



รายงานการวิจัย

การสร้างแผนที่น้ำท่วมและความสามารถในการระบายน้ำของกลุ่มน้ำ

Mapping of peak flood and drainage capacity for river basin

มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี

ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยจาก  
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี



รายงานการวิจัย

การสร้างแผนที่น้ำท่วม และความสามารถในการระบายน้ำของ  
ลุ่มน้ำ

Mapping of peak flood and drainage capacity for  
river basin

คณะผู้วิจัย

หัวหน้าโครงการ

รองศาสตราจารย์ ดร. นัทรชัย โชติษฐียงกูร

สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา

สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์

มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี

ผู้ร่วมวิจัย

อ. โกวิท บุญรอด

อ.ดร.วิชาญ พันธุ์ดี

ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยจากมหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี ปีงบประมาณ พ.ศ. 2556-2558

ผลงานวิจัยเป็นความรับผิดชอบของหัวหน้าโครงการวิจัยแต่เพียงผู้เดียว

มิถุนายน 2560

### กิตติกรรมประกาศ

คณะผู้ศึกษาขอขอบคุณสำนักสำรวจดินและวางแผนการใช้ที่ดิน กรมพัฒนาที่ดิน สำนักงานอุทกวิทยาและบริหารน้ำ กรมชลประทาน กรมอุตุนิยมวิทยา กรมทรัพยากรน้ำบาดาล ที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลทางด้านอุทกวิทยา ขอขอบคุณ สำนักงานชลประทานที่ 8 ที่ชี้แนะแนวทางการศึกษา และให้ข้อมูลการดำเนินงานต่าง ๆ ของสำนักงาน

ขอขอบคุณผู้มีส่วนช่วยทำให้งานวิจัยนี้ดำเนินการไปด้วยความเรียบร้อย เช่น คณาจารย์ ผศ.ดร. ปรีชาพร โภชา ผู้ช่วยวิจัยและนักศึกษาระดับบัณฑิตศึกษา นางสาวหฤทัย มาศโศง นายภาณุพงษ์ ภิขมบุญญา บุคลากรของสาขาวิชาวิศวกรรมโยธา และบุคลากรของสำนักงานคณบดี สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์

การวิจัยครั้งนี้ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยจากมหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี งบประมาณ 2556-2558



## บทคัดย่อ

การบรรเทาปัญหาน้ำท่วมจำเป็นต้องมีแผนที่น้ำท่วม ที่ทำให้สามารถจำแนกพื้นที่และประเมินความรุนแรงที่แต่ละพื้นที่จะได้รับผลกระทบ นำไปสู่การกำหนดมาตรการบรรเทาปัญหาสำหรับลุ่มน้ำมูลตอนบนที่ได้รับผลกระทบจากเหตุการณ์น้ำท่วมใหญ่ในปี 2553 ยังไม่มีการดำเนินการสร้างแผนที่น้ำท่วมอย่างจริงจัง วัตถุประสงค์ของการศึกษานี้จึงต้องการสร้างแผนที่น้ำท่วม ที่จะเป็นประโยชน์ในการบรรเทา แก่ปัญหาน้ำท่วมได้ ประกอบด้วยสองแนวทางคือ การใช้แบบจำลองสำเร็จรูปที่มีอยู่คือ MIKE (MIKE11-NAM, MIKE11-HD, MIKE-Flood) และ HEC-RAS เป็นเครื่องมือในการสร้างแผนที่น้ำท่วม และ การพัฒนาแบบจำลองทางอุทกวิทยาขึ้นมาใช้เอง ออกแบบให้เหมาะสมกับลุ่มน้ำเป้าหมาย ผลการประยุกต์ใช้ แบบจำลอง MIKE FLOOD สำหรับทั้งลุ่มน้ำลำตะคอง พบว่าขอบเขตน้ำท่วมจากแบบจำลองสอดคล้องกับ ขอบเขตน้ำท่วมจากการสำรวจด้วยภาพถ่ายดาวเทียม การจำลองสภาพเหตุการณ์น้ำท่วมที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5 ปี, 10 ปี, 25 ปี, 50 ปี และ 100 ปี ผลจากแบบจำลองยังให้ข้อมูลความลึกของน้ำท่วมที่สัมพันธ์ตามพื้นที่ ประเมินขนาดพื้นที่ที่ได้ผลกระทบจากน้ำท่วมแยกตามประเภทการใช้ที่ดิน ผลการใช้ HEC-RAS V.5 เป็นเครื่องมือในการสร้างแผนที่อันตรายจากน้ำท่วมในเขตเทศบาลนครนครราชสีมา พบว่า การจำลองน้ำท่าที่คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี มีขอบเขตและความลึกของน้ำท่วมสอดคล้องกับเหตุการณ์น้ำท่วมปี 2553 มากที่สุด และมีความคลาดเคลื่อนน้อยที่คาบการเกิดซ้ำ 25 ถึง 100 ปี ผลการพัฒนาแบบจำลองทางอุทกวิทยาขึ้นมาใช้เอง ทั้งแบบก้อนเดียว (Lumped model) และแบบกระจาย (Distributed model) ยังทำได้กับลุ่มน้ำขนาดเล็กด้วยข้อจำกัดของคุณภาพข้อมูลนำเข้า ซึ่งจะต้องพัฒนาต่อไป

## Abstract

Flood inundation map or flood hazard map is a required tool for flood mitigation and management. Mitigation measure are able to formulate based on classified target area with different level of flooding impact. After 2010 flood disaster in Upper Mun river basin, flood mapping by observation or simulation is unconcerned. The objective of this study is to develop flood mapping for flood mitigation and management, consist of 2 approaches: (1) applying available software package such as MIKE and HEC-RAS to construct flood map and (2) developing a specific hydrologic model fit and appropriate to target catchment. MIKE FLOOD is applied for Lam Ta Khong river basin. Simulated results show that simulated flood inundation area are consistent with flood inundation area from satellite image. The model also provides inundation depth of overbank flow and the size of affected flood area classified by land-use types depending on peak discharges with 5 10 25 50 and 100 years return periods. HEC-RAS V.5 is applied for Nakhon Ratchasima municipality. Simulated inundation area with peak discharges at 50 years is identical to observed inundation area. However, small discrepancy is found at 25 and 100 year. The successful development of the specific hydrologic model based on both lumped and distributed approaches are limited to a small catchment with some constraints on input data quality. Further development is still required.



## สารบัญ

	หน้า
กิตติกรรมประกาศ .....	ก
บทคัดย่อภาษาไทย .....	ข
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ .....	ค
สารบัญ .....	ง
สารบัญตาราง .....	ฉ
สารบัญรูป .....	ช
บทที่ 1 บทนำ	
1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาการวิจัย .....	1-1
1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย .....	1-3
1.3 ขอบเขตของการวิจัย .....	1-3
1.4 ประโยชน์ที่ได้รับจากการวิจัย .....	1-3
บทที่ 2 การทบทวนวรรณกรรมที่เกี่ยวข้อง.....	2-1
2.1 กรอบแนวความคิดของโครงการวิจัย.....	2-1
2.2 การทบทวนวรรณกรรม.....	2-2
บทที่ 3 วิธีดำเนินการวิจัย	
3.1 การรวบรวมข้อมูล .....	3-1
3.2 การวิเคราะห์ข้อมูล .....	3-3
3.3 การจำลองผลโดยใช้แบบจำลอง MIKE.....	3-4
3.3.1 แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า MIKE11-NAM Model.....	3-5
3.3.2 แบบจำลองอุทกพลศาสตร์หนึ่งมิติ MIKE11-HD Model.....	3-8
3.3.3 แบบจำลองอุทกพลศาสตร์สองมิติ MIKE21-HD Model.....	3-9
3.3.4 แบบจำลองสภาพการเกิดน้ำท่วม MIKE Flood Model.....	3-11
3.4 การจำลองผลโดยใช้แบบจำลอง HEC-RAS .....	3-15
3.5 การพัฒนาแบบจำลองสมมูลของน้ำ.....	3-19
3.6 การสร้างแผนที่น้ำท่วม.....	3-20
3.6.1 แผนที่อันตรายจากน้ำท่วมโดยใช้แบบจำลอง HEC-RAS.....	3-20
3.6.2 แผนที่ขอบเขตน้ำท่วมรายชั่วโมง.....	3-21
บทที่ 4 ผลการวิจัย	

4.1	ลุ่มน้ำที่ศึกษา.....	4-1
4.2	ผลการวิเคราะห์ข้อมูลอุตุ-อุทกวิทยา และกายภาพลุ่มน้ำ	
4.2.1	ข้อมูลอุตุนิคมวิทยา.....	4-2
4.2.2	ข้อมูลปริมาณน้ำฝน.....	4-11
4.2.3	ข้อมูลปริมาณน้ำท่า.....	4-31
4.2.4	ปริมาณตะกอน.....	4-32
4.2.5	ข้อมูลกายภาพลุ่มน้ำลำตะคอง.....	4-38
4.3	แผนที่น้ำท่วมจากการสำรวจภาคสนาม.....	4-41
4.4	ผลจากแบบจำลอง MIKE.....	4-43
4.4.1	สมมูลของน้ำจากแบบจำลอง MIKE11-NAM Model.....	4-43
4.4.2	การหลากในลำน้ำจากแบบจำลอง MIKE11-HD Model.....	4-53
4.4.3	สภาพน้ำท่วมจากแบบจำลอง MIKE Flood Model.....	4-62
4.5	ผลจากแบบจำลอง HEC-RAS.....	4-73
4.5.1	เทศบาลนคร นครราชสีมา.....	4-73
4.5.2	ลุ่มน้ำมูลตอนบน.....	4-80
4.6	การพัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาแบบกึ่งอัตโนมัติ.....	4-85
4.7	การพัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาแบบกระจาย.....	4-93
บทที่ 5	สรุปและข้อเสนอแนะ	
5.1	ผลจากการประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE .....	5-1
5.2	ผลจากการแบบจำลอง HEC-RAS.....	5-3
5.3	การพัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาแบบกึ่งอัตโนมัติ.....	5-4
5.4	การพัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาแบบกระจาย.....	5-4
5.5	ข้อเสนอแนะ .....	5-5
บรรณานุกรม	.....	5-7
ภาคผนวก		
	ภาคผนวก ก ผลงานวิจัยตีพิมพ์ จำนวน 3 บทความ.....	ก-1
	ประวัติผู้วิจัย .....	ข-1

สารบัญตาราง

ตารางที่		หน้าที่
3-1	ข้อมูลที่รวบรวมจากหน่วยงานต่าง ๆ	3-2
4-1	พื้นที่ลุ่มน้ำสาขาของกลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-2
4-2	ช่วงพิสัยของค่าเฉลี่ยตัวแปรภูมิอากาศในคาบ 30 ปี (พ.ศ. 2527 ถึง พ.ศ. 2556)	4-4
4-3	สถิติภูมิอากาศที่สถานีตรวจอากาศ อ.เมือง จ.นครราชสีมา ช่วงปีพ.ศ.2527-2556	4-6
4-4	สถิติภูมิอากาศที่สถานีตรวจอากาศ อ.ปากช่อง จ.นครราชสีมา ช่วงปีพ.ศ.2527-2556	4-7
4-5	สถิติภูมิอากาศที่สถานีตรวจอากาศ อ.โชคชัย จ.นครราชสีมา ช่วงปีพ.ศ.2527-2556	4-8
4-6	สถิติภูมิอากาศที่สถานีตรวจอากาศ อ.เมือง จ.บุรีรัมย์ ช่วงปีพ.ศ.2527-2556	4-9
4-7	สถิติภูมิอากาศที่สถานีตรวจอากาศ อ.นางรอง จ.บุรีรัมย์ ช่วงปีพ.ศ.2527-2556	4-10
4-8	การคายระเหยจากข้อมูลสถานีกรมอุตุฯในมหาวิทยาลัยในช่วงข้อมูล 30 ปี	4-12
4-9	จำนวนวันฝนตกรายเดือนและรายปีเฉลี่ย	4-12
4-10	สถานีวัดน้ำฝน ที่นำมาใช้ในการวิเคราะห์ ทั้งพื้นที่ศึกษา	4-14
4-11	ปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือน และรายปีเฉลี่ย จากแต่ละสถานีวัดน้ำฝน	4-17
4-12	ปริมาณฝนสูงสุด 1 2 3 5 7 และ 9 วัน	4-20
4-13	ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย 14 ลุ่มน้ำย่อย ของกลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-28
4-14	รายละเอียดสถานีวัดน้ำท่า ในกลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-31
4-15	สถานีสำรวจปริมาณตะกอนแขวนลอย ในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-32
4-16	ปริมาณตะกอนแขวนลอยเฉลี่ยรายเดือน ในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-33
4-17	รายละเอียดอาคารชลศาสตร์ที่ได้ทำการเก็บรวบรวมข้อมูล	4-40
4-18	ค่าแฟกเตอร์ถ่วงน้ำหนักของฝนเชิงพื้นที่ด้วยวิธี Thiessen Polygon	4-45
4-19	ค่าพารามิเตอร์ที่ได้จากการสอบเทียบค่าแบบจำลอง NAM ของแต่ละลุ่มน้ำย่อย	4-46
4-20	ผลการสอบเทียบแบบจำลอง MIKE11-NAM	4-46
4-21	การตรวจพิสูจน์แบบจำลอง MIKE11-NAM	4-49
4-22	ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี	4-51
4-23	ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี	4-52
4-24	ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี	4-52
4-25	ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี	4-53
4-26	ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี	4-53
4-27	รายละเอียดของกลุ่มน้ำย่อยในแบบจำลอง MIKE11-HD	4-54



4-28	ค่าพารามิเตอร์แบบจำลอง NAM ในลุ่มน้ำย่อยในแบบจำลอง MIKE11-HD	4-55
4-29	การเชื่อมต่อลำน้ำในแบบจำลอง MIKE11-HD	4-55
4-30	ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของทางน้ำ ในแบบจำลอง MIKE11-HD	4-55
4-31	การเปรียบเทียบความถูกต้องเชิงสถิติ ในการสอบเทียบแบบจำลอง MIKE11-HD ของพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง	4-56
4-32	การเปรียบเทียบความถูกต้องเชิงสถิติ ในการตรวจพิสูจน์แบบจำลอง MIKE11-HD ของพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง	4-57
4-33	การเปรียบเทียบความถูกต้องเชิงสถิติด้วยวิธี confusion matrix วันที่ 18 ตุลาคม พ.ศ.2553	4-63
4-34	การเปรียบเทียบความถูกต้องเชิงสถิติด้วยวิธี confusion matrix วันที่ 30 ตุลาคม พ.ศ.2553	4-64
4-35	พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะน้ำท่วม T = 5 ปี	4-68
4-36	พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะน้ำท่วม T = 10 ปี	4-68
4-37	พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะน้ำท่วม T = 25 ปี	4-69
4-38	พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะน้ำท่วม T = 50 ปี	4-69
4-39	พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะน้ำท่วม T = 100 ปี	4-71
4-40	อัตราการไหลสูงสุดที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ สถานี M.164	4-75
4-41	ค่าความขรุขระ Manning n ที่ใช้ในลำน้ำและที่ราบน้ำท่วม	4-76
4-42	การเปรียบเทียบค่า RMSE ระหว่าง Rating curve จากการวัดและการจำลอง ที่ค่า Manning n ต่าง ๆ	4-76
4-43	ลักษณะทางกายภาพของกลุ่มน้ำเฉลี่ยตามพื้นที่	4-90
4-44	พารามิเตอร์เฉลี่ยตามพื้นที่สำหรับแบบจำลองชุดที่ 2 รายเดือน	4-90
5-1	ความลึกของน้ำท่วมที่สั้นตลิ่ง จากอัตราการไหลน้ำท่าสูงสุด ที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ	5-2
5-2	จำนวน ขนาดและร้อยละของพื้นที่จำแนกตามการใช้ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากน้ำท่วม จากอัตราการไหลน้ำท่าสูงสุด ที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ	5-3

## สารบัญรูป

รูปที่		หน้าที่	
3-1	แผนภูมิขั้นตอนโดยรวมของแบบจำลอง	3-7	
3-2	รูปแบบการเชื่อมต่อ Standard Link	3-12	
3-3	รูปแบบการเชื่อมต่อ Lateral Link	3-12	
3-4	รูปแบบการเชื่อมต่อ Structure Link	3-13	
3-5	รูปแบบการเชื่อมต่อ Side Structures Link	3-13	
3-6	น้ำท่วมที่ไหลจากแบบจำลอง MIKE21 เข้าสู่ระบบระบายน้ำเสีย	3-14	
3-7	น้ำท่วมที่ไหลจากระบบระบายน้ำเสียเข้าสู่แบบจำลอง MIKE21	3-14	
3-8	การไหลของน้ำออกจากระบบท่อระบายน้ำสู่น้ำ	3-15	
3-9	การไหลในทางน้ำหลักและที่ราบน้ำท่วม	3-16	
3-10	Flow charts การสร้างแผนที่น้ำท่วมโดย HEC-RAS	3-20	
4-1	พื้นที่ลุ่มน้ำสาขาของกลุ่มน้ำมูลตอนบน ทั้งพื้นที่ศึกษา	4-1	
4-2	แผนภาพจำลองโครงข่ายลุ่มน้ำย่อย	4-3	
4-3	ปริมาณฝนรายปี ทั้งสถานี 3 สถานีตรวจอากาศในจังหวัดนครราชสีมา	4-11	
4-4	ตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝน 77 สถานี	4-13	
4-5	เส้นชั้นน้ำฝนเฉลี่ยรายปี	4-16	
4-6	เส้นชั้นน้ำฝน ของฝนเฉลี่ยรายเดือนตุลาคม	4-16	
4-7	เส้นชั้นน้ำฝนสูงสุดกลุ่มน้ำมูลตอนบน	(ก) ช่วงเวลา 1 วัน (ข) ช่วงเวลา 2 วัน (ค) ช่วงเวลา 3 วัน (ง) ช่วงเวลา 5 วัน (จ) ช่วงเวลา 7 วัน (ฉ) ช่วงเวลา 9 วัน	4-23 4-23 4-24 4-24 4-25 4-25
4-8	ตำแหน่งสถานีน้ำฝน 38 สถานี ในลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-26	
4-9	การแบ่งพื้นที่ตามวิธี Thiessen Polygon เพื่อใช้เป็นค่าถ่วงน้ำหนักคำนวณหาฝนเฉลี่ยทั้งพื้นที่	4-26	
4-10	ตัวอย่าง Double mass curve ฝนสะสม 8 สถานี 30 ปี เทียบกับ 38 สถานี	4-26	
4-11	ปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยในแต่ละพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย	4-28	
4-12	การกระจายของปริมาณฝนรายเดือนในแต่ละพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยตัวอย่าง จำนวน 8 ลุ่มน้ำย่อย		

		4-29
4-13	ตำแหน่งสถานีอุทกวิทยาในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-30
4-14	ตำแหน่งสำรวจปริมาณตะกอน ในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-32
4-15	ปริมาณตะกอนแขวนลอยเฉลี่ยรายปีต่อพื้นที่รับน้ำ ในลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-37
4-16	พื้นที่ขอบเขตลุ่มน้ำย่อยในลุ่มน้ำลำตะคอง	4-38
4-17	ตำแหน่งหน้าตัดลำน้ำที่นำเข้าไปในแบบจำลอง	4-39
4-18	ตำแหน่งประตูระบายน้ำ	4-40
4-19	แผนที่น้ำท่วมจากข้อมูล GISTDA	4-41
4-20	พื้นที่น้ำท่วม จากการวิเคราะห์ข้อมูลจากดาวเทียม ALOS ระบบ PALSAR	4-42
4-21	แผนที่น้ำท่วม เทศบาลนครนครราชสีมา	4-43
4-22	ขอบเขตลุ่มน้ำย่อย ที่สัมพันธ์กับสถานีวัดน้ำท่าในลุ่มน้ำลำตะคอง	4-44
4-23	ลำดับและทิศทางการไหลของลุ่มน้ำย่อยในพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง	4-44
4-24	ผลการสอบเทียบปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.89	4-47
4-25	ผลการสอบเทียบปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.183	4-47
4-26	ผลการสอบเทียบปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.192	4-48
4-27	ผลการสอบเทียบปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.164	4-48
4-28	ผลการตรวจพิสูจน์ปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.89	4-49
4-29	ผลการตรวจพิสูจน์ปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.183	4-50
4-30	ผลการตรวจพิสูจน์ปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.192	4-50
4-31	ผลการตรวจพิสูจน์ปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.164	4-51
4-32	แนวเส้นลำน้ำ และตำแหน่งหน้าตัดลำน้ำสำหรับนำไปใช้ในแบบจำลอง MIKE11-HD	4-54
4-33	ผลการสอบเทียบระดับน้ำที่สถานี M.177	4-56
4-34	ผลการสอบเทียบระดับน้ำที่สถานี M.192	4-56
4-35	ผลการสอบเทียบระดับน้ำที่สถานี M.191	4-57
4-36	ผลการสอบเทียบระดับน้ำที่สถานี M.164	4-57
4-37	ผลการตรวจพิสูจน์ระดับน้ำที่สถานี M.177	4-58
4-38	ผลการตรวจพิสูจน์ระดับน้ำที่สถานี M.192	4-58
4-39	ผลการตรวจพิสูจน์ระดับน้ำที่สถานี M.191	4-59
4-40	ผลการตรวจพิสูจน์ระดับน้ำที่สถานี M.164	4-59
4-41	ผลการสอบเทียบขอบเขตช่วงการเกิดน้ำท่วมสูงสุด 18 ตุลาคมปี พ.ศ.2553 กับขอบเขตน้ำท่วมที่ได้เก็บสำรวจโดย GISTDA ในช่วงเดือนตุลาคม พ.ศ. 2553	4-63

4-42	ผลการสอบเทียบขอบเขตการเกิดน้ำท่วมที่ได้จากแบบจำลอง MIKE FLOOD กับขอบเขตน้ำท่วมที่ได้จากภาพถ่ายดาวเทียม Landsat 5 ในช่วงวันที่ 30 ตุลาคม พ.ศ. 2553	4-64
4-43	ขอบเขตนํ้าท่วมในวันที่ 14 ตุลาคม พ.ศ. 2553	4-66
4-44	ขอบเขตนํ้าท่วมในวันที่ 18 ตุลาคม พ.ศ. 2553	4-67
4-45	ขอบเขตนํ้าท่วมสูงสุดในวันที่ 19 ตุลาคม พ.ศ. 2526 ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี	4-70
4-46	ขอบเขตนํ้าท่วมสูงสุดในวันที่ 18 ตุลาคม พ.ศ. 2553 ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี	4-72
4-47	ขอบเขตพื้นที่ศึกษาลุ่มน้ำลำตะคองในเขตเทศบาลนครนครราชสีมา	4-73
4-48	การใช้ที่ดินของพื้นที่ศึกษาเขตเทศบาลนครนครราชสีมา	4-73
4-49	ข้อมูลระดับพื้นดินตาม DEM ของพื้นที่ศึกษาเขตเทศบาลนครนครราชสีมา	4-74
4-50	เส้นชั้นความสูงระดับความลึกของน้ำท่วมปี 2553 จากการสำรวจภาคสนาม	4-74
4-51	อัตราการไหลสูงสุดที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ	4-75
4-52	การเปรียบเทียบเส้นโค้งระดับน้ำระหว่างเส้นโค้งจากการวัดและจากการจำลอง	4-77
4-53	ผลการสอบเทียบความลึกของน้ำท่วมที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ	4-77
4-54	แผนที่พื้นที่อันตรายจากน้ำท่วม ที่อัตราการไหลเข้าที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ (ก) T = 5 ปี Q = 105.1 m <sup>3</sup> /s (ข) T = 10 ปี Q = 140.1 m <sup>3</sup> /s, (ค) T = 15 ปี Q = 159.1 m <sup>3</sup> /s, (ง) T = 25 ปี Q = 184.1 m <sup>3</sup> /s, (จ) T = 50 ปี Q = 217.1 m <sup>3</sup> /s, (ฉ) T = 100 ปี Q = 249.1 m <sup>3</sup> /s,	4-79
4-55	แผนที่ระดับความสูงต่ำของพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-80
4-56	แผนที่ลุ่มน้ำที่ศึกษาทำแผนที่น้ำท่วมในลุ่มน้ำมูลตอนบน	4-81
4-57	ตำแหน่งรูปตัดขวางลำน้ำที่ใช้ในการสร้างแผนที่น้ำท่วม	4-81
4-58	แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 2 ปี ของพื้นที่ศึกษา	4-82
4-59	แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี ของพื้นที่ศึกษา	4-82
4-60	แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี ของพื้นที่ศึกษา	4-83
4-61	แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี ของพื้นที่ศึกษา	4-83
4-62	แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี ของพื้นที่ศึกษา	4-84
4-63	แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี ของพื้นที่ศึกษา	4-84
4-64	ที่ตั้ง โครงข่ายลำน้ำ และขอบเขตลุ่มน้ำ (M.89)	4-85
4-65	การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลอง และการวัดของแบบจำลองประเภทแรกที่ใช้ข้อมูลนำเข้รายปี	4-85
4-66	การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลอง และ จากการวัดของแบบจำลองประเภทแรกที่ใช้ข้อมูลนำเข้รายเดือน	4-88

4-67	การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลอง และจากการวัดของแบบจำลองประเภทที่สองที่ใช้ข้อมูลรายเดือน	4-91
4-68	ผลการจำลองการไหลออกโดยใช้ข้อมูลนำเข้ารายวัน แต่ใช้โครงสร้างแบบจำลองรายเดือน (a) ปริมาณน้ำท่าระหว่างปี (b) ปริมาณน้ำท่าเฉลี่ยภายในปี (c) กราฟอัตราการไหล-ช่วงเวลา	4-93
4-69	การอธิบายเชิงแนวคิดของกระบวนการทางอุทกวิทยาใน hillslope pixels	4-94
4-70	โครงร่าง (Schematic diagram) ของ โครงสร้างแบบจำลอง pixel-based model ของแท่งดินหนึ่ง	4-97
4-71	ทิศทางการไหลเข้าหลายทางจากเหนือน้ำมายัง pixel E มีการไหลออกทิศทางเดียวจาก pixel E ขึ้นอยู่กับระดับพื้นดิน (100)	4-99
4-72	แผนที่ภูมิประเทศของ DEM ที่เลือกมา จากกลุ่มน้ำลำตะคอง	4-99
4-73	ประมาณค่าการไหลบ่าผิวดิน (Hortonian overland flow, HOF) โดยใช้ Green-Ampt equation	4-101
4-74	สมดุลของน้ำจากน้ำไหลเข้า น้ำไหลออกจาก pixel	4-102
4-75	กราฟอุทกไหลออกจาก pixel กลุ่มของ pixel ที่มีกระบวนการ หลาก	4-102



# บทที่ 1

## บทนำ

### 1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหา

จากกรณีการเกิดอุทกภัยครั้งใหญ่ในพื้นที่จังหวัดนครราชสีมา ในช่วงเดือนตุลาคม 2553 นับว่ามีความรุนแรงที่สุดในรอบ 50 ปี สร้างความเสียหายและมีผลกระทบต่อประชาชนจำนวนมาก ในเขตเทศบาลอำเภอปากช่อง อำเภอสีคิ้ว อำเภอเมืองนครราชสีมา ซึ่งตั้งอยู่ในลุ่มน้ำลำตะคอง อำเภอปักธงชัย อำเภอโชคชัย ซึ่งตั้งอยู่ในลุ่มน้ำลำพระเพลิง และอำเภอด่านขุนทด อำเภอโนนไทย อำเภอโนนสูงซึ่งตั้งอยู่ในลุ่มน้ำลำเชียงไกร ลุ่มน้ำทั้งสามลุ่มนี้ประกอบเป็นลุ่มน้ำมูลตอนบน ไหลเข้าท่วมอำเภอเฉลิมพระเกียรติ และ อำเภอพิมาย ในที่สุด ส่งผลให้พื้นที่เกษตรกรรมและบ้านเรือน ทรัพย์สินของประชาชน บริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง ลำพระเพลิง ลำเชียงไกร ได้รับความเสียหายอย่างรุนแรง พื้นที่เหล่านั้นนอกจากมีความเสี่ยงในการเกิดน้ำท่วมแล้ว ยังมีความเสี่ยงต่อการเกิดปัญหาภัยแล้งมากอีกด้วย ซึ่งในระยะหลังมีความถี่การเกิดปัญหาภัยแล้งมากกว่าปัญหาน้ำท่วม

ในปี พ.ศ.2554 หลังเหตุการณ์น้ำท่วมในปี.ศ.2553 สำนักชลประทานที่ 8 กรมชลประทาน กระทรวงเกษตรและสหกรณ์ ในฐานะหน่วยงานในพื้นที่ที่มีภารกิจในการแก้ปัญหาน้ำท่วมและภัยแล้ง ได้วิเคราะห์สาเหตุของปัญหาอุทกภัยสรุปได้ดังนี้

1. เกิดจากปริมาณน้ำฝนที่ตกหนักติดต่อกันเป็นเวลาหลายวัน ประกอบกับในช่วงเวลาก่อนที่จะเกิดพายุฝนตกหนักนี้ สภาพพื้นที่ของลุ่มน้ำมีความอืดตัวและชุ่มน้ำอยู่แล้ว จึงทำให้เกิดปริมาณน้ำท่าไหลหลากปริมาณมากกว่าปกติ

2. สภาพภูมิประเทศของพื้นที่ลุ่มน้ำมีความลาดชันสูง โดยเฉพาะต้นน้ำของลุ่มน้ำลำตะคอง และลุ่มน้ำลำพระเพลิง จึงทำให้เกิดปริมาณน้ำไหลหลากอย่างรวดเร็ว เข้าท่วมพื้นที่อำเภอปากช่อง และอำเภอปักธงชัยอย่างรวดเร็วและรุนแรง

3. ความสามารถในการระบายน้ำในลำน้ำธรรมชาติ ในลำตะคอง ลำริบรุณ ลำพระเพลิง ลำลำลาย และลำเชียงไกร ไม่เพียงพอต่อการรองรับปริมาณน้ำหลากจำนวนมาก ประกอบกับมีการก่อสร้างสิ่งกีดขวางทางน้ำเป็นจำนวนมาก มีการขยายตัวของชุมชนเมือง และบุกรุกพื้นที่สาธารณะประโยชน์ของลำน้ำ ทำให้ประสิทธิภาพการระบายน้ำในลำน้ำธรรมชาติลดลง

4. ไม่มีระบบป้องกันน้ำหลากก่อนที่น้ำจะไหลเข้าสู่พื้นที่เศรษฐกิจ

จากสาเหตุของปัญหาเหล่านี้ ควรได้รับการตรวจสอบ และประเมินเชิงปริมาณในทางอุตุนิยมิวิทยา อุทกวิทยา และวิศวกรรมชลศาสตร์ เพื่อนำมาระบุความลำดับสำคัญของปัญหา ปัจจัยที่

เกี่ยวข้อง และแนวทางแก้ไขต่อไป อย่างไรก็ตาม สำนักชลประทานที่ 8 กรมชลประทาน ได้กำหนดยุทธศาสตร์เพื่อบรรเทาภัยน้ำท่วมและภัยแล้งในพื้นที่จังหวัดนครราชสีมา ไว้ดังนี้

มาตรการที่ 1 การเพิ่มประสิทธิภาพการกักเก็บน้ำ เชื้อนขนาดใหญ่และอ่างเก็บน้ำขนาดกลาง

มาตรการที่ 2 การพัฒนาแหล่งน้ำในพื้นที่ลุ่มน้ำ เช่น โครงการอ่างเก็บน้ำขนาดเล็ก ขนาดกลาง โครงการแก้มลิงขนาดใหญ่ พร้อมอาคารประกอบ

มาตรการที่ 3 การเพิ่มประสิทธิภาพการระบายน้ำ ในลำน้ำธรรมชาติ ลำตะคอง ลำปาวบุรีรัมย์ ลำพระเพลิง ลำสำลาย และลำเชียงไกร เป็นต้น

มาตรการที่ 4 การระบบผันน้ำ ระบบคักน้ำ เพื่อระบายน้ำออกนอกพื้นที่เศรษฐกิจและชุมชนเมือง

มาตรการที่ 5 การเพิ่มอัตราการระบายน้ำโดยใช้พลังงาน เช่น การก่อสร้างสถานีสูบน้ำด้วยไฟฟ้าขนาดใหญ่ การติดตั้งเครื่องผลักดันน้ำ

มาตรการที่ 6 การระบบป้องกันน้ำท่วมโดยการโอบล้อมพื้นที่ เช่น การก่อสร้างผนังกันน้ำ การยกระดับถนน สะพาน ซึ่งต้องมีการบูรณาการแผนงานกับหน่วยงานที่เกี่ยวข้อง

มาตรการที่ 7 การบริหารจัดการน้ำ เช่น การติดตั้งระบบโทรมาตร เพื่อเตือนภัย การพร่องน้ำในอ่างเก็บน้ำเชื้อนขนาดใหญ่ ขนาดกลาง เพื่อรองรับปริมาณน้ำหลาก การสร้างระบบเครือข่ายเพื่อประสานข้อมูลในการเตือนภัย

ในปีงบประมาณ 2554 มีโครงการทางด้านวิศวกรรม การก่อสร้าง ปรับปรุงระบบกักเก็บน้ำ และระบายน้ำ สนับสนุนมาตรการข้างต้น ตามแผนในระยะเร่งด่วน ของสำนักชลประทานที่ 8 จำนวนกว่า 300 ล้านบาท และยังมีแผนระยะยาวที่จะขอสนับสนุนงบประมาณจากรัฐบาล ซึ่งการลงทุนเหล่านี้ยังไม่เห็นผลการศึกษาที่จะรับรองได้ว่าสามารถป้องกันและบรรเทาปัญหาน้ำท่วมได้ระดับใด ส่วนการแก้ปัญหาเฉพาะหน้าเพื่อบรรเทาผลกระทบ จังหวัดนครราชสีมาได้จัดตั้ง ศูนย์เตือนภัยพิบัติจังหวัดนครราชสีมา (ศตภ.จ.นม.) โดยมีผู้ว่าราชการจังหวัดนครราชสีมา เป็นประธาน อย่างไรก็ตาม ยังไม่มีเครื่องมือในการบริหารจัดการระบบการเข้าถึงพื้นที่ปัญหา และการบรรเทาทุกข์ ที่สมบูรณ์

ดังนั้นการมีแผนที่น้ำท่วม สำหรับลุ่มน้ำลำตะคองและลุ่มน้ำย่อยต่าง ๆ ของลุ่มน้ำมูลตอนบนที่เป็นผลจากการศึกษานี้ จะทำให้เห็นภาพรวมของปัญหาในเชิงพื้นที่ที่เป็นรูปธรรม ที่สามารถแสดงขอบเขตพื้นที่น้ำท่วม ความลึก และช่วงเวลาที่น่าท่วม ที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ พื้นที่ใดน้ำท่วมก่อน และพื้นที่ใดน้ำท่วมหลัง พื้นที่ใดน้ำลดลงก่อนและลดลงหลังสุด โดยเฉพาะในพื้นที่ชุมชนเมืองที่สำคัญ แผนที่น้ำท่วมนี้จะเป็เครื่องมือที่จำเป็นต่อการเตือนภัยหากเหตุการณ์น้ำท่วมเกิดขึ้นอีก ซึ่งรูปแบบการท่วมจะไม่ต่างจากเดิม จะมีประโยชน์ต่อการวางระบบป้องกันและบรรเทาปัญหาน้ำท่วมได้ ตลอดจนการประเมินผลระบบป้องกันน้ำท่วม ในอนาคต



## 1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการวิจัย

1.2.1 วิเคราะห์หาสาเหตุปัญหา น้ำท่วมในเชิงสมดุลของน้ำในลุ่มน้ำ และกระบวนการเปลี่ยนน้ำฝนเป็นน้ำท่า

1.2.2 พัฒนาแบบจำลองสมดุลของน้ำและการหลากของน้ำในลุ่มน้ำที่เหมาะสมสำหรับลุ่มน้ำมูลตอนบน

1.2.3 สร้างแผนที่น้ำท่วมที่แสดงขอบเขต ความลึก และความถี่ ของการเกิดน้ำท่วมตามพื้นที่

1.2.4 ประเมินความเหมาะสมของแนวทางการแก้ปัญหา น้ำท่วมในปัจจุบัน และในอนาคตที่ดำเนินการโดยหน่วยงานต่าง ๆ

## 1.3 ขอบเขตของการวิจัย

ขอบเขตพื้นที่ศึกษาคือลุ่มน้ำมูลตอนบน จะดำเนินการศึกษาสมดุลของน้ำและการหลาก ส่วนแผนที่น้ำท่วมจะจัดทำเฉพาะพื้นที่ในเขตชุมชนเมืองภายในลุ่มน้ำ ที่ได้รับผลกระทบอย่างรุนแรง ส่วนข้อมูลทางกายภาพสำหรับการประมาณค่าพารามิเตอร์ของแบบจำลอง จะใช้ข้อมูลทุติยภูมิที่มีการบันทึกและสำรวจไว้แล้วจากหน่วยงานต่าง ๆ การสำรวจข้อมูลปฐมภูมิจะดำเนินการเฉพาะที่จำเป็น เช่น การสำรวจจุดตัดขวางลำน้ำ สภาพพื้นที่ที่ไม่มีข้อมูลเท่านั้น

## 1.4 ประโยชน์ที่ได้รับจากการวิจัย

1.4.1 การเผยแพร่ผลการศึกษาวิจัยในวารสาร และนำเสนอในการประชุมเชิงวิชาการทั้งในระดับชาติและระดับนานาชาติ

1.4.2 สำนักชลประทานที่ 8 กรมชลประทาน สามารถนำผลการศึกษามาตรวจสอบสนับสนุนมาตรการทางวิศวกรรมต่าง ๆ ในการป้องกันและบรรเทาปัญหาน้ำท่วม โดยเฉพาะตรวจสอบก่อนออกแบบรายละเอียด และก่อสร้างโครงการต่าง ๆ ในการกักเก็บน้ำและผันน้ำ

1.4.3 ประชาชน และหน่วยงานที่เกี่ยวข้องในจังหวัดนครราชสีมา สามารถนำแผนที่น้ำท่วมไปใช้ประโยชน์ ในการประเมินความเสี่ยงการเกิดน้ำท่วม การกำหนดมาตรการป้องกัน และบรรเทาผลกระทบที่อาจจะเกิดน้ำท่วมในอนาคต

## บทที่ 2

### การทบทวนวรรณกรรมที่เกี่ยวข้อง

#### 2.1 กรอบแนวความคิดของโครงการวิจัย (conceptual framework)

การสร้างแผนที่น้ำท่วม และสามารถใช้ในการศึกษาเพื่อกำหนดมาตรการป้องกันและบรรเทาปัญหาน้ำท่วม จำเป็นต้องมีเครื่องมือทางอุทกวิทยาและชลศาสตร์ ที่มีความน่าเชื่อถือ สามารถแบ่งได้เป็น 2 ส่วนคือ (1) แบบจำลองสมดุลของน้ำและการไหลของน้ำในลุ่มน้ำ และ (2) แบบจำลองการสร้างแผนที่น้ำท่วม แบบจำลองสมดุลของน้ำ (distributed water balance model) ที่จะนำมาใช้กับการศึกษานี้จะถูกพัฒนาโดยใช้ขั้นตอนตามวิธีจากบนลงล่าง (downward approach) [ฉัตรชัย และ เชาวน์, 2552; Klemes, 1983; Jothityangkoon et al., 2001; Jothityangkoon et al., 2013] โดยเริ่มจากแบบจำลองสมดุลของน้ำซึ่งมีความซับซ้อนน้อย แล้วค่อยเพิ่มความซับซ้อนของแบบจำลองขึ้นเป็นลำดับตามมาตรฐานเวลาที่ลดลง จากรายปีเป็นรายเดือน รายวันและรายชั่วโมงหรือน้อยกว่าในที่สุด ความซับซ้อนนี้จะถูกเพิ่มขึ้นตามความจำเป็น เพียงพอที่จะจำลองพฤติกรรมการแปรเปลี่ยนของการเกิดน้ำท่าเท่านั้น พารามิเตอร์ของแบบจำลองจะเป็นพารามิเตอร์ทางกายภาพ และส่วนใหญ่จะถูกประมาณค่าก่อนและทำ calibration ให้น้อยที่สุด

องค์ประกอบของแบบจำลองประกอบด้วย hillslope water balance model ซึ่งจะจำลองกระบวนการเกิดน้ำท่าจากไหล่เขา (hillslope) และแบบจำลองการไหลใน Distributed runoff routing model ใช้จำลองกระบวนการไหลใน compound channel และในโครงข่ายของลำน้ำ โดยใช้หลักความสัมพันธ์ non-linear storage-discharge relationship แบบจำลองนี้จะถูกใช้เปลี่ยนรูป ปริมาณฝนสูงสุดที่คาบการเกิดซ้ำต่างๆ เป็น ปริมาณน้ำท่วมสูงสุด (flood peaks) สำหรับลุ่มน้ำมูลตอนบน การทำนายน้ำท่วมสูงสุด ด้วยแบบจำลองนี้มีข้อได้เปรียบที่จะสามารถประเมินผลเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงสภาพทางกายภาพของลุ่มน้ำต่อ ปริมาณน้ำท่วมสูงสุด ได้ด้วยเช่น การเปลี่ยนแปลงการใช้ที่ดินในลุ่มน้ำ การเปลี่ยนรูปร่าง รูปตัดตามขวางของลำน้ำ ผลของจำนวนพืชพรรณที่เติบโตในลุ่มน้ำท่วมถึงของลุ่มน้ำ และผลจากการตัดต้นไม้ ทำลายป่าภายในลุ่มน้ำย่อยสาขาต่างๆ ผลการทำนายของแบบจำลองจะสามารถสะท้อนผลกระทบได้อย่างน่าเชื่อถือกว่าการใช้พารามิเตอร์จากการทำ calibration ด้วยข้อมูลในอดีต

แบบจำลองการสร้างแผนที่น้ำท่วมประกอบด้วย แบบจำลองการกระจายแบบกริด (grid based distributed model) ร่วมกับ digital elevation model (DEM) โดยการเปลี่ยนข้อมูลอัตราการไหลสูงสุดเป็นระดับน้ำสูงสุด ด้วย กราฟโค้งอัตราการไหล (rating curve) ใช้ GIS ในการหาขอบเขตพื้นที่น้ำท่วม เปรียบเทียบระดับน้ำกับข้อมูล DEM แต่ละกริด จนสามารถสร้างเป็นแผนที่น้ำท่วมได้ อย่างไรก็ตาม

แผนที่น้ำท่วมจากการสำรวจภาคสนามจะมีความถูกต้องและน่าเชื่อถือมากที่สุด ส่วนการใช้แบบจำลองสร้างแผนที่น้ำท่วมเป็นการจำลองสถานการณ์ในอนาคต ตามปัจจัยและเงื่อนไขต่างๆ

## 2.2 การทบทวนวรรณกรรม (Reviewed literature)

ตัวอย่างแบบจำลองทางอุทกวิทยาสำหรับการประมาณค่าน้ำท่วมสูงสุดในประเทศออสเตรเลีย เช่น RORB runoff routing model ของ Laurenson and Mein [1988] Watershed bounded network model (WBNM) ของ Boyd et al. [1979] และ Piecewise linear (PLM) และ Quasi-linear (QLM) models ของ Bates and Pilgrim [1986] อย่างไรก็ตามแบบจำลองข้างต้นส่วนใหญ่เป็น runoff routing models จึงมีความคล้ายคลึงกับวิธีเอกซพลาท ซึ่งก่อนจะทำการหลากได้ต้องมีแบบจำลองเปลี่ยนน้ำฝนเป็นน้ำท่าที่เกิดจากฝนส่วนเกิน (rainfall excess hyetograph) ประสบการณ์ทางอุทกวิทยาของประเทศออสเตรเลีย โดยเฉพาะในพื้นที่ทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ของรัฐออสเตรเลียตะวันตก แนะนำให้ใช้ Initial loss-continuing loss method แต่พารามิเตอร์ที่ใช้ในแบบจำลอง ยังไม่ใช่พารามิเตอร์ของกระบวนการเกิดน้ำจริงในภูมิภาคนี้ นักอุทกวิทยาเห็นว่าวิธีเหล่านี้อาจทำให้การประมาณค่าการเกิดน้ำท่วมสูงสุดสูงเกินไป ดังนั้นการทดสอบกลไกที่มีความเป็นไปได้ที่ทำให้เกิดน้ำท่าสูงสุดจะมีประโยชน์มาก ทำให้เห็นกลไกภายในของวิธีการที่เหมาะสมสำหรับการคำนวณค่าน้ำท่วมสูงสุด อย่างไรก็ตาม แบบจำลองต่อเนื่องสำหรับการประมาณค่าน้ำท่วมสูงสุด ประสบปัญหาจากข้อจำกัดที่แบบจำลองส่วนใหญ่ขึ้นอยู่กับ calibration เพื่อประมาณค่าพารามิเตอร์ การ calibration จำเป็นต้องใช้ข้อมูลในอดีตจากการสำรวจ การวัด ซึ่งมักเป็นค่าที่ต่ำกว่าค่าน้ำท่วมสูงสุด และใช้วิธีต่อเส้นกราฟ (extrapolation) ให้ไปถึงจุดน้ำท่วมสูงสุด วิธีการนี้จะไม่สามารถให้คำอธิบายได้อย่างชัดเจนว่า เหตุการณ์น้ำท่วมในอดีตมีความแตกต่างจากเหตุการณ์การเกิดน้ำท่วมสูงสุดอย่างไร โดยเฉพาะกระบวนการเกิดน้ำท่าจากน้ำฝนที่อาจแตกต่างกันหรือไม่ อย่างไร ดังนั้นการตระหนักถึงกระบวนการที่เปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้น จากการเกิดน้ำท่วมตามปกติไปสู่การเกิดน้ำท่วมสูงสุด จึงเป็นข้อควรพิจารณาที่สำคัญและนำมาเป็นปัจจัยในการประมาณค่าน้ำท่าสูงสุด

ปรากฏการณ์การเปลี่ยนของกระบวนการเมื่อรอบการเกิดซ้ำเพิ่มขึ้น เป็นเรื่องที่มีการศึกษาทำความเข้าใจไว้บ้างแล้วในทางอุทกวิทยา [Sivapalan et al., 1990; Wood et al. 1990] กระบวนการที่มีอิทธิพลต่อการเกิดน้ำท่าสามารถเปลี่ยนได้เมื่อขนาดพายุฝนโตขึ้น (ความถี่มากขึ้น) การเปลี่ยนกระบวนการที่มีอิทธิพลเมื่อรอบการเกิดซ้ำมากขึ้น อาจแสดงให้เห็นในรูปร่างของ flood frequency curve ตัวอย่างเช่น การสร้าง derived flood frequency curve จากแบบจำลอง non-linear rainfall-runoff model ซึ่ง Sivapalan et al. [1990] แสดงให้เห็นว่าสำหรับลุ่มน้ำในอุดมคติ กระบวนการที่มีอิทธิพลในการเกิดน้ำท่าสามารถเปลี่ยนจาก saturation excess overland flow เป็น infiltration excess overland flow เมื่อรอบการเกิดซ้ำมากขึ้น

การเปลี่ยนแปลงการไหลในลำน้ำสามารถสังเกตได้ทั้งในสนามและในห้องทดลอง การไหลแบบสั้นตลิ่งจะมีอิทธิพลมากกว่าการไหลในลำน้ำ เมื่อปริมาณน้ำจากพื้นที่เหนือน้ำและลุ่มน้ำข้างเคียงไหลมารวมกันจำนวนมากทำให้ปริมาณน้ำมากกว่าความจุของลำน้ำ การทดลองในห้องปฏิบัติการจำนวนหนึ่งได้ดำเนินการเพื่อศึกษาผลของ compound channels รวมทั้งการส่งถ่ายเทวมวลและโมเมนตัมระหว่างลำน้ำหลักและที่ราบน้ำท่วมถึงริมลำน้ำ (floodplain) Wormleaton and Merrett [1990] ใช้รางทดลองมีหน้าตัดรูปสี่เหลี่ยมคางหมู ตรวจสอบผลของความแตกต่างของรูปร่างลำน้ำและความขรุขระ โดยเปลี่ยนอัตราส่วนระหว่างความกว้างของที่ราบน้ำท่วมถึงริมลำน้ำต่อความกว้างของลำน้ำหลัก และเปลี่ยนค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระในลำน้ำ (Manning coefficient) พบว่า rating curve ของการไหลในลำน้ำและการไหลสั้นลำน้ำมีความแตกต่างกัน ผลที่ได้นี้มีข้อสรุปที่คล้ายกับผลของการเกิดน้ำท่วมในที่ลุ่ม (floodplain inundation) โดย Bates and Pilgrim [1983] และ Kölla [1987] ต่อมา Woltemade and Potter [1994] ได้ตรวจสอบการลดลงของขนาดน้ำท่าสูงสุดที่ลักษณะต่างๆของลำน้ำ โดยใช้แบบจำลอง MIKE11 และ hydrodynamic model แสดงให้เห็นว่ารูปร่างของลำน้ำ ความกว้าง ความลาดชันและความขรุขระ ล้วนมีอิทธิพลต่อค่าการไหลสูงสุด โดยเฉพาะสำหรับลำน้ำท่วมขนาดกลาง (5-50 ปี รอบการเกิดซ้ำ)

Jothityangkoon and Sivapalan [2003] ได้พัฒนาแบบจำลอง distributed rainfall-runoff model สำหรับ การทำนาย extreme flood พบว่าเมื่อเกิดการเพิ่มขึ้นจากภาวะน้ำท่วมตามปกติไปสู่ภาวะน้ำท่วมสูงสุด PMF ผลจากแบบจำลองแสดงว่ากระบวนการเกิดน้ำท่าได้เปลี่ยนแปลงโดยมี การเพิ่มขึ้นของ saturation excess overland flow จากพื้นที่ที่อิ่มตัวด้วยน้ำเพิ่มมากขึ้น กระบวนการไหลสั้นฝั่งมีบทบาทมากกว่าการไหลในลำน้ำ ผลจากการเกิดน้ำท่วมในที่ลุ่มริมฝั่ง (floodplain inundation) และมีพืชพรรณ ทำให้ขนาด PMF ที่คำนวณ ได้ลดลงอย่างมีนัยยะสำคัญ

ฉัตรชัย และเซาว์ [2552], Jothityangkoon et al. [2013] ได้พัฒนาแบบจำลอง distributed rainfall-runoff model สำหรับทบทวนการทำนาย probable maximum flood (PMF) จาก probable maximum precipitation (PMP) ที่เข้าสู่เขื่อนภูมิพล จากลุ่มน้ำปิงตอนบน ผลการศึกษาพบว่าเมื่อมีการเพิ่มอัตรา การไหลจากน้ำท่าปกติไปเป็น PMF กระบวนการไหลที่มีอิทธิพลหลักในลำน้ำเปลี่ยนจากการไหลในลำน้ำเป็นการไหลสั้นตลิ่ง ผลของการเกิดน้ำท่วมสั้นตลิ่งและพืชพรรณบนที่ราบน้ำท่วมมีผลต่อการลดขนาดของค่า PMF ค่า PMP ที่เหมาะสมสำหรับลุ่มน้ำปิงตอนบนใช้วิธี general estimates ของลุ่มแม่น้ำโขงมีช่วงเวลา 3 วัน ความลึกสะสม 348 มิลลิเมตร เมื่อสร้างเป็นพายุฝน 2 ลูกติดกัน ช่วงเวลา 6 วัน ความลึกสะสมเป็น 552 มิลลิเมตร ทำให้เกิดค่า PMF ที่เขื่อนภูมิพล 6,311 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที หากเกิดปรากฏการณ์ La Nina ทำให้ปริมาณฝนเพิ่มขึ้น 5% PMF จะเพิ่มเป็น 6,784 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที ประสพการณ์จากการศึกษา การทำนาย extreme flood ในลุ่มน้ำปิงตอนบนที่ประสบความสำเร็จแล้วสามารถนำมาประยุกต์ใช้กับการศึกษาในลุ่มน้ำลำพระเพลิง ลำเชียงไกร และลุ่มน้ำลำอื่นๆได้ต่อไป

ชูเกียรติและคณะ [2551] ได้นำเสนอแนวคิดการใช้พื้นที่เกษตรกรรมขนาดใหญ่ เพื่อการบรรเทาอุทกภัยในพื้นที่ลุ่มน้ำเจ้าพระยาตอนล่าง ในลักษณะของการปรับปรุงให้เป็นพื้นที่แก้มลิง ซึ่งสามารถนำมาประยุกต์ใช้กับการจัดการอุทกภัยและภัยแล้งในลุ่มน้ำมูลได้

ธวัชชัยและคณะ [2546] ได้นำเสนอแนวคิด ยุทธวิธีในการบริหารจัดการภัยธรรมชาติที่เกี่ยวกับน้ำ การจัดทำแผนที่น้ำท่วม น้ำแล้ง และแผ่นดินถล่ม การออกแบบระบบข้อมูลสารสนเทศการบริหารจัดการภัยธรรมชาติที่เกี่ยวกับน้ำ และได้นำเสนอการพัฒนาแผนหลักการจัดการพื้นที่เสี่ยงภัยลุ่มน้ำยมเป็นตัวอย่างกรณีศึกษาด้วย

แม่น้ำส่วนใหญ่ไม่ข้อมูลการสำรวจขอบเขตน้ำท่วม (flood inundation extent) จึงจำเป็นต้องใช้แบบจำลองในการสร้างแผนที่ขอบเขตน้ำท่วมซึ่งมีความซับซ้อนที่แตกต่างกัน แบบจำลองที่ใช้มีตั้งแต่แบบจำลองอย่างง่าย สมมุติพื้นที่ผิวน้ำท่วมเป็นระนาบราบ (planar water surface) เทียบกับข้อมูล Digital Elevation Model (DEM) ที่มีความละเอียดเพียงพอ เพื่อหาขนาดและขอบเขตพื้นที่น้ำท่วม [Priestnall et al. 2000; หฤทัยและฉัตรชัย, 2556] จนถึงแบบจำลองที่ให้ผลลัพธ์สามมิติ จากสมการ Navier-Stokes ซึ่งคิดรวมความปั่นป่วน (turbulence) ที่ซับซ้อน [Thomas and Williams, 1995; Younis, 1996] ขอบเขตน้ำท่วมขึ้นอยู่กับลักษณะภูมิประเทศ ดังนั้นความลาดเอียงของที่ราบน้ำท่วมเมื่อน้ำท่วมระดับต้นประกอบกับ ความคลาดเคลื่อนในการจำลองระดับผิวน้ำท่วม อาจทำให้มีความผิดพลาดอย่างมากในการทำนายตำแหน่งและขอบเขตน้ำท่วม แนวทางที่ได้รับความนิยมในการจำลองชลศาสตร์ของแม่น้ำและหาขอบเขตน้ำท่วมสำหรับช่วงของลำน้ำ (reach) ระหว่าง 5-50 กิโลเมตร คือการใช้ผลลัพธ์ของวิธีผลต่างสืบเนื่องหนึ่งมิติ (1D finite difference solutions) ของสมการ St. Venant เช่น MIKE11, ISIS, ONDA, FLUCOMP และ HEC-RAS [Bates and De Roo, 2000] แนวทางเหล่านี้เป็นการจำลองการไหลในลำน้ำและที่ราบน้ำท่วมตามอนุกรมของรูปตัดขวางของลำน้ำ และใช้การหาค่าพารามิเตอร์จากการสำรวจภาคสนาม ให้ผลการคำนวณชลภาพน้ำไหลเข้า-ออกจากเงื่อนไขขอบเขตที่เป็นค่าเฉลี่ยความเร็วและความลึกของน้ำท่วมที่แต่ละรูปตัดขวาง ซึ่งจะต้องมีทักษะในการกำหนดตำแหน่งรูปตัดลำน้ำที่เหมาะสม อย่างไรก็ตามลักษณะพื้นที่ระหว่างรูปตัดขวางไม่ได้นำมาพิจารณาการหาขอบเขตและความลึกของน้ำท่วมแต่ละรูปตัดทำได้โดยการซ้อนทับกับค่าระดับความสูงเชิงตัวเลข (Digital Elevation Model, DEM) หรือหาค่าระหว่างช่วง (interpolation) ระหว่างรูปตัดขวางลำน้ำ

เพื่อข้ามข้อจำกัดนี้ แบบจำลองวิธีผลต่างสืบเนื่องสองมิติและวิธีสมาชิกจำกัดสองมิติ (2D finite element) จึงได้รับการพัฒนา ทำให้การจำลองชลศาสตร์แม่น้ำได้ผลดีขึ้น สอดคล้องกับกระบวนการที่เกิดขึ้นจริง ค่าคำนวณได้อย่างต่อเนื่องในสภาพภูมิประเทศ ไม่ต้องใช้การแยกขั้นตอนของการหาขอบเขตน้ำท่วมจากการหลากหลาย อย่างไรก็ตามวิธีนี้มีข้อจำกัด ที่ต้องใช้เวลาและค่าใช้จ่ายในการคำนวณสูงไม่เหมาะกับการใช้ข้อมูลรูปตัดขวางลำน้ำที่มีอยู่ แบบจำลองสองมิติใช้งานร่วมกับข้อมูล DEM ได้

ดีสำหรับลำน้ำและที่ราบน้ำท่วม สามารถคำนวณหาความลึก ความเร็วเฉลี่ยที่แต่ละจุดต่อ (node) และช่วงเวลาก้าว (time step) ดังนั้นความซับซ้อนของการจำลองขอบเขตน้ำท่วมจึงเพิ่มขึ้นตามการพัฒนาแบบจำลองและความสามารถในการคำนวณที่เพิ่มขึ้น อย่างไรก็ตามการใช้แบบจำลองอย่างง่ายอาจให้ผลการทำนายในระดับที่เหมือนกันได้ เช่น แบบจำลองขอบเขตน้ำท่วมบนพื้นฐานทางกายภาพอย่างง่าย (simple physically-based flood inundation model) ใช้งานร่วมกับ แบบจำลองค่าระดับความสูงเชิงตัวเลขบนพื้นฐานเรสเตอร์ความละเอียดสูง (high resolution raster-based DEMs) เช่นการพัฒนาแบบจำลอง LISFLOOD-FP ของ Bates and De Roo [2000], Hunter et al [2005], Bates et al. [2010], Crook and Merwade [2009]

### การประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE

สมบัติ อยู่เมือง [2545] ได้ทำการประยุกต์ใช้ระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ และข้อมูลสำรวจระยะไกล เพื่อทำการประเมินความเสี่ยงน้ำท่วมโดยการหาแผนที่ DEM และแผนที่น้ำท่วมที่อ้างอิงจาก DEM เพื่อหาค่าเฉลี่ยพื้นที่ที่ถูกน้ำท่วม ทั้งระดับความสูงและปริมาณน้ำ ในช่วงเวลาที่เกิดน้ำท่วม 2 วัน ของวันที่ 10 และ 17 กันยายน 2545 เพื่อเปรียบเทียบกับแผนที่น้ำท่วมในพื้นที่ศึกษา ที่วิเคราะห์จากภาพถ่ายดาวเทียม พร้อมทั้งประเมินความเสี่ยงจากน้ำท่วมบริเวณลุ่มแม่น้ำป่าสัก

ประสิทธิ์ เมฆอรุณ [2546] ได้ทำการวิเคราะห์พื้นที่เสี่ยงต่อการเกิดน้ำท่วมในเขตลุ่มน้ำยมตอนล่าง โดยทำการแยกตัวแปรที่ส่งผลต่อการเกิดน้ำท่วมออกเป็น 2 กลุ่ม คือ ตัวแปรที่ทำให้เกิดปัญหาโดยตรง ได้แก่ ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปี จำนวนวันที่ฝนตกรายปี ปริมาณฝนที่ตกหนักที่สุด ระดับความสูงของพื้นที่ และความลาดชันของพื้นที่ และตัวแปรที่เป็นสาเหตุทางอ้อม ได้แก่ โครงข่ายลำน้ำ โครงข่ายเส้นทางคมนาคม การใช้ประโยชน์ที่ดิน และคุณสมบัติของเนื้อดิน โดยผลการจำแนกพบว่าในพื้นที่ศึกษามีบริเวณที่มีความเสี่ยงในการเกิดน้ำท่วมสูง 35.22% เสี่ยงปานกลาง 38.82% และเสี่ยงต่ำ 22.23% และไม่เสี่ยงการเกิดน้ำท่วมเลย 3.73%

กฤษฎา จันทรรคณา และสุวัฒนา จิตตลดากร [2548] ได้ศึกษาแนวทางการตรวจสอบสภาพชลศาสตร์การไหลในลำน้ำเสียวใหญ่โดยใช้แบบจำลอง MIKE 11 มีวัตถุประสงค์หลักเพื่อจำลองสภาพการเกิดอุทกภัยรวมถึงการเสนอแนวทางการบรรเทาและป้องกันอุทกภัยในลำน้ำเสียวใหญ่ สำหรับแนวทางในการบรรเทาอุทกภัยของพื้นที่ศึกษาได้พิจารณา ได้เสนอไว้ 4 แนวทาง ดังนี้แนวทางที่ 1 คือ การก่อสร้างทางน้ำอ้อมฝายทั้งหมด 24 แห่ง แนวทางที่ 2 คือ การก่อสร้างทางน้ำอ้อมฝาย 9 แห่ง เฉพาะพื้นที่ตอนล่างของลำน้ำ แนวทางที่ 3 คือ การก่อสร้างคลองผันน้ำบริเวณ กม. 180+000 ไปลงแม่น้ำมูลโดยตรง แนวทางที่ 4 คือ การรวมแนวทางที่ 2 กับแนวทางที่ 3 เข้าด้วยกันโดยได้ทำการสอบเทียบแบบจำลองโดยใช้ข้อมูลเดือนสิงหาคมปี พ.ศ.2545 และการตรวจสอบแบบจำลองโดยใช้ข้อมูลเดือนกันยายนปี พ.ศ.2545 กับสถานีวัดน้ำท่า 6 สถานีโดยผลการคำนวณระดับน้ำจากแบบจำลอง

สภาพการไหลเปรียบเทียบกับระดับน้ำจากการตรวจวัด โดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ในการสอบเทียบเท่ากับ 0.55 และค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ในการตรวจสอบเท่ากับ 0.59

วิทยุวัฒน์ แต่สมบัติ และสุประภาพร พัฒน์สิงห์เสนีย์ [2552] ได้ศึกษาการบรรเทาอุทกภัยในลุ่มน้ำเลยด้วยแบบจำลองระบบลุ่มน้ำ โดยประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE11-NAM/HD/GIS เป็นแบบจำลองระบบลุ่มน้ำ (River Basin Modeling) ที่มีการเชื่อมต่อข้อมูลระหว่างแบบจำลองย่อย 3 แบบจำลองแบบอัตโนมัติ ประกอบด้วยแบบจำลอง MIKE11-NAM เป็นแบบจำลองปริมาณน้ำฝน-น้ำท่า แบบจำลอง MIKE11-HD เป็นแบบจำลองสภาพการไหลของน้ำในแม่น้ำ และแบบจำลอง MIKE11-GIS เป็นการผสมผสานระหว่างแบบจำลองการไหลในลำน้ำ และระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์(GIS) เข้าด้วยกัน มีวัตถุประสงค์หลักเพื่อจำลองสภาพการเกิดอุทกภัยรวมถึงการเสนอแนวทางการบรรเทาและป้องกันอุทกภัยในลุ่มน้ำเลย โดยเลือกใช้เหตุการณ์อุทกภัยปี พ.ศ.2545 เป็นกรณีศึกษา สำหรับแนวทางในการบรรเทาอุทกภัยของพื้นที่ศึกษา ได้เสนอไว้ 4 แนวทาง ดังนี้แนวทางที่ 1 คือ การสร้างคลองผันน้ำบริเวณอำเภอเมืองเลย แนวทางที่ 2 คือ การก่อสร้างอ่างเก็บน้ำบริเวณตอนบนของลุ่มน้ำ แนวทางที่ 3 คือ การขุดลอกและขยายลำน้ำบริเวณตอนกลางของลุ่มน้ำ แนวทางที่ 4 คือ การก่อสร้างฝายขวางจำนวน 4 แห่ง โดยได้สอบเทียบและตรวจสอบแบบจำลอง NAM โดยเลือกใช้ข้อมูลปี พ.ศ.2542 ถึง พ.ศ.2545 โดยผลการคำนวณอัตราการไหลจากแบบจำลองปริมาณฝน-น้ำท่ามีความใกล้เคียงกับอัตราการไหลของน้ำจากการตรวจวัด มีค่าเปอร์เซ็นต์ของอัตราส่วนปริมาตรน้ำอยู่ในช่วง 94.11% ถึง 103.97% ส่วนค่าสัมประสิทธิ์ประสิทธิภาพอยู่ในช่วง 0.419 ถึง 0.689 การสอบเทียบแบบจำลอง HD โดยเลือกใช้ข้อมูลปี พ.ศ.2545 จากข้อมูลรายวันของปริมาณการไหลและระดับน้ำ รวมทั้งโค้งความสัมพันธ์ระหว่างระดับน้ำกับปริมาณการไหล (Rating Curves) โดยมีค่าเปอร์เซ็นต์ของอัตราส่วนปริมาตรน้ำอยู่ในช่วง 91.71% ถึง 103.18% ส่วนค่าสัมประสิทธิ์ประสิทธิภาพอยู่ในช่วง 0.934 ถึง 0.990 และการเปรียบเทียบขอบเขตพื้นที่น้ำท่วมที่คำนวณได้จากแบบจำลอง MIKE11-GIS กับที่สำรวจได้จริงจากภาพถ่ายดาวเทียม RADARSAT ช่วงปี พ.ศ.2545 ให้ผลที่ใกล้เคียงกันมาก คือ จากแบบจำลอง MIKE11-GIS คำนวณได้เท่ากับ 96.31 ตร.กม. ส่วนที่ได้จากการสำรวจได้เท่ากับ 101 ตร.กม.

