40
1999	12	-4.557	0.089	-3.882	-1.208	27.24	1.40	2004	4	-5.188	0.125	-6.492	0.216	28.73	-0.90
2000	1	-8.269	0.660	-8.008	-1.198	26.91	0.70	2004	5	-1.942	0.336	2.623	0.472	29.1	1.00
2000	2	-8.481	0.178	-6.632	-1.242	26.71	1.70	2004	6	7.976	-0.173	8.419	0.19	29.12	-0.80
2000	3	-6.196	0.314	-8.225	-1.134	26.95	1.30	2004	7	1.933	0.155	8.539	0.472	29.26	-0.50
2000	4	-7.342	0.353	-4.852	-0.521	27.4	1.20	2004	8	11.756	0.171	8.004	0.669	29.23	-0.30

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ก1 (ต่อ) ดัชนีสภาพอากาศ/สมุทรศาสตร์รายเดือนที่ใช้ในการศึกษา

YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI	YEAR	MOUNTH	WNPMI	DMI	IMI	MEI	NINO4	SOI
2004	9	2.554	0.289	4.192	0.524	29.4	-0.30	2009	1	-6.350	0.222	-6.213	-0.753	27.55	1.10
2004	10	3.467	0.384	-1.398	0.467	29.42	-0.10	2009	2	-8.518	0.352	-6.797	-0.715	27.57	1.90
2004	11	-1.763	0.114	-5.382	0.785	29.35	-0.70	2009	3	-7.121	0.269	-5.521	-0.713	27.93	0.40
2004	12	-3.887	0.098	-6.158	0.643	29.2	-0.80	2009	4	-2.218	0.327	-4.799	-0.159	28.41	0.80
2005	1	-8.167	0.587	-5.653	0.301	29.08	0.30	2009	5	0.245	0.480	-0.722	0.37	28.97	-0.10
2005	2	-9.087	-0.372	-8.033	0.799	28.7	-3.10	2009	6	2.268	0.311	2.673	0.943	29.16	0.10
2005	3	-8.326	-0.263	-6.470	1.018	28.79	0.30	2009	7	7.376	0.122	7.585	0.938	29.24	0.20
2005	4	-6.140	0.287	-6.321	0.559	28.87	-0.60	2009	8	7.028	0.254	4.469	0.944	29.29	-0.20
2005	5	-3.754	0.192	-2.709	0.758	29.09	-0.80	2009	9	12.344	0.288	3.919	0.764	29.27	0.30
2005	6	-0.679	0.038	7.774	0.499	29.05	0.40	2009	10	5.845	0.374	-1.302	1.02	29.6	-1.20
2005	7	5.017	-0.064	9.950	0.492	28.88	0.20	2009	11	-3.809	0.197	-3.516	1.061	29.83	-0.60
2005	8	7.309	-0.037	6.737	0.321	28.77	-0.30	2009	12	-6.537	0.389	-5.203	1.007	29.76	-0.70
2005	9	9.610	-0.136	8.278	0.255	28.79	0.40	2010	1	-7.953	0.477	-4.823	1.152	29.47	-1.10
2005	10	2.528	-0.420	1.189	-0.166	28.77	1.20	2010	2	-8.506	0.213	-5.072	1.52	29.05	-1.50
2005	11	-2.145	0.005	-3.787	-0.409	28.58	-0.20	2010	3	-7.175	0.633	-6.586	1.39	29.19	-0.70
2005	12	-7.662	-0.061	-4.600	-0.586	28.2	0.00	2010	4	-6.613	0.568	-5.684	0.863	29.21	1.20
2006	1	-7.593	0.060	-7.710	-0.472	27.72	1.70	2010	5	-5.072	0.192	-1.554	0.577	28.91	0.90
2006	2	-8.408	-0.116	-7.389	-0.45	27.43	0.10	2010	6	-2.773	0.714	4.687	-0.433	28.56	0.40
2006	3	-8.033	-0.056	-4.687	-0.588	27.81	1.80	2010	7	-1.235	0.315	9.474	-1.166	28.17	1.80
2006	4	-9.223	0.190	-4.969	-0.687	28.28	1.10	2010	8	5.421	0.253	8.470	-1.822	27.55	1.80
2006	5	-2.434	0.144	0.293	-0.034	28.81	-0.50	2010	9	0.557	0.132	4.468	-2.03	27.41	2.20
2006	6	-2.452	0.154	7.052	0.564	28.98	-0.20	2010	10	3.227	0.043	2.179	-1.946	27.27	1.70
2006	7	8.318	0.353	9.466	0.628	28.99	-0.60	2010	11	-3.235	0.207	-1.825	-1.606	27.21	1.30
2006	8	9.825	0.532	8.364	0.759	29.12	-1.00	2010	12	-7.203	0.029	-3.428	-1.58	27.07	2.90
2006	9	5.420	0.815	7.445	0.793	29.26	-0.60	2011	1	-7.739	0.377	-6.025	-1.678	26.88	2.30
2006	10	5.320	0.957	-2.218	0.892	29.34	-1.30	2011	2	-6.995	0.422	-5.153	-1.56	27.08	2.70
2006	11	-5.386	0.769	-4.890	1.289	29.38	0.10	2011	3	-7.594	0.542	-5.953	-1.559	27.55	2.50
2006	12	-4.809	0.399	-7.412	0.95	29.26	-0.30	2011	4	-4.874	0.361	-2.369	-1.492	27.81	1.90
2007	1	-7.937	0.406	-7.249	0.973	28.8	-0.80	2011	5	-2.177	0.135	-1.304	-0.322	28.28	0.40
2007	2	-8.465	0.335	-6.854	0.515	28.44	-0.10	2011	6	2.029	0.268	5.640	-0.169	28.39	0.20
2007	3	-8.088	0.280	-6.581	0.076	28.44	0.20	2011	7	6.241	0.539	7.422	-0.087	28.31	1.00
2007	4	-7.769	0.300	-4.928	-0.049	28.6	-0.10	2011	8	6.137	0.654	8.061	-0.472	28.1	0.40
2007	5	-3.247	0.494	-0.443	0.187	28.76	-0.10	2011	9	9.390	0.595	5.482	-0.764	28.01	1.00
2007	6	-4.365	0.248	9.391	-0.331	28.85	0.50	2011	10	2.335	0.747	-2.547	-0.965	27.92	0.80
2007	7	0.063	0.367	8.149	-0.29	28.67	-0.30	2011	11	-1.248	0.607	-3.711	-0.98	27.88	1.10
2007	8	7.689	0.545	6.954	-0.44	28.51	0.40	2011	12	-5.726	0.104	-5.000	-0.979	27.41	2.50
2007	9	8.409	0.632	7.666	-1.162	28.13	0.20	2012	1	-9.591	0.231	-5.690	-1.046	27.25	1.10
2007	10	4.496	0.464	0.167	-1.142	27.9	0.70	2012	2	-8.031	0.104	-7.107	-0.702	27.37	0.50
2007	11	3.208	0.255	-4.146	-1.179	27.51	0.90	2012	3	-7.179	0.200	-6.552	-0.41	27.73	0.70
2007	12	-7.759	0.011	-6.487	-1.168	27.36	1.70	2012	4	-6.547	-0.056	-5.335	0.059	28.19	-0.30
2008	1	-7.257	0.307	-6.939	-1.012	26.88	1.80	2012	5	-0.595	-0.113	-2.196	0.706	28.53	0.00
2008	2	-7.489	0.116	-7.214	-1.398	26.64	2.60	2012	6	4.718	0.224	3.159	0.903	28.66	-0.40
2008	3	-6.980	0.274	-6.158	-1.631	27.06	1.40	2012	7	6.673	0.862	6.659	1.139	28.72	0.00
2008	4	-7.367	0.050	-4.693	-0.942	27.55	0.70	2012	8	8.858	0.953	6.185	0.579	28.96	-0.20
2008	5	2.469	0.406	-1.424	-0.353	27.96	-0.10	2012	9	7.838	0.848	5.082	0.271	28.97	0.20
2008	6	-2.050	0.430	6.140	0.136	28.15	0.60	2012	10	1.676	0.502	-2.657	0.103	29	0.30
2008	7	3.307	0.559	7.937	0.003	28.32	0.30	2012	11	-7.706	0.174	-3.314	0.166	28.98	0.30
2008	8	1.936	0.429	6.448	-0.266	28.31	1.00	2012	12	-7.636	0.495	-5.416	0.037	28.55	-0.60
2008	9	6.881	0.483	4.732	-0.643	28.23	1.20								
2008	10	-0.608	0.422	-1.629	-0.78	28.27	1.30								
2008	11	-4.536	0.154	-3.762	-0.625	28.1	1.30								
2008	12	-5.006	0.181	-5.679	-0.667	27.73	1.40								

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ภาคผนวก ข

ข้อมูลปริมาณฝนรายเดือน

ตารางที่ ข1 ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

ปี	เดือน	สถานี														
		กาญจนบุรี	ปทุมธานี	ตากฟ้า สกษ.	กำแพงเพชร	อุททอง สกษ.	ราชบุรี	นครปฐม	สุพรรณบุรี	ฉะเชิงเทรา	สนามบินดอนเมือง	ลพบุรี	พระนครศรีอยุธยา	กรุงเทพมหานคร	นครสวรรค์	ชัยนาท
1970	1	0.0	-	0.7	-	2.0	-	-	0.4	-	20.3	0.0	-	1.2	0.0	3.6
1970	2	89.6	-	0.3	-	45.7	-	-	2.0	-	27.7	14.8	-	68.2	20.9	10.8
1970	3	20.4	-	66.4	-	20.8	-	-	7.6	-	80.1	139.3	-	44.6	110.9	21.9
1970	4	103.7	-	88.7	-	82.6	-	-	38.8	-	109.4	70.7	-	157.5	80.8	84.6
1970	5	132.4	-	157.9	-	103.1	-	-	239.9	-	301.1	132.8	-	283.0	297.0	173.6
1970	6	118.8	-	208.5	-	87.1	-	-	199.0	-	316.2	281.2	-	301.1	289.1	286.4
1970	7	90.7	-	131.5	-	84.9	-	-	123.5	-	176.6	184.9	-	189.0	128.2	112.1
1970	8	179.4	-	170.6	-	224.1	-	-	220.3	-	238.2	234.6	-	144.3	200.5	206.9
1970	9	332.0	-	207.8	-	240.2	-	-	240.4	-	308.9	168.3	-	355.2	163.4	288.7
1970	10	268.0	-	232.2	-	142.1	-	-	189.0	-	148.4	158.0	-	187.3	160.0	196.9
1970	11	103.7	-	6.1	-	55.3	-	-	14.8	-	41.2	11.0	-	50.4	10.6	20.4
1970	12	75.7	-	9.3	-	56.4	-	-	60.4	-	134.1	49.1	-	103.2	23.9	20.2
1971	1	0.0	-	9.2	-	0.0	-	-	3.0	-	0.0	0.0	-	0.0	4.6	1.4
1971	2	24.3	-	63.0	-	2.3	-	-	1.4	-	17.6	26.6	-	28.1	109.1	23.5
1971	3	17.2	-	64.7	-	0.0	-	-	10.4	-	6.1	42.3	-	11.0	63.5	12.8
1971	4	109.9	-	61.1	-	36.2	-	-	138.9	-	35.0	68.1	-	31.1	12.8	41.3
1971	5	135.3	-	163.2	-	82.9	-	-	93.8	-	192.7	204.7	-	236.3	163.4	179.0
1971	6	75.7	-	143.4	-	60.3	-	-	91.8	-	109.7	128.6	-	82.2	43.1	121.1
1971	7	94.1	-	60.6	-	38.2	-	-	54.4	-	151.3	51.2	-	178.9	42.5	48.9
1971	8	147.1	-	337.7	-	348.7	-	-	185.4	-	345.1	328.0	-	352.1	411.2	427.9
1971	9	285.0	-	146.5	-	140.4	-	-	259.2	-	169.0	179.2	-	383.2	80.9	189.7
1971	10	178.1	-	77.2	-	174.5	-	-	222.2	-	192.7	120.1	-	177.4	51.6	135.3
1971	11	6.2	-	0.0	-	5.1	-	-	0.6	-	4.4	7.6	-	2.8	2.9	2.7
1971	12	4.0	-	0.0	-	6.6	-	-	10.0	-	0.3	4.1	-	0.8	9.2	0.8
1972	1	0.0	-	0.0	-	0.0	-	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1972	2	0.0	-	0.3	-	0.0	-	-	0.2	-	9.8	1.1	-	19.9	3.2	0.0
1972	3	44.3	-	28.9	-	12.2	-	-	16.1	-	84.9	21.1	-	18.8	14.1	30.9
1972	4	115.0	-	107.3	-	97.7	-	-	109.8	-	96.9	91.4	-	146.9	117.2	104.0
1972	5	58.2	-	59.5	-	119.9	-	-	78.8	-	62.2	5.9	-	55.1	34.9	35.0
1972	6	179.3	-	160.5	-	123.1	-	-	111.6	-	158.4	180.6	-	127.8	108.9	115.6
1972	7	64.9	-	134.0	-	60.5	-	-	71.0	-	102.7	98.3	-	69.5	44.1	96.8
1972	8	109.9	-	59.4	-	51.9	-	-	96.8	-	60.6	125.4	-	157.0	238.3	179.3
1972	9	413.6	-	357.9	-	397.5	-	-	488.4	-	551.6	516.5	-	676.3	246.1	401.9
1972	10	89.2	-	184.1	-	258.2	-	-	235.4	-	173.8	172.0	-	237.9	188.6	152.1
1972	11	99.9	-	37.4	-	117.7	-	-	68.9	-	71.5	108.8	-	88.4	63.2	132.1
1972	12	17.9	-	5.1	-	60.0	-	-	71.9	-	106.4	33.9	-	54.7	42.7	3.8
1973	1	1.5	-	0.0	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1973	2	2.0	-	0.0	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1973	3	55.4	-	45.3	-	3.6	-	33.2	55.2	-	34.6	46.2	-	102.6	108.6	28.2
1973	4	6.1	-	0.0	-	65.4	-	9.5	5.8	-	0.0	0.0	-	5.6	27.4	24.5
1973	5	190.0	-	170.1	-	40.0	-	173.5	196.3	-	68.9	126.7	-	157.5	148.3	204.1
1973	6	73.7	-	114.3	-	94.8	-	156.6	180.6	-	157.3	151.0	-	131.9	131.2	118.1
1973	7	84.5	-	115.1	-	199.2	-	161.7	127.8	-	107.4	102.1	-	68.5	188.6	68.4
1973	8	85.7	-	173.7	-	147.6	-	106.9	160.2	-	98.3	87.8	-	97.3	219.2	164.3
1973	9	218.9	-	285.8	-	339.2	-	178.8	409.8	-	251.1	279.1	-	364.7	193.2	228.7
1973	10	238.5	-	81.0	-	332.6	-	261.7	154.7	-	146.2	67.0	-	113.8	60.1	78.9
1973	11	107.2	-	43.5	-	27.9	-	73.3	8.4	-	32.7	11.6	-	36.8	9.3	32.4
1973	12	0.0	-	0.0	-	0.4	-	1.0	1.4	-	4.5	0.1	-	11.2	0.0	0.5
1974	1	0.0	-	0.5	-	2.4	-	0.0	0.2	-	0.3	0.0	-	0.7	0.2	0.0
1974	2	0.0	-	7.1	-	0.0	-	0.0	0.0	-	2.1	0.0	-	0.0	0.2	46.0
1974	3	213.0	-	42.5	-	99.3	-	30.9	141.1	-	61.3	67.6	-	10.2	12.7	67.2
1974	4	146.4	-	153.8	-	110.8	-	173.8	227.2	-	120.3	108.7	-	130.2	22.1	77.6
1974	5	133.0	-	104.9	-	122.9	-	43.1	80.9	-	117.5	180.4	-	179.2	139.0	150.0
1974	6	64.8	-	99.9	-	84.3	-	122.6	196.9	-	95.1	155.3	-	82.3	119.7	104.0
1974	7	151.9	-	186.4	-	77.8	-	172.8	102.7	-	186.4	142.7	-	129.9	178.3	222.2
1974	8	198.6	-	148.1	-	163.3	-	119.4	175.4	-	120.1	138.7	-	160.9	121.6	125.4
1974	9	265.1	-	231.6	-	291.1	-	322.3	228.0	-	115.1	297.1	-	219.7	218.3	297.0
1974	10	366.6	-	244.7	-	460.7	-	320.9	380.9	-	267.5	252.4	-	471.2	269.6	349.6
1974	11	28.9	-	29.8	-	107.9	-	48.2	43.3	-	42.0	44.9	-	134.8	33.9	36.2
1974	12	12.0	-	5.2	-	8.9	-	1.1	0.0	-	0.0	2.7	-	0.0	0.0	4.1
1975	1	77.9	-	64.1	-	163.1	-	60.9	86.1	-	86.4	35.2	-	38.1	103.3	66.5
1975	2	0.0	-	0.9	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	18.4	-	1.0	26.6	26.3
1975	3	56.1	-	10.3	-	13.1	-	0.1	9.1	-	26.3	24.6	-	32.4	36.8	51.8

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่จัดทำขึ้นเพื่อการดำเนินงานเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปเผยแพร่โดยไม่ได้รับอนุญาต
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ข1 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

ปี	เดือน	สถานี														
		กาญจนบุรี	ปทุมธานี	ตากฟ้า สกษ.	กำแพงเพชร	อุทัย สกษ.	ราชบุรี	นครปฐม	สุพรรณบุรี	ฉะเชิงเทรา	สามบึงดอนเมือง	ลพบุรี	พระนครศรีอยุธยา	กรุงเทพมหานคร	นครสวรรค์	ชัยนาท
1975	4	59.8	-	29.9	-	47.0	-	5.0	10.6	-	3.7	31.0	-	3.9	14.9	0.1
1975	5	204.1	-	118.9	-	166.9	-	166.3	258.3	-	125.4	102.6	-	186.2	118.4	104.9
1975	6	104.2	-	155.6	-	122.3	-	153.7	123.4	-	121.3	93.7	-	100.7	45.5	56.3
1975	7	126.3	-	206.3	-	95.0	-	68.3	80.7	-	107.4	172.3	-	174.8	140.1	170.8
1975	8	84.6	-	118.4	-	151.1	-	99.8	237.4	-	134.5	227.7	-	323.7	232.0	199.5
1975	9	222.0	-	262.4	-	257.0	-	243.0	198.3	-	214.9	197.4	-	211.5	262.2	182.9
1975	10	295.6	-	259.7	-	298.8	-	272.3	193.1	-	102.0	139.2	-	261.5	191.7	185.4
1975	11	34.3	-	123.1	-	12.1	-	60.6	62.4	-	13.2	64.2	-	35.0	55.3	55.3
1975	12	23.9	-	11.3	-	0.0	-	18.7	76.2	-	9.9	8.4	-	9.0	1.8	15.4
1976	1	0.0	-	0.0	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1976	2	5.6	-	0.6	-	39.4	-	64.0	37.8	-	28.8	20.4	-	52.2	0.7	2.4
1976	3	116.3	-	73.5	-	21.9	-	2.5	1.3	-	3.0	59.8	-	1.8	37.6	47.6
1976	4	6.3	-	108.8	-	10.8	-	14.5	14.1	-	33.9	56.3	-	55.1	89.7	2.9
1976	5	124.9	-	161.5	-	222.4	-	199.8	306.6	-	163.2	219.7	-	409.6	314.7	396.8
1976	6	48.2	-	69.5	-	70.8	-	66.8	44.5	-	60.3	59.7	-	72.5	43.2	78.9
1976	7	164.5	-	144.7	-	77.0	-	76.4	57.4	-	288.5	205.2	-	283.0	110.6	58.3
1976	8	186.6	-	408.0	-	210.2	-	237.7	110.6	-	262.7	303.4	-	247.6	224.2	192.8
1976	9	216.4	-	263.5	-	198.0	-	235.6	431.8	-	186.5	163.8	-	297.3	175.5	328.3
1976	10	329.9	-	127.0	-	281.4	-	154.8	245.5	-	110.9	176.5	-	198.8	110.6	192.2
1976	11	87.8	-	30.5	-	55.5	-	88.8	47.1	-	25.1	14.0	-	16.8	4.5	10.4
1976	12	4.1	-	0.0	-	0.1	-	0.0	7.1	-	14.7	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1977	1	0.3	-	0.0	-	0.3	-	0.0	0.0	-	30.7	11.7	-	27.1	0.2	0.0
1977	2	0.0	-	0.0	-	0.0	-	0.0	0.0	-	21.6	0.0	-	25.7	0.0	0.0
1977	3	11.7	-	14.5	-	4.4	-	11.5	5.6	-	0.0	14.7	-	4.2	16.7	2.4
1977	4	39.9	-	44.2	-	37.2	-	110.5	32.7	-	82.8	50.8	-	28.4	39.2	8.7
1977	5	184.9	-	145.8	-	269.9	-	156.0	41.4	-	48.9	196.8	-	101.3	218.9	114.8
1977	6	50.5	-	97.9	-	53.6	-	107.2	29.1	-	85.7	80.6	-	61.3	32.7	46.3
1977	7	96.5	-	146.1	-	139.5	-	108.0	110.7	-	192.2	66.8	-	113.3	56.1	78.5
1977	8	60.4	-	175.9	-	24.0	-	80.3	87.0	-	161.0	192.7	-	120.7	175.7	167.5
1977	9	112.9	-	118.8	-	244.3	-	200.3	180.6	-	150.5	301.2	-	358.5	84.5	142.9
1977	10	68.6	-	138.3	-	68.9	-	140.4	187.4	-	89.8	95.0	-	135.9	40.9	99.5
1977	11	2.0	-	3.5	-	0.5	-	11.3	28.8	-	10.6	5.0	-	59.8	0.0	0.0
1977	12	0.0	-	6.4	-	1.3	-	0.6	14.4	-	12.0	27.4	-	3.9	33.7	33.6
1978	1	26.2	-	0.2	-	45.4	-	9.8	31.9	-	6.1	1.2	-	23.5	0.5	1.2
1978	2	20.3	-	65.5	-	23.4	-	26.7	14.7	-	103.3	100.6	-	103.6	55.5	34.3
1978	3	1.6	-	0.0	-	0.0	-	0.5	0.1	-	0.0	0.0	-	1.0	10.6	0.0
1978	4	69.4	-	43.2	-	54.5	-	101.1	230.7	-	18.0	10.5	-	13.0	21.7	97.0
1978	5	214.1	-	196.4	-	162.9	-	208.1	187.4	-	237.7	179.2	-	245.3	86.0	202.3
1978	6	75.8	-	134.8	-	114.7	-	165.0	72.6	-	79.7	87.1	-	255.2	162.6	183.8
1978	7	110.0	-	268.3	-	208.4	-	266.0	212.3	-	294.7	225.7	-	135.1	253.9	383.7
1978	8	63.9	-	133.5	-	72.8	-	40.2	67.6	-	96.1	83.7	-	81.9	142.6	66.5
1978	9	186.3	-	470.0	-	309.2	-	271.1	459.4	-	289.9	370.8	-	274.7	332.4	373.2
1978	10	81.2	-	29.2	-	85.7	-	87.6	146.5	-	117.6	10.7	-	102.5	139.9	119.8
1978	11	5.7	-	2.8	-	3.1	-	6.1	4.8	-	3.1	0.0	-	0.6	2.8	3.7
1978	12	0.0	-	0.0	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1979	1	0.0	-	0.0	-	1.1	-	0.0	0.0	-	0.0	0.8	-	36.7	0.3	0.0
1979	2	16.3	-	0.0	-	1.4	-	15.4	0.0	-	0.8	38.6	-	6.8	3.4	0.3
1979	3	0.7	-	0.0	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1979	4	37.8	-	96.5	-	43.8	-	136.3	10.7	-	34.5	119.9	-	10.7	56.1	74.3
1979	5	28.2	-	127.6	-	57.1	-	69.2	89.3	-	128.4	191.4	-	141.6	79.9	33.4
1979	6	214.9	-	116.0	-	165.6	-	96.0	87.9	-	78.4	47.2	-	373.8	49.6	76.9
1979	7	29.4	-	228.1	-	55.5	-	73.4	106.2	-	47.0	85.0	-	101.7	69.0	67.3
1979	8	120.9	-	180.5	-	80.8	-	29.6	81.4	-	97.4	53.0	-	130.4	140.4	122.5
1979	9	238.5	-	175.5	-	201.6	-	306.1	320.6	-	150.8	236.2	-	295.9	279.2	412.1
1979	10	75.7	-	0.4	-	27.5	-	52.1	9.8	-	25.3	0.0	-	22.3	0.4	1.7
1979	11	6.5	-	0.0	-	0.9	-	22.6	0.0	-	22.3	0.0	-	13.3	0.0	0.3
1979	12	0.0	-	0.0	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.2	0.0	0.0
1980	1	0.0	-	0.0	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1980	2	9.0	-	0.2	-	2.8	-	1.8	0.0	-	0.0	0.0	-	0.3	22.1	9.4
1980	3	18.7	-	13.3	-	1.5	-	2.2	0.9	-	12.7	6.8	-	4.0	14.0	15.0
1980	4	77.9	-	21.7	-	50.1	-	0.0	7.4	-	22.5	141.4	-	52.5	22.7	21.9
1980	5	198.6	-	181.6	-	86.4	-	63.8	36.6	-	96.9	89.9	-	29.9	154.3	80.1
1980	6	135.2	-	73.6	-	193.2	-	207.7	132.5	-	238.4	195.7	-	267.5	129.4	174.3

เอกสารนี้

ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ข1 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

ปี	เดือน	สถานี														
		กาญจนบุรี	ปทุมธานี	ตากฟ้า สกษ.	กำแพงเพชร	อุทอง สกษ.	ราชบุรี	นครปฐม	สุพรรณบุรี	ฉะเชิงเทรา	สนามบินดอนเมือง	สทบุรี	พระนครศรีอยุธยา	กรุงเทพมหานคร	นครสวรรค์	ชัยนาท
1980	7	113.3	-	129.0	-	59.2	-	70.3	141.0	-	89.2	104.0	-	205.5	181.4	141.9
1980	8	149.4	-	120.3	-	168.2	-	147.4	93.1	-	196.6	219.1	-	200.6	123.2	132.0
1980	9	190.0	-	402.6	-	197.3	-	157.9	216.1	-	394.3	183.1	-	352.3	304.5	329.5
1980	10	177.9	-	234.0	-	432.7	-	342.7	249.6	-	224.3	120.5	-	324.5	221.3	164.6
1980	11	72.0	-	8.1	-	32.0	-	16.4	52.4	-	56.6	44.6	-	33.9	49.6	19.9
1980	12	0.0	-	0.0	-	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1981	1	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1981	2	23.3	-	39.0	2.3	57.5	-	3.2	6.3	-	11.6	12.8	-	10.6	7.8	18.1
1981	3	1.0	-	25.6	7.8	10.2	-	1.5	25.6	-	18.8	71.1	-	16.7	37.3	30.3
1981	4	122.6	-	111.6	56.5	46.9	-	53.1	6.1	-	62.3	52.3	-	153.5	130.8	75.3
1981	5	89.5	-	86.6	128.6	141.5	-	147.8	91.3	-	243.3	191.0	-	417.2	141.8	139.5
1981	6	75.0	-	72.3	114.9	36.3	-	82.0	63.9	-	114.9	154.3	-	101.1	331.4	72.7
1981	7	75.3	-	166.1	302.2	167.0	-	157.3	145.9	-	140.8	160.9	-	157.1	206.7	287.7
1981	8	88.2	-	179.4	191.9	34.7	-	113.1	117.3	-	94.9	131.1	-	144.5	209.8	138.7
1981	9	221.2	-	225.0	174.9	106.4	-	256.1	188.2	-	294.6	248.0	-	178.5	186.5	232.5
1981	10	132.7	-	112.3	141.8	65.1	-	48.1	80.4	-	97.0	58.5	-	257.2	85.4	41.6
1981	11	305.1	-	41.9	145.1	173.5	-	244.3	82.3	-	131.4	99.2	-	156.3	114.1	200.7
1981	12	0.2	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.9
1982	1	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1982	2	36.6	-	0.0	37.3	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	17.4	-	19.7	0.0	56.0
1982	3	34.2	-	13.8	10.5	3.4	-	14.9	11.2	-	27.5	18.9	-	176.0	2.3	0.0
1982	4	207.2	-	29.8	33.7	161.2	-	114.3	82.8	-	157.6	109.1	-	223.2	91.1	77.7
1982	5	111.0	-	46.0	149.1	72.5	-	125.5	74.6	-	153.7	164.7	-	235.5	89.0	85.3
1982	6	93.8	-	81.3	167.2	63.1	-	117.9	125.5	-	198.9	162.4	-	187.8	57.9	35.5
1982	7	95.1	-	153.7	189.0	110.7	-	80.4	116.9	-	95.6	104.7	-	199.2	97.7	168.6
1982	8	51.2	-	189.6	146.0	95.3	-	80.3	69.7	-	93.9	136.9	-	220.7	255.8	162.5
1982	9	86.7	-	265.3	344.6	189.8	-	213.2	187.0	-	156.4	294.3	-	254.8	248.4	230.5
1982	10	111.0	-	147.2	78.6	55.4	-	170.3	86.3	-	172.1	182.0	-	248.8	96.9	167.8
1982	11	30.5	-	30.5	49.7	31.7	-	8.5	19.3	-	30.7	27.9	-	44.3	47.6	14.8
1982	12	17.8	-	1.6	2.7	9.4	-	5.1	6.6	-	1.4	0.0	-	19.6	11.3	39.8
1983	1	0.0	-	1.7	4.3	1.7	-	0.0	0.0	-	15.0	0.0	-	0.3	0.0	0.0
1983	2	0.0	-	0.0	16.4	0.0	-	0.0	0.0	-	30.5	10.0	-	16.3	0.0	0.0
1983	3	0.0	-	0.0	27.8	4.2	-	0.0	5.3	-	11.7	80.0	-	105.0	0.0	0.0
1983	4	0.0	-	0.0	7.1	0.0	-	0.0	60.9	-	25.8	120.0	-	138.1	0.0	0.0
1983	5	0.0	-	184.0	64.9	176.0	-	100.0	92.3	-	89.5	117.5	-	209.8	90.0	10.0
1983	6	27.3	-	110.0	117.9	225.9	-	75.4	143.2	-	135.3	141.5	-	161.4	74.7	77.1
1983	7	144.7	-	207.9	179.2	180.4	-	279.1	136.4	-	160.5	142.6	-	230.2	233.2	162.5
1983	8	204.1	-	400.1	281.2	257.4	-	175.1	220.1	-	414.3	196.1	-	574.5	244.6	209.8
1983	9	303.1	-	334.6	360.9	251.4	-	276.3	295.4	-	237.2	312.7	-	453.8	219.5	277.5
1983	10	255.0	-	295.3	349.6	390.5	-	380.6	384.2	-	267.0	389.0	-	487.2	201.3	267.7
1983	11	120.1	-	38.9	141.9	100.2	-	144.9	209.4	-	94.2	98.0	-	131.8	61.1	99.5
1983	12	3.5	-	29.0	10.2	2.8	-	11.5	34.7	-	15.0	1.2	-	13.6	13.4	38.2
1984	1	3.2	-	1.8	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	2.1	0.2	-	0.6	0.0	6.5
1984	2	8.8	-	19.2	22.3	16.9	-	8.7	42.9	-	46.9	58.7	-	12.9	22.0	2.2
1984	3	29.5	-	26.2	29.9	6.5	-	19.2	7.1	-	119.4	35.3	-	33.9	4.4	20.6
1984	4	49.3	-	75.0	87.5	9.3	-	20.9	4.9	-	149.0	121.4	-	52.9	48.1	21.1
1984	5	118.5	-	176.1	127.4	296.2	-	117.6	76.4	-	24.9	56.5	-	184.0	106.0	192.5
1984	6	125.8	-	124.5	192.8	56.3	-	40.9	30.6	-	100.6	96.3	-	130.9	94.7	60.5
1984	7	126.3	-	162.3	97.8	149.9	-	70.2	177.3	-	103.4	259.4	-	239.8	232.8	252.3
1984	8	16.9	-	135.9	72.3	31.2	-	46.6	35.5	-	150.4	144.0	-	93.2	119.7	164.2
1984	9	248.6	-	306.3	327.7	301.6	-	120.2	271.8	-	208.9	177.6	-	331.2	191.0	250.3
1984	10	204.5	-	36.0	159.0	118.2	-	107.3	132.9	-	111.8	123.6	-	292.8	58.8	83.4
1984	11	26.7	-	5.3	11.4	0.0	-	8.7	0.1	-	2.0	51.3	-	25.8	8.5	0.0
1984	12	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.1	0.1	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1985	1	0.2	-	36.5	0.0	2.5	-	0.3	0.0	-	35.6	5.3	-	18.7	2.2	21.3
1985	2	0.0	-	0.0	11.7	60.3	-	6.0	0.0	-	0.0	2.0	-	5.5	0.2	4.7
1985	3	1.0	-	39.2	17.1	15.2	-	1.5	0.2	-	0.0	0.0	-	11.3	25.0	7.4
1985	4	57.6	-	109.8	50.7	151.7	-	88.4	25.0	-	78.1	42.2	-	60.6	44.0	16.9
1985	5	142.2	-	131.4	233.3	124.1	-	136.4	125.8	-	87.2	103.5	-	174.0	198.8	59.8
1985	6	32.1	-	53.7	151.6	59.9	-	48.8	75.5	-	90.7	113.6	-	90.5	90.3	33.4
1985	7	192.2	-	130.1	172.2	106.3	-	175.8	121.4	-	108.1	104.8	-	143.0	97.8	142.4
1985	8	78.3	-	138.4	91.5	109.6	-	89.3	87.4	-	75.6	157.4	-	134.6	217.5	158.5
1985	9	222.2	-	317.7	231.7	389.8	-	241.0	288.4	-	284.5	255.7	-	337.6	270.4	346.8

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ข1 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

ปี	เดือน	สถานี														
		กาญจนบุรี	ปทุมธานี	ตากฟ้า สกษ.	กำแพงเพชร	อุทอง สกษ.	ราชบุรี	นครปฐม	สุพรรณบุรี	ฉะเชิงเทรา	สนามบินดอนเมือง	สทบุรี	พระนครศรีอยุธยา	กรุงเทพมหานคร	นครสวรรค์	ชัยนาท
1985	10	214.4	-	179.5	249.4	217.0	-	103.3	188.6	-	209.5	234.2	-	375.8	207.6	151.9
1985	11	79.1	-	160.4	98.5	44.9	-	104.7	65.6	-	11.4	23.9	-	17.1	44.1	53.2
1985	12	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1986	1	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1986	2	0.1	-	0.0	0.5	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	5.9	2.2	0.0
1986	3	1.8	-	0.0	15.7	0.0	-	5.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1986	4	51.8	-	66.4	18.1	119.6	-	40.3	44.7	-	134.7	72.6	-	36.2	80.8	73.5
1986	5	165.5	-	349.5	551.7	124.0	-	141.4	129.0	-	225.2	121.7	-	504.5	173.9	228.7
1986	6	66.2	-	171.2	224.7	39.1	-	117.9	76.2	-	88.6	133.7	-	72.1	51.5	87.8
1986	7	89.0	-	74.7	67.4	156.6	-	151.9	163.8	-	157.9	176.0	-	155.4	91.9	114.3
1986	8	63.3	-	174.8	123.9	132.9	-	179.8	183.1	-	132.0	178.6	-	201.7	274.7	152.0
1986	9	189.2	-	84.4	228.5	267.4	-	288.6	189.6	-	249.2	219.9	-	357.6	126.8	199.5
1986	10	321.8	-	102.2	137.2	382.6	-	301.5	335.5	-	128.0	125.5	-	330.0	88.1	127.5
1986	11	4.3	-	1.5	73.9	7.5	-	36.4	7.3	-	26.1	0.9	-	134.0	5.3	5.5
1986	12	21.1	-	2.1	6.7	13.7	-	14.0	6.2	-	34.2	1.2	-	10.1	2.1	15.9
1987	1	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.8	-	0.0	0.0	-	0.7	0.0	0.0
1987	2	0.0	-	0.0	0.3	0.0	-	0.3	0.3	-	1.4	2.4	-	0.0	39.3	0.8
1987	3	5.2	-	14.3	27.7	5.6	-	1.4	5.7	-	10.2	10.9	-	41.4	37.4	20.5
1987	4	12.3	-	117.0	26.8	104.2	-	87.3	40.5	-	8.5	78.3	-	54.4	99.6	45.3
1987	5	153.4	-	81.9	91.6	63.1	-	21.5	60.4	-	93.1	59.2	-	145.7	71.0	7.7
1987	6	80.8	-	128.1	172.9	43.7	-	18.4	101.7	-	85.9	177.3	-	286.4	109.1	47.2
1987	7	40.4	-	113.5	16.2	65.8	-	5.2	36.4	-	97.2	118.4	-	31.9	91.8	50.4
1987	8	32.0	-	101.1	206.8	25.2	-	80.1	143.6	-	30.4	144.9	-	49.9	113.1	115.3
1987	9	275.3	-	413.0	282.2	221.3	-	136.9	86.2	-	263.9	329.7	-	433.5	338.2	317.2
1987	10	168.6	-	207.3	89.0	80.5	-	270.9	82.8	-	160.0	150.9	-	217.2	90.0	128.2
1987	11	360.4	-	111.5	116.5	274.4	-	213.8	195.4	-	107.8	98.2	-	109.2	133.5	63.2
1987	12	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1988	1	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1988	2	5.0	-	13.4	19.7	80.1	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	1.0	0.0	0.0
1988	3	13.2	-	22.0	4.3	0.0	-	0.9	6.2	-	0.0	0.0	-	2.7	64.8	42.5
1988	4	125.1	-	84.0	78.9	47.4	-	33.9	78.6	-	108.1	151.8	-	139.3	165.6	59.0
1988	5	156.7	-	212.6	222.7	91.8	-	45.0	121.0	-	163.3	158.1	-	394.4	187.6	165.1
1988	6	72.1	-	234.0	253.6	75.6	-	67.3	112.6	-	253.9	175.1	-	99.7	186.4	133.7
1988	7	58.5	-	269.1	160.4	150.8	-	216.5	117.1	-	144.4	94.4	-	177.8	225.3	171.7
1988	8	174.1	-	416.0	272.6	146.9	-	160.0	156.3	-	185.4	282.0	-	315.0	186.2	261.6
1988	9	324.3	-	213.9	221.6	278.6	-	136.2	344.2	-	378.4	239.9	-	487.4	331.9	216.9
1988	10	256.2	-	167.7	294.4	298.9	-	155.0	255.7	-	341.7	142.9	-	380.3	266.5	330.4
1988	11	1.2	-	0.1	2.7	1.3	-	0.1	0.0	-	0.0	0.0	-	4.2	0.1	0.0
1988	12	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1989	1	22.3	-	6.1	2.1	88.3	-	7.1	28.9	6.0	46.9	4.0	-	29.2	1.3	3.3
1989	2	12.7	-	9.6	24.2	0.0	-	0.0	0.0	22.2	0.0	0.0	-	0.9	0.0	0.0
1989	3	1.1	-	0.3	11.5	63.9	-	20.7	0.0	56.7	96.6	7.7	-	82.0	16.6	15.1
1989	4	52.5	-	8.9	41.9	55.0	-	2.7	2.1	27.3	7.1	43.9	-	2.4	4.5	1.6
1989	5	90.6	-	134.5	109.0	69.2	-	66.3	80.8	127.4	181.4	177.3	-	178.2	72.6	74.5
1989	6	75.8	-	86.0	159.1	17.7	-	87.1	173.7	183.6	198.9	70.0	-	86.5	94.7	37.8
1989	7	54.6	-	168.2	173.1	124.3	-	98.1	66.1	154.4	180.1	64.7	-	176.8	97.1	131.3
1989	8	86.1	-	209.1	87.8	118.1	-	111.1	162.1	256.4	199.2	180.2	-	181.1	263.0	170.2
1989	9	200.5	-	193.3	296.3	175.4	-	268.4	237.5	199.4	358.3	315.2	-	410.1	157.6	301.8
1989	10	168.1	-	100.8	402.9	177.9	-	94.1	147.4	130.1	151.3	141.3	-	315.5	117.0	80.0
1989	11	44.1	-	2.4	54.4	7.8	-	36.2	8.7	38.6	22.3	18.0	-	33.7	15.7	9.6
1989	12	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1990	1	0.0	-	7.2	1.2	7.9	-	2.8	10.2	0.0	1.1	0.0	-	1.4	0.4	0.0
1990	2	0.5	-	0.0	5.6	0.0	-	0.0	0.0	6.8	0.0	0.0	-	1.2	29.4	0.0
1990	3	25.6	-	57.2	28.6	8.8	-	43.6	10.1	85.0	24.7	31.8	-	50.7	45.0	53.2
1990	4	81.2	-	37.8	11.9	6.6	-	3.2	7.3	69.2	37.6	13.8	-	15.5	6.6	2.5
1990	5	224.4	-	110.3	321.3	147.4	-	145.3	135.7	167.9	186.9	249.9	-	220.2	244.3	95.5
1990	6	54.2	-	113.5	146.1	29.5	-	27.4	26.0	66.7	87.2	133.1	-	59.3	78.8	69.3
1990	7	68.3	-	80.0	126.3	38.7	-	64.1	37.2	226.5	86.3	58.6	-	159.9	51.7	116.6
1990	8	47.5	-	86.1	83.0	76.7	-	30.7	128.0	84.9	101.1	50.4	-	172.5	155.7	88.1
1990	9	115.3	-	253.9	258.1	304.1	-	105.2	110.0	355.6	247.8	261.7	-	258.6	198.4	149.4
1990	10	299.8	-	211.2	216.9	489.0	-	373.7	453.1	333.7	474.3	444.6	-	401.0	211.9	273.1
1990	11	50.6	-	2.9	45.2	86.2	-	45.1	42.9	7.2	47.6	70.0	-	22.6	32.3	36.7
1990	12	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ข1 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

ปี	เดือน	สถานี														
		กาญจนบุรี	ปทุมธานี	ตากฟ้า สกช.	กำแพงเพชร	อุทอง สกช.	ราชบุรี	นครปฐม	สุพรรณบุรี	ฉะเชิงเทรา	สนามบินดอนเมือง	สทบุรี	พระนครศรีอยุธยา	กรุงเทพมหานคร	นครสวรรค์	ชัยนาท
1991	1	0.0	-	2.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0	3.2	0.5	-	3.0	0.0	0.0
1991	2	25.5	-	0.0	0.0	62.1	-	23.3	6.0	10.0	9.7	1.1	-	7.1	0.0	0.0
1991	3	14.8	-	57.7	29.8	39.3	-	61.4	40.9	156.3	9.2	9.6	-	12.0	18.7	24.6
1991	4	52.3	-	54.0	8.2	16.5	-	52.5	11.2	93.6	30.4	74.2	-	48.5	43.5	109.1
1991	5	196.2	-	127.3	141.2	129.8	-	39.3	108.5	214.1	110.9	169.7	-	229.7	115.4	123.6
1991	6	78.5	-	177.4	77.8	22.7	-	90.9	21.9	55.5	71.8	84.6	-	107.5	24.8	47.6
1991	7	51.2	-	49.3	59.5	16.8	-	54.8	52.0	249.2	227.2	89.3	-	182.4	80.4	28.6
1991	8	79.4	-	290.2	251.7	109.3	-	113.7	176.1	224.9	111.6	121.7	-	160.5	122.8	145.2
1991	9	165.3	-	185.4	147.9	233.4	-	174.6	146.2	490.3	252.8	163.8	-	266.8	65.8	88.7
1991	10	271.4	-	107.6	140.6	186.4	-	153.1	215.4	193.7	166.7	82.5	-	339.7	127.9	111.2
1991	11	17.8	-	0.0	38.1	0.5	-	28.6	0.0	2.7	22.7	0.0	-	1.3	0.0	0.0
1991	12	44.3	-	20.2	2.3	74.7	-	43.8	41.7	0.4	6.0	19.9	-	0.0	9.2	15.8
1992	1	21.6	-	37.8	1.6	0.0	1.0	3.3	1.6	12.6	5.0	0.3	-	7.8	0.9	0.7
1992	2	9.9	-	0.0	19.2	3.4	3.8	5.6	3.6	29.6	2.8	4.3	-	12.7	0.4	1.0
1992	3	0.0	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.7	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0
1992	4	0.0	-	0.0	21.5	0.2	0.0	0.0	0.9	89.9	0.0	4.2	-	0.0	18.4	0.0
1992	5	15.6	-	90.6	131.4	68.2	93.2	32.5	30.6	35.3	137.2	35.8	-	68.0	154.6	107.1
1992	6	64.0	-	207.3	137.7	115.3	99.3	105.0	131.5	125.8	36.3	180.4	-	141.2	135.9	108.0
1992	7	197.2	-	95.0	239.5	129.9	124.5	87.0	133.1	230.9	280.5	216.6	-	217.6	145.3	173.6
1992	8	140.9	-	143.8	243.4	130.6	197.9	93.3	168.9	228.0	211.7	129.0	-	245.2	134.6	92.1
1992	9	75.4	-	209.5	286.0	80.4	114.8	195.6	117.9	115.2	204.9	205.8	-	382.2	207.3	132.9
1992	10	319.3	-	126.4	304.2	297.4	397.5	382.3	445.9	238.3	276.8	180.2	-	355.3	171.5	223.3
1992	11	0.0	-	0.0	2.6	0.0	8.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	-	1.6	0.0	0.0
1992	12	15.8	-	6.0	60.6	0.0	1.5	2.8	0.3	28.2	11.0	26.3	-	11.3	15.0	0.0
1993	1	0.0	-	0.0	17.0	6.4	8.0	0.0	3.3	9.7	2.5	0.0	0.0	4.0	0.0	0.0
1993	2	0.0	-	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	15.5	0.0	0.0	3.5	0.0	0.0	0.0
1993	3	30.1	-	23.6	49.3	21.0	53.2	30.3	12.4	43.7	29.1	7.1	21.5	78.9	64.2	4.6
1993	4	21.6	-	109.0	20.6	37.3	11.4	48.7	95.6	88.0	48.8	23.0	50.5	44.8	30.3	54.3
1993	5	124.5	-	71.7	161.4	55.2	122.1	91.3	194.4	184.6	49.4	224.2	224.8	148.3	91.6	94.9
1993	6	55.5	-	103.5	62.3	90.0	111.9	72.6	114.8	129.1	127.8	23.1	45.2	149.2	54.2	112.4
1993	7	59.7	-	108.2	48.1	61.0	59.5	56.7	13.5	82.1	212.5	99.6	63.5	121.0	104.1	71.6
1993	8	74.0	-	218.0	112.7	99.0	141.8	96.9	69.1	284.1	215.2	123.6	244.7	473.0	147.6	194.8
1993	9	383.0	-	327.0	244.4	141.1	203.2	173.3	136.7	227.9	327.9	267.6	172.9	275.2	321.8	222.2
1993	10	189.4	-	138.2	79.1	132.4	243.5	191.1	88.9	179.7	224.7	85.9	97.8	244.5	76.7	122.6
1993	11	0.2	-	0.0	0.0	0.0	23.6	0.0	0.4	0.0	0.0	0.3	0.0	4.4	0.0	0.0
1993	12	17.0	-	0.3	0.0	24.4	24.5	4.9	5.1	6.4	1.4	1.2	3.5	0.3	0.0	0.2
1994	1	0.0	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.7	0.0	0.0	3.3	1.9	0.0	0.0	0.0
1994	2	0.0	-	0.0	9.2	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.0	1.0	10.4	0.0	0.0	1.3
1994	3	45.1	-	99.6	106.3	132.4	70.3	58.9	75.2	181.9	85.3	216.6	26.6	35.1	175.1	177.7
1994	4	51.3	-	47.0	7.9	10.7	0.0	33.4	23.3	82.6	47.8	87.8	117.6	153.4	24.5	2.1
1994	5	195.4	-	244.8	393.2	54.8	243.1	100.3	167.2	89.2	351.8	73.9	143.9	409.1	234.6	171.6
1994	6	99.5	-	302.8	220.9	129.3	136.9	245.1	192.7	285.1	366.1	130.4	352.8	232.7	186.3	111.4
1994	7	169.8	-	94.2	123.0	45.8	84.4	96.9	65.0	65.4	113.3	36.9	73.1	85.2	41.9	23.8
1994	8	105.8	-	108.9	387.4	54.7	81.2	108.7	46.3	155.5	158.4	166.9	180.7	140.5	156.9	60.2
1994	9	276.3	-	164.4	278.3	165.9	247.5	231.6	252.6	117.5	321.0	259.0	252.4	375.0	99.7	173.0
1994	10	190.9	-	84.6	65.8	40.7	80.3	141.5	108.4	90.0	71.4	176.0	106.4	155.8	73.1	113.6
1994	11	2.6	-	2.8	11.0	1.1	0.0	13.5	0.0	3.1	29.3	0.0	0.2	4.3	0.3	0.0
1994	12	0.0	-	0.0	10.8	0.0	9.8	0.0	0.0	13.6	5.9	0.0	0.4	5.3	0.1	0.7
1995	1	0.0	-	0.0	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	12.6	0.0	0.0	0.8	0.0
1995	2	0.3	-	0.0	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
1995	3	25.2	-	13.9	3.6	2.8	55.9	6.6	0.7	28.9	16.0	0.5	21.0	56.6	8.5	0.3
1995	4	64.1	-	108.1	6.8	6.2	0.0	15.0	14.3	97.7	33.6	38.6	55.4	3.8	18.2	29.1
1995	5	102.6	-	283.5	123.9	18.1	155.7	154.8	94.9	194.4	193.7	132.7	99.9	188.0	156.0	147.4
1995	6	68.8	-	89.8	156.8	125.0	172.5	127.1	79.4	82.8	99.0	76.6	69.1	247.8	181.3	129.6
1995	7	95.3	-	115.4	263.9	148.5	203.7	118.5	100.6	174.1	232.4	155.1	118.2	196.7	220.3	237.1
1995	8	186.8	-	326.2	205.4	263.4	183.6	239.8	156.0	203.4	225.8	280.7	285.2	385.2	282.7	128.1
1995	9	298.4	-	294.0	422.5	422.6	371.7	479.0	424.0	400.7	328.4	379.3	463.4	343.4	342.6	257.1
1995	10	96.9	-	115.8	153.7	149.6	221.5	130.5	86.5	235.2	179.5	60.4	108.1	253.4	89.7	64.1
1995	11	27.2	-	8.7	44.9	2.8	31.6	18.0	11.9	12.8	37.0	4.7	26.5	18.6	17.6	18.1
1995	12	0.0	-	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	4.9	0.0	6.4	0.0	0.4	0.0	0.0
1996	1	0.0	-	0.0	0.0	0.0	0.0	5.8	0.0	29.4	11.6	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0
1996	2	0.0	-	3.1	55.9	3.3	12.0	0.0	1.5	39.2	9.6	6.4	5.9	14.0	18.5	0.3
1996	3	18.1	-	10.4	66.8	1.5	17.9	17.5	0.5	46.9	11.6	1.7	14.6	2.4	15.0	29.3

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ข1 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

ปี	เดือน	สถานี														
		กาญจนบุรี	ปทุมธานี	ตากฟ้า สกช.	กำแพงเพชร	อุทัย สกช.	ราชบุรี	นครปฐม	สุพรรณบุรี	ฉะเชิงเทรา	สนามบินดอนเมือง	สทบุรี	พระนครศรีอยุธยา	กรุงเทพมหานคร	นครสวรรค์	ชัยนาท
1996	4	64.9	-	181.0	137.8	131.3	139.5	43.6	87.4	87.5	116.6	166.0	75.9	201.5	131.2	54.8
1996	5	143.3	-	108.9	271.1	102.6	185.0	183.5	110.4	165.9	281.6	204.4	181.2	314.4	151.9	109.9
1996	6	169.0	-	188.7	247.3	160.5	187.6	71.9	107.8	113.1	262.9	146.0	200.6	138.1	131.7	153.7
1996	7	209.5	-	139.5	80.2	64.4	174.5	117.6	132.7	176.5	171.5	166.1	86.2	269.8	63.1	58.5
1996	8	181.5	-	127.4	128.5	82.3	110.5	62.3	128.6	81.8	173.5	61.5	67.1	93.4	128.3	114.3
1996	9	469.7	-	221.6	427.1	297.1	375.4	330.7	331.0	261.3	338.5	394.4	280.9	405.4	242.2	318.0
1996	10	192.3	-	93.2	160.4	174.9	249.9	182.8	176.8	134.1	214.8	145.6	125.8	202.9	155.1	129.0
1996	11	47.4	-	118.3	79.0	67.0	65.1	73.5	124.0	46.0	134.8	109.1	19.0	111.0	131.2	53.3
1996	12	0.5	-	0.0	15.1	0.6	4.1	0.0	0.6	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
1997	1	0.0	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	79.7	1.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
1997	2	0.0	-	0.0	0.0	7.5	0.0	0.0	1.0	12.8	0.3	0.0	0.0	38.8	0.0	0.0
1997	3	6.3	-	39.9	63.0	7.6	2.0	126.2	0.0	33.5	27.1	4.8	18.0	28.5	112.4	4.3
1997	4	22.9	-	41.5	109.2	62.7	41.0	59.2	55.9	61.4	36.4	11.6	38.2	94.9	68.0	133.5
1997	5	24.7	-	64.2	65.0	22.5	21.7	37.1	135.7	72.5	107.8	57.4	67.0	88.1	127.4	144.0
1997	6	3.2	-	38.3	42.9	36.2	62.9	16.9	25.0	112.5	45.9	14.4	77.3	46.1	73.9	48.5
1997	7	60.5	-	148.3	142.3	19.2	47.8	50.8	40.9	79.0	47.0	75.2	41.5	34.0	109.7	70.7
1997	8	135.6	-	131.2	147.0	116.6	86.4	153.4	81.2	123.5	121.4	114.4	183.8	122.6	121.9	100.2
1997	9	252.8	-	279.1	173.4	164.6	336.1	184.2	292.1	369.9	379.1	308.5	192.5	360.3	286.2	348.1
1997	10	85.9	-	126.9	163.3	221.7	341.7	133.5	151.3	187.6	168.5	200.2	104.0	218.8	115.5	127.0
1997	11	78.1	-	11.4	10.8	19.6	348.7	36.0	18.4	24.6	12.9	64.0	18.7	31.6	2.5	0.4
1997	12	0.0	-	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0
1998	1	0.0	-	14.3	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.3	1.0	33.7	0.0	44.7	1.0	0.0
1998	2	10.7	-	74.2	0.0	16.6	7.8	0.0	31.9	34.3	13.7	6.9	0.0	33.2	0.2	46.3
1998	3	0.0	-	74.6	50.6	1.9	1.9	0.0	0.2	59.1	0.5	23.8	0.0	0.9	13.0	0.0
1998	4	2.2	52.3	190.4	54.4	50.4	1.7	34.3	69.6	148.1	14.0	94.3	12.7	55.6	12.4	12.8
1998	5	96.0	146.5	131.1	140.2	163.4	135.3	89.4	89.8	133.4	175.1	172.4	182.8	231.4	198.7	104.8
1998	6	130.9	212.8	173.4	83.5	121.9	255.9	109.0	116.1	84.2	190.2	83.5	167.6	224.4	152.1	166.6
1998	7	123.3	295.2	139.4	228.7	93.2	298.7	264.5	229.5	153.4	348.9	184.8	279.0	269.4	262.8	143.5
1998	8	119.6	167.4	135.0	134.7	47.7	168.5	168.6	147.6	252.3	350.0	230.2	246.1	442.0	173.6	72.7
1998	9	125.2	137.8	158.3	157.7	245.3	252.7	302.9	254.9	122.5	387.3	182.6	121.9	586.3	166.7	192.7
1998	10	455.8	123.0	206.6	105.8	281.2	165.5	209.8	277.3	238.1	146.3	144.5	160.8	202.3	89.3	115.1
1998	11	139.6	39.4	31.4	117.2	105.3	57.4	46.3	87.9	50.6	27.7	46.6	39.8	18.9	39.1	95.4
1998	12	0.0	14.5	0.0	0.0	0.7	9.0	0.0	0.6	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	5.9	45.0
1999	1	0.5	13.4	3.1	5.9	0.2	1.6	0.0	14.9	11.0	33.8	27.3	29.8	35.1	2.8	34.2
1999	2	23.3	31.3	81.0	15.7	62.5	8.8	19.6	64.1	18.4	46.6	4.1	8.5	52.3	21.9	67.2
1999	3	1.1	82.2	127.4	54.6	27.2	7.0	7.7	112.6	102.2	36.3	16.2	7.2	50.9	9.6	2.5
1999	4	271.7	317.7	194.6	45.9	265.3	157.8	173.2	144.4	286.1	223.9	229.7	168.3	189.6	125.3	310.4
1999	5	190.0	437.3	331.8	329.5	144.5	297.9	210.4	220.9	127.7	533.4	288.1	287.9	409.6	345.0	402.5
1999	6	39.5	166.0	109.4	105.9	81.3	121.2	146.8	120.1	95.7	127.6	45.0	121.5	104.1	66.8	75.0
1999	7	69.2	64.4	168.4	241.9	126.5	73.7	58.5	171.8	96.4	115.3	107.5	190.3	72.3	156.7	117.3
1999	8	93.8	186.9	159.1	94.1	31.3	119.5	66.9	64.3	116.9	149.1	161.6	189.6	158.7	123.9	225.1
1999	9	150.0	183.0	164.6	201.4	148.8	174.4	196.0	154.7	152.7	208.4	164.9	189.0	211.2	150.0	226.0
1999	10	305.7	180.4	301.3	336.5	526.1	280.3	442.1	209.3	247.4	267.7	168.2	188.8	383.8	172.3	227.4
1999	11	80.9	77.9	49.9	64.3	169.7	56.3	60.3	72.9	112.6	59.2	28.8	21.7	88.1	40.4	53.7
1999	12	4.7	0.7	0.2	3.3	11.2	1.4	5.3	0.8	0.6	2.4	0.1	0.0	0.5	0.2	3.4
2000	1	3.3	0.0	0.0	2.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0
2000	2	79.3	38.1	0.0	27.6	22.7	16.0	13.1	7.5	114.1	8.5	4.0	18.6	40.0	8.6	3.3
2000	3	36.9	2.8	14.4	2.2	2.3	17.2	14.0	0.3	53.7	66.9	27.0	21.2	43.9	38.4	0.6
2000	4	267.1	370.3	147.7	95.6	91.0	152.8	79.4	189.2	73.6	261.0	135.5	154.4	209.3	181.2	159.8
2000	5	142.4	117.7	202.0	206.8	183.1	82.4	96.9	107.5	199.9	249.5	90.5	96.4	257.3	167.4	176.3
2000	6	80.2	224.5	171.3	156.9	43.2	77.9	61.9	96.1	127.1	188.4	88.2	102.5	263.0	269.8	51.5
2000	7	48.7	83.6	136.4	133.6	24.6	53.1	37.2	59.0	138.4	101.8	128.0	78.9	261.0	117.2	94.9
2000	8	102.9	208.9	238.2	213.5	66.9	116.8	80.7	178.5	157.3	161.9	236.4	164.2	226.0	89.1	143.0
2000	9	153.8	212.2	137.0	304.6	132.0	109.6	92.1	124.7	262.5	273.0	130.3	157.4	214.6	175.6	136.6
2000	10	139.1	192.7	196.5	182.5	150.5	405.4	244.1	346.2	171.1	79.1	144.8	97.0	358.8	209.7	159.8
2000	11	15.7	2.8	0.0	6.4	1.1	6.5	2.5	3.1	10.8	0.8	4.3	8.6	0.0	0.1	8.4
2000	12	0.0	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	4.4	0.0	0.0
2001	1	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	17.8	0.6	29.8	25.1	0.0	10.8	2.5	0.0
2001	2	0.0	17.0	3.2	0.0	0.0	0.0	3.8	0.0	10.8	2.8	0.0	4.5	9.4	2.7	1.8
2001	3	101.6	180.7	80.3	99.7	150.4	190.1	116.5	103.1	135.2	161.2	111.4	171.1	175.1	66.2	45.9
2001	4	4.5	60.2	50.2	6.0	0.0	7.3	0.8	0.0	104.0	58.6	50.6	1.4	28.7	34.9	7.6
2001	5	79.7	130.5	203.9	415.1	114.4	239.3	150.9	168.5	227.6	199.0	193.5	230.8	257.2	217.0	210.4
2001	6	92.7	159.5	78.0	182.0	74.8	95.9	114.0	80.1	206.2	99.6	99.3	87.2	101.7	163.6	92.9

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้拿去ใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ข1 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

ปี	เดือน	สถานี														
		กาญจนบุรี	ปทุมธานี	ตากฟ้า สกษ.	กำแพงเพชร	อุทัย สกษ.	ราชบุรี	นครปฐม	สุพรรณบุรี	ฉะเชิงเทรา	สนามบินดอนเมือง	สทบุรี	พระนครศรีอยุธยา	กรุงเทพมหานคร	นครสวรรค์	ชัยนาท
2001	7	49.9	110.9	150.3	125.5	125.7	148.3	71.8	84.0	103.0	101.9	47.1	84.6	61.5	185.0	144.9
2001	8	72.6	155.6	212.8	247.4	59.3	31.1	104.5	101.5	135.3	87.3	44.2	112.8	148.9	116.2	75.4
2001	9	134.5	199.9	287.3	213.2	137.6	310.4	231.6	163.7	165.6	268.4	118.6	84.5	450.1	192.9	160.1
2001	10	222.5	212.6	174.7	227.1	332.0	294.8	332.0	212.7	129.3	280.9	170.1	87.5	479.5	104.3	111.9
2001	11	15.7	58.4	3.7	9.4	13.1	28.4	36.6	39.9	5.8	2.7	16.6	3.3	37.3	5.5	1.6
2001	12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	1.3	0.9	16.3	20.7	3.0	0.5	10.8	4.3	0.0	0.0
2002	1	0.0	0.0	22.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	11.1	49.4	0.0	26.4	8.8
2002	2	0.2	15.2	0.3	0.3	1.2	0.0	0.0	0.0	43.2	5.2	0.0	5.0	52.5	0.0	0.0
2002	3	3.6	88.5	0.0	123.7	4.3	25.0	45.9	73.7	53.7	4.3	10.7	13.7	43.7	6.3	0.0
2002	4	49.1	10.0	87.5	11.8	50.1	3.1	16.5	126.8	144.1	23.7	28.8	9.8	9.2	38.8	28.0
2002	5	174.4	175.0	168.7	75.7	168.2	123.6	108.2	82.5	215.0	204.1	176.9	95.8	229.3	174.4	110.8
2002	6	81.0	70.1	164.0	137.9	103.7	195.1	79.0	58.5	131.2	179.0	121.8	52.2	85.2	165.4	69.8
2002	7	57.8	115.5	33.6	108.9	85.5	45.0	108.7	54.5	137.7	100.9	115.6	36.6	85.6	181.0	33.9
2002	8	41.4	186.7	217.9	193.7	103.0	111.8	109.1	99.0	229.6	176.2	248.2	195.8	122.8	216.4	178.8
2002	9	251.9	156.4	347.0	451.4	161.8	240.0	184.6	160.5	223.1	289.6	183.7	304.4	197.6	306.8	246.8
2002	10	158.8	190.2	75.6	216.0	167.5	182.4	126.1	109.3	87.5	207.9	81.1	54.3	346.6	187.1	63.2
2002	11	155.3	114.2	19.8	58.3	105.7	123.1	226.9	77.3	34.5	62.3	45.3	94.7	135.9	13.6	52.8
2002	12	18.7	9.6	19.7	32.4	21.0	18.2	62.6	38.6	14.9	4.6	67.8	104.5	54.1	50.0	19.5
2003	1	0.0	0.0	0.0	16.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2003	2	20.3	75.2	0.2	4.1	0.5	0.0	0.0	0.0	48.0	19.9	4.6	0.0	0.7	40.1	22.5
2003	3	167.1	99.1	181.7	66.0	61.3	27.7	93.0	37.7	230.3	131.9	183.3	147.2	134.6	48.8	109.3
2003	4	115.6	6.3	46.0	25.4	7.5	20.1	1.2	52.1	70.1	29.5	2.1	14.1	12.3	35.4	13.8
2003	5	73.7	233.5	112.4	77.0	92.0	113.4	109.9	142.7	150.0	169.0	55.9	76.2	159.4	93.5	92.5
2003	6	197.1	234.9	172.7	194.0	134.7	152.5	176.1	160.4	188.9	305.7	109.2	126.8	191.9	204.8	101.9
2003	7	186.5	379.1	44.8	159.7	220.7	212.7	135.1	129.8	159.8	290.0	109.6	288.8	228.8	159.4	71.3
2003	8	52.0	266.3	190.7	125.0	76.0	183.8	75.9	64.7	104.7	195.7	176.1	101.5	315.2	201.9	176.0
2003	9	244.9	372.1	244.6	259.4	225.8	220.4	259.3	299.1	249.8	290.3	328.1	282.0	207.8	258.4	165.9
2003	10	127.3	150.7	57.5	163.6	139.2	287.6	96.2	198.0	85.7	52.5	60.7	107.4	121.3	68.7	25.0
2003	11	0.0	0.4	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2003	12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2004	1	25.5	2.7	0.0	0.0	15.1	5.6	21.0	8.9	15.8	24.8	37.2	15.1	46.4	0.2	8.6
2004	2	37.7	49.9	17.4	32.9	2.2	10.9	44.9	5.9	27.9	38.3	38.6	30.9	72.8	72.2	47.8
2004	3	9.5	28.1	3.5	57.8	0.0	10.9	0.0	0.0	91.4	1.0	12.0	0.4	3.5	0.0	0.3
2004	4	88.6	23.4	19.1	124.4	52.2	10.8	1.0	30.6	99.9	49.1	57.9	29.2	91.1	12.5	28.8
2004	5	232.9	186.2	67.2	242.7	127.2	219.5	172.2	43.9	91.9	109.4	69.7	52.5	94.9	46.9	68.5
2004	6	79.3	83.7	82.6	91.8	77.8	57.7	33.1	72.9	180.2	235.0	129.6	69.0	170.1	146.8	62.6
2004	7	69.3	72.7	165.3	166.5	79.9	60.9	83.3	131.4	123.5	170.7	173.8	127.2	182.7	227.8	170.7
2004	8	96.0	88.8	130.9	160.6	105.6	69.5	77.9	105.5	166.3	175.0	133.3	176.4	230.0	120.2	119.1
2004	9	214.4	105.7	161.0	294.6	184.6	344.6	188.2	207.3	183.0	211.0	276.4	217.5	213.8	302.3	165.6
2004	10	28.8	57.7	46.5	12.2	36.7	173.7	88.3	18.9	81.7	66.2	42.3	8.3	50.1	0.0	25.6
2004	11	0.1	0.2	19.8	0.2	32.1	4.0	2.8	21.6	0.0	19.6	0.4	0.0	5.0	0.1	0.0
2004	12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2005	1	0.6	3.6	0.0	0.0	13.4	6.5	7.1	8.5	0.4	2.4	0.0	0.0	2.7	0.3	1.9
2005	2	0.0	0.0	0.0	13.2	0.0	0.0	12.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	0.3	0.0
2005	3	36.9	51.5	102.2	8.8	37.9	9.6	107.9	18.5	69.3	77.2	20.0	30.6	17.4	118.9	30.4
2005	4	95.3	108.0	161.2	124.5	19.5	0.9	3.9	41.7	119.6	240.6	184.8	39.4	123.2	40.2	29.5
2005	5	213.6	134.5	124.0	44.8	115.3	87.2	80.2	63.3	116.9	304.0	143.0	33.1	283.7	44.0	69.2
2005	6	89.8	166.1	158.0	273.3	63.9	104.9	65.9	79.4	91.3	195.4	135.6	169.3	107.4	155.8	110.9
2005	7	88.5	92.7	198.2	160.7	98.9	140.8	90.9	95.0	108.1	114.8	93.5	73.6	150.3	164.3	119.8
2005	8	80.9	48.0	130.5	53.8	51.5	114.8	32.6	194.5	149.4	126.2	36.6	54.1	139.2	268.7	53.2
2005	9	234.8	463.3	349.3	266.4	419.0	145.8	300.4	502.2	350.5	290.4	327.4	331.0	358.5	294.5	372.1
2005	10	282.5	129.5	69.9	98.8	167.5	441.5	268.5	138.6	111.0	162.8	74.2	98.3	262.0	96.8	157.9
2005	11	13.0	117.7	72.5	122.9	124.5	39.1	48.5	148.2	117.0	74.4	168.8	295.5	172.5	35.6	104.1
2005	12	28.3	5.5	1.5	0.4	31.1	58.7	20.4	13.7	18.2	21.3	7.3	39.7	33.1	10.2	4.2
2006	1	1.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	2.6	0.0	0.0	5.8	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0
2006	2	50.7	2.6	3.1	14.2	25.1	17.9	17.8	31.7	30.5	9.3	8.8	4.2	38.9	65.9	3.7
2006	3	54.2	134.8	38.4	6.8	94.5	13.2	22.6	17.8	101.2	103.0	68.5	84.6	74.5	5.8	13.1
2006	4	108.4	49.6	67.7	73.3	15.4	61.6	38.6	78.5	85.7	141.4	154.6	53.9	37.5	112.2	73.2
2006	5	169.6	153.1	164.5	273.3	131.8	202.6	117.0	122.5	220.5	310.1	184.4	144.1	250.1	74.6	49.6
2006	6	36.3	219.6	275.7	195.3	113.0	181.7	162.5	78.1	137.9	203.7	179.3	184.6	278.1	214.9	144.5
2006	7	83.5	171.8	179.3	135.7	60.7	82.9	74.3	42.2	193.6	120.6	86.8	216.4	149.7	105.0	138.9
2006	8	29.2	117.4	195.4	180.3	60.2	24.3	90.1	78.1	195.2	59.6	93.2	72.8	71.1	158.0	104.0
2006	9	318.5	377.6	272.9	264.5	198.4	150.7	338.2	335.5	404.0	228.6	334.8	309.0	317.3	258.0	462.3