วิทยุวัฒน์ แต่สมบัติ [2552] ทำการศึกษาเพื่อจำลองการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลบริเวณพื้นที่ชายฝั่งท่าเรือเมืองคาร์วิน ประเทศออสเตรเลีย โดยประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE21 HDFM ซึ่งพัฒนาขึ้นโดย DHI Water Environment and Health ประเทศเดนมาร์ก เพื่อทำการจำลองแบบการไหลแบบ 2 มิติ โดยใช้วิธี Flexible Mesh ในการสร้างข้อมูลภูมิประเทศใต้ท้องทะเล (Bathymetry) ซึ่งครอบคลุมพื้นที่ศึกษาเท่ากับ 450 ตารางกิโลเมตร การปรับเทียบแบบจำลองเลือกใช้ช่วงเวลาระหว่างวันที่ 24 ต.ค. 2537 ถึงวันที่ 23 พ.ย. 2537 โดยทำการเปรียบเทียบระดับน้ำทะเลรายชั่วโมงที่คำนวณได้กับค่าที่ตรวจวัดจริงบริเวณท่าเรือเมืองคาร์วิน ผลการศึกษาพบว่า แบบจำลองดังกล่าวให้ผลการ

คำนวณระดับน้ำทะเลที่มีความถูกต้องสูงและมีเสถียรภาพในการคำนวณ แบบจำลองดังกล่าวจะถูกใช้  
ในการศึกษากระบวนการแพร่กระจายสำหรับประเมินผลดัชนีคุณภาพน้ำ

ไพฑูรย์ จิตรพรหม และสุประภาพร พัฒน์สิงห์เสนีย์ [2552] ได้ศึกษาการประยุกต์ใช้  
แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ เพื่อการคาดการณ์สถานการณ์น้ำท่วมในพื้นที่ลุ่มน้ำเจ้าพระยา ประจำปี  
พ.ศ.2551 โดยใช้แบบจำลอง MIKE 11 ประกอบด้วย 2 แบบจำลองย่อย ได้แก่ แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า  
และแบบจำลองสภาพการไหล มีวัตถุประสงค์หลักเพื่อจำลองสภาพการไหล และคาดการณ์  
สถานการณ์น้ำท่วมในลุ่มน้ำเจ้าพระยา รวมถึงการกำหนดแผนงานและมาตรการป้องกันแก้ไขปัญหา  
น้ำท่วมโดยได้ทำการสอบเทียบและการตรวจสอบแบบจำลองสภาพการไหลในช่วงปี พ.ศ.2549 และ  
พ.ศ.2550 ตามลำดับกับสถานีวัดน้ำท่า C.3 (อ.เมืองสิงห์บุรี) C.7A (อ.เมืองอ่างทอง) C.35 (อ.  
พระนครศรีอยุธยา) C.38 (อ.เมืองปทุมธานี) C.12 (กรมชลประทาน สามเสน กรุงเทพฯ) C.4 (สะพาน  
พุทธฯ กรุงเทพฯ) โดยผลการคำนวณระดับน้ำจากแบบจำลองสภาพการไหลมีความใกล้เคียงกับระดับ  
น้ำจากการตรวจวัด โดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ในการสอบเทียบอยู่ระหว่าง 0.65 ถึง 0.98 ส่วน  
ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ในการตรวจสอบอยู่ระหว่าง 0.97 ถึง 0.98

อริยะ อินทรา [2555] ได้ศึกษาระบบป้องกันและบรรเทาอุทกภัย กรณีศึกษา ลุ่มน้ำชีตอนบน  
ในเขตจังหวัดชัยภูมิ โดยใช้แบบจำลอง MIKE 11 ซึ่งประกอบด้วย 2 แบบจำลองย่อย ได้แก่  
แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า และแบบจำลองสภาพการไหล มีวัตถุประสงค์หลักเพื่อจำลองสภาพน้ำท่วม  
ในลุ่มน้ำชีตอนบน รวมถึงการกำหนดมาตรการในการบรรเทาอุทกภัยที่เหมาะสมกับสภาพพื้นที่ได้  
เสนอไว้ 3 แนวทาง ดังนี้แนวทางที่ 1 คือ การขุดลอกแม่น้ำชีและลำน้ำสาขา แนวทางที่ 2 คือ การ  
ก่อสร้างคันกั้นน้ำป้องกันน้ำท่วม แนวทางที่ 3 คือ รวมแนวทางที่ 1 และ แนวทางที่ 2 เข้าด้วยกันโดย  
ได้ทำการสอบเทียบและการตรวจสอบแบบจำลองสภาพการไหลในช่วงปี พ.ศ.2552 และพ.ศ.2553  
ตามลำดับกับสถานีวัดน้ำท่า E.21 โดยผลการคำนวณระดับน้ำจากแบบจำลองสภาพการไหลมีความ  
ใกล้เคียงกับระดับน้ำจากการตรวจวัด โดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ในการสอบเทียบเท่ากับ 0.72

เมธัส ใจปิ่นตา และจิระวัฒน์ กณะสุด [2555] ได้ศึกษาแนวทางการป้องกันน้ำท่วมของจังหวัด  
อุบลราชธานีในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนล่าง โดยการศึกษาเป็นการพัฒนาแบบจำลองปริมาณน้ำฝน-น้ำท่า  
และแบบจำลองสภาพการไหลของน้ำในแม่น้ำมูลและแม่น้ำชีในเขตจังหวัดอุบลราชธานี มี  
วัตถุประสงค์หลักเพื่อจำลองสภาพการเกิดอุทกภัยรวมถึงการเสนอแนวทางการบรรเทาและป้องกัน  
อุทกภัยของจังหวัดอุบลราชธานี สำหรับแนวทางในการบรรเทาอุทกภัยของพื้นที่ศึกษาได้พิจารณา  
มาตรการผันน้ำ เลี่ยงเมืองอุบลราชธานีผ่านลำน้ำธรรมชาติ(ห้วยพับ ห้วยยอดและห้วยข้าวสาร)ไหลลง  
แม่น้ำมูลบริเวณท้ายน้ำของเมืองอุบลราชธานี ตามสถานการณ์น้ำท่วมในปี พ.ศ.2553 โดยได้ทำการ  
สอบเทียบและการตรวจสอบแบบจำลองสภาพการไหลในช่วงปี พ.ศ.2545 ถึง พ.ศ.2548 และพ.ศ.  
2548 ถึง พ.ศ.2550 ตามลำดับ กับสถานีวัดน้ำท่า M.10 โดยผลการคำนวณระดับน้ำจากแบบจำลอง



สภาพการไหลมีความใกล้เคียงกับระดับน้ำจากการตรวจวัด มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ในการสอบเทียบเท่ากับ 0.980 ส่วนค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ในการตรวจสอบเท่ากับ 0.961

วีระยา มิ่งเมือง และจิระวัฒน์ กณะสุด [2557] ศึกษาผลจากการบริหารจัดการ ปตร.ละลมหม้อ เพื่อบรรเทาอุทกภัยในกลุ่มน้ำลำตะคอง โดยใช้แบบจำลอง MIKE 11 ซึ่งประกอบด้วย 2 แบบจำลองย่อย ได้แก่แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า และแบบจำลองสภาพการไหล มีวัตถุประสงค์หลักเพื่อจำลองสภาพการไหลน้ำในกลุ่มน้ำลำตะคอง เพื่อนำไปใช้ในการสร้างแนวทางบรรเทาอุทกภัยที่เกิดขึ้นในปี พ.ศ. 2553ที่ได้เสนอไว้ 3 แนวทาง ดังนี้แนวทางที่ 1 คือ ควบคุมบาน ปตร.ละลมหม้อ ให้อัตราการไหลที่สถานี M.164 ไม่เกิน 35 ลบ.ม./วินาที แนวทางที่ 2 คือ ควบคุมระดับบานประตูของเขื่อนระบายน้ำเดิมในลำตะคอง ให้ระดับน้ำหน้าประตูอยู่ที่ระดับเก็บกัก แนวทางที่ 3 คือ บริหารจัดการเหมือนแนวทางที่ 1 แต่เพิ่มระบบผันน้ำออกนอกพื้นที่เศรษฐกิจ โดยได้ทำการสอบเทียบและการตรวจสอบแบบจำลองสภาพการไหลในช่วงปี พ.ศ.2552 และพ.ศ.2554 ตามลำดับ กับสถานีวัดน้ำท่า M.164 โดยผลการคำนวณระดับน้ำจากแบบจำลองสภาพการไหลมีความใกล้เคียงกับระดับน้ำจากการตรวจวัด โดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ในการสอบเทียบเท่ากับ 0.75 ส่วนค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ในการตรวจสอบเท่ากับ 0.87

Bach et al. [2004] ใช้ภาพถ่ายจากดาวเทียม LANDSAT-7, SPOT-5 และดาวเทียม ENVISAT, ERS (ภาพเรดาร์) สำหรับศึกษาพื้นที่น้ำท่วมที่เกิดขึ้นในเขต Dresden และ Neu Darchau ของประเทศเยอรมัน จากผลการศึกษาสรุปว่า การใช้ภาพถ่ายดาวเทียมช่วง VIS/NIR ร่วมกับภาพเรดาร์ทำให้สามารถตรวจสอบขอบเขตการเกิดน้ำท่วมได้อย่างมีประสิทธิภาพ ตลอดช่วงของการเกิดปัญหาดังกล่าว รวมถึงการประมาณความเสียหายของน้ำท่วมดังกล่าวได้เป็นอย่างดี

Patro et al. [2009] ได้ศึกษาการใช้แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ MIKE11 ร่วมกับ MIKE21 ในการศึกษาด้านอุทกภัย โดยแบบจำลองทั้งสองถูกใช้เพื่อจำลองขอบเขตของน้ำท่วมและความลึกของน้ำท่วมบริเวณปากกลุ่มน้ำ Mahanadi ในประเทศอินเดีย โดยเริ่มจากการปรับเทียบแบบจำลอง MIKE 11 โดยใช้ระดับน้ำในแม่น้ำดังกล่าวในช่วงเดือนมรสุม (มิถุนายนถึงตุลาคม) ของปี ค.ศ. 2002 ต่อมาการสอบเทียบกับค่าระดับน้ำในช่วงเวลาเดียวกันของปี ค.ศ. 2001 ส่วนแบบจำลอง MIKE21 นั้นใช้ค่า Bathymetry ของพื้นที่ศึกษาที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่ 90 เมตร ซึ่งเตรียมจาก SRTM DEM เป็นข้อมูลนำเข้า หลังจากนั้น ได้นำแบบจำลองทั้งสองมาเชื่อมโยงกัน เพื่อสร้างแผนที่น้ำท่วม (flood inundation maps) ในพื้นที่ศึกษา โดยเลือกใช้เหตุการณ์อุทกภัยในปี ค.ศ. 2001 มาใช้สร้างแผนที่น้ำท่วมดังกล่าว และได้นำผลที่ได้มาเปรียบเทียบกับขอบเขตน้ำท่วมที่เกิดขึ้นจริงที่ประเมินได้จากภาพถ่ายดาวเทียม WiFS IRS-1D ซึ่งผลที่ได้จากแบบจำลองทั้งสองมีความใกล้เคียงกับสภาพน้ำท่วมที่เกิดขึ้นจริง

Sole A. et al. [2010] กล่าวว่า น้ำท่วมเป็นหนึ่งในภัยที่ร้ายแรงที่สุด และก่อให้เกิดความเสียหายเป็นอย่างมาก ซึ่งในหลายประเทศกำลังเผชิญอยู่ นอกจากนี้การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ และเขตเมืองมีการเจริญเติบโตมากขึ้น ความถี่ และความรุนแรงของเหตุการณ์น้ำท่วมนี้ได้เพิ่มความสนใจในการศึกษาวิจัย ในการศึกษาของ Sole et al. [2010] ได้แนะนำเกี่ยวกับการวาดภาพของพื้นที่น้ำท่วมที่เป็นไปได้ในพื้นที่ภูเขาเพื่อทำเครื่องหมายพื้นที่น้ำท่วม โดยเลือกใช้พื้นที่ศึกษาในประเทศสกอตแลนด์ตอนใต้ งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อวิเคราะห์ความจุของข้อมูลเลเซอร์สแกน สำหรับคำอธิบายลักษณะชายฝั่งและแบบจำลองพื้นที่ความเสี่ยงน้ำท่วม DTM สามารถอธิบายถึงช่องทางและลักษณะรายละเอียดข้อมูล Floodplain ที่ทำงานด้วยเลเซอร์ความละเอียดสูงและข้อมูลภูมิประเทศ กำหนดกลยุทธ์ที่มีประสิทธิภาพสูงสุดสำหรับการวาดภาพของพื้นที่น้ำท่วมโดยใช้การเปรียบเทียบแบบหนึ่งมิติ HEC-RAS พัฒนาโดย USACE กับแบบสองมิติ MIKE 21 HD โดย DHI



## บทที่ 3

### วิธีดำเนินงานวิจัย

#### 3.1 การรวบรวมข้อมูล

ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาได้รวบรวมจากหน่วยงานต่าง ๆ ทั้งข้อมูลเชิงพื้นที่ ข้อมูลด้านอุทกวิทยา ข้อมูลด้านอุทกนิคมวิทยา โดยมีรายละเอียดดังแสดงในตารางที่ 3-1

ตารางที่ 3-1 ข้อมูลที่รวบรวมจากหน่วยงานต่าง ๆ

ลำดับ	รายการข้อมูล	แหล่งข้อมูล	ปี
1	แผนที่แบบจำลองความสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model, DEM) เป็นฐานข้อมูลที่บอกถึงลักษณะสูงต่ำของพื้นผิว โดยข้อมูล DEM สามารถประยุกต์ใช้ในการกำหนดขอบเขตเส้นสันปันน้ำ และยังถูกนำมาใช้เป็นข้อมูลนำเข้าในแบบจำลอง MIKE21	โครงการวิจัยการศึกษาผลกระทบของภูมิอากาศและการใช้ที่ดินที่มีต่อปริมาณน้ำท่าด้วยภาพถ่ายดาวเทียมรีออส [ปริยาพร, 2555]	-2550
2	แผนที่ดิน (Soil Map) กรมพัฒนาที่ดินได้ทำการรวบรวมข้อมูลชุดดินในประเทศไทย โดยแบ่งข้อมูลดินออกเป็น 62 กลุ่มดิน (soil group)	กรมพัฒนาที่ดิน	2550-
3	แผนที่การใช้ประโยชน์ที่ดิน (Land Use/Land Cover Map) เป็นข้อมูลได้มาจากการแปลภาพถ่ายทางอากาศและภาพถ่ายดาวเทียม แสดงขอบเขตข้อมูลการใช้ประโยชน์ที่ดินประเภทต่าง ๆ ซึ่งสามารถจำแนกออกเป็น 5 ประเภทหลัก ได้แก่ พื้นที่เกษตรกรรม พื้นที่ชุมชนและอุตสาหกรรม พื้นที่ป่าไม้ พื้นที่แหล่งน้ำ และพื้นที่ที่เป็นทุ่งหญ้าและป่าละเมาะ เป็นต้น	กรมพัฒนาที่ดิน	2551

ตารางที่ 3-1 ข้อมูลที่รวบรวมจากหน่วยงานต่าง ๆ (ต่อ)

ลำดับ	รายการข้อมูล	แหล่งข้อมูล	ปี
4	เส้นแนวค้ำน้ำ ข้อมูลเส้นแนวค้ำน้ำจะถูกนำมาใช้ตรวจสอบความถูกต้องและเพิ่มความละเอียดให้กับการแบ่งเส้นค้ำน้ำที่ได้จากข้อมูล DEM พร้อมทั้งใช้ในการสร้างแนวเส้นแม่ข่ายในแบบจำลอง	โครงการวิจัยการศึกษาผลกระทบของภูมิอากาศและการใช้ที่ดิน ที่มีต่อปริมาณน้ำทำด้วยภาพถ่ายดาวเทียมธีออส [ปริยาพร, 2555]	2550
5	ข้อมูลรูปตัดค้ำน้ำ เป็นข้อมูลที่ได้จากการเก็บสำรวจโดยกรมชลประทาน และภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ เพื่อนำเข้าในแบบจำลอง	กรมชลประทาน มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์	2553-2555 2549
6	ข้อมูลกลุ่มน้ำย่อยของกลุ่มน้ำลำตะคอง เป็นข้อมูลที่ได้จากการประยุกต์ใช้ระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ในการจัดทำขอบเขตกลุ่มน้ำย่อยจากข้อมูล DEM	โครงการบำรุงรักษาและ ส่งน้ำลำตะคอง สำนักชลประทานที่ 8	-2550
7	ข้อมูลสภาพภูมิอากาศ ข้อมูลสภาพภูมิอากาศ ประกอบไปด้วยข้อมูลรายวัน ดังนี้ ปริมาณน้ำฝน และการระเหย ข้อมูลสภาพอากาศที่ใช้ได้มาจากสถานีตรวจอากาศ ของกรมอุตุนิยมวิทยา และสถานีวัดน้ำฝนของกรมชลประทาน จำนวน 74 สถานี	กรมอุตุนิยมวิทยา กรมชลประทาน	2525-2555
8	ข้อมูลน้ำท่า จากสถานีวัดน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำเพื่อใช้ในการเปรียบเทียบแบบจำลอง และถูกนำมาใช้ในการกำหนดเงื่อนไขขอบเขตในแบบจำลอง จำนวน 20 สถานี	กรมชลประทาน	2551-2555

ตารางที่ 3-1 ข้อมูลที่รวบรวมจากหน่วยงานต่าง ๆ (ต่อ)

ลำดับ	รายการข้อมูล	แหล่งข้อมูล	ปี
9	รวบรวมข้อมูลที่เกี่ยวข้อง เช่นข้อมูลน้ำนองสูงสุดรายปี ระดับสูงสุด และวันที่เกิด	กรมชลประทาน	2524-2557
10	รวบรวมข้อมูลตะกอนเบื้องต้นของกรมชลประทานและหน่วยงานอื่น ๆ	กรมชลประทาน	2524-2557
11	ข้อมูลอาคารชลศาสตร์ ขนาดประตูระบายน้ำ/เขื่อนระบายน้ำ ข้อมูลการเปิด-ปิด และระดับของการยกบานประตูระบายน้ำ พร้อมข้อมูลอัตราการไหลผ่านประตูระบายน้ำ	โครงการบำรุงรักษาและส่งน้ำลำตะคอง สำนักชลประทานที่ 8	2551-2555

### 3.2 การวิเคราะห์ข้อมูล

#### ก. ข้อมูลอุตุนิยมวิทยา

1. ศึกษา อุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ เมฆปกคลุม(เฉลี่ยทั้งปี) ความเร็วลมเฉลี่ย และปริมาณการระเหยจากผิวดิน โดยศึกษาจากข้อมูลกรมอุตุนิยมวิทยา 30 ปี
2. ศึกษาปริมาณการคายระเหยของพืชอ้างอิงในพื้นที่โครงการ ศึกษาเป็นค่าเฉลี่ยรายเดือน วิธีที่เห็นว่าเหมาะสม ปกติจะใช้วิธี โมดิฟายด์เพนแมน จากสถานีของกรมอุตุ (มี 3 สถานี)
3. วิเคราะห์แนวโน้มของปริมาณฝนจากผลของการเปลี่ยนแปลงสภาวะภูมิอากาศ
4. วิเคราะห์แนวโน้มการเกิดพายุฝนในรอบ 30 ปี (ตามข้อมูลกรมอุตุฯ)

#### ข. ข้อมูลปริมาณน้ำฝน

1. วิเคราะห์ข้อมูลเบื้องต้น ได้แก่การคำนวณค่าเฉลี่ย ค่าสูงสุด และค่าต่ำสุดของปริมาณฝนรายปีและรายเดือน และการผันแปรตามฤดูกาลและรายเดือน
2. วิเคราะห์จำนวนวันฝนตกกรายเดือนและรายปีเฉลี่ย
3. คำนวณค่าเฉลี่ย ค่าสูงสุด และค่าต่ำสุด ของปริมาณฝนสูงสุดรายปีในช่วง 1 วัน ถึง 5 วันและแสดงผลการคำนวณกรณีฝนตกสูงสุด 1 วัน 2 วัน 3 วัน 5 วัน และ 7 วัน
4. วิเคราะห์แจกแจงความถี่ปริมาณฝนสูงสุด 1 วัน 2 วัน 3 วัน 5 วัน และ 7 วัน ด้วยวิธีแจกแจงความน่าจะเป็นแบบกัมเบล
5. สร้างเส้นชั้นน้ำฝนครอบคลุมพื้นที่ศึกษา
6. จัดทำ กราฟความเข้มน้ำฝน-ช่วงเวลา-รอบปีการเกิดซ้ำ ของพื้นที่ศึกษา
7. วิเคราะห์กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า
8. วิเคราะห์พายุฝน

9. กำหนดกราฟน้ำนองสูงสุดด้วยวิธีข้อมูลพายุฝนจากกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าแบบลุ่มน้ำรวม

**ก. ข้อมูลปริมาณน้ำท่า**

1. วิเคราะห์ข้อมูลน้ำท่า ได้แก่ จำนวนค่าเฉลี่ย ค่าสูงสุด และค่าต่ำสุด ของปริมาณน้ำท่ารายปีและรายเดือนของสถานีต่าง ๆ ในพื้นที่ศึกษา ศึกษาค่า Runoff Yield ของแต่ละสถานี แต่ละลุ่มน้ำย่อย และสร้างเส้นชั้นปริมาณน้ำท่า
2. วิเคราะห์ถดถอยความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำท่ารายปีเฉลี่ย และพื้นที่รับน้ำ
3. ต่อขยายข้อมูลและทำข้อมูลน้ำท่ารายเดือน ที่ขาดหรือไม่สมบูรณ์ให้ครบสมบูรณ์โดยใช้ HEC-4
4. กำหนดปริมาณน้ำท่าจากข้อมูลน้ำฝนรายเดือน ด้วยการเลือกใช้แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า ที่เหมาะสม เช่น MIKE11-NAM model
5. กำหนดปริมาณน้ำท่า ณ จุดที่พิจารณาต่าง ๆ ในลุ่มน้ำย่อยทั้งหมดและลุ่มน้ำรวม โดยพิจารณาจุดน้ำไหลออกที่สถานี M.6A อำเภอสตึก จังหวัดบุรีรัมย์ พร้อมทั้งจัดทำแผนภูมิจำลองลุ่มน้ำย่อยและลุ่มน้ำรวม แสดง ปริมาณฝนเฉลี่ย พื้นที่รับน้ำ ปริมาณน้ำท่า และปริมาณน้ำท่า/ปริมาณน้ำฝน
6. ประเมินแนวโน้มของปริมาณน้ำท่า

**ง. วิเคราะห์ปริมาณน้ำนองสูงสุด**

1. วิเคราะห์แจกแจงความถี่ปริมาณน้ำนองสูงสุด โดยใช้ทฤษฎีความน่าจะเป็นแบบกัมเบล แสดงผลวิเคราะห์ ในเทอมของปริมาณน้ำนองสูงสุด( $Q/Q_p$ ) เมื่อ  $Q_p$  คือปริมาณน้ำนองสูงสุดที่คาบความถี่ของการเกิดรอบ  $T$  ปี และ  $Q$  คือปริมาณน้ำนองสูงสุดรายปีเฉลี่ย
2. วิเคราะห์แจกแจงความถี่แบบลุ่มน้ำย่อยแต่ละลุ่มน้ำ และลุ่มน้ำรวมเพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำนองสูงสุดรายปีเฉลี่ย และพื้นที่รับน้ำฝน และความสัมพันธ์ระหว่างอัตราส่วนปริมาณน้ำนองสูงสุดและคาบความถี่ของการเกิด  $T$  ปี

**จ. วิเคราะห์ตะกอน**

1. วิเคราะห์ข้อมูลตะกอน เช่นการคำนวณปริมาณตะกอนแขวนลอยรายเดือน และรายปี เปอร์เซ็นต์การแพร่กระจายของปริมาณตะกอนแขวนลอยและปริมาณตะกอนแขวนลอยรายปีเฉลี่ยต่อหน่วยพื้นที่รับน้ำฝน
2. วิเคราะห์ถดถอยความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณตะกอนแขวนลอยรายปีเฉลี่ยกับพื้นที่รับน้ำฝนของลุ่มน้ำย่อยต่าง ๆ และของภาพรวมลุ่มน้ำที่ศึกษา

**3.3 การจำลองผลโดยใช้แบบจำลอง MIKE**

ในการศึกษาเพื่อทำการสร้างแผนที่น้ำท่วมจากแบบจำลอง MIKE FLOOD ที่มีการผสมผสานแบบจำลองการไหลของน้ำในหนึ่งมิติ ที่ทำการจำลองการไหลสภาพของน้ำที่เกิดขึ้นจริงในแม่น้ำ จากข้อมูลหน้าตัดลำน้ำด้วยแบบจำลอง MIKE11-HD พร้อมทั้งจำลองสภาพน้ำท่า ที่เกิดขึ้นจากน้ำฝนด้วย

แบบจำลอง MIKE11-NAM และแบบจำลองสภาพการไหลของน้ำในสองมิติ ที่จำลองสภาพการไหลในทุ่งน้ำท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE21-HD มีขั้นตอนการศึกษา และมีรายละเอียดดังต่อไปนี้ดังแสดงในรูปที่ 3-1

### 3.3.1 แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า MIKE11-NAM Model

#### 1) การจัดเตรียมข้อมูลเพื่อนำเข้าแบบจำลองแบบ MIKE11-NAM

- ข้อมูลลักษณะภูมิประเทศ เพื่อหาขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยในเขตพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง และทำการสร้างแผนผังการไหลของแม่น้ำ โดยทำการศึกษาจากข้อมูลแผนที่ภาพถ่ายทางดาวเทียม และข้อมูลสารสนเทศภูมิศาสตร์

- ข้อมูลปริมาณฝน จากสถานีตรวจวัดน้ำฝน และสถานีตรวจวัดน้ำฝนใกล้เคียง จำนวน 6 สถานี และทำการหาค่าฝนเฉลี่ยโดยวิธี Thiessen จากโครงข่ายสถานีตรวจวัดน้ำฝน จำนวน 6 สถานี และทำการคำนวณหาค่าแฟกเตอร์ถ่วงน้ำหนักของวิธี Thiessen เพื่อใช้คำนวณหาปริมาณน้ำฝนในลุ่มน้ำย่อย

- ข้อมูลการระเหย จากสถานีตรวจวัดอากาศ ของกรมอุตุนิยมวิทยาประกอบด้วยสถานีตรวจวัดอากาศนครราชสีมา อำเภอปากช่อง และอำเภอโชคชัย ซึ่งมีช่วงข้อมูลตั้งแต่วันที่ 1 เมษายน พ.ศ. 2525 ถึง วันที่ 31 มีนาคม พ.ศ. 2555

- ข้อมูลปริมาณน้ำท่า ข้อมูลปริมาณน้ำท่าที่ทำการเก็บรวบรวม ได้แก่ ข้อมูลปริมาณน้ำท่ารายวันของ สถานีวัดน้ำท่า M.89, M.183, M.38C, M.177, M.191, M.164 และ M.192 โดยได้ทำการรวบรวมจากกรมชลประทาน ช่วงปี พ.ศ.2551-2555

- ข้อมูลระดับน้ำ ข้อมูลระดับน้ำที่ได้ทำการรวบรวม ได้แก่ ข้อมูลระดับน้ำรายวันของ สถานีวัดน้ำท่า M.89, M.183, M.38C, M.177, M.191, M.164 และ M.192 โดยได้ทำการรวบรวมจากกรมชลประทานเช่นเดียวกัน ช่วงปี พ.ศ.2551-2555

#### 2) การประเมินปริมาณน้ำท่าด้วยแบบจำลอง MIKE11-NAM

- การนำเข้าข้อมูลขนาดพื้นที่รับน้ำ ที่ทราบค่าพิคกแน่นอน

- การนำเข้าข้อมูลอุตุนิยมวิทยา ได้แก่ ปริมาณน้ำฝน และการระเหย ซึ่งเป็นข้อมูลพื้นฐานที่นำไปใช้ในสมการคณิตศาสตร์ในการคำนวณของแบบจำลอง MIKE11-NAM

- การนำเข้าข้อมูลปริมาณน้ำท่า และระดับน้ำที่สัมพันธ์กับพื้นที่รับน้ำ และปริมาณน้ำฝนที่ตกในพื้นที่ เพื่อนำไปใช้ในการสอบเทียบ และตรวจพิสูจน์แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า

- การจัดทำไฟล์กำหนดค่าตัวแปรของแบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า (RR parameters) เป็นไฟล์ที่รวบรวมขนาดพื้นที่รับน้ำ ข้อมูลน้ำฝน การระเหย ข้อมูลปริมาณน้ำท่า และค่าของตัวแปรต่างๆ ของแบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า

- การปรับแก้พารามิเตอร์ต่างๆ ให้เหมาะสมและสอดคล้องกับพื้นที่จริงในแต่ละลุ่มน้ำย่อย และคำนวณปริมาณน้ำท่าแบบจำลอง MIKE11-NAM ซึ่งในการศึกษานี้ได้กำหนดช่วงระยะเวลาในการคำนวณแบบรายวัน ซึ่งมีช่วงข้อมูลตั้งแต่วันที่ 1 เมษายน พ.ศ. 2553 ถึง วันที่ 31 มีนาคม พ.ศ. 2555

### 3) การสอบเทียบแบบจำลอง

การสอบเทียบแบบจำลอง เป็นการหาค่าพารามิเตอร์ที่เป็นตัวแทนของพื้นที่ลุ่มน้ำ ซึ่งค่าพารามิเตอร์ที่เป็นตัวแทนของพื้นที่นั้นได้มีการกำหนดช่วงค่าของพารามิเตอร์แต่ละตัว ตามคำแนะนำจากคู่มือการใช้งานแบบจำลอง โดยการสอบเทียบแบบจำลองได้ดำเนินการในช่วง วันที่ 1 เมษายน พ.ศ. 2553 ถึง วันที่ 31 มีนาคม พ.ศ. 2554 ใช้ในการประเมินประสิทธิภาพของแบบจำลอง เพื่อตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลอง และเพื่อความสอดคล้องของผลการศึกษา โดยการเปรียบเทียบค่าปริมาณน้ำท่าเฉลี่ยรายวันที่ได้จากแบบจำลอง และค่าปริมาณน้ำท่าเฉลี่ยรายวันที่ได้จากสถานีตรวจวัด โดยใช้ค่าทางสถิติมาพิจารณา ได้แก่ ค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ (Coefficient of Determination,  $R^2$ ) ค่า Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency (NSE) และค่าสมดุลของน้ำท่าสะสม (Water balance, WBL) ดังสมการที่ 3.1, 3.2 และสมการที่ 3.3

1. สัมประสิทธิ์การตัดสินใจ (Coefficient of Determination,  $R^2$ ) มีสมการดังนี้

$$R^2 = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{ci} - \bar{Q}_c)(Q_{oi} - \bar{Q}_o)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{ci} - \bar{Q}_c)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - \bar{Q}_o)^2}} \right]^2 \quad (3.1)$$

2. Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency (NSE) มีสมการดังนี้

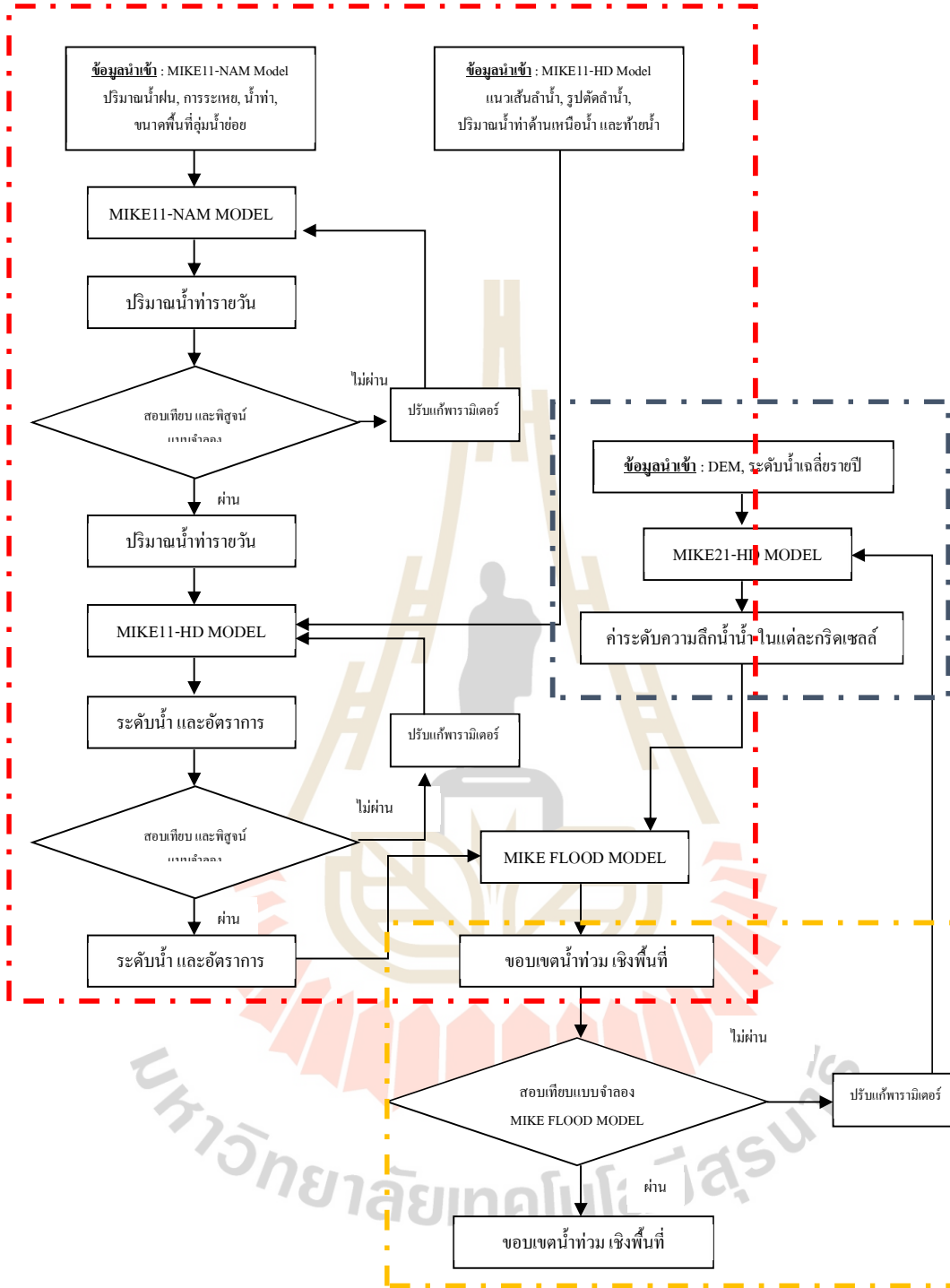
$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{ci} - Q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{ci} - \bar{Q}_c)^2} \quad (3.2)$$

3. ผลต่างสมดุลของน้ำท่าสะสม (Water balance, WBL) มีสมการดังนี้

$$WBL = \frac{\sum_{i=1}^N Q_{oi} - \sum_{i=1}^N Q_{ci}}{\sum_{i=1}^N Q_{ci}} \times 100 \% \quad (3.3)$$

เมื่อ	$Q_{ci}$	คือ	ค่าปริมาณน้ำท่าตรวจวัดจริงที่เวลาใด ๆ
	$Q_{oi}$	คือ	ค่าปริมาณน้ำท่าที่ได้จากแบบจำลองที่เวลาใด ๆ
	$\bar{Q}_c$	คือ	ค่าปริมาณน้ำท่าตรวจวัดจริงเฉลี่ยที่เวลาใด ๆ
	$\bar{Q}_o$	คือ	ค่าปริมาณน้ำท่าที่ได้จากแบบจำลองเฉลี่ยที่เวลาใด ๆ
	$N$	คือ	จำนวนข้อมูลน้ำท่าที่พิจารณาความคลาดเคลื่อน





รูปที่ 3-1 แผนภูมิขั้นตอนโดยรวมของแบบจำลอง

ซึ่งถ้าค่า  $R^2$  และ  $NSE$  มีค่าเข้าใกล้ 1 แสดงว่าปริมาณน้ำท่าที่ได้จากการตรวจวัด และจากการคำนวณ มีความสัมพันธ์แบบปฏิภาคตรงกัน แต่ถ้าเข้าใกล้ 0 แสดงว่าปริมาณน้ำท่าที่ได้จากการตรวจวัด และจากการคำนวณ มีความสัมพันธ์แบบปฏิภาคผกผัน ในส่วนของค่า %WBL มีค่าเข้าใกล้ 0 แสดงว่าปริมาณน้ำท่าสะสมที่ได้จากการตรวจวัด และจากการคำนวณ มีความสัมพันธ์แบบปฏิภาคตรงกัน แต่ถ้าเข้าใกล้ 1 แสดงว่าปริมาณน้ำท่าสะสมที่ได้จากการตรวจวัด และจากการคำนวณ มีความสัมพันธ์แบบปฏิภาคผกผัน

#### 4) การตรวจพิสูจน์แบบจำลอง

การตรวจพิสูจน์แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่าว่ามีความถูกต้องน่าเชื่อถือ และเหมาะสมที่จะนำไปประยุกต์ใช้ในแบบจำลองแบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่าเพื่อทำนายเหตุการณ์ที่จะเกิดขึ้นในอนาคต โดยการนำเอาค่าพารามิเตอร์ที่เป็นตัวแทนของพื้นที่ลุ่มน้ำ ที่ได้จากการสอบเทียบแบบจำลอง มาใช้ในการจำลองผลอีกครั้ง แล้วทำการเปรียบเทียบผลของข้อมูลปริมาณน้ำท่าที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลปริมาณน้ำท่าที่สถานีวัดน้ำท่าบันทึกไว้ ในช่วงปีข้อมูลนอกเหนือจากช่วงปีที่ทำการสอบเทียบแบบจำลอง เพื่อตรวจสอบความสัมพันธ์ของข้อมูลทั้งสองว่ามีความสอดคล้องของข้อมูลกัน โดยใช้หลักการทางสถิติเหมือนกันกับหัวข้อการสอบเทียบ 3.3.1 มาพิจารณา ในการศึกษานี้ได้ดำเนินการตรวจพิสูจน์แบบจำลองในช่วงวันที่ 1 เมษายน พ.ศ. 2554 ถึง วันที่ 31 มีนาคม พ.ศ. 2555

### 3.3.2 แบบจำลองอุทกพลศาสตร์หนึ่งมิติ MIKE11-HD Model

#### 1) การจัดเตรียมข้อมูลเพื่อนำเข้าแบบจำลองแบบ MIKE11-HD

- ข้อมูลลักษณะภูมิประเทศ เพื่อหาขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำ และทำการสร้างแผนผังการไหลของแม่น้ำโดยทำการศึกษาจากข้อมูลแผนที่ภาพถ่ายทางดาวเทียม และข้อมูลสารสนเทศภูมิศาสตร์

- ข้อมูลเส้นแนวลำน้ำ ที่นำมาใช้ในแบบจำลองได้นำมาจากข้อมูลแผนที่ภาพถ่ายทางดาวเทียม และข้อมูลสารสนเทศภูมิศาสตร์ โดยข้อมูลแนวเส้นลำน้ำที่ใช้ในการศึกษามีแนวเส้นลำน้ำสองสาย ได้แก่ แนวเส้นลำน้ำลำตะคอง และแนวเส้นลำน้ำลำบริบูรณ์

- ข้อมูลรูปตัดลำน้ำของแม่น้ำลำตะคอง ลำบริบูรณ์ และห้วยไผ่ โดยมีรูปตัดลำน้ำในแม่น้ำลำตะคอง จำนวน 34 รูปตัด แม่น้ำลำบริบูรณ์ จำนวน 15 รูปตัด ที่ได้จากการสำรวจโดยภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ ลำห้วยไผ่ จำนวน 12 รูปตัด ที่ได้จากการสำรวจของผู้ศึกษา และจากสถานีวัดน้ำท่าจำนวน 5 รูปตัด ที่ได้จากการสำรวจโดยกรมชลประทาน

- ข้อมูลปริมาณน้ำท่า ที่ทำการเก็บรวบรวม ได้แก่ ข้อมูลปริมาณน้ำท่ารายวันของ สถานีวัดน้ำท่า M.38C, M.177, M.191, M.164 และ M.192 โดยได้ทำการรวบรวมจากกรมชลประทาน ช่วงปี พ.ศ. 2551-2555

- ข้อมูลระดับน้ำ ข้อมูลระดับน้ำที่ได้ทำการรวบรวม ได้แก่ ข้อมูลระดับน้ำรายวันของ สถานีวัดน้ำท่า M.38C, M.177, M.191, M.164 และ M.192 โดยได้ทำการรวบรวมจากกรมชลประทาน ช่วงปี พ.ศ. 2551-2555

- ข้อมูลอาคารชลศาสตร์ เป็นลักษณะของประตูระบายน้ำที่ได้ทำการเก็บรวบรวมจากกรมชลประทาน ได้แก่ ข้อมูลการเปิดปิดประตู จำนวนบานประตูที่เปิด อัตราการไหลตลอดได้ประตู ความลึกของน้ำก่อนไหลลอดประตู และความลึกของน้ำหลังไหลลอดประตูรายวันของประตูระบายน้ำ

2) การกำหนดขอบเขตของแบบจำลอง ได้ทำการกำหนดขอบเขตด้านเหนือน้ำ (Upstream Boundary) และขอบเขตด้านท้ายน้ำ (Downstream Boundary) โดยในการศึกษาได้ทำการกำหนดขอบเขตด้านเหนือน้ำที่สถานีวัดน้ำท่า M.38C ที่ตั้งอยู่ในแม่น้ำลำตะคอง และสถานีวัดน้ำท่า M.192 ที่ตั้งอยู่ในแม่น้ำลำห้วยไผ่ เป็นข้อมูลอัตราการไหลรายวันที่นำเข้าไปในแบบจำลอง ส่วนขอบเขตด้านท้ายน้ำ ใช้ข้อมูลระดับน้ำที่ ปตร.กันผม

3) การสอบเทียบแบบจำลอง เป็นการหาค่าพารามิเตอร์ที่ใช้ในการสอบเทียบแบบจำลอง คือ ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของ Manning (Manning's coefficient) ที่แสดงถึงความเสียดทานต่อการไหลของน้ำในทางน้ำเปิด โดยจะทำการปรับค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของ Manning (Manning's coefficient) ในลำน้ำสายหลักและทุ่งน้ำท่วม เพื่อให้กราฟข้อมูลที่คำนวณได้จากแบบจำลองมีความใกล้เคียงกับกราฟข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดที่สถานีน้ำท่าโดยใช้หลักการทางสถิติเหมือนกันกับหัวข้อการสอบเทียบ 3.3.1 มาพิจารณา

จากการพิจารณาได้เลือกช่วงปีข้อมูล วันที่ 1 กันยายน พ.ศ. 2553 ถึง วันที่ 30 พฤศจิกายน พ.ศ.2553 มาใช้ในการสอบเทียบแบบจำลอง

4) การตรวจพิสูจน์แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ว่ามีความถูกต้องน่าเชื่อถือ และเหมาะสมที่นำไปประยุกต์ใช้ในแบบจำลองอุทกพลศาสตร์เพื่อทำนายเหตุการณ์ที่จะเกิดขึ้นในอนาคต โดยการนำเอาค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของ Manning ที่ได้จากการสอบเทียบแบบจำลอง มาใช้ในการจำลองผลอีกครั้งแล้วทำการเปรียบเทียบผลของข้อมูลปริมาณน้ำท่าที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลปริมาณน้ำท่าที่สถานีวัดน้ำท่าบันทึกไว้ ในช่วงปีข้อมูลนอกเหนือจากช่วงปีที่ทำการสอบเทียบแบบจำลอง เพื่อตรวจสอบความสัมพันธ์ของข้อมูลทั้งสองว่ามีความสอดคล้องของข้อมูลกันโดยใช้หลักการทางสถิติเหมือนกันกับหัวข้อการสอบเทียบ 3.3.1 มาพิจารณา

จากการพิจารณาได้เลือกช่วงปีข้อมูล วันที่ 1 กันยายน พ.ศ. 2554 ถึง วันที่ 30 พฤศจิกายน พ.ศ.2554 มาใช้ในการตรวจพิสูจน์แบบจำลอง

### 3.3.3 แบบจำลองอุทกพลศาสตร์สองมิติ MIKE21-HD Model

Danish Hydraulic Institute [2012] ได้นำเสนอแบบจำลอง MIKE21 ที่เป็นระบบแบบจำลองสภาพการไหลของน้ำผิวดินแบบอิสระในสองมิติ (Two Dimension Flow) โดยถูกนำมาจำลองลักษณะการไหลทางชลศาสตร์ และปรากฏการณ์ที่เกี่ยวข้องกับสิ่งแวดล้อมในทะเลสาบ ปากแม่น้ำ อ่าว พื้นที่ชายฝั่ง และทะเล แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ (Hydrodynamic Module, HD) เป็นแบบจำลองพื้นฐานในแบบจำลองการไหล MIKE21 ที่เป็นผลจากการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ และไหลที่ตอบสนองต่อความหลากหลายที่เกิดขึ้นในธรรมชาติ มีสมการควบคุมการไหลคือ Navier-Stokes Equation โดยมีสมมติฐานคือ การไหลไม่มีการยุบอัดตัว การแปรผันในแนวตั้งมีน้อย และไม่มีการแบ่งชั้นของน้ำ แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ (Hydrodynamic Module, HD) นั้นตั้งอยู่บนพื้นฐานของการประยุกต์ใช้ระเบียบวิธีเชิงตัวเลข (Finite difference) โดยใช้ สมการต่อเนื่อง (Continuity equation) และสมการโมเมนตัม (Momentum equation) เพื่อคำนวณการไหลของน้ำใน 2 ทิศทางโดยมีรูปสมการที่ 3.4 ถึง 3.6 ดังนี้

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial d}{\partial t} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{p^2}{h}\right)}{\partial x} + \frac{\partial \left(\frac{pq}{h}\right)}{\partial y} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{gp\sqrt{p^2+q^2}}{c^2 h^2} - \frac{1}{\rho_w} \left[ \frac{\partial (h\tau_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial (h\tau_{xy})}{\partial y} \right] - \Omega_q - fV V_x + \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial (p\alpha)}{\partial x} = 0 \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{q^2}{h}\right)}{\partial y} + \frac{\partial \left(\frac{pq}{h}\right)}{\partial x} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{gq\sqrt{p^2+q^2}}{c^2 h^2} - \frac{1}{\rho_w} \left[ \frac{\partial (h\tau_{yy})}{\partial y} + \frac{\partial (h\tau_{xy})}{\partial x} \right] - \Omega_p - fV V_y + \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial (p\alpha)}{\partial y} = 0 \quad (3.6)$$

เมื่อ	$\zeta(x, y, t)$	=	ระดับผิวน้ำเหนือระดับอ้างอิง (เมตร)
	$d(x, y, t)$	=	ความลึกน้ำที่แปรผันตามเวลา (เมตร)
	$h(x, y, t)$	=	ความลึกน้ำ (เท่ากับ $\zeta-d$ , เมตร)
	$p(x, y, t)$ and $q(x, y, t)$	=	ความหนาแน่นของการไหลในทิศทางแกน $x$ และ $y$ (เมตร <sup>3</sup> /วินาที/เมตร)
	$C(x, y)$	=	ความต้านทานของ Chezy (เมตร <sup>1/2</sup> /วินาที)
	$G$	=	อัตราเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก (เมตร/วินาที <sup>2</sup> )
	$V, V_x, V_y(x, y, t)$	=	ความเร็วลม และความเร็วในทิศทางแกน $x$ และ $y$ (เมตร/วินาที)
	$f(V)$	=	ความฝืดเนื่องมาจากลม (dimensionless)
	$\Omega(x, y)$	=	สัมประสิทธิ์ Coriolis (วินาที <sup>-1</sup> )
	$p\alpha(x, y, t)$	=	ความดันอากาศ (กก/เมตร/วินาที <sup>2</sup> )

$\rho_w$	=	ความหนาแน่นของน้ำ (กิโลกรัม/เมตร <sup>3</sup> )
x, y	=	ระยะพิกัด (เมตร)
t	=	ช่วงเวลา (วินาที)
$\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{yy}$	=	แรงเฉือนประสิทธิผลในทิศทาง x และ y (นิวตัน/เมตร <sup>2</sup> )

สำหรับแบบจำลอง MIKE21 (Hydrodynamic Module, HD) มีองค์ประกอบที่สำคัญที่นำมาใช้สร้างแบบจำลองการไหลในลำน้ำดังนี้

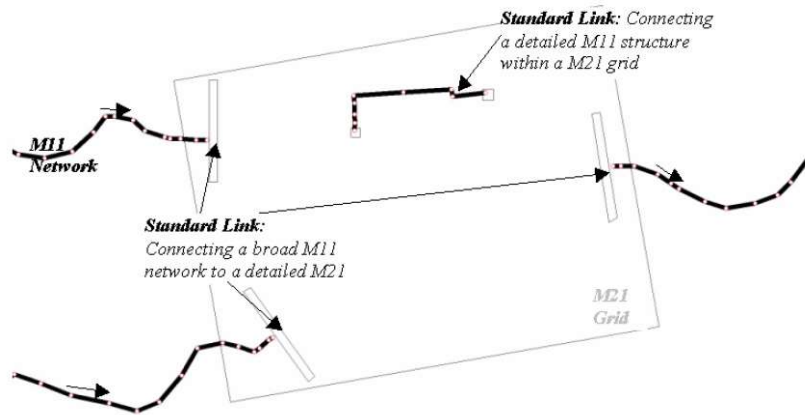
- 1) โครงสร้างไฟล์แบบจำลอง MIKE21 (Hydrodynamic Module, HD)
- 2) การสร้างไฟล์ต่างๆ ของแบบจำลอง
  - การจัดเตรียมข้อมูลความสูงเชิงตัวเลข Digital elevation model, DEM (\*.xyz)
  - การสร้างไฟล์เอกสาร Bathymetries เพื่อนำเข้าข้อมูลความสูงเชิงตัวเลข (DEM) ให้อยู่ในรูปแบบไฟล์ .dfs2 (\*.batsf)
  - การสร้างไฟล์เอกสารเพื่อควบคุมการทำงานของแบบจำลอง MIKE21-HD (Simulation File: \*.m21)
- 3) การแสดงผลและการวิเคราะห์แบบจำลอง
  - เปิดโปรแกรมและเอกสารแสดงผลการคำนวณ
  - สั่งวาดค่าระดับน้ำและอัตราการไหลตามเวลาในแต่ละกริดเซลล์ (Grid cell)

### 3.3.4 แบบจำลองสภาพการเกิดน้ำท่วม MIKE Flood Model

Danish Hydraulic Institute [2012] ได้นำเสนอแบบจำลอง MIKE FLOOD เป็นชุดของแบบจำลองสำเร็จรูป (Software Package) ที่ถูกพัฒนาขึ้นโดย Danish Hydraulic Institute Water Environment and Health ประเทศเดนมาร์ก มีการประยุกต์ใช้งานกันอย่างแพร่หลายในต่างประเทศ เป็นเครื่องมือที่จำลองสภาพการไหลในหนึ่งมิติ (One Dimension Flow) ที่อาศัยข้อมูลหน้าตัดลำน้ำเป็นข้อมูลนำเข้าในแบบจำลองเพื่อทำการจำลองสภาพการไหลในลำน้ำที่เกิดขึ้นจริงในธรรมชาติด้วยแบบจำลอง MIKE11 และเครื่องมือที่จำลองสภาพการไหลในสองมิติ (Two Dimension Flow) ที่มีการพัฒนาเครื่องมือที่ใช้ในการสร้างลักษณะภูมิประเทศ (Bathymetry) จากข้อมูลความสูงเชิงตัวเลข (DEM) เพื่อทำการจำลองสภาพการไหลของน้ำที่ไหลไปยังพื้นที่ลุ่มน้ำท่วม ตามลักษณะภูมิประเทศนั้นๆ ด้วยแบบจำลอง MIKE21 แล้วทำการเชื่อมต่อผลของค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลของทั้งสองแบบจำลองด้วยเครื่องมือที่ถูกพัฒนาขึ้นมาในแบบจำลอง MIKE FLOOD ผ่านลักษณะการเชื่อมต่อผล

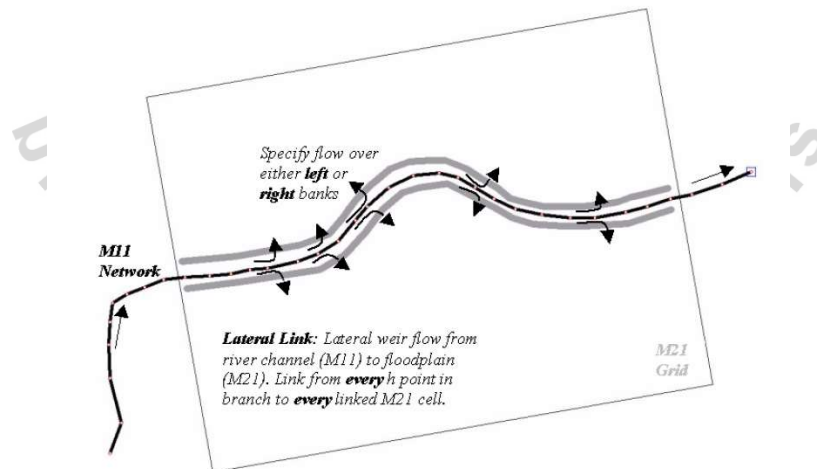
ค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลจากแบบจำลอง MIKE11 ที่จำลองสภาพการไหลในหนึ่งมิติเข้ากับแบบจำลอง MIKE21 ที่จำลองสภาพการไหลในสองมิติใน 7 รูปแบบดังนี้

1. Standard Link เป็นการเชื่อมต่อค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลระหว่างจุดสิ้นสุดเส้นแม่น้ำที่ได้จากแบบจำลอง MIKE11 เข้ากับหนึ่งเซลล์ หรือหลายๆ เซลล์ที่ได้จากแบบจำลอง MIKE21 ดังรูปที่ 3-2



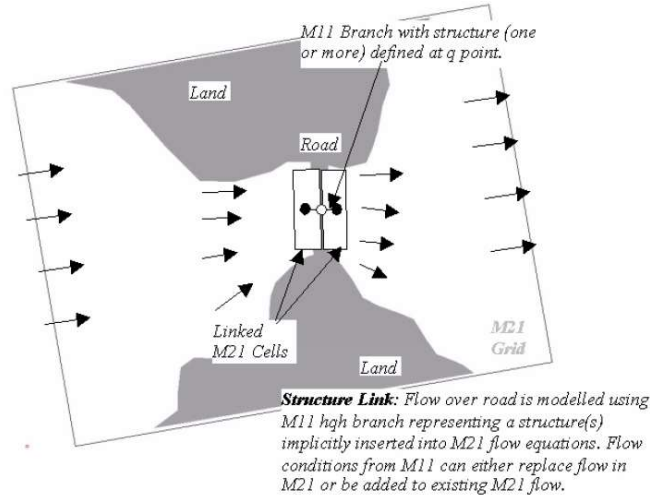
รูปที่ 3-2 รูปแบบการเชื่อมต่อ Standard Link [Danish Hydraulic Institute(DHI), 2012]

2. Lateral Link เป็นการเชื่อมต่อค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลระหว่างทุกจุดที่ใช้คำนวณระดับน้ำที่เกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งตลอดแนวเส้นแม่น้ำที่ได้จากแบบจำลอง MIKE11 เข้ากับหลายๆ เซลล์ที่อยู่ด้านข้างลำน้ำในแบบจำลอง MIKE21 ดังรูปที่ 3-3



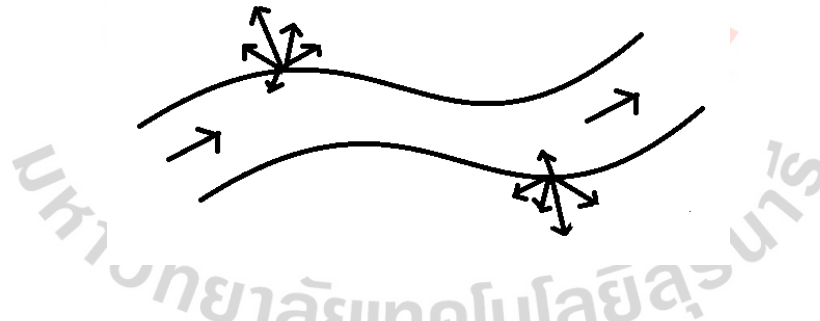
รูปที่ 3-3 รูปแบบการเชื่อมต่อ Lateral Link [DHI, 2012]

3. Structure Link เป็นการเชื่อมต่อค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลระหว่างจุดสิ้นสุดเส้นแม่น้ำที่ได้จากแบบจำลอง MIKL11 เข้ากับหนึ่งเซลล์ หรือหลายๆ เซลล์ที่ได้จากแบบจำลอง MIKE21 เช่นเดียวกันกับ Standard Link ดังรูปที่ 3-4



รูปที่ 3-4 รูปแบบการเชื่อมต่อ Structure Link [DHI, 2012]

4. Side Structures Link เป็นการเชื่อมต่อค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลระหว่างตำแหน่งโครงสร้างด้านข้างเส้นแม่น้ำในแบบจำลอง MIKE11 กับเซลล์เดียวหรือกลุ่มเซลล์ในแบบจำลอง MIKE21 ดังรูปที่ 3-5

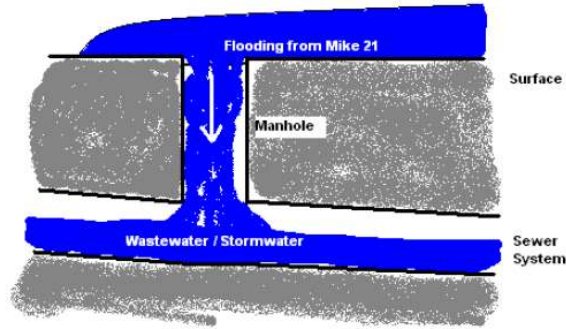


รูปที่ 3-5 รูปแบบการเชื่อมต่อ Side Structures Link [DHI, 2012]

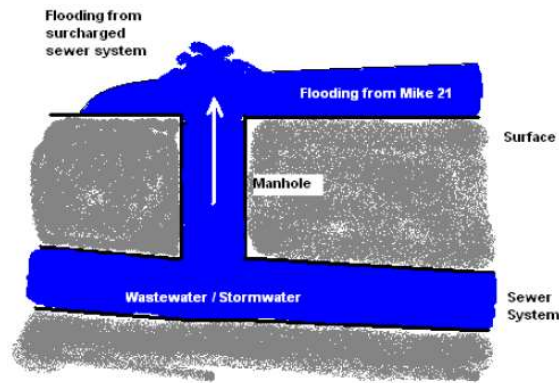
5. Zero Flow Link (X Flow=0 and Y Flow=0) การเชื่อมต่อค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลระหว่างเซลล์ภายในแบบจำลอง MIKE21

6. Urban Link เป็นการเชื่อมต่อค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลระหว่างหนึ่งเซลล์หรือหลายๆ เซลล์ที่ได้จากแบบจำลอง MIKE21 กับ จุดเชื่อมต่อของท่อระบายน้ำในแบบจำลอง MIKE URBAN

โดยได้รับการออกแบบเพื่ออธิบายความสัมพันธ์การไหลของน้ำเมื่อที่ระบายน้ำในเขตชุมชนเมืองมีปริมาณน้ำมากเกินกว่าความสามารถในการระบายออก หรือน้ำผิวดินที่ไหลเข้าไปในท่อระบายน้ำเสีย ดังรูปที่ 3-6 และรูปที่ 3-7



รูปที่ 3-6 น้ำท่วมที่ไหลจากแบบจำลอง MIKE21 เข้าสู่ระบบระบายน้ำเสีย [DHI, 2012]

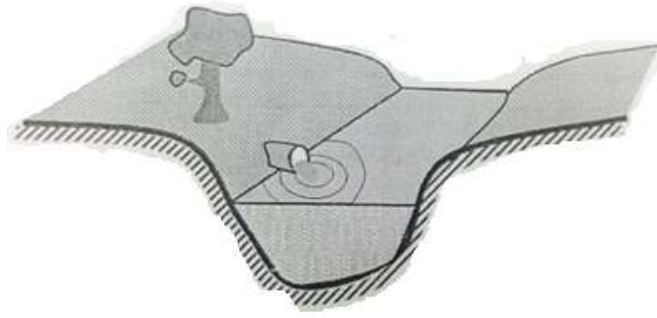


รูปที่ 3-7 น้ำท่วมที่ไหลจากระบบระบายน้ำเสียเข้าสู่แบบจำลอง MIKE21 [DHI, 2012]

7. River-Urban Link ใช้สำหรับเชื่อมต่อโดยตรงระหว่างระบบกักเก็บน้ำจากชุมชนผ่านท่อระบายน้ำกับระบบแม่น้ำ สำหรับสร้างความสัมพันธ์อุทกพลศาสตร์ของโครงข่ายแม่น้ำ และระบบระบายน้ำ ผันน้ำต่างๆ ดังรูปที่ 3-8 ซึ่งพื้นที่ที่นำมาประยุกต์ใช้ได้แก่

- 1) การไหลออกของน้ำจากชุมชนสู่แม่น้ำ
- 2) การสูบน้ำออกจากแม่น้ำ
- 3) การไหลข้ามฝายกั้นน้ำ





รูปที่ 3-8 การไหลของน้ำออกจากระบบท่อระบายน้ำสู่แม่น้ำ [DHI, 2012]

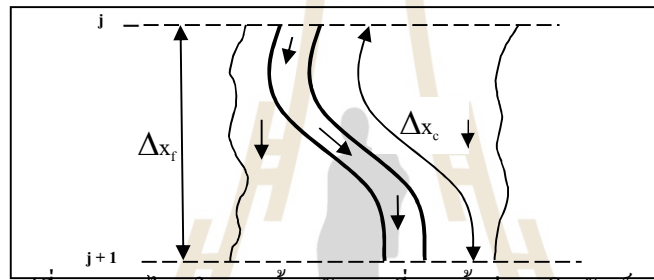
สำหรับแบบจำลอง MIKE FLOOD มีองค์ประกอบที่สำคัญที่นำมาใช้สร้างแบบจำลองสภาพการเกิดน้ำท่วมดังนี้

- 1) โครงสร้างไฟล์แบบจำลอง MIKE FLOOD
- 2) การสร้างไฟล์ต่างๆ ของแบบจำลอง
  - การจัดเตรียมไฟล์เอกสารเพื่อควบคุมการทำงานของแบบจำลอง MIKE11-HD (Simulation File: \*.sim11)
  - การจัดเตรียมไฟล์เอกสารเพื่อควบคุมการทำงานของแบบจำลอง MIKE21-HD (Simulation File: \*.m21)
  - การสร้างไฟล์เอกสารเพื่อควบคุมการทำงานของแบบจำลอง MIKE FLOOD (Simulation File: \*.couple)
  - กำหนดรูปแบบการเชื่อมต่อผลค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลทั้งสองแบบจำลองโดยใช้ Lateral Link
- 3) การแสดงผลและการวิเคราะห์แบบจำลอง
  - เปิดโปรแกรมและเอกสารแสดงผลการคำนวณ
  - ตั้งวาดค่าระดับน้ำและอัตราการไหลตามเวลาในแต่ละกริดเซลล์ (Grid cell)

### 3.4 การจำลองผลโดยใช้แบบจำลอง HEC-RAS

แบบจำลอง HEC-RAS (River Analysis System) เป็นโปรแกรมที่พัฒนามาจากแบบจำลอง HEC-2 [วิทยุวัฒน์, 2553] พัฒนาโดยหน่วยงาน Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of engineering ใช้เป็นแบบจำลองสำหรับวิเคราะห์ทางด้านชลศาสตร์ในหนึ่งมิติประกอบด้วยการวิเคราะห์สองส่วนคือ การคำนวณเส้นระดับผิวน้ำของการไหลแบบคงตัว (steady flow) และการไหลแบบไม่คงตัว (unsteady flow)

สำหรับการวิเคราะห์การไหลแบบไม่คงตัว ในแบบจำลอง HEC-RAS นั้น ได้ทำการปรับปรุงโดยการผนวกแบบจำลองย่อย UNET (Unsteady Flow in a Full Network of Channels) ซึ่งเป็นแบบจำลองสำหรับการวิเคราะห์การไหลที่เปลี่ยนแปลงไปตามเวลา โดยได้ให้นิยามของ Saint-Venant equation ใหม่ ซึ่งทำให้ง่ายในการแก้สมการ โดยรวมเทอมของ convective สำหรับที่ราบน้ำท่วม (floodplain) และทางน้ำไว้ด้วยกัน ด้วยค่าของแฟกเตอร์การกระจายความเร็ว นอกจากนั้นยังได้แทนที่เทอมของความลาดชันของแรงเสียดทาน (bed resistance term) ด้วยเทอมของ equivalent force นอกจากนี้ แบบจำลองย่อย UNET ยังสามารถประยุกต์ใช้กับเงื่อนไขขอบเขตภายนอกและภายในของแบบจำลอง ได้แก่ กราฟปริมาณการไหล หรือระดับน้ำ ระดับการเปิดของบานประตูระบายน้ำ ทางน้ำสั้นแบบไม่มีอาคารบังคับน้ำ สะพาน ท่อลอด และคันกั้นน้ำ



รูปที่ 3-9 การไหลในทางน้ำหลักและที่ราบน้ำท่วม [วิชวุฒิก, 2553]

จากรูปที่ 3-9 แสดงให้เห็นถึงลักษณะของความสัมพันธ์กันระหว่างการไหลในทางน้ำหลักกับที่ราบน้ำท่วมในแบบ 2 มิติ เมื่อระดับน้ำในแม่น้ำเริ่มสูงขึ้นกว่าระดับตลิ่ง และไหลเข้าท่วมในที่ราบน้ำท่วม และไหลเข้าเก็บกักตามแหล่งเก็บกักน้ำผิวดิน เมื่อระดับน้ำเริ่มสูงขึ้นอีก การไหลในที่ราบน้ำท่วมก็จะไหลตัดทางน้ำหลักเพื่อลกระยะทางไปสู่ด้านท้ายน้ำ เมื่อระดับน้ำเริ่มลดลง การเคลื่อนตัวของน้ำผ่านที่ราบน้ำท่วม ก็จะไหลกลับเข้าทางน้ำสายหลักอีกครั้งหนึ่ง

เนื่องมาจากทิศทางการไหลในทางน้ำหลักจะไหลไปตามลำน้ำ ดังนั้นการไหลของน้ำในแบบ 2 มิติดังกล่าวสามารถถูกประมาณค่าได้จากลักษณะการไหลแบบ 1 มิติ โดยแหล่งเก็บกักน้ำนอกทางน้ำสามารถถูกจำลองแบบด้วยพื้นที่เก็บกักน้ำ ซึ่งสัมพันธ์กับปริมาณการไหลในทางน้ำ และการไหลสั้นตลิ่งถูกประมาณค่าเป็นปริมาณการไหลผ่านทางน้ำที่แยกออกจากกันระหว่างทางน้ำหลักกับที่ราบน้ำท่วม

การจำลองแบบการไหลที่แยกกันระหว่างทางน้ำกับการไหลสั้นตลิ่งในที่ราบน้ำท่วมมีวิธีแก้ปัญหาได้หลายอย่าง ยกตัวอย่างเช่น วิธีการแบบธรรมดา คือ หลีกเลี่ยงไม่ให้มีการไหลสั้นตลิ่ง โดยสมมติให้การไหลสั้นตลิ่งเป็นเพียงแค่ปริมาณการเก็บกักน้ำ สมมุติฐานนี้จะเหมาะสมกับแม่น้ำขนาดใหญ่ เช่น แม่น้ำมิสซิสซิปปี ของประเทศสหรัฐอเมริกา หรือ แม่น้ำเจ้าพระยาของประเทศไทย ซึ่งประกอบด้วยลำน้ำสาขาและที่ราบน้ำท่วมที่ประกอบด้วยพืชปกคลุมหนาแน่น หรือเป็นแหล่งเก็บกัก

นอกลำน้ำ วิธีการของ Fread [1976] ได้แบ่งระบบแม่น้ำออกเป็น 2 ส่วน และกำหนดสมการต่อเนื่องและสมการโมเมนตัมขึ้นมาสำหรับการไหลทั้งสองส่วน โดยสมมติให้ระดับน้ำในแต่ละรูปตัดลำน้ำขึ้นอยู่กับทิศทางการไหล เพื่อจะได้สะท้อนถึงการแลกเปลี่ยนโมเมนตัมกันระหว่างทางน้ำกับที่ราบน้ำท่วม แสดงในสมการที่ 3.7

$$Q_c = \phi Q \quad (3.7)$$

โดยที่  $Q_c$  คือ การไหลในทางน้ำ  $Q$  คือ การไหลทั้งหมด  $\phi$  คือ  $K_c / (K_c + K_f)$   $K_c$  คือ ค่าสัมประสิทธิ์การพาในทางน้ำหลัก  $K_f$  คือ ค่าสัมประสิทธิ์การพาในที่ราบน้ำท่วม

ดังนั้นสมการการไหลแบบ 1 มิติ สามารถเขียนให้อยู่ในรูปเดียวกันได้แสดงในสมการที่ 3.8 และ 3.9

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial(\phi Q)}{\partial X_c} + \frac{\partial[(1-\phi)Q]}{\partial X_f} = 0 \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(\phi^2 Q^2 / A)}{\partial X_c} + \frac{\partial[(1-\phi)^2 Q^2 / A_f]}{\partial X_f} + gA_c \left[ \frac{\partial Z}{\partial X_c} + S_{fc} \right] + gA_f \left[ \frac{\partial Z}{\partial X_f} + S_{ff} \right] = 0 \quad (3.9)$$

โดยที่ c และ f อ้างถึงทางน้ำหลักและที่ราบน้ำท่วม ตามลำดับ สมการข้างต้นถูกประมาณค่าด้วยวิธีผลต่างสืบเนื่องแบบปริยาย (implicit finite difference) โดยแก้สมการเชิงตัวเลขด้วยเทคนิควิธีวนซ้ำแบบ Newton-Raphson ซึ่งทำให้การคำนวณของแบบจำลองประสบความสำเร็จอย่างไรก็ตาม การแกว่งจากการคำนวณเชิงตัวเลข สามารถเกิดขึ้นได้เมื่อมีปริมาณการไหลที่ node หนึ่งในเซลล์ของสมการเชิงผลต่างสืบเนื่อง (finite difference equation) ซึ่งอยู่ภายในตลิ่ง และ node ตัวอื่นไม่มีปริมาณการไหล ต่อมา Barkau [1982] ได้ขยายงานของ Fread และ Smith ในเรื่องสมการเชิงผลต่างสืบเนื่อง (finite difference equation) สำหรับการไหลในทางน้ำและที่ราบน้ำท่วม โดยได้กำหนดชุดของสมการใหม่ เป็นพื้นฐานของการวิเคราะห์การไหลแบบไม่คงตัว ในแบบจำลอง HEC-RAS โดยใช้สมการต่อเนื่อง (continuity equation) และสมการโมเมนตัม (momentum equation) ดังแสดงได้ดังนี้

1) สมการต่อเนื่อง

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial X} - q_1 = 0 \quad (3.10)$$

โดยที่ X คือ ระยะทางตามแนวลำน้ำ t คือ ช่วงเวลา Q คือ อัตราการไหล A คือ พื้นที่หน้าตัดขวางลำน้ำปริมาณ S คือ ปริมาณเก็บกัก จากส่วนตัดขวางการไหลในรูปตัดขวางลำน้ำ  $q_1$  คือ ปริมาณการไหลเข้าด้านข้างต่อหนึ่งหน่วยระยะทาง

2) สมการโมเมนตัม

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(VQ)}{\partial x} + gA \left( \frac{\partial Z}{\partial t} + S_f \right) = 0 \quad (3.11)$$

โดยที่  $g$  คือ อัตราเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก  $S_f$  คือ ความลาดชันของแรงเสียดทาน  $V$  คือ ความเร็วของการไหล

แบบจำลองรุ่นใหม่ HEC-RAS V.5 สามารถแก้สมการทั้ง 2D Saint Venant equations หรือ 2D diffusive wave equations ดังนี้

$$\frac{\partial \delta}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} = 0 \quad (3.12)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{p^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{pq}{h} \right) \\ = \frac{n^2 pg \sqrt{p^2 + q^2}}{h^2} - gh \frac{\partial \delta}{\partial x} + pf + \frac{\partial}{\rho \partial x} (h\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\rho \partial y} (h\tau_{xy}) \end{aligned} \quad (3.13)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{q^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{pq}{h} \right) \\ = \frac{n^2 qg \sqrt{p^2 + q^2}}{h^2} - gh \frac{\partial \delta}{\partial y} + qf + \frac{\partial}{\rho \partial y} (h\tau_{yy}) + \frac{\partial}{\rho \partial x} (h\tau_{xy}) \end{aligned} \quad (3.14)$$

โดย  $h$  คือความลึกของน้ำ (m),  $p$  และ  $q$  คืออัตราการไหลเฉพาะในทิศทาง  $x$  และ  $y$  ( $m.s^{-1}$ ),  $\delta$  ระดับผิวคิน (m),  $g$  คือความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วง ( $m.s^{-2}$ ),  $n$  คือ Manning resistance,  $\rho$  คือความหนาแน่นของน้ำ ( $kg.m^{-3}$ ),  $\tau_{xx}$ ,  $\tau_{yy}$  และ  $\tau_{xy}$  คือองค์ประกอบของ effective shear stress และ  $f$  คือ the Coriolis ( $s^{-1}$ ). เมื่อเลือกใช้สมการ diffusive wave เทอมความเฉื่อย (inertial terms) ของ momentum equations ในสองสมการข้างต้นจะไม่นำมาพิจารณา

ขั้นตอนการคำนวณผลโดยใช้แบบจำลอง HEC-RAS

1) ตัวอย่างข้อมูลพื้นฐาน (Basic input example) จะใช้เป็นตัวอย่างแสดงการใส่ข้อมูลด้านเข้าของแบบจำลองและการแสดงผลด้านออกจากแบบจำลองอย่างง่ายเพื่อสร้างความคุ้นเคยให้กับผู้ใช้งาน โดยกำหนดให้ทำการคำนวณหาการไหลของผิวน้ำที่ต่ำกว่าวิกฤติ (subcritical water surface profiles) ของรูปตัด จากระดับน้ำผิวน้ำที่ทราบค่า โดยแสดงข้อมูลอัตราการไหล ระดับผิวน้ำเริ่มต้นและระยะห่างของหน้าตัดการไหล และค่า  $n$

2) จากนั้นทำการสร้างเอกสาร Project file (\*.prj) ประกอบด้วยการกำหนดชื่อเอกสาร การเลือกหน่วยวัด (unit system) การสร้างเอกสาร Geometric file (\*.g0\*) ประกอบด้วยการกำหนดโครงข่ายระบบแม่น้ำ การกำหนดค่ารูปตัดขวางของแม่น้ำแต่ละแห่ง โดยการใส่ข้อมูลและค่าพารามิเตอร์ ในแบบจำลองที่ต้องการ การสร้างเอกสาร Plan file (\*.p0\*) ประกอบด้วยการเลือกประเภทของการไหล

การกำหนดขอบเขตของแบบจำลอง ข้อมูลปริมาณการไหล ระดับพิน้ำที่ทราบค่า แล้วทำการประมวลผล (compute)

3) การแสดงผลการคำนวณของแบบจำลอง HEC-RAS โดยผลจะแสดงระดับพิน้ำที่แต่ละหน้าตัดการไหล (cross-section) การสร้างกราฟค่าระดับพิน้ำตามแนวขวาง และแนวยาวลำน้ำ และการสร้างกราฟค่าระดับพิน้ำตามแนวยาวลำน้ำแบบภาพ 3 มิติ