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้拿去ใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ข1 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

ปี	เดือน	สถานี														
		กาญจนบุรี	ปทุมธานี	ตากฟ้า สกษ.	กำแพงเพชร	อุทัย สกษ.	ราชบุรี	นครปฐม	สุพรรณบุรี	ฉะเชิงเทรา	สนมบดินดอนเมือง	สพบุรี	พระนครศรีอยุธยา	กรุงเทพมหานคร	นครสวรรค์	ชัยนาท
2006	10	174.6	167.5	176.3	108.9	163.9	214.7	114.1	151.9	164.1	190.3	116.5	219.6	336.8	218.3	178.7
2006	11	16.3	14.5	3.1	5.3	16.8	0.0	5.7	2.5	9.0	60.2	0.0	15.1	42.9	8.5	0.0
2006	12	3.1	22.1	0.0	0.0	18.0	9.4	7.2	1.5	0.0	0.4	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0
2007	1	14.0	0.4	6.9	0.2	10.3	1.1	7.0	0.0	0.4	0.4	0.0	0.0	29.9	0.0	0.0
2007	2	0.0	0.0	0.4	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.5	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9
2007	3	1.8	0.1	0.1	4.1	0.0	0.9	16.9	0.0	155.0	45.8	0.1	21.1	12.7	6.4	7.1
2007	4	170.7	225.8	58.9	85.6	87.0	90.6	151.3	41.7	248.3	159.0	102.0	130.3	143.1	110.8	40.8
2007	5	306.6	239.6	161.6	300.4	164.8	335.2	260.0	232.6	259.9	294.9	259.6	213.3	309.5	256.9	159.3
2007	6	95.5	168.1	159.9	223.5	99.3	107.4	149.2	101.6	115.2	258.9	151.9	93.6	268.2	141.0	124.8
2007	7	139.8	143.6	170.7	148.7	151.1	133.0	146.2	57.8	195.7	255.2	74.3	51.0	267.9	188.4	50.7
2007	8	76.3	116.7	60.2	89.4	140.7	218.3	183.1	58.1	58.3	106.8	70.9	126.5	147.0	63.8	35.5
2007	9	106.9	291.3	200.6	309.2	96.5	202.8	100.2	77.1	205.7	286.2	133.0	245.1	262.4	217.1	177.4
2007	10	147.3	118.7	157.4	259.3	101.1	117.6	164.6	192.6	76.8	132.0	108.7	63.4	225.9	184.0	196.2
2007	11	32.8	6.0	0.5	4.1	13.9	77.6	14.4	6.0	22.8	2.3	0.4	17.2	17.6	17.2	2.9
2007	12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2008	1	0.9	0.0	3.4	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0	6.1	5.0	0.0	0.1	62.1	18.6	0.1
2008	2	161.3	38.6	43.2	49.0	43.9	43.8	42.8	4.5	43.6	16.7	5.7	9.4	69.3	21.0	29.6
2008	3	88.9	50.2	2.2	28.0	0.2	5.3	0.7	0.1	68.8	0.7	0.0	12.1	3.6	18.8	0.0
2008	4	71.7	84.6	105.7	66.1	81.4	77.4	54.6	69.8	235.2	91.7	201.2	137.5	180.8	137.4	98.4
2008	5	53.1	235.3	116.1	250.0	110.9	96.7	160.0	189.7	147.4	313.7	141.1	96.1	257.9	124.2	323.8
2008	6	192.8	224.9	115.9	226.5	141.2	169.0	188.0	55.0	220.1	210.6	249.0	100.9	163.6	131.5	260.2
2008	7	140.1	117.3	164.3	259.8	71.5	118.8	81.0	96.7	281.7	122.2	115.5	134.8	221.8	151.2	132.3
2008	8	103.7	252.4	125.4	176.9	127.3	97.0	124.6	120.0	221.2	186.3	112.4	194.0	172.1	216.6	124.3
2008	9	191.5	207.7	390.6	221.2	109.8	82.7	131.3	197.1	381.5	283.1	470.2	398.2	335.2	379.8	288.8
2008	10	231.5	171.5	195.2	372.7	253.2	282.1	225.7	136.6	248.5	286.9	164.1	85.5	399.3	242.2	144.5
2008	11	89.3	77.4	84.7	52.3	22.8	32.9	14.7	75.5	30.7	36.6	14.0	1.0	36.7	44.9	19.6
2008	12	0.0	0.0	0.3	1.9	0.0	2.2	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2009	1	0.2	0.0	0.6	0.2	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.4
2009	2	2.1	0.0	0.0	0.3	3.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	3.6	16.7	0.0	0.0	0.0
2009	3	105.4	140.7	127.7	73.5	10.4	99.7	15.9	5.0	166.4	104.0	72.4	37.4	30.2	33.2	8.7
2009	4	62.2	129.4	73.6	66.3	101.5	34.6	39.3	12.5	129.7	199.1	112.0	130.6	359.6	58.2	59.5
2009	5	364.2	251.3	163.6	108.0	146.5	141.8	343.2	64.0	184.8	403.0	189.5	116.2	463.4	284.5	137.0
2009	6	110.8	156.3	53.6	230.7	101.4	109.5	47.9	99.7	106.6	263.2	88.7	101.4	219.3	116.8	112.5
2009	7	80.7	176.8	129.3	157.6	68.3	171.0	90.9	92.7	105.9	155.2	90.0	136.2	175.7	191.9	105.2
2009	8	210.1	144.7	282.7	166.4	68.6	107.0	76.0	66.6	117.5	271.1	229.3	292.1	354.0	223.5	169.4
2009	9	197.9	161.1	362.0	209.3	253.4	161.5	220.6	76.5	190.8	312.3	236.1	232.3	351.8	296.7	197.7
2009	10	191.0	245.8	153.1	151.8	116.2	242.4	313.5	235.2	135.2	253.8	181.8	111.0	264.2	208.2	295.4
2009	11	4.6	6.0	2.4	5.2	5.2	22.2	5.2	1.3	39.6	51.5	2.8	36.3	46.5	2.4	2.0
2009	12	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.7	0.0	0.0	7.3	0.0	0.0
2010	1	0.0	23.2	75.3	16.7	4.6	2.0	3.5	0.8	41.0	129.3	6.0	1.8	99.9	26.0	20.7
2010	2	8.4	5.3	0.0	8.0	0.0	0.1	0.0	0.0	27.6	12.7	1.1	0.0	2.9	0.0	0.0
2010	3	9.5	4.3	8.0	25.0	18.5	21.3	21.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7
2010	4	6.6	51.5	40.5	79.0	1.6	13.3	19.6	36.5	157.4	107.1	0.3	1.8	17.3	7.2	2.6
2010	5	104.7	100.6	108.1	115.2	47.0	71.0	64.2	72.3	139.3	173.2	82.3	76.7	279.3	69.1	59.5
2010	6	124.2	234.1	223.3	204.6	152.2	147.2	289.6	112.9	175.7	220.8	225.6	137.8	198.8	231.2	120.6
2010	7	162.1	228.2	203.7	315.2	150.1	250.8	113.4	62.2	372.0	216.0	154.6	294.7	348.7	158.5	128.5
2010	8	126.2	226.3	263.4	245.0	236.8	185.2	185.8	144.3	274.7	387.4	154.3	228.8	343.1	242.2	309.3
2010	9	234.2	535.6	279.3	204.1	172.1	196.7	287.5	256.7	294.6	358.1	369.9	222.2	409.5	234.7	296.6
2010	10	332.7	223.9	371.0	328.4	252.8	291.6	239.8	255.5	212.5	216.1	229.9	193.3	256.3	588.0	461.3
2010	11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	5.5	3.6	0.0	0.0	30.6	0.0	1.0
2010	12	11.8	39.8	23.2	53.2	39.7	24.0	11.1	18.3	0.7	75.1	3.7	28.1	22.7	18.6	16.4
2011	1	0.0	0.0	0.0	2.8	0.0	4.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2
2011	2	38.1	75.1	0.0	0.8	1.5	4.1	0.1	2.8	30.0	36.2	0.0	21.5	21.8	33.2	0.6
2011	3	240.6	145.8	47.5	124.7	88.7	50.2	53.8	83.9	93.3	146.0	47.5	68.6	173.3	100.7	77.0
2011	4	94.5	77.2	119.9	47.0	33.0	52.7	140.5	33.0	181.0	199.2	134.8	17.9	134.7	146.6	70.1
2011	5	137.1	260.1	253.1	297.2	127.0	134.4	125.9	228.5	262.6	264.4	173.1	227.4	296.5	297.6	178.6
2011	6	42.9	86.1	140.7	122.5	131.4	37.5	115.0	50.4	147.3	204.0	106.3	115.9	411.9	83.8	171.3
2011	7	81.2	115.9	208.5	270.1	138.2	141.1	107.9	110.8	208.8	350.3	143.6	179.7	317.6	210.1	190.2
2011	8	145.0	167.5	313.5	108.7	119.5	99.5	233.5	66.2	254.4	311.0	116.7	132.4	297.0	292.2	109.6
2011	9	131.8	307.6	277.9	368.8	186.9	110.6	168.2	189.7	362.8	329.7	325.5	283.3	223.6	210.9	264.8
2011	10	154.1	247.8	152.5	224.3	199.4	267.4	350.6	234.6	164.8	117.2	216.0	104.3	362.0	142.3	143.8
2011	11	1.7	0.0	50.3	27.2	0.0	0.0	0.0	0.0	15.6	156.3	7.1	3.3	0.9	24.9	0.0
2011	12	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	8.4	0.0	0.0	4.1	195.3	0.0	0.0	0.7	4.7	0.0

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

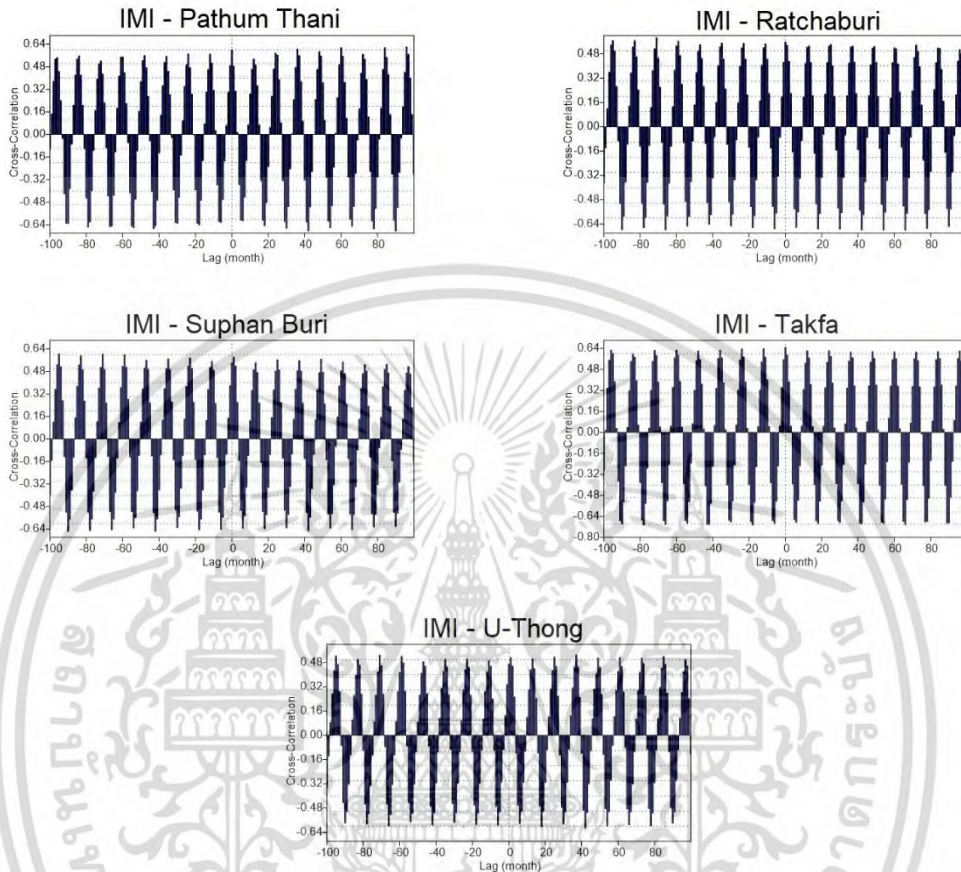
ตารางที่ ข1 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนรายเดือน

ปี	เดือน	สถานี														
		กาญจนบุรี	ปทุมธานี	ตากฟ้า สกช.	กำแพงเพชร	อุทัย สกช.	ราชบุรี	นครปฐม	สุพรรณบุรี	ฉะเชิงเทรา	สนามบินดอนเมือง	ลพบุรี	พระนครศรีอยุธยา	กรุงเทพมหานคร	นครสวรรค์	ชัยนาท
2012	1	14.3	21.9	21.5	1.9	8.1	13.2	7.4	1.1	57.5	0.0	0.4	4.1	44.2	23.0	0.8
2012	2	0.4	102.6	4.8	40.2	57.1	0.0	21.0	2.3	2.4	0.0	33.0	20.6	64.9	0.6	2.6
2012	3	66.0	15.4	2.6	25.9	0.0	20.6	4.5	0.1	85.7	8.5	18.5	45.9	24.1	19.1	13.4
2012	4	17.5	18.1	66.0	40.3	16.4	0.6	91.9	46.8	89.7	51.8	61.5	28.3	56.1	49.6	27.6
2012	5	102.9	120.9	175.6	159.9	85.4	193.7	45.5	162.1	152.7	111.5	134.1	237.0	121.9	163.8	232.1
2012	6	60.5	52.1	126.9	179.0	79.6	12.4	40.2	38.0	124.9	158.7	92.0	156.1	134.8	91.7	90.5
2012	7	157.1	219.4	112.3	164.8	123.8	127.9	121.2	158.0	249.8	346.5	131.8	256.4	196.4	119.1	105.5
2012	8	45.0	142.1	129.7	156.0	100.3	131.9	59.3	120.9	131.2	215.0	159.8	216.0	186.6	109.3	84.3
2012	9	442.7	503.0	361.2	381.5	401.8	264.0	458.5	411.8	484.3	449.1	300.1	311.2	601.1	318.3	365.1
2012	10	125.6	132.8	214.0	96.9	187.7	135.3	131.4	182.7	234.5	137.4	78.2	143.4	201.2	164.6	128.5
2012	11	114.4	48.1	51.1	23.7	43.5	128.7	114.2	77.9	38.3	133.4	49.4	110.6	88.9	56.7	27.4
2012	12	0.0	0.0	3.2	31.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	49.9	0.0	0.0	8.1	2.9	0.0

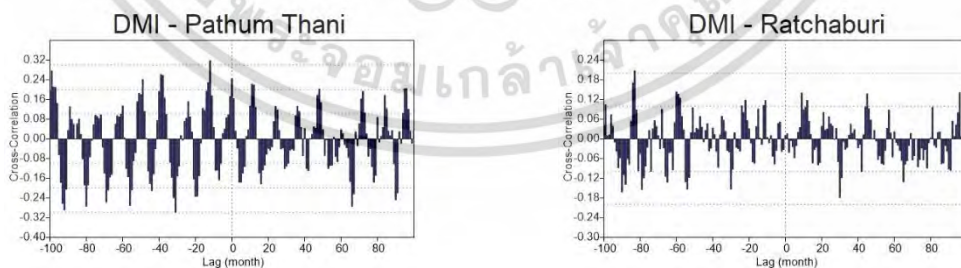


เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

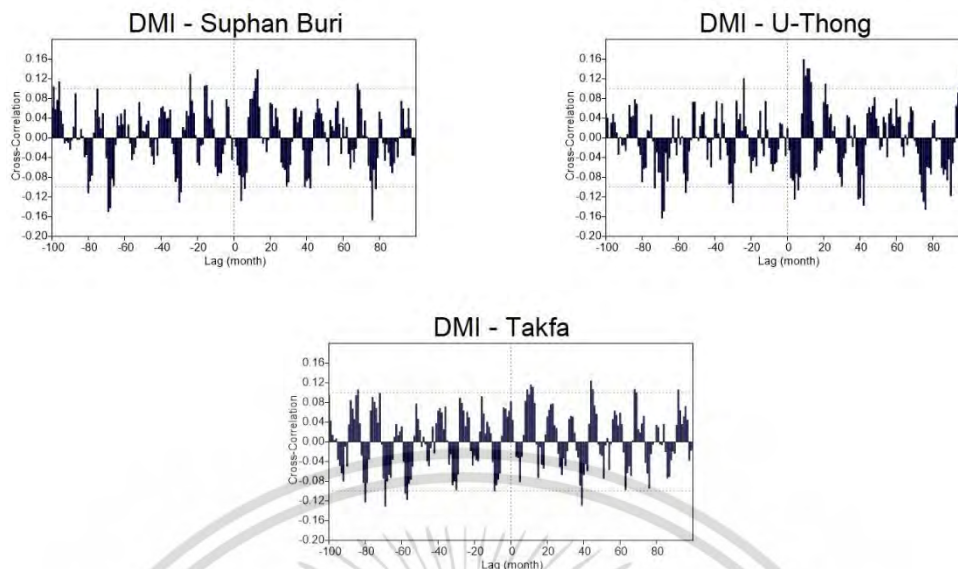
ภาคผนวก ค
ผลการวิเคราะห์เพิ่มเติมจากบทที่ 6



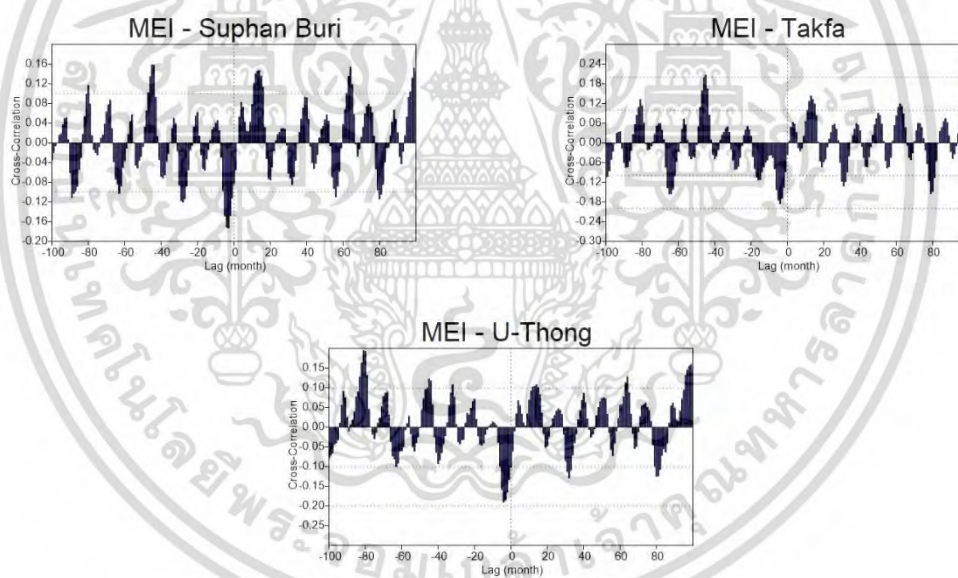
รูปที่ ค1 (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี IMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา



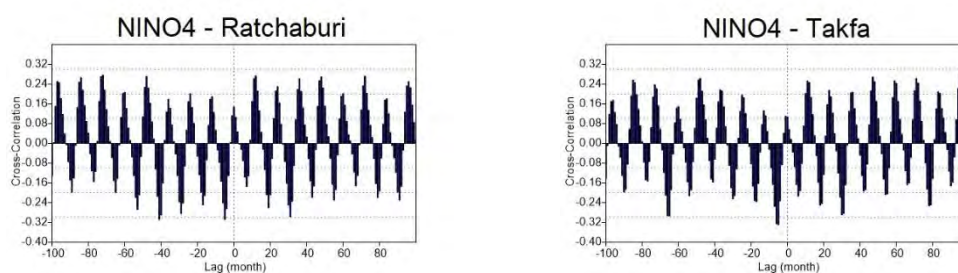
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



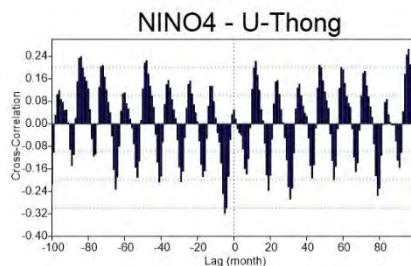
รูปที่ ค2 (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี DMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ที่ศึกษา



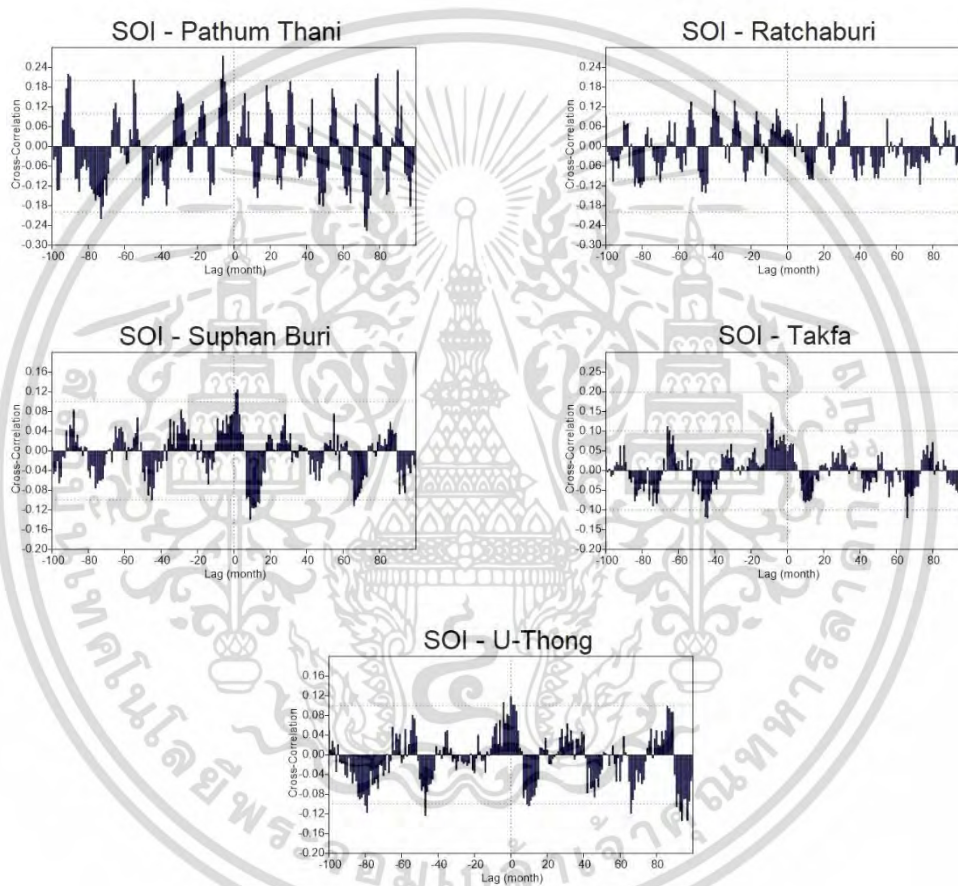
รูปที่ ค3 (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี MEI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ที่ศึกษา



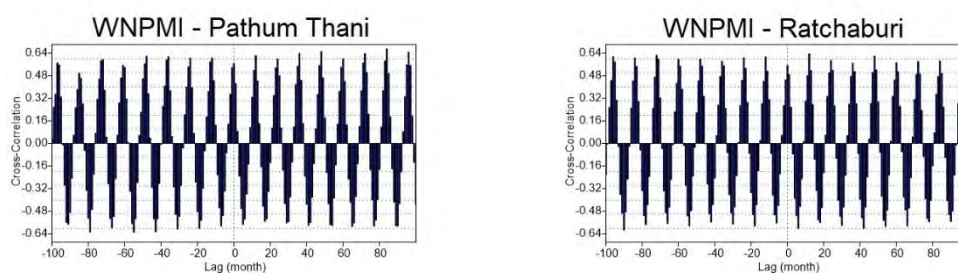
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



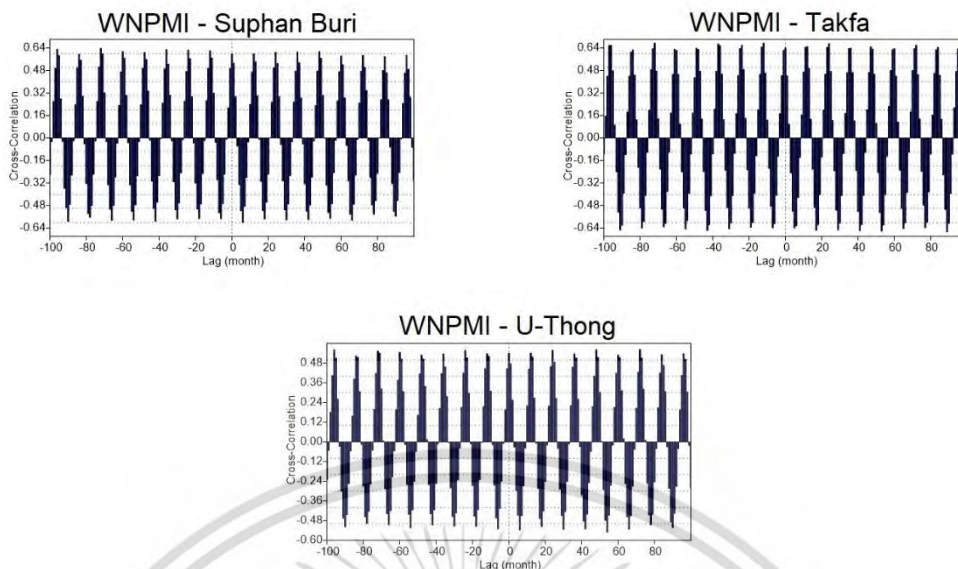
รูปที่ ค4 (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี NINO4 กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา



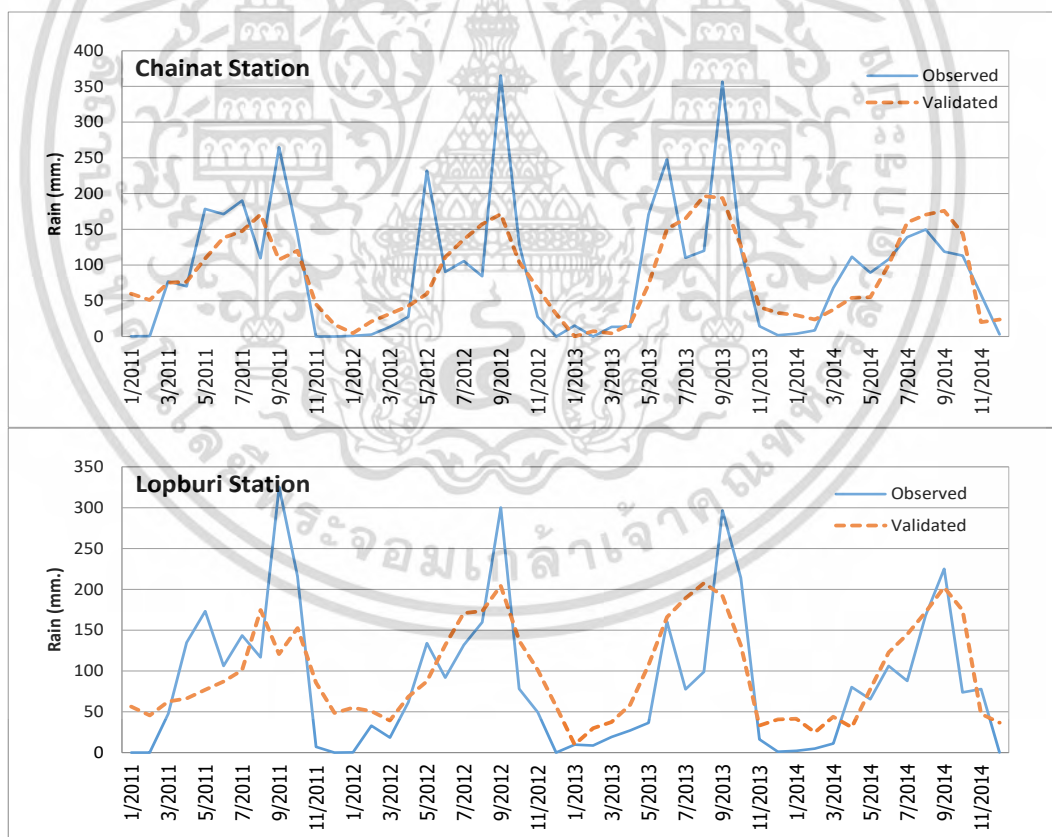
รูปที่ ค5 (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี SOI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ที่ศึกษา



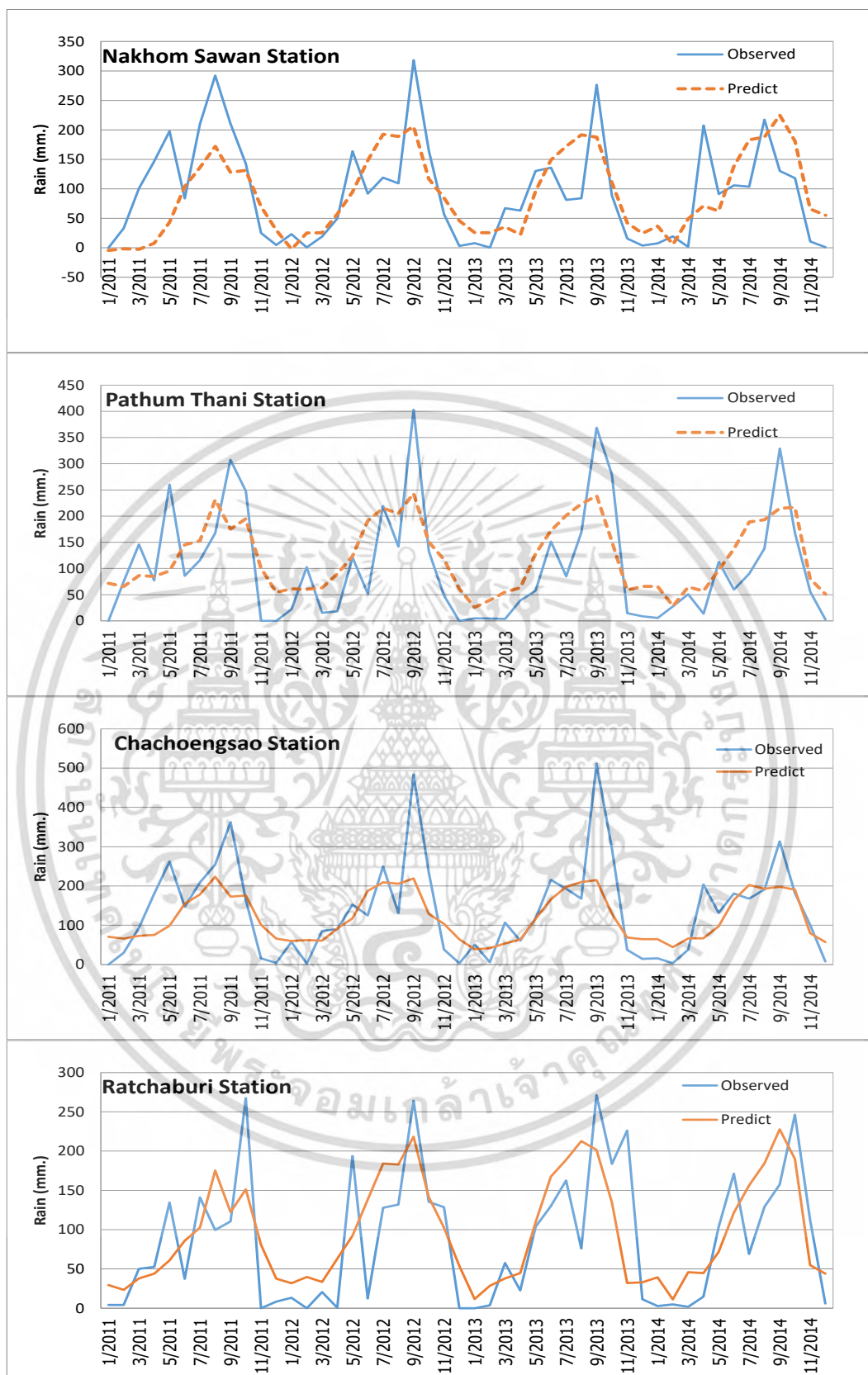
เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



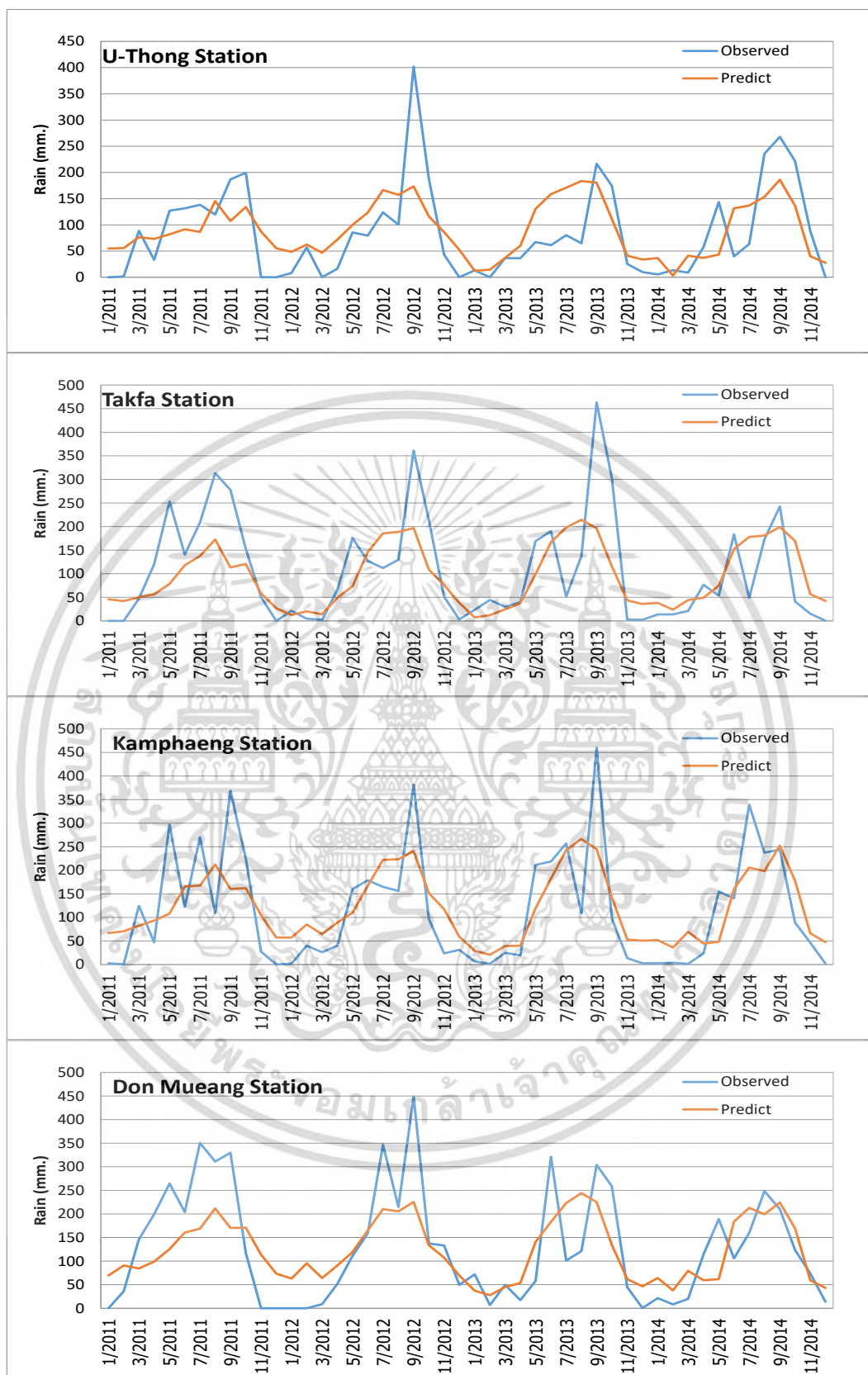
รูปที่ ๑๖ (ต่อ) ลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างดัชนี WNPMI กับปริมาณน้ำฝนรายเดือนของสถานีต่างๆ ที่ศึกษา



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

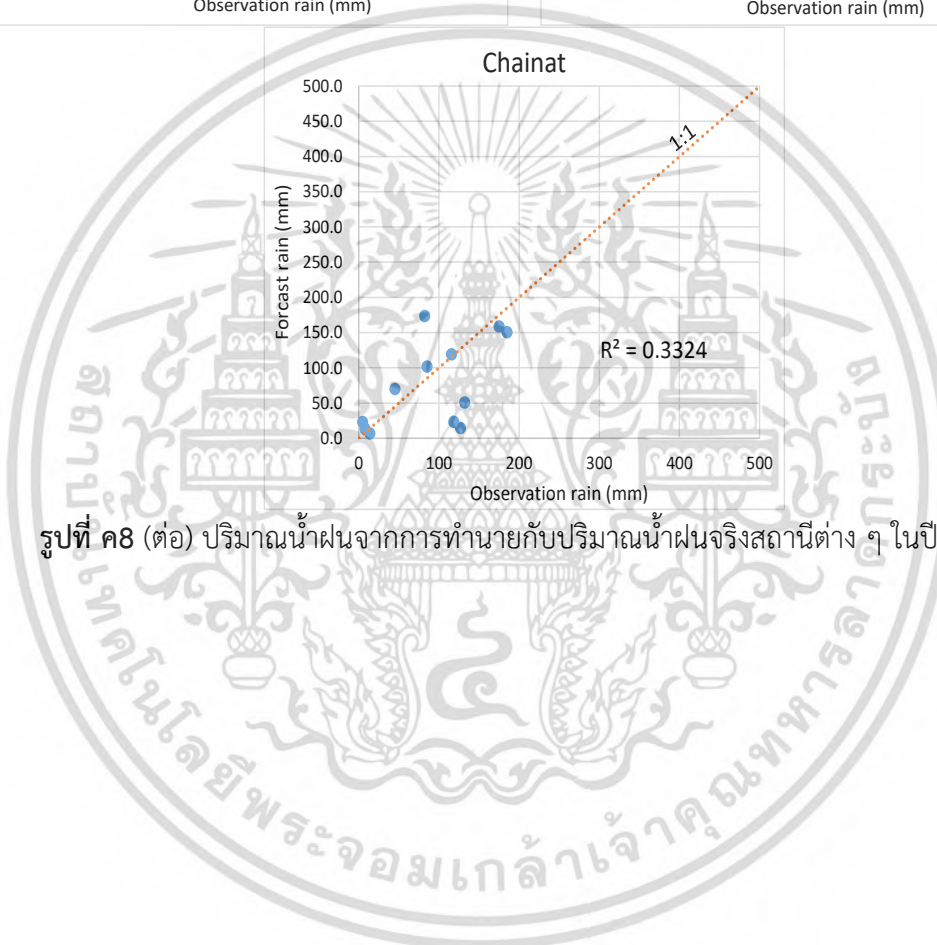
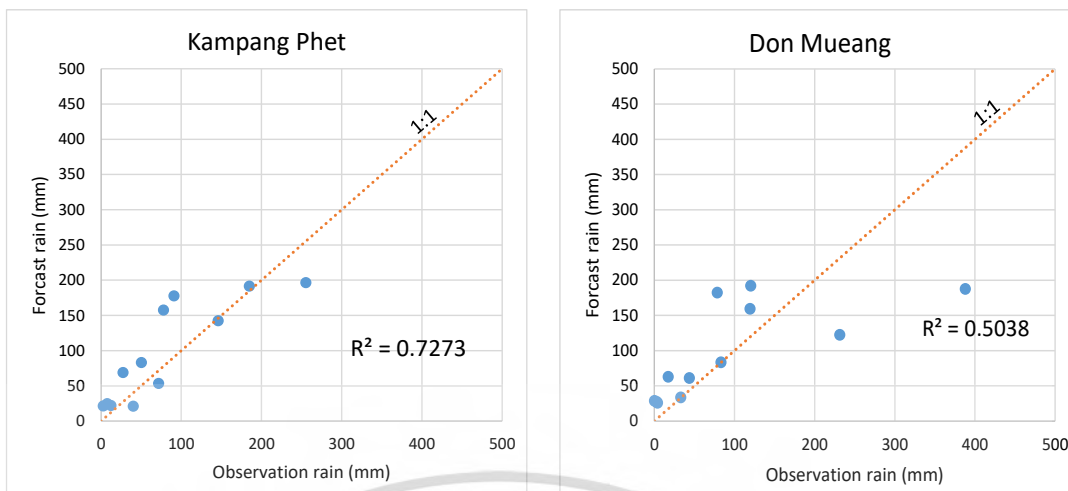


เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ ค7 (ต่อ) ตัวอย่างการสอบเทียบอนุกรมเวลาปริมาณน้ำฝนของสถานีต่างๆ
ในช่วงเวลาปี 2011-2014

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



รูปที่ ค8 (ต่อ) ปริมาณน้ำฝนจากการทำนายกับปริมาณน้ำฝนจริงสถานีต่าง ๆ ในปี 2015

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ภาคผนวก ง

ผลการวิเคราะห์เพิ่มเติมจากบทที่ 7

ตารางที่ ง1 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์มา ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

CT7/1		ARIMA (0,1,4)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	17.94	17.68
	February	18.33	17.48
	March	18.73	17.35
	April	18.38	17.32
	May	18.03	17.29
	June	17.69	17.27
	July	17.34	17.26
	August	17.00	17.25
	September	16.80	17.24
	October	16.60	17.24
	November	16.40	17.24
	December	16.20	17.25
	MAE		0.670
MAPE		3.825	
RMSE		0.767	

ตารางที่ ง1 (ต่อ) การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์มา ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

CT22/3		SARIMA (2,1,0)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	23.64	23.52
	February	23.82	23.57
	March	24.00	23.57
	April	23.55	23.55
	May	23.10	23.52
	June	22.65	23.48
	July	22.20	23.43

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่นิยมนำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

	August	21.76	23.37
	September	21.77	23.29
	October	21.78	23.21
	November	21.80	23.12
	December	21.81	23.01
	MAE	0.860	
	MAPE	3.892	
	RMSE	1.028	

ตารางที่ ง1 (ต่อ) การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์มีมา
ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

CT17/2		SARIMA (0,1,4)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	19.80	19.64
	February	19.81	19.59
	March	19.83	19.55
	April	19.84	19.48
	May	19.71	19.31
	June	19.65	19.34
	July	19.59	19.27
	August	19.84	19.2
	September	19.54	19.12
	October	19.53	19.04
	November	19.52	18.96
	December	19.52	18.87
		MAE	0.404
	MAPE	2.057	
	RMSE	0.186	

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ง1 (ต่อ) การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์มา
ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

CT23		SARIMA (0,1,1)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	17.43	17.68
	February	17.24	17.69
	March	17.05	17.69
	April	17.06	17.68
	May	17.08	17.65
	June	17.09	17.61
	July	17.11	17.56
	August	17.13	17.49
	September	17.15	17.42
	October	17.18	17.33
	November	17.20	17.22
	December	17.23	17.11
		MAE	0.365
	MAPE	2.132	
	RMSE	0.415	

ตารางที่ ง1 (ต่อ) การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์มา
ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

CT26/1		ARIMA (4,1,0)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	19.48	19.48
	February	19.41	19.44
	March	19.35	19.39
	April	19.27	19.55
	May	19.18	19.41
	June	19.10	19.28
	July	19.01	19.24
	August	18.93	19.21
	September	18.95	19.18
	October	18.96	19.14

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

	November	18.98	19.11
	December	18.99	19.08
	MAE	0.159	
	MAPE	0.835	
	RMSE	0.185	

ตารางที่ ง1 (ต่อ) การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์มีนา
ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

CT27		ARIMA (1,1,1)		
Year	Month	Observed	Forecast	
2012	January	14.1	14.08	
	February	14.075	14.03	
	March	14.05	13.95	
	April	13.956	13.91	
	May	13.862	13.84	
	June	13.768	13.87	
	July	13.674	13.79	
	August	13.58	13.61	
	September	13.978	13.52	
	October	14.376	13.43	
	November	14.774	13.34	
	December	15.172	13.23	
		MAE	0.438	
		MAPE	2.986	
	RMSE	0.762		

ตารางที่ ง2 การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์แมกซ์
ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

CT4		ARIMAX (0,1,2)	
Year	Month	Observed	Forecast
	January	14.80	14.95
	February	14.65	14.93
	March	14.50	14.88
	April	14.44	14.81
	May	14.38	14.73

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาค้นคว้าเท่านั้น ไม่ได้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า

ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

2012	June	14.32	14.66
	July	14.26	14.6
	August	14.20	14.56
	September	14.24	14.51
	October	14.28	14.46
	November	14.32	14.39
	December	14.36	14.3
	MAE	0.263	
	MAPE	1.828	
	RMSE	0.286	

ตารางที่ ง2 (ต่อ) การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำตาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์แมกซ์
ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

CT5/2		ARIMAX (1,1,10)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	12.19	12.40
	February	11.92	12.38
	March	11.66	12.35
	April	11.57	12.35
	May	11.48	12.38
	June	11.40	12.39
	July	11.31	12.46
	August	11.23	12.46
	September	11.24	12.38
	October	11.25	12.18
	November	11.27	11.97
	December	11.28	11.79
	MAE	0.803	
	MAPE	7.043	
RMSE	0.856		

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ตารางที่ ง2 (ต่อ) การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์แมกซ์
ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

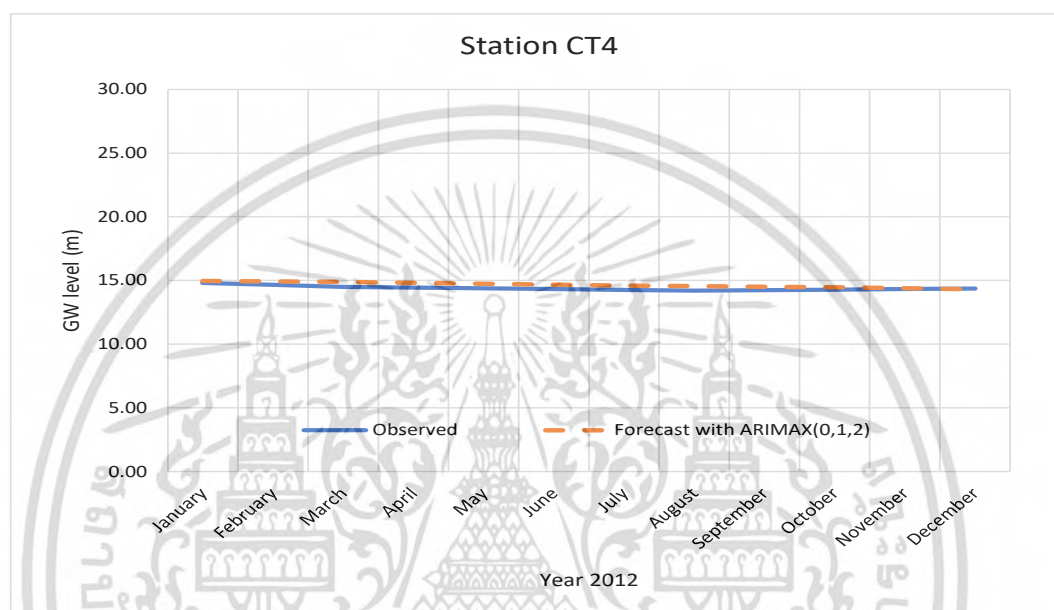
CT7/1		ARIMAX (0,1,4)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	17.94	17.64
	February	18.33	17.41
	March	18.73	17.27
	April	18.38	17.82
	May	18.03	17.21
	June	17.69	17.21
	July	17.34	17.20
	August	17.00	17.16
	September	17.24	17.12
	October	17.48	17.09
	November	17.72	17.07
	December	17.96	17.08
	MAE		0.576
MAPE		3.186	
RMSE		0.691	

ตารางที่ ง2 (ต่อ) การเปรียบเทียบค่าระดับน้ำบาดาลในช่วง Ex-ante forecast ด้วยวิธีอาร์แมกซ์
ของสถานีที่ศึกษาต่าง ๆ

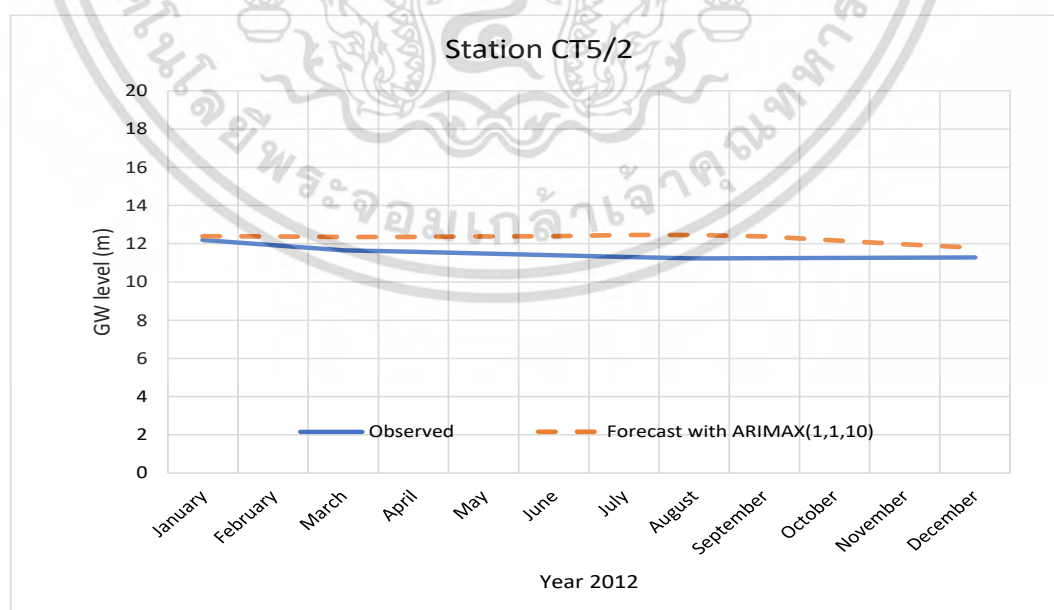
CT35/2		ARIMAX(13,1,0)	
Year	Month	Observed	Forecast
2012	January	20.58	20.60
	February	20.51	20.61
	March	20.44	20.67
	April	19.66	20.74
	May	19.14	20.84
	June	18.48	20.91
	July	17.83	20.95
	August	17.18	20.76
	September	17.19	20.93
	October	17.19	20.85

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

	November	17.20	20.79
	December	17.20	20.72
	MAE	2.231	
	MAPE	12.660	
	RMSE	2.665	

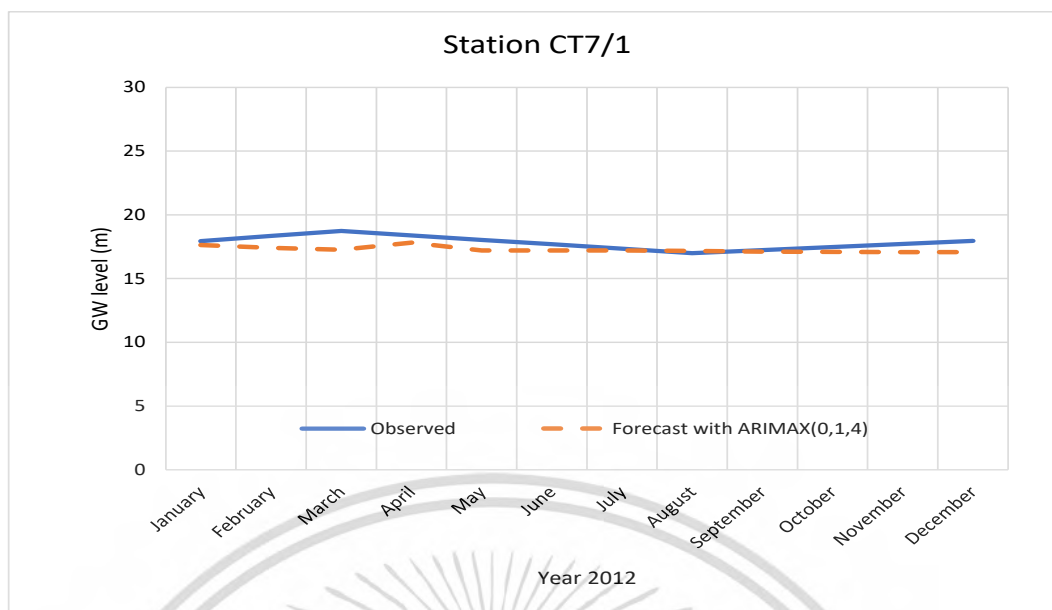


รูปที่ ง1 การเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลจากการทำนายด้วยแบบจำลอง ARIMAX กับระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ที่สถานีทดสอบต่าง ๆ ในปี 2012

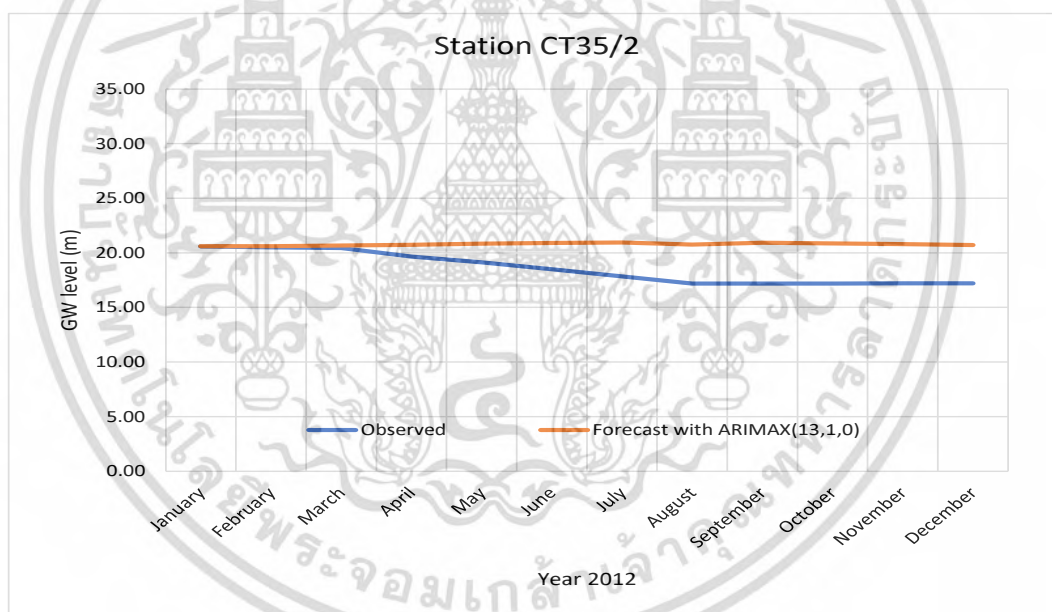


รูปที่ ง1 (ต่อ) การเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลจากการทำนายด้วยแบบจำลอง ARIMAX กับระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ที่สถานีทดสอบต่าง ๆ ในปี 2012

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้



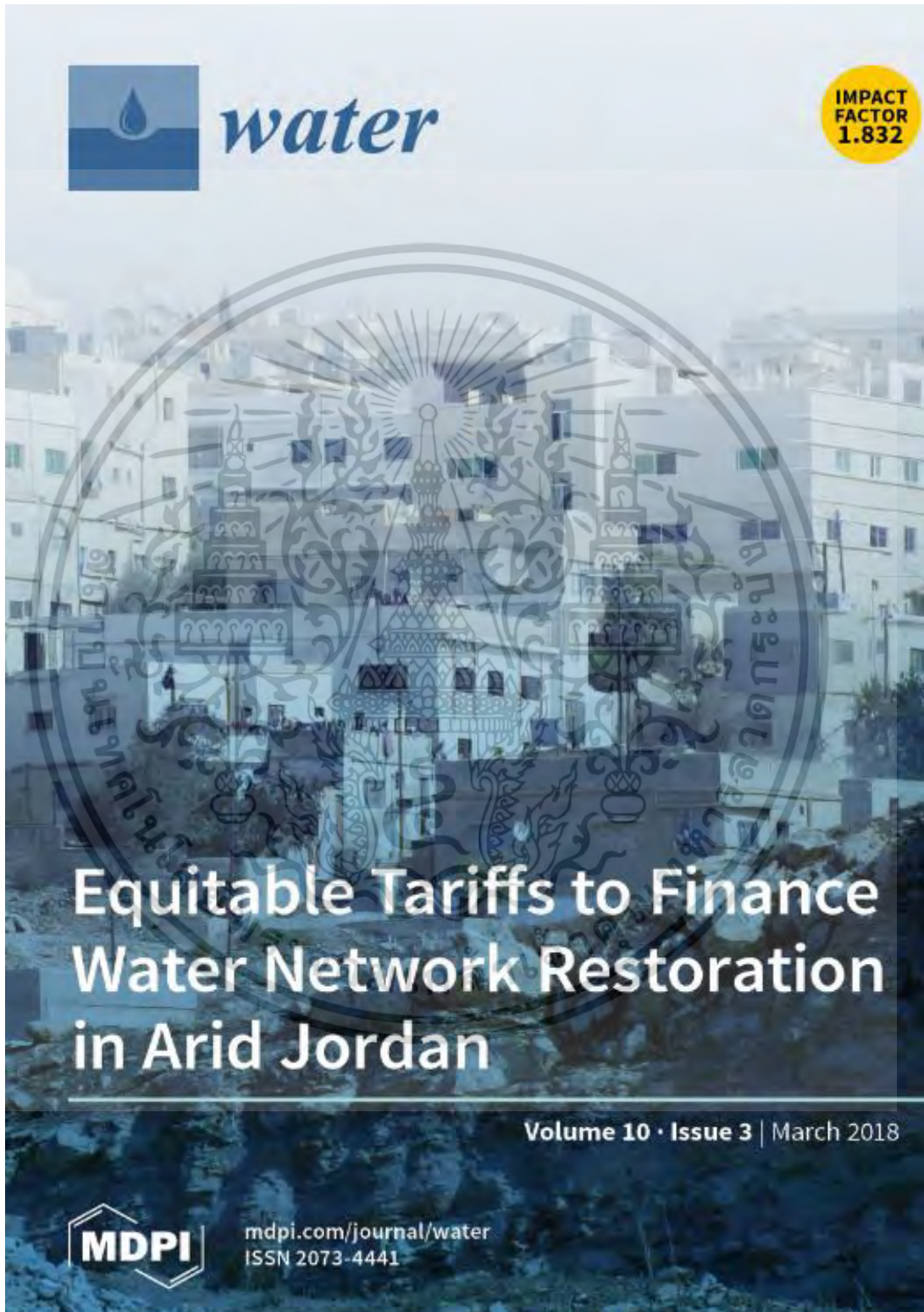
รูปที่ ง1 (ต่อ) การเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลจากการทำนายด้วยแบบจำลอง ARIMAX กับระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ที่สถานีทดสอบต่าง ๆ ในปี 2012



รูปที่ ง1 (ต่อ) การเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลจากการทำนายด้วยแบบจำลอง ARIMAX กับระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ที่สถานีทดสอบต่าง ๆ ในปี 2012

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้าไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ภาคผนวก จ
สำเนาบทความที่ได้รับการตีพิมพ์



รูปที่ จ1 หน้าปกบทความวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Article

The Influence of Climate Variability Effects on Groundwater Time Series in the Lower Central Plains of Thailand

Korrakoch Taweasin ^{1,*}, Uma Seeboonruang ¹ and Phayom Saraphirom ²¹ Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang, Bangkok 10520, Thailand; uma.se@kmitl.ac.th² Groundwater Research Center, Faculty of Technology, Khon Kaen University, Khon Kaen 40002, Thailand; payosa@kku.ac.th

* Correspondence: kola592@hotmail.com; Tel: +66-891-110-108

Received: 24 January 2018; Accepted: 5 March 2018; Published: 8 March 2018

Abstract: This research studies the relationship between the climate index and the groundwater level of the lower Chao Phraya basin, in order to forecast the groundwater level in the studied area by using Autoregressive Integrated Moving Average with Explanatory (ARIMAX). The combination of 6 climate indices—Dipole Mode Index, Indian Summer Monsoon Index, Multivariate ENSO Index, Sea Surface Temperature NINO4, Southern Oscillation Index and the Western North Pacific Monsoon Index—were used, along with the groundwater level data from 14 stations during the period 1980–2011 to develop the forecast model and verify it with the data of 2012. The first step was correlation of the ARIMA model with Autocorrelation Function and Partial Autocorrelation Function. The possible model was then selected using BIC statistics. Diagnostic Checking was done to consider the white noise characteristic of estimated residuals by using the statistics of Box and Ljung (Q-statistic). If the selected models were found to be proper, then the Granger Causality Test of the leading parameters or the climate index would be performed as the next step. The results show that there is a relationship between the groundwater level and the climate index. The model could be used to forecast effectively the average RMSE value at 0.6. The last step was to develop the MODFLOW for a conceptual model and synthesize groundwater levels in the study area, which covers around 43,000 km² and has 8 layers of groundwater, with Bangkok clay on the top. All other boundary values were set to be steady. The calibration was done using the data of 325 observed wells. The normalized RMS value was 9.705%. The results were verified by the data using ARIMAX over the same time periods. To conclude, the simulated results of the monthly groundwater level in 2012 of the wells have a confidence interval of around 95%, which is near the result from the ARIMAX model. The advantages of the ARIMAX model include high accuracy, no requirement for a large amount of data and inexpensive implementation. It is one of the effective tools for the groundwater prediction.

Keywords: time series; climate variability; groundwater fluctuation; correlogram; ARIMAX model

1. Introduction

As is widely known, the world's weather is currently facing global changes [1], which can be seen from the variability of weather and changes in the climate in many parts of the world [2]. Every aspect is involved in this climate variability, including atmosphere, ocean levels and average temperature, resulting in changes in season timing and rain distribution [3]. The studies of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) in 2001 [4] showed that the average world temperature had increased by 1.4 to 5.8 degrees Celsius. This resulted in the melting of polar ice and the expansion of the ocean area, the increase of sea level by at least 0.09 m to 0.88 m and variability in the distribution of rain, which could result in both more severe drought and flooding.

Thailand, which is located in the Southeast Asia region, is affected by the climate variability caused by the interaction between the ocean, atmosphere and the ground in the equatorial area between the Indian Ocean and the Pacific Ocean. Two important climate variability phenomena in this area are the Indian Ocean Dipole (IOD) and the El Niño–Southern Oscillation (ENSO). Therefore, the study of climate variability to understand the effect on water resources and the preparation of water management is definitely an essential activity.

Groundwater is one of the most important water resources for billions of people, especially for many developing countries in Asia. Groundwater use accounts for about 50 percent of consumed water, 40 percent of all industrial water usage and 20 percent of agricultural water usage. In Asia-Pacific, approximately 32 percent of the population uses groundwater as drinking water [5]. More than 2 million people in Asia use only groundwater for consuming. In some countries, such as Bangladesh, India, China, Indonesia, the Philippines, Thailand and Vietnam, more than 50 percent of households use groundwater [6]. Furthermore, in most of the big cities, groundwater has been used more for industry than consumption. In Bangkok, the groundwater accounts for about 60 percent of all water used in industry, so the quantity of groundwater used is related to Gross Domestic Product (GDP). All of the above factors could affect the overall quantity of groundwater.

The objectives of this paper are to find the relationship between climate variability and groundwater by comparing groundwater level results when analyzed and forecasted using two models. The ARIMAX model is used to forecast the groundwater level with the exogenous climate index variable. The result of the ARIMAX model is used in comparison with the result from the groundwater level in the study area analyzed by the MODFLOW model. The Chao Phraya River basin is the largest groundwater basin in Thailand, which is one of the most important industrial areas and high residential population areas of Thailand, covering 15 provinces, and it is the focus of this study. Understanding the connection between climate variability and groundwater could lead to better knowledge about groundwater levels, better preparation, development and management of natural resources and the ability to lessen the sensitivity of people to climate change.

2. Linkages between Climate Variability and Water Resources

Worldwide, people's water resources respond to climate variability very quickly. Regional climates are affected by many forms of climate variability. The one that is most well-known is the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) [7]. Moreover, variations in the phenomena were found in decade-long spans such as Pacific Decadal Oscillation (PDO) [8,9], the North Atlantic Oscillation (NAO) [10] and the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) [11].

Previous studies have shown the relationship between rainfall and climate variability in many areas throughout the world, such as in Queensland by Chiew et al. [12] and in the southwestern region of the United States by Hanson et al. [2]. Thailand has been affected by the difference in climate from both the Indian and Pacific Ocean. Yearly rainfall decreases in El Niño years and increases in the La Niña years [13]. The relationship between climate index and change of multi-year rainfall, up to decades, was researched and found by Kusreesakul [14], Limsakul and Goes [15]. The variations in the world's climate have also impacted surface water resources and groundwater resources in Thailand. Limsakul et al. [16] has found that the yearly raining period is related to the Indian Ocean Monsoon Index (IMI) and the Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI).

In the future, water use will rely on groundwater more because of the quickly changing and unreliable surface water level. In many areas, the surface water level is forecast to become more variable, which could drop the quality of surface water because of more severe drought and more frequent rain [17]. In the IPCC report, current surface water management is not sufficient to ensure the quantity of tap water impacted by climate change. Therefore, the number of wells is increasing very quickly [18] because farmers rely on it more and the surface water supply will be unreliable due to climate change.

Although the number of journal publications per year and the cumulative number of papers about the impact of climate change on ground water resources from 1990 to 2010 had largely increased [1],

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

more research is still needed urgently to define conjunctive use adaptation strategies to improve the management of groundwater [19], under the impact of world climate change and variation [20]. Studying the probable impact of climate change on groundwater variation is much more complex than the impact on the surface water [21]. The groundwater could have a lifetime from a few days to a hundred thousand years. Although groundwater could slow down the impact from climate change, the impact on the groundwater is difficult to monitor and detect [22]. Moreover, many activities caused by humans, such as pumping up the groundwater, could affect the groundwater in the same period as the climate change, which makes the differentiation of impact from climate change and human activity more complex. USGS has tried to study the groundwater level hydrology and agronomical chemistry response signal in the interannual to multidecadal time scales because this time scale variation could be highly significant for groundwater resource management [2,23–25].