### 3.5 การพัฒนาแบบจำลองสมดุลของน้ำ

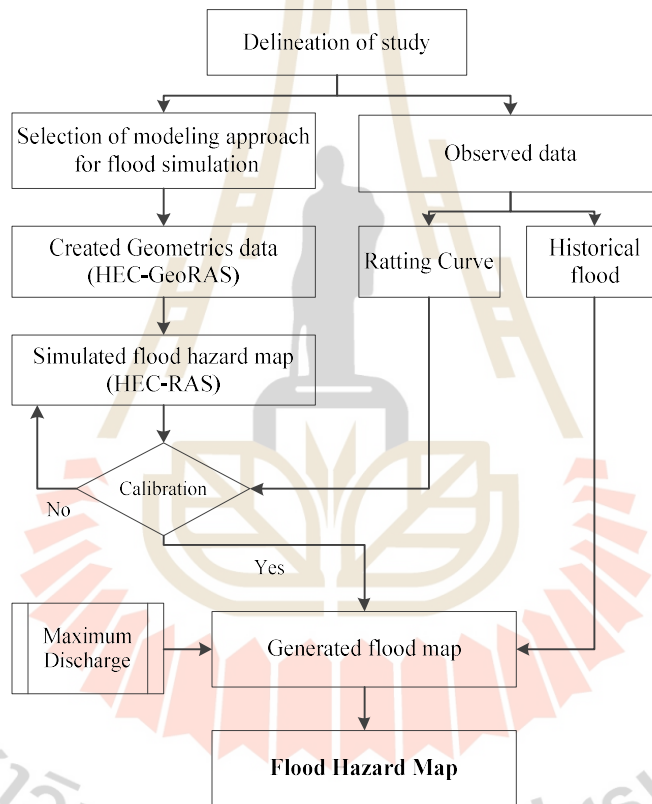
ปัญหาการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (Climate change) นำไปสู่สภาวะโลกร้อน (Global warming) ส่งผลให้สภาพลมฟ้าอากาศผิดแปลกไปจากเดิม ทำให้ภัยธรรมชาติเกิดขึ้นบ่อยและรุนแรงมากขึ้นเช่นอุทกภัย จากสาเหตุของปัญหาที่มีความซับซ้อน ทำให้การป้องกันน้ำท่วมจึงทำได้ยากขึ้น การสร้างแผนที่น้ำท่วมสำหรับลุ่มน้ำ เพื่อใช้ในการประเมินพื้นที่เสี่ยงภัยและการใช้เพื่อออกแบบการเตือนภัยในอนาคตจึงเป็นผลงานที่สำคัญในระบบป้องกันน้ำท่วม ซึ่งการทำความเข้าใจกระบวนการและปัจจัยที่ควบคุมการหมุนเวียนและสมดุลของน้ำเพื่อนำไปสู่ความเข้าใจปัญหาน้ำท่วม เริ่มต้นที่การพัฒนาแบบจำลองทางอุทกวิทยาเป็นเครื่องมือช่วยในการศึกษา แนวทางในการพัฒนาแบบจำลองใช้ขั้นตอนตามวิธีจากบนลงล่าง (Downward approach) [ฉัตรชัย และ เชาวน์, 2552; Klemes, 1983; Jothityangkoon et al., 2001] โดยเริ่มจากแบบจำลองสมดุลของน้ำรายปีซึ่งมีความซับซ้อนน้อยแล้วเพิ่มความซับซ้อนของแบบจำลองให้มากขึ้นตามความจำเป็น จนเป็นแบบจำลองสมดุลของน้ำรายเดือนและรายวัน โดยที่ขั้นตอนการพัฒนาแบบจำลองสมดุลน้ำ ใช้แบบจำลองของ [Jothityangkoon et al., 2013] พารามิเตอร์ของแบบจำลองส่วนใหญ่จะถูกประมาณค่าก่อน และทำ Calibration ให้น้อยที่สุด แบบจำลองที่ได้จากการพัฒนาให้เหมาะสมกับสภาพลักษณะของกลุ่มน้ำนั้น

เริ่มจากแบบจำลองอย่างง่ายมีความซับซ้อนน้อย (ซึ่งหมายถึงมีกระบวนการเกิดน้ำทำกระบวนการเดียว ต้องการพารามิเตอร์เพียง 1 หรือ 2 ตัว) ใช้กับการทำนายรายปีและนำไปเปรียบเทียบกับข้อมูลน้ำทำรายปีระยะยาว (Inter-annual water yields) แล้วจึงขยายผลมาทำนายน้ำทำรายเดือน (Intra-annual water yields) หากผลการเปรียบเทียบไม่ดี จึงค่อยเพิ่มจำนวนกระบวนการสมดุลของน้ำ หรือเพิ่มจำนวนพารามิเตอร์ตามความจำเป็น และอาจต้องปรับโครงสร้างของแบบจำลองให้สามารถรวมความแตกต่างทางพื้นที่ด้านต่างๆของกลุ่มน้ำ (Spatial Variability) เข้าไปคำนวณในแบบจำลองด้วย พัฒนาจนเป็นแบบจำลองรายวัน โดยเปรียบเทียบผลจาก Flow Duration Curve

### 3.6 การสร้างแผนที่น้ำท่วม

#### 3.6.1 แผนที่อันตรายจากน้ำท่วมโดยใช้แบบจำลอง HEC-RAS

รูปที่ 3-10 แสดงกระบวนการศึกษาเพื่อสร้างแผนที่อันตรายจากน้ำท่วม (Flood hazard map) โดยใช้แบบจำลอง HEC-RAS เป็นแบบจำลองรุ่นใหม่ HEC-RAS V.5 นำมาใช้จำลองสภาพน้ำท่วมในเขตเทศบาลนครนครราชสีมา แบบจำลอง HEC-RAS V.5 ใช้วิธีเชิงตัวเลขแก้สมการ 2D Saint Venant equation หรือ 2D Diffusion wave equations สามารถใช้ได้ทั้งแบบจำลอง 2D หรือแบบจำลอง 1D, 2D โดยลำน้ำหลักใช้แบบจำลอง 1D และที่ราบน้ำท่วมจำลองแบบ 2D โดยต้องกำหนดความเชื่อมโยงระหว่างแบบจำลอง 1D และ 2D ในลักษณะตำแหน่งที่เกิดการล้นตลิ่ง [Brunner, 2014]



รูปที่ 3-10 Flow chart การสร้างแผนที่น้ำท่วมโดย HEC-RAS [Brunner, 2014]

สำหรับการวิเคราะห์การกระจายปริมาณน้ำท่วมสูงสุดใช้ Extreme Value distribution Type I หรือ Gumbel distribution [Chow et al., 1988] สำหรับข้อมูลปริมาณน้ำท่วมสูงสุดจากการวัดและการจำลองเหตุการณ์ โดยใช้แฟกเตอร์ความถี่ (frequency factor) ดังนี้

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0.5772 + \ln \left[ \ln \left( \frac{T}{T-1} \right) \right] \right\} \quad (3.15)$$

$$x_T = \bar{x} + K_T S \quad (3.16)$$

โดย  $K_T$  คือแฟกเตอร์ความถี่  $T$  คือคาบการเกิดซ้ำ  $x_T$  คือ ขนาดของปริมาณน้ำท่วมสูงสุดสูงสุดรายปีที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ  $S$  คือค่าเบี่ยงเบนมาตรฐานของปริมาณน้ำท่วมสูงสุดรายปี ใช้สมการนี้ประมาณปริมาณน้ำท่วมสูงสุดรายปีที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ

### 3.6.2 แผนที่ขอบเขตน้ำท่วมรายชั่วโมง สร้างจากแบบจำลองเรสเตอร์หนึ่งมิติ

เมื่อทำการสร้างแผนที่น้ำท่วมจากแบบจำลองสมดุลของน้ำ ขั้นตอนต่อไปคือการสร้างแผนที่น้ำท่วมกับช่วงเวลาที่เกิดพายุฝน ใช้ข้อมูลพายุฝนที่เข้ามาในช่วงเวลาต่างๆ โดยสร้างชุดของแผนที่ขอบเขตน้ำท่วมรายชั่วโมง ด้วยหลักการ Raster based storage cell approach ได้แบ่งวิธีการคำนวณออกเป็น Diffusive model และ Inertial Model มีรายละเอียดดังนี้

#### 1) Diffusive model

หลักการของ Diffusive model เป็นการใช้ความสามารถการกักเก็บปริมาณน้ำในแต่ละเซลล์โดยมีหลักการดังนี้ (i) ใช้หลักการพื้นฐานอย่างง่ายในการคำนวณหาปริมาณการไหล สามารถคำนวณได้ในทุกช่วงเวลา (ii) เป็นการรวมข้อดีของหลักการ grid-based กับ เทคโนโลยี remote sensing เข้าด้วยกัน ดังนั้นจึงเป็นที่นิยมใช้แบบจำลองนี้เพื่อคำนวณหาปริมาณน้ำที่เกิดขึ้นบนที่ราบน้ำท่วม [Hunter et al, 2005]

ปริมาณน้ำที่เกิดขึ้นระหว่างเซลล์แต่ละเซลล์ บนที่ราบน้ำท่วม คำนวณได้จากสมการ Manning equation, ดังแสดงในสมการที่ 2.36

$$Q_x^{i,j} = \frac{h_f^{5/3}}{n} \left( \frac{h^{i-1,j} - h^{i,j}}{\Delta x} \right)^{1/2} \Delta y \quad (3.17)$$

โดยที่  $h^{i,j}$  คือค่าระดับความสูงของผิวน้ำที่ node  $(i, j)$ ,  $\Delta x$  and  $\Delta y$  คือ ขนาดของเซลล์ที่เป็นรูปสี่เหลี่ยมจัตุรัส [L],  $n$  คือค่า Manning's friction coefficient [ $L^{-1/3}T$ ],  $h_f$  คือ ค่าความลึกการไหลของน้ำ หาได้จากผลต่างระหว่างระดับน้ำสูงสุด และระดับพื้นดินสูงสุด ของสองเซลล์ติดกันบนพื้นที่ราบน้ำท่วม

ปฏิกริยาระหว่าง ปริมาณน้ำไหลเข้า ไหลออก และระดับน้ำสูงสุดในแต่ละเซลล์ สามารถอธิบายได้โดยใช้หลักการสมดุลน้ำ หรือใช้สมการความต่อเนื่องที่เกิดขึ้นในแต่ละเซลล์  $\Delta h / \Delta t = \Delta Q / (\Delta x \Delta y)$ . โดยใช้หลักการผลต่างสืบเนื่อง (finite difference) ดังแสดงในสมการที่ 2.37

$$\frac{{}^{t+\Delta t}h^{i,j} - {}^t h^{i,j}}{\Delta t} = \frac{{}^t Q_x^{i-1,j} - {}^t Q_x^{i,j} + {}^t Q_y^{i,j-1} - {}^t Q_y^{i,j}}{\Delta x \Delta y} \quad (3.18)$$

โดยที่  $h$  and  $h^{t+\Delta t}$  คือ ความลึกการไหลที่เวลา  $t$  และ  $t+\Delta t$ ,  $Q$  คือ อัตราการไหลที่เวลา  $t$  และ  $\Delta t$  คือ ช่วงเวลาก้าว (time step)

สมมติให้ที่ความลึกเฉลี่ยความเร็วของการไหล มีค่าคงที่ ที่ลักษณะการไหลแบบคงที่ และสม่ำเสมอตลอดหน้าตัดการไหล ในทุกๆ ค่า  $X$  โดยใช้หลักการพื้นฐานสมการการไหลแบบ 1D ของ Saint-Venant equation และ สมการ โมเมนต์ดัด ในรูปแบบของ ordinary non-linear differential equation โดยไม่คิดค่าความเร่งและการเคลื่อนที่ในแนวนอน ดังแสดงในสมการที่ 3.19

$$S_0 + \frac{\partial h_f}{\partial x} + \frac{n^2 u^2}{h_f^{4/3}} = 0 \quad (3.19)$$

โดยที่  $S_0$  คือ ความลาดชันท้องน้ำของการไหล, ถ้าคลื่นน้ำท่วมแพร่กระจายบนที่ราบ  $S_0 = 0$ , ได้ผลลัพธ์ด้วยการวิเคราะห์ดังนี้ (Hunter et al, 2005)

$$h(x,t) = \left[ \frac{7}{3} (C - n^2 u^2 (x - ut)) \right]^{3/7} \quad (3.20)$$

โดยที่  $h$  คือ ความลึกของน้ำที่ระยะ  $x$  และช่วงเวลา  $t$ ,  $C$  คือ ค่าคงที่ ขึ้นกับระดับน้ำเริ่มต้น

## 2) Inertial Model

สำหรับสมการของแบบจำลอง inertial model มีเพียงเทอมการพา (advection term) เท่านั้นที่ไม่นำมาคิดจาก 1D Saint-Venant equation. โดยใช้สมมุติฐานการไหลในช่องทางน้ำรูปสี่เหลี่ยมผืนผ้า สมการ โมเมนต์ดัด ในรูปของ  $(q)$  [ $L^2 T^{-1}$ ] แสดงในสมการที่ 3.18

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{gh \partial (h+z)}{\partial x} + \frac{gn^2 q^2}{R^{4/3} h} = 0 \quad (3.21)$$

โดยที่  $z$  คือ ค่าระดับท้องน้ำ [ $L$ ],  $R$  คือ รัศมีชลศาสตร์ [ $L$ ],  $g$  คือ อัตราเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก [ $L T^{-2}$ ]. สำหรับการไหลของน้ำตื้นที่มีความกว้างมากๆ ให้ค่า  $R$  มีค่าเท่ากับ  $h$  สมการที่ 2.15 สามารถเขียนสมการใหม่ให้อยู่ในรูปช่วงเวลาก้าว (time step)  $\Delta t$  และ  $q_t$  แทนที่ค่า  $q_{t+\Delta t}$  ในเทอมแรงเสียดทาน (เทอมที่ 3 ของสมการที่ 3.21) จัดเรียงใหม่ให้อัตราการไหลในช่วงเวลาถัดไปอยู่ด้านซ้ายมือ [Bates et al.,2010] ได้แสดงผลที่ได้รับสุดท้าย ดังแสดงในสมการที่ 3.19

$$q_{t+\Delta t} = \frac{q_t - gh_t \Delta t \frac{\partial (h_t+z)}{\partial x}}{1 + gh_t \Delta t n^2 q_t / h_t^{10/3}} \quad (3.19)$$

หากมีข้อมูลที่มีความละเอียดสูง ของแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model : DEM) จะสามารถให้รายละเอียดของลักษณะพื้นที่ราบน้ำท่วมได้รายละเอียดของลักษณะภูมิประเทศของที่ราบน้ำท่วม สามารถจำลองได้ในรูปแบบของเซลล์การกักเก็บรูปหลายเหลี่ยม (polygon



storage cell) และการไหลผิวดินระหว่างเซลล์เหล่านี้ สามารถอธิบายได้โดยใช้ สมการการไหลแบบ  
คงตัว เช่น สมการ Manning's equation และ Chezy's equation

#### แผนที่ขอบเขตน้ำท่วมสามมิติ สร้างจากแบบจำลองแรสเตอร์สองมิติ

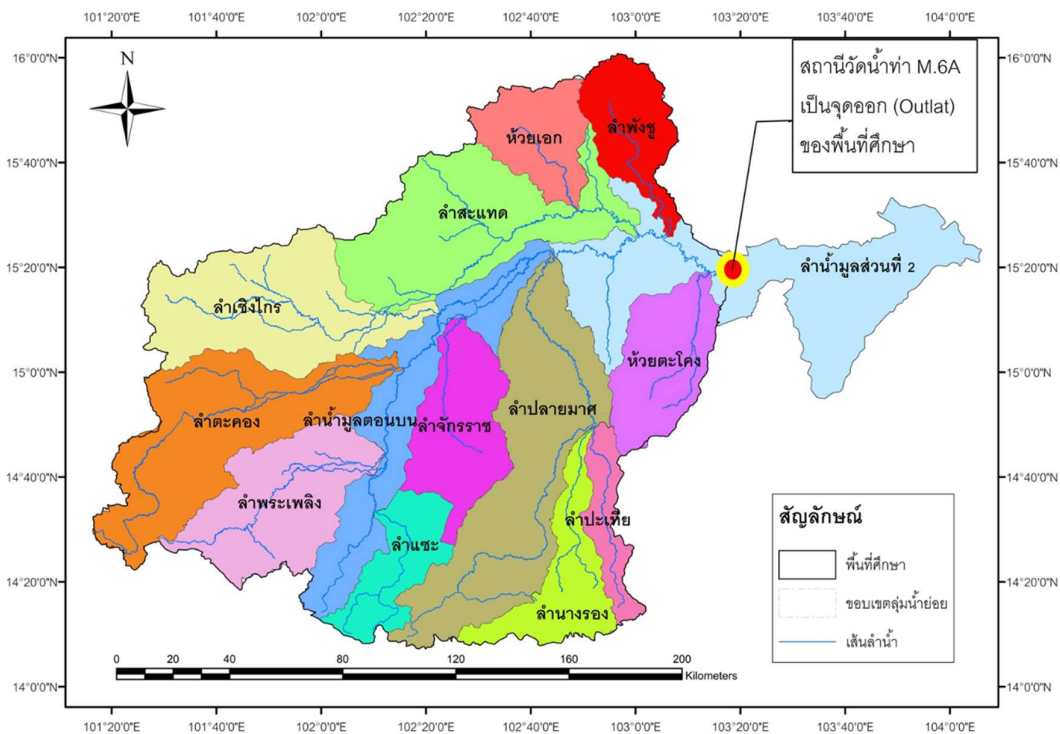
การสร้างแผนที่ขอบเขตน้ำท่วมรายชั่วโมง ขอบเขตน้ำท่วมระหว่างรูปตัดขวางลำน้ำ  
ถูกสร้างจากการประมาณค่าในช่วง (interpolation) ของขอบเขตน้ำท่วม จากข้อมูลรูปตัดขวางลำน้ำ  
ขั้นตอนต่อไปเป็นการทดสอบว่า แบบจำลองแรสเตอร์สามารถ จำลองการเคลื่อนที่ของคลื่นน้ำท่วม  
ในสองมิติในสภาพภูมิประเทศจริงของที่ราบน้ำท่วมได้หรือไม่ เพื่อจำลองสภาพพื้นที่ในสองมิติ  
DEM สำหรับที่ราบน้ำท่วมถูกสมมุติขึ้นทำynnน้ำของรูปตัดลำดับท้ายสุด ผลการจำลองนำเสนอเป็นภาพ  
3 มิติ พื้นผิวด้านบนเป็นผิวของน้ำ ส่วนพื้นผิวด้านล่างเป็นผิวของลำน้ำหลัก และที่ราบน้ำท่วม

## บทที่ 4

### ผลการวิจัย

#### 4.1 กลุ่มน้ำที่ศึกษา

พื้นที่ศึกษาคือ กลุ่มน้ำมูลตอนบนในเขตจังหวัดนครราชสีมา และบุรีรัมย์ ประกอบด้วย 14 กลุ่มน้ำสาขา ขนาดพื้นที่ที่รับน้ำของแต่ละกลุ่มน้ำ แสดงดังตารางที่ 4-1 และรูปที่ 4-1 แสดงขอบเขตของพื้นที่ศึกษา ได้ดำเนินการศึกษาอุตุ-อุทกวิทยาพื้นที่กลุ่มน้ำมูลบน รวมถึงพื้นที่ที่เกี่ยวข้องซึ่งอาจเป็นพื้นที่สำหรับการพัฒนาโครงการผันน้ำจากกลุ่มน้ำใกล้เคียง เพื่อแก้ปัญหาภัยแล้งและบรรเทาอุทกภัยในพื้นที่กลุ่มน้ำมูลตอนบน จุดออกทำยนน้ำคือสถานี M6A อำเภอสะตึก พื้นที่รับน้ำ 28,275 ตารางกิโลเมตร หากรวมพื้นที่กลุ่มน้ำมูลส่วนที่ 2 มีขนาดรวม 30,844 ตารางกิโลเมตร แผนภาพจำลองกลุ่มน้ำย่อยทั้งพื้นที่ศึกษา แสดงดังรูปที่ 4-2 ได้ทำการรวบรวมข้อมูลสภาพภูมิอากาศ ปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่า ปริมาณน้ำหลาก และการวิเคราะห์ปริมาณตะกอน จากกรมอุตุนิยมวิทยา และกรมชลประทาน มาวิเคราะห์และการศึกษาอุตุ-อุทกวิทยาของกลุ่มน้ำสาขาต่าง ๆ ของกลุ่มน้ำมูลบน



รูปที่ 4-1 พื้นที่กลุ่มน้ำสาขาของกลุ่มน้ำมูลตอนบน ทั้งพื้นที่ศึกษา

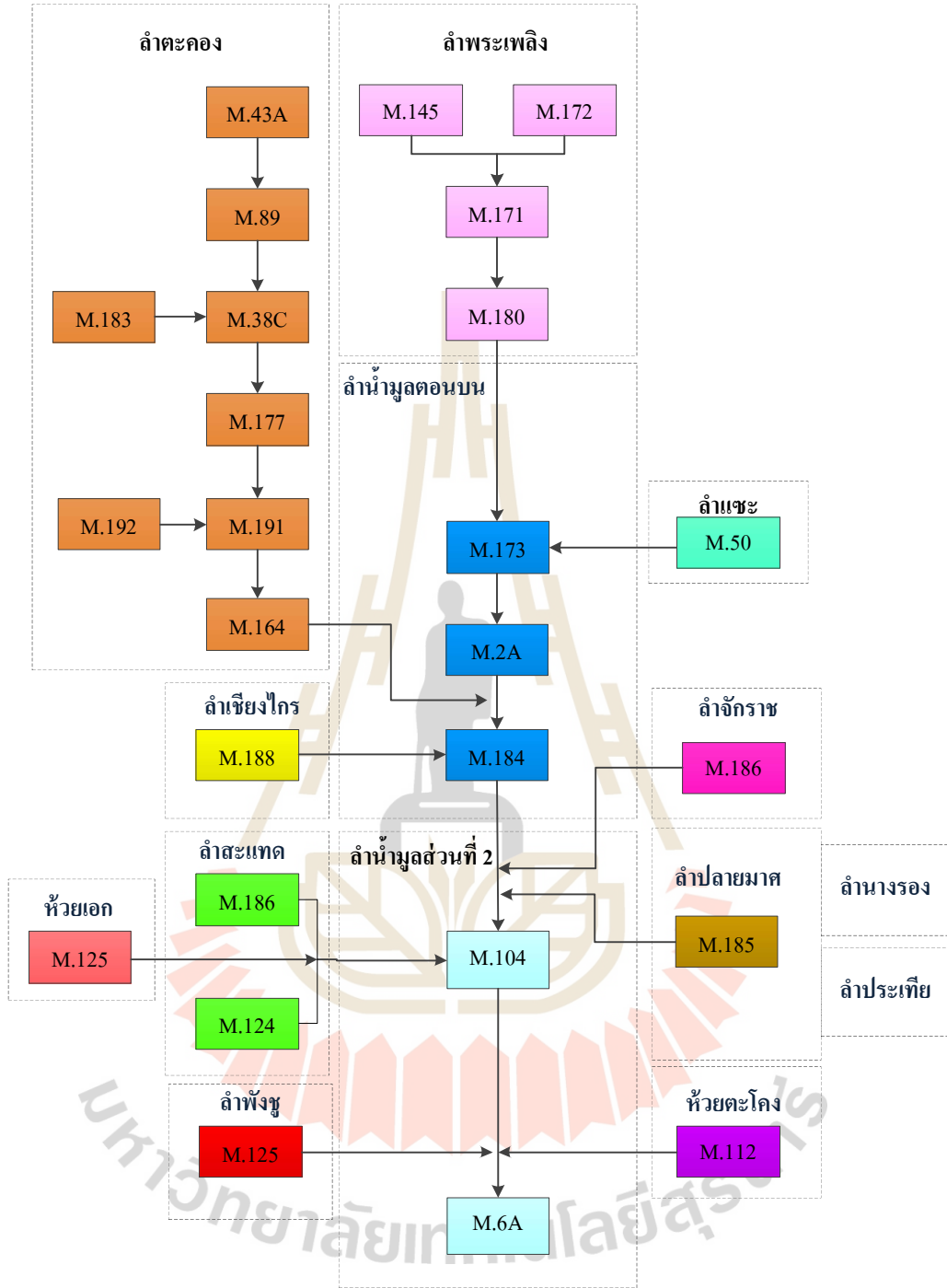
ตารางที่ 4-1 พื้นที่ลุ่มน้ำสาขาของกลุ่มน้ำมูลตอนบน

ลำดับ	ลุ่มน้ำ	พื้นที่รับน้ำ (ตร.กม.)	ร้อยละของพื้นที่ (%)
1	ลุ่มน้ำมูลตอนบน	2,300.96	7.46
2	ลำแซะ	1,115.84	3.62
3	ลำพระเพลิง	2,323.62	7.53
4	ลำตะคอง	3,317.59	10.76
5	ลำเชียงไกร	2,957.60	9.59
6	ลำจักราช	1,698.62	5.51
7	ลำนางรอง	1,300.38	4.22
8	ลำประเทีย	664.29	2.15
9	ลำปลายมาศ	3,940.64	12.78
10	ลุ่มน้ำมูลส่วนที่ 2	4,094.53	13.27
11	ห้วยแอก	1,174.69	3.81
12	ลำสะเทต	3,192.17	10.35
13	ลำพังชู	1,202.11	3.90
14	ห้วยตะไคง	1,561.04	5.06
<b>รวม</b>		<b>30,844.08</b>	<b>100.00</b>

#### 4.2 ผลการวิเคราะห์ข้อมูลอุตุนิยมวิทยา อุทกวิทยา และลักษณะทางกายภาพของลุ่มน้ำ

##### 4.2.1 ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาและอุทกวิทยา

สภาพอุตุนิยมวิทยาของพื้นที่ศึกษา พิจารณาจากค่าเฉลี่ยตัวแปรภูมิอากาศในช่วงปี 2527-2556 รวม 30 ปี ของสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยาที่ตั้งอยู่ในพื้นที่โครงการ จำนวน 5 สถานี ได้แก่ สถานีตรวจอากาศนครราชสีมา สถานีตรวจอากาศปากช่อง สถานีตรวจอากาศโชคชัย จ. นครราชสีมา และสถานีตรวจอากาศนางรอง สถานีตรวจอากาศบุรีรัมย์ จ.บุรีรัมย์ ข้อมูลภูมิอากาศที่ศึกษาประกอบด้วย อุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ ความครึ้มเมฆ ความเร็วลม ปริมาณการระเหยจากผิวดิน และความกดอากาศ ช่วงพิสัยของค่าเฉลี่ยรายเดือนและค่าเฉลี่ยรายปีของตัวแปรภูมิอากาศต่างๆ ของแต่ละสถานีแสดงดัง ตารางที่ 4-2 รายละเอียดข้อมูลภูมิอากาศรายสถานีแสดงในตารางที่ 4-3 ถึง 4-7



รูปที่ 4-2 แผนภาพจำลองโครงข่ายลุ่มน้ำย่อย (รายละเอียดครหัสสถานีวัดน้ำทำดูในภาคผนวก ก)

ตารางที่ 4-2 ช่วงพิสัยของค่าเฉลี่ยตัวแปรภูมิอากาศในคาบ 30 ปี (พ.ศ. 2527 ถึง พ.ศ. 2556) ของ

(ก) สถานีตรวจอากาศ อำเภอเมือง จังหวัดนครราชสีมา

ตัวแปรภูมิอากาศ	หน่วย	ช่วงพิสัยของค่าเฉลี่ยรายเดือน	ค่าเฉลี่ยรายปี
1. อุณหภูมิ	องศาเซลเซียส	23.8 (ธ.ค.) – 29.9 (เม.ย.)	27.4
2. ความชื้นสัมพัทธ์	เปอร์เซ็นต์	62 (ก.พ.) – 80 (ก.ย.)	70.0
3. ความเร็วลม	นอต	1.5 (ก.ย.) - 24 (มี.ย.)	20
4. เมฆปกคลุม	(0-10)	4 (ม.ค.) – 8 (ส.ค.)	6
5. ปริมาณการระเหยจากผิวดิน	มิลลิเมตร	123 (ก.ย.) – 176 (มี.ค.)	1,758
6. ความกดอากาศ	เฮกโตปาสกาล	1,005.8 (มี.ย.) - 1,014 (ธ.ค.)	1,009.3

(ข) สถานีตรวจอากาศ อำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา

ตัวแปรภูมิอากาศ	หน่วย	ช่วงพิสัยของค่าเฉลี่ยรายเดือน	ค่าเฉลี่ยรายปี
1. อุณหภูมิ	องศาเซลเซียส	23.5 (ธ.ค.) – 29.5 (เม.ย.)	27
2. ความชื้นสัมพัทธ์	เปอร์เซ็นต์	66 (ก.พ.) – 84 (ก.ย.)	75
3. ความเร็วลม	นอต	1.3 (ก.ย.) – 2.5 (มี.ย.)	1.7
4. เมฆปกคลุม	(0-10)	2 (ม.ค.) – 8 (ส.ค.)	5
5. ปริมาณการระเหยจากผิวดิน	มิลลิเมตร	107 (ก.ย.) – 160 (มี.ค.)	1,563
6. ความกดอากาศ	เฮกโตปาสกาล	1,006.4 (มี.ย.) - 1,013 (ม.ค.)	1,009.4

(ค) สถานีตรวจอากาศ อำเภอโชคชัย จังหวัดนครราชสีมา

ตัวแปรภูมิอากาศ	หน่วย	ช่วงพิสัยของค่าเฉลี่ยรายเดือน	ค่าเฉลี่ยรายปี
1. อุณหภูมิ	องศาเซลเซียส	23.6 (ธ.ค.) - 29.6 (เม.ย.)	27.1
2. ความชื้นสัมพัทธ์	เปอร์เซ็นต์	65 (ก.พ.) – 82 (ก.ย.)	73
3. ความเร็วลม	นอต	1.2 (ก.ย.) - 2.3 (มี.ย.)	1.7
4. เมฆปกคลุม	(0-10)	3 (ม.ค.) – 8 (ส.ค.)	6
5. ปริมาณการระเหยจากผิวดิน	มิลลิเมตร	119 (ก.ย.) – 174 (มี.ค.)	1,701
6. ความกดอากาศ	เฮกโตปาสกาล	1,006.4 (มี.ย.) - 1,013.9 (ม.ค.)	1,009.7

## (ง) สถานีตรวจอากาศ อำเภอเมือง จังหวัดบุรีรัมย์

ตัวแปรภูมิอากาศ	หน่วย	ช่วงพิสัยของค่าเฉลี่ยรายเดือน	ค่าเฉลี่ยรายปี
1. อุณหภูมิ	องศาเซลเซียส	23.1 (ธ.ค.) - 29.6 (เม.ย.)	26.8
2. ความชื้นสัมพัทธ์	เปอร์เซ็นต์	62 (ก.พ.) - 86 (ก.ย.)	73.9
3. ความเร็วลม	นอต	2.0 (ก.ย.) - 3.2 (ธ.ค.)	2.9
4. เมฆปกคลุม	(0-10)	1.5 (ม.ค.) - 9.5 (ส.ค.)	6
5. ปริมาณการระเหยจากผิวดิน	มิลลิเมตร	101.3 (ก.ย.) - 174.6 (เม.ย.)	1,596
6. ความกดอากาศ	เฮกโตปาสกาล	1,006.5 (ส.ค.) - 1,013.4 (ธ.ค.)	1,009.7

## (จ) สถานีตรวจอากาศ อำเภอนางรอง จังหวัดบุรีรัมย์

ตัวแปรภูมิอากาศ	หน่วย	ช่วงพิสัยของค่าเฉลี่ยรายเดือน	ค่าเฉลี่ยรายปี
1. อุณหภูมิ	องศาเซลเซียส	23.5 (ธ.ค.) - 29.5 (เม.ย.)	27.0
2. ความชื้นสัมพัทธ์	เปอร์เซ็นต์	66 (ก.พ.) - 84 (ก.ย.)	75
3. ความเร็วลม	นอต	1.3 (เม.ย.) - 2.5 (พ.ย.)	1.7
4. เมฆปกคลุม	(0-10)	0.1 (ก.ค.) - 6.8 (ส.ค.)	4
5. ปริมาณการระเหยจากผิวดิน	มิลลิเมตร	107 (ก.ย.) - 160 (มี.ค.)	1,563.4
6. ความกดอากาศ	เฮกโตปาสกาล	1,005.9 (ก.ค.) - 1,013.5 (ธ.ค.)	1,009.2

ตารางที่ 4-3 สถิติภูมิอากาศที่สถานีตรวจอากาศ อ.เมือง จ.นครราชสีมา ช่วงปีพ.ศ.2527-2556

สถานีภูมิอากาศ	นครราชสีมา	ความสูงของสถานีเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง	186.6	เมตร
รหัสสถานี	48431	ความสูงของ Barometer เหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง	187.02	เมตร
เส้นรุ้ง	14 58 N	ความสูงของ Themometer เหนือระดับน้ำผิวดิน	1.25	เมตร
เส้นแวง	102 5 E	ความสูงของ Wind Vane เหนือระดับน้ำผิวดิน	11.2	เมตร
		ความสูงของ RainGuage	0.87	เมตร

	ม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	รายปี
<b>ความกดอากาศ (เฮกโตปาสกาล)</b>													
เฉลี่ย	1,008.0	1,006.8	1,005.8	1,006.0	1,006.1	1,007.7	1,010.4	1,012.4	1,014.0	1,013.2	1,011.2	1,009.6	1,009.3
เฉลี่ยสูงสุด	1,020.4	1,017.9	1,012.5	1,012.8	1,012.7	1,016.3	1,020.1	1,022.9	1,026.5	1,025.5	1,024.5	1,028.0	1,028.0
เฉลี่ยต่ำสุด	997.4	998.3	997.8	997.7	998.3	998.8	1,000.1	1,002.2	1,001.8	1,003.6	1,000.7	999.5	997.4
พิสัยรายวันเฉลี่ย	5.50	4.70	4.20	4.10	4.30	4.70	4.80	5.00	5.50	5.80	6.10	6.00	5.06
<b>อุณหภูมิ(องศาเซลเซียส)</b>													
เฉลี่ย	29.9	29.1	29.1	28.6	28.2	27.5	26.8	25.6	23.8	24.5	27.0	28.8	27.4
เฉลี่ยสูงสุด	36.5	35.0	34.4	33.9	33.3	32.2	31.0	30.4	29.5	30.8	33.6	35.4	33.0
เฉลี่ยต่ำสุด	24.9	25.1	25.2	24.8	24.6	24.1	23.3	21.2	18.5	18.8	21.1	23.2	22.9
สูงสุด	42.2	41.4	39.2	39.2	37.2	36.7	35.1	36.3	36.0	37.7	39.4	40.8	42.2
ต่ำสุด	19.0	21.5	22.0	21.3	21.7	20.8	16.6	13.7	8.3	9.6	12.4	13.0	8.3
<b>ความชื้นสัมพัทธ์(เปอร์เซ็นต์)</b>													
เฉลี่ย	66.0	73.0	72.0	73.0	76.0	80.0	78.0	71.0	66.0	65.0	62.0	62.0	70.4
เฉลี่ยสูงสุด	85.0	88.0	87.0	88.0	90.0	93.0	92.0	88.0	85.0	85.0	83.0	82.0	87.2
เฉลี่ยต่ำสุด	44.0	53.0	53.0	54.0	57.0	61.0	60.0	53.0	46.0	43.0	40.0	40.0	50.3
ต่ำสุด	19.0	28.0	32.0	33.0	37.0	36.0	32.0	26.0	19.0	20.0	15.0	15.0	15.0
<b>จุดน้ำค้าง(องศาเซลเซียส)</b>													
เฉลี่ย	22.2	23.4	23.2	23.0	23.1	23.5	22.4	19.6	16.6	16.9	18.4	20.0	21.0
<b>ปริมาณการระเหยจากผิวดิน(มม.)</b>													
เฉลี่ย-ภาค	174.3	162.0	155.8	158.0	145.5	122.9	124.2	132.1	136.2	136.5	135.3	175.6	1,758.4
<b>เมฆปกคลุม(0-10)</b>													
เฉลี่ย	5.7	7.1	7.7	8.0	8.3	8.0	6.5	4.9	3.8	3.7	3.9	4.9	6.0
<b>ชั่วโมงที่มีแสงแดด(ชม.)</b>													
เฉลี่ย	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>ทัศนวิสัย(กม.)</b>													
เวลา07.00น.	7.2	8.6	9.5	9.4	9.4	8.6	7.1	7.0	6.3	5.2	5.1	6.0	7.5
เฉลี่ย	8.2	9.6	10.3	10.3	10.2	9.7	8.7	8.5	7.8	6.9	6.6	7.1	8.7
<b>ลม(นอต)</b>													
ความเร็วลมเฉลี่ย	1.8	1.9	2.4	2.4	2.3	1.5	2.0	2.4	2.3	1.7	1.6	1.8	2.0
ทิศทาง	S	S	SW	SW	SW	W	NE	NE	NE	NE	NE	NE	-
ความเร็วลมสูงสุด	49.0	50.0	30.0	30.0	27.0	27.0	26.0	24.0	28.0	21.0	20.0	28.0	50.0
<b>ฝน(มม.)</b>													
เฉลี่ย	80.0	154.5	102.3	124.1	158.4	225.4	152.2	20.9	2.1	9.7	12.9	40.1	1,082.6
จำนวนวันที่ฝนตก	8.9	14.8	13.4	14.5	17.5	18.8	12.0	3.8	0.9	1.5	2.3	5.8	114.2
ฝนสูงที่สุดใน 24 ชม.	92.0	107.3	68.7	116.3	121.3	129.7	116.3	61.3	23.7	71.2	51.2	69.3	129.7
<b>จำนวนวันที่เกิด</b>													
เมฆหมอก	18.8	3.9	1.9	1.2	1.1	2.1	10.2	14.6	22.1	26.5	25.9	26.3	154.6
หมอก	-	-	-	-	-	0.1	0.2	0.1	-	-	-	-	0.4
ลูกเห็บ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ฟ้าคะนอง	8.1	10.2	6.1	6.3	7.4	9.0	5.3	0.6	-	0.6	1.2	3.8	58.6
พายุฝน	-	-	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-	0.1	0.2

ตารางที่ 4-4 สถิติภูมิอากาศที่สถานีตรวจอากาศ อ.ปากช่อง จ.นครราชสีมา ช่วงปีพ.ศ.2527-2556

สถานีภูมิอากาศ	ปากช่อง	ความสูงของสถานีเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง	386.12	เมตร
รหัสสถานี	48435	ความสูงของ Barometer เหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง	387.92	เมตร
เส้นรุ้ง	14 38 N	ความสูงของ Thermometer เหนือระดับน้ำผิวดิน	1.25	เมตร
เส้นแวง	101 19 E	ความสูงของ Wind Vane เหนือระดับน้ำผิวดิน	11	เมตร
		ความสูงของ RainGauge	0.9	เมตร

	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	รายปี
<b>ความกดอากาศ (เฮกโตปาสกาล)</b>													
เฉลี่ย	1,008.8	1,007.2	1,006.4	1,006.6	1,006.8	1,007.9	1,010.2	1,011.8	1,012.8	1,013.1	1,011.1	1,010.0	1,009.4
เฉลี่ยสูงสุด	1,016.5	1,014.4	1,015.2	1,012.3	1,014.7	1,013.9	1,017.9	1,020.1	1,020.4	1,024.8	1,021.8	1,020.0	1,024.8
เฉลี่ยต่ำสุด	1,000.4	1,000.3	999.3	998.7	999.7	997.2	1,001.9	1,003.7	1,002.8	1,004.3	1,002.5	1,001.2	997.2
พิสัยรายวันเฉลี่ย	4.90	4.40	3.90	3.70	4.00	4.40	4.40	4.50	5.10	5.30	5.30	5.50	4.62
<b>อุณหภูมิ(องศาเซลเซียส)</b>													
เฉลี่ย	27.3	27.2	27.2	26.6	26.2	25.5	25.2	24.3	23.0	23.5	25.6	26.6	25.7
เฉลี่ยสูงสุด	33.6	32.2	31.7	30.9	30.4	30.0	29.9	29.5	29.0	29.7	32.2	32.9	31.0
เฉลี่ยต่ำสุด	22.7	23.6	23.9	23.5	23.3	22.6	22.0	20.3	18.0	17.8	20.0	21.3	21.6
สูงสุด	38.5	36.7	35.6	35.0	33.7	33.0	33.9	34.0	34.0	34.5	36.1	37.9	38.5
ต่ำสุด	19.4	20.4	20.7	20.5	20.6	20.8	18.0	12.2	11.5	10.5	12.9	14.5	10.5
<b>ความชื้นสัมพัทธ์(เปอร์เซ็นต์)</b>													
เฉลี่ย	73.0	77.0	76.0	76.0	79.0	85.0	82.0	72.0	67.0	64.0	66.0	67.0	73.6
เฉลี่ยสูงสุด	90.0	91.0	89.0	89.0	90.0	96.0	94.0	87.0	84.0	82.0	86.0	87.0	88.7
เฉลี่ยต่ำสุด	52.0	59.0	60.0	62.0	65.0	69.0	66.0	54.0	47.0	44.0	43.0	46.0	55.7
ต่ำสุด	17.0	36.0	42.0	47.0	50.0	48.0	40.0	30.0	25.0	22.0	20.0	17.0	17.0
<b>จุดน้ำค้าง(องศาเซลเซียส)</b>													
เฉลี่ย	21.6	22.4	22.3	21.9	22.1	22.6	21.6	18.6	16.1	15.6	18.0	19.4	20.2
<b>ปริมาณการระเหยจากภาค(มม.)</b>													
เฉลี่ย-ภาค	183.9	178.7	194.4	192.9	173.2	144.8	132.4	159.6	178.2	184.7	178.4	203.6	2,104.8
<b>เมฆปกคลุม(0-10)</b>													
เฉลี่ย	5.5	6.6	7.3	7.8	8.1	8.0	6.6	4.9	3.5	4.1	4.3	5.0	6.0
<b>ชั่วโมงที่มีแสงแดด(ชม.)</b>													
เฉลี่ย	201.2	181.7	172.7	141.6	126.9	129.8	156.0	205.5	232.0	226.5	204.8	199.4	2,178.1
<b>ทัศนวิสัย(กม.)</b>													
เวลา07.00น.	9.0	10.6	11.6	11.8	11.6	9.9	7.7	9.7	8.5	8.6	6.6	8.0	9.5
เฉลี่ย	10.0	10.9	11.3	11.5	11.4	10.7	9.5	10.5	10.0	10.1	9.1	9.5	10.4
<b>ลม(นอต)</b>													
ความเร็วลมเฉลี่ย	4.0	4.2	6.1	6.6	6.4	3.8	4.9	7.1	7.3	6.7	4.5	5.4	5.6
ทิศทาง	E	E	E	W	W	W	W	W	W	E	E	E	-
ความเร็วลมสูงสุด	34.0	40.0	46.0	40.0	38.0	34.0	28.0	38.0	42.0	40.0	36.0	42.0	46.0
<b>ฝน(มม.)</b>													
เฉลี่ย	118.6	165.3	88.6	107.4	134.9	242.3	172.2	24.8	7.8	14.3	28.7	63.2	1,168.1
จำนวนวันที่ฝนตก	11.8	16.4	14.0	15.4	17.3	20.1	14.1	4.5	1.0	2.1	3.5	7.7	127.9
ฝนสูงที่สุดใน 24 ชม.	71.6	81.2	72.2	75.2	110.5	145.9	116.4	41.9	25.4	51.5	81.0	62.2	145.9
<b>จำนวนวันที่เกิด</b>													
เมฆหมอก	6.5	1.8	1.1	0.5	0.1	0.4	6.5	6.5	10.8	11.0	11.4	13.5	70.1
หมอก	-	0.1	-	-	0.3	0.4	0.5	0.5	-	0.1	0.6	0.3	2.8
ลูกเห็บ	0.3	0.1	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5
ฟ้าคะนอง	10.9	8.4	5.6	4.1	6.0	8.6	4.6	2.6	0.1	0.6	3.3	6.0	60.8
พายุฝน	0.3	0.3	0.1	1.0	0.8	-	-	-	-	-	0.3	0.3	3.1



ตารางที่ 4-5 สถิติภูมิอากาศที่สถานีตรวจอากาศ อ. โขกชัย จ.นครราชสีมา ช่วงปีพ.ศ.2527-2556

สถานีภูมิอากาศ	โขกชัย	ความสูงของสถานีเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง	190.34	เมตร
รหัสสถานี	48434	ความสูงของ Barometer เหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง	193.32	เมตร
เส้นรุ้ง	14 43 N	ความสูงของ Thermometer เหนือระดับน้ำผิวดิน	1.44	เมตร
เส้นแวง	102 10 E	ความสูงของ Wind Vane เหนือระดับน้ำผิวดิน	12.34	เมตร
		ความสูงของ RainGauge	1.08	เมตร

	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	รายปี
<b>ความกดอากาศ (เฮกโตปาสกาล)</b>													
เฉลี่ย	1,008.2	1,007.0	1,006.2	1,006.1	1,006.4	1,007.9	1,010.5	1,012.4	1,013.9	1,013.1	1,011.5	1,009.8	1,009.4
เฉลี่ยสูงสุด	1,019.9	1,014.3	1,015.5	1,012.9	1,012.6	1,016.4	1,020.5	1,022.6	1,025.4	1,025.5	1,023.9	1,027.7	1,027.7
เฉลี่ยต่ำสุด	999.6	998.6	998.3	998.7	998.5	999.8	999.6	1,002.1	1,002.2	1,003.5	1,002.3	999.7	998.3
พิสัยรายวันเฉลี่ย	5.40	4.60	4.20	4.00	4.20	4.60	4.80	5.10	5.60	5.90	6.10	5.90	5.03
<b>อุณหภูมิ(องศาเซลเซียส)</b>													
เฉลี่ย	29.6	28.8	28.8	28.3	27.9	27.3	26.6	25.3	23.6	24.4	26.6	28.4	27.1
เฉลี่ยสูงสุด	36.0	34.5	33.9	33.4	32.9	32.0	31.0	30.4	29.6	31.1	33.5	35.0	32.8
เฉลี่ยต่ำสุด	24.5	24.8	24.9	24.5	24.3	23.9	23.0	20.6	17.6	17.9	20.3	22.6	22.4
สูงสุด	41.1	40.2	38.5	38.5	37.0	35.5	35.7	36.1	35.8	37.1	39.0	40.5	41.1
ต่ำสุด	18.6	20.9	21.6	20.4	21.1	20.2	16.1	13.5	6.5	8.7	11.5	11.7	6.5
<b>ความชื้นสัมพัทธ์(เปอร์เซ็นต์)</b>													
เฉลี่ย	68.0	75.0	75.0	75.0	77.0	82.0	81.0	75.0	70.0	67.0	65.0	65.0	72.9
เฉลี่ยสูงสุด	86.0	90.0	89.0	89.0	91.0	94.0	94.0	91.0	89.0	89.0	86.0	86.0	89.4
เฉลี่ยต่ำสุด	46.0	55.0	55.0	56.0	58.0	63.0	62.0	54.0	47.0	43.0	40.0	42.0	51.8
ต่ำสุด	21.0	31.0	28.0	33.0	40.0	43.0	37.0	29.0	28.0	22.0	18.0	18.0	18.0
<b>จุดน้ำค้าง(องศาเซลเซียส)</b>													
เฉลี่ย	22.5	23.6	23.4	23.1	23.2	23.7	22.7	20.0	17.2	17.4	18.7	20.5	21.3
<b>ปริมาณการระเหยจากภาค(มม.)</b>													
เฉลี่ย-ภาค	173.5	160.4	153.0	150.6	141.8	122.7	121.9	119.1	123.9	126.9	134.9	172.3	1,701.0
<b>เมฆปกคลุม(0-10)</b>													
เฉลี่ย	4.9	6.4	7.1	7.6	8.0	7.6	5.8	4.1	3.4	3.3	3.4	4.4	5.5
<b>ชั่วโมงที่มีแสงแดด(ชม.)</b>													
เฉลี่ย	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>ทัศนวิสัย(กม.)</b>													
เวลา07.00น.	7.0	9.5	10.2	10.1	10.1	9.1	6.6	5.6	5.0	3.4	3.3	5.0	7.1
เฉลี่ย	8.5	10.3	10.8	10.8	10.6	10.2	8.5	7.9	7.4	6.4	6.1	7.0	8.7
<b>ลม(นอต)</b>													
ความเร็วลมเฉลี่ย	1.8	1.5	2.2	2.3	2.1	1.2	1.5	1.8	1.8	1.3	1.5	1.8	1.7
ทิศทาง	SW	SW	W	W	W	W	NE	NE	NE	NE	NE	NE,SW	-
ความเร็วลมสูงสุด	40.0	40.0	33.0	30.0	34.0	32.0	35.0	25.0	25.0	25.0	35.0	33.0	40.0
<b>ฝน(มม.)</b>													
เฉลี่ย	81.9	153.2	109.0	117.9	146.2	210.8	165.4	25.2	3.3	7.8	15.3	35.6	1,071.6
จำนวนวันที่ฝนตก	8.7	15.4	13.9	15.8	16.9	19.9	13.9	4.3	0.7	1.3	2.9	5.4	119.1
ฝนสูงที่สุดใน 24 ชม.	98.4	147.5	107.9	78.0	81.6	122.8	116.2	50.8	31.8	47.0	35.6	100.3	147.5
<b>จำนวนวันที่เกิด</b>													
เมฆหมอก	17.7	1.6	-	-	0.1	1.2	9.7	16.4	23.1	29.0	27.1	26.6	152.5
หมอก	-	0.2	-	-	-	0.5	2.2	1.7	1.0	3.0	3.2	0.5	12.3
ลูกเห็บ	-	0.1	0.1	-	0.1	-	-	-	-	0.1	-	-	0.4
ฟ้าคะนอง	7.8	9.6	6.6	6.4	6.9	9.5	5.0	0.7	0.1	0.1	1.6	4.4	58.7
พายุฝน	0.2	-	-	-	0.3	-	0.1	0.1	-	-	0.1	-	0.8

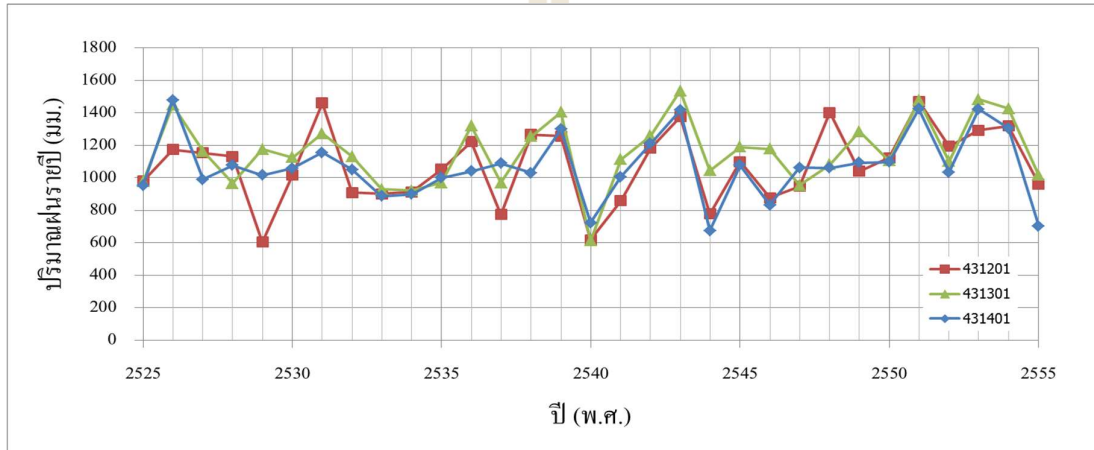


ตารางที่ 4-7 สถิติภูมิอากาศที่สถานีตรวจอากาศ อ.นางรอง จ.บุรีรัมย์ ช่วงปีพ.ศ.2527-2556

สถานีภูมิอากาศ	นางรอง	ความสูงของสถานีเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง	179	เมตร
รหัสสถานี	48436	ความสูงของ Barometer เหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง	181.7	เมตร
เส้นรุ้ง	14 35 N	ความสูงของ Thermometer เหนือระดับน้ำผิวดิน	1.5	เมตร
เส้นแวง	102 48 E	ความสูงของ Wind Vane เหนือระดับน้ำผิวดิน	11	เมตร
		ความสูงของ RainGauge	1	เมตร

	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	รายปี
<b>ความกดอากาศ (เฮกโตปาสกาล)</b>													
เฉลี่ย	1,008.0	1,006.8	1,006.0	1,005.9	1,006.2	1,007.6	1,010.2	1,012.0	1,013.5	1,012.8	1,011.2	1,009.6	1,009.2
เฉลี่ยสูงสุด	1,020.1	1,014.2	1,012.1	1,012.5	1,013.0	1,016.1	1,019.9	1,022.3	1,025.3	1,025.0	1,023.3	1,027.4	1,027.4
เฉลี่ยต่ำสุด	999.2	998.7	998.6	998.4	998.2	999.7	999.5	1,001.1	1,001.9	1,003.6	1,001.9	999.1	998.2
พิสัยรายวันเฉลี่ย	5.50	4.70	4.20	4.10	4.30	4.60	4.70	5.00	5.40	5.70	6.00	5.90	5.01
<b>อุณหภูมิ(องศาเซลเซียส)</b>													
เฉลี่ย	29.5	28.8	28.6	28.1	27.8	27.2	26.5	25.2	23.5	24.2	26.5	28.4	27.0
เฉลี่ยสูงสุด	36.4	34.8	34.2	33.5	33.0	32.1	30.9	30.4	29.7	31.3	33.9	35.6	33.0
เฉลี่ยต่ำสุด	24.2	24.5	24.6	24.2	24.1	23.8	23.0	20.6	17.8	17.8	20.1	22.4	22.3
สูงสุด	41.8	40.7	39.3	38.6	36.8	36.6	37.2	36.4	36.0	37.8	40.4	41.4	41.8
ต่ำสุด	18.8	19.8	21.6	21.2	21.1	20.0	16.3	12.6	8.5	9.4	10.7	11.6	8.5
<b>ความชื้นสัมพัทธ์(เปอร์เซ็นต์)</b>													
เฉลี่ย	70.0	77.0	77.0	79.0	80.0	84.0	82.0	76.0	72.0	69.0	66.0	67.0	75.0
เฉลี่ยสูงสุด	90.0	93.0	92.0	93.0	94.0	96.0	95.0	91.0	90.0	90.0	89.0	88.0	91.7
เฉลี่ยต่ำสุด	46.0	56.0	57.0	59.0	61.0	66.0	65.0	55.0	48.0	44.0	41.0	43.0	53.5
ต่ำสุด	22.0	30.0	37.0	33.0	36.0	45.0	41.0	23.0	28.0	18.0	20.0	21.0	18.0
<b>จุดน้ำค้าง(องศาเซลเซียส)</b>													
เฉลี่ย	22.8	24.0	23.9	23.7	23.8	24.1	23.0	20.1	17.5	17.6	18.9	20.8	21.7
<b>ปริมาณการระเหยจากภาค(มม.)</b>													
เฉลี่ย-ภาค	158.2	144.8	133.6	132.4	126.2	107.0	109.9	116.8	121.3	123.9	129.1	160.2	1,563.4
<b>เมฆปกคลุม(0-10)</b>													
เฉลี่ย	4.4	5.9	6.7	7.3	7.6	7.2	5.2	3.4	2.6	2.3	2.7	3.6	4.9
<b>ชั่วโมงที่มีแสงแดด(ชม.)</b>													
เฉลี่ย	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>ทัศนวิสัย(กม.)</b>													
เวลา07.00น.	7.7	8.8	9.5	9.5	9.5	8.8	7.7	7.2	6.5	5.6	5.6	6.7	7.8
เฉลี่ย	9.2	10.0	10.4	10.4	10.4	10.0	9.2	8.8	8.5	8.0	7.9	8.5	9.3
<b>ลม(นอต)</b>													
ความเร็วลมเฉลี่ย	1.3	1.3	1.6	1.7	1.7	1.3	1.9	2.5	2.5	1.6	1.4	1.4	1.7
ทิศทาง	Vary	SW	SW	SW	SW	SW	NE	NE	NE	NE	NE	NE	-
ความเร็วลมสูงสุด	30.0	31.0	28.0	27.0	27.0	25.0	25.0	31.0	27.0	26.0	27.0	28.0	31.0
<b>ฝน(มม.)</b>													
เฉลี่ย	84.5	169.7	127.0	146.6	181.4	243.8	136.4	34.7	3.2	4.9	19.1	46.5	1,197.8
จำนวนวันที่ฝนตก	8.8	15.6	14.2	16.5	16.7	18.9	11.6	3.9	0.9	1.0	2.4	5.3	115.8
ฝนสูงสุดใน 24 ชม.	82.0	120.5	122.8	94.6	130.1	127.6	130.5	92.7	13.9	35.2	61.9	115.5	130.5
<b>จำนวนวันที่เกิด</b>													
เมฆหมอก	14.2	2.1	0.4	0.1	-	1.2	6.8	14.9	19.2	23.9	24.3	22.9	130.0
หมอก	-	-	-	-	-	-	0.2	0.2	0.8	1.5	0.5	0.1	3.3
ลูกเห็บ	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1
ฟ้าคะนอง	5.3	8.5	5.7	5.4	6.5	7.0	3.0	0.4	0.1	0.1	1.0	2.9	45.9
พายุฝน	0.1	0.1	0.1	-	-	-	-	-	-	0.1	-	-	0.4

จากการวิเคราะห์ปริมาณน้ำฝนรายปี ตลอด 30 ปี ตั้งแต่ปี พ.ศ.2525-2555 ดังรูปที่ 4-3 เพื่อเลือกปีที่จะเป็นตัวแทน ของปีน้ำมากปีน้ำน้อย และปีน้ำปกติ เพื่อใช้เป็นปีตัวแทนในการวิเคราะห์การคายระเหยของพื้นที่ศึกษา ซึ่งพบว่า ปี พ.ศ.2543 เป็นปีน้ำมาก พ.ศ.2540 เป็นปีน้ำน้อย และปี พ.ศ.2549 เป็นปีน้ำปกติ โดยใช้วิธีของ Penman–Monteith ในการวิเคราะห์ค่าการคายระเหย (Evapotranspiration) ค่าที่ได้นั้นถูกแสดงในตารางที่ 4-8 ในพื้นที่ศึกษานี้ มีค่าการคายระเหยเฉลี่ยที่ 4.45 มิลลิเมตร/วัน



รูปที่ 4-3 ปริมาณฝนรายปี ทั้งสถานี 3 สถานีตรวจอากาศในจังหวัดนครราชสีมา

#### 4.2.2 ข้อมูลปริมาณน้ำฝน

การศึกษาปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลบน ซึ่งมีสถานีวัดน้ำฝนที่มีข้อมูลสมบูรณ์ที่สุดทั้งหมด 77 สถานี แสดงดังรูปที่ 4-4 และตารางที่ 4-10 โดยแบ่งการวิเคราะห์ออกเป็น การวิเคราะห์ปริมาณน้ำฝนรายปี การผันแปรตามฤดูกาล และการกระจายของปริมาณน้ำฝนรายเดือนเฉลี่ย โดยสามารถสรุปผลการวิเคราะห์ได้ดังนี้

- 1) ปริมาณน้ำฝนรายปีและรายเดือนในพื้นที่ลุ่มน้ำของจังหวัดนครราชสีมา และจังหวัดบุรีรัมย์

รวบรวมข้อมูลจากกรมชลประทาน กรมอุตุนิยมวิทยา และกรมทรัพยากรน้ำ ข้อมูลล่าสุดถึงปี พ.ศ.2558 จำนวน 77 สถานี ดังแสดงตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝนในรูปที่ 4-4 และแสดงรายชื่อสถานีวัดน้ำฝน ช่วงปีสถิติข้อมูล และปริมาณน้ำฝนรายเดือนเฉลี่ย ไว้ในตารางที่ 4-10 และ การกระจายของฝนในเชิงพื้นที่ แสดงโดยเส้นชั้นน้ำฝน รายปีเฉลี่ยในรูปที่ 4-5 ตัวอย่างเส้นชั้นน้ำฝนรายเดือนเฉลี่ย เดือนตุลาคมแสดงในรูปที่ 4-6 ส่วนข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายเดือนและรายปีเฉลี่ยแต่ละสถานีวัดน้ำฝนแสดงในตารางที่ 4-11

ตารางที่ 4-8 การคายระเหยจากข้อมูลสถานีกรมอุตุนิยมวิทยาในช่วงข้อมูล 30 ปี (ปีพ.ศ.2527-2556)

เดือน	การคายระเหย (มิลลิเมตร/วัน)								
	สถานี 430201			สถานี 430301			สถานี 430301		
	ปีน้ำมาก	ปีน้ำน้อย	ปีน้ำปกติ	ปีน้ำมาก	ปีน้ำน้อย	ปีน้ำปกติ	ปีน้ำมาก	ปีน้ำน้อย	ปีน้ำปกติ
มกราคม	4.18	4.23	4.11	5.07	5.11	5.44	4.02	4.15	4.24
กุมภาพันธ์	3.91	3.80	3.84	4.24	4.16	4.54	3.72	3.79	4.23
มีนาคม	3.90	3.68	3.87	4.01	3.46	4.31	3.80	3.62	4.47
เมษายน	4.09	3.95	3.84	3.48	3.22	3.34	3.87	3.98	4.48
พฤษภาคม	4.49	4.37	4.62	3.48	3.61	3.91	4.30	4.47	5.12
มิถุนายน	5.10	4.82	5.14	4.31	3.82	4.58	4.92	4.84	5.96
กรกฎาคม	5.39	5.04	5.12	3.99	3.83	3.79	5.10	5.06	5.36
สิงหาคม	5.36	5.05	5.11	3.93	4.33	4.26	4.99	5.07	5.30
กันยายน	4.83	4.80	4.88	3.64	3.30	3.44	4.81	4.76	4.82
ตุลาคม	4.92	4.82	4.84	4.21	3.74	4.10	4.81	4.77	4.85
พฤศจิกายน	4.89	4.78	4.71	4.73	4.28	4.62	4.79	4.61	4.70
ธันวาคม	4.61	4.62	4.47	5.12	5.12	5.57	4.39	4.44	4.52
เฉลี่ย	4.64	4.50	4.55	4.19	4.00	4.32	4.46	4.46	4.84

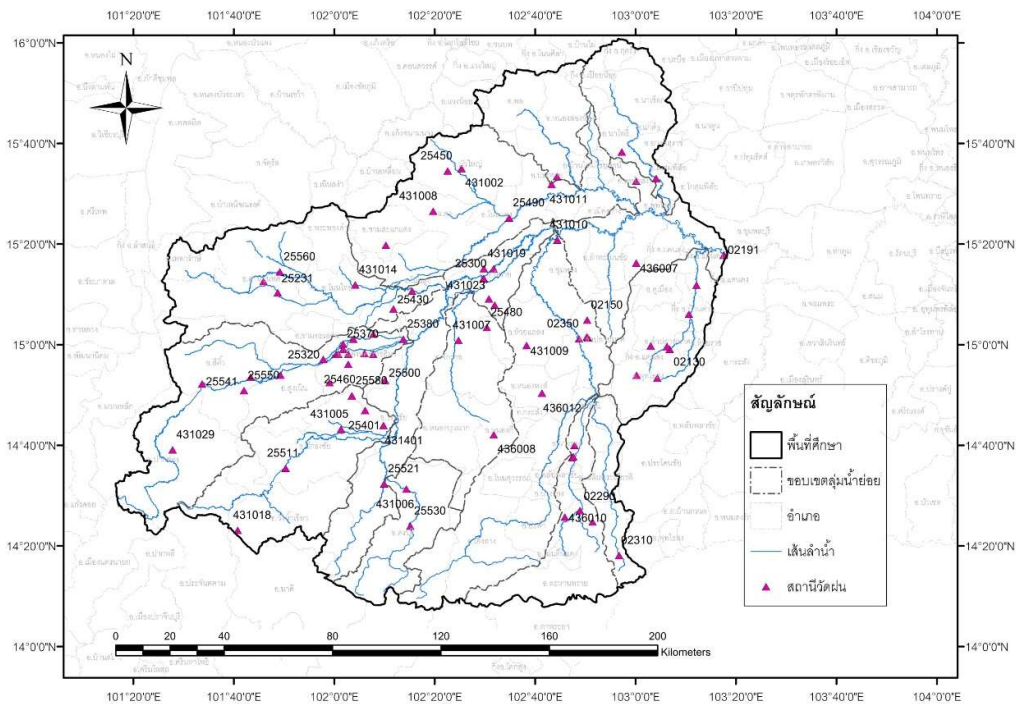
- จากข้อมูลปริมาณน้ำฝน ณ ตำแหน่งสถานีต่าง ๆ สามารถนำมาจัดทำเป็นแผนที่เส้นชั้นน้ำฝน สูงสุด 1 วัน 2 วัน 3 วัน 5 วัน 7 วัน 9 วัน ของลุ่มน้ำมูลบน แสดงไว้ในตารางที่ 4-12 และรูปที่ 4-7 (ก) ถึง (จ)
- การคำนวณจำนวนวันฝนตกรายเดือนและรายปีเฉลี่ยสำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบนได้ใช้วิธีเดียวกันกับการคำนวณปริมาณฝนรายเดือนและรายปี ซึ่งสามารถสรุปได้ ดังแสดงในตารางที่ 4-9

ตารางที่ 4-9 จำนวนวันฝนตกรายเดือนและรายปีเฉลี่ย

เดือน	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	ทั้งปี
ฝนตกเฉลี่ย (วัน)	8.7	14.7	14.1	15.7	17.3	19.1	12.4	4	1.4	1.3	2.5	5.5	120.9

จำนวนวันฝนตกรายเดือนเฉลี่ยมีค่าอยู่ระหว่าง 1.3 ถึง 19.1 วัน โดยเดือนที่มีจำนวนวันฝนตกน้อยที่สุด คือ เดือนมกราคม ส่วนเดือนที่มีจำนวนวันฝนตกมากที่สุด คือ เดือนกันยายน และรวมทั้งปีมีค่าเฉลี่ยประมาณ 120.9 วัน โดยจำนวนวันฝนตกในช่วงฤดูฝนเฉลี่ย 82.6 วัน และในช่วงแล้งเฉลี่ย 38.3 วัน

- 4) ปริมาณฝนเฉลี่ยเชิงพื้นที่ในกลุ่มน้ำย่อย  
จากตำแหน่งสถานีวันน้ำฝน 38 สถานี ที่คัดเลือกแล้ว ภายในลุ่มน้ำมูลตอนบน  
ดังแสดงในรูปที่ 4-8 ร่วมกับสถานีวัดน้ำฝนที่อยู่ภายนอกลุ่มน้ำมูลตอนบน  
นำมาแบ่งพื้นที่ตามวิธี Thiessen Polygon เพื่อใช้ในการคำนวณค่าถ่วงน้ำหนัก  
สำหรับการคำนวณปริมาณฝนเฉลี่ยทั้งพื้นที่ ดังแสดงในรูปที่ 4-9
- 5) การตรวจสอบความเที่ยงตรงของข้อมูลฝนแต่ละสถานี ด้วยวิธีเส้นโค้งสะสม  
(Double mass curve) แสดงตัวอย่างผลการวิเคราะห์ในรูปที่ 4-10
- 6) ปริมาณฝนเฉลี่ยทั้งพื้นที่ของพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย 14 ลุ่มน้ำ โดยใช้ค่าถ่วงน้ำหนักจาก  
ข้อ 5 นำมาคำนวณหาปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยของ 14 ลุ่มน้ำย่อย ดังแสดงผล  
ในตารางที่ 4-13 รูปที่ 4-11 แสดง ปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยของ 14 ลุ่มน้ำย่อย รูปที่  
4-12 แสดงปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยของลุ่มน้ำตัวอย่าง 8 ลุ่มน้ำย่อย



รูปที่ 4-4 ตำแหน่งสถานีวัดน้ำฝน 77 สถานี

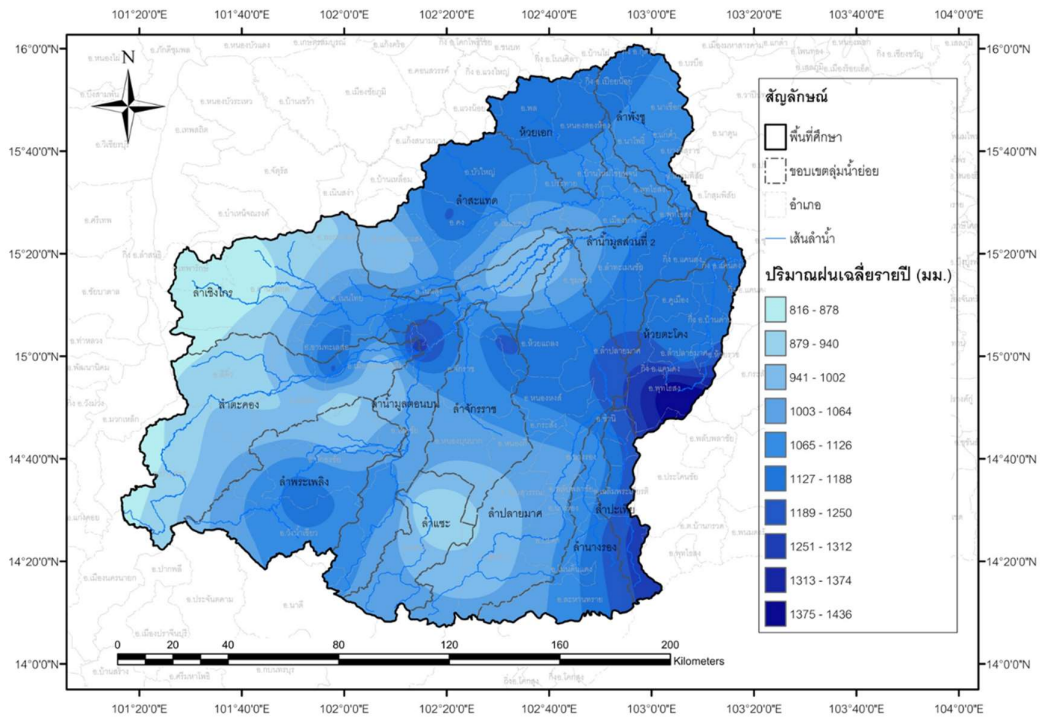
ตารางที่ 4-10 สถานีวัดน้ำฝน ที่นำมาใช้ในการวิเคราะห์ ทั้งพื้นที่ศึกษา

ลำดับ	รหัสสถานี	ลำน้ำ	ตำแหน่ง	จังหวัด	ระวาง	E	N
1	02110	ลำนางรอง	หนองท่าโลก(Tnk.5) อ.นางรอง	บุรีรัมย์	5538 II	909141	1624857
2	02120	ห้วยตาแดง	ห้วยท่าลาด(Tnk.35) อ.เมือง	บุรีรัมย์	5638 IV	938359	1650103
3	02130	ห้วยตาแดง	สำนักชลประทาน	บุรีรัมย์	5638 IV	942582	1660770
4	02140	ลำปลายมาศ	ห้วยคินู อ.ลำปลายมาศ	บุรีรัมย์	5539 II	913315	1664433
5	02150	ลำปลายมาศ	ห้วยใหญ่ อ.ลำปลายมาศ	บุรีรัมย์	5539 II	912878	1670921
6	02160	ลำนางรอง	หนองตามู อ.นางรอง	บุรีรัมย์	5538 II	908354	1620322
7	02170	ห้วยตาแดง	ห้วยช่อรักษ์มาก อ.เมืองบุรีรัมย์	บุรีรัมย์	5638 IV	935772	1661852
8	02191	ลำน้ำมูลส่วนที่2	แม่น้ำมูล อ.สตึก	บุรีรัมย์	5639 I	961298	1695763
9	02201	ลำพังชู	ลำพังชู อ.พนาโฮง	บุรีรัมย์	5640 III	936558	1723405
10	02220	ห้วยตาแดง	ห้วยเสว อ.กระสัง	บุรีรัมย์	5638 IV	930904	1650976
11	02271	ห้วยตาแดง	ลำตะคอง อ.สตึก	บุรีรัมย์	5639 III	951721	1684474
12	02290	ลำนางรอง	ลำนางรอง อ.ละหานทราย	บุรีรัมย์	5537 I	911484	1600978
13	02310	ลำปะเทีย	ลำปะเทีย	บุรีรัมย์	5537 I	925804	1584714
14	02350	ลำปลายมาศ	สถานีสูบน้ำลำปลายมาศ	บุรีรัมย์	5539 II	910090	1664011
15	25231	ลำเชิงไกร	ห้วยหลักกุดปลาแก้ง (M.103) อ.ด่านขุนทด	นครราชสีมา	5339 II	802231	1679279
16	25291	ลำตะคอง	สำนักงานชลประทานที่ 6 อ.เมือง	นครราชสีมา	5438 IV	823400	1657012
17	25300	ลำน้ำมูล	สกอ. พิมาย	นครราชสีมา	5439 II	875713	1685481
18	25310	ลำตะคอง	สกอ.มะขามเฒ่า	นครราชสีมา	5438 IV	824154	1657022
19	25320	ลำตะคอง	สกอ.โคกแฝก	นครราชสีมา	5338 I	818796	1655100
20	25330	ลำตะคอง	สกอ. จอหอ	นครราชสีมา	5439 III	836536	1664571
21	25340	ลำตะคอง	สกอ. โพนเตี้ย	นครราชสีมา	5439 III	825825	1660733
22	25350	ลำตะคอง	สกอ. โคนชุม	นครราชสีมา	5438 IV	827706	1657071
23	25360	ลำตะคอง	สกอ. นาดม	นครราชสีมา	5439 III	829459	1662633
24	25370	ลำตะคอง	สกอ. บ้านทุ่ง	นครราชสีมา	5438 IV	825851	1658884
25	25380	ลำตะคอง	สกอ. ก้านพรหม	นครราชสีมา	5439 III	847325	1662888
26	25390	ลำตะคอง	สกอ. กลอยงาม	นครราชสีมา	5438 IV	836640	1657195
27	25401	ลำพระเพลิง	ห้วยยาง (TNK.15) อ.ปักธงชัย	นครราชสีมา	5438 IV	834021	1636535
28	25420	ลำตะคอง	ห้วยบ้านยาง (TNK.43)อ.เมืองนครราชสีมา	นครราชสีมา	5338 I	821172	1646583
29	25430	ลำเชิงไกร	บึงถนนหัก (TNK.44) อ.โนนสูง	นครราชสีมา	5439 III	843612	1673911
30	25440	ห้วยเอ็ก	บึงกระทุม (TNK.45) อ.บัวใหญ่	นครราชสีมา	5540 III	901201	1723456
31	25450	ลำสะแก	ห้วยน้ำเค็ม (TNK.46) อ.บัวใหญ่	นครราชสีมา	5440 II	862187	1724843
32	25460	ลำตะคอง	อ.เมืองนครราชสีมา (TNK.50)	นครราชสีมา	5438 IV	827757	1653372
33	25480	ลำจักรราช	ลำอวมก (TNK.87) อ.ห้วยแถลง	นครราชสีมา	5539 III	877075	1667641
34	25490	ลำสะแก	ปตร.ลำสะแก	นครราชสีมา	5539 IV	884379	1707962
35	25500	ลำน้ำมูล	หนองแหน (TNK.108)	นครราชสีมา	5438 IV	840975	1647720
36	25511	ลำพระเพลิง	ลำพระเพลิง (M.33) อ.ปักธงชัย	นครราชสีมา	5338 II	805848	1614946
37	25521	ลำน้ำมูลตอนบน	แม่น้ำมูลบน (M.49A) อ.ครบุรี	นครราชสีมา	5438 III	841187	1609687
38	25530	ลำแจะ	ลำแจะบน (M.81) อ.ครบุรี	นครราชสีมา	5437 I	850791	1594348
39	25541	ลำตะคอง	ลำตะโขง (M.38C) อ.สีคิ้ว	นครราชสีมา	5338 IV	775634	1645518
40	25550	ลำตะคอง	ห้วยซั้วประดู่ (TNK.112) อ.สีคิ้ว	นครราชสีมา	5338 IV	790628	1643270