The main interest of groundwater and the climate change research is the forecasting and estimation of probable direct impact on the rainfall variation and temperature formation [26–28]. These studies could be simulated by different models, such as the water and soil equilibrium model [28,29], Empirical model [30], conceptual model [31] and complex distribution model [32,33]. In addition, Changnon et al. [34] have studied the relationship between monthly precipitation (P) and the shallow groundwater level (GW) in 20 wells scattered across the American state of Illinois using autoregressive integrated moving average (ARIMA) modeling. The model found that a lag of 1 month between P to GW has the strongest temporal relationship found across Illinois, followed by no (0) lag in the northern two-thirds of Illinois, where mollisols predominate and a lag of 2 months in the alfisols of southern Illinois. Adhikary et al. [35] also used ARIMA to simulate the fluctuation of the groundwater table of all monitored wells in the Kustia district of Bangladesh. The results show that the predicted data represented the actual data very well for each monitored well. Furthermore, groundwater heads at a confined aquifer in southwest Florida show a nonstationary long-term (multi-year) fluctuation. Ahn and Salas [36] introduced an approach to build a time series models of nonstationary data at different time intervals based on an observed time series sampled at a reference interval. The model utilized in their study was a first-order difference ARIMA model. However, some groundwater head data may also be fitted adequately by a second-order difference time series model [37]. Five-time series models were applied: autoregressive (AR), moving average (MA), auto-regressive moving-average (ARMA), autoregressive integrated moving-average (ARIMA) and seasonal auto-regressive integrated moving-average (SARIMA). The results showed that the AR model with a two-time lag (AR(2)) shows the best forecasting of groundwater level. However, they should be combined with several time series models for a better prediction of groundwater level [38].

The MODFLOW model, which was developed by the U.S. Geological Survey, is widely used for groundwater modelling [39]. Visual MODFLOW was then developed by Waterloo Hydrogeologic, Inc. (Kitchener, ON, Canada) to help prepare the data and conveniently display the groundwater model. For instance, Lawrence et al. [40] used MODFLOW for the hydrogeology study in the Hat Yai district of Songkhla province in Thailand to see the influence on the amount of groundwater usage in an urban area. Margane et al. [41], with the Department of Mineral Resources, applied MODFLOW in the hydrogeology study in the Chiang Mai–Lampoon basin to organize the quality of groundwater data and to show the risk of contaminated groundwater. The Department of Groundwater Resources (DGR) [42] did research about the addition of water to the groundwater through the pond system in the northern watershed area (Phitsanulok, Sukhothai and Phichit) and they did a study on the impact of underground structure due to the restoration of water pressure in Bangkok and vicinity. Moreover, choosing the parameters in different modeling programs, such as hydraulic conductivity, is an important step [43,44], because any groundwater basin might have many k values, since the soil and rock layers are different. Most of the modeling on Thailand data used the anisotropic ratio at about 10 times [44]. In a study similar to this research study, the lower Chao Phraya River basin and the surrounding area was also researched by Arlai et al. [45], who looked into the effective approaches to assessing the reliable parameters in the Bangkok aquifer model. The previous research is greatly beneficial to this study. However, using a lot of

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

data may take a long time to do modeling and the scope of the model may be limited. The data assigned for the model ought to be the minimum necessary, for the sake of simplicity [46].

Climate change impacts the groundwater resources critically. Other change and trends that are difficult to forecast also have an important impact that cannot be neglected. In particular, climate change can impact the quality and quantity of groundwater more and more, so prediction models are important, because groundwater could become a more important and reliable water resource than surface water.

3. Study Area

The groundwater basin in the lower Chao Phraya River is located in one of the most important and populous parts of Thailand, the lower central region. As shown in Figure 1, the area covers about 20 provinces with approximately 43,333 km² and has the biggest groundwater basin in Thailand, at 269.312 billion m³. The area can be divided into 2 major parts. The lower plains part covers the area from the plain in Manorom city in Chainat province to the estuary area of the Chao Phraya River, which contains the water from the ground level to about 600 m deep. The other part is the borders of the Chao Phraya basin on both the east and west side, which is a mountainous area and has less water. The west side of the Chao Phraya basin edge covers the area from Uthai Thani province and the west side of Suphanburi province to Nakorn Pathom province. The east side of the Chao Phraya basin edge covers the area from Lopburi province, Saraburi province, Nakorn Nayok province, Prachinburi province and Cha Choeng Sao province.



Figure 1. Location of study area and observations wells in the lower central plains of Thailand.

Most of the area is the lower plains, except the north of Nakorn Pathom province, which is an upland area. The Chao Phraya River is the major river that runs from the north of Phra Nakorn Sri Ayutthaya province to the estuary area in Samut Prakarn province. The characteristics and types of rock and the geological structure of the edge of lower central region plain are mostly river sediment that flowed into the sediment basin, which is composed of Quaternary deposits. The hydrogeology of the lower central region plains is composed of both unconsolidated rocks and consolidated rocks [47].

From the drill hole in the studied area, which collected data to a depth of 700 m, it was found that there is a groundwater level, which is the gravel level and which could be divided into 8 levels, as shown in Figure 2, which is modified from Asian Institute of Technology [48].

รูปที่ ๑2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

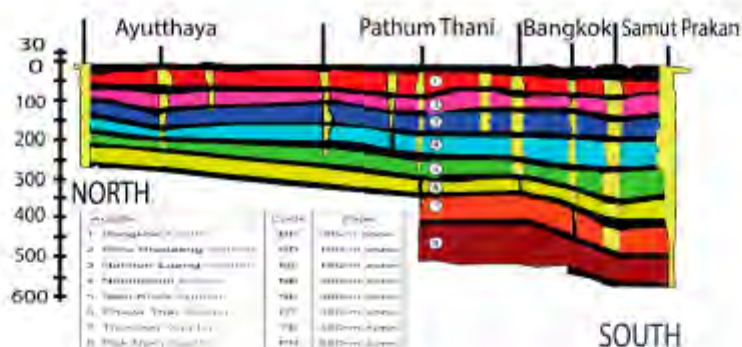


Figure 2. The groundwater and aquifer levels in the study area.

The water levels in wells that are screened in the upper-most unit (Bangkok aquifer) are going to respond differently from the water levels in wells in deeper hydrogeologic units. Because the upper-most unit wells have been influenced by the ground water recharge such as precipitation and stream runoff, the response happens more quickly than in other wells.

4. Methodology

The data collected included a climatic/ oceanography index and groundwater levels, to study the interrelation between them by analysis of ARIMAX. The water level forecasting of the ARIMAX method was compared with groundwater levels obtained from the simulation MODFLOW model, a flowchart of methodology shown in Figure 3 and the details are discussed below.

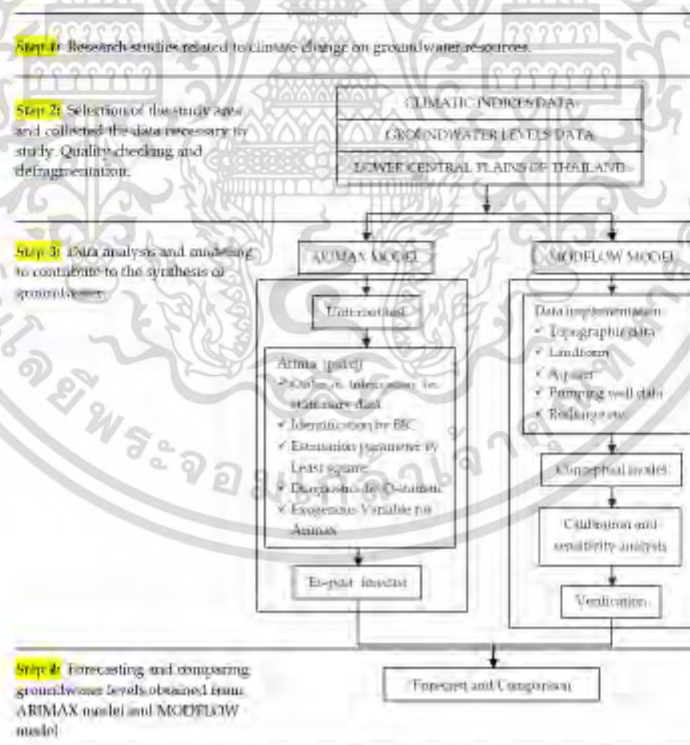


Figure 3. Methodological process for obtaining groundwater levels.

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

4.1. Available Data

4.1.1. Climatic Indices Data

According to NOAA, the major climate variation of this region is the Asian summer monsoon, which is analyzed with the Indian Summer Monsoon Index (IMI) and Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI) and the Indian Ocean Dipole (IOD) is analyzed with the Dipole Mode Index. Those indices were used to consider the differences in sea water surface temperature around the equator area from the western Indian Ocean (50–70° E and 10° S–10° N) to the southeastern part of the Indian Ocean (90–110° E and 10° S–10° N).

Another phenomenon in this region is the El Niño–Southern Oscillation (ENSO), which involves several indices, such as the Multivariate ENSO Index (MEI), Southern Oscillation Index (SOI) and Sea Surface Temperature (SST). NINO4 is in the western equatorial part of the Pacific Ocean, or the so-called warm water basin and is located in latitude 5° N–5° S and longitude 150° W–160° E, which is the area that has the highest sea water temperature. It can affect many countries in the western Pacific; a total of 6 indices are used in analysis. The data also has been collected from 1960 to the present.

4.1.2. Groundwater Data

The monthly groundwater level data was monitored in wells in the lower Chao Phraya basin by the DGR. The data was collected from 14 wells in the studied area, which includes about 15 provinces; information from 4 sample stations is shown in Figure 4.

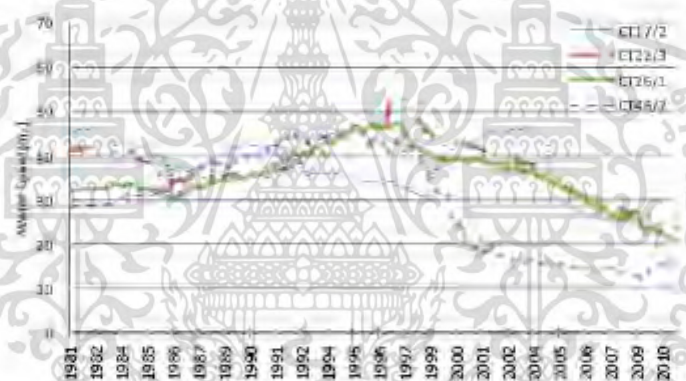


Figure 4. Characteristics of groundwater levels at 4 sample stations.

From the groundwater data that was collected from 1980 to 2012, measured from the land surface at the CT48-2 station, the water level has the highest variation and at the CT23 station, the water level has the lowest variation. At the same time, the average water level at the edge of the well is highest at CT33-2 station, at 47.60 m. The overall groundwater level has the negative kurtosis and negative skewness distribution.

4.2. Theory

When all necessary data, such as climate/oceanography index and groundwater level, had been collected, the model was developed using ARIMAX. It is one of the most popular statistical models in economic analytics for many types of time series forecasts, such as monthly incoming visitor forecasts [49] and daily car count forecasts [50]. ARIMAX has been constantly developed from the ARIMA mode, which had originally been presented by Box and Jenkins [51].

The climate/oceanography index+ and groundwater level used in the analysis should be stationary, so that the time series data has the constant mean (μ), variance (σ^2) and covariance (γ).

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Therefore, the characteristics of the data need to be inspected with the unit root test, which can be done by using the Augmented Dicky-Fuller Test (ADF) [52] in 3 forms, as shown in Equations (1)–(3).

$$\Delta Y_t = \delta Y_{t-1} + \sum_{i=1}^p \varphi_i \Delta Y_{t-i} + \varepsilon_t \quad (\text{random walk}) \quad (1)$$

$$\Delta Y_t = \beta_1 + \delta Y_{t-1} + \sum_{i=1}^p \varphi_i \Delta Y_{t-i} + \varepsilon_t \quad (\text{random walk with drift}) \quad (2)$$

$$\Delta Y_t = \beta_1 + \beta_2 t + \delta Y_{t-1} + \sum_{i=1}^p \varphi_i \Delta Y_{t-i} + \varepsilon_t \quad (\text{random walk with drift and linear time trend}) \quad (3)$$

The parameter that is considered in every equation is δ . If $\delta = 0$, Y_t will have a unit root from comparing the calculated t-statistic value and the value from the Dickey-Fuller tables, or the MacKinnon critical values.

4.2.1. ARIMA Model

The Box-Jenkins method is the way to find the proper model for the time series value by using the Autocorrelation Function (ACF) and Partial Autocorrelation Function (PACF) to consider the model. The model is composed of 3 major parts, which are the Autoregressive Model (AR(p)), Integrated Process (I(d)) and Moving Average Model (MA(q)).

Autoregressive (AR(p)) is the model to show the observed y_t value; it was assigned from the values of y_{t-1}, \dots, y_{t-p} or the previous observed value (p) by using the process of system AR(p), which is the process of the Autoregressive system at p order, which can be written as shown in Equation (4).

$$y_t = \mu + \phi_1 y_{t-1} + \phi_2 y_{t-2} + \dots + \phi_p y_{t-p} + \varepsilon_t \quad (4)$$

where y_t is the groundwater level at time t; μ is the constant value; ϕ_i is the I ordered parameter; and ε_t is the error at time t.

Moving Average (MA(q)) is the model to calculate the observed y_t value, which is assigned from the error at $\varepsilon_{t-1}, \dots, \varepsilon_{t-q}$ or the previous error by using the process or system MA(q), which is the Moving Average at the q order, which can be written as in Equation (5).

$$y_t = \mu + \varepsilon_t + \theta_1 \varepsilon_{t-1} + \theta_2 \varepsilon_{t-2} + \dots + \theta_q \varepsilon_{t-q} \quad (5)$$

The last step is to assign the proper model of the ARIMA model, which can be done by considering the Autocorrelation Function (ACF) and Partial Autocorrelation Function (PACF). In considering the Autoregressive Process model at p ordered and Moving Average at q ordered would result in Autoregressive Integrated Moving Average mode at p, d and q ordered, or ARIMA (p,d,q), which can be written as shown in Equation (6).

$$\Delta_d y_t = \delta + \phi_1 \Delta_d y_{t-1} + \phi_2 \Delta_d y_{t-2} + \dots + \phi_p \Delta_d y_{t-p} + \varepsilon_t + \theta_1 \varepsilon_{t-1} + \theta_2 \varepsilon_{t-2} + \dots + \theta_q \varepsilon_{t-q} \quad (6)$$

where y_t is the groundwater level at time t; p is the order of Autoregressive; d is the number of times that differences were found in the constant characteristic time series data; q is the order of Moving Average; Δ_d is the sign of finding the difference at d ordered (d-th difference operator); δ is the constant value; ϕ_1, ϕ_p is the parameter of Autoregressive; θ_1, θ_q is the parameter of Moving Average; ε_t is the error at the time t, which has been assigned to be white noise; and t is the time index.

รูปที่ จ2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

4.2.2. ARIMAX Model

ARIMAX is the model that was adapted by including X_t , which is the leading variable (or Structural Variable or Exogenous Variable) to improve the forecasting accuracy. In this study, this variable is the climate and oceanography index and was newly formulated into Equation (6) to create Equation (7), as follows,

$$\theta(L)\Delta^d y_t = \phi(L)\varepsilon_t \quad (7)$$

When the independent variable is included in the ARIMA model, it results in the ARIMAX model, shown in Equation (8).

$$\theta(L)\Delta^d y_t = \theta(L)x_t + \phi(L)\varepsilon_t \quad (8)$$

where $\theta(L)$ is for Lag Polynomial, where $\theta(L) = (1 - \theta_1 L^1 - \theta_2 L^2 - \dots - \theta_r L^r)$.

In Equation (8), x_t is the climate/oceanography index, where $\theta(L)$ is the degree of polynomial of the Exogenous variable that affects the Endogenous variable.

In testing to see whether X influences Y or not but using the null hypothesis (that is, H_0 : X does not influence Y) which can be said that to conclude that X influences Y , the null hypothesis needs to be rejected and when the variable passes the leading index testing, that variable could then be used to analyze the ARIMAX model.

When the proper order of ARIMAX model has been set up from the consideration of Bayesian Information Criteria (BIC), diagnostics should be done by the insignificant Ljung-Box Q statistic. After the most proper model is devised, then the groundwater level should be forecast to compare with the observed value, to compute the Root Mean Square Error (RMSE) and Mean Absolute Percent Error (MAPE). Finally, the groundwater level forecast by the statistical process would then be compared to the groundwater level that was synthesized from the physical model, which is MODFLOW in this case.

5. Conceptual Groundwater Model

The analysis of data composed of geological data, hydrogeological data, groundwater characteristics, geographical data, groundwater usage data, mapping data and hydrological cross-section graphics, which are partly modified from Arlai et al. [43], Department of Groundwater Resources [47] and Fornés and Pirarai [33], resulted in the conceptual model by MODFLOW as shown in Figure 5. The model is rectangular between (north-south) UTM 1,450,000 to 1,800,000 m and (east-west) 500,000 to 800,000 m. By having a fixed grid size at 1 km², the model has a total of 945,000 grids, which are divided into 9 layers, comprising 8 layers of groundwater and the average 20-m thick Bangkok clay as the top layer.



Figure 5. The 3D boundary and conceptual model of study area.

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

5.1. Boundary

The hydrogeological model employs the following assumptions. The groundwater in the study area flows from north to south, which shows that horizontal permeability is better than vertical. The density of water is constant. Each aquifers layer is heterogeneous and anisotropic. The confining beds are homogeneous and isotropic. The groundwater flow is in steady state and the no-flux boundary around the area means that all aquifers are inactive cells, as shown in Figure 6, except for the south set, which is the constant head boundary. The water level at the Gulf of Thailand edge is set to be +0.00 m (MSL), according to Barlow [54] and Langevin [55], as shown in Table 1. The proper boundary of the model is in accordance with the hydrogeological characteristic of groundwater basin system in lower Chao Phraya from the study of DGR, such as the aquifer type of the Bangkok clay, on the top, which is set as an unconfined aquifer. But the groundwater from the Bangkok (BK) aquifer all the way to the Pak Nam (PN) aquifer is set as confined.



Figure 6. Study area and the no-flux boundary.

Table 1. Mean hydraulic heads of the aquifers.

Top to the Deepest	Aquifers	h_f (m)
1	Bangkok (BK)	1.00
2	Phra Pradaeng (PD)	2.25
3	Nakorn Luang (NL)	4.0
4	Nonthaburi (NB)	6.25
5	Sani Khok (SK)	7.5
6	Phaya Thai (PT)	8.75
7	Thonburi (TB)	11.25
8	Pak Nam (PN)	13.75

5.2. Parameters

The Digital Elevation Model (DEM) data is imported in order to have the height of the top and bottom of each layer as the model. The ground surface elevation is imported from the elevation data of the DGR national chart at the scale of 1:50,000. The study area has the elevation level at around 0–900 m above MSL. The initial head of every water layer is set from the groundwater level using the data from the wells observed by the DGR in 2009.

รูปที่ ๖2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

The assumption initially set the soil layer to be heterogeneous and anisotropic, referred from the hydraulic conductivity in the model by Spitz and Moreno [56]. The initial values for the calculation are shown in Table 2.

Table 2. Initial hydraulic conductivity, K, for model.

Zone	Kx (m/s)	Ky (m/s)	Kz (m/s)
1	3.50×10^{-9}	3.50×10^{-9}	3.50×10^{-10}
2	1.50×10^{-2}	1.50×10^{-2}	1.50×10^{-3}
3	9.50×10^{-7}	9.50×10^{-7}	9.50×10^{-8}
4	9.00×10^{-5}	9.00×10^{-5}	9.00×10^{-6}
5	3.50×10^{-6}	3.50×10^{-6}	3.50×10^{-7}
6	3.00×10^{-7}	3.00×10^{-7}	3.00×10^{-8}
7	8.50×10^{-8}	8.50×10^{-8}	8.50×10^{-9}
8	1.50×10^{-6}	1.50×10^{-6}	1.50×10^{-7}
9	3.00×10^{-9}	3.00×10^{-9}	3.00×10^{-10}
10	8.00×10^{-5}	8.00×10^{-5}	8.00×10^{-6}
11	2.00×10^{-10}	2.00×10^{-10}	2.00×10^{-11}
12	1.00×10^{-6}	1.00×10^{-6}	1.00×10^{-7}
13	8.00×10^{-4}	8.00×10^{-4}	8.00×10^{-5}
14	8.00×10^{-5}	8.00×10^{-5}	8.00×10^{-9}
15	6.30×10^{-4}	6.30×10^{-4}	6.30×10^{-5}
16	5.70×10^{-6}	5.70×10^{-6}	5.70×10^{-7}
17	1.00×10^{-9}	1.00×10^{-9}	1.00×10^{-10}

Estimation of the recharge rate is derived from the study by the DGR, which calculated the recharge rate to be about to 10% of rainfall in the area [57]. In this study, the rainfall distribution is set as Thiessen polygons, which are divided into 15 areas, as shown in Figure 7. Bangkok and the vicinity is found to be mostly the 20-m thick Bangkok clay. Therefore, there is no set recharge rate in this area.



Figure 7. The recharge area using the Thiessen polygon rainfall distribution in the study area.

The data of the major rivers in the study area—the Chao Phraya River, Tha Chin River, Pa Sak River and Mae Klong River—include river cross section graphic, river stage, riverbed bottom and the river width, from the Royal Irrigation Department. Bangkok and its vicinity are covered by the Bangkok clay, resulting in no recharging water from the river into the top layer of the model. However, the recharge from the river is still significant to the recharging area outside of Bangkok. The riverbed bottom level such Table 3 of the rivers is laid down on the second layer of the model (BK aquifer).

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Table 3. Values of the river boundary parameter for the RIV of the initial model.

River	River Stage (m. msl.)	Riverbed Bottom (m. msl.)
Mae Klong River	2274–(–5.785)	0.311–(–6.625)
Tha Chin River	(–0.289)–(–2.694)	(–2.828)–(–4.328)
Chao Phraya River	(–3.252)–(–2.928)	(–9.673)–(–12.075)
Pa Sak River	11.486–(–2.417)	7.606–(–12.698)

The pumping rate data is for groundwater users authorized by the DGR. The data is estimated by comparing the water usage rate in each province divided by the number of wells. Approximately 8800 wells are distributed over the area shown in Figure 8. Actually, there are still more users that use just a little water but they are not authorized; water smuggling also occurs but there is no data that could be included in this model development.



Figure 8. Distribution of pumping wells in the model.

5.3. Simulation Scenarios

This study models in the steady state by initial calibration with data from 2009 to 2010, since, during this time, the data is quite complete and has little variation, corresponding to the steady flow hypothesis. To obtain a representative hydraulic conductivity value, the model was verified by using the period 2011–2012. The value of the recharge was adjusted every month, including 24 values into the model. The monthly groundwater level of each month was synthesized. Finally, the groundwater level is obtained and compared with the groundwater level forecast by the ARIMAX method.

6. Results and Discussion

6.1. Unit Root Test

The unit root test was done to consider whether the data is stationary [I(0); integrated of order 0] or nonstationary [I(d); $d > 0$; integrated of order d], to avoid the spurious regression or the timely nonstationary average and fluctuation data, by using the ADF (Augmented Dicky-Fuller Test) of the groundwater level data from 14 stations.

The initial time series data test found that the groundwater level data was nonstationary. The results from the ADF on values of each station showed that the values were lower than the

รูปที่ ๖2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

critical value at the 0.01 and 0.05 significant level and under the null hypothesis acceptance ($H_0: \theta = 0$), which means that this data set had unit root. Then, the time series data was adjusted to be stationary by transforming the time series data with the 1st difference. When the adjusted data was retested with the ADF, the results showed that the ADF test statistic values were all higher than the critical value at the 0.01 and 0.05 significance level. This means that the 1st differential data were suitable for developing the ARIMA and ARIMAX model for forecasting the groundwater level in the study area, as shown in Table 4.

Table 4. Results of the unit root test.

Station	Level			First Difference		
	ADF	MacKinnon Critical		ADF	MacKinnon Critical	
		1%	5%		1%	5%
CT4	-0.603	-3.983	-3.422	-20.590	-3.983	-3.422
CT5/2	1.713	-3.983	-3.422	-14.060	-3.983	-3.422
CT7/1	0.013	-3.983	-3.422	-14.156	-3.983	-3.422
CT17/2	-1.301	-3.983	-3.422	-15.747	-3.983	-3.422
CT22/3	-0.101	-3.983	-3.422	-11.451	-3.983	-3.422
CT23	-0.761	-3.983	-3.422	-22.690	-3.983	-3.422
CT26/1	0.230	-3.983	-3.422	-19.002	-3.983	-3.422
CT27	0.916	-3.983	-3.422	-19.491	-3.983	-3.422
CT30/1	-0.639	-3.983	-3.422	-13.330	-3.983	-3.422
CT31/2	-2.816	-3.983	-3.422	-6.091	-3.984	-3.422
CT33/2	0.143	-3.983	-3.422	-22.445	-3.983	-3.422
CT35/2	1.225	-3.983	-3.422	-16.313	-3.983	-3.422
CT45	-0.342	-3.983	-3.422	-21.881	-3.983	-3.422
CT48/2	-1.663	-3.983	-3.422	-21.548	-3.983	-3.422

6.2. Identification

Initially, according to the principal of ARIMA modeling, considering the correlation graph of ACF and PACF of the groundwater level in each station, no station showed any sign of nonstationary seasonal form or data which was related to the unit root test result. The correlation graph of ACF showed the long-term regression, while in the correlation graph of PACF, the value quickly lowered to zero at every tested station. The sample of CT4 station in Figure 9 shows that the PACF lowered to 0 in lag 2.

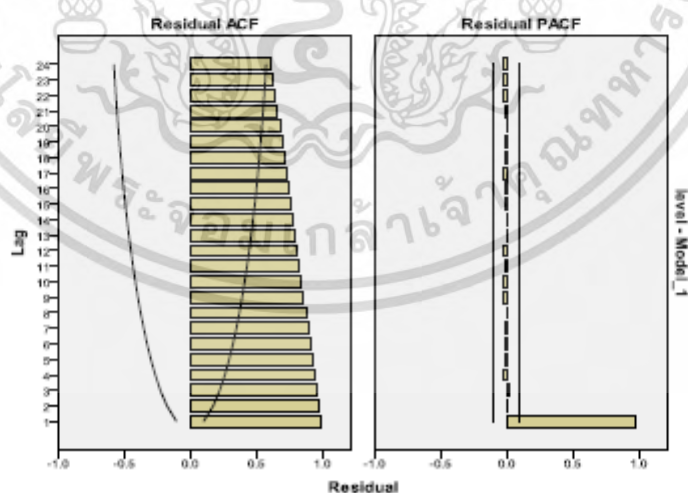


Figure 9. Correlagram of ACF and PACF in case of ARIMA(0,0,0) analysis of CT4 station.

รูปที่ ๑2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

After adjusting the time series data to be stationary by transforming the initial time series groundwater level data with the 1st difference, or ARIMA(p,1,q) and after considering the correlogram of ACF and PACF, such as the time series, the results of the CT4 station are shown in Figure 10. It was found to be a stationary time series. Therefore, the forecasting model is possible, as shown in Table 5.

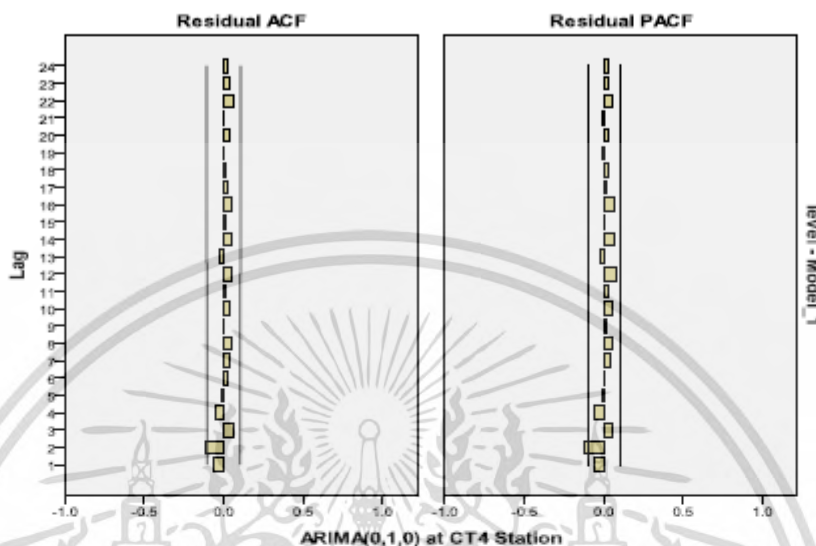


Figure 10. Correlogram of ACF and PACF in the ARIMA(0,1,0) analysis of CT4 station.

Table 5. Possible model of each station.

Observation Wells	Seasonal	Model	BIC	Proper Model
CT4	None	ARIMA(0,1,2)	-2.358	ARIMA(0,1,2)
CT5/2	None	ARIMA(1,1,10)	-0.974	ARIMA(1,1,10)
CT7/1	None	ARIMA(0,2,4)	-0.997	ARIMA(0,1,4)
	None	ARIMA(0,1,3)	-2.09	
CT17/2	None	ARIMA(1,1,0)	-0.485	ARIMA(0,1,4)
	None	ARIMA(0,1,4)	-0.468	
CT22/3	None	ARIMA(2,1,0)	-1.291	ARIMA(2,1,0)
	None	ARIMA(1,1,1)	-1.303	
CT23	None	ARIMA(0,1,1)	-1.732	ARIMA(0,1,1)
CT26/1	None	ARIMA(4,1,0)	-1.812	ARIMA(4,1,0)
	None	ARIMA(1,1,1)	-1.89	
CT27	None	ARIMA(4,1,0)	-2.845	ARIMA(4,1,0)
	None	ARIMA(1,1,1)	-2.899	
CT30/1	None	ARIMA(2,1,0)	-2.334	ARIMA(2,1,0)
	None	ARIMA(0,1,2)	-2.337	
CT31/2	None	ARIMA(0,1,0)	-1.744	ARIMA(0,1,0)
CT33/2	None	ARIMA(1,1,2)	-0.38	ARIMA(1,1,2)
	None	ARIMA(2,1,1)	-0.381	
CT35/2	None	ARIMA(13,1,0)	-2.893	ARIMA(13,1,0)
	None	ARIMA(0,1,13)	-2.9	
CT45	None	ARIMA(1,1,6)	-0.783	ARIMA(1,1,6)
	None	ARIMA(1,2,2)	-0.847	
CT48/2	None	ARIMA(1,2,4)	-0.57	ARIMA(4,1,1)
	None	ARIMA(4,1,1)	-0.577	

รูปที่ ๑2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Table 6 shows the possible models of individual study stations, based on the correlogram of ACF and PACF. The model for station CT4 is probably only one form, ARIMA(0,1,2), while station CT5/2 has probably 2 models: ARIMA(1,1,10) and ARIMA(0,2,4). The model that has the lowest value of BIC is ARIMA(1,1,10), which would be used in forecasting for station CT5/2. The other stations are considered in the same way.

Table 6. Parameter estimation of ARIMA(4,1,1) model of CT48/2 station.

Variable	Coefficient	Std. Error	t-Statistic	Prob.
Constant	−0.033	0.102	−0.326	0.745
AR(4)	0.169	0.055	3.079	0.002
MA(1)	0.891	0.048	18.618	0.000
R-squared	0.996		Ljung-Box Q	
BIC	−0.570		18.634	0.135

In Table 6, the constant term coefficient is -0.033 . The t-statistic value is close to 0, with the 0.05 significance level. This means that the constant term relies on Δy_t . On the other hand, the coefficient of AR(4) is 0.169. The t-statistic value is 3.079, which is far from 0, with the significance level at 0.05. This means that the change of AR(4) is in the same direction with Δy_t . The coefficient of MA(1) is 0.891 and the t-statistic value is 18.618, which is different from 0, with the significance level at 0.05. This means that the change of MA(1) is in the same direction as Δy_t .

6.3. Parameter Estimation

From the possible ARIMA model in Table 6, the proper parameters of the model could be found by using the ordinary least square of each station. Table 7 shows the parameter estimation of CT48/2 station, model ARIMA(4,1,1).

Table 7. Diagnostic checking of selected models.

Station	Model	Ljung-Box Q	Prob.
CT4	ARIMA(0,1,2)	12.369	0.718
CT5/2	ARIMA(1,1,10)	25.831	0.072
CT7/1	ARIMA(0,1,4)	29.503	0.109
CT17/2	ARIMA(0,1,4)	10.213	0.746
CT22/3	ARIMA(2,1,0)	22.271	0.135
CT23	ARIMA(0,1,1)	7.976	0.967
CT26/1	ARIMA(4,1,0)	26.044	0.126
CT27	ARIMA(4,1,0)	25.131	0.083
CT30/1	ARIMA(2,1,0)	12.025	0.742
CT31/2	ARIMA(0,1,0)	11.225	0.885
CT33/2	ARIMA(1,1,2)	14.047	0.522
CT35/2	ARIMA(13,1,0)	10.337	0.066
CT45	ARIMA(1,1,6)	12.591	0.321
CT48/2	ARIMA(1,2,4)	17.876	0.162

6.4. Diagnostics

The results of diagnostic checking for white noise consideration of estimated residual (ε_t) show that the correlogram of residuals of autocorrelation (ACF) show no sign of exponential regression. At the same time, the calculated Box and Ljung (Q-statistic) value is lower than the critical value of Chi-square at the 0.10 significance level (prob. < 0.10), which means that ε_t is white noise or has normal distribution. The mean is equal to 0 and variances σ^2 , so it could be said that ε_t has no autocorrelation and no heteroscedasticity. Table 7 shows the analytic results, showing that all the time series samples passed the diagnostic checking and were suitable for use in forecasting.

รูปที่ จ2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

6.5. ARIMAX

In the ARIMA model, more of the exogenous parameter would be included in the study, such as the climate/oceanology index, IMI, WNPMI, DMI, MEI, SOI and NINO4. All of these were brought in for the Granger Causality Test to see if the index could influence the groundwater level in the study area. The leading parameter test was at the 95% confidence level, so the leading parameter test result was different from station to station. The analytic results of the CT30/1 station are shown in Table 8.

Table 8. Granger Causality Test of the groundwater level leading parameter at the CT30/1 station.

Index	Lag (Months)	p -Value of H_0 :		p -Value of H_0 :	
		Index		GW Level	
		Has No Granger Causality	Reject	Has No Granger Causality	Reject
DMI	-	-	-	-	-
IMI	1	0.0319	Reject	0.6674	Accept
MEI	3	0.0342	Reject	0.9747	Accept
NINO4	-	-	-	-	-
SOI	3	0.0145	Reject	0.8931	Accept
WNPMI	1	0.0318	Reject	0.9254	Accept

Table 8 shows that the 1-month lag IMI index, 3-month lag MEI index, 3-month lag SOI index and 1-month lag WNPMI index were the leading parameters of the groundwater level. The DMI and Nino index were not the cause of groundwater level at the CT30/1 station, because the test rejected the hypothesis " H_0 : The test index was not the cause of groundwater level" and accepted the hypothesis " H_0 : The groundwater level was not the cause of the test index". The test results of each station for the ARIMAX model are shown in Table 9.