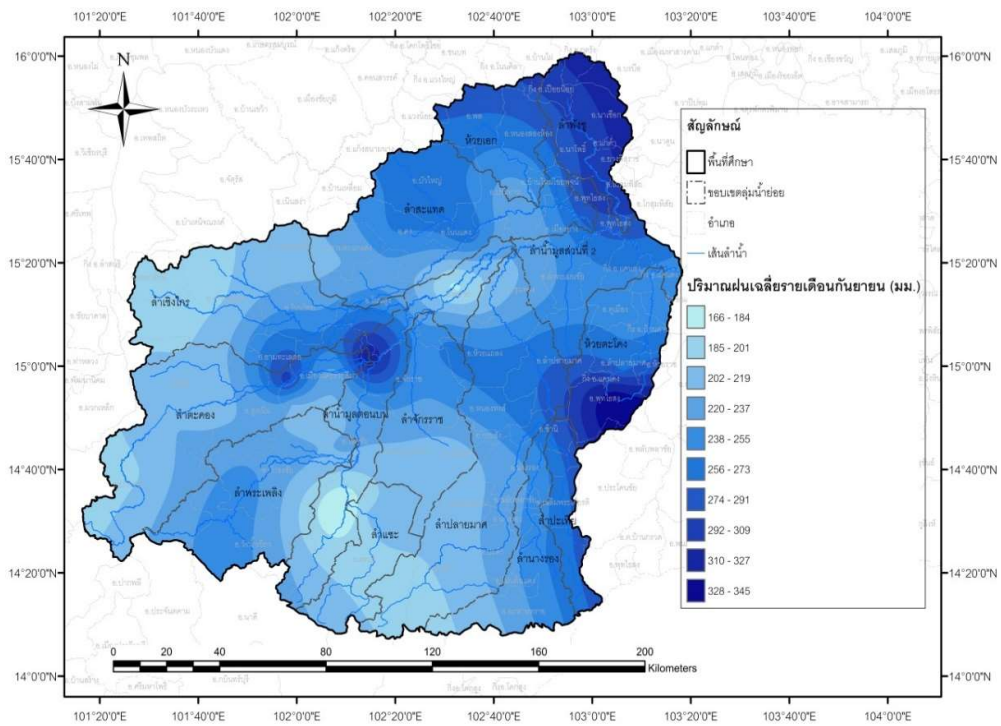
ตารางที่ 4-10 (ต่อ) สถานีวัดน้ำฝน ที่นำมาใช้ในการวิเคราะห์ ทั้งพื้นที่ศึกษา

ลำดับ	รหัสสถานี	ลำน้ำ	ตำแหน่ง	จังหวัด	ระวาง	E	N
41	25560	ลำเชิงไกร	หนองกก (TNK.121) อ.โนนไทย	นครราชสีมา	5339 II	802885	1686972
42	25580	ลำพระเพลิง	ห้วยยาง (M.97)	นครราชสีมา	5438 IV	829207	1641830
43	25731	จำจักรราช	แม่น้ำมูล (M.2) อ.จักราช	นครราชสีมา	5539 III	874336	1705544
44	431002	ลำสะเทต	ที่ว่าการอำเภอบัวใหญ่	นครราชสีมา	5440 II	867111	1725808
45	431007	ลำจักรราช	ที่ว่าการอำเภอจักราช	นครราชสีมา	5439 II	867030	1662752
46	431401	ลำพระเพลิง	สอท.โชคชัย*	นครราชสีมา	5438 III	840671	1631101
47	431010	ลำปลายมาศ	ที่ว่าการอำเภอชุมพวง	นครราชสีมา	5539 IV	901715	1700133
48	431003	ลำเชิงไกร	ที่ว่าการอำเภอด่านขุนทด	นครราชสีมา	5339 II	797125	1683366
49	431009	ลำปลายมาศ	ที่ว่าการอำเภอห้วยแถลง	นครราชสีมา	5538 IV	891394	1661257
50	431012	ลำสะเทต	ที่ว่าการอำเภอขามสะแกแสง	นครราชสีมา	5439 IV	840582	1697250
51	431006	ลำแจะ	ที่ว่าการอำเภอครบุรี	นครราชสีมา	5438 III	849196	1607894
52	431008	ลำสะเทต	ที่ว่าการอำเภอกง	นครราชสีมา	5439 I	857263	1709997
53	436007	ลำน้ำมูล	ที่ว่าการอำเภอคูเมือง	บุรีรัมย์	5639 IV	930045	1692204
54	436002	ลำนางรอง	ที่ว่าการอำเภอละหานทราย	บุรีรัมย์	5537 I	916089	1596865
55	436003	ลำปลายมาศ	ที่ว่าการอำเภอลำปลายมาศ	บุรีรัมย์	5539 II	912878	1664736
56	431201	ลำตะคอง	สตอ.นครราชสีมา*	นครราชสีมา	5438 IV	833514	1657451
57	436001	ห้วยตาแดง	ที่ว่าการอำเภอเมือง	บุรีรัมย์	5638 IV	941594	1661738
58	436011	ลำพังชู	ที่ว่าการอำเภอนาโพธิ์	บุรีรัมย์	5540 II	924129	1732894
59	436401	ลำนางรอง	สอท.นางรอง*	บุรีรัมย์	5538 II	908778	1620728
60	431017	ลำเชิงไกร	ที่ว่าการอำเภอโนนสูง	นครราชสีมา	5439 II	850185	1680554
61	431014	ลำเชิงไกร	ที่ทำการไปรษณีย์อำเภอโนนไทย	นครราชสีมา	5439 III	829826	1682541
62	436012	ลำปลายมาศ	ที่ว่าการอำเภอหนองหงส์	บุรีรัมย์	5538 IV	897176	1643843
63	436008	ลำจักรราช	ที่ว่าการอำเภอหนองกี่	บุรีรัมย์	5538 III	880175	1628299
64	436010	ลำนางรอง	ที่ว่าการอำเภอปะคำ	บุรีรัมย์	5537 I	906124	1598484
65	431005	ลำพระเพลิง	ที่ว่าการอำเภอปักธงชัย	นครราชสีมา	5438 III	825495	1629530
66	431001	ลำน้ำมูลตอนบน	ที่ว่าการอำเภอพิมาย	นครราชสีมา	5439 II	875603	1685656
67	436013	ลำน้ำมูล	สถานีทดลองไหมพุดโรสง อ.พุดโรสง	บุรีรัมย์	5640 III	929485	1722284
68	431011	ลำสะเทต	ที่ว่าการอำเภอประทาย	นครราชสีมา	5540 III	899318	1720530
69	436004	ลำน้ำมูลส่วนที่2	ที่ว่าการอำเภอสตึก	บุรีรัมย์	5639 I	961193	1695627
70	431015	ลำตะคอง	ที่ทำการไปรษณีย์อำเภอสีคิ้ว	นครราชสีมา	5338 IV	792937	1648214
71	431004	ลำตะคอง	ที่ว่าการอำเภอสูงเนิน	นครราชสีมา	5338 I	803586	1649055
72	431018	ลำพระเพลิง	สถานีทดลองพืชไร่บ้านใหม่ลำไโรง	นครราชสีมา	5337 IV	788973	1591978
73	431021	ลำน้ำมูลตอนบน	โรงเรียนบ้านท่าหลวง อ.พิมาย	นครราชสีมา	5539 IV	879203	1689227
74	436020	ห้วยตาแดง	ที่ว่าการ กิ่ง อ.บ้านด่าน	บุรีรัมย์	5639 III	949233	1673802
75	431301	ลำตะคอง	สภ.ปากช่อง	นครราชสีมา	5238 II	765350	1621237
76	431023	ลำน้ำมูลตอนบน	นิคมสร้างตนเองพิมาย อ.พิมาย	นครราชสีมา	5539 III	877661	1678121
77	431019	ลำน้ำมูลตอนบน	สถานีทดลองข้าวพิมาย อ.พิมาย	นครราชสีมา	5439 I	875654	1689170





รูปที่ 4-5 เส้นชั้นน้ำฝนเฉลี่ยรายปี



รูปที่ 4-6 เส้นชั้นน้ำฝน ของฝนเฉลี่ยรายเดือนกันยายน

ตารางที่ 4-11 ปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือน และรายปีเฉลี่ย จากแต่ละสถานีวัดน้ำฝน

ลำดับ	รหัสสถานี	ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ย (มม.)												รายปี
		เม.ย	พ.ค	มิ.ย	ก.ค	ส.ค	ก.ย	ต.ค	พ.ย	ธ.ค	ม.ก	ก.พ	มี.ค	
1	02110	44.0	122.3	127.8	144.9	159.6	241.6	143.9	23.0	0.6	1.5	11.3	27.3	1078.0
2	02120	78.0	177.9	186.6	173.7	212.3	341.9	154.5	35.3	1.8	4.0	16.6	42.7	1428.3
3	02130	78.4	185.4	184.7	159.1	177.6	316.0	134.2	29.7	1.6	0.5	7.2	31.8	1286.5
4	02140	64.6	146.2	158.6	154.6	181.6	269.2	116.8	27.3	2.0	1.7	9.7	39.7	1169.3
5	02150	71.2	153.7	157.2	172.9	179.4	260.9	110.5	29.8	1.7	0.5	8.9	33.2	1174.8
6	02160	30.9	159.9	107.6	143.7	163.3	271.4	122.7	20.9	1.2	2.8	12.3	19.7	1095.0
7	02170	80.7	183.8	178.4	171.5	185.3	303.0	127.0	33.3	2.0	2.2	17.3	36.6	1321.0
8	02191	59.1	152.0	152.8	174.3	196.3	231.6	107.8	20.7	0.5	5.1	11.8	27.6	1123.6
9	02201	62.8	209.3	183.0	171.4	163.6	230.2	98.3	23.0	0.8	2.3	18.3	34.8	1194.6
10	02220	32.9	142.7	162.7	151.7	199.9	269.5	118.6	29.9	0.9	0.8	5.5	26.0	1128.4
11	02271	63.3	159.5	91.0	164.9	146.6	310.3	146.3	14.3	0.1	2.6	10.6	11.4	982.7
12	02290	47.8	126.5	135.3	127.5	127.1	253.6	160.0	29.2	4.6	2.4	8.7	38.9	1047.6
13	02310	26.6	121.5	130.0	89.5	40.8	96.4	82.7	53.6	0.0	0.0	0.0	0.0	425.7
14	02350	75.7	174.5	105.9	33.0	65.5	317.3	46.9	66.7	0.0	0.0	0.0	0.0	885.5
15	25231	50.7	153.2	96.5	116.6	109.1	243	152.4	23.2	2.2	4.7	12.5	31.9	997.6
16	25291	56.9	142.6	104.4	112.1	122.9	250.2	137.7	26.5	1.8	5.2	15.7	29.6	1013.1
17	25300	75.6	168.5	133.6	174.7	163.7	264.9	122.9	22.1	0.9	6.1	14.7	40.4	1214.9
18	25310	50.7	153.2	96.5	116.6	109.1	242.9	152.4	23.2	2.2	4.7	12.5	32	997.6
19	25320	59	187.5	116.2	122.8	133.5	295.2	183.6	28.3	2.9	3.3	18.9	35.2	1190.8
20	25330	61.6	146.2	97.2	126.3	146.4	254	136.2	18.85	1.9	2.3	10.4	30.4	1043.9
21	25340	57.6	145.7	104.2	109.1	131	242.3	150.9	21.5	2.6	4.7	13.6	29.8	1018.2
22	25350	55	145.5	96	105.4	129.3	239.9	174.2	20	2.4	4.6	13.9	31	989.9
23	25360	60.5	156.3	109.4	119.2	149	259.7	148.9	26.5	1.4	5	10.1	33.8	1092.1
24	25370	61.9	158.7	113.3	129.6	139.6	268.1	161.9	25.6	2.5	5.2	16.9	37.7	1118.7
25	25380	82.7	155.7	132.6	144	170.7	321.8	166.8	27.9	2.4	3	14.2	37.6	1262.2

ตารางที่ 4-11 (ต่อ) ปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือน และรายปีเฉลี่ย จากแต่ละสถานีวัดน้ำฝน

ลำดับ	รหัสสถานี	ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ย (มม.)												รายปี
		0	เม.ย	พ.ค	มิ.ย	ก.ค	ส.ค	ก.ย	ต.ค	พ.ย	ธ.ค	ม.ก	ก.พ	
26	25390	50.8	125.7	95.5	114.2	125.5	226	130.7	19	2.6	4.2	13.2	34.4	946.7
27	25401	43.5	141.2	96	105	122.4	235.3	168.6	25.2	1.2	3.1	10.2	21.7	971.9
28	25410	66.1	152.7	110.2	146.2	154.4	250.3	137.5	18.46	0.8	1.6	6.6	29.8	1081.6
29	25420	43	134.5	96.4	96.6	114.2	219	137.7	24.5	7	4.1	9.9	27.3	923.6
30	25430	37.8	143.3	79.6	119.6	114.8	190.8	99.7	17.7	0.3	0.2	0.1	20	905.2
31	25440	57.3	139.8	129.3	114.6	151.7	265.5	104.8	20.8	0.5	2.2	10.9	22.5	1047.2
32	25450	77.6	150.6	148.2	127.7	141.6	288.1	123.7	19.9	2.9	3.8	5.4	29.1	1118.1
33	25460	51	161.2	91.5	83.6	91.9	236.7	156.1	28.4	1.7	0	0	18.9	868.5
34	25480	67.5	177.2	124	164.6	178.26	259.9	137.6	56.7	1.5	1	12.1	44.2	1201.3
35	25490	58.9	134.8	132.9	129.4	134.4	265.5	97.7	20.5	0.8	0.9	7.3	20.7	1017.7
36	25500	32.1	100	71.8	89.1	117.1	210.6	110	26.6	1.4	2	1.3	16.7	799.5
37	25511	85	140.8	94.7	108	117.6	241.5	202.5	34.6	4	6.6	18.3	44.3	1137.3
38	25521	78.1	123.2	98.4	99.2	128.3	233.5	166.0	39.5	5.1	13.9	13.1	38.4	1077.1
39	25530	80.5	136.1	90.9	99.2	108.9	222.8	154.1	39.6	3.7	6.1	17.8	68.9	1043.2
40	25541	84	126.9	66.6	75.7	111.4	218.4	158.9	31.3	3.3	8.14	21.6	48	929.9
41	25550	69.8	131.8	67.9	94	108.4	221.8	147.8	28.4	1.4	6.6	11.5	29.5	952
42	25560	39.4	150.1	89.8	111.9	98.4	220.9	111.4	18.6	1.4	1.1	5.3	22.6	916.6
43	25580	64.4	127.2	90.6	122.2	138.1	208	144.3	19.5	3.6	3.9	18	32.2	945.8
44	431002	81.8	163.2	147.7	135.8	158.1	261.8	119.2	16.2	2.8	4.8	17.3	41.7	1154.8
45	431007	67.6	145.4	129.1	136.9	157.5	244.9	134	23	1.7	3.6	16.7	37	1097.7
46	431401	69.6	131.7	103.4	114.5	130.3	220.8	165.7	30	2.6	6.6	14.8	31.7	1044.8
47	431010	64	143	130.8	124.2	138.1	220.1	93.7	22.3	2.2	2.9	11.9	26.4	1005.1
48	431003	75.4	152.8	85	87.7	104.7	203.3	119.8	18	1.7	5.7	18.6	35.1	877.1
49	431009	81	155.4	144.5	151.1	189.3	260.4	122.6	22.3	2.8	2.6	11.5	31	1165.5
50	431012	54	127.4	103	115.6	146.2	220.9	99.9	14.7	3.2	7.2	13	20.2	945.3

ตารางที่ 4-11 (ต่อ) ปริมาณฝนเฉลี่ยรายเดือน และรายปีเฉลี่ย จากแต่ละสถานีวัดน้ำฝน

ลำดับ	รหัสสถานี	ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ย (มม.)												รายปี มม.
		0	ม.ย	พ.ค	มิ.ย	ก.ค	ส.ค	ก.ย	ต.ค	พ.ย	ธ.ค	ม.ก	ก.พ	
51	431006	74.1	111.8	83.8	95.5	110.6	202.1	137.1	31.3	2.8	4	12.6	49.1	914.3
52	431008	81.7	172.4	134.8	146.4	164.4	255.9	139	20.7	3.5	7.1	14.7	41.9	1186.1
53	436007	74.3	148.6	146.8	153.1	177.9	248.7	152.4	17.9	2.0	2.0	8.9	39.1	1184.0
54	436002	78.4	141.3	153.2	148.9	178.6	257.9	152.2	35.0	4.4	4.5	14.9	30.0	1205.7
55	436003	77.5	166.4	163.2	176.5	179.1	262.2	140.0	33.6	1.8	4.0	12.8	38.2	1221.3
56	431201	76	161.2	112.2	122.2	145.9	244.1	152.7	21.8	2.1	6.3	20.2	39.4	1104.7
57	436001	78.4	147.2	141.2	142.1	193.2	268.5	132.1	23.3	3.1	2.9	13.5	26.3	1160.5
58	436011	51.0	152.2	150.0	160.1	178.7	210.5	102.7	25.5	1.3	0.6	8.9	41.4	1120.6
59	436401	77.5	158.0	139.1	149.1	183.3	266.9	159.5	29.4	2.7	5.1	21.0	36.6	1240.7
60	431017	90.9	144.7	98.9	136	122.8	292.2	100	17.4	6	8.1	13.5	20.4	980.2
61	431014	75.0	169.2	127.1	152.4	161.6	231.7	116.7	20.6	2.1	8.3	15.5	38.8	1104.6
62	436012	69.4	141.9	123.7	143.3	172.6	207.0	140.0	17.6	1.9	4.2	15.9	31.7	1062.3
63	436008	65.2	134.2	103.1	124.7	162.6	210.2	156.5	28.2	1.8	2.9	16.3	41.9	1039.3
64	436010	71.6	127.0	117.5	135.7	155.8	239.2	165.1	29.9	2.4	4.4	12.2	48.6	1100.0
65	431005	66.7	128.6	90.9	103.3	124.7	225.1	153.7	30.0	3.9	3.8	13.3	30.1	975.5
66	431001	64.2	136.5	122.3	135.7	149.3	221.6	119.1	16.9	1.3	4.0	13.0	31.2	1015.0
67	436013	59.7	153.0	131.6	135.0	185.6	295.7	96.7	11.8	2.1	4.1	16.2	42.0	1103.7
68	431011	69.7	147.88	151.47	146.05	167.61	224.05	93.98	16.96	3.45	5.32	16.02	30.61	1090.94
69	436004	75.2	160.1	161.9	176.3	189.2	260.8	115.0	21.3	0.8	3.1	14.6	29.4	1201.7
70	431015	75.2	138.8	85.0	84.3	113.6	208.3	151.1	22.4	2.2	3.9	15.4	35.6	928.8
71	431004	74.4	155.4	87.2	101.0	111.3	218.4	153.1	24.2	2.1	5.3	16.8	30.9	977.8
72	431018	92.8	153.8	80.1	86.3	119.0	239.9	162.7	32.2	4.8	9.7	18.4	48.3	1049.9
73	431021	62.4	146.5	111.8	142.5	135.7	181.4	117.3	18.7	1.1	1.9	24.7	38.2	951.1
74	436020	42.0	90.0	119.9	146.8	250.7	219.9	65.0	25.8	0.0	2.0	1.9	43.1	1097.0
75	431029	92.0	123.5	79.0	82.1	108.1	201.1	141.0	18.4	2.6	4.7	23.3	51.3	902.2
76	431023	62.6	150.6	112.8	134.1	170.4	230.8	125.3	20.1	1.5	4.7	18.0	31.8	1053.6
77	431019	75.0	169.2	127.1	152.4	161.6	231.7	116.7	20.6	2.1	8.3	15.5	38.8	1104.6

ตารางที่ 4-12 ปริมาณฝนสูงสุด 1 2 3 5 7 และ 9 วัน

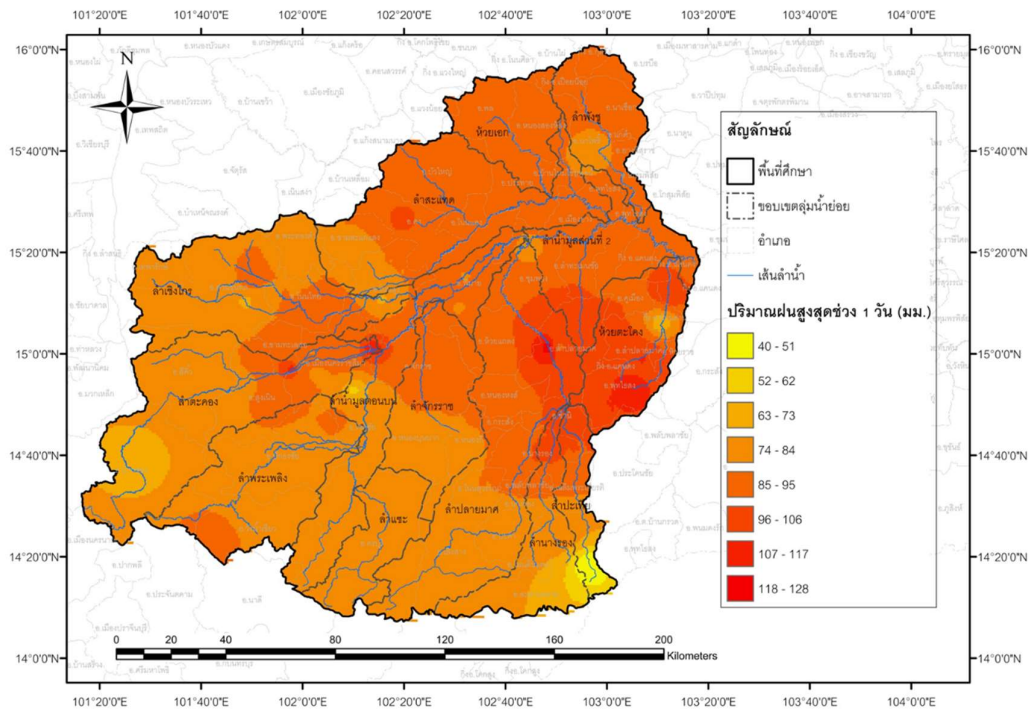
ลำดับ	รหัสสถานี	UTM		ปริมาณฝนสูงสุด (มิลลิเมตร)					
		E	N	1 วัน	2 วัน	3 วัน	5 วัน	7 วัน	9 วัน
1	02110	909141	1624857	99	111	126	149	171	191
2	02120	938359	1650103	114	138	161	190	220	236
3	02130	942582	1660770	109	140	156	183	208	236
4	02140	913315	1664433	88	113	131	157	175	201
5	02150	912878	1670921	104	123	141	163	186	203
6	02160	908354	1620322	95	114	123	146	171	187
7	02170	935772	1661852	97	120	140	166	190	214
8	02191	961298	1695763	92	116	132	150	170	189
9	02201	936558	1723405	94	123	147	178	198	216
10	02220	930904	1650976	106	131	141	168	192	210
11	02271	951721	1684474	105	112	130	153	162	179
12	02290	911484	1600978	74	90	97	112	136	152
13	02310	925804	1584714	40	64	64	74	104	109
14	02350	910090	1664011	130	139	179	198	198	215
15	25231	802231	1679279	71	91	112	139	165	178
16	25291	823400	1657012	83	103	145	140	158	172
17	25300	875713	1685481	100	122	140	160	183	205
18	25310	824154	1657022	85	107	121	141	160	175
19	25320	818796	1655100	110	136	157	181	205	225
20	25330	836536	1664571	89	116	132	157	178	192
21	25340	825825	1660733	83	103	120	141	160	175
22	25350	827706	1657071	84	105	120	143	162	178
23	25360	829459	1662633	87	109	128	151	172	194
24	25370	825851	1658884	95	115	133	157	179	198
25	25380	847325	1662888	114	139	162	195	219	241

ตารางที่ 4-12 (ต่อ) ปริมาณฝนสูงสุด 1 2 3 5 7 และ 9 วัน

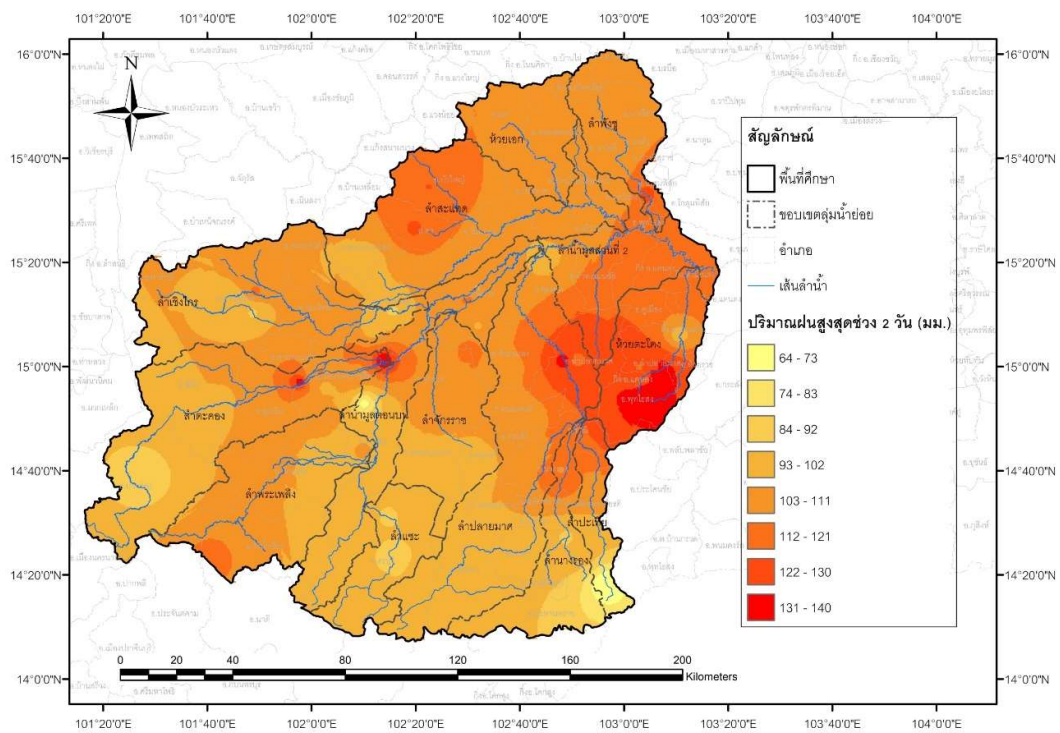
ลำดับ	รหัสสถานี	UTM		ปริมาณฝนสูงสุด (มิลลิเมตร)					
		E	N	1 วัน	2 วัน	3 วัน	5 วัน	7 วัน	9 วัน
26	25390	836640	1657195	88	108	120	141	161	175
27	25401	834021	1636535	93	99	116	144	170	186
28	25410	879742	1675872	85	101	114	140	164	183
29	25420	821172	1646583	91	108	123	147	160	182
30	25430	843612	1673911	85	96	105	122	142	204
31	25440	901201	1723456	88	102	121	153	178	200
32	25450	862187	1724843	93	121	138	166	193	211
33	25460	827757	1653372	77	93	111	129	149	163
34	25480	877075	1667641	95	115	133	158	185	201
35	25490	884379	1707962	95	108	123	147	196	193
36	25500	840975	1647720	59	70	83	99	111	126
37	25511	805848	1614946	77	102	121	146	167	184
38	25521	841187	1609687	82	100	112	131	150	171
39	25530	850791	1594348	75	91	101	122	147	166
40	25541	775634	1645518	76	98	114	137	154	168
41	25550	790628	1643270	84	100	112	134	155	168
42	25560	802885	1686972	91	113	128	145	156	177
43	25580	829207	1641830	82	107	122	146	162	172
44	431002	867111	1725808	92	116	137	161	184	204
45	431007	867030	1662752	86	110	131	155	173	186
46	431401	840671	1631101	79	103	118	142	161	188
47	431010	901715	1700133	82	98	115	136	222	172
48	431003	797125	1683366	77	95	113	137	158	173
49	431009	891394	1661257	86	108	122	145	290	192
50	431012	840582	1697250	77	95	109	133	152	172

ตารางที่ 4-12 (ต่อ) ปริมาณฝนสูงสุด 1 2 3 5 7 และ 9 วัน

ลำดับ	รหัสสถานี	UTM		ปริมาณฝนสูงสุด (มิลลิเมตร)					
		E	N	1 วัน	2 วัน	3 วัน	5 วัน	7 วัน	9 วัน
51	431006	849196	1607894	77	91	103	124	142	159
52	431008	857263	1709997	98	122	137	157	177	194
53	436007	930045	1692204	89	116	131	156	178	201
54	436002	916089	1596865	82	100	113	137	158	177
55	436003	912878	1664736	99	123	141	170	195	215
56	431201	833514	1657451	88	109	124	148	169	188
57	436001	941594	1661738	100	128	143	170	191	213
58	436011	924129	1732894	79	105	119	138	156	178
59	436401	908778	1620728	94	115	130	157	179	201
60	431017	850185	1680554	72	91	105	143	164	188
61	431014	829826	1682541	85	103	118	139	156	174
62	436012	897176	1643843	85	104	114	132	154	165
63	436008	880175	1628299	79	97	112	138	158	176
64	436010	906124	1598484	76	95	108	134	152	171
65	431005	825495	1629530	77	98	115	136	158	177
66	431001	875603	1685656	86	103	118	136	154	170
67	436013	929485	1722284	88	109	126	152	172	195
68	431011	899318	1720530	86	105	123	145	166	186
69	436004	961193	1695627	95	119	138	161	181	204
70	431015	792937	1648214	77	100	115	140	162	180
71	431004	803586	1649055	83	107	121	143	163	180
72	431018	788973	1591978	90	115	130	155	178	194
73	431021	879203	1689227	82	101	116	129	145	161
74	436020	949233	1673802	65	97	118	142	154	166
75	431029	765350	1621237	64	84	97	116	131	146
76	431023	877661	1678121	82	102	116	136	155	172
77	431019	875654	1689170	87	107	119	139	155	175

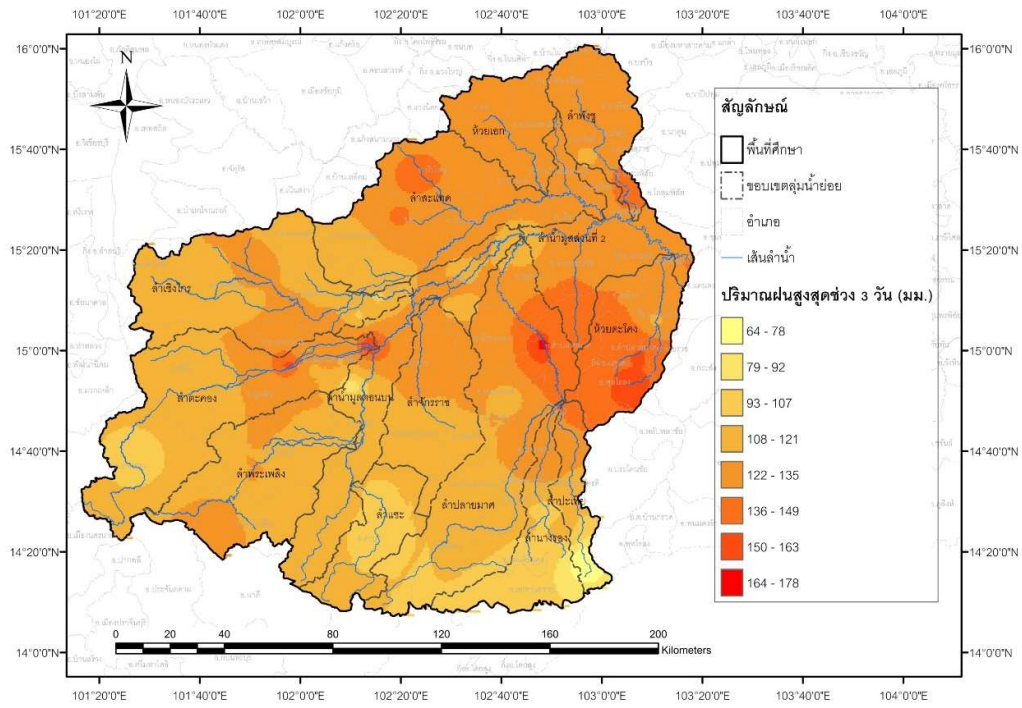


รูปที่ 4-7 เส้นชั้นน้ำฝนสูงสุดลุ่มน้ำมูลตอนบน (ก) ช่วงเวลา 1 วัน

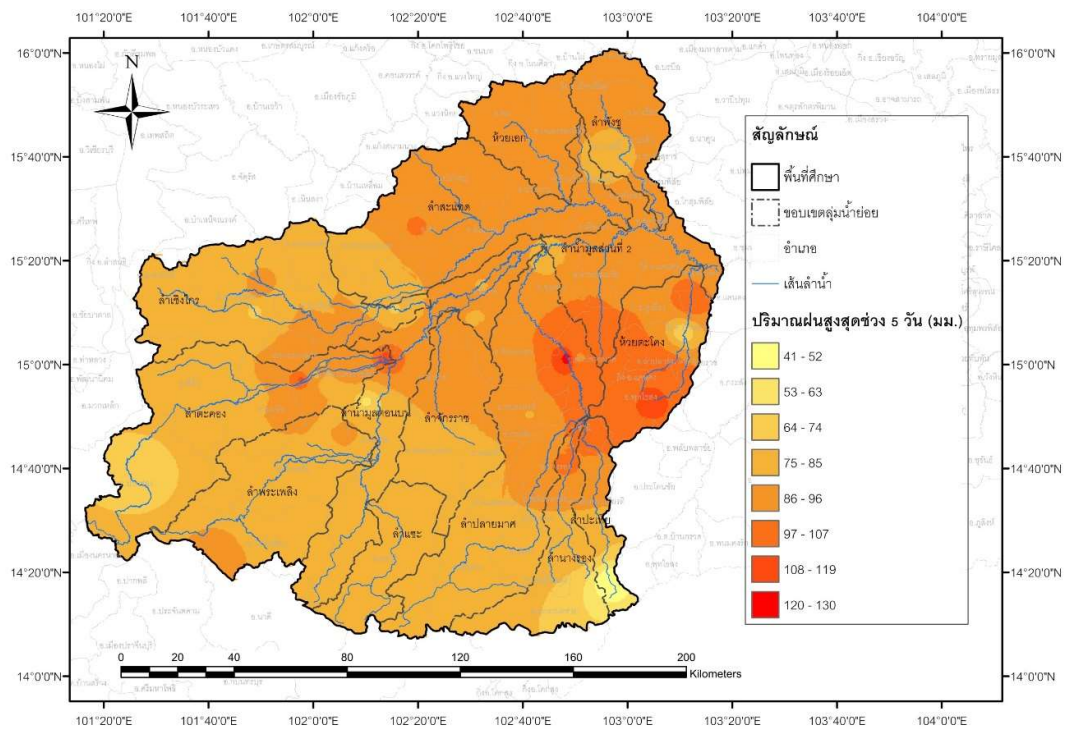


รูปที่ 4-7 (ต่อ) เส้นชั้นน้ำฝนสูงสุดลุ่มน้ำมูลตอนบน (ข) ช่วงเวลา 2 วัน

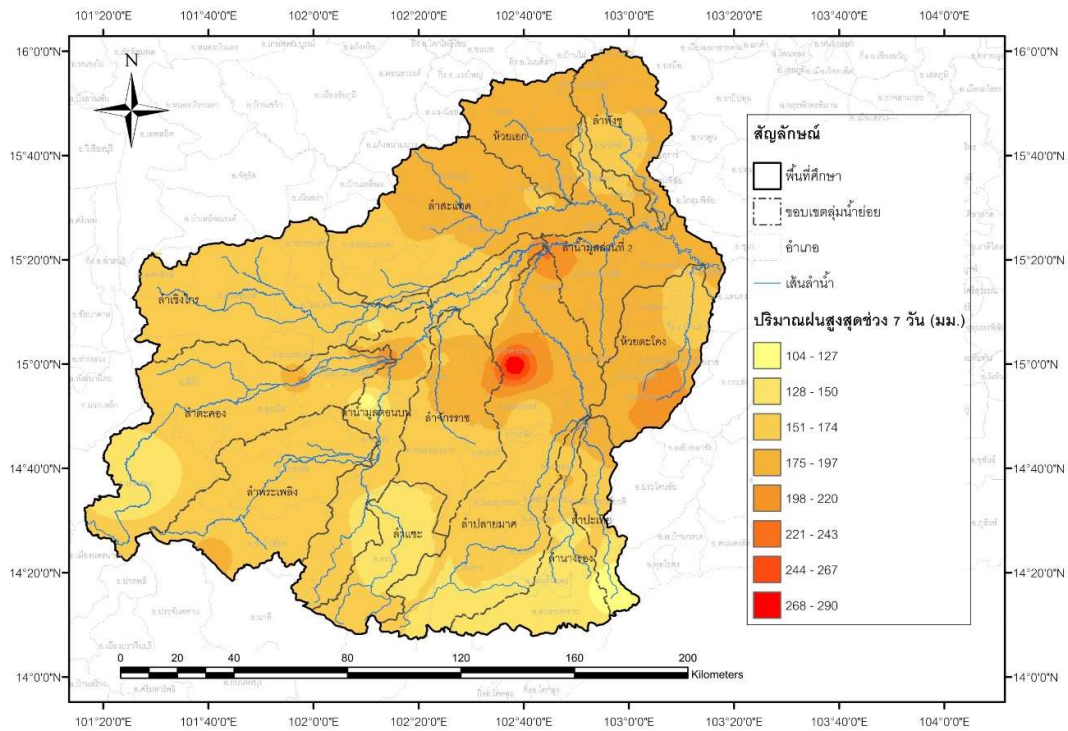




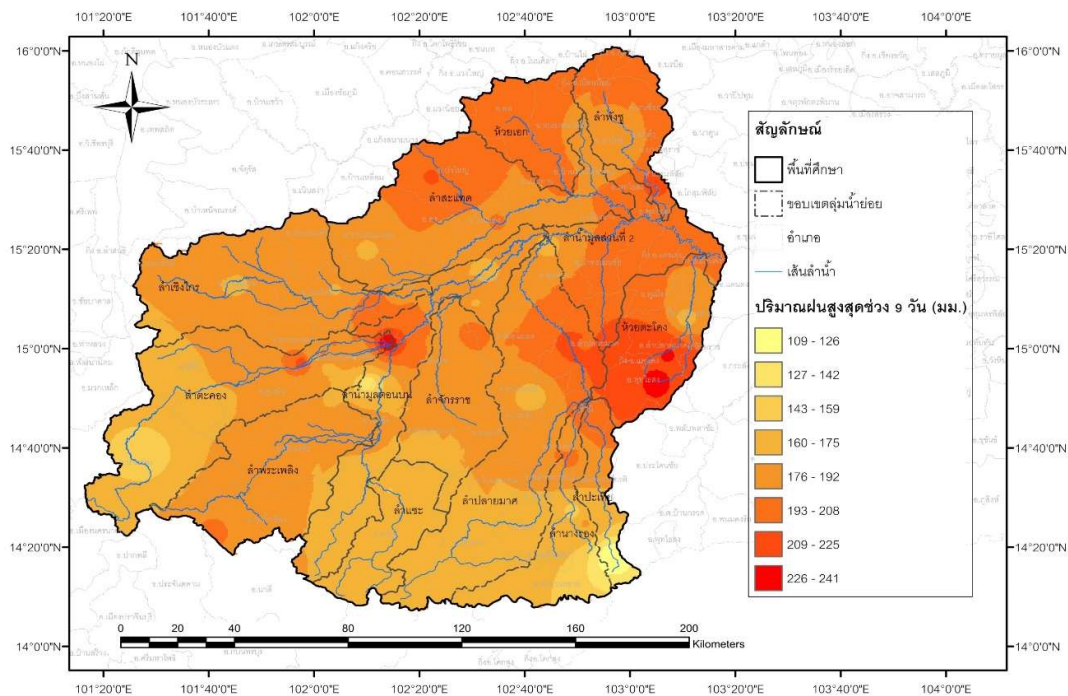
รูปที่ 4-7 (ต่อ) เส้นชั้นน้ำฝนสูงสุดลุ่มน้ำมูลตอนบน (ค) ช่วงเวลา 3 วัน



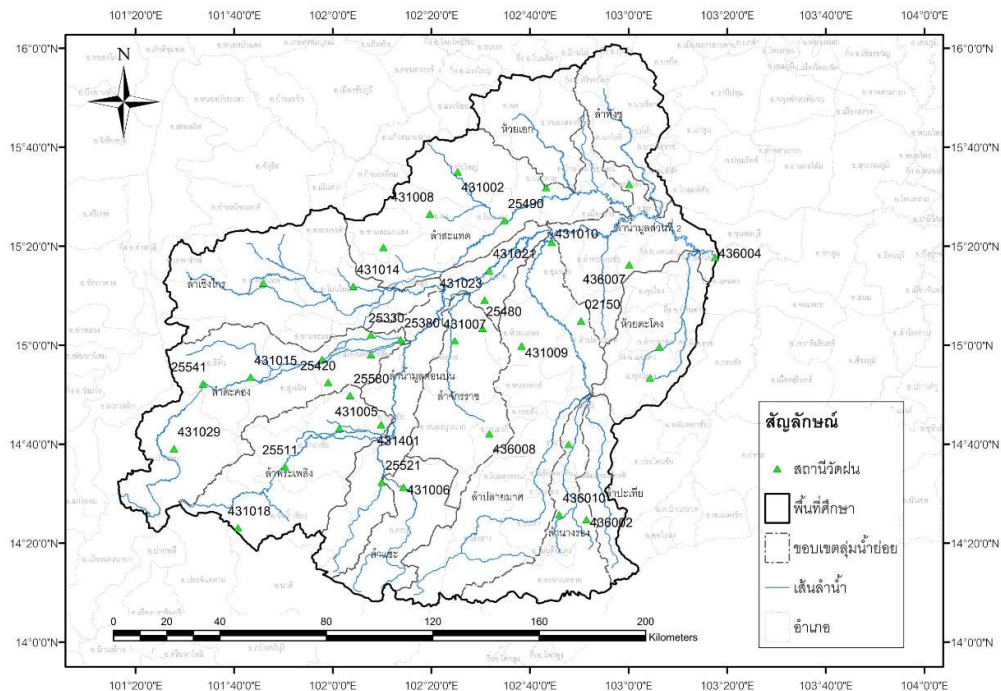
รูปที่ 4-7 (ต่อ) เส้นชั้นน้ำฝนสูงสุดลุ่มน้ำมูลตอนบน (ง) ช่วงเวลา 5 วัน



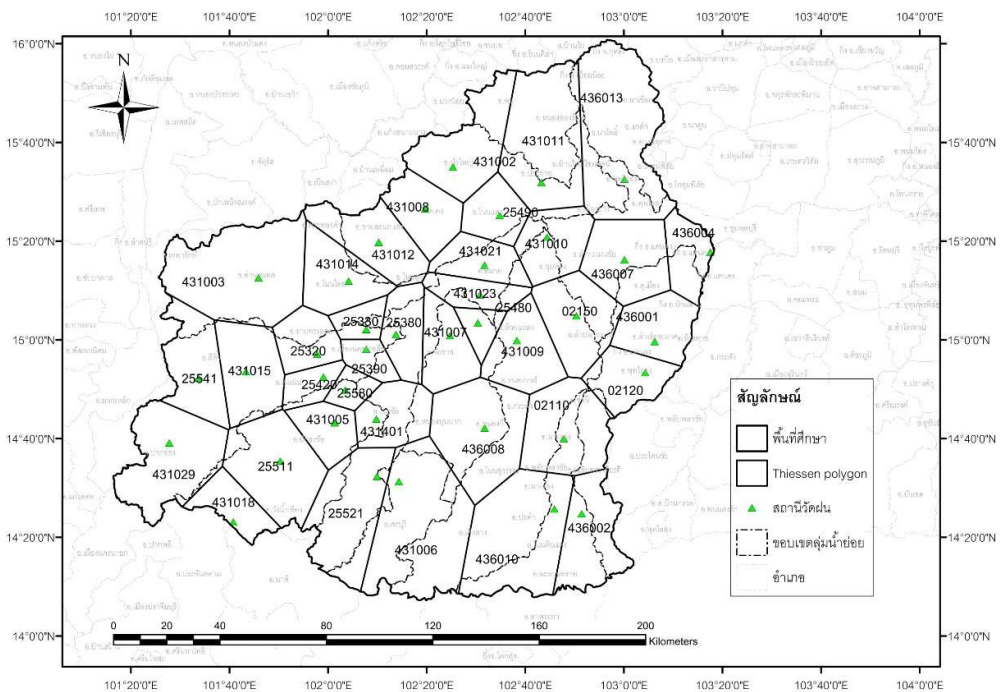
รูปที่ 4-7 (ต่อ) เส้นชั้นน้ำฝนสูงสุดลุ่มน้ำมูลตอนบน (จ) ช่วงเวลา 7 วัน



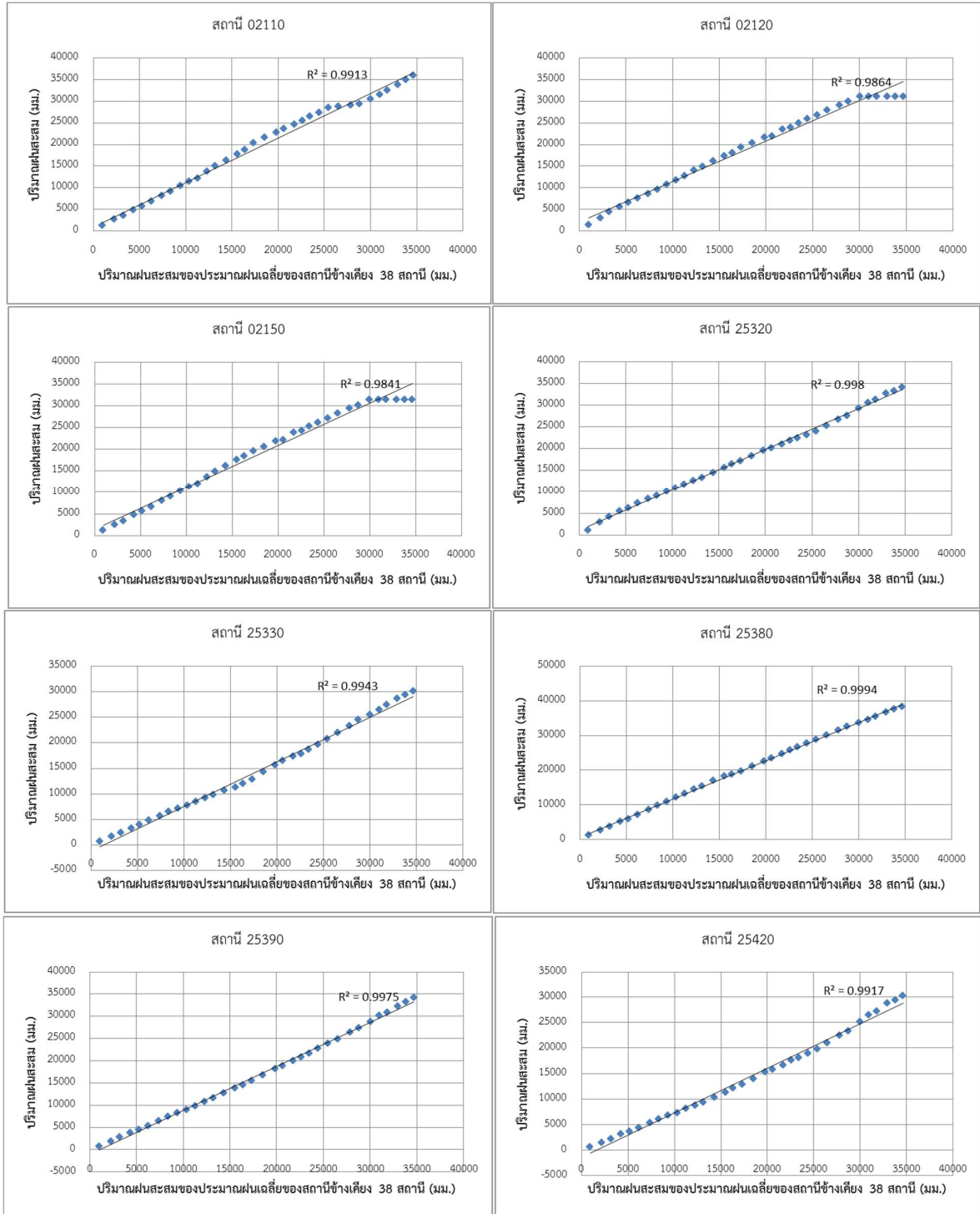
รูปที่ 4-7 (ต่อ) เส้นชั้นน้ำฝนสูงสุดลุ่มน้ำมูลตอนบน (ฉ) ช่วงเวลา 9 วัน



รูปที่ 4-8 ตำแหน่งสถานีน้ำฝน 38 สถานี ในลุ่มน้ำมูลตอนบน



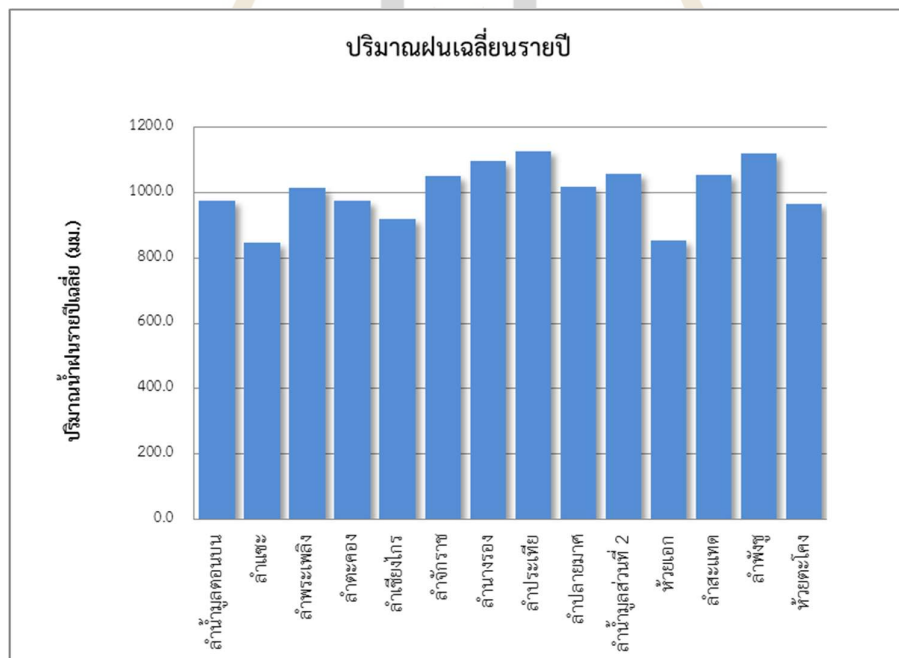
รูปที่ 4-9 การแบ่งพื้นที่ตามวิธี Thiessen Polygon เพื่อใช้เป็นค่าถ่วงน้ำหนักคำนวณหาฝนเฉลี่ยทั้งพื้นที่



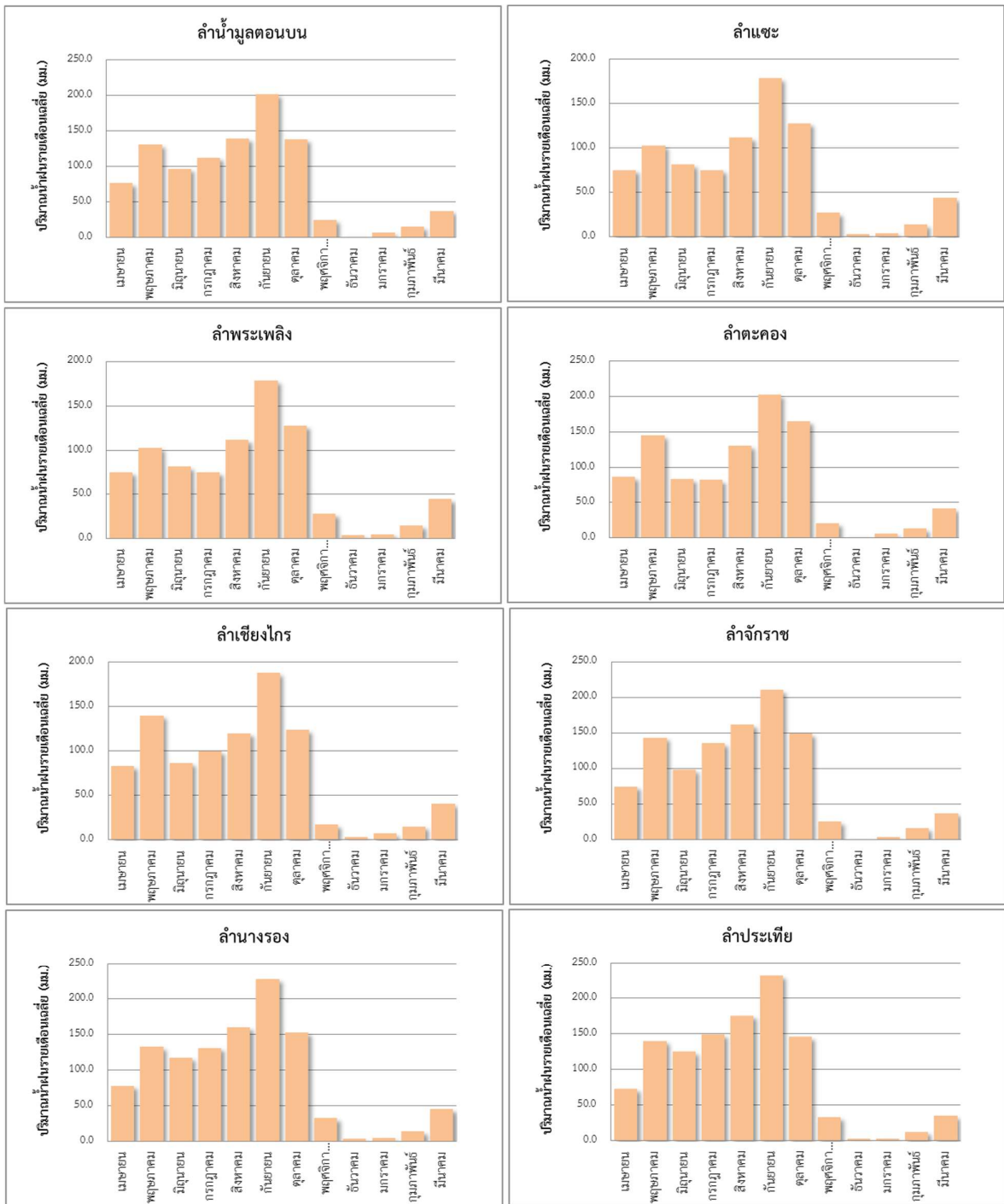
รูปที่ 4-10 ตัวอย่าง Double mass curve ฝนสะสม 8 สถานี 30 ปี เทียบกับ 38 สถานี

ตารางที่ 4-13 ปริมาณฝนรายเดือนเฉลี่ยทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย 14 ลุ่มน้ำย่อย ของลุ่มน้ำมูลตอนบน

ลำดับ	ลุ่มน้ำ	ปริมาณฝนเฉลี่ย (มม.)												รายปี
		เม.ย	พ.ค	มิ.ย	ก.ค	ส.ค	ก.ย	ต.ค	พ.ย	ธ.ค	ม.ก	ก.พ	มี.ค	
1	ลุ่มน้ำมูลตอนบน	75.8	130.1	96.3	111.9	138.9	201.2	137.8	24.1	2.5	6.2	14.5	37.0	974.2
2	ลำแซะ	75.3	102.7	81.4	75.3	111.8	178.3	127.8	27.2	3.1	4.6	14.2	43.9	845.4
3	ลำพระเพลิง	83.7	141.9	91.1	91.3	126.1	220.2	176.1	23.6	3.7	7.0	15.7	32.9	1011.3
4	ลำตะคอง	86.3	144.5	83.5	81.9	130.3	202.2	165.0	19.7	2.4	5.5	12.3	40.6	972.7
5	ลำเชียงไกร	82.5	139.4	86.2	99.4	119.6	187.4	123.2	16.5	2.7	6.4	14.7	40.0	918.0
6	ลำจักราช	74.4	143.2	98.3	135.4	161.4	210.2	148.9	24.8	2.0	3.8	16.0	36.9	1049.5
7	ลำนางรอง	77.5	132.0	117.1	130.7	159.7	227.0	152.5	32.1	3.2	4.3	13.3	44.8	1094.4
8	ลำประเทีย	73.2	139.7	124.9	148.9	175.3	231.0	145.6	33.3	2.8	3.2	12.9	35.1	1126.0
9	ลำปลายมาศ	71.2	130.3	104.1	126.1	153.8	212.4	133.8	25.9	2.2	3.4	13.5	37.8	1016.2
10	ลุ่มน้ำมูลส่วนที่ 2	74.6	136.1	130.6	146.2	171.2	203.7	122.8	20.7	2.0	3.3	9.5	36.4	1056.0
11	ห้วยเอ็ก	76.0	103.5	82.0	75.8	112.6	179.8	128.8	27.5	3.1	4.7	14.3	44.3	852.2
12	ลำสะเทต	74.3	141.3	121.6	135.8	163.6	213.4	121.1	18.2	2.8	5.9	16.0	39.5	1053.3
13	ลำพังชู	81.2	142.5	140.8	152.2	182.3	202.8	134.9	20.1	2.5	3.9	9.3	44.3	1116.7
14	ห้วยตะไคง	64.5	115.8	113.7	128.9	174.6	194.3	108.6	20.2	3.4	2.7	11.0	27.0	964.3
	เฉลี่ย	76.5	131.6	105.1	117.1	148.7	204.6	137.6	23.9	2.7	4.6	13.4	38.6	1003.6



รูปที่ 4-11 ปริมาณน้ำฝนรายปีเฉลี่ยในแต่ละพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย

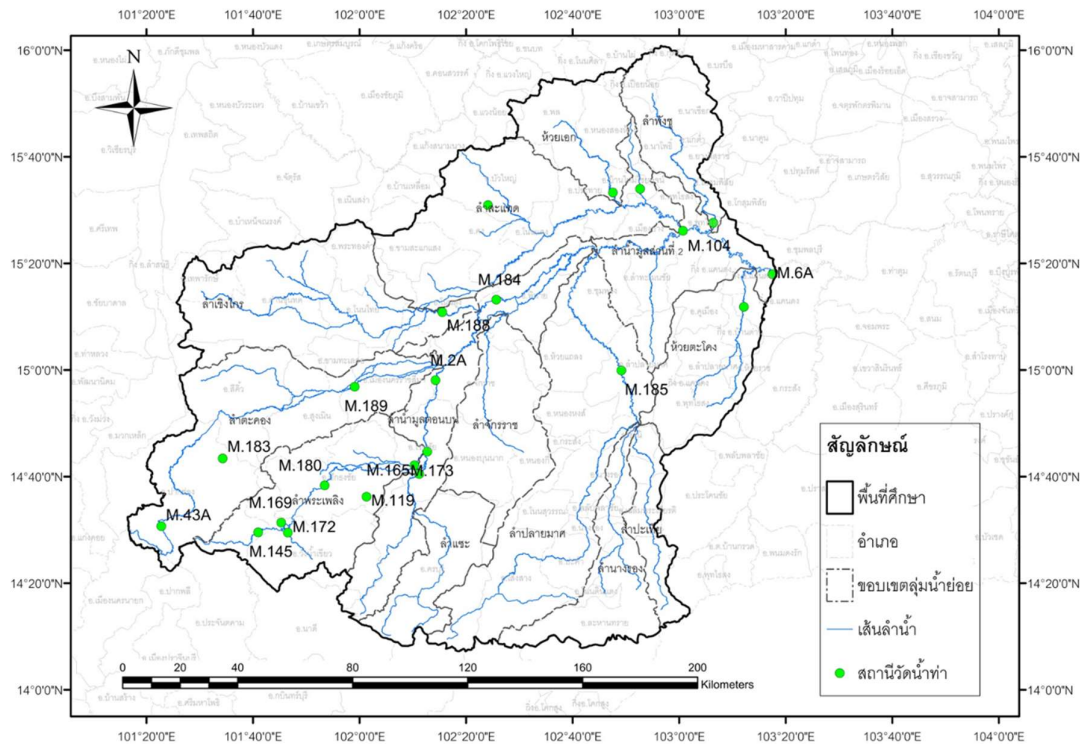


รูปที่ 4-12 การกระจายของปริมาณฝนรายเดือนในแต่ละพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยตัวอย่าง จำนวน 8 ลุ่มน้ำย่อย

### 4.2.3 ข้อมูลปริมาณน้ำท่า

การศึกษาปริมาณน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน ประกอบด้วย การวิเคราะห์ข้อมูล ปริมาณน้ำท่า รายเดือนและรายปี และการวิเคราะห์ปริมาณน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยลุ่มน้ำมูลบน มีรายละเอียด ดังนี้

1) รวบรวมข้อมูลปริมาณน้ำท่าจากสถานีวัดน้ำท่าที่อยู่ในลุ่มน้ำมูลบน จำนวน 20 สถานี แสดงในรูปที่ 4-13 และ รายละเอียดของสถานีวัดน้ำท่าไว้ใน ตารางที่ 4-14 ซึ่งจากข้อมูลดังกล่าว พบว่า มีช่วงพิสัยของพื้นที่ลุ่มน้ำของแต่ละสถานีวัดน้ำท่าอยู่ระหว่าง 132 –28,458 ตร.กม. และปริมาณน้ำท่า ส่วนใหญ่จะเกิดขึ้นในช่วงเดือนสิงหาคมถึงตุลาคม โดยเดือนที่มีปริมาณน้ำท่าสูงสุด ได้แก่ เดือน กันยายน



รูปที่ 4-13 ตำแหน่งสถานีอุทกวิทยาในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน

ตารางที่ 4-14 รายละเอียดสถานีวัดน้ำท่า ในลุ่มน้ำมูลตอนบน

ลำดับ	รหัสสถานี	ลำน้ำ	ตำแหน่ง	จังหวัด	ระหว่าง	Zone	UTM(WGS84)		พื้นที่รับน้ำ (ตร.กม.)
							E	N	
1	M.104	แม่น้ำมูล	บ.วังปรีด ต.บ้านแพ อ.คูเมือง	บุรีรัมย์	5639IV	48P	286691	1707489	24,841
2	M.112	หัวตะเอย	บ.โคกใหญ่ ต.ร่อนทอง อ.สตึก	บุรีรัมย์	5639III	48P	306915	1680970	1,232
3	M.119	ลำเชียงสา	บ.โคกสะแกราช ต.สะแกราช อ.ป่าก่อกชัย	นครราชสีมา	5438III	48P	179112	1616620	327
4	M.145	ลำพระเพลิง	บ.วังตะเคียนทอง ต.วังกะทะ อ.ปากช่อง	นครราชสีมา	5337IV	47P	789241	1603887	335
5	M.169	คลองกี	บ.คลองดินคำ ต.ระเริง อ.วังน้ำเขียว	นครราชสีมา	5338II	47P	796877	1607376	134
6	M.172	คลองไผ่	บ.โนนสาวเอ้ ต.วังหน้ อ.วังน้ำเขียว	นครราชสีมา	5337I	47P	799237	1603930	143
7	M.173	แม่น้ำมูล	บ.โนนสะอาด ต.ท่าเยี่ยม อ.โชคชัย	นครราชสีมา	5437III	48P	199799	1631986	4,211
8	M.180	ลำพระเพลิง	บ.ท่าเยี่ยม ต.บ่อปลาทอง อ.ป่าก่อกชัย	นครราชสีมา	5338II	47P	811479	1620461	864
9	M.183	ห้วยหินลับ	บ.คลองหินลับ ต.วังไทร อ.ปากช่อง	นครราชสีมา	5338III	47P	776924	1629353	250
10	M.184	แม่น้ำมูล	บ.ซิม ต.สัมฤทธิ์ อ.พิมาย	นครราชสีมา	5439II	48P	223703	1684290	11,489
11	M.185	แม่น้ำมูล	ลำปลายมาศ บ.ไผ่น้อย อ.ลำปลายมาศ	บุรีรัมย์	5538I	48P	265289	1659385	4,880
12	M.186	ลำจักราช	บ.โนนคอย ต.หนองพลวง อ.จักราช	นครราชสีมา	5439II	48P	220750	1667279	1,337
13	M.188	ลำเชียงไกร	บ.บัว ต.โนนสูง อ.โนนสูง	นครราชสีมา	5439II	48P	205431	1680179	2,763
14	M.189	ลำตะคอง	บ.เตือ ต.โคกกรวด อ.เมือง	นครราชสีมา	5338I	47P	821144	1654742	2,918
15	M.2A	แม่น้ำมูล	บ.ด่านกะตา ต.พระพุทธ อ.เฉลิมพระเกียรติ	นครราชสีมา	5438IV	48P	202929	1656650	4,724
16	M.43A	ลำตะคอง	บ.ท่ามะปรางค์ ต.หมูสี อ. ปากช่อง	นครราชสีมา	5238II	47P	756550	1605675	153
17	M.6A	แม่น้ำมูล	บ.สตึก ต.นิคม อ.สตึก	บุรีรัมย์	5639I	48P	316634	1692196	28,458
18	M.191	ลำตะคอง	บ.โคกกรวด ต.โคกกรวด อ.เมือง	นครราชสีมา	5338I	47P	817577	1652981	2,854
19	M.164	ลำตะคอง	ต.โนนเมือง อ.เมือง	นครราชสีมา	5438IV	48P	187326	1658640	3,012
20	M.38C	ลำตะคอง	บ้านคองไผ่ ต.คองไผ่ อ.สีคิ้ว	นครราชสีมา	5338IV	47P	775557	1655515	1,292

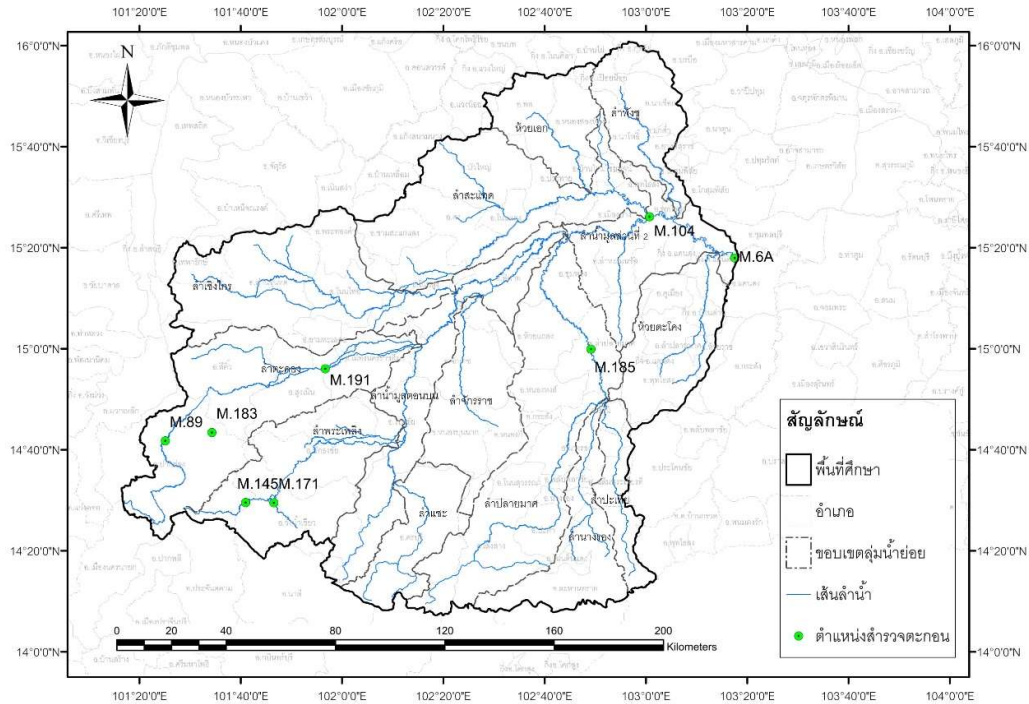
#### 4.2.4 ข้อมูลตะกอน

การวิเคราะห์ปริมาณตะกอนมีวัตถุประสงค์เพื่อตรวจสอบปริมาณตะกอนในลำน้ำที่จะตกสะสมในอ่างเก็บน้ำและคลองชลประทาน ซึ่งจะมีผลต่อการกำหนดอายุการใช้งานของอ่างฯ และโครงสร้างต่าง ๆ ให้สอดคล้องกับสภาพปัจจุบัน รวมทั้ง ประเมินผลกระทบ ต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณตะกอนในลำน้ำทางด้านท้ายน้ำเพื่อเป็นข้อมูลในการบำรุงรักษาระบบชลประทานและการรักษาสภาพลำน้ำทางด้านท้ายน้ำซึ่งผลการศึกษาในรายงานฉบับนี้มีดังนี้

1) รวบรวมข้อมูลปริมาณตะกอนจากสถานีสำรวจตะกอนแขวนลอยในลุ่มน้ำมูลบนจำนวน 8 สถานีคือสถานี M.104 M.6A M.89 M.191 M. 185 M.183 M.171 M.145 ตำแหน่งสถานีแสดงในรูปที่ 4-14 ในการศึกษาวิเคราะห์ด้านตะกอน จะพิจารณาแยกออกเป็น 2 หัวข้อ ได้แก่ (ก) การคำนวณปริมาณตะกอนที่คาดว่าจะไหลลงอ่างเก็บน้ำ หรือไหลผ่านจุดพิจารณาต่าง ๆ และ (ข) การศึกษาการตกสะสมของตะกอนในอ่างเก็บน้ำหน้าเขื่อนเก็บกักน้ำซึ่งจากการวิเคราะห์เบื้องต้นด้านตะกอนแขวนลอยที่ไหลเจือปนมากับน้ำ



ตะกอนแขวนลอย (Suspended sediment) ที่ไหลมากับน้ำ จากการศึกษาวិเคราะห์เบื้องต้น ปริมาณตะกอนแขวนลอยเฉลี่ยรายเดือนและรายปีของ แต่ละสถานีวัดน้ำท่าแสดงรายละเอียดใน ตารางที่ 4-15 ปริมาณตะกอนแขวนลอยเฉลี่ยรายเดือน 8 สถานี แสดงในตารางที่ 4-16



รูปที่ 4-14 ตำแหน่งสำรวจปริมาณตะกอน ในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน

ตารางที่ 4-15 สถานีสำรวจปริมาณตะกอนแขวนลอย ในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน

ลำดับ	รหัสสถานี	ลำน้ำ	ตำแหน่ง	จังหวัด	ระยะทาง	Longitude	Latitude	พื้นที่รับน้ำฝน (ตร.กม.)	ช่วงข้อมูล (ปี)
1	M.6A	แม่น้ำมูล	บ.สตึก ต.นิคม อ.สตึก	บุรีรัมย์	5639I	103°-17'-32"E	15°-17'-59"N	28,458	2549-2557
2	M.89	ลำตะคอง	อ. ปากช่อง	นครราชสีมา	5238II	101°-25'-07"E	14°-41'-46"N	713	2524-2534, 2540-2557
3	M.104	แม่น้ำมูล	บ.วังปรัด ต.บ้านแพ อ. คูเมือง	บุรีรัมย์	5639IV	103°-00'-44"E	15°-26'-08"N	24,841	2556-2557
4	M.145	ลำพระเพลิง	บ.วังตะเคียนทอง ต.วังกะทะ อ.ปากช่อง	นครราชสีมา	5337IV	101°-41'-00"E	14°-29'-33"N	335	2534, 2538-2544 2554-2557
5	M.171	ลำพระเพลิง	บ.โนนสาวเอ้ ต.วังหมี อ.วังน้ำเขียว	นครราชสีมา	5337IV	101°-46'-07"E	14°-30'-05"N	553	2544, 2546-2557
6	M.183	ห้วยหินลับ	บ.คลองหินลับ ต.วังไทร อ.ปากช่อง	นครราชสีมา	5338III	101°-34'-19"E	14°-43'-26"N	250	2551-2557
7	M.185	แม่น้ำมูล	ลำปลายมาศ บ.ไผ่น้อย อ.ลำปลายมาศ	บุรีรัมย์	5538I	102°-49'-02"E	14°-59'-57"N	4,879	2553-2557
8	M.191	ลำตะคอง	บ.โคกกรวด ต.โคกกรวด อ.เมือง	นครราชสีมา	5338I	101°-57'-07"E	14°-44'-57"N	2,854	2556-2557

ตารางที่ 4-16 ปริมาณตะกอนแขวนลอยเฉลี่ยรายเดือน ในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน (ก) สถานี M.6A

ปี	ปริมาณตะกอน (ตัน)												รายปี
	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	
2549	756	0	0	0	206	53,647	286,364	177,269	20,473	0	0	0	538,715
2550	0	5,941	8,728	675	228	8,584	57,056	53,533	7,916	1,083	130	4	143,876
2551	0	5,082	13,596	12,266	6,660	26,525	71,689	72,006	23,570	1,943	463	297	234,097
2552	4,643	10,069	12,700	7,675	7,731	19,982	48,343	29,276	5,404	1,625	618	149	148,216
2553	0	0	89	34	12,794	34,291	55,936	97,691	16,097	729	130	0	217,790
2554	372	4,897	9,960	4,799	16,303	40,075	97,735	57,057	11,074	1,663	2,384	2,221	248,542
2555	4,714	4,956	7,196	659	293	14,178	24,769	9,810	3,490	262	2	0	70,329
2556	0	0	0	0	4,700	13,637	62,789	54,426	16,106	3,231	1,142	602	156,633
2557	30	2,449	488	327	365	21,272	28,361	37,907	991	44	0	0	92,234
สูงสุด	4,714	10,069	13,596	12,266	16,303	53,647	286,364	177,269	23,570	3,231	2,384	2,221	538,715
ต่ำสุด	0	0	0	0	206	8,584	24,769	9,810	991	0	0	0	70,329
เฉลี่ย	2,103	5,566	7,537	3,776	5,475	25,799	81,449	65,442	11,680	1,323	696	655	205,604

ตารางที่ 4-16 (ต่อ) (ข) สถานี M.104

ปี	ปริมาณตะกอน (ตัน)												รายปี
	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	
2556	0	0	0	0	7,257	19,476	143,630	98,760	17,917	6,415	107	0	293,562
2557	676	11,063	3,519	604	1,181	19,130	27,458	29,803	274	0	0	0	93,707
สูงสุด	676	11,063	3,519	604	7,257	19,476	143,630	98,760	17,917	6,415	107	0	293,562
ต่ำสุด	0	0	0	0	1,181	19,130	27,458	29,803	274	0	0	0	93,707
เฉลี่ย	338	5,531	1,759	302	4,219	19,303	85,544	64,282	9,096	3,207	54	0	193,634

ตารางที่ 4-16 (ต่อ) (ค) สถานี M.145

ปี	ปริมาณตะกอน (ตัน)												รายปี
	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	
2534	10	995	1,107	335	1,056	4,991	2,785	75	14	13	4	48	11,433
2535	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2536	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2537	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2538	100	328	152	617	1,818	8,829	3,594	290	128	58	78	41	16,033
2539	26	142	82	60	119	1,424	1,386	175	35	24	15	16	3,502
2540	3,405	4,574	2,592	2,788	5,529	20,789	11,679	2,110	1,058	906	106	0	55,536
2541	467	28,633	1,274	925	27,594	40,971	60,025	1,503	1,232	687	495	0	163,807
2542	3,544	45,256	4,429	2,538	4,893	31,410	95,855	16,426	2,086	1,207	2,164	898	210,704
2543	14,345	20,173	10,796	10,095	19,775	33,239	33,263	4,761	2,341	1,750	1,293	1,915	153,745
2544	666	1,889	732	1,907	3,706	3,972	4,279	1,593	440	223	129	318	19,853

ตารางที่ 4-16 (ต่อ) (ง) สถานี M.89

ปี	ปริมาณตะกอน (ตัน)												รายปี
	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	
2524	361	875	2,120	1,811	2,630	3,347	2,008	1,054	476	295	196	232	15,405
2525	24	104	144	757	967	8,003	2,041	169	65	28	12	9	12,323
2526	51	104	493	294	13,735	10,304	69,835	4,119	754	412	466	282	100,849
2527	156	160	339	5,686	4,466	7,130	48,452	1,496	412	173	83	66	68,619
2528	604	1,882	4,966	2,572	4,767	6,040	3,680	1,302	564	233	104	88	26,802
2529	213	2,366	672	1,355	496	2,787	24,217	621	222	87	40	75	33,151
2530	167	164	191	155	905	12,746	4,203	625	253	97	119	91	19,716
2531	463	2,565	2,216	1,558	4,556	28,552	39,631	2,006	811	520	351	386	83,615
2532	85	518	192	140	679	1,177	2,519	169	87	67	36	49	5,718
2533	86	207	213	204	260	365	28,078	626	228	162	118	127	30,674
2534	389	562	1,515	3,326	11,113	5,837	6,900	742	486	429	292	240	31,831
2535	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2536	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2537	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2538	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2539	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2540	294	311	252	491	1,599	6,342	1,863	369	231	169	134	131	12,186
2541	138	650	282	598	771	1,792	2,424	356	308	200	155	136	7,810
2542	594	10,115	3,724	2,541	2,527	7,307	24,392	5,445	512	344	298	250	58,049
2543	1,515	4,101	2,404	3,626	10,827	13,471	21,562	2,179	609	472	370	427	61,563
2544	327	641	698	4,157	3,092	1,506	2,238	712	314	236	173	195	14,288
2545	243	2,459	1,150	1,473	2,107	19,319	5,698	1,287	699	502	429	546	35,913
2546	492	498	318	1,174	2,763	5,481	15,674	291	136	88	72	38	27,024
2547	301	1,202	10,931	1,278	3,565	6,163	546	76	55	45	30	29	24,221
2548	145	161	869	570	1,518	19,363	3,641	8,801	990	575	481	531	37,645
2549	1,055	3,268	2,044	15,278	2,875	6,557	20,342	1,233	767	540	190	151	54,300
2550	185	6,317	1,026	1,717	2,687	7,057	10,881	602	178	128	101	70	30,951
2551	251	1,647	2,236	260	728	25,709	6,390	3,858	382	263	144	168	42,035
2552	216	330	506	1,072	1,584	5,258	9,833	745	132	102	32	11	19,820
2553	388	1,209	231	584	4,836	15,714	210,679	6,099	814	463	461	442	241,919
2554	713	1,713	3,015	4,307	4,533	17,008	10,274	1,377	700	513	381	349	44,884
2555	121	147	127	296	434	7,033	4,777	216	138	75	75	150	13,588
2556	18	41	631	500	2,071	21,758	25,414	998	268	107	66	64	51,936
2557	61	78	111	174	224	211	421	129	59	43	35	52	1,598
สูงสุด	1,515	10,115	10,931	15,278	13,735	28,552	210,679	8,801	990	575	481	546	241,919
ต่ำสุด	18	41	111	140	224	211	421	76	55	28	12	9	1,598
เฉลี่ย	333	1,531	1,504	1,998	3,218	9,425	20,987	1,645	402	254	188	186	41,670

ตารางที่ 4-16 (ต่อ) (จ) สถานี M.183

ปี	ปริมาณตะกอน (ตัน)												รายปี
	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	
2550	97	2,955	284	113	630	553	2,026	185	37	28	26	40	6,973
2551	603	225	265	13	281	12,733	4,558	417	12	9	7	122	19,245
2552	185	127	9	7	710	1,558	8,044	126	56	12	8	5	10,847
2553	18	21	38	567	3,966	6,373	202,907	486	335	127	156	43	215,037
2554	1,335	2,185	762	130	428	10,138	3,415	154	5	18	6	92	18,669
2555	4	44	257	303	4	5,141	754	10	3	5	3	5	6,533
2556	58	43	300	196	37	26,075	14,717	304	14	9	5	3	41,761
2557	22	50	85	7	359	3,432	8,024	27	7	7	2	6	12,026
สูงสุด	1,335	2,955	762	567	3,966	26,075	202,907	486	335	127	156	122	215,037
ต่ำสุด	4	21	9	7	4	553	754	10	3	5	2	3	6,533
เฉลี่ย	290	706	250	167	802	8,250	30,556	213	59	27	27	40	41,386

ตารางที่ 4-16 (ต่อ) (ฉ) สถานี M.171

ปี	ปริมาณตะกอน (ตัน)												รายปี
	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	
2544	345	2,023	539	1,194	2,562	7,167	6,912	1,320	129	49	8	93	22,342
2545	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2546	4,182	4,853	2,791	8,598	3,993	22,835	57,749	1,699	410	200	117	38	107,463
2547	723	3,913	50,064	3,482	7,655	13,614	1,179	69	-	-	-	-	80,699
2548	12	549	86	222	41	25,896	5,621	14,581	878	309	130	372	48,697
2549	693	1,399	395	4,618	2,694	19,450	60,220	806	348	44	2	6	90,672
2550	741	67,346	10,754	2,886	16,235	18,838	101,334	2,307	704	182	32	84	221,442
2551	1,285	14,696	1,122	279	867	74,145	21,161	12,626	340	107	20	248	126,897
2552	14,004	11,293	317	150	12,079	50,144	84,298	506	37	36	32	144	173,040
2553	219	670	153	3,785	28,749	37,167	237,941	281	5	2	1	113	309,086
2554	1,193	2,073	8,389	2,789	9,920	39,150	34,295	1,523	89	88	-	137	99,647
2555	603	2,419	1,594	924	750	34,245	9,542	1,289	427	131	65	171	52,160
2556	622	779	9,449	1,788	8,468	141,018	277,828	3,748	1,768	958	628	557	447,611
2557	1,228	1,738	281	836	2,057	15,907	17,806	2,390	322	233	179	204	43,180
สูงสุด	14,004	67,346	50,064	8,598	28,749	141,018	277,828	14,581	1,768	958	628	557	447,611
ต่ำสุด	12	549	86	150	41	7,167	1,179	69	0	0	0	0	22,342
เฉลี่ย	1,988	8,750	6,610	2,427	7,390	38,429	70,453	3,319	420	180	93	167	140,226

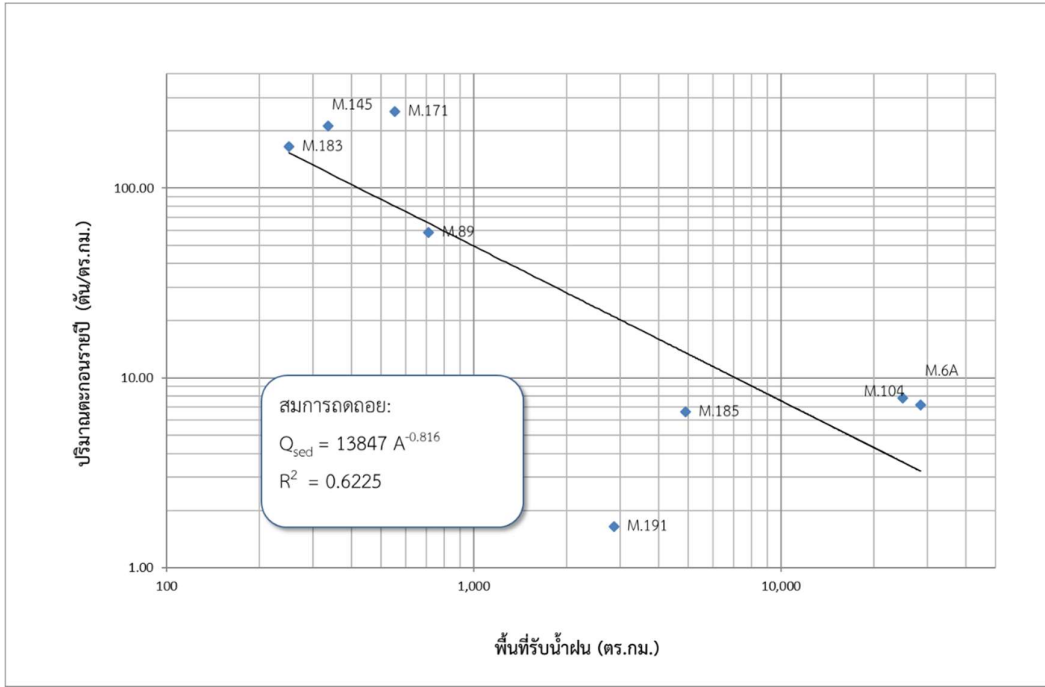
ตารางที่ 4-16 (ต่อ) (ข) สถานี M.185

ปี	ปริมาณตะกอน (ตัน)												รายปี
	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	
2553	0	0	0	0	2,069	1,483	15,485	5,322	270	85	0	0	24,714
2554	0	2,489	8,157	1,825	1,014	12,313	22,853	6,535	786	153	0	0	56,126
2555	284	677	1,599	845	302	4,059	7,692	733	879	215	0	0	17,286
2556	0	0	0	43	556	4,857	25,347	6,352	828	74	10	0	38,066
2557	0	1,526	2,595	846	697	6,274	6,758	6,570	231	0	0	0	25,498
สูงสุด	284	2,489	8,157	1,825	2,069	12,313	25,347	6,570	879	215	10	0	56,126
ต่ำสุด	0	0	0	0	302	1,483	6,758	733	231	0	0	0	17,286
เฉลี่ย	57	938	2,470	712	928	5,797	15,627	5,103	599	105	2	0	32,338

ตารางที่ 4-16 (ต่อ) (ข) สถานี M.191

ปี	ปริมาณตะกอน (ตัน)												รายปี
	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	
2556	169	207	416	236	253	1,585	3,900	224	211	283	342	467	8,293
2557	94	113	87	303	271	73	124	40	23	2	5	6	1,141
สูงสุด	169	207	416	303	271	1,585	3,900	224	211	283	342	467	8,293
ต่ำสุด	94	113	87	236	253	73	124	40	23	2	5	6	1,141
เฉลี่ย	131	160	252	269	262	829	2,012	132	117	143	173	237	4,717





รูปที่ 4-15 ปริมาณตะกอนแขวนลอยเฉลี่ยรายปีต่อพื้นที่รับน้ำ ในลุ่มน้ำมูลตอนบน

การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณตะกอนรายปีเฉลี่ยและพื้นที่รับน้ำฝน ในรูปสมการถดถอย (Regression Equation) โดยผลการวิเคราะห์ถดถอย เพื่อหาความสัมพันธ์ ระหว่างปริมาณตะกอนรายปีเฉลี่ยและพื้นที่รับน้ำฝนจากข้อมูลสถานีวัดตะกอนในลุ่มน้ำมูลบน ได้ค่าสัมประสิทธิ์ความสัมพันธ์ที่น่าเชื่อถือได้ ดังแสดงในรูปที่ 4-15 และได้สมการถดถอย แสดงความสัมพันธ์ดังต่อไปนี้

$$Q_{Sed} = 13847A^{-0.816} \quad (R^2 = 0.6225) \quad (4.1)$$

เมื่อ  $Q_{Sed}$  = ปริมาณตะกอนรายปีเฉลี่ย, ตัน/ปี

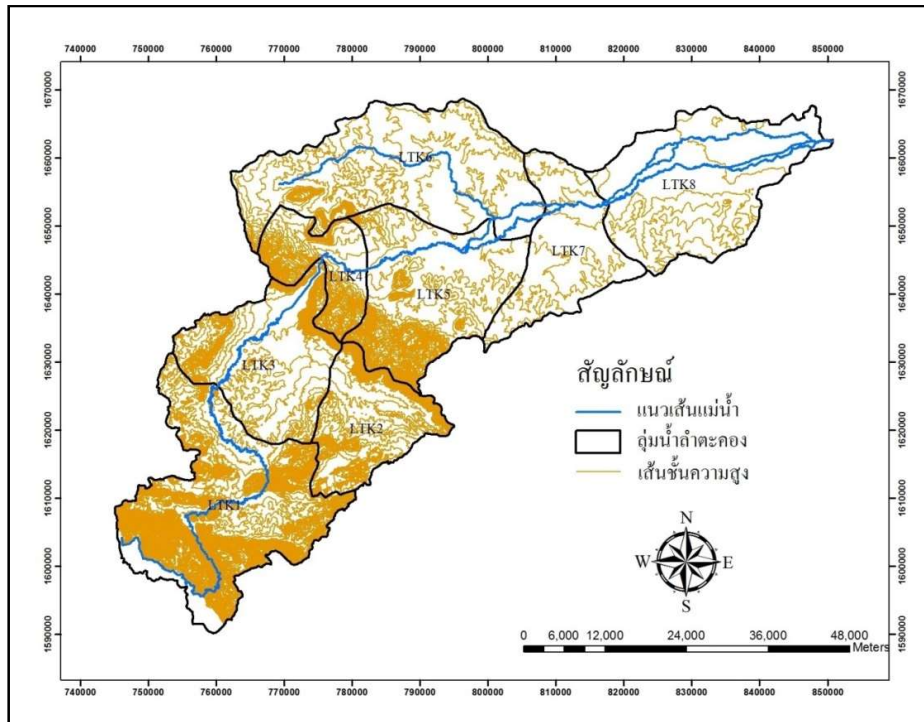
A = พื้นที่รับน้ำฝน, ตารางกิโลเมตร

จากข้อมูลปริมาณตะกอนดังกล่าว สรุปได้ว่า ปริมาณตะกอนแขวนลอย รายปีเฉลี่ย ต่อพื้นที่รับน้ำของสถานีต่าง ๆ ในลุ่มน้ำมูลบน มีช่วงพิสัย ปริมาณตะกอนแขวนลอยรายปีเฉลี่ย ต่อพื้นที่รับน้ำของกลุ่มน้ำต่าง ๆ ลุ่มน้ำมูลบนอยู่ระหว่าง 4,717 – 205,604ตัน/ปี

#### 4.2.5 ข้อมูลกายภาพลุ่มน้ำลำตะคอง

##### ลุ่มน้ำย่อย

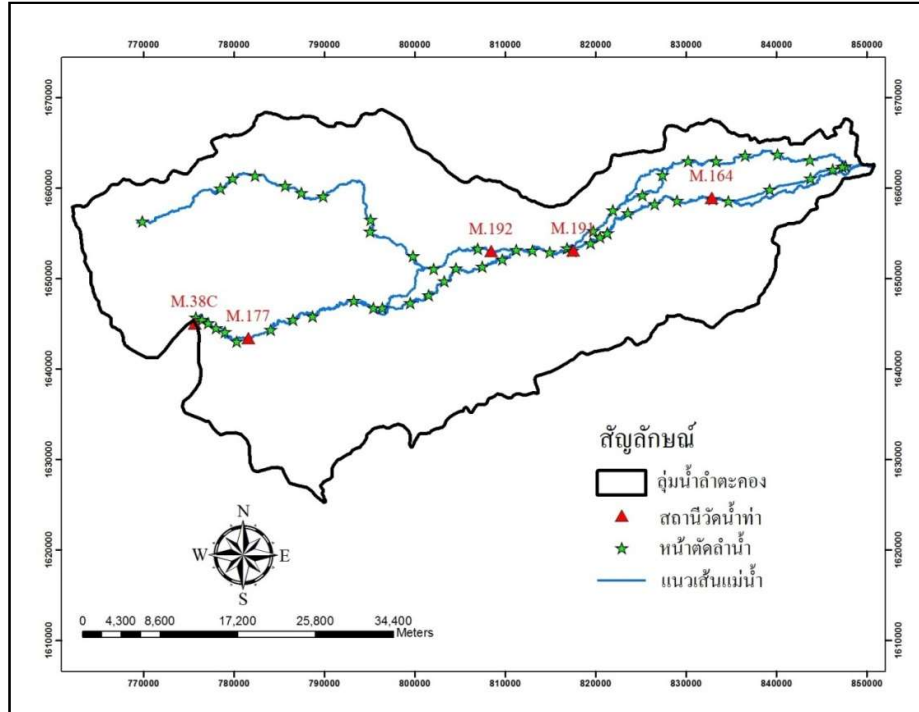
1) การแบ่งพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยของลุ่มน้ำลำตะคองดำเนินการจากข้อมูลลักษณะภูมิประเทศและสถานีวัดน้ำท่า ที่ตั้งอยู่ในพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง โดยทำการแบ่งลุ่มน้ำย่อย ให้มีพื้นที่ที่เหมาะสมออกเป็น 8 ลุ่มน้ำย่อย แสดงดังรูปที่ 4-16



รูปที่ 4-16 พื้นที่ขอบเขตลุ่มน้ำย่อยในลุ่มน้ำลำตะคอง

2) ข้อมูลแนวเส้นลำน้ำที่ได้จากข้อมูลสารสนเทศภูมิศาสตร์ มีเส้นแม่น้ำสายหลัก อยู่สามสาย ได้แก่ แม่น้ำลำตะคอง ลำบริบูรณ์ และลำห้วยไผ่ เมื่อนำมาเปรียบเทียบกับ ข้อมูลภาพถ่ายทางดาวเทียมมีแนวของเส้นแม่น้ำที่มีการซ้อนทับกันดี

3) ข้อมูลรูปตัดลำน้ำ ที่ได้ทำการสำรวจโดยกรมชลประทานที่สถานีวัดน้ำท่าจำนวน 5 รูปตัดในปี พ.ศ. 2553 ถึง พ.ศ. 2555 โดยทำการเลือกใช้รูปตัดลำน้ำในปี พ.ศ. 2555 ส่วนข้อมูลรูปตัดลำน้ำจากการเก็บสำรวจ โดยภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ มหาวิทยาลัย เกษตรศาสตร์ จำนวน 50 รูปตัด ในปี พ.ศ. 2549 และจากการเก็บสำรวจของผู้ศึกษาอีก 12 รูปตัด ในปี 2557 มาใช้ในแบบจำลอง โดยได้ทำการเปรียบเทียบ การเปลี่ยนแปลง รูปตัดลำน้ำในหลายๆ ปีที่ทางกรมชลประทานเก็บสำรวจ มีการเปลี่ยนแปลงหน้าตัดทางน้ำน้อยมาก หรือมีการเปลี่ยนแปลงทางน้ำน้อยมากในบางสถานี ทั้งนี้ ตำแหน่งหน้าตัดลำน้ำแสดงดังในรูปที่ 4-17

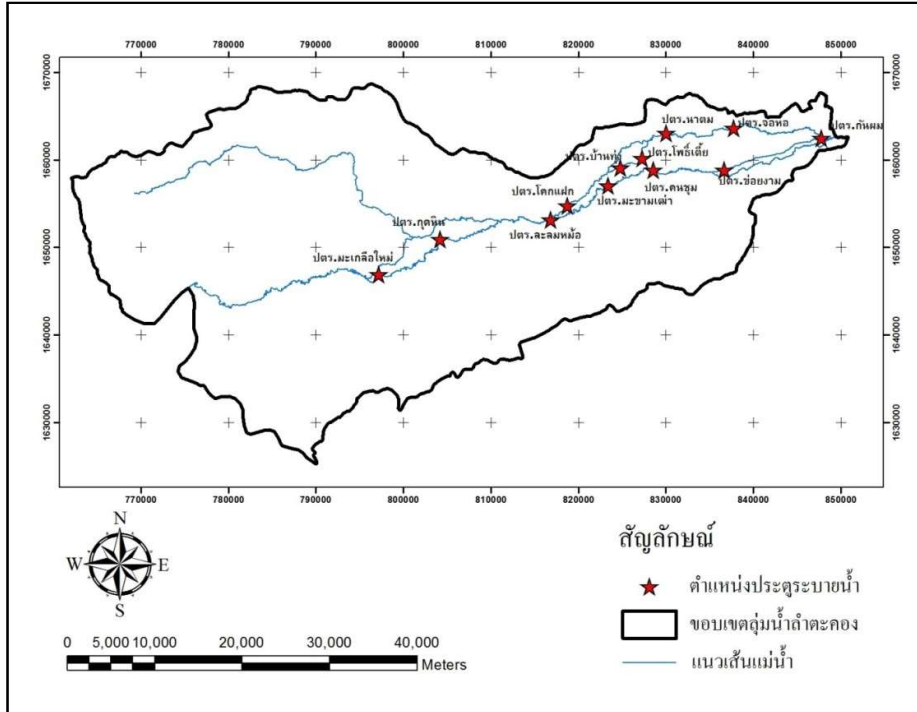


รูปที่ 4-17 ตำแหน่งหน้าตัดลำน้ำที่นำเข้าไปในแบบจำลอง

#### ข้อมูลอาคารชลศาสตร์

ในพื้นที่คู่มือน้ำลำตะคอง ข้อมูลอาคารชลศาสตร์ที่ได้ทำการเก็บรวบรวมข้อมูล ส่วนใหญ่เป็นประตูระบายน้ำเปิดปิดในแนวตั้ง ที่มีการบันทึกข้อมูลการเปิด-ปิดประตูระบายน้ำ ระดับของการยกบานประตูระดับน้ำเหนือประตูและท้ายประตู พร้อมทั้ง ข้อมูลอัตราการไหล ผ่านประตูระบายน้ำ ได้แก่ ปตร.มะเกลือใหม่, ปตร.กุดหิน, ปตร.ละทมหม้อ, ปตร.มะขามเต่า, ปตร.คนชุม, ปตร.ช้อยงาม และ ปตร.กันผม ที่ตั้งอยู่ในแม่น้ำลำตะคอง ส่วน ปตร.โคกแฝก, ปตร.บ้านทุ่ง, ปตร.โพธิ์เตี้ย, ปตร.นาตม และ ปตร.จอหอ เป็นประตูระบายน้ำที่ตั้งในแม่น้ำลำบริบูรณ์ แสดงดังรูปที่ 4-18 และในตารางที่ 4-17





รูปที่ 4-18 ตำแหน่งประตูละบายน้ำ  
 ตารางที่ 4-17 รายละเอียดอาคารชลศาสตร์ที่ได้ทำการเก็บรวบรวมข้อมูล

ลำดับ ที่	โครงการ	ที่ตั้ง			พิกัด		ลำน้ำ	ขนาดบานระบาย			ระดับ (ม.รทก.)	
		บ้าน	ตำบล	อำเภอ	E	N		กว้าง (ม.)	สูง (ม.)	จำนวน บาน	ธรณี	เก็บกัก
1	ปตร.มะเกลือ ใหม่	-	มะเกลือใหม่	สูงเนิน	797212	1646879	ลำตะคอง	4.5	1.75	5	217.75	219.5
2	ปตร.กุดหิน	กุดหิน	โคราข	สูงเนิน	804230	1650921	ลำตะคอง	4.5	1.75	5	206.7	208.4
3	ปตร.ละลมหม้อ	-	โป่งแดง	ขามทะเลสอ	816829	1653123	ลำตะคอง	6	3	6	191.74	194.44
4	ปตร.โลกแฝด	หนองขุ่น	ขามทะเลสอ	ขามทะเลสอ	818735	1654774	ลำบริบูรณ์	4	6.5	2	188.5	192.8
5	ปตร.มะขามเต่า	มะขามเต่า	บ้านใหม่	เมือง	823389	1657054	ลำตะคอง	4	3	4	185.5	188.7
6	ปตร.บ้านทุ่ง	ทุ่งกระโดน	สีมม	เมือง	824823	1659091	ลำบริบูรณ์	4	4	3	181.8	186.3
7	ปตร.โพธิ์เตี้ย	คนชุม	ปรุใหญ่	เมือง	827300	1660187	ลำบริบูรณ์	4	3	3	179.5	182.5
8	ปตร.คนชุม	คนชุม	ปรุใหญ่	เมือง	828564	1658830	ลำตะคอง	4	5.2	3	176.8	182
9	ปตร.นาคน	นาคน	หนองกระทุ่ม	เมือง	830029	1663028	ลำบริบูรณ์	4	3	3	177.5	179.7
10	ปตร.ช้อยงาม	ช้อยงาม	หัวทะเล	เมือง	836673	1658858	ลำตะคอง	4	4	3	171	174.2
11	ปตร.จอหอ	จอหอ	จอหอ	เมือง	837741	1663587	ลำบริบูรณ์	4	1.8	3	171.4	173.4
12	ปตร.กันคม	กันคม	พระพุทธ	เฉลิมพระ เกียรติ	847802	1662436	ลำตะคอง	2.5	4	5	163	167.3

### 4.3 แผนที่น้ำท่วมจากการสำรวจภาคสนาม

เทศบาลนครนครราชสีมา มีพื้นที่ราบริมลำตะคองได้ซึ่งรับผลกระทบจากปัญหาน้ำท่วมมา โดยตลอด โดยเฉพาะอย่างยิ่ง ในเดือนตุลาคม พ.ศ.2553 ได้เกิดเหตุการณ์น้ำท่วมรุนแรงขึ้น ในลุ่มน้ำลำตะคอง รวมถึงพื้นที่ เทศบาลนครนครราชสีมา ซึ่งอยู่ในลุ่มน้ำลำตะคอง ได้รับผลกระทบ อย่างรุนแรง ต่อบ้านเรือนประชาชน ระบบขนส่งสาธารณะ โดยเฉพาะอย่างยิ่งโรงพยาบาลทั้ง 2 แห่งคือ โรงพยาบาลมหาราช และโรงพยาบาลเซนต์เมรี่ ทำให้เกิดความเสียหาย ทั้งชีวิต และทรัพย์สิน ต่อประชาชนในพื้นที่ แต่แผนที่น้ำท่วมที่สร้าง โดยสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (GISTDA) แสดงให้เห็นพื้นที่น้ำท่วม พบว่าเขตเทศบาลนคร นครราชสีมา ได้รับผล กระทบจาก ปัญหาอุทกภัยน้อยมาก ซึ่งไม่ตรงกับเหตุการณ์จริง ดังรูปที่ 4-19 ดังนั้นจึงเป็นที่มาของ การศึกษา สภาพปัญหาของ การเกิดเหตุการณ์น้ำท่วม และสร้างแผนที่น้ำท่วม สำหรับเทศบาลนครนครราชสีมา เพื่อใช้ในการประเมินพื้นที่เสี่ยงภัย และ การใช้เพื่อออกแบบ การเตือนภัยในอนาคตต่อไป

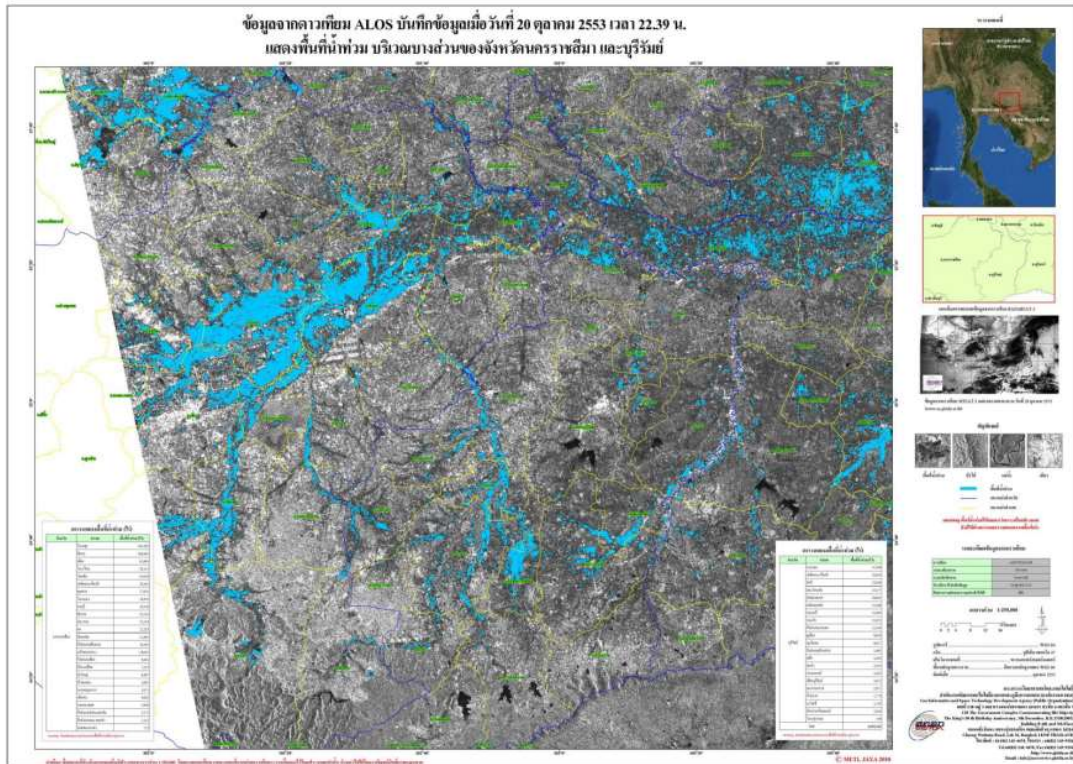


รูปที่ 4-19 แผนที่น้ำท่วมจากข้อมูล GISTDA

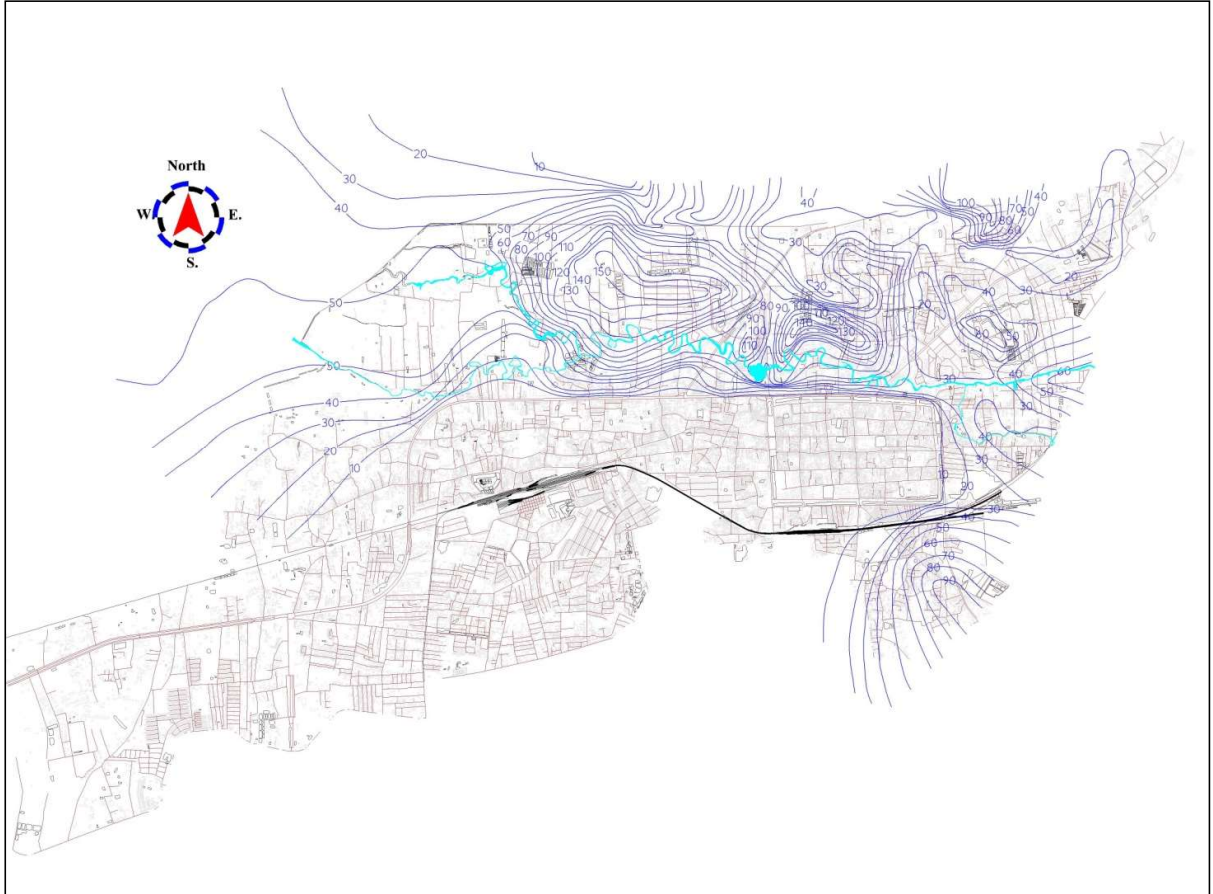
หลังจากเกิดเหตุการณ์น้ำท่วมปลายปี พ.ศ.2553 หน่วยงานและประชาชนหลายภาคส่วน ได้ตระหนักถึงปัญหาน้ำท่วมมากขึ้น ทางผู้วิจัยจึง เข้าไปในพื้นที่ เทศบาลนครนครราชสีมา เพื่อสำรวจระดับน้ำท่วมสูงสุด โดยการสัมภาษณ์ประชาชนในพื้นที่ ทำให้ได้ ข้อมูลความลึกน้ำท่วมเพื่อนำมาสร้างเป็นแผนที่น้ำท่วม แสดงดังรูปที่ 4-21 เป็นการนำเสนอ ในรูปแบบเส้นชั้นความสูง (contour) ของความลึกน้ำท่วมที่เกิดขึ้นในปี พ.ศ. 2553 ซึ่งทำให้ทราบระดับความลึกน้ำท่วม ของแต่ละชุมชน ในเขตเทศบาลนครนครราชสีมา เพื่อใช้ประเมินระดับความรุนแรงของอุทกภัย จากแผนที่น้ำท่วมที่ได้ พบว่าชุมชนด้านเหนือลำตะคองได้รับผลกระทบรุนแรง โดยเฉพาะ ชุมชน หมู่บ้านวิไอพีและชุมชนตามถนนช้างเผือก (โรงพยาบาลมหาราช) ซึ่งมีระดับความลึกสูงสุด 190 เซนติเมตร (จากระดับพื้น) ที่บริเวณ สี่แยกหน้าโรงพยาบาล มหาราช สาเหตุที่ชุมชนด้านเหนือลำตะคอง ได้รับผลกระทบหนัก เนื่องจากด้านเหนือมีลำบริบูรณ์ ซึ่งเป็นลำน้ำสาขาขนานกับลำตะคอง จึง

น้ำให้มีน้ำจากลำบริบูรณ์เข้ามาสะสมด้วย ส่วนพื้นที่ด้านใต้ลำตะคอง ได้รับผลกระทบน้อย เนื่องจากเป็นพื้นที่ที่มีระดับสูง และมีถนนมิตรภาพ เป็นเสมือนกั้นน้ำ

แผนที่น้ำท่วมที่ได้ ทำให้สามารถจำแนกพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบ และสามารถประเมิน ระดับความรุนแรงของผลกระทบ ที่เกิดจากน้ำท่วม ในแต่ละเขตพื้นที่ได้ แต่ แผนที่น้ำท่วม ที่สร้างขึ้นนี้ ยังไม่สามารถบอกในเชิงเวลาของการเกิดน้ำท่วมว่า พื้นที่ใดเกิดน้ำท่วมก่อน หลังได้ ซึ่งการศึกษาต่อไป จะสร้างแผนที่น้ำท่วม ที่สามารถแสดง การเปลี่ยนแปลงขนาดพื้นที่น้ำท่วม ความลึก เมื่อเทียบกับเวลา และ ศึกษาพื้นที่อื่น ให้ครอบคลุม ลุ่มน้ำลำตะคอง ทั้งหมด



รูปที่ 4-20 พื้นที่น้ำท่วม จากการวิเคราะห์ข้อมูลจากดาวเทียม ALOS ระบบ PALSAR (ที่มา : GISTDA)



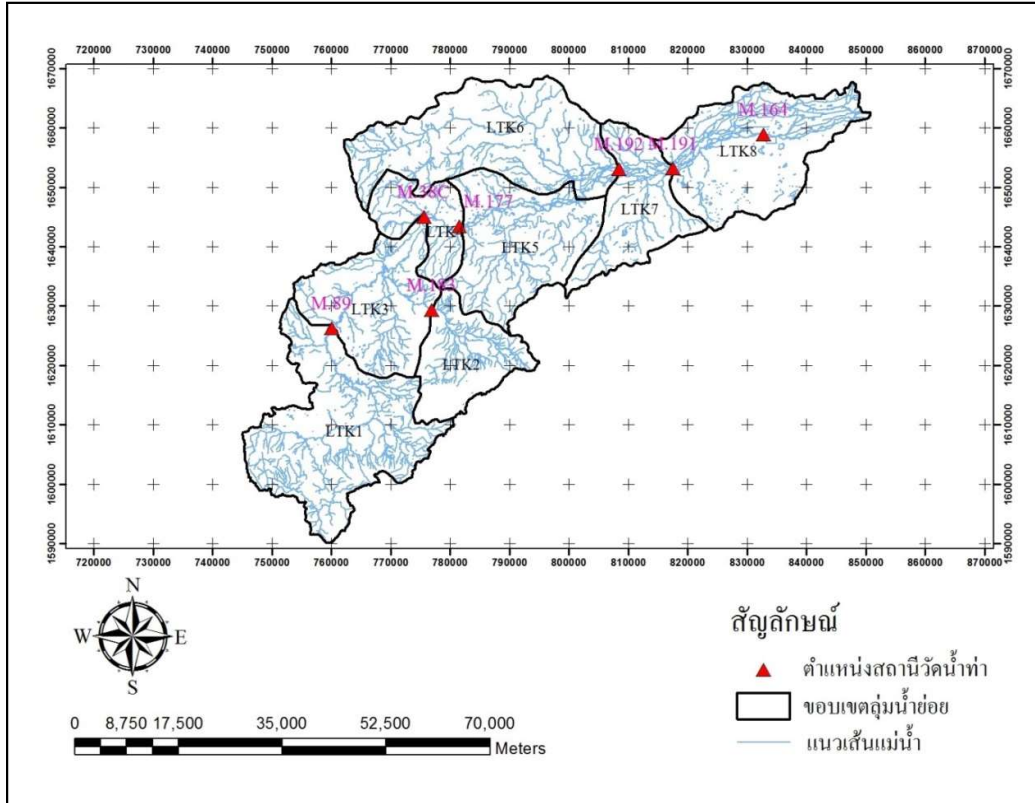
รูปที่ 4-21 แผนที่น้ำท่วม เทศบาลนครนครราชสีมา

#### 4.4 ผลจากแบบจำลอง MIKE

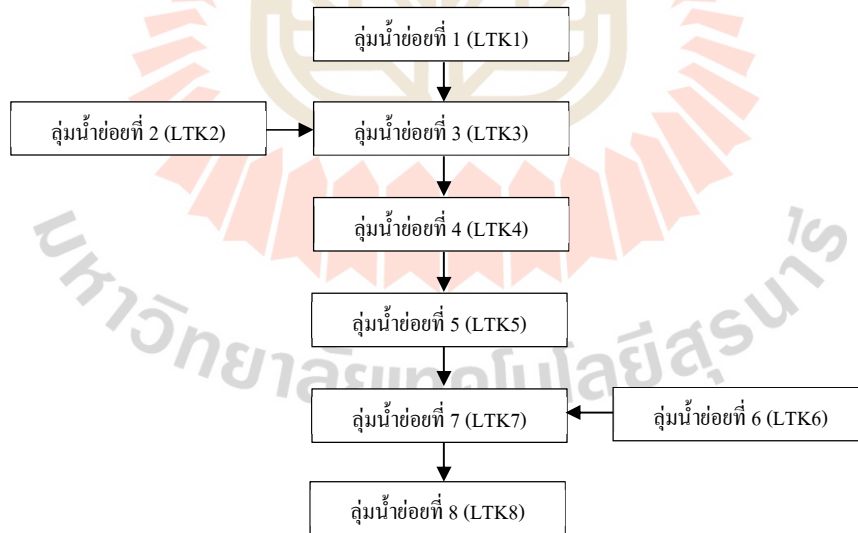
##### 4.4.1 สมดุลของน้ำจากแบบจำลอง MIKE11-NAM Model

##### ผลการจำลองสภาพลุ่มน้ำย่อย ในเขตพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง

ผลการจำลองสภาพลุ่มน้ำย่อย ในเขตพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง แสดงดังรูปที่ 4-22 โดยมีลำดับและทิศทางการไหลของพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยในแต่ละลุ่มน้ำย่อย แสดงดังรูปที่ 4-23 และขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย พร้อมค่าแฟคเตอร์ถ่วงน้ำหนักของวิธี Thiessen เพื่อใช้คำนวณหาปริมาณน้ำฝนในลุ่มน้ำย่อยในเขตพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคองดังแสดงในตารางที่ 4-18



รูปที่ 4-22 ขอบเขตลุ่มน้ำย่อย ที่สัมพันธ์กับสถานีวัดน้ำท่าในลุ่มน้ำลำตะคอง



รูปที่ 4-23 ลำดับและทิศทางการไหลของลุ่มน้ำย่อยในพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง

จากรูปที่ 4-22 และรูปที่ 4-23 ในการศึกษา ได้ทำการแบ่งขอบเขตพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย ในเขตพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง ออกเป็น 8 ลุ่มน้ำย่อยที่สัมพันธ์กับสถานีวัดน้ำท่า โดยลักษณะทิศทางการไหลของน้ำ เริ่มจากปริมาณน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย LTK1 ผ่านสถานีวัดน้ำท่า M.89 และพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย LTK2 ผ่านสถานีวัดน้ำท่า M.183 ไหลลงมารวมกันกับพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย LTK3 ลงสู่เขื่อนเก็บน้ำลำตะคอง หลังจากนั้นปริมาณน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย LTK4 ท้ายเขื่อนเก็บน้ำลำตะคอง ไหลผ่านสถานีวัดน้ำท่า M.177 ไหลลงมารวมกับพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย LTK5 และ LTK 7 ผ่านสถานีวัดน้ำท่า M.191 ตามลำดับ ประกอบกับ ปริมาณน้ำที่มีการปล่อยไหลจาก เขื่อนเก็บน้ำลำตะคอง ผ่านสถานีวัดน้ำท่า M.38c บริเวณท้ายเขื่อนระบายน้ำ และปริมาณน้ำท่า ในพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย LTK6 ผ่านสถานีวัดน้ำท่า M.192 ไหลมารวมกันที่พื้นที่ลุ่มน้ำย่อย LTK 7 และเกิดการไหลต่อเข้าพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย LTK 8 ผ่านสถานีวัดน้ำท่า M164 ออกสู่ประตูระบายน้ำกันผมไหลลงแม่น้ำมูลต่อไป ค่าถ่วงน้ำหนักสำหรับคำนวณฝนเฉลี่ยทั้งพื้นที่ แสดงในตารางที่ 4-18

ตารางที่ 4-18 ค่าแฟกเตอร์ถ่วงน้ำหนักของฝนเชิงพื้นที่ด้วยวิธี Thiessen Polygon

รหัสสถานี	พื้นที่รับน้ำ(ตร.กม.)	แฟกเตอร์ Thiessen					
		431301	431201	431401	M38c	431003	431004
LTK1	645	1	0	0	0	0	0
LTK2	257	0.592	0	0	0.398	0	0.011
LTK3	386	0.744	0	0	0.256	0	0
LTK4	176	0	0	0	1	0	0
LTK5	441	0	0	0	0.499	0	0.501
LTK6	612	0	0	0	0.472	0.090	0.438
LTK7	286	0	0.034	0	0	0	0.966
LTK8	507	0	0.983	0	0	0	0.017

#### ผลการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Sensitivity Analysis)

ค่าพารามิเตอร์ที่มีความอ่อนไหวต่อการเกิดน้ำท่าสำหรับการจำลองกระบวนการเปลี่ยนแปลงฝนเป็นน้ำท่าด้วยแบบจำลอง NAM ในแต่ละลุ่มน้ำย่อยของลุ่มน้ำลำตะคอง มีอยู่ด้วยกัน 9 พารามิเตอร์ ดังแสดงในตารางที่ 4-19 ซึ่งพารามิเตอร์ที่มีผลโดยตรงต่อการสอบเทียบแบบจำลองที่ส่งผลกระทบต่อปริมาณน้ำท่า ได้แก่ ค่าปริมาณน้ำที่ตกค้างอยู่ตามใบไม้หรือผิวดิน และแหล่งน้ำผิวดิน ( $U_{max}$ ) ค่าความสามารถในการเก็บกักน้ำในแหล่งน้ำชั้นล่าง ( $L_{max}$ ) และค่าสัมประสิทธิ์การเกิดน้ำท่า (CQOF)

ค่าพารามิเตอร์ที่มีผลต่อรูปร่างของกราฟน้ำท่า คือค่าคงที่ของการเคลื่อนตัวของน้ำผิวดิน และน้ำซึมผิวดิน (CK1 และ CK2) ในส่วนของพารามิเตอร์ที่เหลือมีผลต่อการเกิดปริมาณน้ำท่า

น้อย ซึ่งถูกกำหนดเป็นค่าคงที่ หรือค่าที่ได้จากการสอบเทียบอัตโนมัติ (Auto Calibration) ที่มีมาในแบบจำลอง NAM

ตารางที่ 4-19 ค่าพารามิเตอร์ที่ได้จากการสอบเทียบค่าแบบจำลอง NAM ของแต่ละลุ่มน้ำย่อย

ลุ่มน้ำย่อย	พื้นที่ลุ่มน้ำ ตร.กม.	Umax มม.	Lmax มม.	CQOF	CKIF ชม.	CK1,2 ชม.	TOF	TIF	TG	CKBF ชม.
LTK1	645	17.5	150	0.550	300.0	42.0	0.100	0.2	0.2	4000
LTK2	257	12.5	195	0.450	883.7	25.4	0.008	0.414	0.594	3060
LTK3	386	15	172.5	0.500	592	33.7	0.055	0.3	0.4	3530
LTK4	176	14	156	0.157	256.1	49.2	0.340	0.164	0.408	1498.5
LTK5	441	14	156	0.157	256.1	49.2	0.340	0.164	0.408	1498.5
LTK6	612	17.8	259	0.153	304.5	49.4	0.634	0.116	0.807	1056
LTK7	286	14	156	0.157	256.1	49.2	0.340	0.164	0.408	1498.5
LTK8	507	10.2	53.1	0.161	207.7	48.9	0.045	0.211	0.009	1941

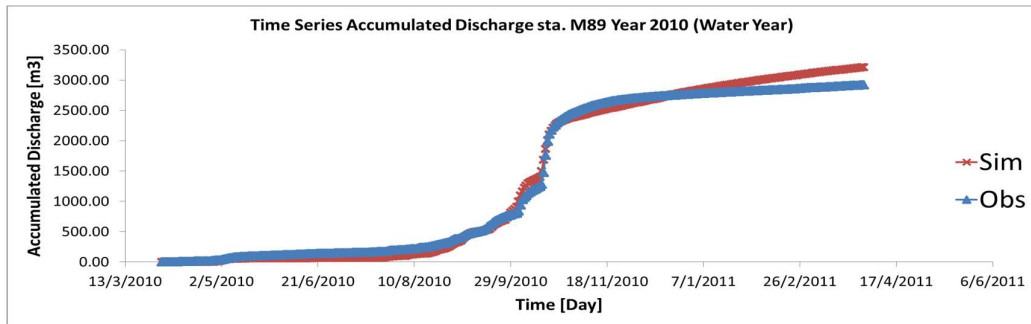
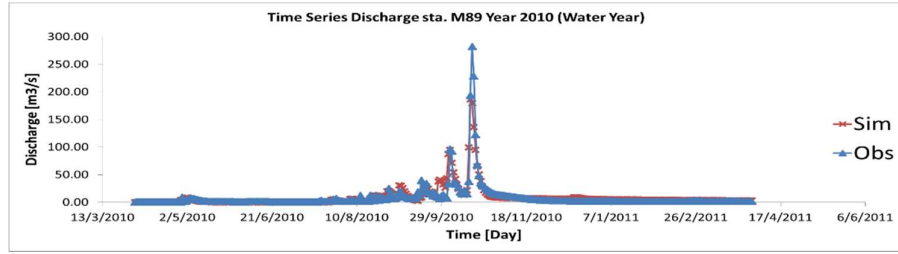
หมายเหตุ : ค่าพารามิเตอร์สำหรับลุ่มน้ำย่อยที่ไม่ได้ทำการสอบเทียบแบบจำลองมาจากค่าเฉลี่ยของลุ่มน้ำย่อยที่ได้ทำการสอบเทียบแบบจำลอง NAM

#### ผลการสอบเทียบแบบจำลอง (Model Calibration)

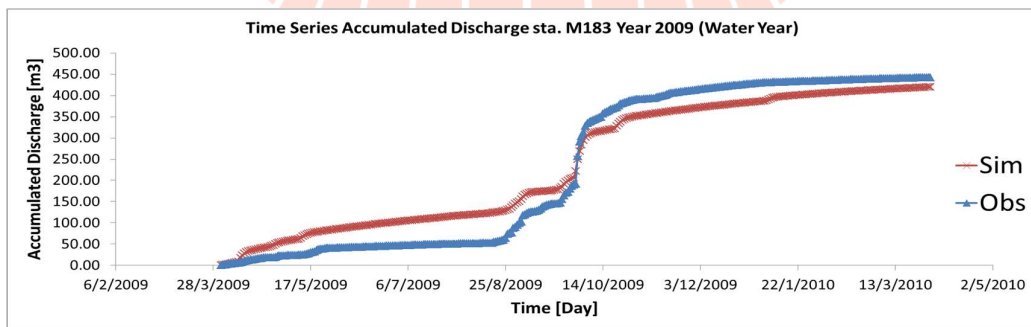
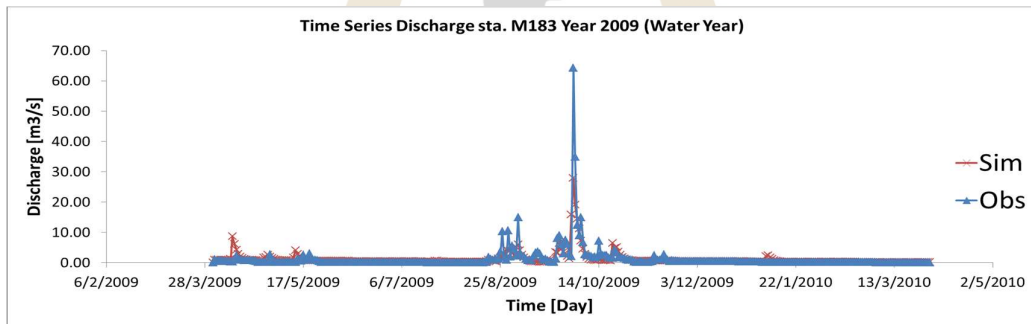
การสอบเทียบแบบจำลอง MIKE11-NAM เพื่อหาค่าพารามิเตอร์ที่เป็นตัวแทนของลุ่มน้ำดำเนินการในสถานีวัดน้ำท่า 4 สถานี คือ สถานี M.89, M.183, M.192 และ M.164 พบว่า ค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ ( $R^2$ ) มีค่าอยู่ระหว่าง 0.434 ถึง 0.826 และค่าสมดุลของน้ำท่าสะสม (WBL) มีค่าอยู่ระหว่าง 0.50% ถึง 11.80 % ดังตารางที่ 4-20 และรูปที่ 4-24 ถึง 4-27

ตารางที่ 4-20 ผลการสอบเทียบแบบจำลอง MIKE11-NAM

ลุ่มน้ำย่อย	สถานี	ช่วงปี	การสอบเทียบ	
			Correlation Coefficient, $R^2$	Water balance (%)
LTK1	M.89	2553	0.826	-9.9
LTK3	M.183	2552	0.618	5.2
LTK6	M.192	2553	0.799	11.8
LTK8	M.164	2550-2551	0.434	0.5

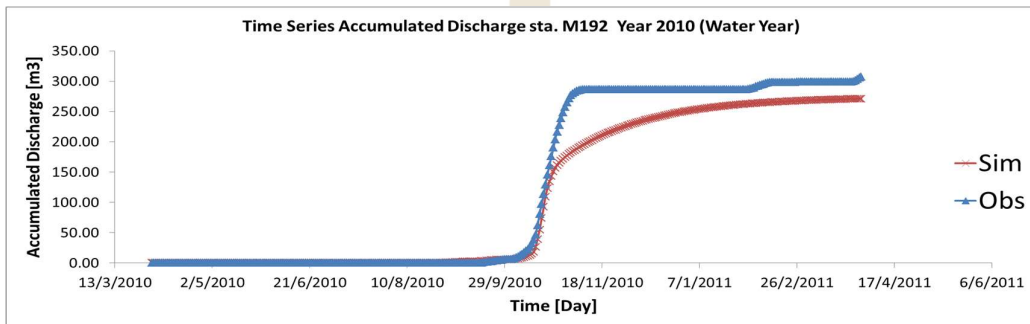
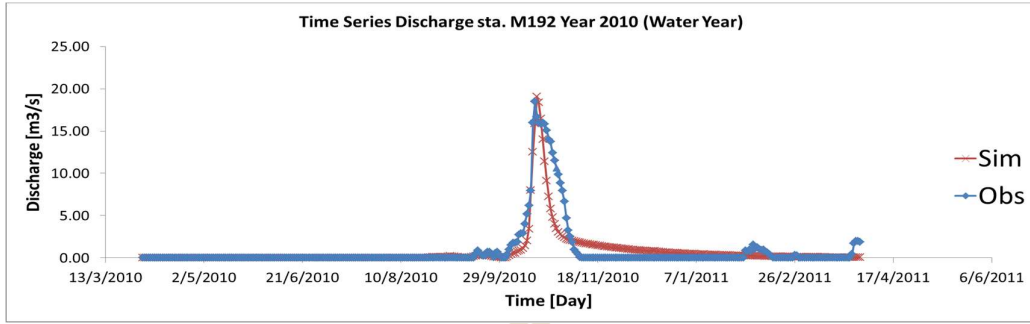


รูปที่ 4-24 ผลการสอบเทียบปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.89

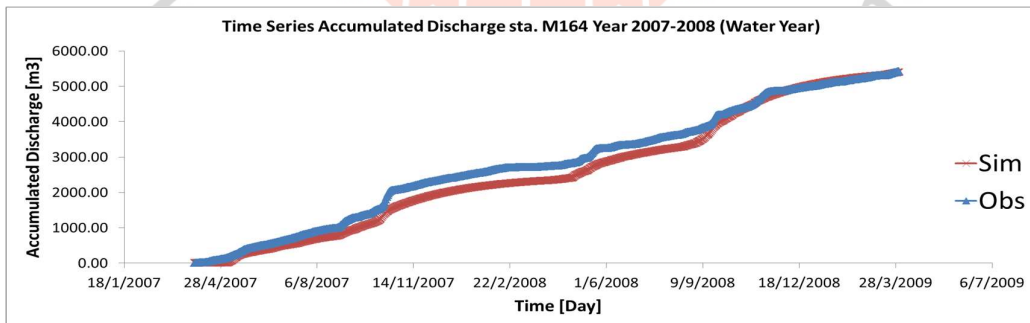
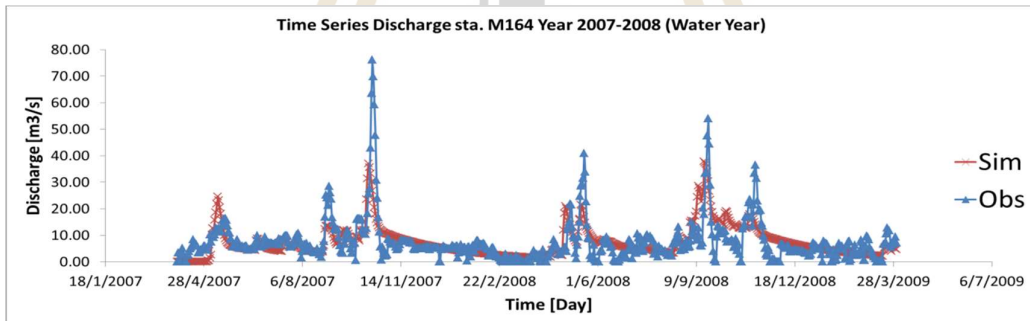


รูปที่ 4-25 ผลการสอบเทียบปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.183





รูปที่ 4-26 ผลการสอบเทียบปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.192



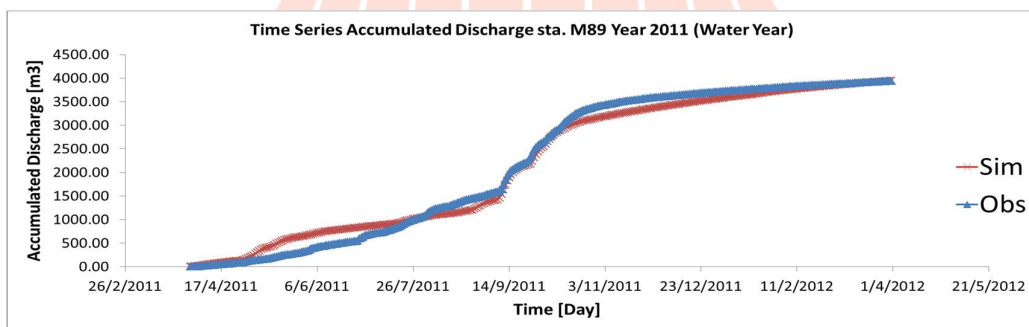
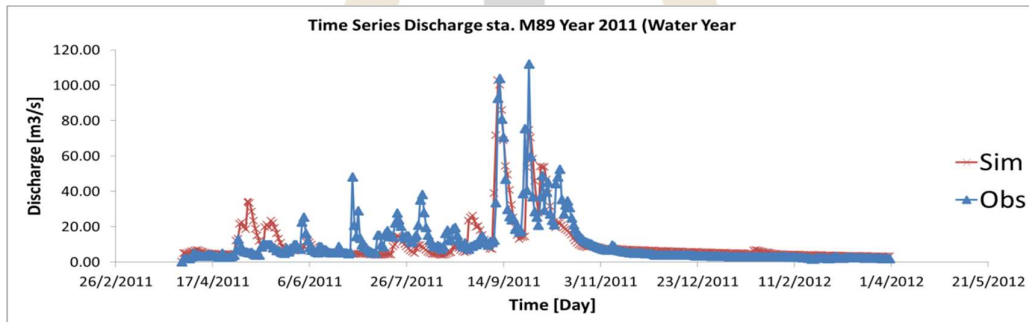
รูปที่ 4-27 ผลการสอบเทียบปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.164

**ผลการตรวจพิสูจน์แบบจำลอง (Model Validation)**

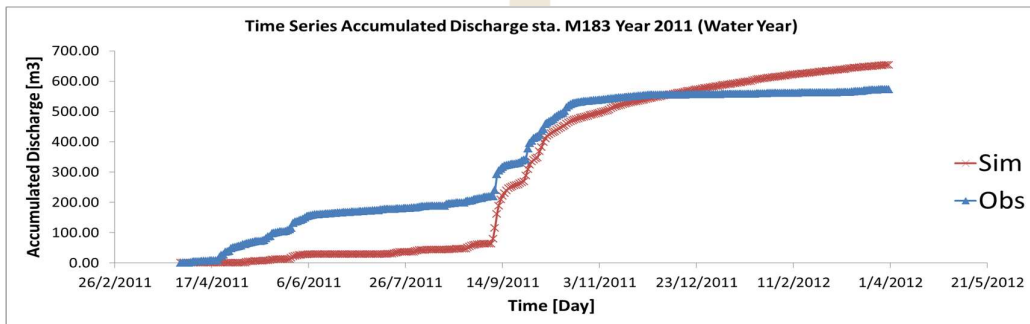
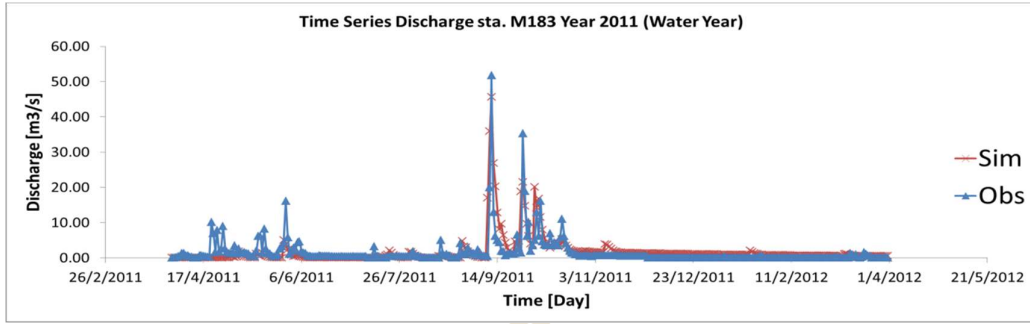
สำหรับการตรวจพิสูจน์แบบจำลอง MIKE11-NAM เพื่อทำการตรวจสอบความน่าเชื่อถือ ของแบบจำลองโดยได้ดำเนินการในสถานีวัดน้ำท่า 4 สถานี คือ สถานี M.89, M.183, M.192 และ M.164 เช่นเดียวกัน พบว่า ค่า R<sup>2</sup> มีค่าอยู่ระหว่าง 0.465 ถึง 0.740 และค่า WBL มีค่าอยู่ระหว่าง 0.20% ถึง 15.30% ดังตารางที่ 4-21 และรูปที่ 4-28 ถึง 4-31

ตารางที่ 4-21 การตรวจพิสูจน์แบบจำลอง MIKE11-NAM

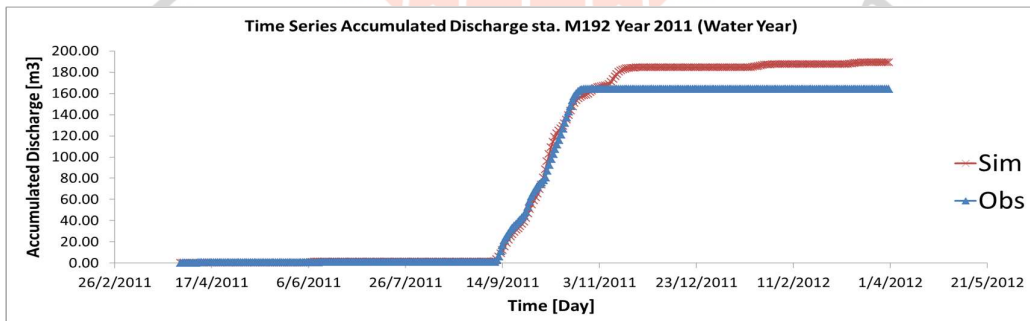
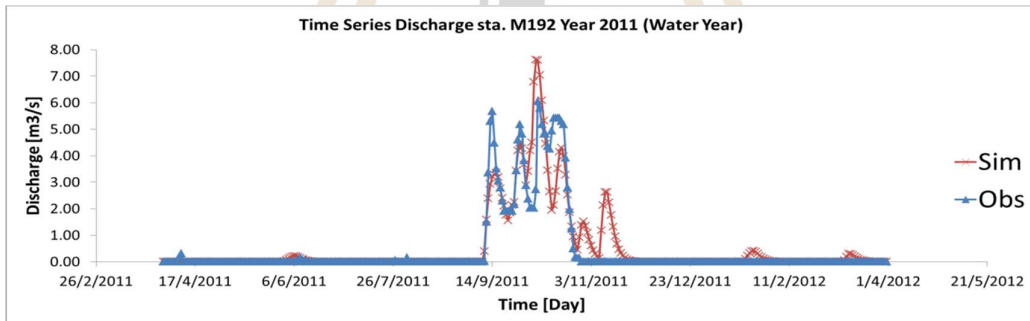
ลุ่มน้ำย่อย	สถานี	ช่วงปี	การตรวจพิสูจน์	
			Correlation Coefficient, R <sup>2</sup>	Water balance (%)
LTK1	M.89	2554	0.607	-0.2
LTK3	M.183	2554	0.505	-14.2
LTK6	M.192	2554	0.740	-15.3
LTK8	M.164	2554	0.465	-5



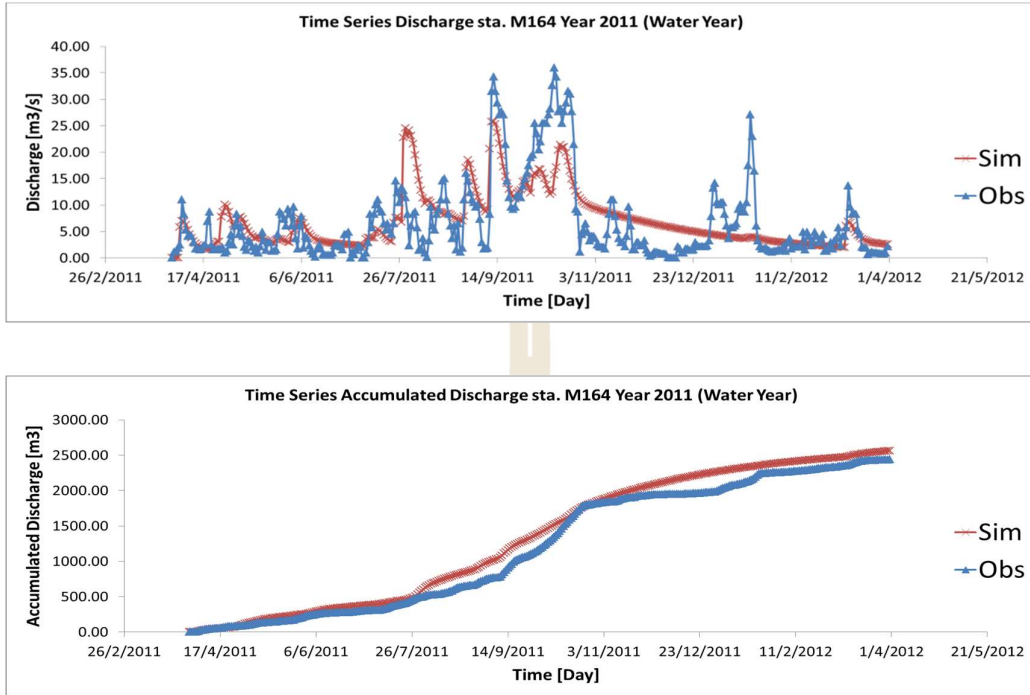
รูปที่ 4-28 ผลการตรวจพิสูจน์ปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.89