Table 9. ARIMAX model of each station.

Station		Model	BIC	Ljung-Box Q
CT4	Δy constant	MA(2) DMI(-3) IMI(-2) NINO4(-3)	-2.307	9.172
CT5/2	Δy constant	AR(1) MA(10) DMI(-3) IMI(-3) MEI(-3) WNPMI(-2)	-0.900	7.407
CT7/1	Δy constant	MA(4) DMI(-1) SOI(-1)	-2.053	18.051
CT17/2	Δy constant	MA(4) MEI(-1) NINO4(-2) SOI(-1)	-0.437	7.840
CT22/3	Δy constant	AR(2) DMI(-1) IMI(-1) MEI(-1)	-1.241	20.781
CT23	Δy constant	MA(1) IMI(-2) SOI(-10) WNPMI(-2)	-1.672	6.874
CT26/1	Δy constant	AR(4) DMI(-3) IMI(-1)	-1.788	21.647
CT27	Δy constant	AR(4) IMI(-3) MEI(-3) SOI(-2) WNPMI(-2)	-2.780	18.694
CT30/1	Δy constant	AR(2) IMI(-1) MEI(-3) SOI(-3) WNPMI(-1)	-2.290	14.131
CT31/2	Δy constant	NINO4(-2) SOI(-2)	-1.720	11.206
CT33/2	Δy constant	AR(1) MA(2) IMI(-1) WNPMI(-3)	-0.376	15.899
CT35/2	Δy constant	AR(13) IMI(-1) SOI(-1) WNPMI(-4)	-2.893	7.994
CT45	Δy constant	AR(1) MA(6) DMI(-7) IMI(-4) WNPMI(-5)	-0.732	13.977
CT48/2	Δy constant	AR(4) MA(1) IMI(-5) MEI(-1) NINO4(-4) SOI(-1)	-0.513	16.629

The model from Table 9 can be used to make forecasts in the short time interval for the 14-station monthly groundwater level data in 2011. This was used for accuracy confirmation checking by using the Relative Root Mean Square Error (RRMSE) index. If the RRMSE value was more than 1, the ARIMAX forecasting had less error than the ARIMA model forecasting. Table 10 shows the comparison of RRMSE value between the ARIMAX model and the ARIMA model. At all stations, the forecasting results of ARIMAX model had obviously fewer errors than the ARIMA model, which means that including more climate indices in the ARIMAX model results in more accurate forecasting.

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Table 10. Comparison of accuracy of ARIMA model and ARIMAX model forecasting.

Station	Model	(1)	(2)	(3) = (1)/(2)
		RMSE	RMSE	RRMSE
		(ARIMA)	(ARIMAX)	-
CT4	ARIMA(0,1,2)	0.357	0.130	2.746
CT5/2	ARIMA(1,1,10)	0.223	0.159	1.404
CT7/1	ARIMA(0,1,4)	0.646	0.439	1.472
CT17/2	ARIMA(0,1,4)	0.717	0.645	1.111
CT22/3	ARIMA(2,1,0)	0.167	0.152	1.097
CT23	ARIMA(0,1,1)	0.398	0.118	3.386
CT26/1	ARIMA(4,1,0)	0.077	0.075	1.023
CT27	ARIMA(1,1,1)	0.304	0.128	2.373
CT30/1	ARIMA(2,1,0)	0.481	0.108	4.469
CT31/2	ARIMA(0,1,0)	0.809	0.450	1.800
CT33/2	ARIMA(2,1,1)	1.239	0.330	3.754
CT35/2	ARIMA(13,1,0)	0.229	0.027	8.463
CT45	ARIMA(1,1,6)	0.420	0.098	4.307
CT48/2	ARIMA(4,1,1)	0.514	0.123	4.178

After the suitable ARIMAX model had been developed, it was used for the Ex-ante forecast because the ARIMAX model performed very well in the short time interval forecasting. In this study, 12 time intervals were selected for forecasting, January 2012 to December 2012. The forecast value then was compared with the real data. Figure 11 shows the sample of 12-month groundwater level forecasts for CT17/2 station. The forecast value was 19.75 in January 2012 and 19.87 in December 2012. The Root Mean Square Error (RMSE) was 0.719 and MAPE was 3.434% for this station. The results were used for Ex-ante forecasting to compare with the groundwater level data synthesized from the MODFLOW model in the same time interval as the step.

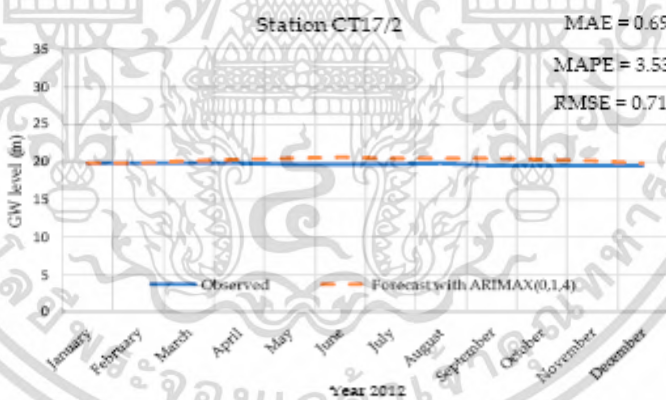


Figure 11. Comparison of groundwater level in the Ex-ante forecast by the ARIMAX(0,1,4) model for the CT17/2 station.

6.6. MODFLOW Simulation in Steady State

After the adjustment of the model using the 325 observed wells distributed in the study area, it was found that the calculated water pressure had the Absolute Residual Mean equal to 7.417 m; the Root Mean Squared Error (RMSE) was 9.489 m; the Normalized RMS was 9.705%; and the Correlation Coefficient was 0.802, as shown in Figure 12.

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

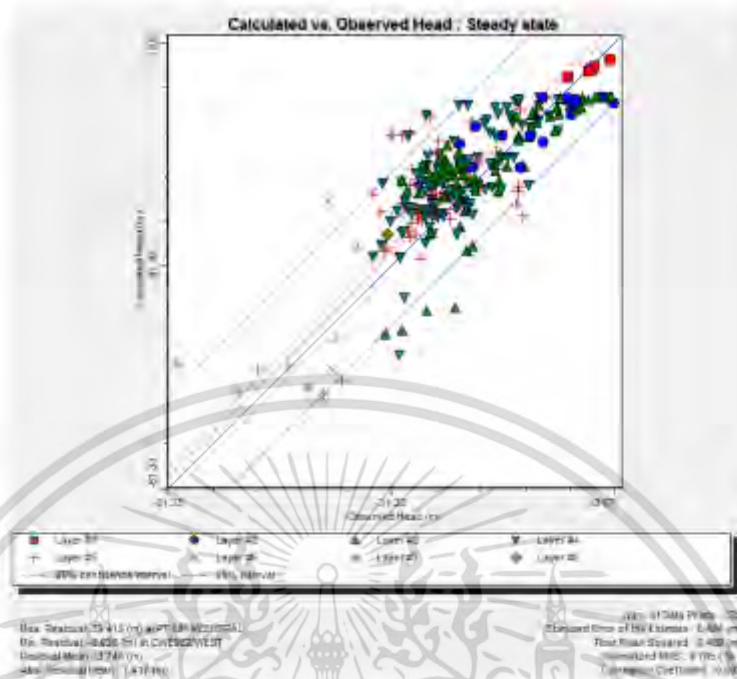


Figure 12. Calibrated results of the groundwater level model in the study area.

The water level from the model in the steady state has the error in the comparison of the calculated value and the real value measured from the observed wells because there is a large number of observed wells and the study area is vast. Moreover, the assigned hydraulic conductivity for each aquifer had to be the least possible, for the purpose of simplicity of the model. Each aquifer had been set with approximately 2 values—the calibrated vertical hydraulic conductivity and the calibrated horizontal hydraulic conductivity—as shown in Table 11.

Table 11. Hydraulic conductivity summary from the calibration in steady state.

Layer	Kx [m/s]	Ky [m/s]	Kz [m/s]
1	5.5×10^{-9}	5.5×10^{-9}	5.5×10^{-10}
2	0.00968	0.00968	0.000968
3	0.0099	0.0099	0.0099
4	0.0001	0.0001	1×10^{-6}
5	2.26×10^{-6}	2.26×10^{-6}	2.26×10^{-7}
6	2.23×10^{-7}	2.23×10^{-7}	2.23×10^{-8}
7	1.07×10^{-7}	1.07×10^{-7}	1.07×10^{-9}
8	2.76×10^{-6}	2.76×10^{-6}	2.76×10^{-7}
9	4.38×10^{-10}	4.38×10^{-10}	4.38×10^{-11}
10	4×10^{-9}	4×10^{-9}	4×10^{-10}
11	4.85×10^{-5}	4.85×10^{-5}	4.85×10^{-7}
12	9.48×10^{-5}	9.48×10^{-6}	9.48×10^{-10}
13	7.5×10^{-8}	7.5×10^{-8}	7.5×10^{-9}
14	8×10^{-6}	8×10^{-6}	8×10^{-9}
15	4.8×10^{-8}	4.8×10^{-8}	4.8×10^{-9}
16	9.1×10^{-9}	9.1×10^{-9}	9.1×10^{-9}
17	8.92×10^{-7}	8.92×10^{-7}	8.92×10^{-8}

รูปที่ ๑2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Groundwater flow characteristics of the model assume flow from the edge of the area to the middle of the basin and from north to south. From the retrieved equipotential line and flow direction, the model related to the conceptual model, as shown in Figure 13.

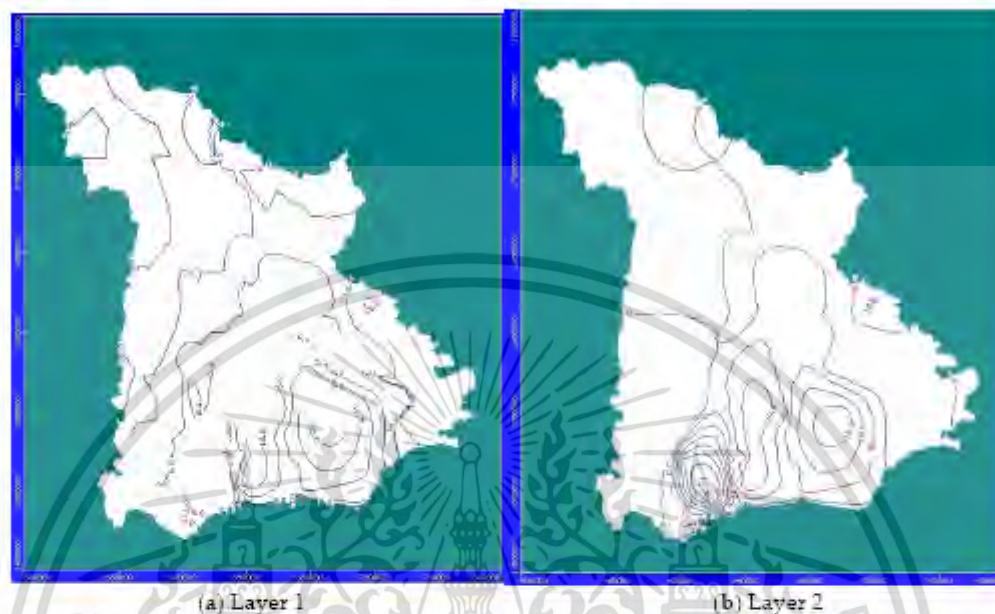


Figure 13. Equipotential line and flow direction results in the steady state: (a) Layer 1; (b) Layer 2.

From the verification of groundwater level at 325 wells, using the parameter adjustment of the model from the data in 2011, the water level at the time was quite steady, compared with the data from other years. The calculated water pressure value had the Absolute Residual Mean at 9.024 m, Root Mean Squared Error (RMSE) at 11.575 m; Normalized RMS at 11.54%; and Correlation Coefficient at 0.724. The error was seen to be a little higher than those of the calibration.

The sensitivity analysis of the model was carried out by repeating the modeling, by changing the parameters in the model one by one, after the completion of the model adjustment (which related to the conceptual model and had small error), to see the head pressure error caused by changes in each parameter. If any parameter caused a major change, this could mean that that parameter was pertinent to the change in the model.

Changing parameters one at a time and 25% at a time resulted in sensitivity analysis of the model and a better understanding of the influences of the parameters on the model. This information could be used to plan the additional field data collection, to adjust the model for differences in future hydrogeological conditions, or to make the fine parameter adjustments to have smaller errors and to confirm the parameter set correctness before continuing to the next step of model development. From the sensitivity analysis in Figure 14, looking at the relationship between the percentage of parameter changing and the absolute residual mean of head pressure, it was found that the most influential parameter changes were the hydraulic conductivity (K), the pumping rate and RCH value, in that order.

After the process of sensitivity analysis and changing parameters, the verification of the model was repeated with the monthly recharge value at approximately 10% of the monthly rainfall from 2012, in order to synthesize the monthly groundwater level in comparison with the groundwater level retrieved from the ARIMAX model.

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

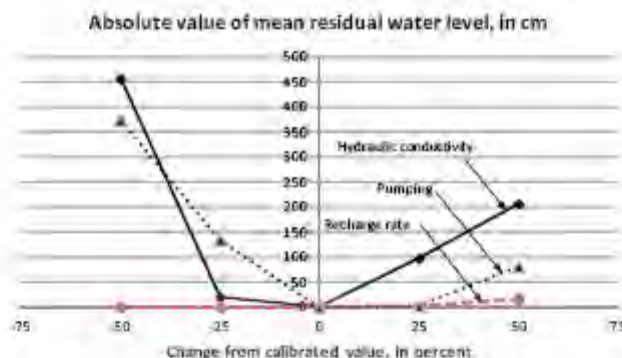


Figure 14. Sensitivity analysis of the parameters in the MODFLOW model.

6.7. Comparison of ARIMAX Groundwater Level and MODFLOW Groundwater Level

The forecast groundwater level from both ARIMAX and MODFLOW were compared by use of the Relative Root Mean Square Error (RRMSE). The results show that the ARIMAX model gave more accurate results than MODFLOW gave. Figure 15 shows the sample of the forecasting at CT17/2 and CT22/3 stations that were done by the MODFLOW model at the 95% confidence interval, which gave results close to the ARIMAX model. In some wells that were outside of the 95% confidence interval, more different forecast results would be presented. It could go up to 100% error in some wells. However, the MODFLOW model analysis in this case was set to be steady flow, so the data brought into the model needed to use the average value, which could have some error.

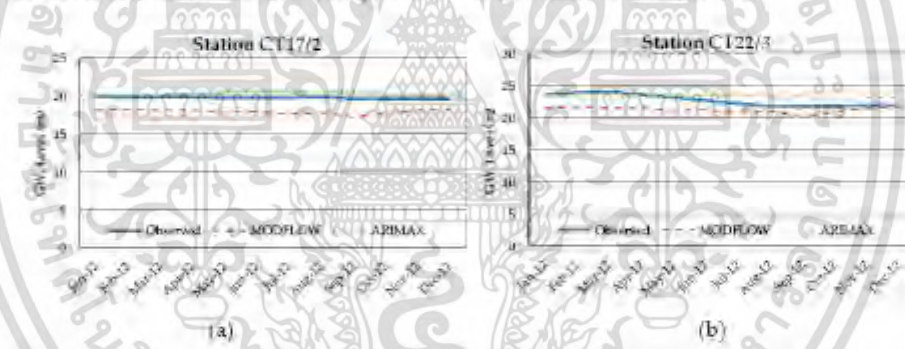


Figure 15. Comparison of forecast groundwater levels between ARIMAX and MODFLOW, examples for (a) CT17/2 and (b) CT22/3 stations.

The advantage of using the ARIMAX analysis in this case is the ability to analyze the groundwater level for each well accurately by using only the past groundwater level data and climate indices that were suitable for the case. For MODFLOW, more physical data were needed, such as geographical data, aquifer and river water level, to develop the model. However, there were a number of advantages to using MODFLOW, such as the convenience in importing data about the complex aquifers, ease of data pre-processing and post-processing and the ability to display the regional results, which could clearly show the flow behavior. The selection depended on the analysis objective of each case.

7. Conclusions

Groundwater is affected both directly and indirectly by climate change. Because groundwater recharge varies with the filling process, groundwater is dependent on many factors, such as the size and type of recharge area and the water recharge rate. These effects can be observed by monitoring

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

groundwater levels continuously over a long period. Long-term observations will enable us to plan and manage groundwater use effectively.

The study examined the relationship between the climate index and the groundwater level in the lower Chao Phraya basin by using the climate indices, DMI, IMI, MEI, NINO4, SOI and WNPMI and groundwater level data for 14 stations between 1980 and 2012. In the ARIMAX analysis, the first step was to analyze the stationary characteristics of data before finding the proper model by the Unit Root Test, using the Augmented Dicky-Fuller Test (ADF Test). The results show that the groundwater level was not steady; therefore, the time-series data transformation using the 1st difference was applied, in order to have more appropriate data. The ARIMA model consideration was done by considering the correlogram of ACF and PACF, which gave around 25 possible forms. The BIC statistics were then used to select 1 form per station. The next step was to perform the diagnostic checking to consider the white noise characteristics of the estimated residual (ε_t) by the Box and Ljung process (Q-statistic); in this step, it was found that every selected form was appropriate. The Granger Causality Test of the leading parameters and climate indices was applied to see which index could be used in the ARIMAX model and could forecast the groundwater level for 2012. The results showed that the groundwater level was related to the climate index and could give an effective forecast result at the approximate average RMSE of 0.6. The MODFLOW model then was developed for the study area, with 8 groundwater layers and topped with Bangkok clay. Other boundaries were set to be steady. The verification was done according to the procedure giving the monthly groundwater level result in 2012 at the 95% confidence interval, close to those from the ARIMAX modelling.

The time series forecast of groundwater level by ARIMAX found that it can predict better than ARIMA. It shows that the groundwater level is linked to the climate index and the use of exogenous variables is appropriate. The groundwater simulation model using Visual MODFLOW was found to have advantages in many applications. Importing complicated aquifer information is convenient and it is easy to perform pre-processing and post-processing. However, the definitions of the conditions in this model may not correspond to the actual state of nature, so the simulation results may differ slightly from observation data.

In this study, the MODFLOW model was used with the basic parameter boundary setting and the steady state analysis. The study could be further done in the transient condition. Although, the sensitivity analysis showed that the groundwater pumping was the important parameter, there are still a lot of other unrepresented groundwater usage data. This lack of data is one of the cause resulted in the error of the model. If the groundwater pumping influence could be cut out of the groundwater level data [58], the model could then have more chance to get higher accuracy.

Climate change is expected to affect the groundwater resources and the world's populations in the future, so it is going to be a genuine risk factor and will probably become increasingly severe. The study has shown that applying statistical analysis to the study and assessment of the relationship between the climate and the groundwater could be very useful for planning water use for sustainable development. A relatively small amount of data is required and the expense is not very high, either. This could be another way to cope with climate change effectively. In the past few decades, a lot more modeling techniques were presented to the research in hydrological modeling, such as, Artificial Neural Networks (ANNs) [59–61]. It would be more useful if these techniques were applied to the groundwater analysis.

Acknowledgments: For the successful completion of this research, the corresponding author would like to extend his deep gratitude to Uma Seeboonruang and the data was provided by the Bureau of Meteorology, as well as King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang (KMITL). Authors acknowledge the support and cooperation of all these institutions. The authors are also sincerely grateful to the anonymous reviewers for providing thorough reviews and useful suggestions.

Author Contributions: Korrakoch Taweasin conducted the research, including data collection, analysis and preparation of the manuscript. Uma Seeboonruang and Phayom Saraphirom supervised the research, discussed the results and contributed to the finalization of the manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

รูปที่ ๑2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

References

- Green, T.R.; Taniguchi, M.; Kooi, H.; Gurdak, J.J.; Allen, D.M.; Hiscock, K.M.; Treidel, H.; Aureli, A. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *J. Hydrol.* **2011**, *405*, 532–560. [[CrossRef](#)]
- Hanson, R.; Newhouse, M.; Dettinger, M. A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern united states. *J. Hydrol.* **2004**, *287*, 252–269. [[CrossRef](#)]
- McBride, J.L.; Nicholls, N. Seasonal relationships between australian rainfall and the southern oscillation. *Mon. Weather Rev.* **1983**, *111*, 1998–2004. [[CrossRef](#)]
- Smithson, P.A. IPCC, 2001: Climate change 2001: The scientific basis. *Contrib. Work. Group 2002*, *1*, 1144.
- Morris, R.M.; Vergin, K.L.; Cho, J.-C.; Rappé, M.S.; Carlson, C.A.; Giovannoni, S.J. Temporal and spatial response of bacterioplankton lineages to annual convective overturn at the bermuda atlantic time-series study site. *Limnol. Oceanogr.* **2005**, *50*, 1687–1696. [[CrossRef](#)]
- UNEP Chemicals; Inter-Organization Programme for the Sound Management of Chemicals. *Global Mercury Assessment*; UNEP Chemicals: Nairobi, Kenya, 2002.
- Philander, S. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*; International Geophysics Series; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 1990; Volume 46.
- Mantua, N.J.; Hare, S.R. The pacific decadal oscillation. *J. Oceanogr.* **2002**, *58*, 35–44. [[CrossRef](#)]
- Minobe, S. A 50–70 year climatic oscillation over the north pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.* **1997**, *24*, 683–686. [[CrossRef](#)]
- Fye, F.K.; Stahle, D.W.; Cook, E.R.; Cleaveland, M.K. Nao influence on sub-decadal moisture variability over central North America. *Geophys. Res. Lett.* **2006**, *33*. [[CrossRef](#)]
- Kerr, R.A. A north Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science* **2000**, *288*, 1984–1985. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Chiew, F.H.; Piechota, T.C.; Dracup, J.A.; McMahon, T.A. El nino/southern oscillation and australian rainfall, streamflow and drought: Links and potential for forecasting. *J. Hydrol.* **1998**, *204*, 138–149. [[CrossRef](#)]
- Limjirakan, S.; Limsakul, A. *Spatio-Temporal Changes in Total Annual Rainfall and the Annual Number of Rainy Days*; International Atomic Energy Agency: Vienna, Austria, 2007.
- Kusreesakul, K. *Spatio-Temporal Rainfall Changes in Thailand and Their Connection with Regional and Global Climate Variability*. Master of Science Thesis, Environmental University, Prince of Songkla University, Hat Yai, Thailand, 2009.
- Limsakul, A.; Goes, J.I. Empirical evidence for interannual and longer period variability in thailand surface air temperatures. *Atmos. Res.* **2008**, *87*, 89–102. [[CrossRef](#)]
- Limsakul, A.; Limjirakan, S.; Suttamanuswong, B. Asian summer monsoon and its associated rainfall variability in thailand. *Environ. Asia* **2010**, *3*, 79–89.
- Kundzewicz, Z.W.; Mata, L.J.; Arnell, N.; Doll, P.; Kabat, P.; Jimenez, B.; Miller, K.; Oki, T.; Zekai, S.; Shiklomanov, I. *Freshwater Resources and Their Management*; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2007.
- Shah, T. *Wells and Welfare in the Ganga Basin: Public Policy and Private Initiative in Eastern Uttar Pradesh, India*; IWMI: Colombo, Sri Lanka, 2001; Volume 54.
- Pulido-Velazquez, D.; Garrote, L.; Andreu, J.; Martin-Carrasco, E.-J.; Iglesias, A. A methodology to diagnose the effect of climate change and to identify adaptive strategies to reduce its impacts in conjunctive-use systems at basin scale. *J. Hydrol.* **2011**, *405*, 110–122. [[CrossRef](#)]
- Taylor, R.G.; Scanlon, B.; Dell, P.; Rodell, M.; Van Beek, R.; Wada, Y.; Longuevergne, L.; Leblanc, M.; Famiglietti, J.S.; Edmunds, M. Ground water and climate change. *Nat. Clim. Chang.* **2013**, *3*, 322–329. [[CrossRef](#)]
- Holman, I.P. Climate change impacts on groundwater recharge-uncertainty, shortcomings, and the way forward? *Hydrogeol. J.* **2006**, *14*, 637–647. [[CrossRef](#)]
- Chen, Z.; Grasby, S.E.; Osadetz, K.G. Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern manitoba, canada. *J. Hydrol.* **2004**, *290*, 43–62. [[CrossRef](#)]
- Hanson, R.; Dettinger, M.; Newhouse, M. Relations between climatic variability and hydrologic time series from four alluvial basins across the southwestern united states. *Hydrogeol. J.* **2006**, *14*, 1122–1146. [[CrossRef](#)]
- Faunt, C.C.; Hanson, R.; Belitz, K. *Groundwater Availability of the Central Valley Aquifer, California*; U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA, 2009.

รูปที่ ๑๒ (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

25. Gurdak, J.J.; Hanson, R.T.; McMahon, P.B.; Bruce, B.W.; McCray, J.E.; Thyne, G.D.; Reedy, R.C. Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement, high plains aquifer, usa all rights reserved. No part of this periodical may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording, or any information storage and retrieval system, without permission in writing from the publisher. *Vadose Zone J.* 2007, 6, 533–547.
26. Yusoff, I.; Hiscock, K.; Conway, D. Simulation of the impacts of climate change on groundwater resources in eastern england. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2002, 193, 325–344. [[CrossRef](#)]
27. Loaiciga, H.; Maidment, D.; Valdes, J. Climate-change impacts in a regional karst aquifer, texas, USA. *J. Hydrol.* 2000, 227, 173–194. [[CrossRef](#)]
28. Arnell, N.W. Climate change and water resources in britain. *Clim. Chang.* 1998, 39, 83–110. [[CrossRef](#)]
29. Stringham, T.K.; Krueger, W.C.; Thomas, D.R. Application of non-equilibrium ecology to rangeland riparian zones. *J. Range Manag.* 2001, 210–217. [[CrossRef](#)]
30. Chen, Z.; Grasby, S.E.; Osadetz, K.G. Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: An empirical model. *J. Hydrol.* 2002, 260, 102–117. [[CrossRef](#)]
31. Cooper, V.; Nguyen, V.; Nicell, J. Evaluation of global optimization methods for conceptual rainfall-runoff model calibration. *Water Sci. Technol.* 1997, 36, 53–60.
32. Croley, T.E.; Luukkonen, C.L. Potential effects of climate change on ground water in lansing, michigan. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 2003, 39, 149–163. [[CrossRef](#)]
33. Ricos, M.A.; Kirschen, D.S.; Jayaweera, D.; Nedic, D.P.; Allan, R.N. Value of security: Modeling time-dependent phenomena and weather conditions. *IEEE Trans. Power Syst.* 2002, 17, 543–548. [[CrossRef](#)]
34. Changnon, S.A.; Huff, F.A.; Hsu, C.-F. Relations between precipitation and shallow groundwater in illinois. *J. Clim.* 1988, 1, 1239–1250. [[CrossRef](#)]
35. Adhikary, S.K.; Rahman, M.; Gupta, A.D. A stochastic modelling technique for predicting groundwater table fluctuations with time series analysis. *Int. J. Appl. Sci. Eng. Res.* 2012, 1, 238–249.
36. Ahn, H.; Salas, J.D. Groundwater head sampling based on stochastic analysis. *Water Resour. Res.* 1997, 33, 2769–2780. [[CrossRef](#)]
37. Ahn, H. Modeling of groundwater heads based on second-order difference time series models. *J. Hydrol.* 2000, 234, 82–94. [[CrossRef](#)]
38. Mirzavand, M.; Ghazavi, R. A stochastic modelling technique for groundwater level forecasting in an arid environment using time series methods. *Water Resour. Manag.* 2015, 29, 1315–1328. [[CrossRef](#)]
39. Harbaugh, A.W.; Banta, E.R.; Hill, M.C.; McDonald, M.G. *Modflow-2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—User Guide to Modularization Concepts and the Ground-Water Flow Process; Open-File Report*; U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA, 2000; p. 134.
40. Lawrence, A.; Barker, J.; Boonyakarnkul, T.; Chanvaiyit, S.; Nagesuwan, P.; Sirirat, P.; Stuart, M.; Thandat, P.; Varathan, P. *Impact of Urbanisation on Groundwater: Hat Yai, Thailand*; British Geological Survey (BGS): Keyworth, UK, 1994.
41. Margane, A. *Environmental Geology for Regional Planning*; Department of Mineral Resources: Bangkok, Thailand, 2001.
42. Department of Groundwater Resources. *Experimental Study on the Addition of Water to Groundwater through the Pond System in the Northern Water Shed Area (Fisanulok, Sukhothai and Pichit)*; Ministry of Natural Resources and Environment: Putrajaya, Malaysia, 2011.
43. Fogg, G.E. Groundwater flow and sand body interconnectedness in a thick, multiple-aquifer system. *Water Resour. Res.* 1986, 22, 679–694. [[CrossRef](#)]
44. Maxwell, R.M.; Kollet, S.J. Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change. *Nat. Geosci.* 2008, 1, 665–669. [[CrossRef](#)]
45. Arlai, P.; Koch, M.; Koontanakulvong, S. Statistical and stochastic approaches to assess reasonable calibrated parameters in a complex multi-aquifer system. In Proceedings of the “CMWR XVI-Computational Methods in Water Resources, Copenhagen, Denmark, 19–22 June 2006.
46. Voss, C.I. Editor’s message: Groundwater modeling fantasies—Part 1, adrift in the details. *Hydrogeol. J.* 2011, 19, 1281–1284. [[CrossRef](#)]
47. Department of Groundwater Resources. *Study on the Impact of Underground Structure Due to the Restoration of Water Pressure in Bangkok and Vicinity*; Ministry of Natural Resources and Environment: Bangkok, Thailand, 2012.

รูปที่ จ2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

48. Asian Institute of Technology: *Sustainable Water Management Policy (SWMP) Study on Groundwater Management Bangkok, Thailand*; Asian Institute of Technology: Bangkok, Thailand, 2007.
49. Lim, C.; Min, J.C.; McAleer, M. Modelling income effects on long and short haul international travel from Japan. *Tour. Manag.* **2008**, *29*, 1099–1109. [CrossRef]
50. Williams, B. Multivariate vehicular traffic flow prediction: Evaluation of arimax modeling. *Transp. Res. Rec. J. Transp. Res. Board* **2001**, *194*–200. [CrossRef]
51. Box, G.E.; Jenkins, G.M. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*; Holden-Day: San Francisco, CA, USA, 1976.
52. Dickey, D.A.; Fuller, W.A. Distribution of the estimators for autoregressive time series with a unit root. *J. Am. Stat. Assoc.* **1979**, *74*, 427–431.
53. Fornés, J.; Pirarai, K. Groundwater in Thailand. *J. Environ. Sci. Eng. B* **2014**, *3*, 304–315.
54. Barlow, P.M. *Ground Water in Fresh Water-Salt Water Environments of the Atlantic*; Geological Survey (USGS): Reston, VA, USA, 2003; Volume 1262.
55. Langevin, C.D. *Simulation of Ground-Water Discharge to Biscayne Bay, Southeastern Florida*; U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA, 2001.
56. Spitz, K.; Moreno, J. *A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modeling*; John Wiley and Sons: Hoboken, NJ, USA, 1996.
57. Sanford, W.E.; Buapeng, S. Assessment of a groundwater flow model of the Bangkok basin, Thailand, using carbon-14 based ages and paleohydrology. *Hydrogeol. J.* **1996**, *4*, 26–40. [CrossRef]
58. Seeboonruang, U. An empirical decomposition of deep groundwater time series and possible link to climate variability. *Global NEST J.* **2014**, *16*, 87–103.
59. Taormina, R.; Chau, K.-W.; Sivakumar, B. Neural network river forecasting through baseflow separation and binary-coded swarm optimization. *J. Hydrol.* **2015**, *529*, 1788–1797. [CrossRef]
60. Chen, X.; Chau, K.; Busari, A. A comparative study of population-based optimization algorithms for downstream river flow forecasting by a hybrid neural network model. *Eng. Appl. Artif. Intell.* **2015**, *46*, 258–268. [CrossRef]
61. Gholami, V.; Chau, K.; Fadaee, F.; Torkaman, J.; Ghaffari, A. Modeling of groundwater level fluctuations using dendrochronology in alluvial aquifers. *J. Hydrol.* **2015**, *529*, 1060–1069. [CrossRef]



© 2018 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

รูปที่ ๑2 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร WATER

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

June 19, 2018

Reference No.: IJICIC-1804-055

Title: **The Relationship between the Climatic Indices and the Rainfall Fluctuation in the Lower Central Plain of Thailand**Author(s): **Korarakoch Taweessin and Uma Seeboonruang**

Dr. Korarakoch Taweessin

Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering

King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang

Thailand

E-mail: kola592@hotmail.com

Dear Dr. Korarakoch Taweessin,

We have completed the review of your paper (Korarakoch Taweessin and Uma Seeboonruang), "The Relationship between the Climatic Indices and the Rainfall Fluctuation in the Lower Central Plain of Thailand", submitted to the *International Journal of Innovative Computing, Information and Control* (IJICIC).

I am happy to inform you that your paper mentioned above has been accepted for the publication in IJICIC. We are planning tentatively to publish your paper in Vol.15, No.1, February 2019.

Thank you for submitting your work to IJICIC. Hope to work for you again in the near future.

Sincerely yours,



Yan Shi

Executive Editor, IJICIC (<http://www.ijicic.net>)

Professor, Center for Liberal Arts, Tokai University

9-1-1, Toroku, Kumamoto 862-8652, Japan

Tel. & Fax: +81-96-386-2666

E-mail: office@ijicic.net

รูปที่ จ3 ใบตอบรับการตีพิมพ์ในวารสาร IJICIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

The Relationship between The Climatic Indices and The Rainfall Fluctuation in The Lower Central Plain of Thailand

Korrakoch Taweessin* and Uma Seeboonruang

Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering

King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang, Bangkok 10520, Thailand

Correspondence: kola592@hotmail.com

Received ; revised

ABSTRACT. *Global climate changes are revealing the interconnections between natural conditions, natural resources, and regional climate variability that may affect the rain fluctuation. Rainfall plays an important role in the process of hydrology. This research presents an analysis of rainfall in the lower central plain of Thailand and the climate variability/oceanographic events in the wider geographical region, including the El Niño/Southern Oscillation (ENSO), Asian Summer Monsoon (ASM), and Indian Ocean Dipole (IOD). Data from 1980-2010 and 2011-2014 were collected for calibration and verification. Next, The frequency domains, spectra, and wavelet transforms were analyzed, together with the climate index and rainfall. The results revealed that rainfall occurs in seasons, yearly cycles, and off-seasons. The behavior of ASMs, for example Indian Summer Monsoon Index (IMI) and Western North Pacific Monsoon Index (WNPMI), is most similar to that of rainfall events, while the similarity of the other indices to rainfall events is not so strong. Cross-correlation analysis showed that there were delays between the climate indices and rainfall, so that multiple linear regression with lag time is required for further analysis. The results illustrate that the cross-correlation coefficients of IMI and WNPMI with rainfall are both approximately 0.6. The multiple regression with lag time shows that the average multiple coefficient correlation (R) is 0.64. The indicator of the summer monsoon index value is WNPMI, which is the most influential factor for rainfall. Finally, the proposed equations, based on the cross-correlation and multiple-linear regression with lag time techniques, can be used to predict precipitation and be applied to the development of rainfall forecasting in the future.*

Keywords: Climate indices, multiple-linear regression, cross-correlation, climate variability

1. Introduction. It is widely accepted that the world's weather is changing [1], which can be seen from weather variability and climatic changes in many regions [2]. Every aspect of the environment involved in climate variability, particularly the atmosphere, ocean levels, and average temperature, results in period changes in seasons and rainfall distribution [3].

รูปที่ จ4 บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJICIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Studies from the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) in 2013 [4] show that the average world temperature increased around 0.6 to 0.9 °C between 1906 and 2005, leading to polar ice melting increasing and ocean areas expansion. The average rate of sea level rise was 1.8 mm/a from 1961 to 2003. There is also greater variability in the distribution of rainfall, which could increase the severity of floods and droughts.

Thailand, in south east Asia, is affected by climate variability arising from interplay between the atmosphere, the ground, and the ocean, in the equatorial area between the Pacific and Indian oceans. Two important phenomena in this respect are the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Indian Ocean Dipole (IOD). In addition, the climate variability behavior was analyzed in time domain such as the study of severity and cycles of IOD [5] and the finding of the similar return period between IOD and ENSO[6]. Moreover, the signal transformation principle from the time domain to the frequency domain was applied to the climate data, such as the spectral analysis and the wavelet analysis, to better consider the return period of the climate variability phenomenon [7, 8]. Therefore, studies of climate variability to comprehend the effect on water resources and the establishment of water management are crucial.

In the field of hydrology, the forecast of rainfall is important since water resource allocation could be more effective if the rainfall forecasts were more accurate, and because rainfall plays an important role in several fields of hydrology. Today, it is common to study rainfall forecasts. Terzi [9] studied the rainfall forecasts in Isparta, Turkey, by means of multiple regression. In Thailand, Tingsanchali [10] studied the forecasts of rainfall change all over the country, and Singhrattna [11] studied rain forecasts from the summer monsoon by using linear regression and nonparametric regression.

The objectives of this study are to investigate the climate/oceanography indices' patterns using regression analysis to predict monthly rainfall in the lower central plain of Thailand and the vicinity of Bangkok. The index data studied comprised the seawater surface-temperature anomaly index in the Indian Ocean (DMI), the Southern Oscillation Index (SOI), the Multivariate ENSO Indicator (MEI), the seawater temperature in the Pacific Ocean (NINO4), as well as the Indian Monsoon Index (IMI), and the Western North Pacific Index (WNPPI). The areas studied are zones of high population density, major industry, and agriculture.

2. Literature Review. Two kinds of monsoons have an impact on Thailand: the Southwest Monsoon—also known as the Asian Summer Monsoon (ASM)—occurring May–October, and the North-Eastern Monsoon which occurs in October–December. The Asian Summer Monsoon, blanketing the Bay of Bengal, originated at the Indonesia Peninsula, affects South Asia and Southeast Asia by carrying humid air from the Indian Ocean and generating rainfall in Thailand [12].

According to data from Thailand's Meteorological Department, recorded from 1951–2002, rainfall in Thailand has been reducing; meanwhile, the minimum and maximum temperatures are tending to decrease and to increase, respectively. Water resources around the world appear to be responsive to the variability of climate from the

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJICIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

past few years to decades [2, 13]. The regional climate condition consists of several kinds of climate variability; the most well-known is the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomena, which has a time period of between 2 and 6 years [14].

Mantua et al. [15] and Minobe [16] presented information on variability in the Pacific Decadal Oscillation (PDO), occurring approximately every 10–25 years and 50–70 years. The PDO is the large natural phenomenon caused by the change of sea water surface temperature between the east and the west sides of the Pacific Ocean, so it is similar to the ENSO but has a longer periodicity. In addition, the variability of the North Atlantic Oscillation (NAO), with a period of 7–8 years, was described by Fye et al. [17]. The importance of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), with a return period at around 50–80 years, was revealed by Kerr [18].

Factors in climate variability include temperature, moisture, wind, and rain fluctuations, which are the most important elements of the hydrological cycle. McBride and Nicole [3] and Chew et al. [19] investigated the relationship between rainfall and climate variability in Queensland, Australia. Hanson et al. [2] found similar relationships to those in Queensland in the American Southwest. Furthermore, Mantua et al. [15] and Wolter et al. [20] found that the patterns of ENSO and PDO are similar when the weather is warmer and more humid. On the other hand, the patterns of ENSO and PDO are opposite to each other when the weather is cold and dry. Cayan and Webb [21] found that rainfall and river water in the American Southwest are affected by a connection to the ENSO index in cycles of 2–6 years.

Thailand is impacted by climate differences originating from the Indian Ocean and the west coast of the Pacific Ocean. Limsakul et al. [22] found that the accumulated annual rainfall decreases in the years El Niño occurs and increases in the years La Niña occurs. Kusreesakul [23] and Limsakul et al. [24] found a link between the climate index and changes in rainfall both in time periods of less than a decade and in multidecadal periods. It can be argued, therefore, that ASM, IOD, and ENSO are influential in climate oscillation in this region. Furthermore, Limsakul [25] found that the annual period of rainfall is related to the summer monsoon originating in South Asia (IMJ), and the summer monsoon originating in the northwestern part of the Pacific Ocean (WNPMD). From the information from these studies, it is concluded that rainfall and climate variability in Thailand relates to certain periods of time; for example, cycles of seasons, within decades, or over multidecadal time periods.

3. Methodology. Based on the results of previous research, such as that by Singhrattna and Limsakul [11, 25], this study makes the assumption that there will be a connection between climate oscillation and rainfall in the study area. Therefore, rainfall data and climate condition indices were collected and analyzed in order to explain how these factors influence rainfall change and forecasting. The study area covered about 16 provinces of Thailand's lower central plain.

The study is divided into three major parts: (1) Studying the return period in frequency, in terms of rainfall and the selected climate indices; (2) finding the relationship between the

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

rain and climate indices using cross-correlation, in order to develop the regression equation; and (3) comparing the rainfall calculated from the regression equation with the observed data.

3.1. Data.

3.1.1. **Rainfall.** Statistical data of the average monthly rainfall in the lower central plain of Thailand were collected from the Meteorological Department. Fifteen stations in the lower central region were studied, including Bangkok station, Don Muang station, Chachoengsao station, Samut Prakarn station, Suvamabhumii station, and Nakhon Pathom station, among others. The primary statistics included mean, median, and standard deviation. The length of time covered by the rainfall data is varied, so the length of the data interval was selected in accordance with the climate condition index. In addition, the length of time spanned by the data should not be less than 20 years in order to be able to use this data to explain the characteristics of rainfall variability in the following years and decadal. In the study, rainfall data derived from 1980–2015 were selected. According to the primary data analysis, the highest amount of rainfall during the study period was 676.3 mm/month at the Bangkok station. The descriptive statistics of some examples of the monthly rainfall data are shown in Table 1.

TABLE 1. Descriptive statistics of monthly rainfall in the studied areas.

Station	Mean (mm)	SD (mm)	Variance (mm ²)	Kurtosis	Skewness	Max (mm)
Chainat	86.49	94.46	8902.00	1.89	1.36	462.3
Suphan Buri	81.93	90.16	8111.08	2.62	1.48	502.2
Ayutthaya	90.34	94.87	8957.98	0.85	1.13	463.4
Pathum Thani	117.45	109.54	11,930.67	1.58	1.14	535.6
Nakhon Pathom	85.00	94.07	8826.21	1.88	1.39	479.0
Bangkok	130.34	131.72	17,351.84	-0.09	0.85	676.3
Nakhon Sawan	96.63	96.18	9206.94	0.98	0.98	588.0

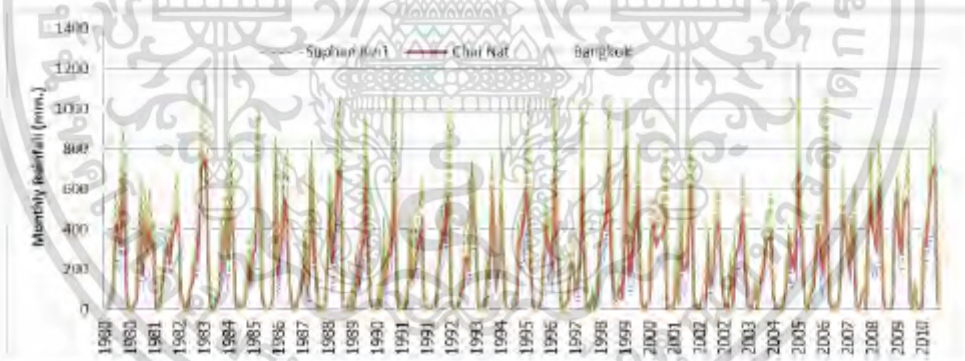


FIGURE 1. The characteristics of monthly rainfall and the examples derived from various stations.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่นิยมนำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

3.1.2. Climate Indices. According to the National Oceanic and Atmospheric Administration, the important climate oscillations in the study region include ASM, IOD, and ENSO. The ASM indices were applied, which include IMI and WNPMI. Regarding IOD, DMI index was used as an indicator of different values of sea surface temperature irregularity along the equator, between the west coast of the Indian Ocean (50° – 70° E and 10° S– 10° N) and the east coast of the Indian Ocean (90° – 110° E and 10° S– 0° N). There are many indicators used to measure the irregularity of ENSO; for example, MEI, SOI, and Sea Surface Temperature (SST) measures such as NINO 1 + 2, NINO3, and NINO4. This research focused on NINO4, which is the area of the Pacific Ocean west of the equator zone located between 5° N– 5° S latitude and 150° W– 160° E longitude. This area had the highest sea surface temperature, as illustrated in Figure 2.

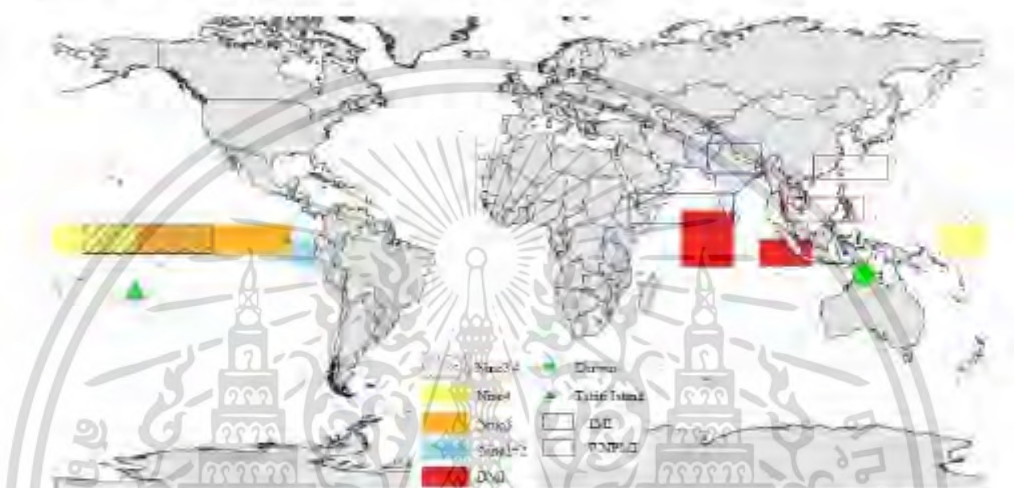


FIGURE 2. The areas of climate condition/oceanography index used in the study [26].

The NINO4 has an influence on many countries located in the western part of the Pacific Ocean. The six above-mentioned indices were included in the monthly data from 1960 to the present. The characteristics of the three sample indices are shown in Figure 3.

3.2. Study Area. The lower central plain of Thailand covers an area about 150 km wide and 200 km long, starting from the Nakhon Sawan province to the Chao Phraya River estuary around the Gulf of Thailand. The entire area is a floodplain primarily composed of sediment from the Chao Phraya River, as well as its tributaries to the west of the Thacheen River and the east of the Bang Pakong River. The study area is shown in Figure 4.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

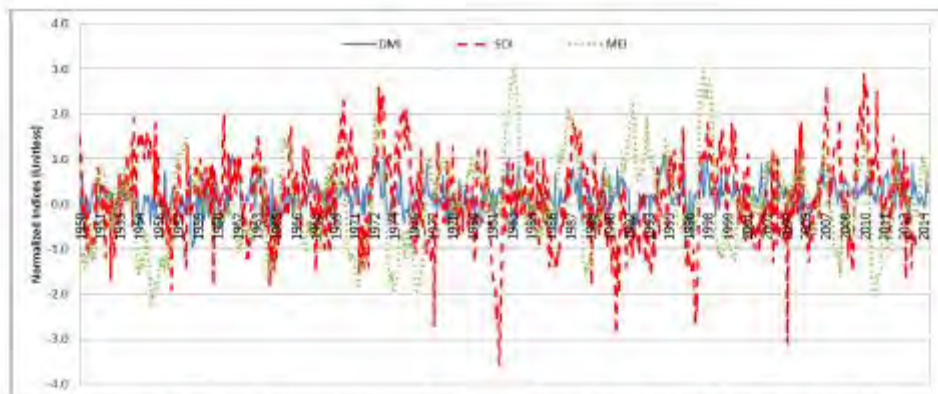


FIGURE 3. The characteristics of the sample indices: DMI, MEI, and SOI.



FIGURE 4. Location of the study area and rainfall gauging stations in the lower central plains of Thailand.

3.3. Method. The first step was to analyze the return period of the studied variables which are (1) the summer monsoon, IOD and ENSO, which are in turn composed of six indices and (2) the rainfall, by using spectral analysis and the wavelet transform together. Spectral analysis is a fast and easy way to exhibit the periodicity of stationary data while the wavelet transform can show the periodicity over different desired durations. This step leads us to consider the recurrence period characteristics of the climate indices and the rainfall.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Spectral analysis is a method for analyzing complex data to elucidate clearer information. It can easily translate the analyzed result and is effective when the data are stationary. Gu et al. and Buckley et al. [7, 8] have previously used this method for climate research.

The Fourier transform of the signal in the time domain, $x(t)$, is as follows [27]:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-2i\pi ft} dt \quad (1)$$

where $X(f)$ represents the magnitude of the component with frequency f . The signal is transformed completely from the time domain to the frequency domain. The time domain signal $x(t)$ can be written as an equation of the Sine and Cosine functions according to this equation:

$$x(t) = \sum_{k=1}^q [\beta_{k1} \cos(2\pi\omega_k t) + \beta_{k2} \sin(2\pi\omega_k t)] \quad (2)$$

where β_{k1} , β_{k2} , for $k = 1, 2, \dots, q$, are independent zero-mean random variables with variances σ_k^2 , and ω_k represents the distinct frequencies. The equation (2) exhibits the process as a sum of independent components, with variance σ_k^2 for frequency ω_k . The superposition of these spectra would result in repeated peaks in the spectrum at a frequency interval of $1/T$ (total duration). The return period could be considered from the spectral density estimation (the Blackman-Tukey method [28]) which smooths the spectrum in order to reduce variance. For this part of the analysis, the PAleontological STatistics (PAST) [29-31] program was used.

The climatic and rainfall data is first analyzed through spectral analysis to show the simple cyclic pattern. The wavelet transform is then applied to consider the time series data of the studied variables. This method is popular for non-stationary time series data and was developed from the Short Time Fourier Transform (STFT) [32]. This method can also illustrate profound characteristics when the data size, the recurrence period, and the behavior change. A review of the wavelet methods was done in Seeboonruang [33] and Gurdak et al [34].

The Continuous Wavelet Transform (CWT) of a discrete time series x_n of N observations with a time increment of δt and complex conjugate ψ^* of an analysis function $\psi(t)$ is given by:

$$W_n = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \sqrt{\frac{\delta t}{s}} \psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (3)$$

where t is time, s is the wavelet scale, and n is the time variation. The function of analysis $\psi(t)$ is called a mother function of wavelet, which must be admissible and localized in time and frequency space, and assumes that $\psi(t)$ is normalized: $\int_{-\infty}^{\infty} \psi \psi^* d\eta = 1$. The wavelet function can adjust the window size or scale according to the data frequency. Famous wavelet functions include the Morlet, Mexican Hat, and Daubechies [35, 36]. The Morlet mother wavelet was selected as the analysis function for this study because it has a reasonable number of oscillations, which ensures a good frequency resolution [37]. The

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

Matrix Laboratory (MATLAB) program by MathWorks [38] was used for this analysis.

Next, the recurrence periods of the climate indices and the rainfall analysis results were retrieved to show whether or not the climate indices are related to the rainfall. If they are related, the cross-correlation analysis is performed on both sets of data. The results from this analysis will give the correlation coefficient (r) and the lag time between both data sets [39, 40].

$$r_m = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_{i-m} - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_{i-m} - \bar{y})^2}} \quad (4)$$

where r_m is the correlation coefficient at the m lag time. The calculated correlation coefficient is the number that identifies how much and how closely both variables are related to each other [41]. For this part of the analysis, the PAleontological STatistics (PAST) program was used for identifying and investigating the lag time with the highest correlation value, for use in developing the multiple linear regression model later.

Lastly, when the proper lag time between the climate/oceanology and the rainfall is found, the multiple linear regression model—which shows the relationship between Y and X_1, X_2, \dots, X_m —is developed as follows:

$$Y_i = b_0 + b_1 X_1 + b_2 X_2 + \dots + b_m X_m \quad (5)$$

where Y (the dependent variable) is the amount of rainfall at each t station, X_m (an independent variable) is the value from each of the six climate indices, b_0 is the Y intercept, and b_i is the regression coefficient of the independent variable X_i when the other independent variables are fixed. Data from 1980–2010 were used for calibration, data from 2011–2014 for verification, and data from 2015 were used for forecasting. The Statistical Package for the Social Sciences (SPSS) [42] was used for this part of the analysis.

4. Results and Discussion.

4.1. Climatic Indices Return Periods. Based on data analysis, the climate/oceanography variability phenomenon is composed of the ASM, IOD, and ENSO. There are six indices in total, and the resulting spectral analysis and wavelet transform are presented in Figure 5.

Figure 5a illustrates the periodograms of the IMI index analyzed using the PAST program, and shows that the periodicity of the strongest peak in the spectrum is 1 year. The second strongest peak is smaller and the periodicity is around 0.5 years, or 6 months. The two red dashed lines are the $p < 0.01$ (upper line) and $p < 0.05$ significance levels with respect to white, uncorrelated noise.

The wavelet analysis results were presented on the x-, y- and z-axes of the contour wavelet plots, respectively representing time of measurement, periodicity, and power proportional. The relatively significant power signifies reasonably greater significance for particular frequencies in explaining oscillation in the IMI time series, considering only the data above the cone of influence (COI) which is the region of the wavelet spectrum in which the edge effects become significant [36].

รูปที่ ๑4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJICIC

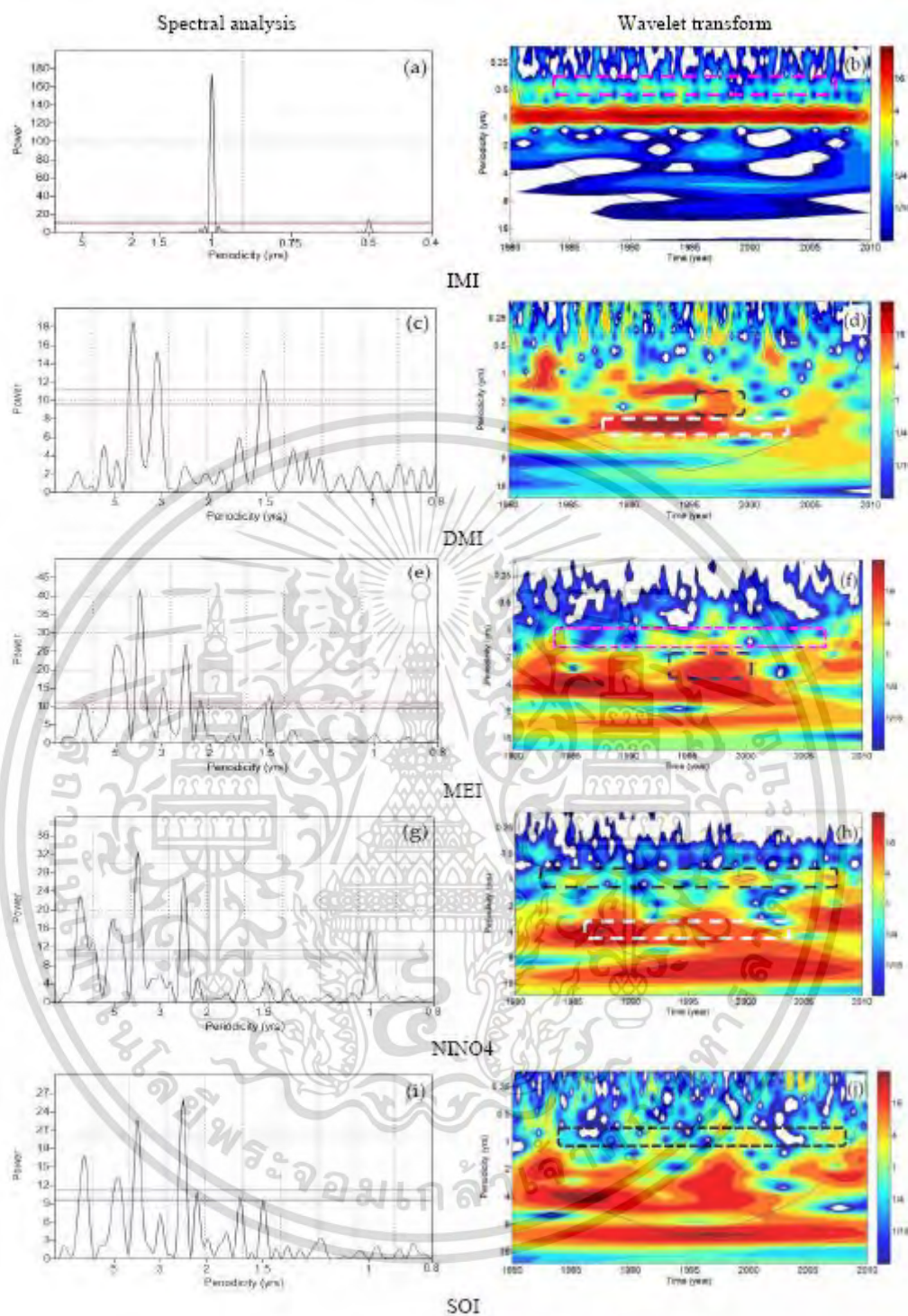
Figure 5b shows that the highest peak was established around 1 year into the studied period. In addition, the next obvious periodicity is at around the 6 month mark, which will appear on and off throughout the studied time period (pink dashed lines). This is consistent with studies on the rainfall variability caused by the summer monsoon, which has a seasonal and annual variability period that was outlined by Hendon et al. [43], Higgins and Shi [44] and Chen et al. [45].

The DMI index monthly data was also analyzed, as shown in Figure 5c. From the periodograms, three peaks above the significance level line can be clearly seen. The strongest peak is at about 4 years, the second strongest peak is at about 3 years, and the third strongest peak is at about 1.5 years. Figure 5d shows the return period from the wavelet transform. The strongest is at about four year periodicity, between approximately 1990 and 1996. Also shown is a low peak from 1986 through to 2004 (white dashed lines). However, the next strongest peak is at about 2–3 years and occurs in the period between 1996–2000 (black dashed lines). Considering Figure 5c together with Figure 5d could help improve confidence in estimating the return period. This result is in consistent with the research of Saji et al. [5] and Yamagata et al. [6], who found that the IOD phenomenon has an annual recurrence period.

Figure 5e shows that the MEI index has many peaks above the significance level. The highest amplitude is at around 4 years, the next strongest peak is at 5 years, and the third is at around 2.5 years. In terms of the wavelet transform, Figure 5f shows that the strongest peak is established at around 4 years, which is consistent with the spectral analysis results, and further wavelets that strong were found in 1986 and 1988. In addition, the next strongest peaks were found to have a 2–3 year periodicity between 1994 and 2000 (black dashed lines). Spectral analysis can help identify the high peaks more conveniently. Moreover, the study result is consistent with Wigley [46] and Trenberth et al. [47], who found that the MEI index that shows the ENSO phenomenon has variability in the inter-annual and long-term.

The NINO4 index in Figure 5g shows the strongest peak at around 3.8 years. At the same time, Figure 5h shows the strongest peak at around 4 years, between 1996–1998, and also shows a low peak from 1986 through to 2004 (white dashed lines). In addition, other small peaks, such as at 1, 2, or 3 year periodicity, appeared throughout the study period. The above fundamental step could be used to find the cyclicity of the SOI index, as shown in Figure 5i and j. The strongest peak occurs at approximately 4 years for both the spectral analysis and wavelet transform. From the analyzed results, the MEI, NINO4, and SOI index all have their strongest peak at about 4 years. This is because all of the indices above are anomaly indexes of ENSO, with differences in the estimate variables and regions.

รูปที่ ๑4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC



รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

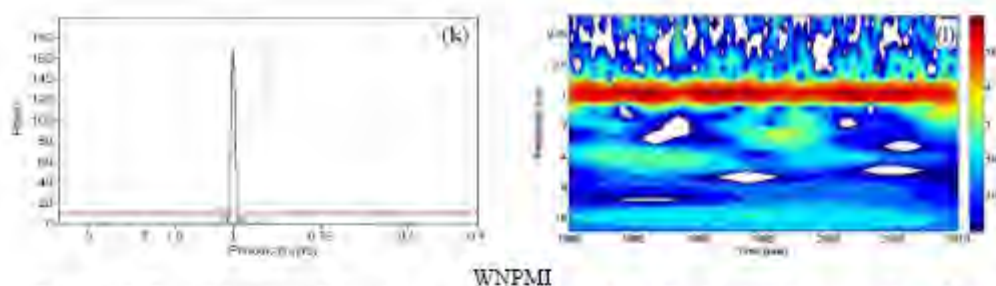


FIGURE 5. Periodograms of the climate condition index taken from the spectral analysis and the wavelet transform.

Lastly, the WNPMI index data in Figure 5k and l demonstrates cyclicity that can be interpreted as a significant round appearing about once per year, which is similar to the IMI index because they are both variables that explain the summer monsoon occurrence but differ in the area for estimation.

The return period analysis, using the spectral analysis and the wavelet transform, effectively identified the periodicity of the variables since the wavelet transform is quite detailed. The return period of the indices from the spectral analysis can be easily described by the characteristics throughout the data by assuming it is somewhat stationary, despite the absence of the same peak in the inter-annual and multi-decadal periods, as can be seen in Table 2.

Table 2. The highest amplitudes of the return period of the climate condition/oceanography index by spectral analysis.

INDEX	Highest Return Period (Years)		
	First	Second	Third
IMI	1.0	0.5	-
DMI	4.2	3.0	1.5
MEI	3.9	5.2	2.4
NINO4	3.8	2.5	12.4
SOI	2.4	3.9	11.6
WNPMI	1.0	-	-

4.2. Rainfall Return Periods. Although, the rainfall data from the 15 gauging stations in the study area was collected between 1951 to present time, each station has a different collecting time period. The data analyzed in the study was from 1980–2014 as this time period had a complete dataset. In the analysis of rainfall, spectral analysis and wavelet analysis were used to identify and investigate periodicities in the time series data.

Figure 6 illustrates the behavior of the recurrence periods of rainfall at three sample stations (Bangkok station, Nakhon Pathom station, and Nakhon Sawan station). To analyze the monthly rainfall, spectral analysis and the wavelet transform were applied, and

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

the periodicity of strongest peak was found to occur at 1 year. The next lowest peak was at about 0.5 years, and another peak occurred at about 0.33 years, or 4 months. Accordingly, rainfall behavior is found in each season and the results are similar at every station that was studied.

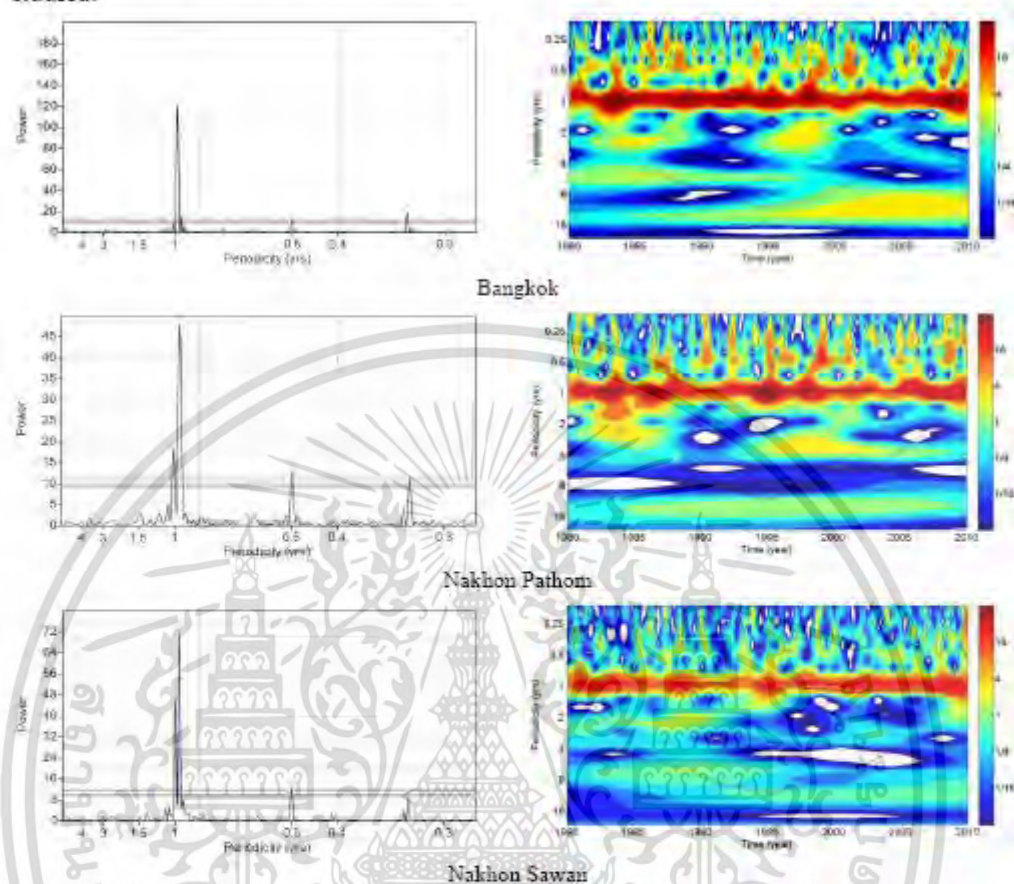


FIGURE 6. Analysis of the recurrence period of monthly rainfall for sample stations.

As discussed in Section 4.1, the analysis of the recurrence period of the climate/oceanography index revealed that the recurrence periods of IMI and WNPMI are similar, occurring at about 1 year, which is in accordance with the level of rainfall. This makes possible an assertion of their interrelation, and can therefore allow accurate rainfall prediction. With regards to ENSO, there are three variables of interest—the MEI, SOI, and NINO4. The major recurrence period of the MEI is about 4 years and, in addition, 1 year and 6 month periodicity were also found (Figure 5e and f) between 1983 and 1987 and between 1996 and 1999, which would have influenced the rainfall. For NINO4, the 1 year and 6 month periodicities are also found (Figure 5g and h). Figure 5j also shows the 1 year and 6 month periodicity. This pattern appears throughout almost the entire data set, so it is assumed to be somewhat stationary. This means that it would be possible to use such a

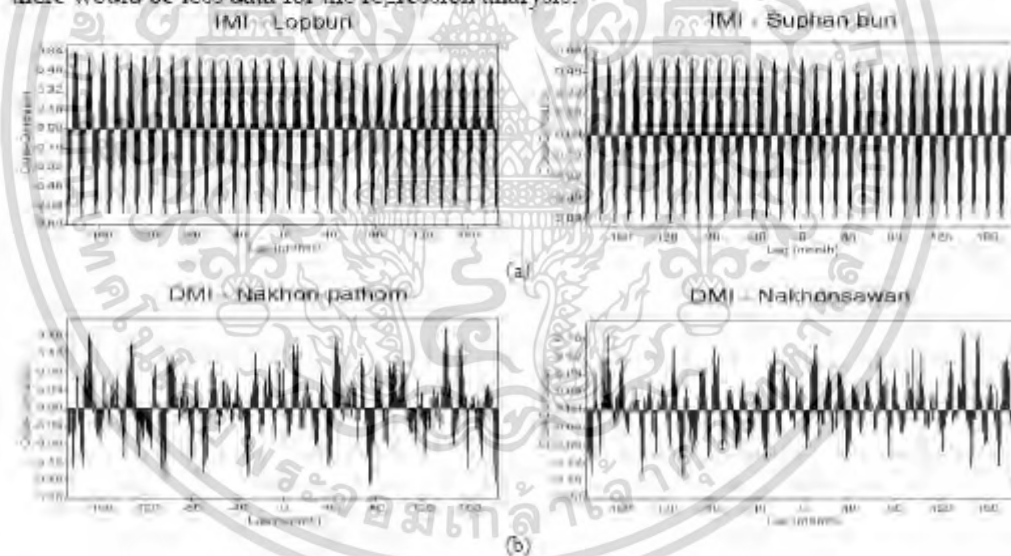
รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJICIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

climate index with multiple regression for forecasting rainfall. However, the results from the regression analysis between the climatic indices and rainfall at the same initial time (without lag time) did not produce good rainfall forecasts. Therefore, the cross-correlation were used to determine the appropriate lag time between the index and rainfall.