รูปที่ 4-29 ผลการตรวจพิสูจน์ปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.183



รูปที่ 4-30 ผลการตรวจพิสูจน์ปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.192



รูปที่ 4-31 ผลการตรวจพิสูจน์ปริมาณน้ำท่าที่สถานี M.164

ผลการคำนวณปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อยในแบบจำลอง MIKE11-NAM ณ คาบการเกิดซ้ำต่างๆ การคำนวณปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อยด้วยแบบจำลอง MIKE11-NAM โดยการวิเคราะห์ปริมาณน้ำท่าสูงสุดที่คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี, 10 ปี, 25 ปี, 50 ปี และ 100ปี ซึ่งเป็นกระบวนการเปลี่ยนแปลงน้ำฝนเป็นน้ำท่าไหลเข้าลำน้ำในแต่ละลุ่มน้ำย่อย โดยแยกแสดงตามคาบปีการเกิดซ้ำต่างๆ ดังนี้

**ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี**

ในการจำลองกระบวนการเปลี่ยนแปลงน้ำฝนเป็นน้ำท่าด้วยแบบจำลอง NAM ณ คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี ซึ่งตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2528 ให้ผลของค่าปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ดังแสดงในตารางที่ 4-22

ตารางที่ 4-22 ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี

ลุ่มน้ำย่อย	LTK1	LTK2	LTK3	LTK4	LTK5	LTK6	LTK7	LTK8
อัตราการไหลสูงสุด (ลบ.ม./วินาที)	20.0	15.2	10.0	49.9	87.4	10.4	66.5	32.8
อัตราการไหลเฉลี่ย (ลบ.ม./วินาที)	2.4	0.8	1.1	1.1	1.7	0.5	0.8	5.8

### ปริมาณน้ำทำในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี

ในการจำลองกระบวนการเปลี่ยนแปลงน้ำฝนเป็นน้ำทำด้วยแบบจำลอง NAM ณ คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี ซึ่งตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2554 ให้ผลของค่าปริมาณน้ำทำในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ดังแสดงในตารางที่ 4-23

ตารางที่ 4-23 ปริมาณน้ำทำในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี

ลุ่มน้ำย่อย	LTK1	LTK2	LTK3	LTK4	LTK5	LTK6	LTK7	LTK8
อัตราการไหลสูงสุด (ลบ.ม./วินาที)	106.6	48.7	37.3	50.7	82.1	7.5	68.0	24.8
อัตราการไหลเฉลี่ย (ลบ.ม./วินาที)	9.2	2.2	4.0	1.1	1.8	0.5	1.1	7.7

### ปริมาณน้ำทำในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี

ในการจำลองกระบวนการเปลี่ยนแปลงน้ำฝนเป็นน้ำทำด้วยแบบจำลอง NAM ณ คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี ซึ่งตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2550 ให้ผลของค่าปริมาณน้ำทำในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ดังแสดงในตารางที่ 4-24

ตารางที่ 4-24 ปริมาณน้ำทำในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี

ลุ่มน้ำย่อย	LTK1	LTK2	LTK3	LTK4	LTK5	LTK6	LTK7	LTK8
อัตราการไหลสูงสุด (ลบ.ม./วินาที)	66.1	26.4	21.6	49.7	79.0	41.3	66.6	36.0
อัตราการไหลเฉลี่ย (ลบ.ม./วินาที)	4.1	1.4	2.1	1.9	4.1	3.6	3.0	6.4

### ปริมาณน้ำทำในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี

ในการจำลองกระบวนการเปลี่ยนแปลงน้ำฝนเป็นน้ำทำด้วยแบบจำลอง NAM ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี ซึ่งตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2526 ให้ผลของค่าปริมาณน้ำทำในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ดังแสดงในตารางที่ 4-25

ตารางที่ 4-25 ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี

ลุ่มน้ำย่อย	LTK1	LTK2	LTK3	LTK4	LTK5	LTK6	LTK7	LTK8
อัตราการไหลสูงสุด (ลบ.ม./วินาที)	117.9	39.6	41.6	64.5	138.8	23.5	81.8	40.6
อัตราการไหลเฉลี่ย (ลบ.ม./วินาที)	7.8	2.2	3.8	1.4	3.1	2.4	2.1	7.8

#### ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี

ในการจำลองกระบวนการเปลี่ยนแปลงน้ำฝนเป็นน้ำท่าด้วยแบบจำลอง NAM ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี ซึ่งตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2553 ให้ผลของค่าปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ดังแสดงในตารางที่ 4-26

ตารางที่ 4-26 ปริมาณน้ำท่าในแต่ละลุ่มน้ำย่อย ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี

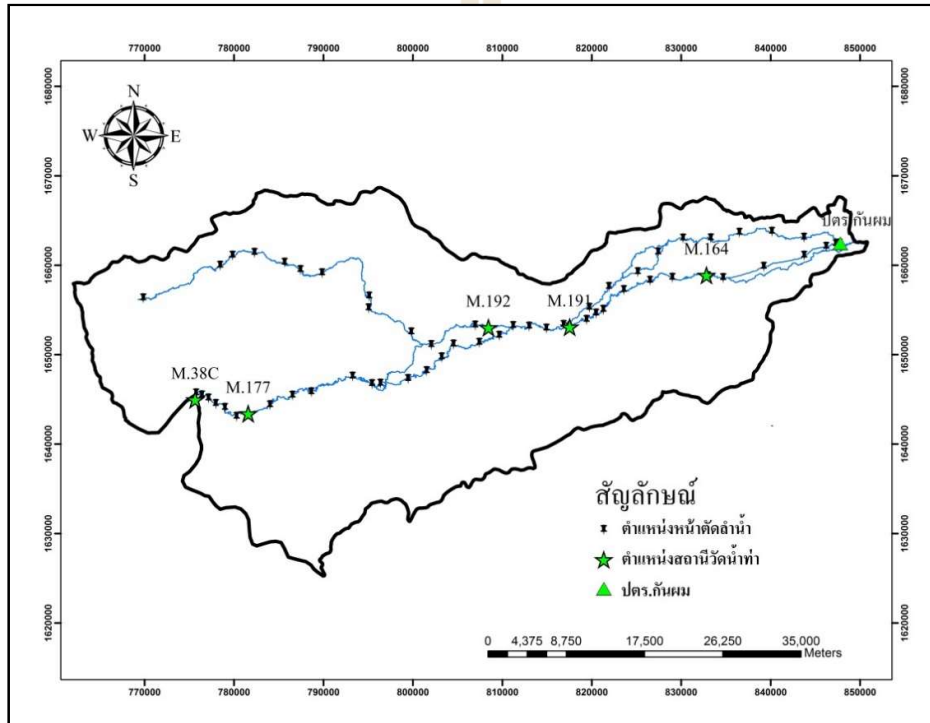
ลุ่มน้ำย่อย	LTK1	LTK2	LTK3	LTK4	LTK5	LTK6	LTK7	LTK8
อัตราการไหลสูงสุด (ลบ.ม./วินาที)	202.9	118.8	81.4	156.7	220.1	22.0	43.7	54.2
อัตราการไหลเฉลี่ย (ลบ.ม./วินาที)	8.9	2.8	4.7	2.0	2.3	1.0	0.4	8.4

#### 4.4.2 การหลากในลำน้ำจากแบบจำลอง MIKE11-HD Model

##### ผลการจำลองสภาพแนวเส้นลำน้ำ ในเขตพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง

ในการจำลองสภาพพฤติกรรมการไหลของน้ำด้วยแบบจำลอง MIKE11-HD ที่มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ และอัตราไหลตลอดเวลา (Unsteady Flow) โดยอาศัยข้อมูลหน้าตัดลำน้ำเป็นข้อมูลนำเข้าแบบจำลอง ในลำน้ำ 3 สาย ได้แก่ 1) ลำน้ำลำตะคอง ซึ่งมีความยาวลำน้ำตั้งแต่สถานีวัดน้ำท่า M.38c ถึงประตูระบายน้ำกันลมทั้งสิ้น 122.065 กิโลเมตร หน้าตัดลำน้ำที่นำเข้าในแบบจำลองประกอบด้วย หน้าตัดลำน้ำที่สำรวจโดยกรมชลประทาน 4 หน้าตัด และหน้าตัดลำน้ำที่สำรวจโดยภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์อีก 34 หน้าตัด 2) ลำน้ำลำห้วยไผ่ มีความยาวลำน้ำทั้งสิ้น 70.513 กิโลเมตร หน้าตัดลำน้ำที่นำเข้าในแบบจำลองประกอบด้วย หน้าตัดลำน้ำที่สำรวจเอง 12 หน้าตัด และหน้าตัดลำน้ำ ณ สถานีวัดน้ำท่าของกรมชลประทาน 1 หน้าตัด 3) ลำน้ำลำบริบูรณ์ มีความยาวลำน้ำทั้งสิ้น 48.116 กิโลเมตร หน้าตัดลำน้ำที่นำเข้าในแบบจำลอง ประกอบด้วย หน้าตัดลำน้ำที่สำรวจโดยภาควิชาวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์อีก 15 หน้าตัด ที่

เป็นแม่น้ำสายหลักไหลมาบรรจบกันในพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง ดังรูปที่ 4-32 และตารางที่ 4-26 โดยในการจำลองได้ทำการกำหนดขอบเขตด้านเหนือน้ำที่สถานีวัดน้ำท่า M.38c และขอบเขตด้านท้ายน้ำที่ประตูระบายน้ำกันลม ส่วนสภาพการไหลเข้าด้านข้างลำน้ำ เป็นผลมาจาก การจำลองสภาพการเปลี่ยนน้ำฝน เป็นน้ำท่าที่เกิดขึ้นในลุ่มน้ำย่อยต่าง ๆ ในแบบจำลอง NAM ถูกนำมาจำลองร่วมกับแบบจำลอง MIKE11-HD ดังตารางที่ 4-26 และ 4-27



รูปที่ 4-32 แนวเส้นลำน้ำ และตำแหน่งหน้าตัดลำน้ำสำหรับน้ำเข้าในแบบจำลอง MIKE11-HD

ตารางที่ 4-27 รายละเอียดของกลุ่มน้ำย่อยในแบบจำลอง MIKE11-HD

ลุ่มน้ำย่อย	พื้นที่ลุ่มน้ำ (ตร.กม.)	Branch Name	US.Chainage	DS.Chainage
LTK4	176	ลำตะคอง	0	10044
LTK5	441	ลำตะคอง	10044	65758
LTK6	612	ลำห้วยไผ่	0	70513
LTK7	286	ลำตะคอง	65758	75164
LTK8	507	ลำตะคอง	75164	122065
LTK8	507	ลำบริบูรณ์	0	48116

ตารางที่ 4-28 ค่าพารามิเตอร์แบบจำลอง NAM ในลุ่มน้ำย่อยในแบบจำลอง MIKE11-HD

ลุ่มน้ำย่อย	พื้นที่ลุ่มน้ำ (ตร.กม.)	U <sub>max</sub> มม.	L <sub>max</sub> มม.	CQOF	CKIF ชม.	CK1,2 ชม.	TOF	TIF	TG	CKBF ชม.
LTK4	176	14	156	0.157	256.1	49.2	0.340	0.164	0.408	1498.5
LTK5	441	14	156	0.157	256.1	49.2	0.340	0.164	0.408	1498.5
LTK6	612	17.8	259	0.153	304.5	49.4	0.634	0.116	0.807	1056
LTK7	286	14	156	0.157	256.1	49.2	0.340	0.164	0.408	1498.5
LTK8	507	10.2	53.1	0.161	207.7	48.9	0.045	0.211	0.009	1941

ตารางที่ 4-29 การเชื่อมต่อลำน้ำในแบบจำลอง MIKE11-HD

ลำน้ำ	Upstr. Ch.	Downpstr. Ch.	Upstr. Connection		Downpstr. Connection	
			Name	Ch.	Name	Ch.
ลำห้วยไผ่	0	70513	-	-	ลำตะคอง	65758
ลำบริบูรณ์	0	48116	ลำตะคอง	75164	ลำตะคอง	121985
ลำตะคอง	0	122065	-	-	-	-

สำหรับการจำลองสภาพการไหลในลำน้ำในแบบจำลอง MIKE11-HD ได้ทำการกำหนดค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของทางน้ำในแต่ละลำน้ำย่อยต่าง ๆ ดังตารางที่ 4-28

ตารางที่ 4-30 ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของทางน้ำ ในแบบจำลอง MIKE11-HD

ลำน้ำ	ระยะทาง	สัมประสิทธิ์ความขรุขระ Manning's n
ลำตะคอง	กม. 0+000 ถึง 47+003	0.025
	กม.47+003 ถึง 77+006	0.045
	กม.77+006 ถึง 86+015	0.075*
	กม.86+015 ถึง 122+065	0.030
ลำบริบูรณ์	กม. 0+000 ถึง 48+116	0.035
ลำห้วยไผ่	กม. 0+000 ถึง 70+513	0.035

หมายเหตุ : เป็นช่วงลำน้ำที่มีการก่อสร้างอาคารบังคับน้ำ อาทิเช่น ประตูระบายน้ำ ทำนบกั้นน้ำหรือฝายชะลอน้ำ Manning's n จึงมีค่าสูงที่ 0.075

#### ผลการสอบเทียบแบบจำลอง (Model Calibration)

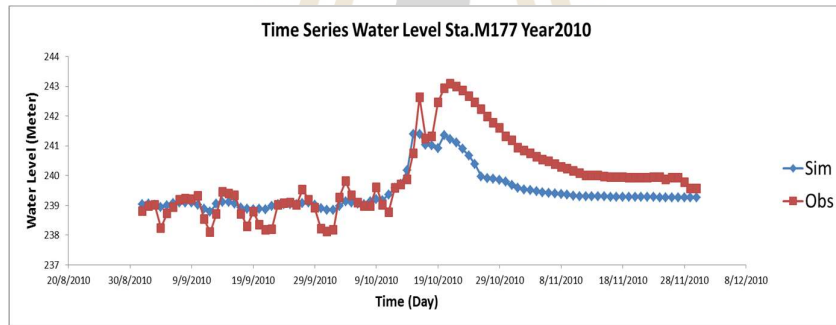
การสอบเทียบแบบจำลอง MIKE11-HD เพื่อหาค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของทางน้ำ ดำเนินการในสถานีวัดน้ำท่า 4 สถานี คือ สถานี M.177, M.192, M.191 และ M.164 พบว่า ค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ ( $R^2$ ) มีค่าอยู่ระหว่าง 0.683 ถึง 0.826 และค่า Nash-Sutcliffe coefficient of



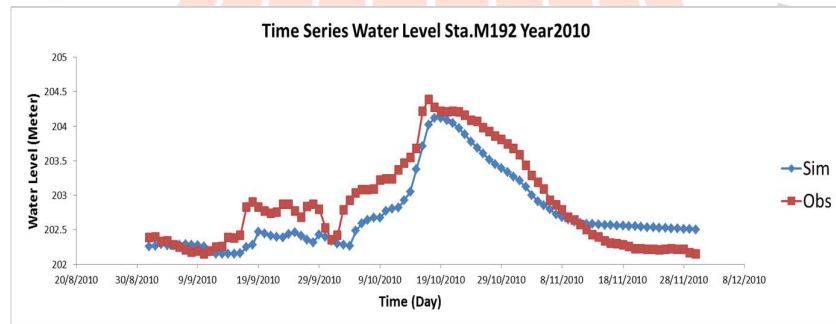
efficiency (NSE) มีค่าอยู่ระหว่าง 0.491 ถึง 0.756 ดังตารางที่ 4-29 และรูปที่ 4-33 ถึง 4-36 รูปที่ 4-35 ระดับน้ำจากแบบจำลองและการตรวจวัดจริงที่สถานี M191 ก่อนข้างมาสอดคล้องกันเนื่องจาก .....

ตารางที่ 4-31 การเปรียบเทียบความถูกต้องเชิงสถิติ ในการสอบเทียบแบบจำลอง MIKE11-HD ของพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง

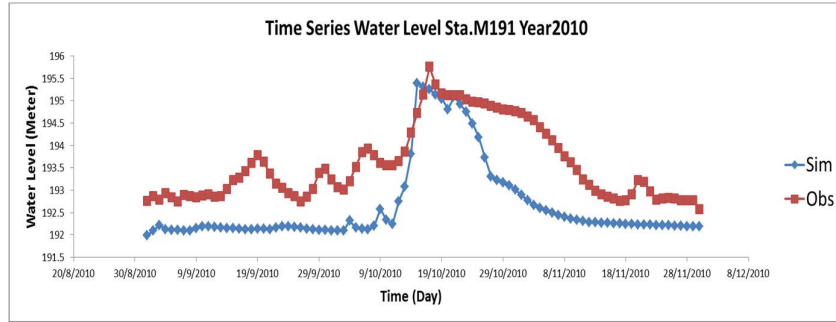
สถานี	ช่วงเวลา	การสอบเทียบ	
		Correlation Coefficient, $R^2$	Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency, NSE
M.177	2553	0.755	0.491
M.192	2553	0.826	0.756
M.191	2553	0.514	-0.578
M.164	2553	0.683	0.672



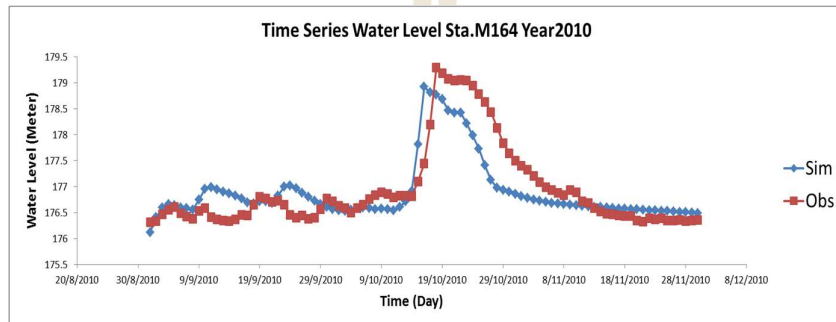
รูปที่ 4-33 ผลการสอบเทียบระดับน้ำที่สถานี M.177



รูปที่ 4-34 ผลการสอบเทียบระดับน้ำที่สถานี M.192



รูปที่ 4-35 ผลการสอบเทียบระดับน้ำที่สถานี M.191



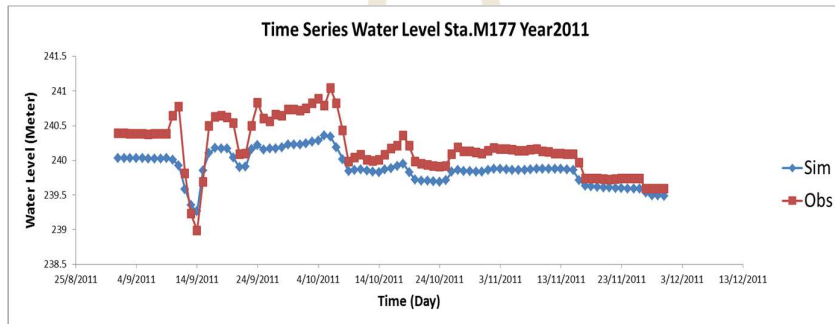
รูปที่ 4-36 ผลการสอบเทียบระดับน้ำที่สถานี M.164

#### ผลการตรวจพิสูจน์แบบจำลอง (Model Validation)

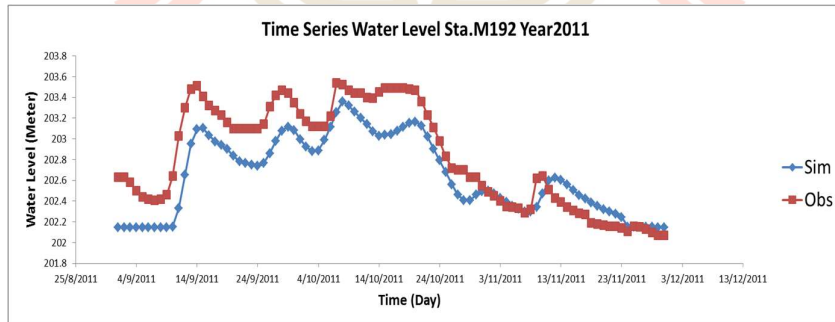
สำหรับการตรวจพิสูจน์แบบจำลอง MIKE11-HD เป็นการนำ ค่าสัมประสิทธิ์ ความขรุขระของทางน้ำ ที่ได้จากการสอบเทียบแบบจำลอง ไปจำลองในช่วงเวลาอื่น โดยได้ดำเนินการในสถานีวัดน้ำท่า 4 สถานี คือ สถานี M.177, M.192, M.191 และ M.164 พบว่า ค่า  $R^2$  มีค่าอยู่ระหว่าง 0.366 ถึง 0.935 และค่า NSE มีค่าอยู่ระหว่าง 0.010 ถึง 0.472 ดังตารางที่ 4-32 และรูปที่ 4-37 ถึง 4-40

ตารางที่ 4-32 การเปรียบเทียบความถูกต้องเชิงสถิติ ในการตรวจพิสูจน์แบบจำลอง MIKE11-HD ของพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง

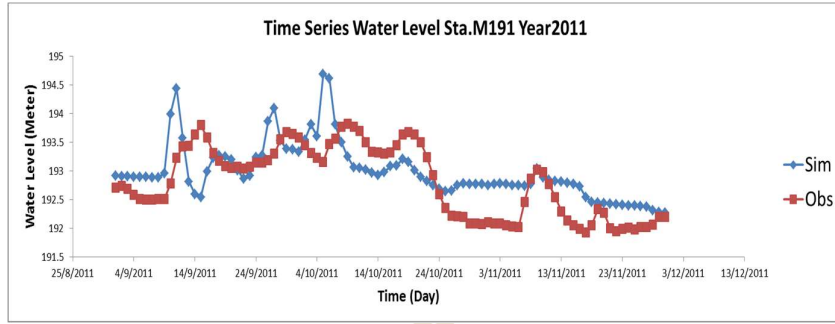
สถานี	ช่วงเวลา	การตรวจพิสูจน์	
		Correlation Coefficient, $R^2$	Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency, NSE
M.177	2554	0.935	-0.010
M.192	2554	0.838	0.141
M.191	2554	0.366	-0.238
M.164	2554	0.536	-0.472



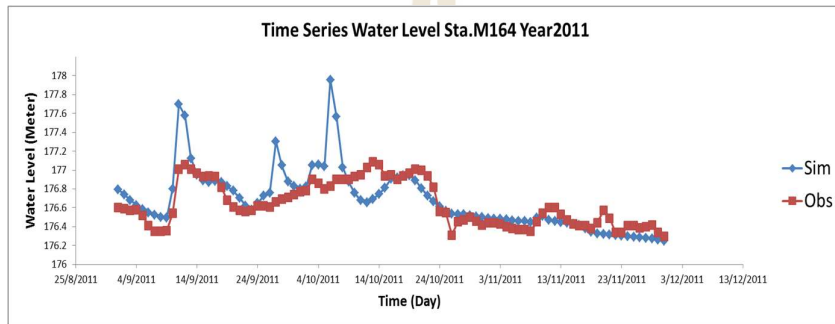
รูปที่ 4-37 ผลการตรวจพิสูจน์ระดับน้ำที่สถานี M.177



รูปที่ 4-38 ผลการตรวจพิสูจน์ระดับน้ำที่สถานี M.192



รูปที่ 4-39 ผลการตรวจพิสูจน์ระดับน้ำที่สถานี M.191



รูปที่ 4-40 ผลการตรวจพิสูจน์ระดับน้ำที่สถานี M.164

**ผลการคำนวณระดับน้ำ และอัตราการไหลในแต่ละหน้าตัดลำน้ำในแบบจำลอง MIKE11-HD ณ คาบการเกิดซ้ำต่างๆ**

การคำนวณค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลในแต่ละหน้าตัดลำน้ำด้วยแบบจำลอง MIKE11-HD โดยการวิเคราะห์ระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดที่คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี, 10 ปี, 25 ปี, 50 ปี และ 100ปี ซึ่งมีการไหลเอ่อล้นตลิ่งทั้งสองฝั่งลำน้ำ โดยแยกแสดงตามคาบปีการเกิดซ้ำต่างๆ ดังนี้

**ค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี**

ในการจำลองสภาพการไหลของน้ำในลำน้ำด้วยแบบจำลอง MIKE11-HD ณ คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี ซึ่งตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2528 ให้ผลของค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ พบว่าผลการจำลองสภาพการไหลในลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี เกิดขึ้นในปี พ.ศ.2528 มีค่าระดับน้ำสูงสุดเท่ากับ 302.169 เมตร (รทก.) มีค่าต่ำสุดเท่ากับ 167.900 เมตร (รทก.) และมีค่าระดับน้ำเฉลี่ยในลำน้ำเท่ากับ 208.130 เมตร (รทก.) ในการจำลองผล แสดงให้เห็นว่าสภาพปัญหาน้ำท่วมส่วนใหญ่เกิดจากสภาวะที่ปริมาณน้ำในลำน้ำมากจนเกิดความจุลำน้ำที่สามารถรับได้จนเกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งออกมาตลอดตามแนวเส้นแม่น้ำลำตะคอง ตั้งแต่สถานีวัดน้ำท่า M.38c (ท้ายเขื่อนลำตะคอง) ถึงประตูระบายน้ำกันลม (ก่อนเข้าพื้นที่เทศบาลนครนครราชสีมา) ทั้งหมด 6 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.23+087 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.36+929 ช่วงที่ 3 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่ง

ที่กม.48+018 ถึง กม.51+707 ช่วงที่ 4 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.59+553 ถึง กม.75+911 ช่วงที่ 5 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.78+952 ถึง กม.94+172 ช่วงที่ 6 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.112+289 ถึง กม.120+082 ซึ่งเป็นช่วงที่น้ำไหลผ่านตัวเมืองนครราชสีมา น้ำที่ไหลในลำบริบูรณ์ เกิดการไหลเอ่อสันตลิ่งตลอดตามแนวเส้นลำน้ำ ทั้งหมด 2 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.18+646 ถึง กม.25+007 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.35+033 ถึง กม.48+087 และน้ำที่ไหลในลำห้วยไผ่ เกิดการไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.0+000 และกม.64+930 โดยมีค่าระดับน้ำสูงสุด เมื่อเกิดการไหลเอ่อสันตลิ่ง เท่ากับ 1.372 เมตร ต่ำสุดเท่ากับ 0.010 เมตร และค่าระดับน้ำเฉลี่ยเท่ากับ 0.560 เมตร อัตราการไหลสูงสุด ที่จำลองได้ในแต่ละหน้าตัดลำน้ำเท่ากับ 178.2 ลบ.ม./วินาที อัตราการไหลต่ำสุดเท่ากับ 18.4 ลบ.ม./วินาที และอัตราการไหลเฉลี่ยเท่ากับ 62.0 ลบ.ม./วินาที

#### **ค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี**

ในการจำลองสภาพการไหลของน้ำในลำน้ำด้วยแบบจำลอง HD ณ คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี ซึ่งตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2554 ให้ผลของค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ พบว่าผลการจำลองสภาพการไหลในลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี เกิดขึ้นในปี พ.ศ.2554 มีค่าระดับน้ำสูงสุดเท่ากับ 302 เมตร (รทก.) มีค่าต่ำสุดเท่ากับ 167.800 เมตร (รทก.) และมีค่าระดับน้ำเฉลี่ยในลำน้ำเท่ากับ 208.211 เมตร (รทก.) ในการจำลองผล ยังแสดงให้เห็นอีกว่า สภาพปัญหาน้ำท่วมส่วนใหญ่เกิดจากสถานะที่ปริมาณน้ำในลำน้ำมากจนเกิดความจุลำน้ำที่สามารถรับได้จนเกิดการไหลเอ่อสันตลิ่งออกมตลอดตามแนวเส้นแม่น้ำลำตะคอง ตั้งแต่สถานีวัดน้ำท่า M.38c (ท้ายเขื่อนลำตะคอง) ถึง ประตูระบายน้ำกันลม (ก่อนเข้าพื้นที่เทศบาลนครราชสีมา) ทั้งหมด 4 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.18+564 ถึง กม.23+087 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.36+929 ถึง กม.75+911 ช่วงที่ 3 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.78+952 ถึง กม.94+172 ช่วงที่ 4 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่ กม.112+289 ถึง กม.120+082 ซึ่งเป็นช่วงที่ น้ำไหลผ่านตัวเมืองนครราชสีมา น้ำที่ไหลในลำบริบูรณ์ เกิดการไหลเอ่อสันตลิ่งตลอดตามแนวเส้นลำน้ำ ทั้งหมด 3 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.0+058 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.18+646 ถึง กม.25+007 ช่วงที่ 3 น้ำไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.35+033 ถึง กม.48+087 และน้ำที่ไหลในลำห้วยไผ่เกิดการไหลเอ่อสันตลิ่งที่กม.0+000 โดยมีค่าระดับน้ำสูงสุด เมื่อเกิดการไหลเอ่อสันตลิ่งเท่ากับ 1.540 เมตร ต่ำสุดเท่ากับ 0.024 เมตร และค่าระดับน้ำเฉลี่ยเท่ากับ 0.606 เมตร อัตราการไหลสูงสุดที่จำลองได้ในแต่ละหน้าตัดลำน้ำเท่ากับ 174.2 ลบ.ม./วินาที อัตราการไหลต่ำสุดเท่ากับ 6 ลบ.ม./วินาที และอัตราการไหลเฉลี่ยเท่ากับ 71.8 ลบ.ม./วินาที

#### **ค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี**

ในการจำลองสภาพการไหลของน้ำในลำน้ำด้วยแบบจำลอง HD ณ คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี ซึ่งตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2550 ให้ผลของค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ พบว่า

ผลการจำลองสภาพการไหลในลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี เกิดขึ้นในปี พ.ศ.2550 มีค่าระดับน้ำสูงสุดเท่ากับ 302.170 เมตร (รทก.) มีค่าต่ำสุดเท่ากับ 167.900 เมตร (รทก.) และมีค่าระดับน้ำเฉลี่ยในลำน้ำเท่ากับ 208.474 เมตร (รทก.) ในการจำลองผล ยังแสดงให้เห็นอีกว่า สภาพปัญหาทั่วส่วนใหญ่เกิดจากสถานะที่ปริมาณน้ำในลำน้ำมากจนเกิดความจุลำน้ำที่สามารถรับได้จนเกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งออกมาตลอดตามแนวเส้นแม่น้ำลำตะคอง ตั้งแต่สถานีวัดน้ำท่า M.38c (ท้ายเขื่อนลำตะคอง) ถึง ประตูระบายน้ำกันผม (ก่อนเข้าพื้นที่เทศบาลนครนครราชสีมา) ทั้งหมด 5 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.23+087 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.36+929 ถึง กม.75+911 ช่วงที่ 3 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.78+952 ถึง กม.98+136 ช่วงที่ 4 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.104+729 ช่วงที่ 5 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.112+289 ถึง กม.120+082 ซึ่งเป็นช่วงที่น้ำไหลผ่านตัวเมืองนครราชสีมา น้ำที่ไหลในลำบริบูรณ์เกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งตลอดตามแนวเส้นลำน้ำ ทั้งหมด 4 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.0+058 ถึง กม.1+559 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.10+007 ช่วงที่ 3 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.18+646 ถึง กม.25+007 ช่วงที่ 4 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.35+033 ถึง กม.48+087 และน้ำที่ไหลในลำห้วยไผ่เกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งทั้งหมด 3 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.0+000 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.45+736 ถึง กม.52+786 ช่วงที่ 3 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.64+930 โดยมีค่าระดับน้ำสูงสุดเมื่อเกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งเท่ากับ 1.833 เมตร ต่ำสุดเท่ากับ 0.089 เมตร และค่าระดับน้ำเฉลี่ยเท่ากับ 0.698 เมตร อัตราการไหลสูงสุดที่จำลองได้ในแต่ละหน้าตัดลำน้ำเท่ากับ 251.8 ลบ.ม./วินาที อัตราการไหลต่ำสุดเท่ากับ 18.5 ลบ.ม./วินาที และอัตราการไหลเฉลี่ยเท่ากับ 90.4 ลบ.ม./วินาที

#### **ค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี**

ในการจำลองสภาพการไหลของน้ำในลำน้ำด้วยแบบจำลอง HD ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี ซึ่งตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2526 ให้ผลของค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ พบว่าผลการจำลองสภาพการไหลในลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี เกิดขึ้นในปี พ.ศ.2526 มีค่าระดับน้ำสูงสุดเท่ากับ 302.169 เมตร (รทก.) มีค่าต่ำสุดเท่ากับ 167.900 เมตร (รทก.) และมีค่าระดับน้ำเฉลี่ย ในลำน้ำเท่ากับ 208.526 เมตร (รทก.) ในการจำลองผลยังแสดงให้เห็นอีกว่า สภาพปัญหาทั่วส่วนใหญ่เกิดจากสถานะที่ปริมาณน้ำในลำน้ำมากจนเกิดความจุลำน้ำที่สามารถรับได้จนเกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งออกมาตลอดตามแนวเส้นแม่น้ำลำตะคอง ตั้งแต่สถานีวัดน้ำท่า M.38c (ท้ายเขื่อนลำตะคอง) ถึง ประตูระบายน้ำกันผม (ก่อนเข้าพื้นที่เทศบาลนครนครราชสีมา) ทั้งหมด 5 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.18+564 ถึง กม.23+087 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.36+929 ถึง กม.75+911 ช่วงที่ 3 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.78+952 ถึง กม.98+136 ช่วงที่ 4 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่ กม.104+729 ช่วงที่ 5 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.112+289 ถึง กม.120+082 ซึ่งเป็นช่วงที่ น้ำไหลผ่านตัวเมืองนครราชสีมา น้ำที่ไหลในลำบริบูรณ์เกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งตลอดตามแนวเส้นลำน้ำ ทั้งหมด 4 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.0+058 ถึง กม.1+559 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่ กม.10+007 ช่วงที่ 3 น้ำไหล

เอ่อล้นตลิ่งที่กม.15+006 ถึง กม.25+007 ช่วงที่ 4 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.35+033 ถึง กม.48+087 และ น้ำที่ไหลในลำห้วยฝៃเกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งทั้งหมด 3 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม. 0+000 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.45+736 ช่วงที่ 3 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่ กม.64+930 โดยมีค่า ระดับน้ำสูงสุดเมื่อเกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งเท่ากับ 1.817 เมตร ต่ำสุดเท่ากับ 0.013 เมตร และค่าระดับ น้ำเฉลี่ยเท่ากับ 0.731 เมตร อัตราการไหลสูงสุดที่จำลองได้ในแต่ละหน้าตัดลำน้ำเท่ากับ 299.1 ลบ.ม./ วินาที อัตราการไหลต่ำสุดเท่ากับ 18.5 ลบ.ม./วินาที และอัตราการไหลเฉลี่ยเท่ากับ 100.4 ลบ.ม./วินาที

#### ค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 100ปี

ในการจำลองสภาพการไหลของน้ำในลำน้ำด้วยแบบจำลอง HD ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี ซึ่ง ตรงกับช่วงปี พ.ศ. 2553 ให้ผลของค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลสูงสุดในแต่ละหน้าตัดลำน้ำ พบว่า ผลการจำลองสภาพการไหลในลำน้ำ ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี เกิดขึ้นในปี พ.ศ.2553 มีค่าระดับน้ำ สูงสุดเท่ากับ 302.169 เมตร (รทก.) มีค่าต่ำสุดเท่ากับ 167.900 เมตร (รทก.) และมีค่าระดับน้ำเฉลี่ย ใน ลำน้ำเท่ากับ 209.061 เมตร (รทก.) ในการจำลองผลแสดงให้เห็นอีกว่า สภาพปัญหาน้ำท่วมส่วนใหญ่ เกิดจากสภาวะที่ปริมาณน้ำในลำน้ำมากจนเกิดความจุลำน้ำที่สามารถรับได้จนเกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่ง ออกมาตลอดตามแนวเส้นแม่น้ำลำตะคอง ตั้งแต่สถานีวัดน้ำท่า M.38c (ท้ายเขื่อนลำตะคอง) ถึง ประตู ระบายน้ำกันลม (ก่อนเข้าพื้นที่เทศบาลนครนครราชสีมา) ทั้งหมด 4 ช่วง คือ ช่วงที่ 1 น้ำไหลเอ่อล้น ตลิ่งที่กม.13+410 ถึง กม.75+911 ช่วงที่ 2 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.78+952 ถึง กม.98+136 ช่วงที่ 3 น้ำ ไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.104+729 ช่วงที่ 4 น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม.112+289 ถึง กม.120+082 ซึ่งเป็นช่วง ที่น้ำไหลผ่านตัวเมืองนครราชสีมา น้ำที่ไหลในลำบริบูรณ์ เกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่ง ตลอดตามแนวเส้น ลำน้ำทั้งลำน้ำ ที่กม.0+058 ถึง กม.48+087 และน้ำที่ไหลในลำห้วยฝៃ เกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งที่กม. 0+000 และกม.64+930 โดยมีค่าระดับน้ำสูงสุด เมื่อเกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่งเท่ากับ 2.655 เมตร ต่ำสุด เท่ากับ 0.204 เมตร และค่าระดับน้ำเฉลี่ยเท่ากับ 1.129 เมตร อัตราการไหลสูงสุดที่จำลองได้ ในแต่ละ หน้าตัดลำน้ำเท่ากับ 460.7 ลบ.ม./วินาที อัตราการไหลต่ำสุด เท่ากับ 18.5 ลบ.ม./วินาที และอัตราการ ไหลเฉลี่ยเท่ากับ 184.6 ลบ.ม./วินาที

#### 4.4.3 สภาพน้ำท่วมจากแบบจำลอง MIKE Flood Model

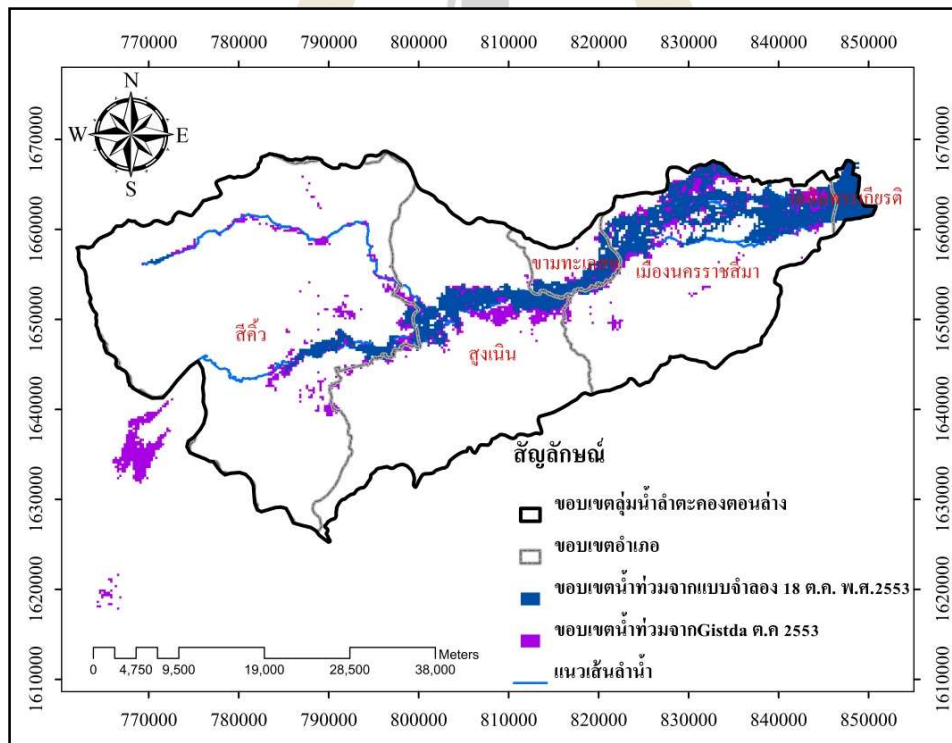
##### ผลการสอบเทียบแบบจำลอง (Model Calibration)

การสอบเทียบแบบจำลอง MIKE FLOOD ได้ดำเนินการนำผล ขอบเขตน้ำท่วมที่ได้ จากแบบจำลอง มาทำการเปรียบเทียบกับ ขอบเขตน้ำท่วมจากแผนที่น้ำท่วมที่ผ่านการแปลผลจาก ภาพถ่ายดาวเทียมของสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศ และภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน) หรือ GISTDA ซึ่งพบว่า (1) ในช่วงการเกิดน้ำท่วมสูงสุด ที่ได้จากแบบจำลอง คือวันที่ 18 ตุลาคม พ.ศ.2553 มีพื้นที่น้ำท่วมเท่ากับ 206.38 ตารางกิโลเมตร นำมาซ้อนทับกับแผนที่น้ำท่วม ช่วงเดือนตุลาคม พ.ศ.

2553 จาก GISTDA มีพื้นที่น้ำท่วมเท่ากับ 216.75 ตารางกิโลเมตร ดังรูปที่ 4-45 และทำการตรวจสอบความน่าเชื่อถือของแบบจำลองด้วย confusion matrix ดังตารางที่ 4-31 ผลที่ได้คือ มีค่าความถูกต้องของการซ้อนทับกัน ระหว่างขอบเขตน้ำท่วม ที่ได้จากแบบจำลองกับแผนที่น้ำท่วมจาก GISTDA เท่ากับ 93.6% และ (2) ในวันที่ 30 ตุลาคม พ.ศ.2553 ขอบเขตน้ำท่วมที่ได้จากแบบจำลองมีพื้นที่น้ำท่วมเท่ากับ 164.13 ตารางกิโลเมตร และพื้นที่น้ำท่วมจากภาพถ่ายดาวเทียม Landsat 5 เท่ากับ 87.31 ตารางกิโลเมตร ซึ่งมีค่าความถูกต้อง ของการซ้อนทับกัน เท่ากับ 92.7% ดังรูปที่ 4-42 และดังตารางที่ 4-32

ตารางที่ 4-33 การเปรียบเทียบความถูกต้องเชิงสถิติด้วยวิธี confusion matrix วันที่ 18 ตุลาคม พ.ศ. 2553

GISTDA data (Reference data)	DHI MIKE FLOOD Model		Row total
	Flood	Non-Flood	
Flood	2346	1122	3468
Non-Flood	956	27899	28855
Column Total	3302	29021	32323



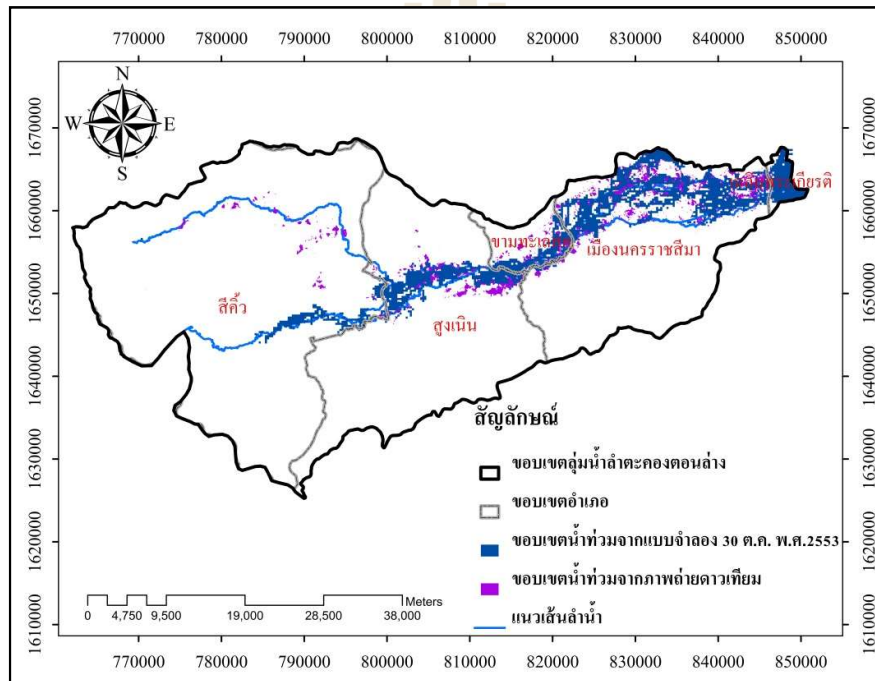
รูปที่ 4-41 ผลการสอบเทียบขอบเขตช่วงการเกิดน้ำท่วมสูงสุด 18 ตุลาคมปี พ.ศ.2553 กับขอบเขตนํ้าท่วมที่ได้เก็บสำรวจโดย GISTDA ในช่วงเดือนตุลาคม พ.ศ. 2553



ตารางที่ 4-34 การเปรียบเทียบความถูกต้องเชิงสถิติด้วยวิธี confusion matrix วันที่ 30 ตุลาคม พ.ศ.

2553

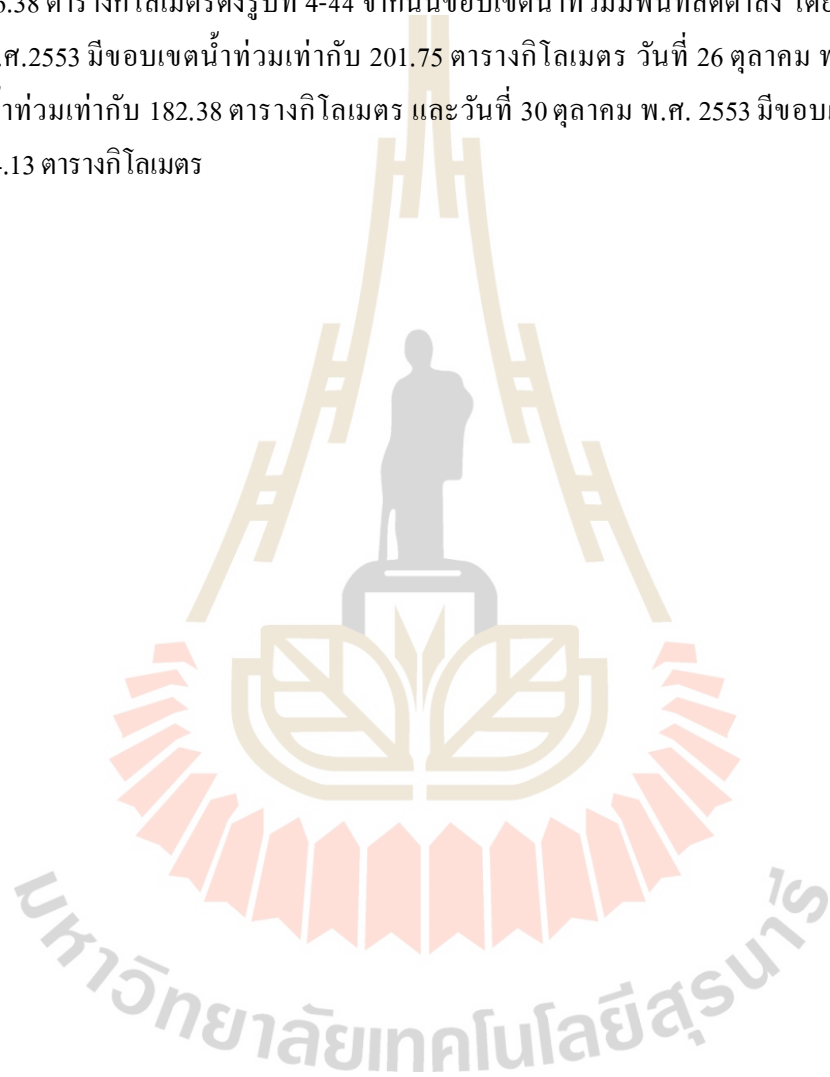
GISTDA data (Reference data)	DHI MIKE FLOOD Model		Row total
	Flood	Non-Flood	
Flood	833	564	1397
Non-Flood	1793	29133	30926
Total	2626	29697	32323

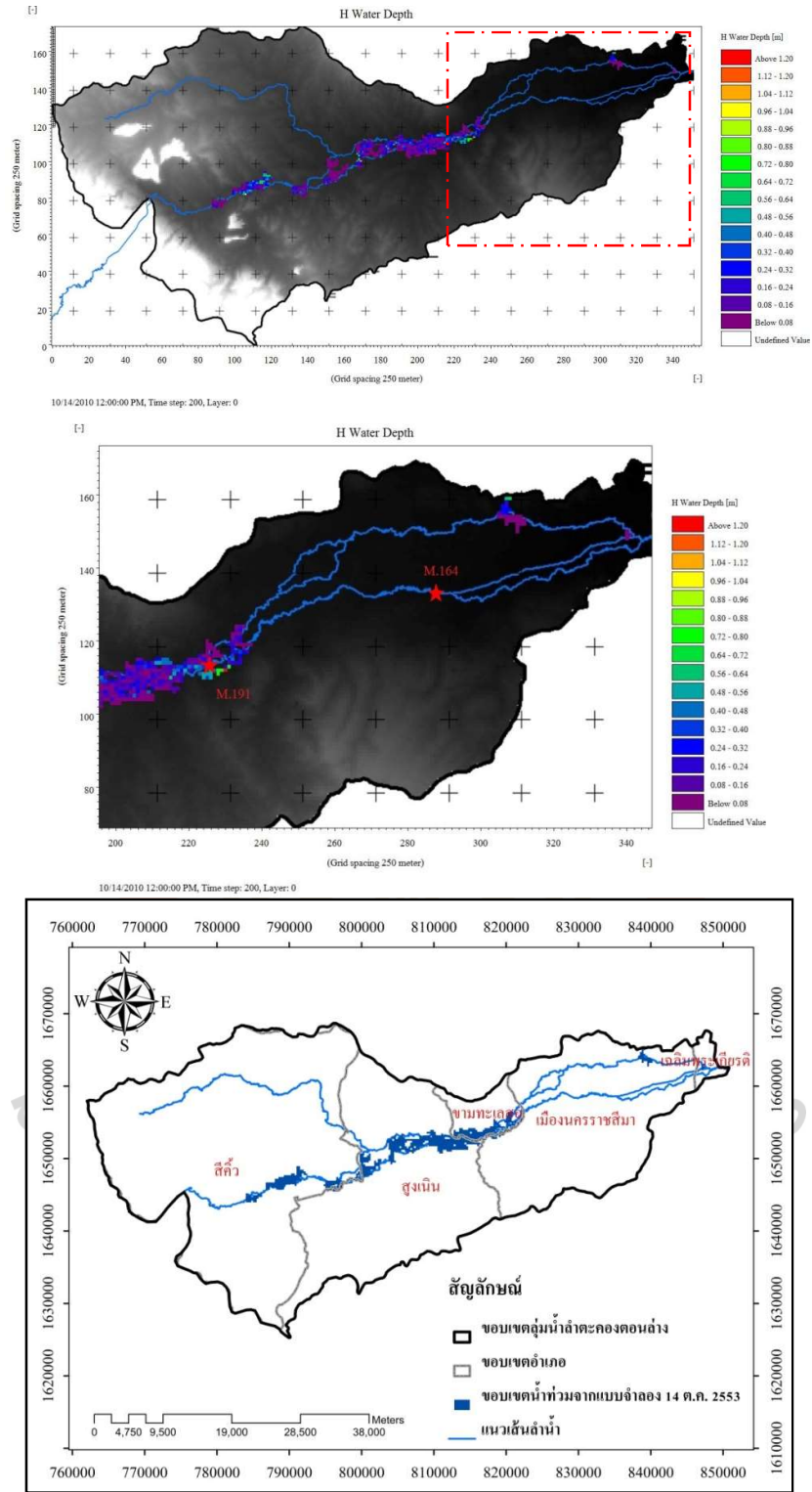


รูปที่ 4-42 ผลการสอบเทียบขอบเขตการเกิดน้ำท่วมที่ได้จากแบบจำลอง MIKE FLOOD กับขอบเขตนํ้าท่วมที่ได้จากภาพถ่ายดาวเทียม Landsat 5 ในช่วงวันที่ 30 ตุลาคม พ.ศ. 2553

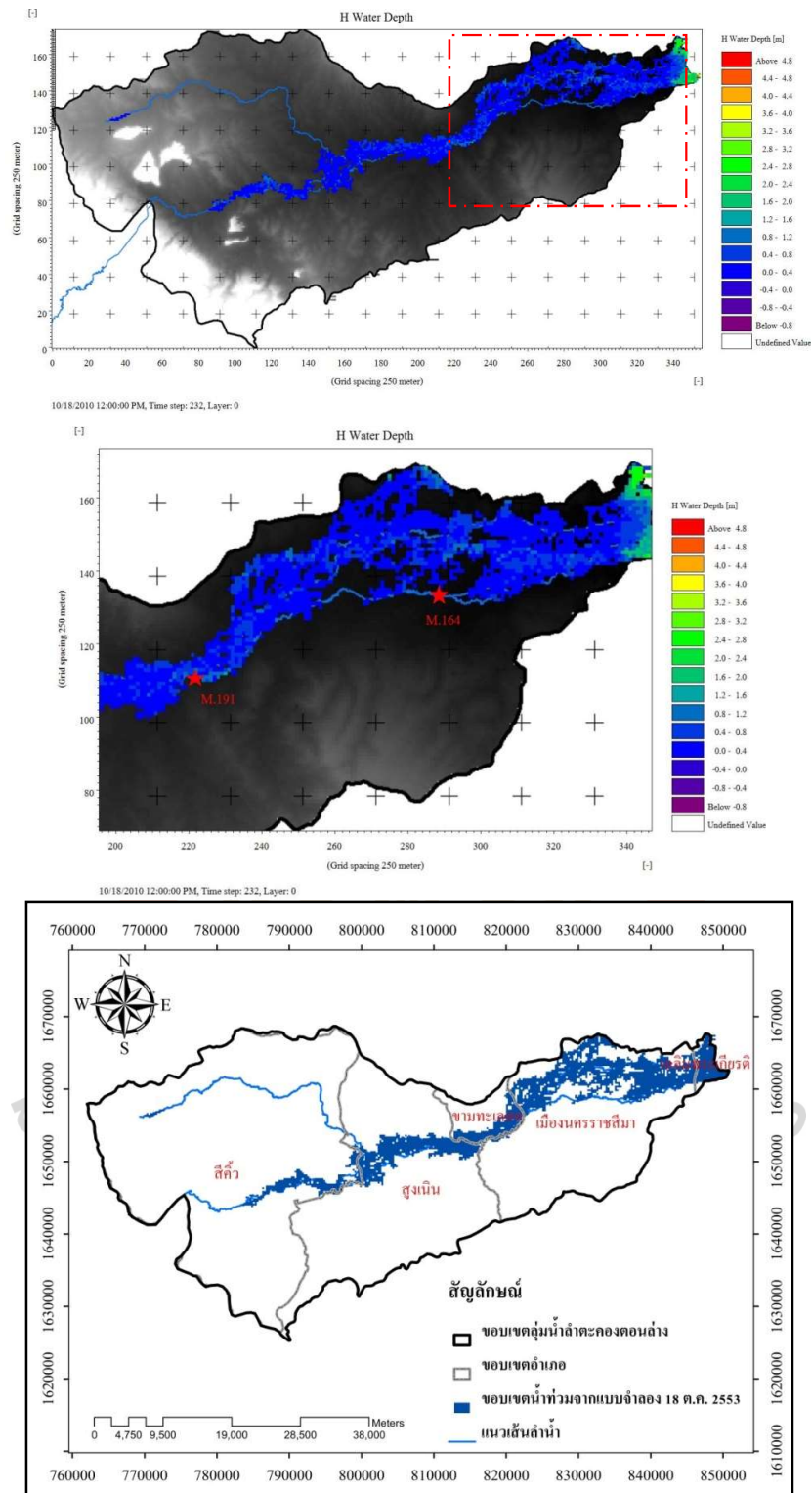
**ผลการคำนวณขอบเขตนํ้าท่วมในแบบจำลอง MIKE FLOOD ปี พ.ศ. 2553**

ในการจำลองสภาพการเกิดนํ้าท่วมที่เกิดขึ้นในปี พ.ศ.2553 ด้วยแบบจำลอง MIKE FOOD ซึ่งเป็นช่วงที่เกิดนํ้าท่วมใหญ่สูงสุดในพื้นที่ลุ่มนํ้าลําตะคอง ระหว่างวันที่ 14 ตุลาคม พ.ศ. 2553 ถึงวันที่ 30 ตุลาคม พ.ศ. 2553 พบว่า วันที่ 14 ตุลาคม 2553 มีขอบเขตพื้นที่นํ้าท่วมเท่ากับ 50.38 ตารางกิโลเมตร ดังรูปที่ 4-43 และเกิดนํ้าท่วมสูงสุดในวันที่ 18 ตุลาคม พ.ศ. 2553 โดยมีขอบเขตพื้นที่นํ้าท่วมสูงสุดเท่ากับ 206.38 ตารางกิโลเมตรดังรูปที่ 4-44 จากนั้นขอบเขตนํ้าท่วมมีพื้นที่ลดต่ำลง โดยในวันที่ 22 ตุลาคม พ.ศ.2553 มีขอบเขตนํ้าท่วมเท่ากับ 201.75 ตารางกิโลเมตร วันที่ 26 ตุลาคม พ.ศ. 2553 มีขอบเขตนํ้าท่วมเท่ากับ 182.38 ตารางกิโลเมตร และวันที่ 30 ตุลาคม พ.ศ. 2553 มีขอบเขตนํ้าท่วมเท่ากับ 164.13 ตารางกิโลเมตร





รูปที่ 4-43 ขอบเขตน้ำท่วมในวันที่ 14 ตุลาคม พ.ศ. 2553



รูปที่ 4-44 ขอบเขตน้ำท่วมในวันที่ 18 ตุลาคม พ.ศ. 2553

### ผลการคำนวณขอบเขตนํ้าท่วมในแบบจำลอง MIKE FLOOD ณ คาบการเกิดซ้ําต่างๆ

การคำนวณพื้นที่ขอบเขตการเกิดนํ้าท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE FLOOD โดยการวิเคราะห์ขอบเขตนํ้าท่วมสูงสุดที่คาบการเกิดซ้ํา 5 ปี, 10 ปี, 25 ปี, 50 ปี และ 100 ปี ซึ่งมีการไหลเอ่อล้นตลิ่งของนํ้าทั้งสองฝั่งลํ้านํ้าจากแบบจำลอง MIKE11 เข้ําท่วมไปยังพื้นที่ท่งนํ้าท่วมจากแบบจำลอง MIKE21 โดยแยกแสดงตามคาบปีการเกิดซ้ําต่าง ๆ ดังนี้

#### ขอบเขตนํ้าท่วม ณ คาบการเกิดซ้ํา 5 ปี

ในการจำลองสภาพการเกิดนํ้าท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE FLOOD ณ คาบการเกิดซ้ํา 5 ปี มีขอบเขตการเกิดนํ้าท่วมสูงสุดเท่ากับ 87.25 ตารางกิโลเมตร ซึ่งจากสภาพการเกิดนํ้าท่วมดังกล่าวส่งผลกระทบต่อพื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดิน และตำบลต่างๆในเขตลุ่มนํ้าลําตะคอง ดังตารางที่ 4-35

ตารางที่ 4-35 พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะนํ้าท่วม T= 5ปี

รหัส	ลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดิน	พื้นที่นํ้าท่วม (ตร.กม.)	ร้อยละของพื้นที่นํ้าท่วม
1	เกษตรกรรม	78.69	90.19
2	ชุมชนเมืองและอุตสาหกรรม	2.44	2.79
3	ทุ่งหญ้าและป่าละเมาะ	3.25	3.72
4	ป่าไม้	0.06	0.07
5	แหล่งนํ้า	2.81	3.22
รวมพื้นที่นํ้าท่วม		87.25	100.00

#### ขอบเขตนํ้าท่วม ณ คาบการเกิดซ้ํา 10 ปี

ในการจำลองสภาพการเกิดนํ้าท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE FLOOD ณ คาบการเกิดซ้ํา 10 ปี มีขอบเขตการเกิดนํ้าท่วมสูงสุดเท่ากับ 93.19 ตารางกิโลเมตร ซึ่งจากสภาพการเกิดนํ้าท่วมดังกล่าวส่งผลกระทบต่อพื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดิน และตำบลต่าง ๆ ในเขตลุ่มนํ้าลําตะคอง ดังตารางที่ 4-36

ตารางที่ 4-36 พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะนํ้าท่วม T = 10 ปี

รหัส	ลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดิน	พื้นที่นํ้าท่วม (ตร.กม.)	ร้อยละของพื้นที่นํ้าท่วม
1	เกษตรกรรม	82.94	89.00
2	ชุมชนเมืองและอุตสาหกรรม	3.75	4.02
3	ทุ่งหญ้าและป่าละเมาะ	3.38	3.62
4	ป่าไม้	0.06	0.07
5	แหล่งนํ้า	3.06	3.29
รวมพื้นที่นํ้าท่วม		93.19	100.00

### ขอบเขตนํ้าท่วม ณ คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี

ในการจำลองสภาพการเกิดนํ้าท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE FLOOD ณ คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี มีขอบเขตการเกิดนํ้าท่วมสูงสุดเท่ากับ 135.31 ตารางกิโลเมตร ซึ่งจากสภาพการเกิดนํ้าท่วมดังกล่าวส่งผลกระทบต่อพื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดิน และตำบลต่าง ๆ ในเขตลุ่มนํ้าลำตะคอง ดังตารางที่ 4-37

ตารางที่ 4-37 พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะนํ้าท่วม T = 25 ปี

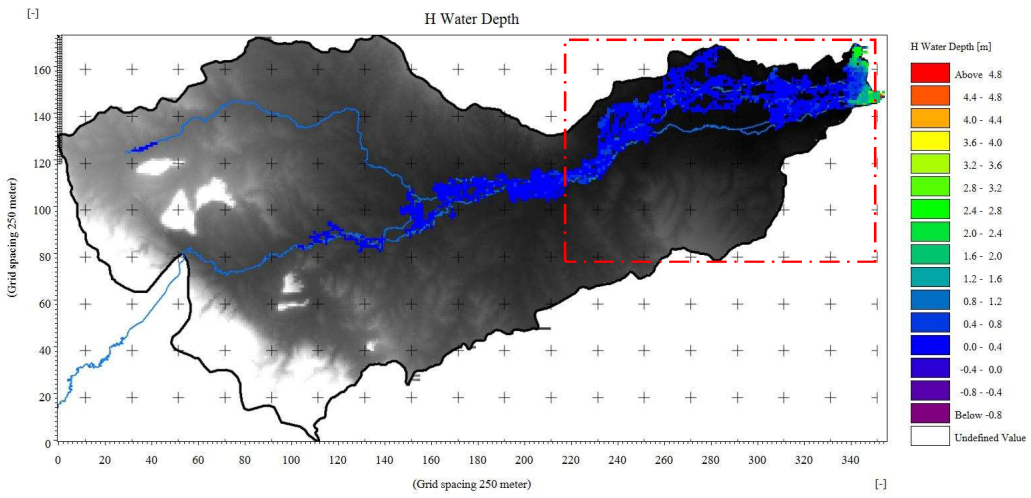
รหัส	ลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดิน	พื้นที่นํ้าท่วม (ตร.กม.)	ร้อยละของพื้นที่นํ้าท่วม
1	เกษตรกรรม	121.44	89.75
2	ชุมชนเมืองและอุตสาหกรรม	5.31	3.93
3	ทุ่งหญ้าและป่าละเมาะ	4.69	3.46
4	ป่าไม้	0.06	0.05
5	แหล่งนํ้า	3.81	2.82
รวมพื้นที่นํ้าท่วม		135.31	100.00

### ขอบเขตนํ้าท่วม ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี

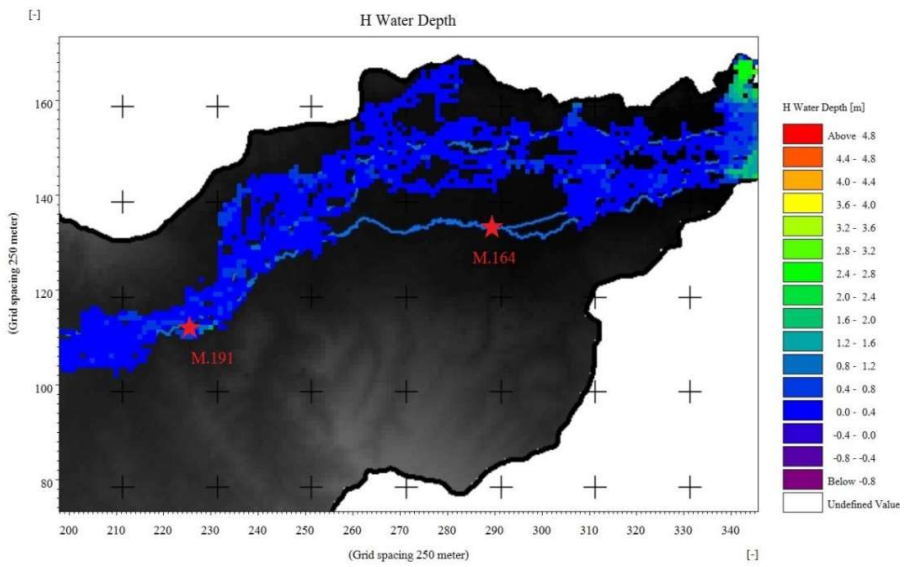
ในการจำลองสภาพการเกิดนํ้าท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE FLOOD ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี มีขอบเขตการเกิดนํ้าท่วมสูงสุดเท่ากับ 151.75 ตารางกิโลเมตร ดังรูปที่ 4-45 ซึ่งจากสภาพการเกิดนํ้าท่วมดังกล่าวส่งผลกระทบต่อพื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดิน และตำบลต่าง ๆ ในเขตลุ่มนํ้าลำตะคอง ดังตารางที่ 4-38

ตารางที่ 4-38 พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะนํ้าท่วม T = 50 ปี

รหัส	ลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดิน	พื้นที่นํ้าท่วม (ตร.กม.)	ร้อยละของพื้นที่นํ้าท่วม
1	เกษตรกรรม	137.00	90.28
2	ชุมชนเมืองและอุตสาหกรรม	5.81	3.83
3	ทุ่งหญ้าและป่าละเมาะ	4.75	3.13
4	ป่าไม้	0.06	0.04
5	แหล่งนํ้า	4.13	2.72
รวมพื้นที่นํ้าท่วม		151.75	100.00

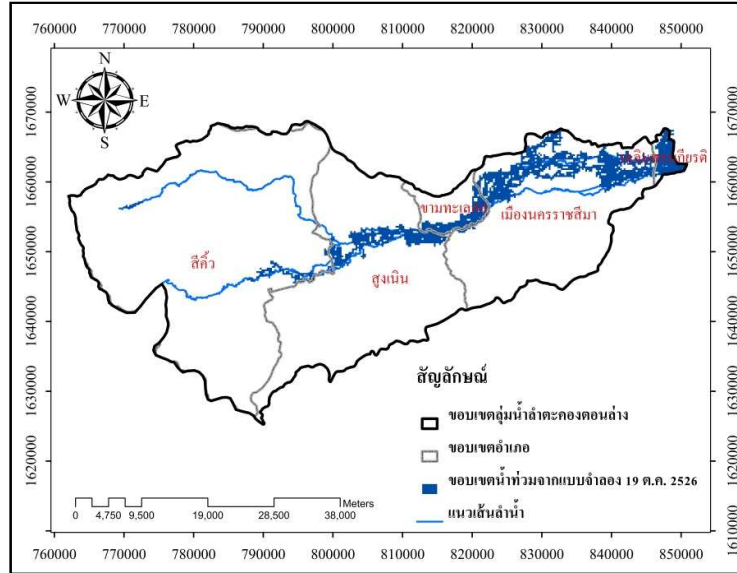


10/19/1983 12:00:00 PM, Time step: 240, Layer: 0



รูปที่ 4-45 ขอบเขตน้ำท่วมสูงสุดในวันที่ 19 ตุลาคม พ.ศ. 2526 ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี





รูปที่ 4-45 ขอบเขตนํ้าท่วมสูงสุดในวันที่ 19 ตุลาคม พ.ศ. 2526 ณ คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี (ต่อ)

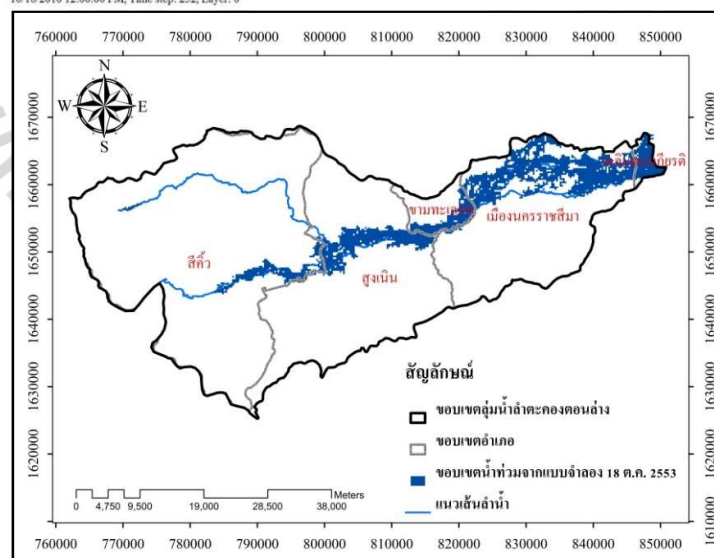
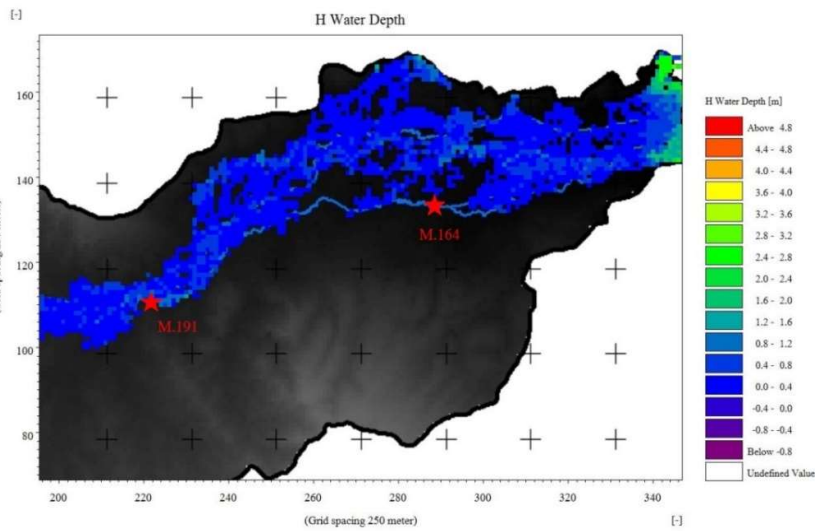
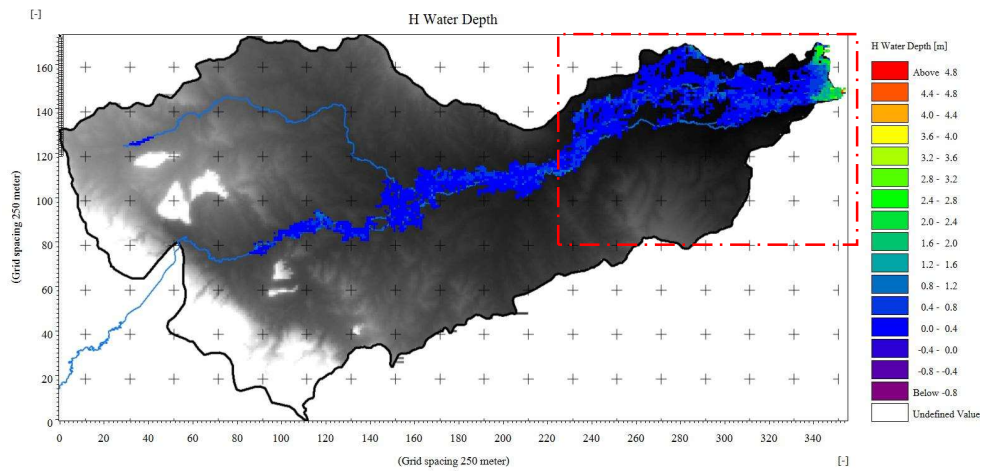
### ขอบเขตนํ้าท่วม ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี

ในการจำลองสภาพการเกิดนํ้าท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE FLOOD ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี มีขอบเขตการเกิดนํ้าท่วมสูงสุดเท่ากับ 206.38 ตารางกิโลเมตร ดังรูปที่ 4-46 ซึ่งจากสภาพการเกิดนํ้าท่วมดังกล่าวส่งผลกระทบต่อพื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดิน และค่าบดต่างๆในเขตลุ่มนํ้าต่ำตะกอง ดังตารางที่ 4-39

ตารางที่ 4-39 พื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากสภาวะนํ้าท่วม T = 100 ปี

รหัส	ลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดิน	พื้นที่นํ้าท่วม (ตร.กม.)	ร้อยละของพื้นที่นํ้าท่วม
1	เกษตรกรรม	181.69	88.04
2	ชุมชนเมืองและอุตสาหกรรม	12.25	5.94
3	ทุ่งหญ้าและป่าละเมาะ	7.38	3.57
4	ป่าไม้	0.06	0.03
5	แหล่งนํ้า	5.00	2.42
รวมพื้นที่นํ้าท่วม		206.38	100.00



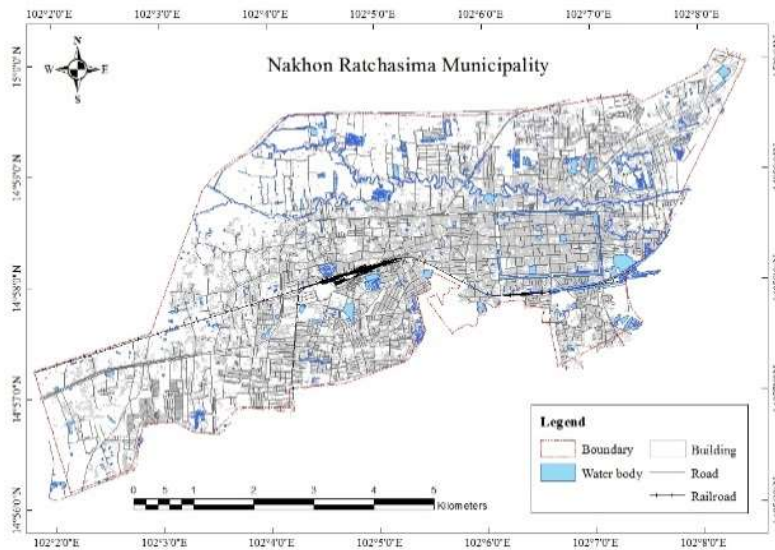


รูปที่ 4-46 ขอบเขตนํ้าท่วมสูงสุดในวันที่ 18 ตุลาคม พ.ศ. 2553 ณ คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี

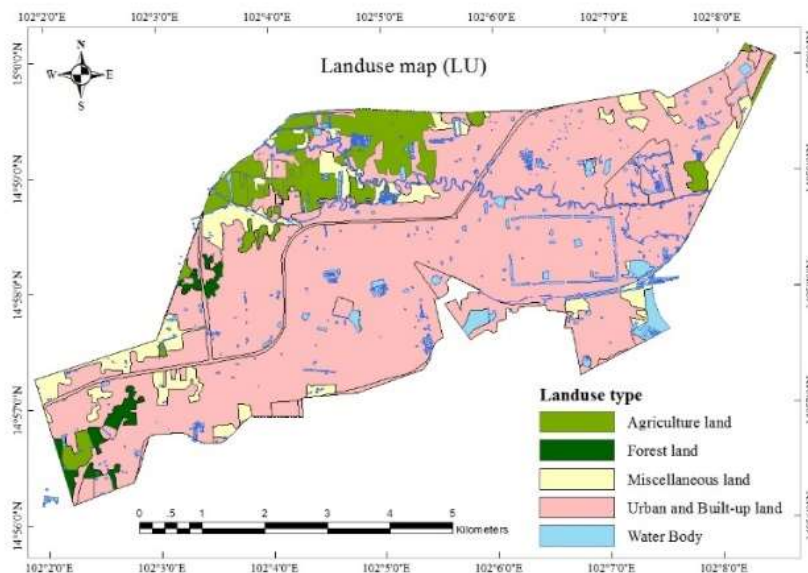
## 4.5 ผลจากแบบจำลอง HEC-RAS

### 4.5.1 เทศบาลนครนครราชสีมา

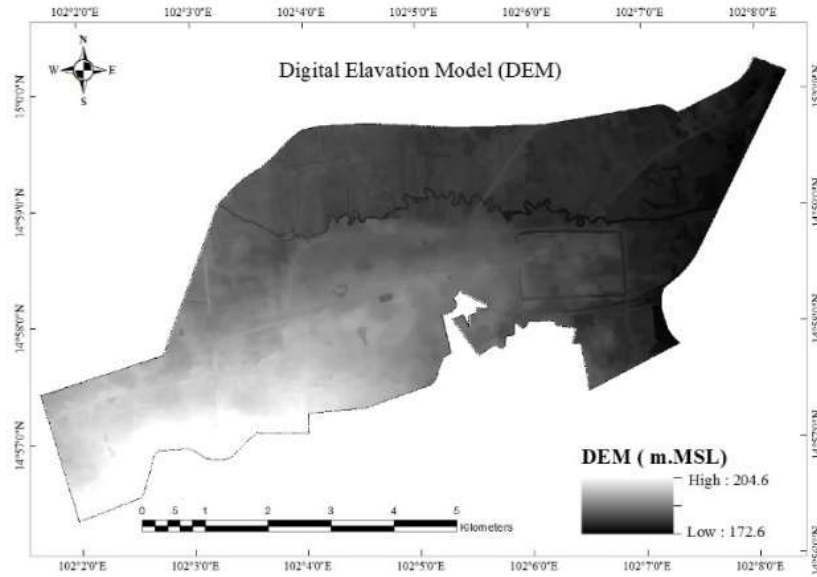
อัตราการไหลสูงสุดที่วัดได้ที่สถานี M.164 นำมาวิเคราะห์การกระจายโดย Gumbel distribution ได้ผลดังแสดงในตารางที่ 4-38 และรูปที่ 4-47 อัตราการไหลรายวันสูงสุด  $123.9 \text{ m}^3/\text{s}$  ที่วัดได้ในวันที่ 18 ตุลาคม 2553 มีคาบการเกิดซ้ำ 8 ปี ผลการศึกษาของ หฤทัย [2556] พบว่าข้อมูลอัตราการไหลจากการวัดอาจต่ำกว่าค่าอัตราการไหลที่เกิดขึ้นจริง ซึ่งเป็นประเด็นที่ต้องตรวจสอบในการจำลองต่อไป



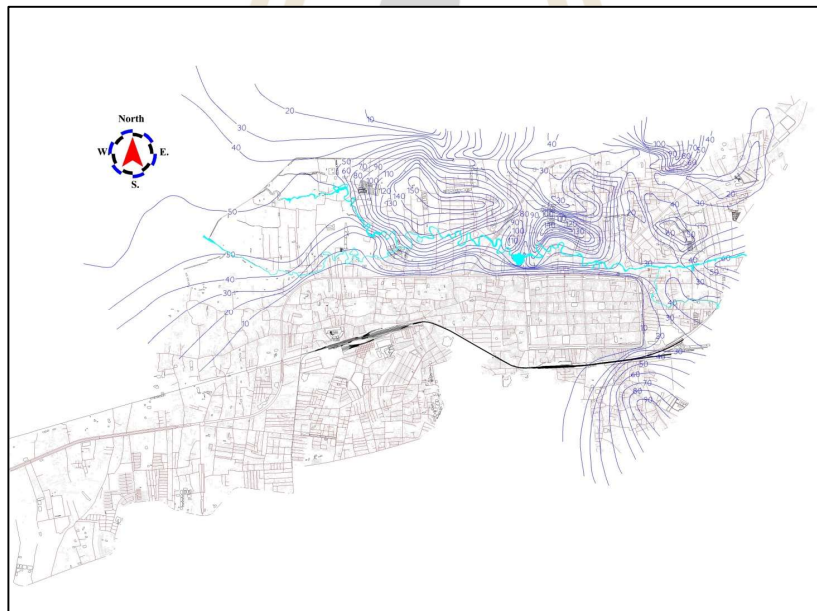
รูปที่ 4-47 ขอบเขตพื้นที่ศึกษากลุ่มน้ำลำตะคองในเขตเทศบาลนครนครราชสีมา



รูปที่ 4-48 การใช้ที่ดินของพื้นที่ศึกษาเขตเทศบาลนครนครราชสีมา



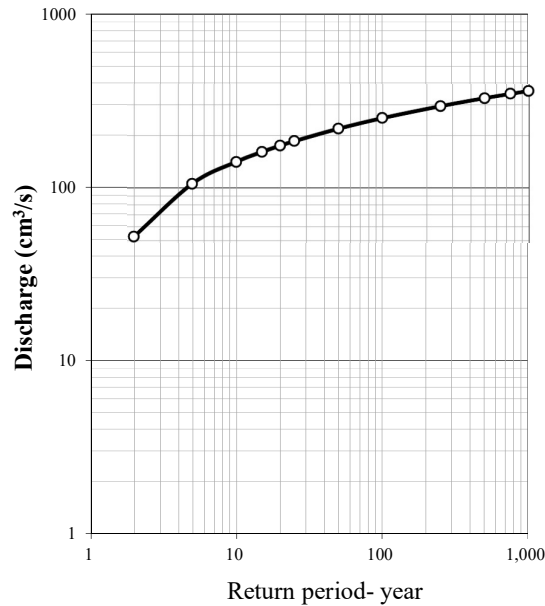
รูปที่ 4-49 ข้อมูลระดับพื้นดินตาม DEM ของพื้นที่ศึกษาเขตเทศบาลนครนครราชสีมา



รูปที่ 4-50 เส้นชั้นความสูงระดับความลึกของน้ำท่วมปี 2553 จากการสำรวจภาคสนาม

ตารางที่ 4-40 อัตราการไหลสูงสุดที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ สถานี M.164

T (year)	2	5	10	15	20	25	50	100
Q (cm <sup>3</sup> /s)	52	105	140	159	173	184	217	249



รูปที่ 4-51 อัตราการไหลสูงสุดที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ

#### ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระ n (Manning n)

ข้อมูลรูปร่างลำน้ำ ภายนอกของลำน้ำ รวมทั้งสถานีวัดน้ำท่า เส้นทางไหลของลำน้ำ รูปตัดขวางลำน้ำและเส้นทางไหลของน้ำ ถูกนำเข้าจาก DEM โดยใช้เครื่องมือ Hec-GeoRAS ใน ArcGIS application ใช้เส้นโค้งระดับน้ำ (rating curve) จากกรมชลประทานในการสอบเทียบข้อมูลจำลองเส้นโค้งระดับน้ำ โดยทดลองแปรผันค่า n ในลำน้ำและที่ราบน้ำท่วมใช้ค่า n ตามตารางที่ 4-39 เพื่อให้ได้โค้งระดับน้ำสอดคล้องกับเส้นโค้งระดับน้ำจากการวัด ต้องใช้ค่า n ในช่วง 0.020-0.035 เมื่อระดับน้ำในลำน้ำหลักมีค่าน้อย n ที่เหมาะสมมีค่า 0.02 เมื่อระดับน้ำมากขึ้น n ที่เหมาะสมจะมีค่ามากขึ้นเป็น 0.035 ความสอดคล้องที่โดยดูจากค่า RMSE ได้แสดงในตารางที่ 4-40 ผลการเปรียบเทียบเส้นโค้งระดับน้ำจากการวัดและจากการจำลองที่ค่า n ต่าง ๆ แสดงในรูปที่ ค่า n เหล่านี้นำไปใช้ในแบบจำลองต่อไป ค่า n บนที่ราบน้ำท่วม (flood plain) สำหรับการใช้นิคมประเภทต่าง ๆ ใช้ตามผลจากการวัดและแนะนำโดย Brunner [2014] สรุปในตารางที่ 4-41

ตารางที่ 4-41 ค่าความขรุขระ Manning n ที่ใช้ในลำน้ำและที่ราบน้ำท่วม

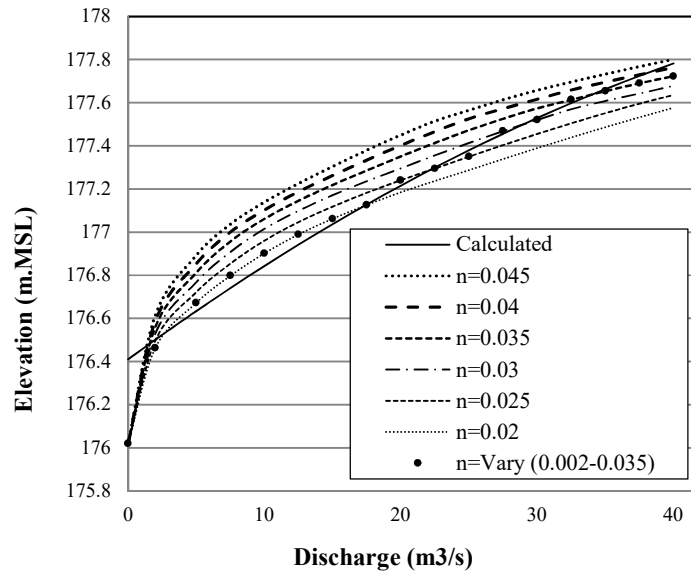
Data	Value
n (River)	0.020-0.035
n (Floodplain) [8]	
Agriculture land (A)	0.045
Forest land (F)	0.060
Urban and built-up land (U)	0.055
Miscellaneous land (M)	0.050
Water Body (W)	0.040

ตารางที่ 4-42 การเปรียบเทียบค่า RMSE ระหว่าง Rating curve จากการวัดและการจำลอง ที่ค่า Manning n ต่าง ๆ

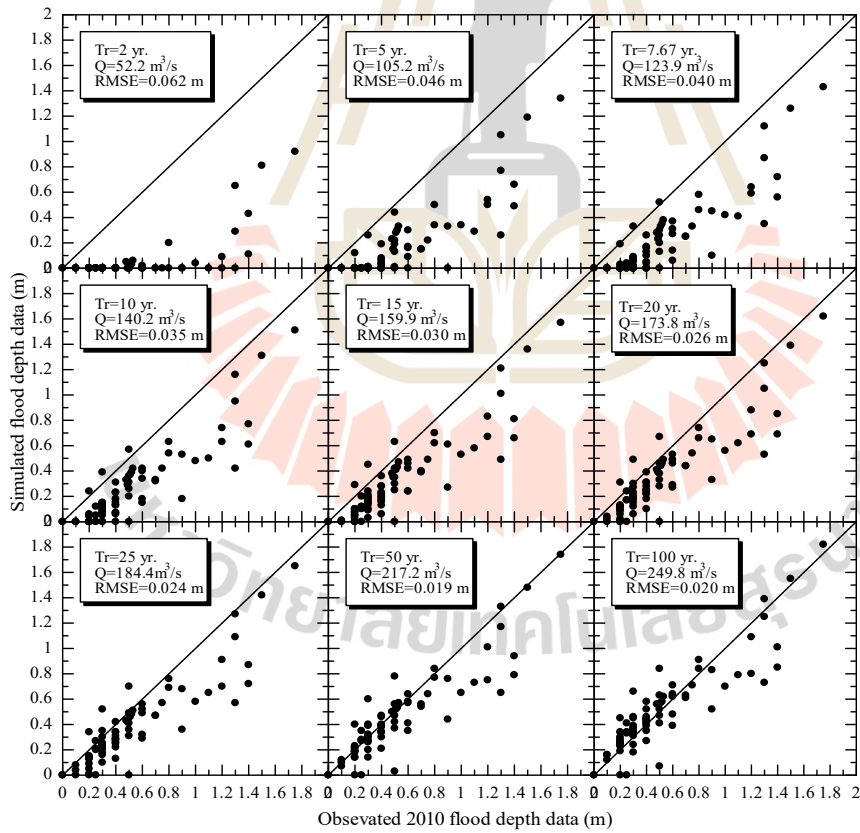
Manning's n	0.020	0.025	0.030	0.035	0.040	0.045	Vary (0.020-0.035)
RMSE	0.143	0.127	0.136	0.159	0.189	0.219	0.100

#### แผนที่อันตรายจากน้ำท่วม (Flood Hazard map)

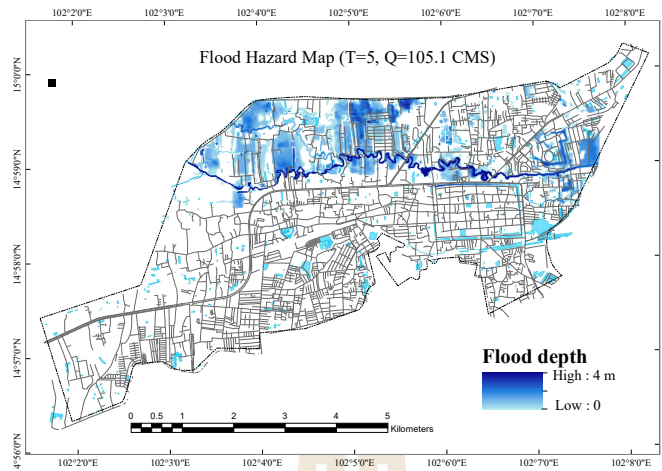
รูปที่ 4-54 (ก) ถึง (จ) แสดงแผนที่อันตรายจากน้ำท่วม โดยอัตราการไหลเข้าพื้นที่ที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ ลักษณะรูปร่างของขอบเขตพื้นที่น้ำท่วมมีรูปร่างไม่ต่างกันมากนัก ที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ พื้นที่น้ำท่วมขยายตัวไปทางด้านทิศเหนือของลำตะคอง เมื่ออัตราการไหลมากกว่าความจุของลำตะคองที่ 40 m<sup>3</sup>/s มีพื้นที่ถูกน้ำท่วมมากขึ้นตามอัตราการไหลที่มากขึ้น ผลการจำลองแสดงให้เห็นว่าการจำลองสภาพพื้นที่น้ำท่วมปี 2553 ที่คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี รูปที่ 4-49 (e) สอดคล้องกับข้อมูลพื้นที่น้ำท่วมจากการสำรวจภาคสนามมากที่สุด ผลการสอบเทียบแบบจำลองนี้จะนำไปใช้ศึกษาลักษณะของพื้นที่น้ำท่วมในกรณีอื่น ๆ ต่อไป



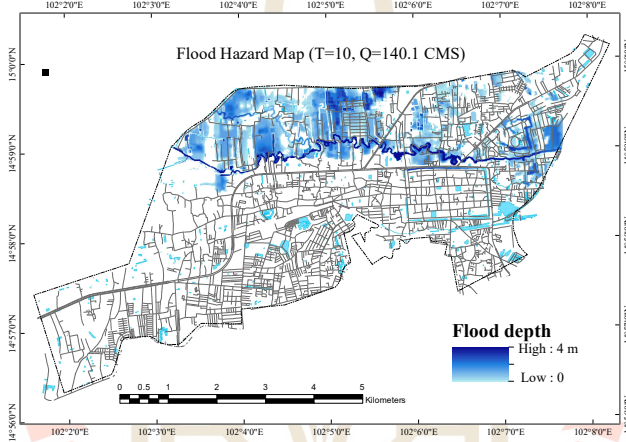
รูปที่ 4-52 การเปรียบเทียบเส้นโค้งระดับน้ำระหว่างเส้นโค้งจากการวัดและจากการจำลอง



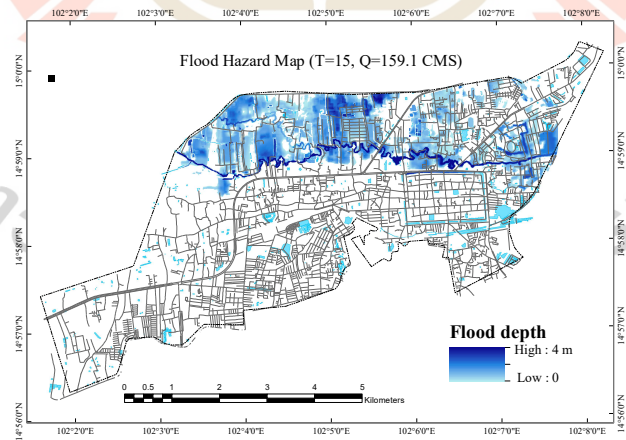
รูปที่ 4-53 ผลการสอบเทียบความลึกของน้ำท่วมที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ



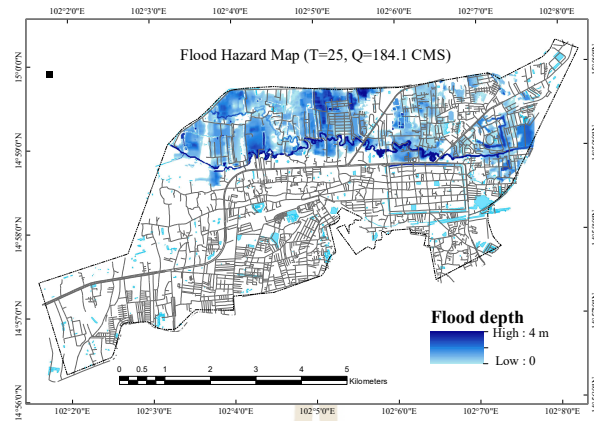
(ก)  $T = 5$  ปี  $Q = 105.1 \text{ m}^3/\text{s}$



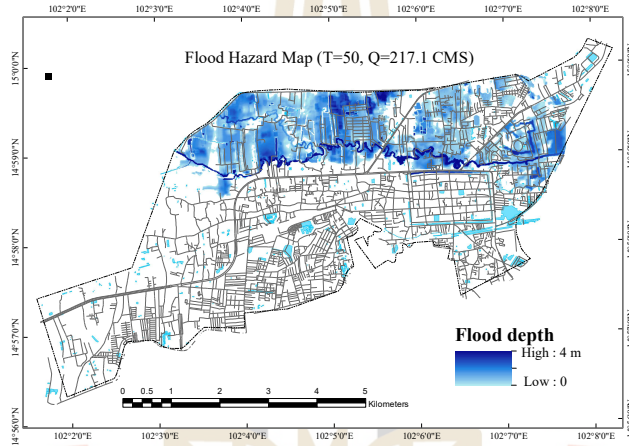
(ข)  $T = 10$  ปี  $Q = 140.1 \text{ m}^3/\text{s}$



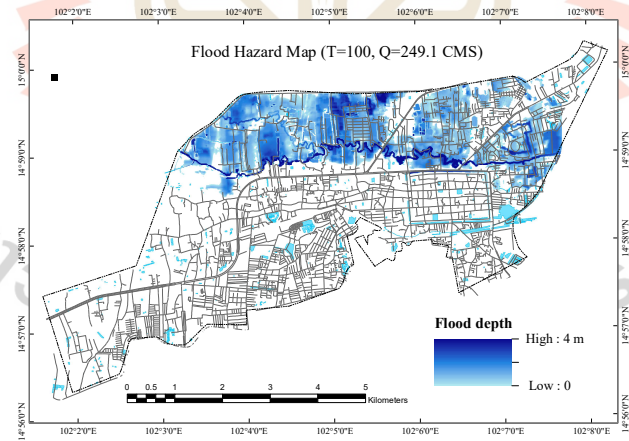
(ค)  $T = 15$  ปี  $Q = 159.1 \text{ m}^3/\text{s}$



(ง) T = 25 ปี Q = 184.1 m<sup>3</sup>/s



(จ) T = 50 ปี Q = 217.1 m<sup>3</sup>/s



(ฉ) T = 100 ปี Q = 249.1 m<sup>3</sup>/s,

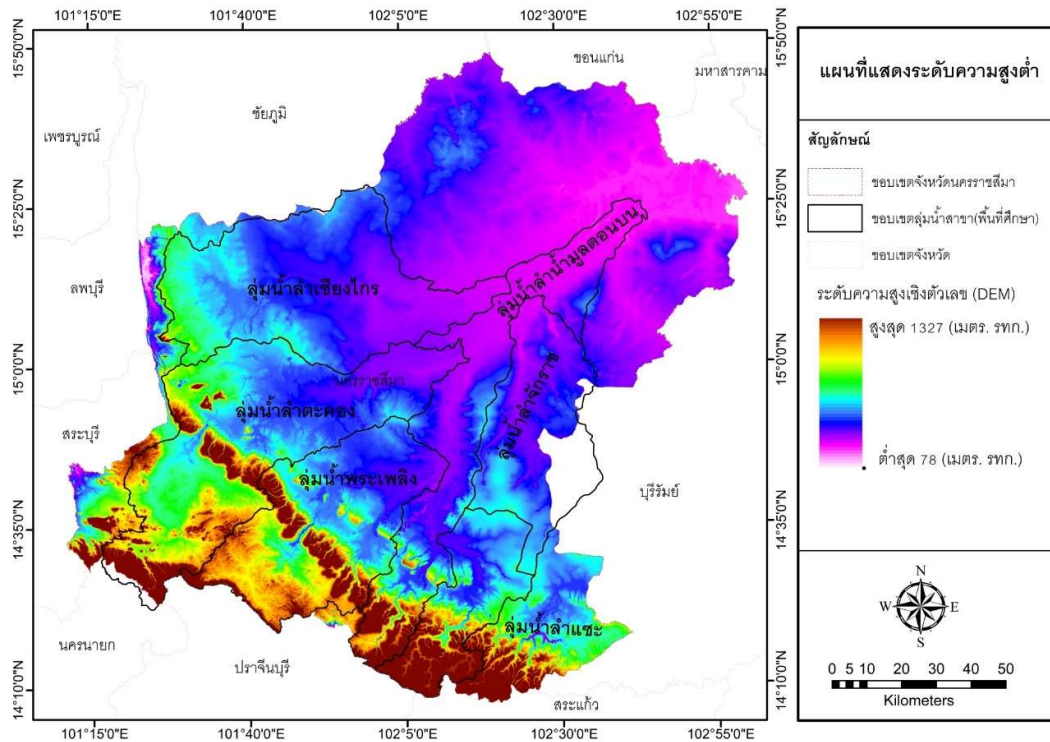
รูปที่ 4-54 แผนที่พื้นที่อันตรายจากน้ำท่วม ที่อัตราการไหลเข้าที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ (ก) T = 5 ปี Q = 105.1 m<sup>3</sup>/s (ข) T = 10 ปี Q = 140.1 m<sup>3</sup>/s, (ค) T = 15 ปี Q = 159.1 m<sup>3</sup>/s, (ง) T = 25 ปี Q = 184.1 m<sup>3</sup>/s, (จ) T = 50 ปี Q = 217.1 m<sup>3</sup>/s, (ฉ) T = 100 ปี Q = 249.1 m<sup>3</sup>/s,



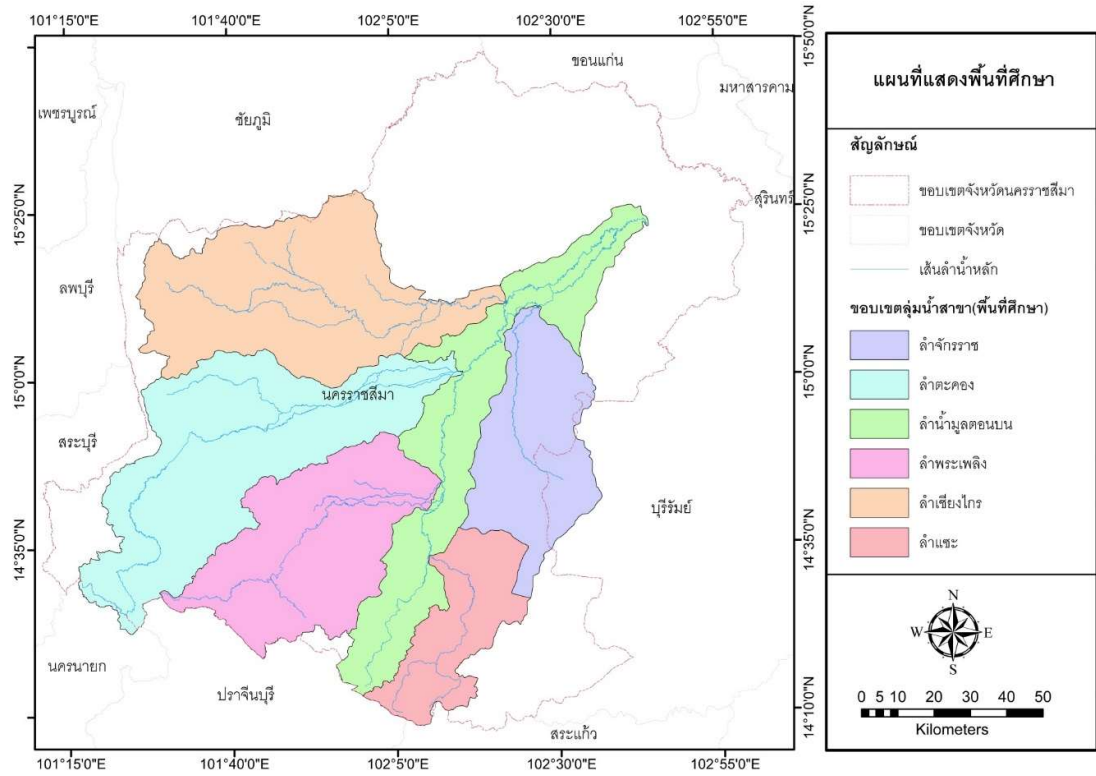
#### 4.5.2 ลุ่มน้ำมูลตอนบน

จากกระบวนการสร้างแผนที่ที่ได้ผลดีในลุ่มน้ำลำตะคอง นำมาดำเนินการในลุ่มน้ำมูลตอนบน สภาพภูมิประเทศของพื้นที่ศึกษามีความลาดเอียงจากทิศตะวันตกเฉียงใต้ ไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ มีระดับความสูงระหว่าง 80-1,300 เมตร (รทก) ลักษณะของพื้นที่แสดงในรูปที่ 4-55 พื้นที่ศึกษาทำแผนที่เลือกให้ครอบคลุม 6 ลุ่มน้ำย่อยของลุ่มน้ำมูลตอนบน คือ ลำจักราช ลำตะคอง ลำน้ำมูลตอนบน ลำพระเพลิง ลำเชียงไกร และลำแซะ ดังแสดงในรูปที่ 4-56

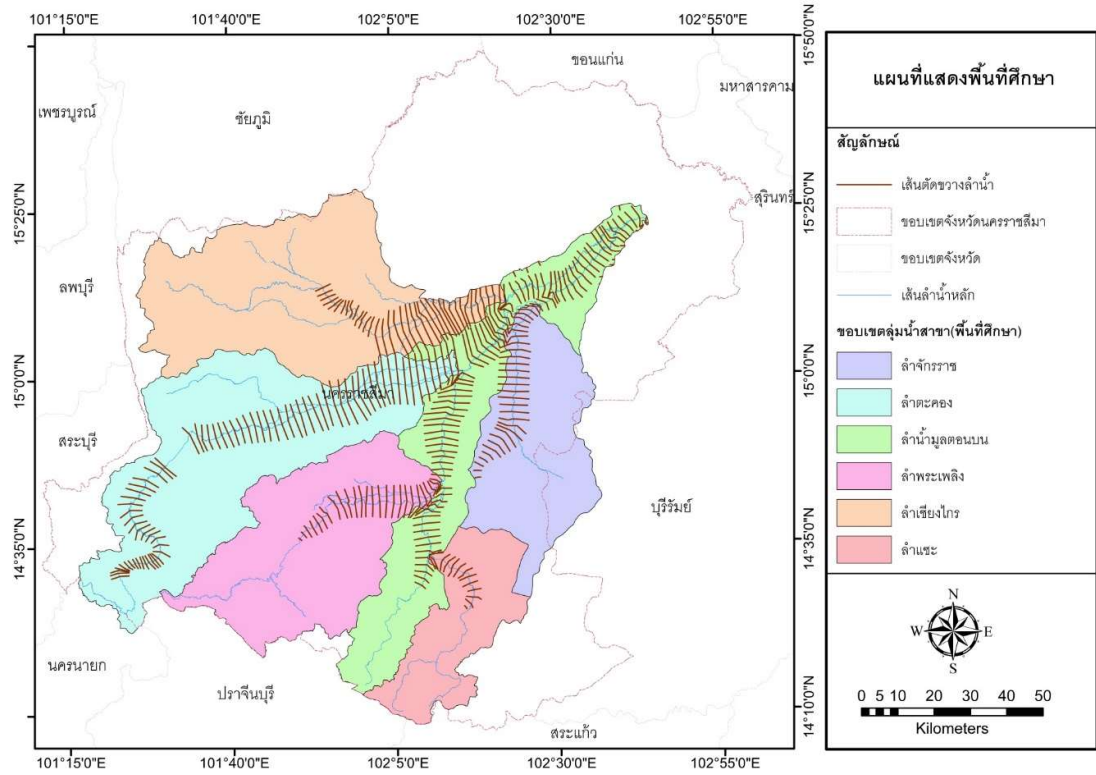
รูปตัดขวางลำน้ำที่ได้จากข้อมูล DEM ในตำแหน่งต่าง ๆ แสดงในรูปที่ 4-57 นำเข้าในแบบจำลอง HEC-RAS สามารถสร้างแผนที่อันตรายจากน้ำท่วม (Flood hazard map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 2 5 10 25 50 100 ปี ดังแสดงในรูปที่ 4-58 ถึง 4-63



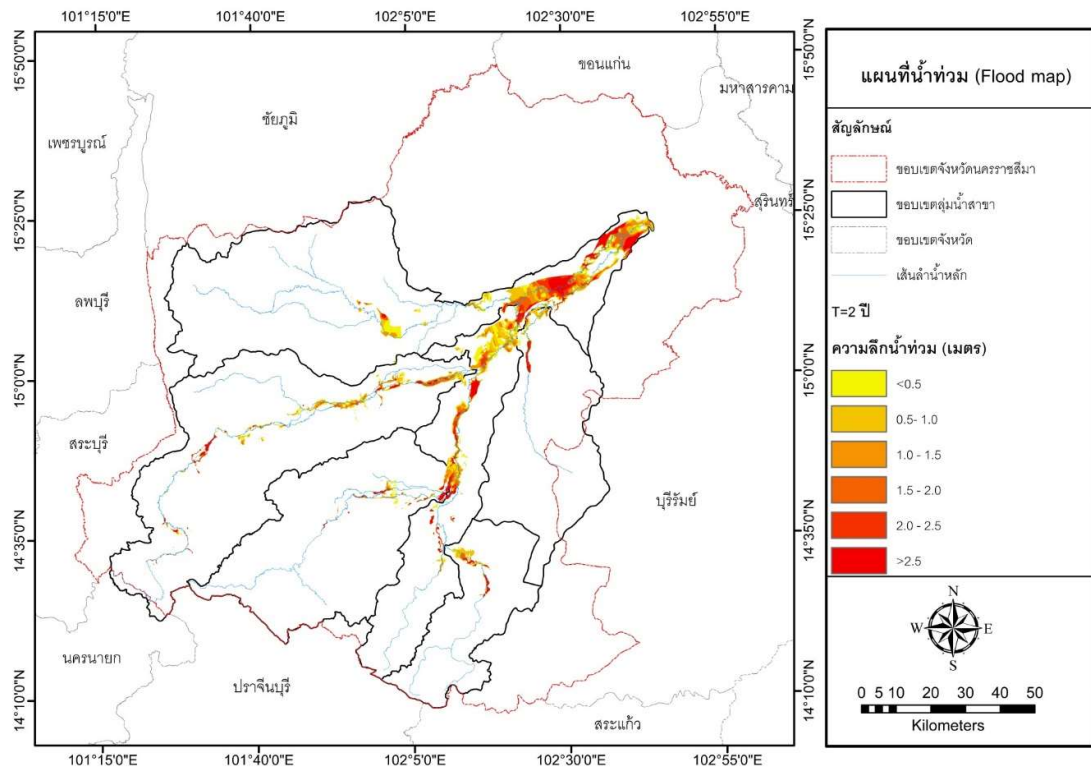
รูปที่ 4-55 แผนที่ระดับความสูงต่ำของพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนบน



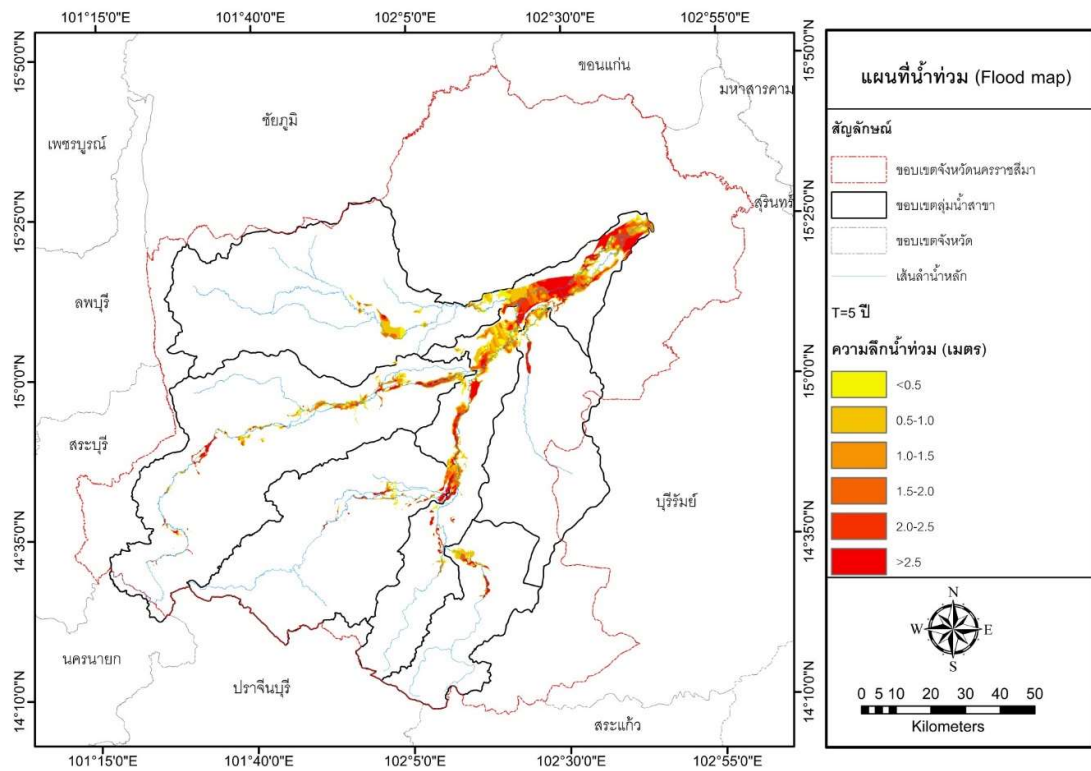
รูปที่ 4-56 แผนที่ลุ่มน้ำที่ศึกษาทำแผนที่น้ำท่วมในลุ่มน้ำมูลตอนบน



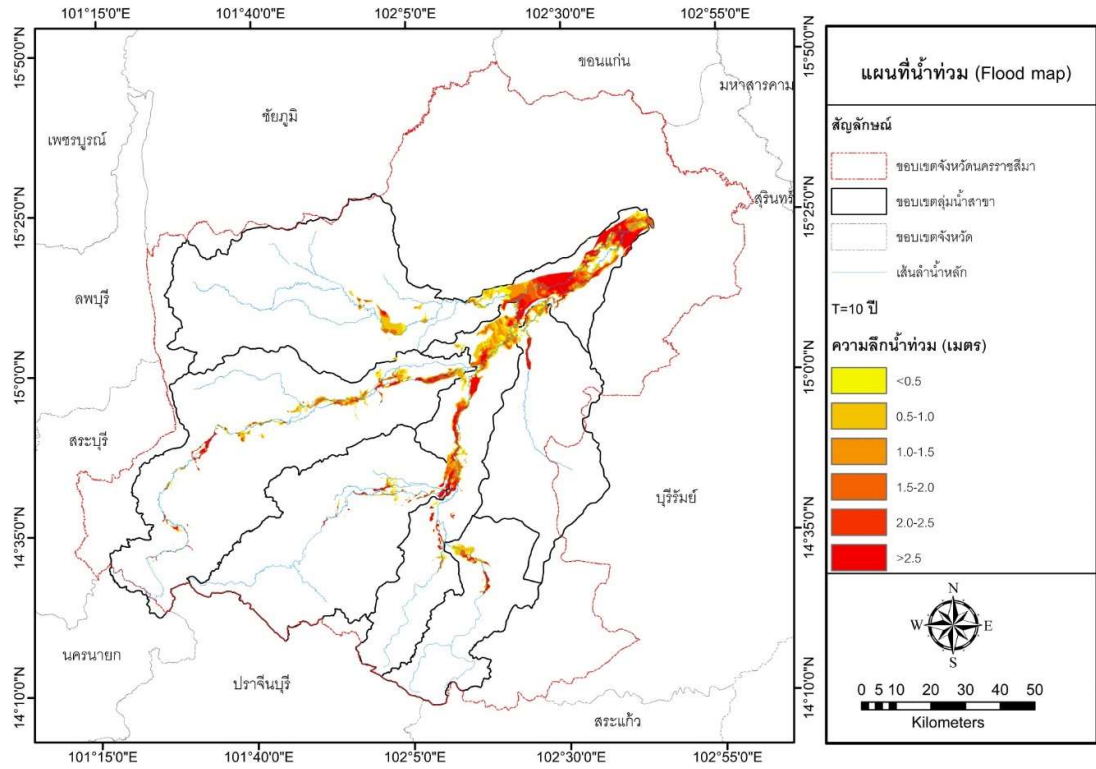
รูปที่ 4-57 ตำแหน่งรูปตัดขวางลำน้ำที่ใช้ในการสร้างแผนที่น้ำท่วม



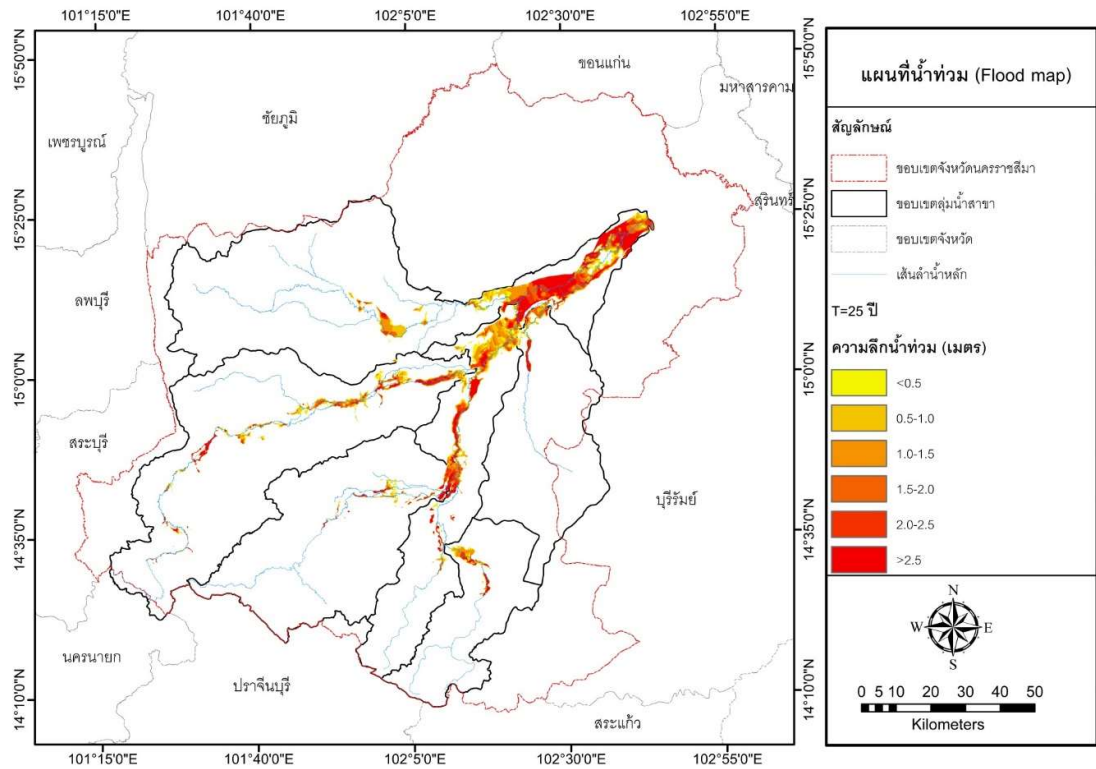
รูปที่ 4-58 แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 2 ปี ของพื้นที่ศึกษา



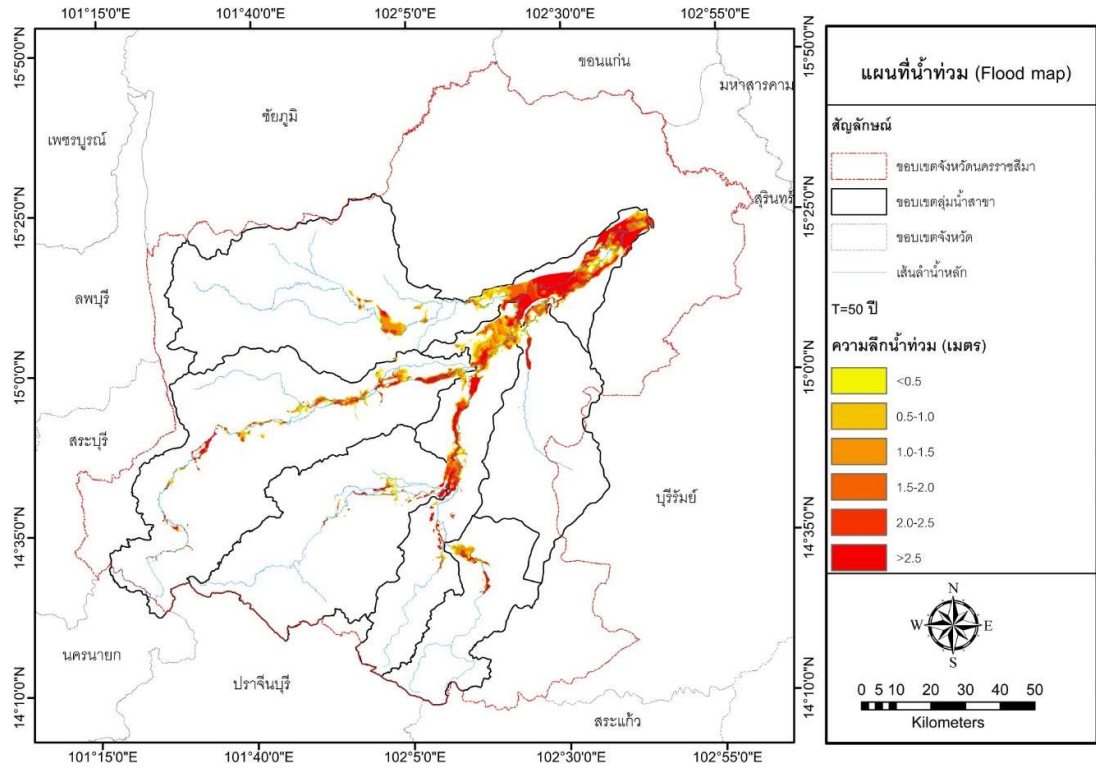
รูปที่ 4-59 แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 5 ปี ของพื้นที่ศึกษา



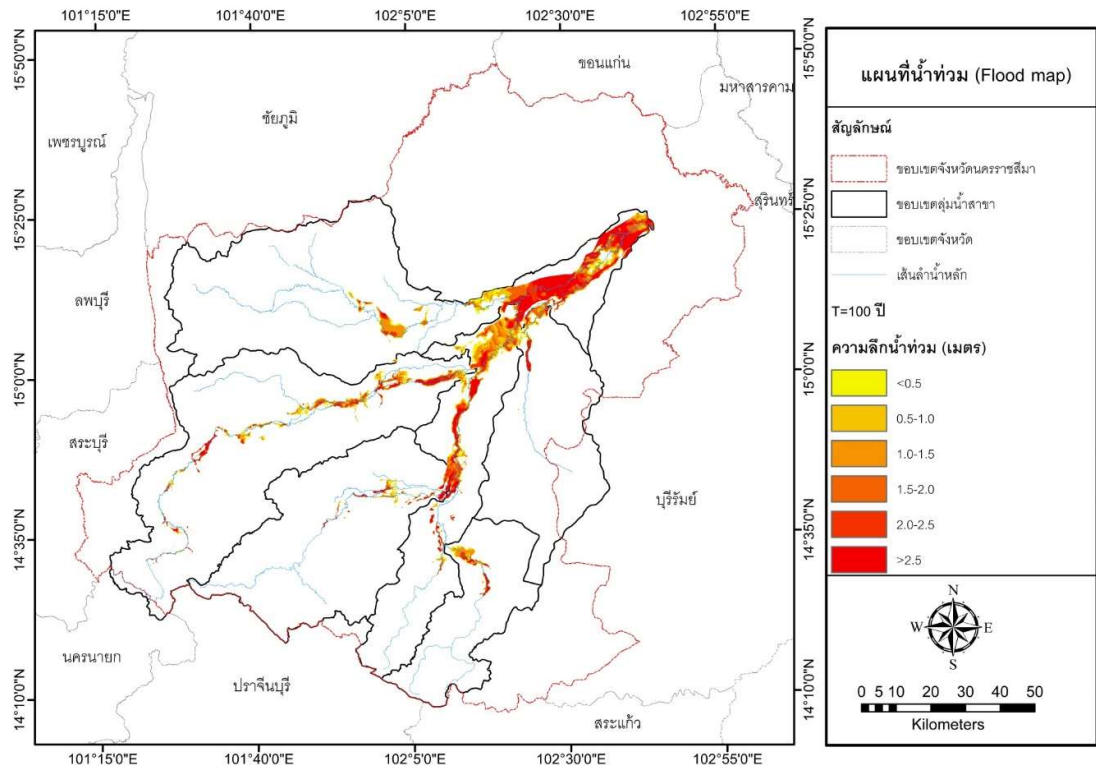
รูปที่ 4-60 แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 10 ปี ของพื้นที่ศึกษา



รูปที่ 4-61 แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 25 ปี ของพื้นที่ศึกษา



รูปที่ 4-62 แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี ของพื้นที่ศึกษา



รูปที่ 4-63 แผนที่น้ำท่วม (Flood Hazard Map) ที่คาบการเกิดซ้ำ 100 ปี ของพื้นที่ศึกษา

#### 4.6 การพัฒนาแบบจำลองสมดุลของน้ำ

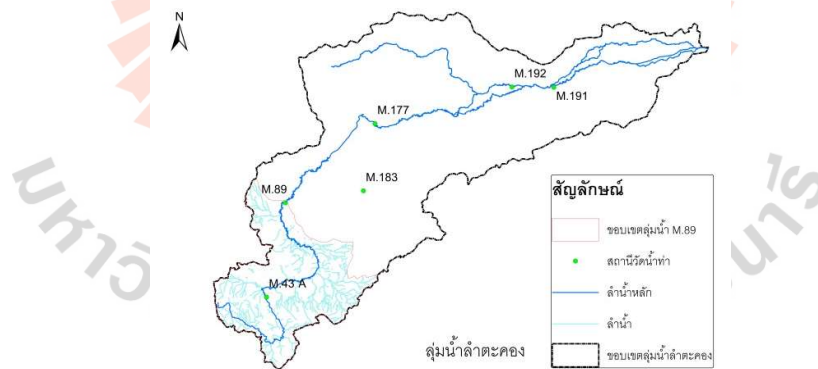
โดยการศึกษานี้ได้เลือกพื้นที่ศึกษาเป็นลุ่มน้ำย่อยของลุ่มน้ำลำตะคอง ซึ่งมีพื้นที่ 713 ตารางกิโลเมตร (M89) เป็นพื้นที่ต้นน้ำของลุ่มน้ำลำตะคอง แสดงดังรูปที่ 4-64 ข้อมูลน้ำท่ามาจากสถานีวัดน้ำท่าที่สำนักเทคโนโลยีชีวะพันธุ์สัตว์ อ.ปากช่อง จ.นครราชสีมา และข้อมูลน้ำฝน 3 สถานีโดยรอบลุ่มน้ำ เลือกใช้ข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่า 20 ปี ติดต่อกันระหว่างปี พ.ศ.2535 – 2554 ซึ่งสถานีวัดส่วนใหญ่มีการบันทึกข้อมูลที่สมบูรณ์

##### ภูมิอากาศและอุทกวิทยา

ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปีอยู่ระหว่าง 717-1,373 มิลลิเมตร โดยจะมีปริมาณน้ำฝนมากบริเวณด้านทิศตะวันตก ซึ่งคือต้นน้ำและสภาพพื้นที่เป็นพื้นที่ป่า ข้อมูลเฉลี่ยระยะยาวทั้งลุ่มน้ำมีปริมาณน้ำฝนรายปี 1006 มิลลิเมตร สกัภาพการระเหยต่อปี 1,755 มิลลิเมตร และปริมาณน้ำท่า 289 มิลลิเมตร

##### แบบจำลองสมดุลน้ำรายปี

แบบจำลองสมดุลน้ำรายปีใช้ข้อมูลฝนรายปี ( $P$ ) ในแต่ละปีสมมุติว่ามีช่วงเวลาฝนตกช่วงเดียวกันคือ  $t_r$  เวลาที่เหลือเป็นช่วงไม่มีฝน ความเข้มฝน  $p$  สมมุติในคงที่ คำนวณจาก  $P$ หารด้วย  $t_r$  อัตราสัทธิภาพการระเหย  $e_p$  คงที่ตลอดปี คำนวณจากสัทธิภาพการระเหยรายปี ( $E_p$ ) หารด้วย 365 วัน โดยกำหนดให้  $t_r$  โดยมีค่า  $P$  และ  $E_p$  เปลี่ยนแปลงในแต่ละปี จากแนวคิดเดียวกันกับ Manbe [1969] และ Milly [1994] การสร้างแบบจำลองเริ่มต้นโดยจำลองลุ่มน้ำให้เหมือนกับถังเก็บน้ำใบเดียวมีความจุที่จำกัดขนาดความจุประมาณจากมวลลึกลึกเฉลี่ยของดิน และความพรุนของดิน มีการดักกอนน้ำฝนตกลงถึงพื้นดิน การคายระเหยจากน้ำในถัง และการเกิดน้ำผิวดินเมื่อปริมาณน้ำในถังมากกว่าความจุถัง



รูปที่ 4-64 ที่ตั้ง โครงข่ายลำน้ำ และขอบเขตลุ่มน้ำ (M.89)

##### สมการสมดุลของน้ำ

ปริมาตรของน้ำในถังต่อหน่วยพื้นที่ผิวดินในช่วงเวลาหนึ่งสำหรับแบบจำลองถังน้ำเดี่ยว กำหนดโดยสมการ

$$\frac{ds(t)}{dt} = p(t) - q_{se}(t) - e(t) \quad (4.2)$$

โดยให้  $p(t)$  คือ ความเข้มฝน  $q_{se}(t)$  คือการไหลออกจากส่วนเกินการอิ่มตัว (Saturation excess runoff)  $e(t)$  คืออัตราการระเหย และ  $s(t)$  คือ ปริมาตรของน้ำในดินหรือปริมาตรของถัง ทั้ง  $q_{se}(t)$  และ  $e(t)$  กำหนดให้เป็นฟังก์ชันของ  $s(t)$  ดังนี้

$$q_{se} = (s - S_b) / \Delta t \quad \text{ถ้า } s > S_b \quad (4.3a)$$

$$q_{se} = 0 \quad \text{ถ้า } s \leq S_b \quad (4.3b)$$

$$e = \frac{s}{S_b} e_p \quad (4.4)$$

โดยให้  $S_b = D\phi$  เป็นความจุของถังการกักเก็บน้ำในถัง  $D$  คือความลึกเฉลี่ยของดิน  $\phi$  คือความพรุนเฉลี่ยของดิน และ  $\Delta t$  คือระยะเวลาการคำนวณ ในกรณีนี้กำหนดเป็น 1 วัน

เพื่อหลีกเลี่ยงการไม่ทราบเงื่อนไขเริ่มต้นการคำนวณจึงสมมุติให้ปริมาณน้ำในดินที่เวลาสิ้นสุดการคำนวณของแบบจำลองเท่ากับปริมาณน้ำในดินที่เวลาเริ่มต้นและค่าปริมาณน้ำนี้หาโดยวิธีลองผิดลองถูก (Trial and Error)

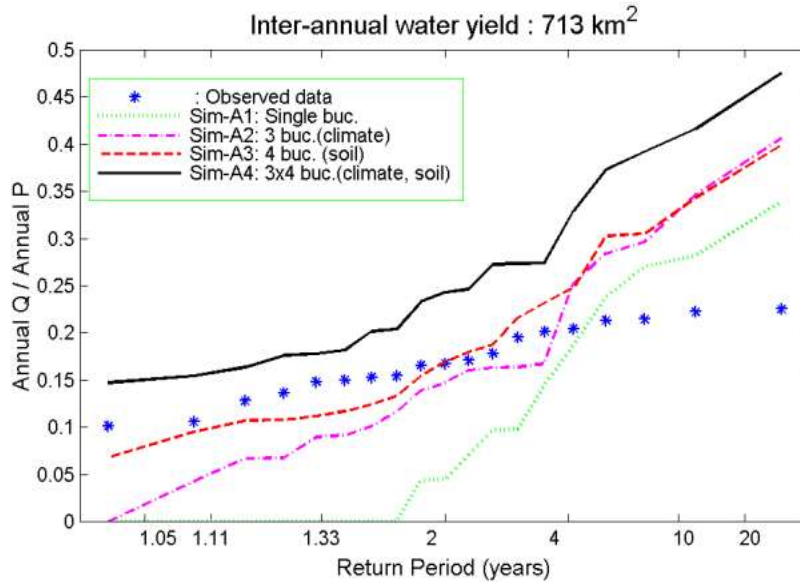
#### การประมาณพารามิเตอร์

สรุปจำนวนพารามิเตอร์สำหรับแบบจำลองสมมูลน้ำรายปีคือ  $P, t_r, E_p, i, D, \phi$  แบบจำลองต้องการชุดข้อมูลนำเข้า 2 ชุดคือ  $p(t)$  กับ  $e(t)$  ส่วนค่าการดัก ( $i$ ) กำหนดให้เป็นสัดส่วนกับปริมาณฝน มีค่าเป็น 10% ของปริมาณฝน ความจุของการเก็บน้ำของดินในลุ่มน้ำประมาณได้ 1,200 มิลลิเมตร คำนวณจากความลึกดินเฉลี่ย 3 เมตร และความพรุนเฉลี่ยมีค่าประมาณ 0.4

การพัฒนาแบบจำลองตามวิธีบนลงล่างเริ่มจากใช้โครงสร้างแบบจำลองอย่างง่าย พิจารณาลุ่มน้ำทั้งหมดมีลักษณะภูมิอากาศและดินสม่ำเสมอ จึงใช้ถึงใบเดียวแทนลักษณะลุ่มน้ำได้ (Sim-A1) การเพิ่มความซับซ้อนคือการใช้ถังน้ำ 3 ใบต่อขนานกันเพื่อรับปริมาณน้ำฝนที่ต่างกันตามจำนวนสถานีวัดน้ำฝนที่ครอบคลุมพื้นที่แต่ละ โชน แต่กำหนดให้ดินมีความลึกเฉลี่ยเท่ากันทั้งลุ่มน้ำ (Sim-A2) ขึ้นต่อไปแบบจำลองถึงหลายใบถูกใช้เป็นตัวแทนสำหรับพื้นที่ ที่มีความลึกของดินต่างกัน เลือกใช้ถัง 4 ขนาด  $S_b = 100, 500, 1200, 3000$  มิลลิเมตร โดยไม่นำความแตกต่างตามพื้นที่ของฝนมารวม (Sim-A3) ขั้นตอนสุดท้ายเป็นแบบจำลองถึงหลายใบที่รวมความแตกต่าง และความไม่แน่นอนตามพื้นที่ของฝนและความลึกของดินเข้าด้วยกัน มีจำนวนถึง  $3 \times 4 = 12$  ใบ (Sim-A4)

ผลการทดสอบแบบจำลองรายปีทั้ง 4 ขั้นตอนถูกนำเสนอโดยใช้กราฟวิเคราะห์ความถี่การให้น้ำผิวดินระหว่างปี (Inter-annual water yield) แสดงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการให้น้ำผิวดินรายปีของลุ่มน้ำเทียบกับปริมาณฝนรายปี (Annual Q/Annual P) และคาบการเกิดซ้ำ (Return Period) กราฟที่ได้ดังรูปที่ 2 แสดงการเปรียบเทียบระหว่างผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ขั้นตอน กับค่าจากการวัด ซึ่งพบว่าผลจาก Sim-A2 และ Sim-A3 มีค่าใกล้เคียงกัน แสดงว่าความแตกต่างตามพื้นที่ของความลึกของดินและ

ปริมาณฝนมีความสำคัญพอๆกันสำหรับสมดุลของน้ำ ส่วนผลจาก Sim-A4 ที่รวมความแตกต่างตามพื้นที่ของทั้งความลึกของดินและปริมาณฝน ได้ผลมีค่ามากกว่าค่าจากการวัด อาจเป็นผลมาจากการนำน้ำไปใช้ประโยชน์ภายในลุ่มน้ำ แต่ยังไม่ได้นำมาพิจารณาในแบบจำลอง และยังพบว่าในช่วงปีน้ำมาก ผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ขั้นตอนให้ค่ามากกว่าค่าที่วัดได้ ดังนั้นการใช้แบบจำลองรวมเป็นถึงใบเดียวจึงไม่เพียงพอที่จะอธิบายสมดุลของน้ำรายปี จากรูปที่ 4-65



รูปที่ 4-65 การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลอง และการวัดของแบบจำลองประเภทแรกที่ใช้ข้อมูลนำเข้ารายปี

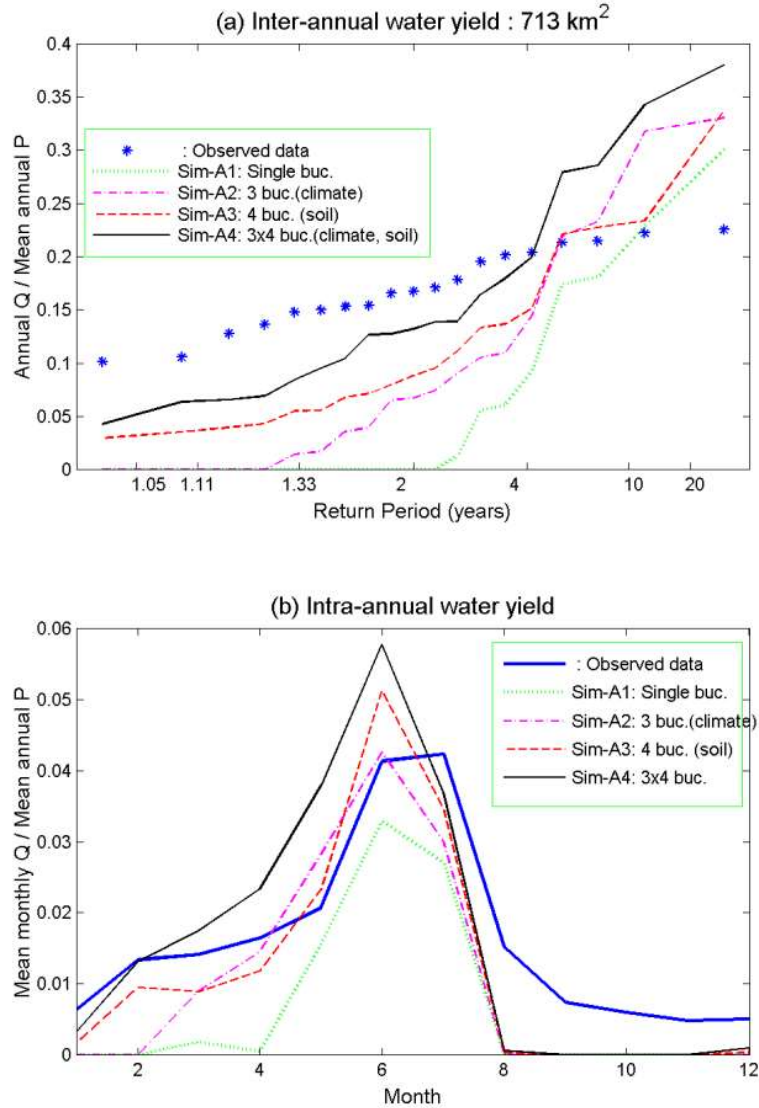
#### แบบจำลองสมดุลน้ำรายเดือน

จากแบบจำลองเดิมในหัวข้อ 3 ปรับให้รับข้อมูลใส่เข้ารายเดือน โดยไม่มีการเปลี่ยนแปลงจำนวนพารามิเตอร์และความซับซ้อน เพื่อดูการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลภายในปี โดยแต่ละเดือนแบ่งเป็นช่วงฝนตกและฝนไม่ตก ความเข้มข้นในช่วงฝนตกและศักยภาพการระเหย สมมุติให้คงที่ในแต่ละเดือน อนุกรมเวลาของความเข้มข้น และอัตราศักยภาพการระเหยติดต่อกันหลายปีสร้างจากข้อมูลการวัดน้ำฝนรายเดือนหารด้วยจำนวนวันที่ฝนตกต่อเดือน และข้อมูลการวัดศักยภาพการระเหยรายเดือนหารด้วยจำนวนวันในแต่ละเดือน การใช้แบบจำลองรายเดือนสามารถแสดงผลการแปรผันภายในปีของการให้น้ำที่วัดได้ (Intra-annual variability of water yield) เพิ่มจากกราฟการแปรได้ระหว่างปีของการให้น้ำของกลุ่มน้ำที่แสดงไว้เดิม

ผลการประยุกต์ใช้แบบจำลองเดิม (รายปี) กับข้อมูลภูมิอากาศรายเดือนแสดงในรูปที่ 4-66 ผลการแปรผันน้ำท่าระหว่างปีมีลักษณะคล้ายคลึงกับแบบจำลองเดิมในรูปที่ 4-65 แต่ผลการจำลองการแปรผันน้ำท่าต่ำกว่าค่าจากการวัดเกือบทุกปี Sim-A3 แสดงผลของความลึกของดินที่แตกต่างตาม



พื้นที่ มีความสำคัญมากขึ้นเพราะให้ผลใกล้เคียงกันกับ Sim-A4 ยังพบว่าในช่วงปีน้ำมาก ผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ชั้นตอนให้ค่ามากกว่าค่าที่วัดได้



รูปที่ 4-66 การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลอง และ จากการวัดของแบบจำลอง ประเภทแรกที่ใช้ข้อมูลนำเข้รายเดือน

ผลการแปรผันภายในปีไม่สามารถทำนายได้ดี ถึงแม้จะใช้โครงสร้างแบบจำลองเป็นถึง 12 ไบนานกัน คิตรงมอิทธิพลของความแตกต่างตามพื้นที่ของทั้งปริมาณฝนและความลึกของดินแล้วก็ตาม การเปรียบเทียบข้อมูล จากกราฟการแปรผันภายในปี รายเดือนชี้แนะว่าการทำนายที่ต่ำกว่าผลจากการ

วัดในช่วงเดือนกรกฎาคม-ธันวาคม (เดือนที่ 7 – 12) ควรมีกลไกที่ชะลอการให้น้ำของกลุ่มน้ำ จากเหตุผลนี้โครงสร้างแบบจำลองของแต่ละถัง จึงต้องปรับให้มีกลไกการเกิดน้ำท่ามากขึ้น ซึ่งแบ่งออกเป็น 2 องค์ประกอบ คือ (1) น้ำไหลใต้ผิวดิน (Subsurface runoff,  $q_{ss}$ ) เกิดขึ้นเมื่อปริมาณน้ำในดินมีมากกว่าความชื้นชลประทาน (Field capacity) เพิ่มจาก (2) น้ำไหลจากส่วนเกินการอิ่มตัว ( $q_{se}$ ) และเพื่อคิดรวมผลความแตกต่างระหว่างพื้นที่ที่มีป่าไม้พืชพรรณปกคลุม และพื้นที่เกษตรกรรม การระเหยรวมจึงแบ่งเป็นการระเหยจากผิวดินเปล่า  $e_b$  และการคายน้ำของพืช  $e_v$

#### สมการสมดุลของน้ำ

ปรับจากแบบจำลองดั้งเดิมให้ใช้กับสมการสมดุลของน้ำใหม่ ดังนี้

$$\frac{ds(t)}{dt} = p(t) - q_{ss}(t) - q_{se}(t) - e_b(t) - e_v(t) \quad (4.5)$$

น้ำไหลออกจากใต้ผิวดิน ( $q_{ss}$ )

$$q_{ss} = \frac{(s - s_f)}{t_c} \quad \text{ถ้า } s > s_f \quad (4.6a)$$

$$q_{ss} = 0 \quad \text{ถ้า } s < s_f \quad (4.6b)$$

กำหนดให้  $s_f$  คือการกักเก็บน้ำในดินที่ความชื้นชลประทาน  $t_c$  คือเวลาตอบสนองของกลุ่มน้ำที่เกิดน้ำไหลออกจากใต้ผิวดิน  $s_f = f_c D$  ซึ่ง  $f_c$  คือ ความชื้นชลประทานของดิน และ  $D$  คือความลึกเฉลี่ยของดิน  $t_c$  ประมาณจากการใช้กฎของคาร์ซีกับการไหลออกของน้ำใต้ดินจากพื้นที่ลาดเอียง

$$t_c = \frac{L\phi}{2K_s \tan \beta} \quad (4.7)$$

โดยให้  $\phi$  คือความพรุนเฉลี่ยของดิน  $L$  คือความยาวเฉลี่ยของที่ลาดเนิน (hillslope) ของกลุ่มน้ำ  $\tan \beta$  คือความลาดชันเฉลี่ยของผิวดิน และ  $K_s$  คือค่าเฉลี่ยการนำทางชลศาสตร์ อิ่มตัว (Saturated hydraulic conductivity)

การระเหยจากดินไม่มีป่าปกคลุม

$$e_b = \frac{s}{t_e} \quad (4.8)$$

$$t_e = \frac{S_b}{(1-M)e_p} \quad (4.9)$$

โดยที่  $t_e$  เป็นมาตราส่วนคงที่ของเวลาที่เกี่ยวกับการระเหย  $e_p$  คืออัตราศักยภาพการระเหย และ  $M$  คือสัดส่วนพื้นที่ปกคลุมด้วยป่า ( $0 < M < 1$ )

อัตราการคายน้ำของพืช

$$e_v = Mk_v e_p \quad \text{ถ้า } s > s_f \quad (4.10a)$$

$$e_v = \frac{s_f}{t_g} \quad \text{ถ้า } s < s_f \quad (4.10b)$$

$$t_g = \frac{s_f}{Mk_v e_p} \quad (4.11)$$

โดยที่  $t_g$  คือมาตราส่วนคงที่ของเวลาที่เกี่ยวกับการคายน้ำ  $k_v$  คือประสิทธิภาพการคายน้ำของพืช ตาม Eagleson (1978)  $M$  ใช้แบ่งการระเหยทั้งหมดจากดินที่ไม่มีป่าไม้ปกคลุมและการคายน้ำของต้นไม้