4.3. Linkage between Climatic Signals and Rainfall by Cross-Correlation. According to the analysis in Section 4.2, the climate/oceanography index has a cyclicity that corresponds to the rainfall. Therefore, the cross-correlation of the six indices includes IMI, WNPMI, DMI, MEL, SOI, and NINO4, which were applied along with the rainfall at the 15 stations of the study area in order to correlate (compare) two time series using a range of possible alignments, until a good match was found. The important applications in this process include the correlation and the identification of delay times between two measured parameters.

Figure 7 illustrates the relationship between the parameters throughout the study period. In the figure, the positive lag values mean that the climate index is leading while negative lags mean the rainfall is leading. We hypothesized that the actual relationship should be that the climate index is leading and correlated in the same direction with the rainfall. The climate index data was shown to have a correlation to the rainfall, and the cyclic pattern on the lag axis shown throughout is due to the periodicities in the signals. Therefore, the highest positive correlation of the first cycle from the initial point (0-lag) and the time delay is considered suitable to use for the regression analysis. The selected lag times between the rainfall and the studied indices from the cross-correlation are shown in Table 3. In addition, if the time that gave the highest correlation throughout the whole dataset was considered, there would be less data for the regression analysis.



รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJICIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

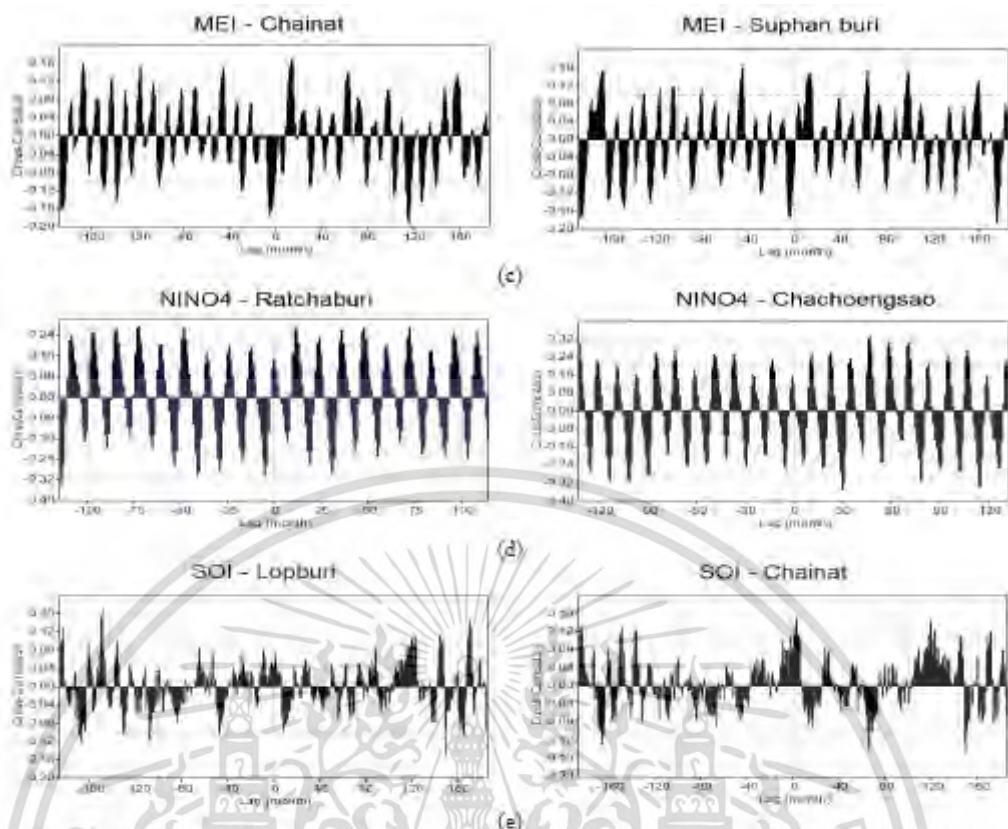


FIGURE 7. The characteristics of cross-correlation between the (a) IMI; (b) DMI; (c) MEI; (d) NINO4, and (e) SOI Index and the monthly rainfall.

Each climate index shows a different highest associated result. IMI has a medium to high correlation value, overall scoring between 0.5 and 0.7. The highest correlation value (0.67) was found at Nakhon Sawan station, whereas the lowest value (0.482) was found at Kanchanaburi station. According to the lag time graph shown in Figure 7a, the rainfall rapidly responded to the IMI index. This is consistent with previous studies claiming that IMI is a measure of the summer monsoon. The highest correlation coefficient value for cyclicity throughout the lag axis was found to be similar at every rain gauge station. However, the lag time that is shown in Table 3 is from the next positive peak correlation from the lag-zero, to suit the predictive equations.

The association between DMI and the monthly rainfall of individual stations presents with a low correlation coefficient value, as was the case for the station in Figure 7b. In general, the value is between 0.1–0.2. The highest and lowest correlation values were found at Pathum Thani station (0.180) and Lop Buri station (0.008), respectively. Based on the lag time shown in Table 3, it was found that every rainfall was highly associated with DMI with a time delay about of 9–12 months.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

TABLE 3. The selected lag time between the rainfall and the studied indices from the cross-correlation.

Station	Lag with Maximum Correlation (Months)					
	IMI	WNPMI	DMI	MEI	SOI	NINO4
Bangkok	12	12	12	12	1	12
Chainat	12	12	12	15	3	12
Lopburi	12	12	9	13	1	11
Suphan Buri	11	12	12	14	2	12
Nakhon Pathom	12	12	12	13	2	12
Ayutthaya	12	12	11	13	6	11
Nakhon Sawan	12	12	12	12	1	11
Pathum Thani	12	12	12	13	6	11
Kanchanaburi	11	12	9	14	2	12
Chachoengsao	12	12	8	7	6	11
Ratchaburi	11	12	12	12	5	12
U-Thong	11	12	9	13	2	12
Takfa	12	12	11	13	3	12
Kamphaeng Phet	12	12	13	14	2	12
Don Mueang	12	12	9	13	2	12

Regarding MEI, there was a low correlation value, similar to that found in DMI, which was generally between 0.1–0.2. The highest correlation value (0.180) was found at Kamphaeng Phet station, while the lowest correlation value was 0.083. Based on Figure 7c, for the Chainat and Ratchaburi stations, it was found to be at about 15 and 12 months, respectively. The lag time in Table 3 shows that rainfall is highly associated with MEI in 7–15 month intervals.

Regarding the association between the climate index (NINO4) and the monthly rainfall of every station in the study area, the correlation coefficient value during the studied period was medium overall (0.2–0.7). The highest correlation value (0.65) was found at Takfa station, Nakhon Sawan province; meanwhile, the lowest correlation value was 0.22, found at Kanchanaburi station. Figure 7d shows the rainfall associated with the NINO4 index of the Chachoengsao and Ratchaburi station at 11 and 12 months, respectively. Table 3 shows that the time lag of every station is about 11–12 months.

In general, SOI has low correlation value between 0.1–0.2. The highest and lowest correlation values were found at Pathum Thani station (0.19) and Thakfa station (0.07), respectively. Based on the lag time graph in Figure 7e, it was found that the amount of rainfall is highly associated with SOI in Lopburi and Chainat at lag time about 1 and 3 months, respectively.

For the WNPMI index the figure is not displayed because it resembled the IMI index, however it was found to have a medium to high correlation value, in general scoring between 0.5–0.7. The highest correlation value (0.66) was found at Nakhon Sawan station, while the lowest (0.51) was found at Pathum Thani station. Table 3 presents the lag times that are associated with the rainfall, as well as each climate condition/oceanography index. These lag times of the climate index were used in accordance with the multiple regression equation to obtain an equation composed of independent and dependent variables that had the most suitable linear relationship without lag time multiple regression.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

In conclusion, the lag times of the WNPMI, IMI, and NINO4 to the rainfall, found by the cross-correlation, were very evident—especially at the peak of lag-0. Since the data exhibited a cyclic pattern, regression analysis with the lag time of the independent variables can be applied. This set of index lag times was identified as the lag times with the next positive peak correlations from lag-0, to suit the predictive equations.

4.4. Multiple Regression Analysis. From the analysis in the previous sections, the spectral analysis and wavelet transform indicate an association between climate condition/oceanography and the rainfall, and the most suitable lag time with strongly associated variables was discovered using cross-correlation. Consequently, a multiple regression equation was used to obtain an independent and dependent variable equation with a linear relationship. In this study, the independent variable was the climate/oceanography index, while the dependent variable was rainfall. The multiple linear regression analysis could be divided into two cases: the model with lag time and the model without lag time. The SPSS program was applied during independent variable selection using the stepwise equation method. Stepwise linear regression is a method of regressing multiple variables while simultaneously removing those that are not important.

Model Summary				
Model	R	R Square	Adjusted R Square	Sig. Entered/Removed
1	.511	.261	.267	100.000
2	.745	.514	.413	100.000
3	.763	.536	.421	100.000

1. Predictors: (Constant), WNPMI
 2. Predictors: (Constant), WNPMI, DMI
 3. Predictors: (Constant), WNPMI, DMI, SOI

Coefficients ^a					
Model		Unstandardized Coefficients		Standardized Coefficients	Sig.
		B	Std. Error	Beta	
1	(Constant)	264.916	5.815		.000
	WNPMI	14.267	.891	.511	.000
2	(Constant)	250.279	6.056		.000
	WNPMI	12.080	.888	.423	.000
	DMI	17.058	1.630	.133	.001
3	(Constant)	251.355	6.062		.000
	WNPMI	12.222	.881	.429	.000
	DMI	16.481	1.607	.118	.001
	SOI	17.060	5.347	.100	.011

a. R Squared Variable(s) Deleted.

FIGURE 8. Example of an analysis of climate index and rainfall at the Bangkok station by means of stepwise analysis with the lag time.

Figure 8 presents an example of the stepwise regression with lag time for rainfall data at the Bangkok station, which was analyzed by the program. Consequently, the results show that WNPMI was associated with the dependent variable. DMI and SOI are significantly correlated with rainfall, therefore this was further analyzed in the equation. Other independent variables that did not have a significant relationship with rainfall were deleted.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

The association between the average monthly rainfall and the climate condition/oceanography index was analyzed to find the result of the multiple regression equation at each station. The results of the lag time regression are better than those without lag time regression; therefore, Table 4 shows only those results with lag time regression included. It was found that the minimum value of the multiple coefficient correlation (R), 0.570, was scored at U-thong station, while the maximum value, 0.703, was derived at Nakhon Sawan station. In addition, WNPMI is the most influential of the indices on monthly rainfall in the all regression equations. The next most influential are SOI, MEI, and DMI, respectively. In comparison with the other indices, WNPMI is the variable that is most associated with rainfall in the studied areas, conforming to the analysis of the cross-correlation in the previous section.

TABLE 4. Multiple regression with the lag time equation and multiple coefficient correlation (R) between rainfall and the climate condition/oceanography indices.

Station	Equation	R	Most Effective
Bangkok	$Y_t = 153.55 + 14.21\text{WNPMI}_{t-12} + 49.49\text{DMI}_{t-12} + 13.590\text{SOI}_{t-1}$	0.653	DMI
Chainat	$Y_t = 95.47 + 7.29\text{WNPMI}_{t-12} + 14.47\text{MEI}_{t-15} + 12.1\text{SOI}_{t-9} + 2.67\text{IMI}_{t-12}$	0.648	MEI
Lopburi	$Y_t = 111.55 + 10.07\text{WNPMI}_{t-12} + 8.60\text{SOI}_{t-1}$	0.645	WNPMI
Suphan Buri	$Y_t = 93.43 + 9.08\text{WNPMI}_{t-12} + 11.81\text{MEI}_{t-14} + 10.72\text{SOI}_{t-2}$	0.623	MEI
Nakhon Pathom	$Y_t = 100.30 + 9.28\text{WNPMI}_{t-12} + 11.75\text{SOI}_{t-2}$	0.617	SOI
Ayutthaya	$Y_t = 99.67 + 7.62\text{WNPMI}_{t-12} + 2.76\text{IMI}_{t-12} + 17.64\text{MEI}_{t-13} + 16.1\text{SOI}_{t-6}$	0.685	MEI
Nakhon Sawan	$Y_t = 111.79 + 7.53\text{WNPMI}_{t-12} + 3.83\text{IMI}_{t-12} + 13.1\text{SOI}_{t-1}$	0.703	SOI
Pathum Thani	$Y_t = 130.03 + 10.89\text{WNPMI}_{t-12} + 15.7\text{SOI}_{t-6}$	0.618	SOI
Kanchanaburi	$Y_t = 98.05 + 8.40\text{WNPMI}_{t-12} + 12.92\text{MEI}_{t-14} + 11.67\text{SOI}_{t-2}$	0.574	MEI
Chachoengsao	$Y_t = 126.73 + 6.79\text{WNPMI}_{t-12} + 4.01\text{IMI}_{t-12} + 9.69\text{SOI}_{t-6}$	0.649	SOI
Ratchaburi	$Y_t = 116.12 + 10.9\text{WNPMI}_{t-12}$	0.641	WNPMI
U-Thong	$Y_t = 91.48 + 8.4\text{WNPMI}_{t-12} + 10.25\text{SOI}_{t-2} + 30.0\text{DMI}_{t-9}$	0.570	SOI
Takfa	$Y_t = 111.69 + 7.19\text{WNPMI}_{t-12} + 4.18\text{IMI}_{t-12} + 11.48\text{MEI}_{t-13}$	0.673	MEI
Kamphaeng Phet	$Y_t = 120.16 + 8.07\text{WNPMI}_{t-12} + 4.39\text{IMI}_{t-12} + 11.66\text{SOI}_{t-2} + 35.0\text{DMI}_{t-13}$	0.682	DMI
Don Mueang	$Y_t = 130.13 + 7.63\text{WNPMI}_{t-12} + 16.37\text{SOI}_{t-2} + 4.37\text{IMI}_{t-12}$	0.646	SOI

Validation of the equations in Table 4 was carried out by using data for the rainfall at each station for the years 2011–2014. It was found that the equations represent the amount of rain that fell reasonably well, as shown in Figure 9 and in the comparison of the statistical data and rainfall in Table 5. It was found that the means are similar for both the observed data and the validated data. The notification information has the characteristic of skewing to the right. In the case of kurtosis, most of the observed data have a positive trend, but for the validated data, the kurtosis is negative. Consequently, the prediction model tends to underestimate extreme precipitation, which is one aspect that needs to be improved.

Figure 10 illustrates forecasting for the year 2015. The scatter plot shows the comparison of rainfall prediction from the regression equation in Table 4 with the rainfall obtained from the observed data. These were presented in order to figure out the coefficient of determination value (R^2). Overall, of the 15 rainfall gauging stations, the highest coefficient determination value (0.73) was found at Kamphaeng Phet station. On the other hand, the lowest coefficient determination value (0.34) was found at Chainat station.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

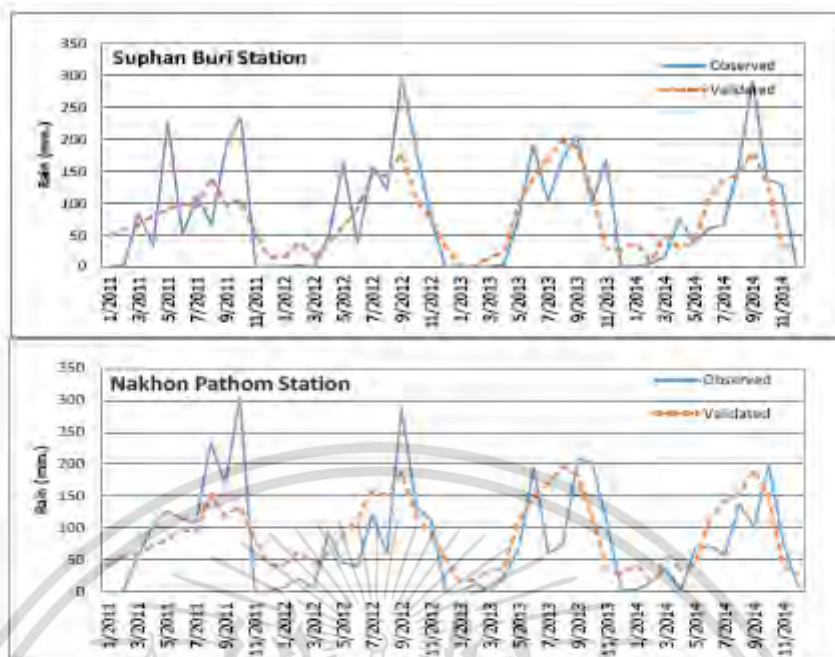


FIGURE 9. Examples of rainfall verification and the actual rainfall time series, derived from the studied areas in 2011–2014.

In general, the derived regression model can explain the variance of the rainfall spread around the average quite well. Although the correlations of DMI, SOI, NINO4, and MEI with the rainfall are minimal, these factors affected the regression equation analysis in general and increased the value of the regression coefficient (R) derived at some stations.

TABLE 5. Descriptive statistics of the rainfall data for the lag time model validation periods for 2011–2014.

Station	Observed Data			Validated Data		
	Mean	Skewness	Kurtosis	Mean	Skewness	Kurtosis
Bangkok	140.12	0.933	0.161	150.651	0.592	-0.838
Chainat	92.50	1.165	1.291	84.535	0.328	-1.293
Lopburi	87.48	1.093	0.654	97.416	0.474	-1.161
Suphan Buri	85.00	0.794	0.240	79.445	0.453	-0.928
Nakhon Pathom	80.63	1.075	0.631	89.647	0.426	-1.072
Ayutthaya	90.22	0.921	-0.043	91.617	0.243	-1.300
Nakhon Sawan	94.45	0.840	0.108	90.353	0.346	-1.249
Pathum Thani	104.14	1.200	0.768	122.010	0.884	-1.303
Kanchanaburi	82.73	0.787	0.156	85.498	0.422	-0.898
Chachoengsao	139.43	1.126	1.492	119.991	0.373	-1.491
Ratchaburi	87.63	0.679	-0.553	96.402	0.523	-1.160

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า ไม่ว่าจะกรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

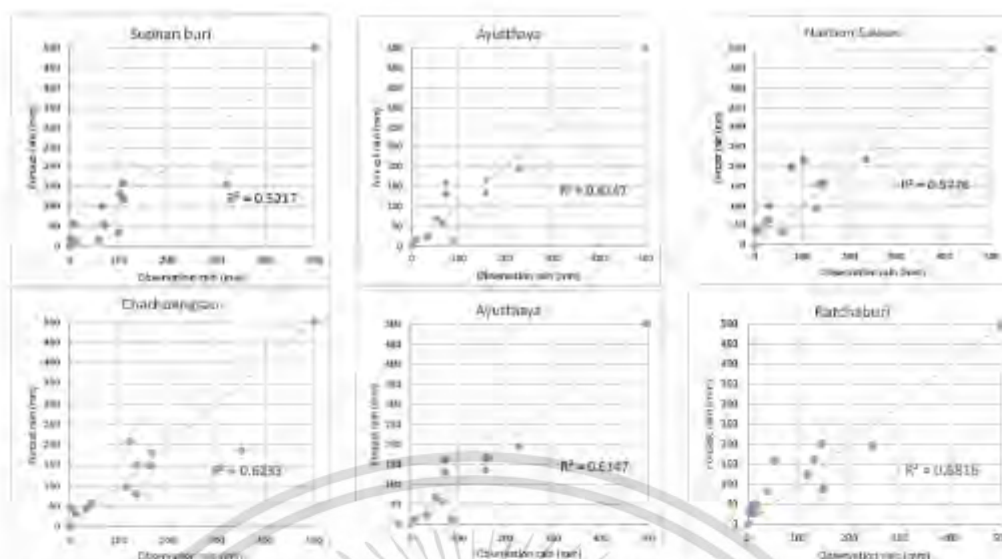


FIGURE 10. Comparison of predicted rainfall with observed rainfall and the value of R^2 in the year 2015.

TABLE 6. Comparison of accuracy of forecasting with the lag time model and without the lag time model.

Station	(1)	(2)	(3) = (1)/(2)
	RMSE (Without lag)	RMSE (With lag)	RRMSE
Bangkok	109.72	110.79	0.990
Chainat	55.56	57.34	0.969
Lopburi	69.58	60.86	1.143
Suphan Buri	59.99	58.35	1.028
Nakhon Pathom	37.65	35.97	1.047
Ayutthaya	54.32	43.37	1.252
Nakhon Sawan	59.50	57.74	1.031
Pathum Thani	57.98	51.26	1.131
Kanchanaburi	69.95	66.93	1.045
Chachoengsao	59.93	59.81	1.002
Ratchaburi	44.26	47.87	0.925
U-Thong	67.16	65.44	1.026
Takfa	55.13	54.96	1.003
Kamphaeng Phet	52.20	42.57	1.228
Don Mueang	87.33	78.45	1.113

In addition, The regression model was also used to confirm accuracy using the relative root mean square error (RRMSE) index. If the RRMSE exceeded 1, the regression model with lag time forecasting had less error than that without. Table 6 shows the comparison and RRMSE values between the regression with the lag time model and the regression without the lag time model. At all stations, the forecast results of the regression with the lag time model had obviously fewer errors than the regression without the lag time model. This

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

means that including lag time in the model results in more accurate forecasting.

5. Conclusions. This study assesses the impact of climate oscillation/oceanography stemming from the Indian Ocean Dipole (IOD), El Niño-Southern Oscillation (ENSO), and Asian Summer Monsoon (ASM). Spectral analysis and wavelet analysis were used to identify and investigate periodicities in a time series. The wavelet transformation explains the return period of each set of time series data effectively, especially when there are the non-stationary data in the set [32, 48]. At the same time, since there are some short return period values presented, spectral analysis was also used to show the highest return period for a stationary time series.

Overall, the recurrence period of DMI is about 1.5–4 years, while the recurrence period of MEI is about 2.5–5 years. The recurrence period of SOI is 2.5–4 years and 12 years. Lastly, the recurrence period of Sea Surface Temperature (NINO4) is also 2.5–4 years and 12 years, consistent with the El Niño phenomenon [49, 50]. The above data show the characteristics of interannual and interdecadal scales. According to this study of rainfall data analysis derived from 15 gauging stations in the central plain of Thailand, it was found that monthly rainfall data provides the most obvious 1 year recurrence period, and this finding was consistent at every station. In addition, the results coincided with the rainy season in Thailand.

Based on the analysis of cross-correlation between the variables IMI, WNPMI, DMI, MEI, SOI, and NINO4 and the rainfall derived from stations in central plain of Thailand, the correlation coefficient value of DMI and MEI with rain is minimal (0.1–0.2). Regarding the cross-correlation between the IMI and WNPMI, it was found that these indices are highly associated with monthly rainfall; the associations are greater than those of the other indices, and the coefficient correlation value is approximately 0.6. It was noticed that the summer monsoon plays an important role in rainfall over a very short period of time, or is effective immediately (peak on 0-lag), since analysis of SOI showed an impact on rainfall when it was over a 1 month period.

Moreover, based on the analysis of the multiple regression equation between the climate condition index and rainfall, the regression with lag time forecast better than that without lag time, with this result being supported by the RRMSE index. WNPMI is the most significant index for its influence on rainfall at the stations in the study area. The next most influential climates are SOI, MEI, and DMI, respectively. In general, the multiple correlation coefficient values (R) of all station are between 0.570–0.703. According to the investigation of multiple equation prediction and rainfall data in 2015, the forecast is accurate. The highest value of R^2 , derived at Kampong Phet station, was 0.73.

This study demonstrated that using statistical analysis to study and assess the relationship between climate and rainfall could be very useful for planning water use for sustainable development. It is clear that the response of rainfall to climatic factors is delayed. In the future, examination of indices involving other climate factors will be undertaken. Many sectors have been studied in this manner and these results could lead to better rainfall prediction. In the past many other modeling techniques have been proposed

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

for research in hydrologic modeling, such as ANNs. It may be useful to apply such techniques to rainfall prediction.

Acknowledgment. For the successful research completion, the corresponding author would like to extend his deep gratitude to the Bureau of Meteorology and KMITL for the data they provided. The authors would like to acknowledge the support and cooperation of these institutions.

REFERENCES

- [1] T. R. Green, M. Taniguchi, H. Kooi, J. J. Gurdak, D. M. Allen, K. M. Hiscock, *et al.*, "Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater," *Journal of Hydrology*, vol. 405, pp. 532-560, 2011.
- [2] R. Hanson, M. Newhouse, and M. Dettinger, "A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States," *Journal of Hydrology*, vol. 287, pp. 252-269, 2004.
- [3] J. L. McBride and N. Nicholls, "Seasonal relationships between Australian rainfall and the Southern Oscillation," *Monthly Weather Review*, vol. 111, pp. 1998-2004, 1983.
- [4] G. Myhre, D. Shindell, F. Bréon, W. Collins, J. Fuglestad, J. Huang, *et al.*, "Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change," K. Tignor, M. Allen, S.K. Boschung, J. Nauels, A. Xia, Y. Bex, V. and Midgley, P.M, *Cambridge University Press Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 2013.
- [5] N. Saji, B. Goswami, P. Vinayachandran, and T. Yamagata, "A dipole mode in the tropical Indian Ocean," *Nature*, vol. 401, p. 360, 1999.
- [6] T. Yamagata, S. K. Behera, J. J. Luo, S. Masson, M. R. Jury, and S. A. Rao, "Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean," *Earth's Climate*, pp. 189-211, 2004.
- [7] G. Gu, R. F. Adler, G. J. Huffman, and S. Curtis, "Tropical rainfall variability on interannual-to-interdecadal and longer time scales derived from the GPCP monthly product," *Journal of Climate*, vol. 20, pp. 4033-4046, 2007.
- [8] B. M. Buckley, K. Palakit, K. Duangsatthaporn, P. Sanguantham, and P. Prasomsin, "Decadal scale droughts over northwestern Thailand over the past 448 years: links to the tropical Pacific and Indian Ocean sectors," *Climate Dynamics*, vol. 29, pp. 63-71, 2007.
- [9] Ö. Terzi and E. Çevik, "RAINFALL ESTIMATION USING ARTIFICIAL NEURAL NETWORK METHOD," *SDU International Journal of Technological Science*, vol. 4, 2012.
- [10] T. Tingsanchali and M. R. Gautam, "Application of tank, NAM, ARMA and neural network models to flood forecasting," *Hydrological Processes*, vol. 14, pp. 2473-2487, 2000.
- [11] N. Singhrattana, B. Rajagopalan, M. Clark, and K. Krishna Kumar, "Seasonal forecasting of Thailand summer monsoon rainfall," *International Journal of Climatology*, vol. 25, pp. 649-664, 2005.
- [12] T. Murakami and J. Matsumoto, "Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific," *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, vol. 72, pp. 719-745, 1994.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- [13] J. J. Gurdak, R. T. Hanson, P. B. McMahon, B. W. Bruce, J. E. McCray, G. D. Thyne, *et al.*, "Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement, High Plains Aquifer, USA," *Vadose Zone Journal*, vol. 6, pp. 533-547, 2007.
- [14] S. Philander, "El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation," ed: Academic Press, 1990.
- [15] N. J. Mantua and S. R. Hare, "The Pacific decadal oscillation," *Journal of oceanography*, vol. 58, pp. 35-44, 2002.
- [16] S. Minobe, "A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America," *Geophysical Research Letters*, vol. 24, pp. 683-686, 1997.
- [17] F. K. Fye, D. W. Stahle, E. R. Cook, and M. K. Cleaveland, "NAO influence on sub-decadal moisture variability over central North America," *Geophysical Research Letters*, vol. 33, 2006.
- [18] R. A. Kerr, "A North Atlantic climate pacemaker for the centuries," *Science*, vol. 288, pp. 1984-1985, 2000.
- [19] F. H. Chiew, T. C. Piechota, J. A. Dracup, and T. A. McMahon, "El Niño/Southern Oscillation and Australian rainfall, streamflow and drought: Links and potential for forecasting," *Journal of Hydrology*, vol. 204, pp. 138-149, 1998.
- [20] K. Wolter and M. S. Timlin, "Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index," in *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, 1993.
- [21] D. R. Cayan, "El Niño/southern oscillation and streamflow in the western United States," *El Niño, Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, pp. 29-68, 1992.
- [22] A. Limsakul, S. Limjirakan, and B. Suthamanuswong, "Spatiotemporal changes in total annual rainfall and the annual number of rainy days in Thailand," *Journal of Environmental Research*, vol. 29, pp. 1-21, 2007.
- [23] K. Kusreesakul, "Spatio-temporal Rainfall Changes in Thailand and Their Connection with Regional and Global Climate Variability," *Master of Science Thesis Environmental University, Prince of Songkla University*, 2009.
- [24] A. Limsakul and J. I. Goes, "Empirical evidence for interannual and longer period variability in Thailand surface air temperatures," *Atmospheric Research*, vol. 87, pp. 89-102, 2008.
- [25] A. Limsakul, S. Limjirakan, and B. Suttamanuswong, "Asian summer monsoon and its associated rainfall variability in Thailand," *Environment Asia*, vol. 3, pp. 79-89, 2010.
- [26] N. Satellite, "Information Service," *National Climatic Data Center, US Department of Commerce*, retrieved July, 2012.
- [27] A. Papoulis, "The Fourier integral and its applications," 1962.
- [28] R. B. Blackman and J. W. Tukey, "The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering—Part I," *Bell Labs Technical Journal*, vol. 37, pp. 185-282, 1958.
- [29] O. Hammer and D. Harper, "Chapter 4 Morphometrics," *Paleontological data analysis. Malden, Oxford & Carlton: Blackwell Publishing*, pp. 78-148, 2006.
- [30] O. HAMMER, "PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis," *Palaeontologia Electronica*, vol. 4, p. 9, 2001.
- [31] D. Harper, "Numerical Palaeobiology. Computer-Based Modelling and Analysis of Fossils and their Distributions. Media CD, version: 1.11," ed: John Wiley & Sons, 1999.
- [32] M. Misiti, Y. Misiti, G. Oppenheim, and J. Poggi, "Wavlet toolbox 4 user's guide. Natick, MA: The MathWorks," ed: Inc, 2007.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

- [33] U. Seebonruang, "Wavelet relationship between climate variability and deep groundwater fluctuation in Thailand's Central Plains," *KSCCE Journal of Civil Engineering*, vol. 22, pp. 868-876, 2018.
- [34] J. J. Gurdak, R. T. Hanson, P. B. McMahon, B. W. Bruce, J. E. McCray, G. D. Thyne, *et al.*, "Climate Variability Controls on Unsaturated Water and Chemical Movement, High Plains Aquifer, USA All rights reserved. No part of this periodical may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording, or any information storage and retrieval system, without permission in writing from the publisher," *Vadose Zone Journal*, vol. 6, pp. 533-547, 2007.
- [35] K. Lau and H. Weng, "Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing," *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 76, pp. 2391-2402, 1995.
- [36] C. Torrence and G. P. Compo, "A practical guide to wavelet analysis," *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 79, pp. 61-78, 1998.
- [37] I. De Moortel, S. Munday, and A. Hood, "Wavelet analysis: the effect of varying basic wavelet parameters," *Solar Physics*, vol. 222, pp. 203-228, 2004.
- [38] C. Moler, *MATLAB users' guide*: University of New Mexico, 1982.
- [39] M. Rutulis, "Groundwater drought sensitivity of southern Manitoba," *Canadian Water Resources Journal*, vol. 14, pp. 18-33, 1989.
- [40] P. Bouke, "Cross correlation," *Cross Correlation*, *Auto Correlation—2D Pattern Identification*, 1996.
- [41] J. Higgins, "Introduction to multiple regression," *The radical statistician*, vol. 1, pp. 1-15, 2005.
- [42] N. H. Nie, D. H. Bent, and C. H. Hull, "SPSS: Statistical package for the social sciences," McGraw-Hill New York 1970.
- [43] H. H. Hendon, C. Zhang, and J. D. Glick, "Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer," *Journal of Climate*, vol. 12, pp. 2538-2550, 1999.
- [44] R. Higgins and W. Shi, "Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American monsoon system," *Journal of Climate*, vol. 14, pp. 403-417, 2001.
- [45] T.-C. Chen, M.-C. Yen, and S.-P. Weng, "Interaction between the summer monsoons in East Asia and the South China Sea: Intraseasonal monsoon modes," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 57, pp. 1373-1392, 2000.
- [46] T. Wigley, "ENSO, volcanoes and record-breaking temperatures," *Geophysical Research Letters*, vol. 27, pp. 4101-4104, 2000.
- [47] K. E. Trenberth and D. J. Shea, "Relationships between precipitation and surface temperature," *Geophysical Research Letters*, vol. 32, 2005.
- [48] B. Wang and Y. Wang, "Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis," *Journal of Climate*, vol. 9, pp. 1586-1598, 1996.
- [49] B. Wang and Z. Fan, "Choice of South Asian summer monsoon indices," *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 80, pp. 629-638, 1999.
- [50] W. S. Kessler, "Is ENSO a cycle or a series of events?," *Geophysical Research Letters*, vol. 29, 2002.

รูปที่ จ4 (ต่อ) บทความที่ได้รับการตีพิมพ์ในวารสาร IJIC

เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ดัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้

ประวัติผู้เขียน

ชื่อ-นามสกุล	นายกรกช ทวีสิน
วัน เดือน ปีเกิด	18 เมษายน 2520 ที่กรุงเทพมหานคร
ที่อยู่	2 รามคำแหง 118 แยก 33-3 แขวงสะพานสูง เขตสะพานสูง กรุงเทพฯ 10240
ประวัติการศึกษา	2541 วิศวกรรมศาสตรบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีมหานคร 2545 วิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีพระจอมเกล้าธนบุรี
ประสบการณ์การทำงาน	
พ.ศ.2545	วิศวกรโยธา บริษัท wise consultant co, ltd.
พ.ศ.2546	วิศวกรโครงการก่อสร้างโรงงานผลิตลูกชิ้น ปู๊ฮวด จ.สมุทรสาคร
พ.ศ.2547-ปัจจุบัน	อาจารย์ประจำสาขาวิชาวิศวกรรมโยธา คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยรามคำแหง



เอกสารนี้เป็นเอกสารที่สงวนไว้สำหรับการใช้งานเพื่อการศึกษาเท่านั้น ไม่อนุญาตให้นำไปใช้ประโยชน์ด้านการค้า
ไม่ว่ากรณีใดๆ ทั้งสิ้น อีกทั้งห้ามมิให้ตัดแปลงเนื้อหา และต้องอ้างอิงถึงเจ้าของเอกสารทุกครั้งที่มีการนำไปใช้