#### การประมาณค่าพารามิเตอร์

พารามิเตอร์สำหรับแบบจำลองสมดุลของน้ำ สามารถจัดกลุ่มได้ ดังนี้

พารามิเตอร์รายเดือนของภูมิอากาศ :  $P_m, t_m, E_{pm}, i_m ; \nabla_m = 1, \dots, 12$

พารามิเตอร์ทางภูมิประเทศและดิน :  $D, \phi, f_c, L, \tan \beta, K_s$

พารามิเตอร์ของพืชพรรณ :  $M, k_v$

ตารางที่ 4-43 เป็นค่าประมาณโดยเฉลี่ยจากค่าวัดจริงซึ่งแตกต่างกันตามพื้นที่ ส่วนตารางที่ 4-42 สรุปจำนวนพารามิเตอร์ที่ใช้ในแบบจำลองสำหรับทั้งลุ่มน้ำ แบบจำลองนี้ไม่ได้้นำการหลาก (runoff routing) มาพิจารณาเพราะเวลาในการเดินทางของน้ำใช้เวลาเพียงไม่กี่วันซึ่งสั้นกว่ามาตราส่วนเวลารายเดือนและรายปีของแบบจำลองนี้

ตารางที่ 4-43 ลักษณะทางกายภาพของลุ่มน้ำเฉลี่ยตามพื้นที่

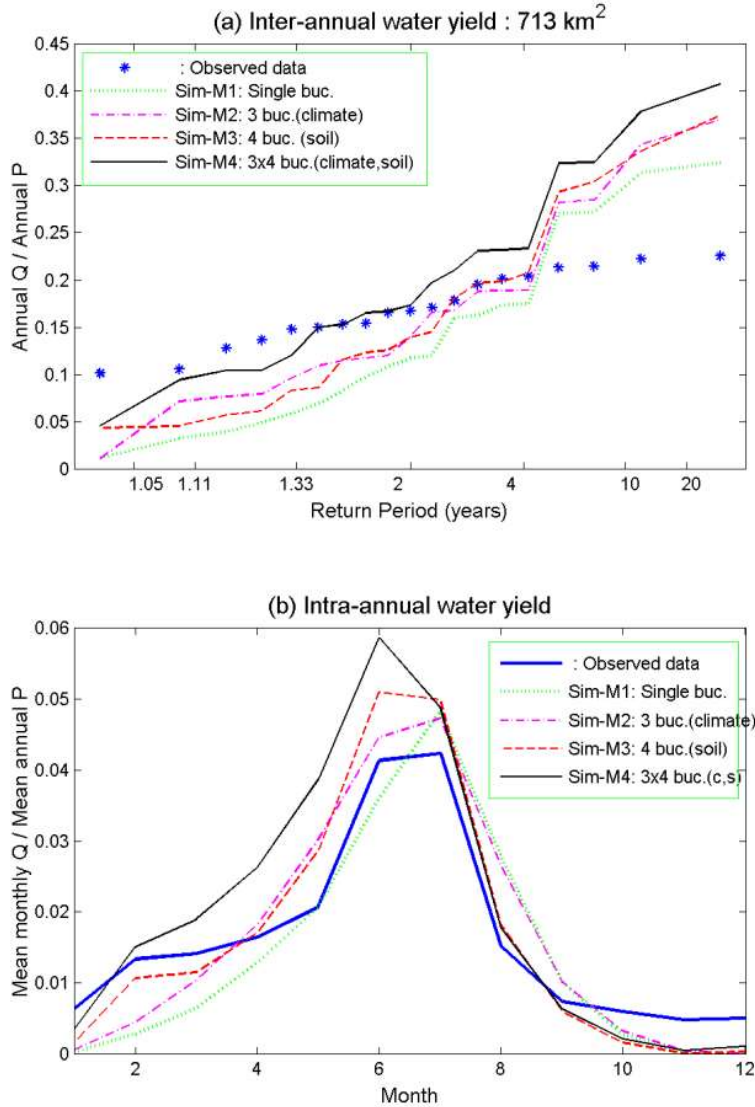
ชื่อพารามิเตอร์	ค่า	หน่วย
$L$	2000	เมตร
$\phi$	0.4	
$\tan \beta$	0.1	
$K_s$	20	เมตรต่อวัน
$D$	3	เมตร

ตารางที่ 4-44 พารามิเตอร์เฉลี่ยตามพื้นที่สำหรับแบบจำลองชุดที่ 2 รายเดือน

ชื่อพารามิเตอร์	ค่า	หน่วย
$S_b$	1200	เมตร
$f_c$	40	%
$t_c$	100	วัน
$M$	0.52	
$k_v$	1	
$i$	10	%

การวิเคราะห์ความซับซ้อนของแบบจำลองแปรผล 4 ขั้นตอน (Sim-M1 ถึง Sim-M4) เพื่อดูผลของความแตกต่างตามพื้นที่ของภูมิอากาศ และดินต่อการแปรผันของน้ำท่าดังรูปที่ 4 การแปรผันของ

การให้น้ำจากลุ่มน้ำที่เกิดขึ้นระหว่างปี และภายในปี เป็นผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ขั้นตอน เปรียบเทียบกับค่าจากการวัด แบบจำลองจากขั้นตอนที่ 4 (Sim-M4, 12 ถัง) พบว่าแบบจำลองประเภทที่สองนี้ ให้ผลการแปรผันระหว่างปีและภายในปีใกล้เคียงกับค่าที่วัดได้ดีกว่าแบบจำลองประเภทแรก (Sim-A4) ในรูปที่ 3 ดังนั้นจึงยืนยันได้ว่าองค์ประกอบของน้ำท่าที่มาจากการไหลใต้ผิวดิน และการแยกการระเหยเป็น 2 ส่วน มีความจำเป็นสำหรับการทำนายการให้น้ำของลุ่มน้ำที่ถูกต้องมากขึ้น



รูปที่ 4-67 การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลอง และจากการวัดของแบบจำลองประเภทที่สองที่ใช้ข้อมูลรายเดือน

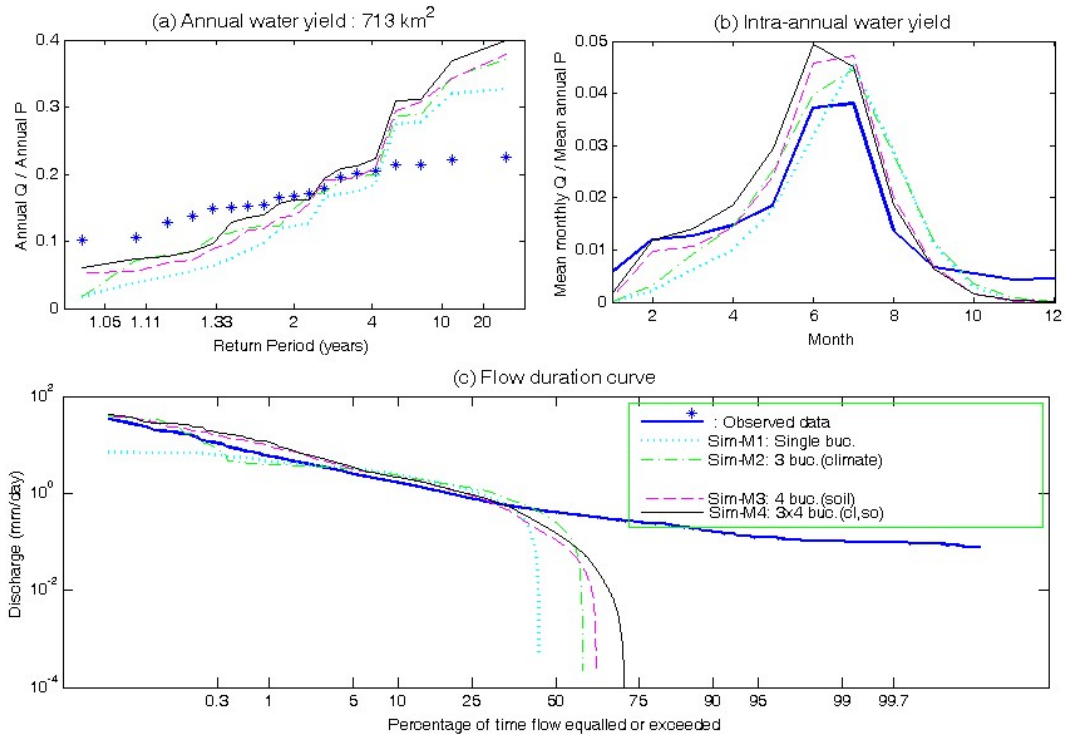
### แบบจำลองสมมูลน้ำรายวัน

ขั้นต่อไปได้นำแบบสมมูลของน้ำรายเดือน มาใช้ทำนายสมมูลของน้ำรายวัน หากผลการทำนายไม่ดีขึ้นเนื่องจากกระบวนการที่ควบคุมการสมมูลของน้ำยังมีความซับซ้อนไม่เพียงพอ จำเป็นต้องเพิ่มจำนวนกระบวนการและตัวแปร ที่มีผลต่อความสมมูลของน้ำให้มากขึ้น จะได้ดำเนินต่อไปให้สามารถจำลองสถานการณ์ได้ใกล้เคียงกับผลจากการวัดปริมาณน้ำทำรายวันให้มากที่สุด

การประเมินความแปรผันของการทำนายการเกิดน้ำทำรายวัน สามารถทำได้โดยใช้กราฟโค้งปริมาณการไหล - ช่วงเวลา (Flow Duration Curve) เป็นกราฟชุดที่ 3 เพิ่มจากเดิม คือกราฟการแปรผันของการเกิดน้ำผิวดินระหว่างปีและภายในปี รูปที่ 5 แสดงการเปรียบเทียบผลการทดสอบแบบจำลองสมมูลน้ำรายเดือนที่ใช้ข้อมูลใส่เข้ารายวันและมีระดับความซับซ้อนต่างกัน 4 ระดับ เริ่มจากพิจารณากลุ่มน้ำทั้งหมดมีลักษณะภูมิอากาศและดิน สม่ำเสมอกัน จึงใช้ถังเก็บเพียงเดียวแทนลักษณะกลุ่มน้ำได้ (Sim-M1) ขั้นตอนต่อไปของการเพิ่มความซับซ้อน คือการใช้ถังเก็บน้ำ 3 ใบต่อขนานกัน เพื่อรับปริมาณฝนที่ต่างกัน ตามจำนวนสถานีวัดน้ำฝนที่ครอบคลุมพื้นที่แต่ละ โซน แต่กำหนดให้ถังมีความจุเท่ากัน เนื่องจากมีความลึกของดินเท่ากัน (Sim-M2) ขั้นตอนต่อไปแบบจำลองถึงหลายใบถูกใช้เป็นตัวแทนสำหรับพื้นที่ ที่มีความลึกต่างกันเลือกใช้ถึง 4 ขนาด  $S_b = 200, 900, 1100, 2500$  มิลลิเมตร โดยไม่นำความแตกต่างตามพื้นที่ของฝนมารวม (Sim-M3) ขั้นตอนสุดท้ายเป็นแบบจำลองถึงหลายใบที่รวมความแตกต่างและความไม่แน่นอนตามพื้นที่ของฝนและความลึกของดินเข้าด้วยกัน มีจำนวนถึง = 12 ใบ (Sim-M4)

การวิเคราะห์ซับซ้อนดำเนินการใน 4 ชั้น (Sim-M1 - Sim-M4) เพื่อดูผลตามความแตกต่างของพื้นที่ภูมิอากาศและดินต่อการแปรผันของน้ำทำรูปที่ 4-68(a) และ 4-68(b) แสดงการแปรผันของน้ำจากกลุ่มน้ำที่เกิดขึ้นระหว่างปีและภายในปีเป็นผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ชั้น เปรียบเทียบกับค่าจากการวัด แบบจำลองจากขั้นตอนที่ 4 (Sim-M4 ,12 ถึง) แสดงให้เห็นว่า แบบจำลองที่ใช้ถังหลายใบต่อแบบขนานสามารถจำลองการแปรได้ระหว่างปี และภายในปีได้ดีที่สุด ดังนั้นจึงยืนยันได้ว่าองค์ประกอบของน้ำทำ ที่มาจากการไหลเข้าใต้ผิวดินและการแยกการระเหยเป็น 2 ส่วน มีความจำเป็นสำหรับการทำนายการให้น้ำของกลุ่มน้ำที่ถูกต้องมากขึ้น

เมื่อพิจารณากราฟอัตราการไหลและช่วงเวลา รูปที่ 4-68(c) พบว่าผลจากแบบจำลองมีช่วงเวลากการไหลสั้นกว่าอัตราการไหลจากการวัด แสดงให้เห็นว่าอาจจำเป็นต้องเพิ่มกระบวนการที่ชะลอการไหลออกของการเกิดน้ำทำอีก



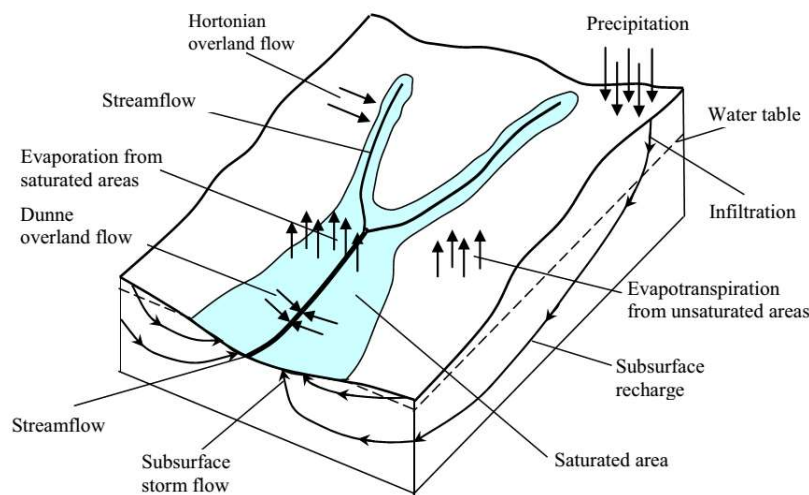
รูปที่ 4-68 ผลการจำลองการไหลออกโดยใช้ข้อมูลนำเข้ารายวัน แต่ใช้โครงสร้างแบบจำลองรายเดือน (a) ปริมาณน้ำท่าระหว่างปี (b) ปริมาณน้ำท่าเฉลี่ยภายในปี (c) กราฟอัตราการไหล-ช่วงเวลา

**4.7 การพัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาแบบกระจาย (distributed hydrological model)**

น้ำท่าจากส่วนเกินการซึม (Infiltration excess runoff or Hortonian overland flow, HOF), น้ำท่าจากส่วนเกินการอิ่มตัว (saturation excess runoff or Dunne overland flow, DOF) และ น้ำท่าจากการไหลใต้ผิวดิน (subsurface storm flow, SSF) เป็นสามกลไกหลักที่ทราบกันดี ของกระบวนการเกิดน้ำท่าจากกลุ่มน้ำที่ต้นน้ำ (headwater catchments) [Horton, 1933], [Dunne, 1978] Dunne [1978] ได้ อธิบายว่ากลไกการเกิดน้ำท่าเหล่านี้ต่างมีอิทธิพลในเชิงสัมพันธ์ขึ้น ถูกควบคุมโดยปัจจัยของ ภูมิอากาศ ดิน พืชพรรณ และภูมิประเทศ อย่างไรก็ตามการสาธิตหลักการนี้แบบองค์รวมยังเป็นการ อธิบายในเชิงคุณภาพเท่านั้น แบบจำลองกึ่งกระจาย (quasi-distributed mode) บนพื้นฐานหลักการของ TOPMODEL concepts [Beven et al., 1979] ถูกนำมาใช้ตรวจสอบอิทธิพลในเชิงสัมพันธ์ของกลไก การเกิดน้ำไหลผิวดินแบบ Hortonian overland flow และ Dunne overland flow [Sivapalan et al, 1987] [Lersen et al 1994] [Robinson and Sivapalan, 1995] แต่ผลงานนี้ยังจำกัดอยู่เพียง 2 กลไก และใช้งาน ที่มาตราส่วนของเหตุการณ์ (event scales) ไม่รวมผลของเงื่อนไขการมีความชื้นที่เกิดขึ้นก่อน (antecedent condition) และเงื่อนไขอื่น ๆ ของกลุ่มน้ำ (เช่น ภูมิประเทศที่ลาดชัน ชั้นดินที่ซบซ้อตาม

การสมมุติของ TOPMODEL). การศึกษาต่อมาจำนวนมากประยุกต์ใช้แบบจำลองลุ่มน้ำแบบกึ่งกระจายหรือการกระจายทั้งหมด (semi or fully distributed catchment model) ในลุ่มน้ำจริงที่รวม 3 กลไกของการเกิดน้ำท่า Mirus and Loague [2013] ใช้การจับคู่แบบจำลองผิวดินและใต้ดินทางฟิสิกส์ (physics-based coupled surface and subsurface model, *InHM*) ตรวจสอบการควบคุมของภูมิอากาศภูมิประเทศต่อการเกิดน้ำท่า Carrillo et al. [2011] ใช้แบบจำลองทางฟิสิกส์ (physics-based model, *hsB*) เพื่อหาค่าพารามิเตอร์จากการสอบเทียบ (calibrated parameters) ที่เชื่อมโยงกับพืชพรรณที่ปกคลุม สาขิตบบาทของพืชพรรณในวิวัฒนาการร่วมกับภูมิอากาศและส่งผลถึงคุณสมบัติของลุ่มน้ำ Torch et al. [2013] ขยายการใช้แบบจำลองนี้แสดงการตอบสนองและการปรับตัวของพืชพรรณต่อการเปลี่ยนแปลงของภูมิอากาศ ซึ่งสะท้อนต่อสมดุลของน้ำระยะยาว แสดงได้โดย Budyko curve Li et al. [2014] พัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาแบบกระจายอย่างง่าย (simple distributed hydrologic model) เพื่อจำลองผลความแตกต่างของการผสมรวมกันของภูมิอากาศ ดิน และภูมิประเทศ ต่อกระบวนการเกิดน้ำท่า (runoff generation processes) ด้วยข้อจำกัดของข้อมูลการสำรวจที่มีอยู่ที่ต้องมาจากลุ่มน้ำที่มีการติดตั้งการตรวจวัดจำนวนมากเพื่อนำไปสอบเทียบ จึงทำให้มีข้อจำกัดในการนำแบบจำลองนี้ไปใช้งานกับลุ่มน้ำจำนวนมาก เพื่อได้องค์ความรู้ถึงปัจจัยทางกายภาพที่ควบคุมกระบวนการเกิดน้ำท่าด้วยแรงบันดาลใจจากงานของ Li et al. [2014], เป้าหมายของการศึกษานี้จึงเป็นการพัฒนาแบบจำลองกระจายอย่างง่ายนี้ต่อไป เพื่อสำรวจผลที่รวมกันของ ภูมิอากาศ ดิน พืชพรรณ และภูมิอากาศ ต่อกระบวนการเกิดน้ำท่าที่มาตราส่วนลุ่มน้ำ ในเชิงปริมาณ (quantitative way)

การสาธิตโครงสร้าง (schematic illustration) ของแบบจำลองแสดงในรูปที่ 4-69 ขั้นตอนการจำลองการเกิดน้ำท่าอธิบายโดยสรุปได้ดังนี้



รูปที่ 4-69 การอธิบายเชิงแนวคิดของกระบวนการทางอุทกวิทยาใน hillslope pixels [Li et al, 2014].

(1) หน่วยเชิงพื้นที่ (spatial units) คือ DEM pixels แบ่งเป็น hillslope pixels และ channel pixels ความลึกของดินและคุณสมบัติทางชลศาสตร์ของดิน (hydraulic conductivity, porosity etc.) ถูกกำหนดลงไปแต่ละ pixel

(2) สำหรับทุก pixel และทุกช่วงเวลาก้าว (time step) HOF ถูกประมาณจากความสามารถในการซึมพาะจุด (local infiltration capacity) หาได้จากวิธี Green-Ampt method [Green and Ampt, 1911]. เกิดความเปลี่ยนแปลงความชื้นของดิน ทำให้กลไกการเกิดน้ำท่าอีก 2 กลไกมีความเป็นไปได้ทั้ง DOF และ SSF

(3) แบบจำลองดินอย่างง่าย 2 ชั้น (simple two-layer soil model) นำมาใช้จำลองกระบวนการดิน-น้ำ สำหรับชั้นดินที่ไม่อิ่มตัวและอิ่มตัวด้วยน้ำ (unsaturated and saturated layers)

(4) การไหลผิวดิน (overland flow) เกิดการไหลไปยัง downstream pixels ด้วยความเร็วการไหลในทางน้ำเปิด (open channel velocity) ประมาณโดยสมการ Manning และ การไหลใต้ผิวดิน (subsurface) เกิดการไหลไปยังท้ายน้ำด้วยความเร็วการไหลใต้ผิวดิน (subsurface velocity) หาได้จากกฎของ Darcy นอกจากรูปร่างโครงข่ายแม่น้ำ (river network geometry) ความลึกของดินที่มีความแตกต่างเชิงพื้นที่แล้ว ความแตกต่างเชิงพื้นที่ (heterogeneity) ของพารามิเตอร์อื่น ๆ ไม่นำมาพิจารณา เช่น คุณสมบัติของดิน รูปแบบของพืชพรรณ การไหล preferential pathways ใต้ผิวดิน รายละเอียดของแบบจำลอง ขั้นตอนและสมการ หลักการที่เกี่ยวข้องมีดังนี้

#### สมดุลของน้ำ และความชื้น (Soil-water moisture and water balance)

เพื่อแสดงพลวัตของความชื้นระหว่างดิน-น้ำ ใน pixel สมการสมดุลของน้ำนำมาประยุกต์ใช้ ที่มาตราส่วนของ pixel scale ความชื้นระหว่างดิน-น้ำในแท่งดินถูกแบ่งเป็น โซนการน้ำขังผิวดิน (ponding zone) โซนไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ (unsaturated zone) และ โซนอิ่มตัวด้วยน้ำ (saturated zone) ความชื้นระหว่างดิน-น้ำที่อิ่มตัวในโซนอิ่มตัวด้วยน้ำอยู่ต่ำกว่าระดับน้ำใต้ดิน (water table) ในแท่งดิน มีการแลกเปลี่ยนระหว่างโซนอิ่มตัวด้วยน้ำและโซนไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ ด้านบนผ่านกระบวนการ capillary action ทำให้มีน้ำกักเก็บ (retention) ใน โซนไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ รูปตัดความชื้นที่คงที่ (steady-state soil moisture profile) ในโซนไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ ประมาณได้

$$\theta(Z) = \phi \left( \frac{D_{us} - Z}{\psi_a} + 1 \right)^{-\lambda} \quad (4.12)$$

โดย  $\theta(Z)$  คือ ความชื้นในแท่งดินความลึก  $Z$  จากระดับผิวดิน  $\psi_a$  คือเฮดความดัน bubbling pressure head และ  $\lambda$  คือ pore-size distribution index [Brooks and Corey, 1966]. ความชื้นเฉลี่ยของดินในโซนไม่อิ่มตัวด้วยน้ำประมาณได้จากการหาปริพันธ์สมการ (4-12)

$$\bar{\theta} = \frac{\phi}{1 - \lambda} \frac{\psi_a}{D_{us}} \left[ \left( \frac{D_{us}}{\psi_a} + 1 \right)^{1-\lambda} - 1 \right] \quad (4.13)$$



ปริมาณการกักเก็บน้ำทั้งหมดคือ

$$S_{total} = D_{us}\bar{\theta} + D_s\phi \quad (4.14)$$

โดย  $D_{us}$  คือความลึกที่แปรผันได้ของชั้นไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ (variable depth of the unsaturated zone)  $D_s$  คือความลึกที่แปรผันของชั้นอิ่มตัวด้วยน้ำ (variable depth of the saturated zone) และ ผลรวมของ  $D_{us}$  และ  $D_s$  คือความลึกของดิน ( $D$ )  $\bar{\theta}$  คือความชื้นเฉลี่ยของดิน (average soil moisture) ในโซนไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ และ  $\phi$  คือความพรุนประสิทธิผล (effective porosity) ของดิน สมการสมดุลของน้ำสำหรับแท่งดินเป็นดังนี้ (รูปที่ 4-70)

$$\frac{dS_s}{dt} = i - q_f - q_{se} - q_{ss} - e \quad (4.15)$$

$$D_{us} = (D - D_s) / \bar{\theta} \quad (4.16)$$

โดย  $S_s$  คือความชื้นในดิน (soil-water moisture) ในโซนอิ่มตัวด้วยน้ำ ( $= D_s / \phi$ ),  $i$  คือความเข้มฝน (precipitation rate)  $q_f$  คือน้ำท่าจากส่วนเกินการซึม (infiltration excess runoff, HOF)  $q_{se}$  คือน้ำท่าจากส่วนเกินการอิ่มตัว (saturation excess runoff, DOF),  $q_{ss}$  คือ การไหลใต้ผิวดิน (subsurface storm flow, SSF) และ  $e$  คืออัตราการคายระเหย (evapotranspiration rate) แก้สมการที่ (4.13) (4.15) (4.16) เพื่อหาค่าชุดใหม่ของ  $S_s$   $D_s$   $D_{us}$   $\bar{\theta}$  ซึ่งสอดคล้องกับเงื่อนไขการสมดุลของน้ำ พารามิเตอร์ชุดใหม่จะนำมาใช้สำหรับช่วงเวลาที่ก้าวต่อไป (next time step) เพื่อประมาณค่าการซึม การระเหย และการเกิดน้ำท่า

#### การคายระเหย (Evapotranspiration)

ระหว่างไม่มีฝนตก การคายระเหยเกิดขึ้นใน 3 ลักษณะ ตามลำดับคือ เริ่มจากมีการระเหยจากน้ำที่ขังบนผิวดิน ต่อมาระเหยจากชั้นดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ และชั้นดินอิ่มตัวด้วยน้ำตามลำดับ การระเหยจากน้ำที่ขังบนผิวดินเป็นไปตามสมการ

$$e_{ss} = \begin{cases} e_p & \text{if } d_w \geq e_p \Delta t \\ d_w / \Delta t & \text{if } d_w < e_p \Delta t \end{cases} \quad (4.17)$$

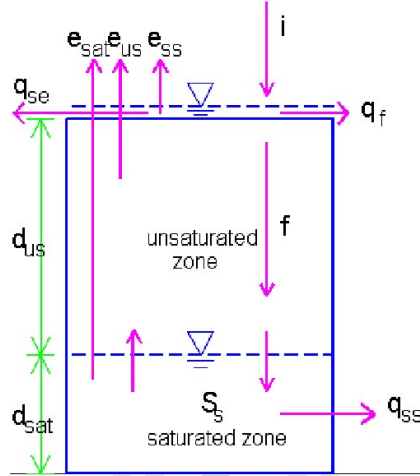
โดย  $d_w$  คือความลึกของน้ำที่ขังบนผิวดินตรงนั้น  $e_p$  คืออัตราการระเหยตามศักยภาพ (potential evaporation rate) ถ้าดินมีความชื้นในชั้นดินไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ การคายระเหยเป็นไปตาม

$$e_{us} = \begin{cases} (e_p - e_{ss}) F_r \frac{\bar{\theta}}{\phi} & \text{if } D_{us} \bar{\theta} \geq (e_p - e_{ss}) \Delta t \\ D_{us} \bar{\theta} / \Delta t & \text{if } D_{us} \bar{\theta} < (e_p - e_{ss}) \Delta t \end{cases} \quad (4.18)$$

โดย  $F_r$  คือสัดส่วนความลึกของรากพืชในชั้นดิน สมมุติมีค่าเป็น 1 ถ้าความชื้นยังคงมีอยู่สำหรับการคายระเหยในชั้นอิ่มตัวด้วยน้ำที่ลึกลงไป การคายระเหยเป็นไปตามสมการ

$$e_{sat} = \begin{cases} 0 & \text{if } D_{us} \bar{\theta} \geq (e_p - e_{ss}) \Delta t \\ (e_p - e_{ss}) - D_{us} \bar{\theta} / \Delta t & \text{if } D_{us} \bar{\theta} < (e_p - e_{ss}) \Delta t \end{cases} \quad (4.19)$$

ความต้องการการระเหยตามศักยภาพ (potential evaporation demand) ได้รับการตอบสนองเมื่อระดับน้ำในดิน (water table) อยู่ใกล้ผิวดินหรือผิวดินอิ่มตัวด้วยน้ำระหว่างช่วงน้ำขัง (ponding period) ทั้งนี้ การคายระเหยจากทั้ง 3 โซน จะต้องไม่มากกว่าอัตราการระเหยตาม (potential evaporation rate)



รูปที่ 4-70 โครงร่าง (Schematic diagram) ของโครงสร้างแบบจำลอง pixel-based model ของแท่งดินหนึ่ง

#### กระบวนการเกิดน้ำท่า (runoff generation process)

การไหลบ่าผิวดินของฮอร์ตตัน (Horton overland flow ,HOF) การไหลบ่าผิวดินจากส่วนเกินการอิ่มตัวหรือการไหลบ่าผิวดินของดุน (saturation excess or Dunne overland flow (DOF)) การไหลใต้ผิวดิน ( subsurface stormflow, SSF) เป็น 3 กลไกหลักของกระบวนการที่ทำให้เกิดน้ำท่า HOF เกิดขึ้นที่ pixel ใด เมื่อความชื้นฝนมากกว่าความสามารถในการซึม (infiltration capacity) พลวัตของความชื้นในดินในโซนไม่อิ่มตัวด้วยน้ำ มีผลต่ออัตราการซึม ประมาณค่าได้จากสมการ Green-Ampt equation [Green and Ampt, 1911] DOF เกิดขึ้นใน pixel ใด เมื่อแท่งดินอิ่มตัวด้วยน้ำจากด้านข้างและเกิดเป็นพื้นที่ให้น้ำ ( variable contributing area) จากจำนวน pixels ที่อิ่มตัวด้วยน้ำจำนวนหนึ่ง การไหลใต้ผิวดินเกิดขึ้นจากโซนอิ่มตัวด้วยน้ำของ pixels ถูกควบคุมโดยความลึกของดินที่อิ่มตัวและความลาดชันทางชลศาสตร์ท้ายน้ำ (downstream hydraulic gradient) ในเวลาเดียวกัน ถ้าแท่งดินรับน้ำมากกว่าการสูญเสีย โซนอิ่มตัวในแท่งดินอาจเพิ่มขึ้นผ่านผิวดิน ทำให้เกิด DOF ทั้งนี้ DOF และ SSF เป็นกระบวนการที่เกิดขึ้นพร้อมกันได้

#### กระบวนการหลากที่มาตราส่วน pixel (routing processes at the pixel scale)

แท่งดินของแต่ละ pixel รับน้ำจากภายนอก รวมทั้งการไหลผิวดินจากด้านข้างและการไหลใต้ผิวดินจาก pixel ที่อยู่เหนือน้ำข้างเคียง การหลากของน้ำผิวดินและใต้ดินเกิดขึ้นได้จาก 2 สมมุติฐานคือ (1) การไหลออกจากแต่ละ pixel จะไม่ได้รับผลกระทบจากน้ำไหลเข้าในช่วงเวลาสั้น ๆ (2) การไหล

ออกจาก pixel มีทิศทางเดียว ตามความลาดชันที่มากที่สุด ด้วยความเร็ว ( $u$ ) คงที่ ขณะที่ทิศทางการไหลเข้าที่เป็นไปได้มีทั้งหมด 7 ทิศทาง จาก pixel ที่อยู่เหนือน้ำข้างเคียง รูปที่ 3 แสดงการไหลเข้าจาก pixel A B G เข้าสู่ pixel E และมีการไหลออกจาก pixel E ทิศทางเดียวไปยัง pixel I ขึ้นอยู่กับผลต่างของระดับพื้นผิวดิน

สำหรับช่วงเวลาสั้น ๆ ( $\Delta t$ ) ปริมาตรการไหลออกจาก pixel หรือ grid ใด ๆ ปริมาตรของการไหลออกจาก grid คือ  $u \cdot \Delta t \cdot \Delta x \cdot h$  เท่ากับการเปลี่ยนแปลงปริมาตรกักเก็บใน grid นั่นคือ  $\Delta h \cdot \Delta x \cdot \Delta x$  โดย  $\Delta x$  คือขนาดของ grid เป็นรูปสี่เหลี่ยมจัตุรัส  $h$  คือความลึกของน้ำใน grid  $\Delta h$  คือการเปลี่ยนแปลงความลึกของน้ำ ปริพันธ์ในช่วงเวลา (integrating over  $\Delta t$ ) ปริมาตรของการไหลออกจาก grid ไปยัง grid ท้ายน้ำ คือ

$$\Delta V = h \left( 1 - \exp \left( -u \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x} \right) \right) \Delta x^2 \quad (4.20)$$

แนวทางการไหลที่ประยุกต์ใช้กับทั้งน้ำผิวดินและน้ำใต้ดินในโซนอิ่มตัวด้วยน้ำ ความเร็วการไหลผิวดิน ประมาณโดยใช้สมการ (Manning 's equation) ดังนี้

$$u_s = \frac{1}{n} S_0^{1/2} h_s^{2/3} \quad (4.21)$$

โดย  $u_s$  คือความเร็วการไหลบ่าผิวดิน (overland flow)  $n$  คือค่าสัมประสิทธิ์แมนนิ่ง (Manning 's coefficient),  $S_0$  คือความลาดชันผิวดิน  $h_s$  คือความลึกของน้ำที่ผิวดิน ค่า Manning  $n$  สำหรับ hillslope pixels ใช้ค่า 0.1 สำหรับ grass/pasture range และมีค่า 0.06 สำหรับ channel pixels

ความเร็วของน้ำที่ไหลใต้ผิวดิน กำหนดโดยใช้สมการความเร็วของดาร์ซี (Darcy 's velocity) ดังนี้

$$u_{ss} = k_s S_1 \quad (4.22)$$

โดย  $S_1$  คือความลาดชันของชั้นหิน (local bedrock slope)  $k_s$  คือค่าการนำทางชลศาสตร์อิ่มตัว (saturated hydraulic conductivity) มีสมมุติฐานว่าการไหลของน้ำใต้ผิวดินผ่าน pixels เกิดขึ้นในโซนอิ่มตัวด้วยน้ำเท่านั้นและมีความลาดชันระดับน้ำ (water table slope) ขนานกับความลาดชันของชั้นหิน (bedrock slope) ดังนี้

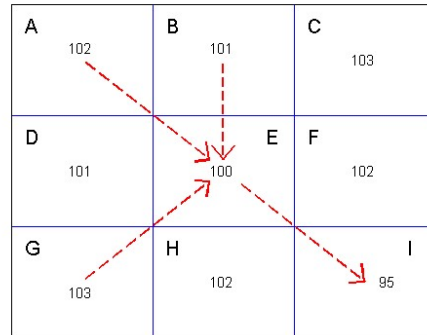
$$q_{ss} = u_{ss} A = k_s S_1 s_s(t) dx / dx^2 \quad (4.23)$$

โดย  $q_{ss}$  คือ SSF มีหน่วยเป็น L/T,  $s_s(t)$  คือความชื้นในดิน (soil-water moisture) ในโซนอิ่มตัวด้วยน้ำ และ  $dx$  คือขนาดของ pixel มีหน่วยเป็นเมตร

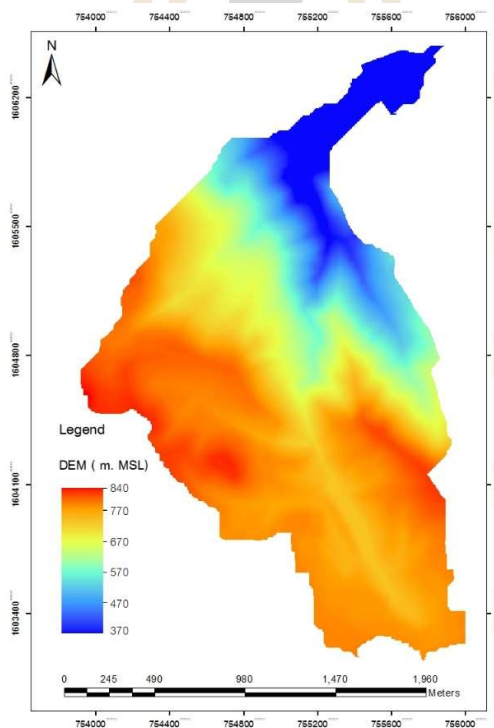
ท้ายสุด น้ำท่าจาก HOF DOF และ SSF ไหลไปถึงโครงข่ายลำน้ำ (stream network) แล้วจึงไหลก้นน้ำผ่าน channel pixels ที่เกิดเป็นโครงข่ายแม่น้ำ (river network) รูปร่างโครงข่ายแม่น้ำถูกสมมุติให้เป็นทางน้ำเปิดรูปสี่เหลี่ยม ความกว้างของลำน้ำประมาณได้จากความสัมพันธ์เชิงรูปทรง (hydraulic geometry relationship) [Menabde and Sivapalan, 2001] ดังนี้

$$W = aA^b \quad (4.24)$$

โดย  $A$  คือ พื้นที่ลุ่มน้ำที่อยู่เหนือน้ำของแต่ละ river pixel ที่จุดออกของกลุ่มน้ำ (catchment outlet)  $b$  คือพารามิเตอร์มีค่าคงที่เท่ากับ 0.45 และ  $a$  คือค่าสัมประสิทธิ์ ที่สามารถปรับได้เพื่อให้ขนาดความกว้างของลำน้ำที่เหมาะสม



รูปที่ 4-71 ทิศทางการไหลเข้าหลายทางจากเหนือน้ำมายัง pixel E มีการไหลออกทิศทางเดียวจาก pixel E ขึ้นอยู่กับระดับพื้นดิน (100).



รูปที่ 4-72 แผนที่ภูมิประเทศของ DEM ที่เลือกมา จากลุ่มน้ำลำตะคอง

### ภูมิประเทศ (Topography)

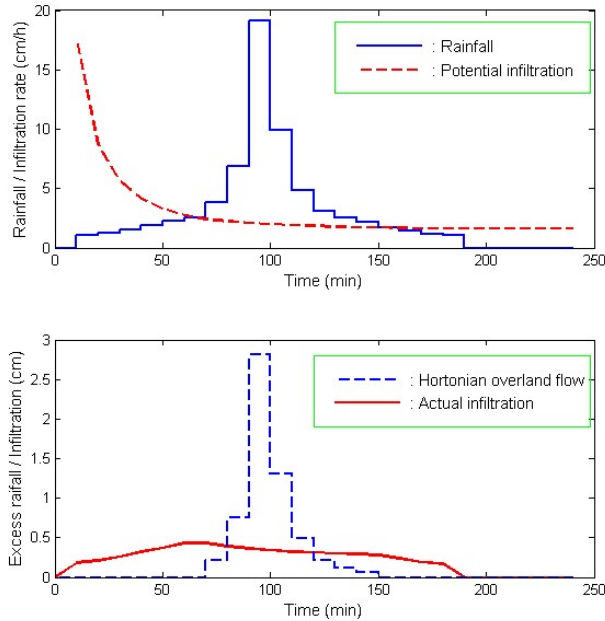
รูปทรงภูมิประเทศของกลุ่มน้ำเป็นปัจจัยควบคุมที่สำคัญต่อกลไกการเกิดน้ำท่า การศึกษานี้ใช้ความลาดชันในภาพรวมของ hillslope ทดแทนรูปแบบการกระจายของ hillslope ในลักษณะ convergence/divergence and convexity/concavity กลุ่มน้ำจริงที่นำข้อมูลมาใช้ในการศึกษานี้เพื่อสร้างกลุ่มน้ำเสมือนจริง (virtual catchment) มีขนาด 30 x 30 เมตร DEM สำหรับกลุ่มน้ำขนาดเล็กใด ๆ (4,019 pixels, 3.62 km<sup>2</sup>) ตั้งอยู่ในลุ่มน้ำลำตะคอง จังหวัดนครราชสีมา กำหนดการกระจายของความลาดชันเป็น 3 แบบความลาดชัน คือที่ราบ ชันปานกลาง และชัน (flat, medium, steep) สร้างขึ้นโดยคุณความลาดชันเดิมของความลาดชัน pixel ด้วยแฟกเตอร์ แผนที่ภูมิประเทศสำหรับลุ่มน้ำนี้แสดงในรูปที่ 4-72

### คุณสมบัติของดิน

คุณสมบัติของดินที่ต้องการสำหรับแบบจำลองและค่าการนำทางชลศาสตร์อิ่มตัว (saturated hydraulic conductivity) ความลึกของดิน ความพรุนประสิทธิผล (effective porosity) เสดการดูดของดิน (wetting front soil suction head) ความดัน (bubbling pressure) และ คำนีการกระจายของช่องว่างในดิน (pore-size distribution index) คุณสมบัติของดินเหล่านี้แปรเปลี่ยนในเชิงพื้นที่และมาตราส่วน ซึ่งความแปรเปลี่ยน (variability) ส่งผลถึงการตอบสนอง (response) คุณสมบัติทางชลศาสตร์ของดินแปรผันตามชั้นของเนื้อดิน (texture classes) 3 แบบคือ ดินทราย (sand) ดินทรายแป้ง (silt loam) และ ดินเหนียว (clay loam) ความแปรผันของความลึกของดิน ( $Z_x$ ) สมมุติให้เป็นฟังก์ชันเชิงเส้นของคำนีการเปียกของภูมิประเทศ (topographic wetness index ( $\ln(a/\tan \beta)$ )) [Stieglitz et al, 2003]

$$Z_x = \bar{Z} - (1/f)[\ln(a/\tan \beta)_x - \lambda] \quad (4-25)$$

โดย  $a$  คือพื้นที่ระบายน้ำต่อความยาวของเส้นชั้นความสูง (area drained per unit contour length)  $\beta$  คือมุมความลาดชัน (local slope angle)  $\bar{Z}$  คือระดับความลึกของน้ำเฉลี่ย (mean water table depth, WTD)  $\lambda$  คือเฉลี่ยลุ่มน้ำของ  $\ln(a/\tan \beta)$  และ  $f$  คืออัตราการลดลงของค่าการนำทางชลศาสตร์ (rate of decline of saturated hydraulic conductivity) กับความลึกในแท่งดิน พารามิเตอร์ความลาดชันถูกปรับให้ความลึกหลักของดินทั้งลุ่มน้ำมีค่าเฉลี่ยเป็น 3 กรณีตัวแทนความลึกของดินคือ ดิน ปานกลาง และลึก (shallow, medium and deep) มีค่า 1.0, 2.5 และ 4.0 เมตร ตามลำดับ



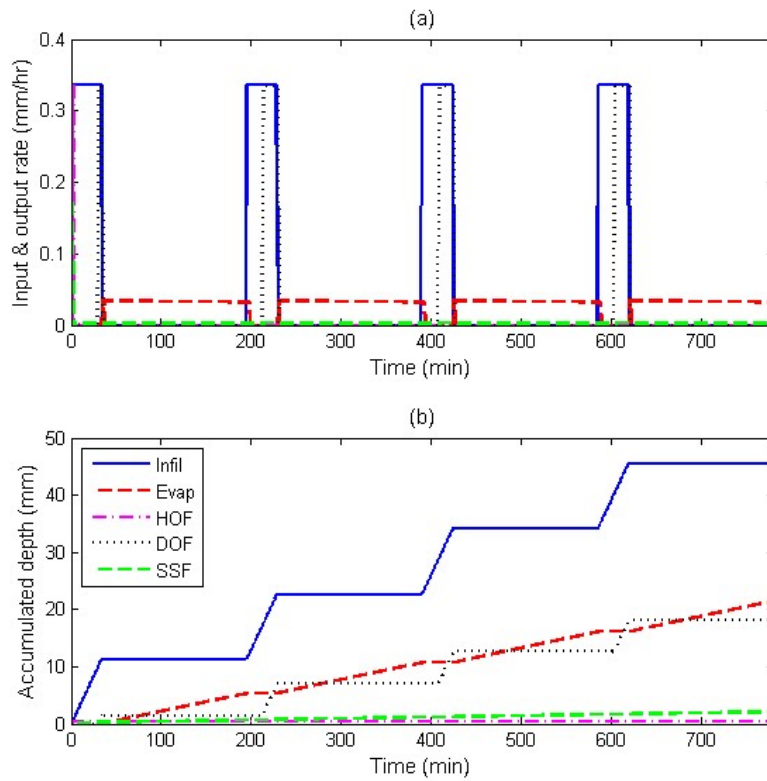
รูปที่ 4-73 ประมาณค่าการไหลบ่าผิวดิน (Hortonian overland flow, HOF) โดยใช้ Green-Ampt equation

#### ผลการศึกษาและอภิปรายผล

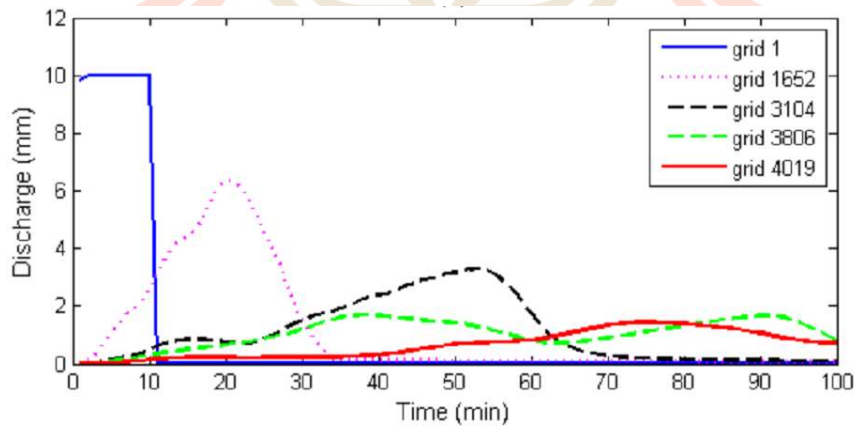
รูปที่ 4-73 แสดงผลการจำลองจากแบบจำลองการซึม บนพื้นบานของสมการ Green-Ampt ใช้ประมาณกราฟแท่งของฝนส่วนเกิน (excess rainfall hyetograph or HOF) ถ้าความลึกฝนสะสมเท่ากับ 11.37 เซนติเมตร ตกในดิน sandy loam soil ( $K=1.09$  cm/h,  $\psi=11.01$  cm and  $\theta_e=0.412$ ) มีความอิ่มตัวประสิทธิภาพ 40 %.

ผลจากแบบจำลองสมดุลของน้ำในแท่งดินของ pixel แสดงในรูปที่ 6 ดินที่ทดสอบคือดินทรายมีความพรุนประสิทธิภาพ (effective porosity) = 0.417, ความดัน bubbling pressure = 0.0726 m pore-size distribution index = 0.694, hydraulic conductivity =  $10^{-6}$  m/s, ความลึกของดิน = 1 m และความลาดชันผิวดิน = 0.10. รูปแบบภูมิอากาศ (climate regime) สร้างจากฝนรายปี = 1,000 mm การระเหยตามศักยภาพรายปี (annual potential evaporation) = 500 mm จำนวนพายุฝน number = 90 เหตุการณ์/ปี ความเข้มฝนเฉลี่ย (average rainfall intensity) คือ 0.673 mm/hr. ผลการจำลองแสดงในรูปที่ 4-74(a) แสดงฝนตก 4 เหตุการณ์ ในเงื่อนไขภาวะคงที่ (steady state condition) คือเมื่อการกักเก็บน้ำในดินอิ่มตัว (saturation soil-water storages) ช่วงเริ่มต้นเท่ากับช่วงสิ้นสุดการจำลอง รูปที่ 4-74(b) แสดงปริมาณการไหลเข้าและไหลออกสะสมจากแท่งดินของ pixel ผลในรูปที่ 4-74(b) แสดงให้เห็นว่า HOF

เกิดขึ้นได้ยาก ร่วมกับ DOF และ SSF มี HOF จำนวนน้อยมากเกิดขึ้นภายใต้เงื่อนไขเดียวกับการเกิด DOF และ SSF



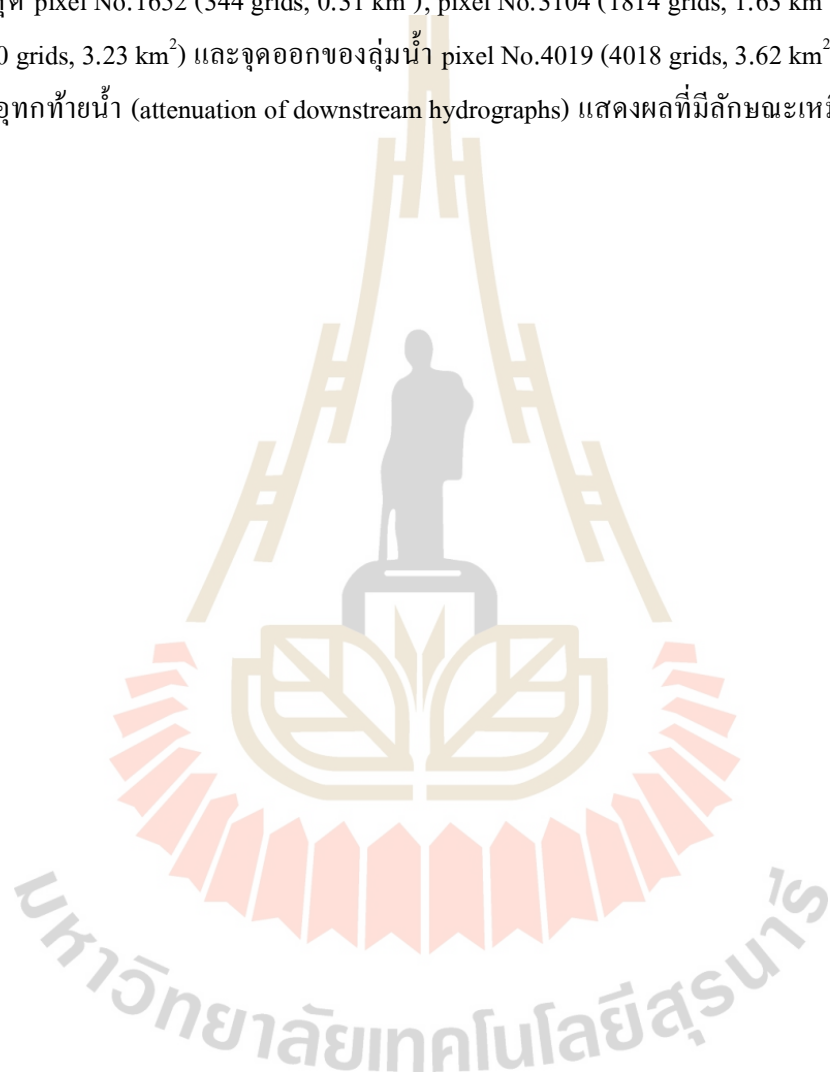
รูปที่ 4-74 สมดุลของน้ำจากน้ำไหลเข้า น้ำไหลออกจาก pixel.



รูปที่ 4-75 กราฟอุทกไหลออกจาก pixel กลุ่มของ pixel ที่มีกระบวนการหลาก

รูปที่ 4-72 แสดงแผนที่ภูมิประเทศของข้อมูล DEM ดั้งเดิมที่ตัดมาจากกลุ่มน้ำลำตะคอง ซึ่งมีค่าระดับผิวดินอยู่ระหว่าง 370 ถึง 842 เมตร ถ้าวรวมการไหลบ่าผิวดินจากทุก pixel ขนาด 10 mm/h ด้วย

ช่วงเวลา 10 h ความลึกเฉลี่ยของดิน = 2.5 m,  $K = 10^{-4}$  m/s,  $\Delta t = 10$  min,  $\bar{Z} = 2$  m,  $f = 1$  and  $\lambda = 5.38$  (สำหรับสมการที่ 4-21) การไหลก่ไหลเขาและในลำน้ำ (hillslope and channel routing) ดำเนินการตามลำดับก่อนหลังขึ้นกับค่าระดับพื้นดิน จากต้นน้ำลงสู่ปลายน้ำ ให้ค่าการไหลออกท้ายน้ำจากแต่ละ pixel สำหรับรูปทรงของลำน้ำ พารามิเตอร์ในสมการที่ (4-24) คือ  $a = 25$  และ  $b = 0.45$ . รูปที่ 4-75 นำเสนอกราฟอุทกการไหลออก (discharge hydrograph) หน่วยเป็น mm จาก pixel No.1 pixel ที่อยู่ต้นน้ำมากที่สุด pixel No.1652 (344 grids, 0.31 km<sup>2</sup>), pixel No.3104 (1814 grids, 1.63 km<sup>2</sup>), pixel No.3806 (3590 grids, 3.23 km<sup>2</sup>) และจุดออกของกลุ่มน้ำ pixel No.4019 (4018 grids, 3.62 km<sup>2</sup>) การลดลงของกราฟอุทกท้ายน้ำ (attenuation of downstream hydrographs) แสดงผลที่มีลักษณะเหมือนจริงในธรรมชาติ





## บทที่ 5

### สรุปและข้อเสนอแนะ

การสร้างแผนที่น้ำท่วมได้ดำเนินการศึกษา เป็นสองแนวทางหลักคือ แนวทางที่หนึ่งเป็นการใช้แบบจำลองสำเร็จรูปที่มีอยู่คือ MIKE และ HEC-RAS ส่วนแนวทางที่สองคือ การพัฒนาแบบจำลองทางอุทกวิทยาขึ้นมาใช้เอง ออกแบบให้เหมาะสมกับลุ่มน้ำเป้าหมาย สรุปผลการศึกษาจึงแยกเป็นหัวข้อย่อยตามเครื่องมือที่ใช้ดังนี้

#### 5.1 ผลจากการประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE

ในการศึกษาครั้งนี้ได้ทำการจำลองสภาพเหตุการณ์น้ำท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE FLOOD บริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง ซึ่งเป็นพื้นที่ประสบปัญหาอุทกภัยน้ำท่วมขังอยู่บ่อยครั้ง อันเกิดจากสถานะที่น้ำไหลเอ่อล้นตลิ่ง ด้วยแบบจำลอง MIKE11 ที่อาศัยข้อมูลหน้าตัดลำน้ำเป็นข้อมูลนำเข้าในแบบจำลองสภาพการไหลไปยังพื้นที่ทุ่งน้ำท่วมในแบบจำลอง MIKE21 ที่อาศัยข้อมูลความสูงเชิงตัวเลข DEM เป็นข้อมูลพื้นฐานในการสร้างพื้นผิวของลุ่มน้ำลำตะคอง แล้วทำการเชื่อมโยงผลของค่าระดับน้ำ และอัตราการไหลของทั้งสองแบบจำลองผ่านชุดเครื่องมือที่มีในแบบจำลอง MIKE FLOOD ซึ่งสามารถสรุปผลการศึกษาได้ดังนี้

#### ผลการสอบเทียบ และตรวจพิสูจน์แบบจำลอง MIKE11

ในการประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE11-NAM ซึ่งเป็นแบบจำลองกระบวนการเปลี่ยนแปลงน้ำฝนเป็นน้ำท่า เพื่อหาค่าพารามิเตอร์ที่เป็นตัวแทนของลุ่มน้ำที่แตกต่างกันออกไปตามลักษณะเฉพาะของกลุ่มน้ำ ที่ได้จากการสอบเทียบ และตรวจพิสูจน์แบบจำลอง NAM จำนวน 4 สถานี ได้แก่ สถานีวัดน้ำท่า M.89, M.183, M.192 และ M.164 ได้ค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ ( $R^2$ ) สำหรับการสอบเทียบแบบจำลองมีค่าอยู่ระหว่าง 0.434 ถึง 0.826 และค่าสมมูลของน้ำท่าสะสม (WBL) อยู่ระหว่าง 0.50% ถึง 11.80% ค่า  $R^2$  สำหรับการตรวจพิสูจน์แบบจำลองมีค่าอยู่ระหว่าง 0.434 ถึง 0.826 และค่าสมมูลของน้ำท่าสะสม (WBL) อยู่ระหว่าง 0.50% ถึง 11.80%

ในการประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE11-HD ซึ่งเป็นแบบจำลองสภาพพฤติกรรมการไหลของน้ำที่มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ และอัตราการไหลไม่คงที่ตามเวลา (Unsteady Flow) เพื่อหาค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของทางน้ำ ที่ได้จากการสอบเทียบ และตรวจพิสูจน์แบบจำลอง HD จำนวน 4 สถานี ได้แก่ สถานีวัดน้ำท่า M.177, M.192, M.191 และ M.164 พบว่า ค่าสัมประสิทธิ์การตัดสินใจ ( $R^2$ ) สำหรับการสอบเทียบแบบจำลองมีค่าอยู่ระหว่าง 0.683 ถึง 0.826 และค่า Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency (NSE) มีค่าอยู่ระหว่าง 0.491 ถึง 0.756 ค่า  $R^2$  สำหรับการตรวจพิสูจน์แบบจำลองมีค่าอยู่ระหว่าง 0.366 ถึง 0.935 และค่า NSE มีค่าอยู่ระหว่าง 0.010 ถึง 0.472

นอกจากนี้ ผลการสอบเทียบ และตรวจพิสูจน์แบบจำลองในช่วงฤดูแล้ง มีผลไม่สอดคล้องกับค่าจากการตรวจวัด เนื่องจากลำน้ำในลุ่มน้ำลำตะคองมีการบริหารจัดการประจําระบายน้ำเป็นจำนวนมาก ซึ่งในการศึกษาครั้งนี้ไม่ได้จำลองผลจากการบริหารจัดการน้ำด้วยประจําระบายน้ำ แต่ในช่วงฤดูฝนให้ผลการสอบเทียบ และตรวจพิสูจน์จากแบบจำลองสอดคล้องกับการตรวจวัดเป็นอย่างดี อันเนื่องมาจากในช่วงฤดูฝนมีปริมาณน้ำในลำน้ำมาก จึงไหลข้ามผ่านประจําระบายน้ำ

#### ผลการสอบเทียบแบบจำลอง MIKE FLOOD

ในการประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE FLOOD ซึ่งเป็นแบบจำลองสภาพการเกิดน้ำท่วมที่รวมผลการจำลองสภาพการไหลในลำน้ำที่ได้จากแบบจำลอง MIKE11 กับสภาพการไหลของน้ำในพื้นที่ทุ่งน้ำท่วมที่ได้จากแบบจำลอง MIKE21 เพื่อสร้างขอบเขตพื้นที่การเกิดน้ำท่วม และความลึกของการเกิดน้ำท่วม นำผลขอบเขตน้ำท่วมที่ได้ไปเปรียบเทียบกับขอบเขตน้ำท่วมจากการสำรวจด้วยภาพถ่ายดาวเทียม ซึ่งมีค่าความถูกต้องของการซ้อนทับอยู่ระหว่าง 92.7 ถึง 93.6%

#### ผลการจำลองสภาพเหตุการณ์น้ำท่วมที่รอบปีการเกิดซ้ำ 5 ปี, 10 ปี, 25 ปี, 50 ปี และ 100 ปี

ผลที่ได้จากแบบจำลอง MIKE11 แสดงถึงสภาพการไหลในลำน้ำที่มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำตลอดเวลา เพื่อจำลองสภาพระดับน้ำที่เกิดการไหลเอ่อล้นตลิ่ง ณ คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ ดังแสดงในตารางที่ 5-1

ตารางที่ 5-1 ความลึกของน้ำท่วมที่ล้นตลิ่ง จากอัตราการไหลน้ำท่าสูงสุด ที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ

อัตราการไหลสูงสุด ที่คาบการเกิดซ้ำ (ปี)	ความลึกน้ำท่วมที่ล้นตลิ่งทั้งพื้นที่ (m)			ความลึกน้ำท่วมที่ล้นตลิ่งที่ M.164		
	สูงสุด	ต่ำสุด	เฉลี่ย	สูงสุด	ต่ำสุด	เฉลี่ย
5	1.37	0.01	0.56	2.71	0.00	0.78
10	1.54	0.02	0.61	2.70	0.26	0.95
25	1.83	0.09	0.70	3.21	0.10	0.90
50	1.82	0.01	0.73	3.30	0.10	0.92
100	2.66	0.20	1.13	3.67	0.00	0.96

ผลที่ได้จากแบบจำลอง MIKE FLOOD แสดงถึงสภาพขอบเขตการเกิดน้ำท่วม และความลึกของการเกิดน้ำท่วมที่ส่งผลกระทบต่อพื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดิน และตำบลต่าง ๆ ในเขตพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง ณ คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ ดังแสดงในตารางที่ 5-2

ตารางที่ 5-2 จำนวน ขนาดและร้อยละของพื้นที่จำแนกตามการใช้ที่ดินที่ได้รับผลกระทบจากน้ำท่วม จากอัตราการไหลน้ำท่าสูงสุด ที่คาบการเกิดซ้ำต่าง ๆ

อัตราการไหล สูงสุดที่คาบการ เกิดซ้ำ (ปี)	จำนวนพื้นที่			ขนาดพื้นที่(km <sup>2</sup> )/ร้อยละที่ได้รับผลกระทบน้ำ ท่วม				
	ตำบล	อำเภอ	km <sup>2</sup>	เกษตร	ชุมชน	ทุ่งหญ้า	ป่าไม้	แหล่ง น้ำ
5	31	5	87.25	78.69	2.44	3.25	0.06	2.81
				90.19%	2.79%	3.72%	0.07%	3.22%
10	31	5	93.19	82.94	3.75	3.38	0.06	3.06
				89.00%	4.02%	3.62%	0.07%	3.29%
25	36	5	135.31	121.44	5.31	4.69	0.06	3.81
				89.75%	3.93%	3.64%	0.05%	2.82%
50	37	5	151.75	137.00	5.81	4.75	0.06	4.13
				90.28%	3.83%	3.13%	0.04%	2.72%
100	37	5	206.38	181.69	12.25	7.38	0.06	5.00
				88.04%	5.94%	3.54%	0.03%	2.42%

## 5.2 ผลจากการแบบจำลอง HEC-RAS

การบูรณาการประยุกต์ใช้ HEC-GeoRAS ArcGIS และ HEC-RAS V.5 เพื่อส่งต่อข้อมูลและประมวลผล เป็นเครื่องมือที่มีประสิทธิภาพในการจำลองสภาพพื้นที่น้ำท่วม ความลึกของน้ำท่วม สร้างเป็นแผนที่อันตรายจากน้ำท่วม (Flood hazard map)

กรณีศึกษาของเทศบาลนครนครราชสีมา แผนที่อันตรายจากน้ำท่วมที่สร้างจากแบบจำลองโดยใช้ข้อมูลรูปทรงทางกายภาพ (geometric data) จากการสอบเทียบ สอดคล้องกับแผนที่น้ำท่วม (ขอบเขตและความลึก) ในปี 2553 ที่ได้ข้อมูลจากการสำรวจภาคสนาม การเปรียบเทียบความลึกของน้ำท่วมระหว่างค่าจากการสำรวจและค่าความลึกน้ำท่วมจากแบบจำลอง ณ ตำแหน่งเดียวกัน พบว่า มีความสอดคล้องกันดีและที่ปริมาณน้ำท่าที่คาบการเกิดซ้ำ 50 ปี ให้ขอบเขตน้ำท่วมใกล้เคียงกับเหตุการณ์น้ำท่วมใหญ่ในปี 2553 ที่เกิดขึ้นในเขตเทศบาลนครนครราชสีมามากที่สุด ที่คาบการเกิดซ้ำ 25 50 และ 100 ปี ค่า RMSE เท่ากับ 0.024 0.019 และ 0.020 m ตามลำดับ

ด้วยแนวทางการสร้างแผนที่อันตรายจากน้ำท่วมในเขตเทศบาลนคร นครราชสีมาการ ได้ขยายพื้นที่ให้มากขึ้นในกลุ่มน้ำมูลตอนบน ครอบคลุม 6 กลุ่มน้ำย่อยของกลุ่มน้ำมูลตอนบน ผลการศึกษาพบว่า

สามารถสร้างแผนที่อันตรายจากน้ำท่วมได้ แต่ยังไม่ได้นำมาดำเนินการตรวจสอบความถูกต้องของผลการจำลองนี้

### 5.3 การพัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาแบบก้อนเดียว

การพัฒนาแบบจำลองแบบก้อนเดียว (Lumped model) ใช้หลักการสมมูลน้ำของกลุ่มน้ำโดยเริ่มจากแบบจำลองรายปีที่มีความซับซ้อนน้อย แต่สามารถอธิบายการแปรผันของการเกิดน้ำท่า ซึ่งใช้วิธีบนลงล่าง ตรวจสอบผลการทดสอบแต่ละขั้นตอน โดยเปรียบเทียบกับข้อมูลการวัดจากสนามของกลุ่มน้ำแต่ละกอง แบบจำลองรายปีที่มีกระบวนการไหลออกจากส่วนเกินการอิ่มตัว และการระเหย และรวมสภาพความแตกต่างตามพื้นที่ของความลึกดิน และปริมาณฝนอยู่ในแบบจำลองสามารถให้ผลการแปรผันใกล้เคียงกับค่าจากการวัดเฉพาะช่วงปีน้ำน้อย แต่ในช่วงปีน้ำมาก ผลการแปรผันสูงกว่าค่าจากการวัด อาจเกิดจากช่วงปีน้ำมาก น้ำล้นตลิ่งเข้าท่วมขังอยู่ตามทุ่งนา จึงทำให้สถานีวัดน้ำท่าวัดปริมาณน้ำได้ต่ำกว่าความเป็นจริง

การใช้แบบจำลองรายปีพบว่ามีการสร้างง่ายเกินไปที่จะอธิบายการแปรผันของน้ำท่าภายในปีหรือรายเดือนได้ ดังนั้นแบบจำลองประเภทที่ 2 จึงถูกพัฒนาต่อมา เป็นแบบจำลองรายเดือนโดยเพิ่มกระบวนการคือ การเกิด การไหลใต้ผิวดิน แยกการระเหยเป็นการระเหยจากผิวดิน ไม่มีป่าไม้ปกคลุม และการคายน้ำของพืชที่ปกคลุมดิน ซึ่งทำให้มีจำนวนพารามิเตอร์มากขึ้นเป็น 4 ตัว สำหรับดินและภูมิประเทศ และอีก 2 ตัวสำหรับ พืชพรรณ จากการใช้แบบจำลองรายเดือน ทำให้ได้ผล การแปรผันของการให้น้ำของกลุ่มน้ำระหว่างปีและภายในปีใกล้เคียงกับค่าจากการวัดมากขึ้น แต่ยังคงพบว่าการแปรผันจากแบบจำลองยังมีค่าสูงกว่าค่าที่วัดได้

การใช้แบบจำลองรายเดือนเพื่อทำนายน้ำท่ารายวันมีโครงสร้างที่ง่ายเกินไป และมีกระบวนการเกิดน้ำท่าที่ไม่เพียงพอ ที่จะอธิบายกราฟอัตราการไหล-ช่วงเวลาของการเกิดน้ำท่ารายวันได้ ดังนั้นแบบจำลองสมมูลของน้ำรายวันจึงจำเป็นต้องพัฒนาต่อไป โดยการเพิ่มกระบวนการหรือความซับซ้อน เช่น ปรับความสัมพันธ์ระหว่างการกักเก็บน้ำในดินกับอัตราการไหลออกใต้ผิวดิน จากเชิงเส้นเป็นแบบไม่เป็นเชิงเส้น การเพิ่มการหลากในลำน้ำ การไหลของน้ำใต้ดิน

### 5.4 การพัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาแบบกระจาย

แบบจำลองทางอุทกวิทยาและชลศาสตร์แบบกระจายอย่างง่าย ได้ถูกพัฒนาขึ้นที่มาตราส่วนของ pixel หรือ แท่งดิน และขยายมาตราส่วนขึ้น (upscale) นำไปใช้ในมาตราส่วนกลุ่มน้ำ (catchment scale) การประยุกต์ใช้หลักการสมมูลของน้ำภายใน pixel และปฏิสัมพันธ์ทำน้ำระหว่างแต่ละ pixel ทำให้เกิดน้ำท่าจาก 3 กลไก HOF, DOF และ SSF บนพื้นฐานของโครงสร้าง DEM ที่เลือกมาใช้ สามารถกำหนดค่าพารามิเตอร์สำหรับกลุ่มน้ำในอุดมคติได้ (hypothetical catchments) และเหตุการณ์

ทางภูมิอากาศนำเข้า (input climate events) ผลการจำลองได้รับเมื่อทุกกระบวนการถูกขับเคลื่อนไปจนถึงภาวะคงที่ (periodic steady state) โดยลำดับของเหตุการณ์ทางภูมิอากาศเฉพาะ (sequence of identical climate events)

แผนที่ขอบเขตน้ำท่วมรายชั่วโมงที่สร้างจากแบบจำลองเรสเตอร์หนึ่งมิติ ไม่ได้นำมาใช้สร้างแผนที่น้ำท่วมในลุ่มน้ำมูล แต่นำไปใช้สร้างแผนที่น้ำท่วมให้กับเทศบาลนคร นครเชียงใหม่ ลุ่มแม่น้ำปิงตอนบน มีรายละเอียดแสดงใน Boonrawd and Jothityangkoon [2015]

### 5.5 ข้อเสนอแนะ

1. การจำลองสภาพการเกิดน้ำท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE FLOOD บริเวณพื้นที่ศึกษาลุ่มน้ำลำตะคอง พบว่า สภาพปัญหาน้ำท่วมส่วนใหญ่เกิดจากสภาวะน้ำไหลเอ่อล้นตลิ่งตลอดตามยาวของแนวเส้นแม่น้ำลำตะคอง และลำบริบูรณ์ ช่วงที่มีปริมาณฝนตกหนักในพื้นที่ บวกกับมีการปล่อยน้ำออกจากเขื่อนกักเก็บน้ำลำตะคอง ทำให้พื้นที่ส่วนใหญ่ที่อยู่ข้างเคียงลำน้ำได้ผลกระทบ

2. ในการจำลองสภาพการเปลี่ยนแปลงน้ำฝนเป็นน้ำท่าด้วยแบบจำลอง MIKE11-NAM ให้ผลของปริมาณน้ำท่าที่ได้จากแบบจำลองอยู่ในเกณฑ์ที่ดี เมื่อเปรียบเทียบกับค่าปริมาณน้ำท่าที่ได้จากการตรวจวัด ณ สถานีวัดน้ำท่าที่ตั้งอยู่ทางด้านเหนือเขื่อนกักเก็บน้ำลำตะคอง สำหรับสถานีวัดน้ำท่าที่ตั้งอยู่ด้านท้ายเขื่อนให้ผลของการเปรียบเทียบค่าปริมาณน้ำท่ายังไม่ดีเท่าที่ควร เนื่องจากยังไม่ได้คิดผลของการระบายน้ำออกจากเขื่อนกักเก็บน้ำลำตะคอง

3. ในการจำลองสภาพการไหลของน้ำในลำน้ำด้วยแบบจำลอง MIKE11-HD ในช่วงฤดูแล้ง มีผลไม่สอดคล้องกับค่าจากการตรวจวัด เนื่องจากลำน้ำในลุ่มน้ำลำตะคองมีการบริหารจัดการประตูระบายน้ำเป็นจำนวนมาก ซึ่งในการศึกษาครั้งนี้ไม่ได้จำลองผลจากการบริหารจัดการน้ำด้วยประตูระบายน้ำเข้าไปในแบบจำลอง

4. ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระ Manning ของลำตะคอง ลำบริบูรณ์ และลำห้วยไผ่ มีค่าระหว่าง 0.03 ถึง 0.075 โดยค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระ Manning จะมีค่าแตกต่างกันไปตามสภาพพื้นที่ โดยช่วงที่เป็นลักษณะทางน้ำปกติตามธรรมชาติจะมีค่าอยู่ระหว่าง 0.03 ถึง 0.045 แต่สำหรับช่วงลำน้ำที่มีการก่อสร้างอาคารบังคับน้ำ อาทิเช่น ประตูระบายน้ำ ทานบกั้นน้ำหรือฝายชะลอน้ำ จะมีค่าอยู่ที่ 0.075

5. ข้อมูลทางอุทกนิยมนิเวศวิทยา และอุทกวิทยาที่นำเข้าไปในแบบจำลอง ในพื้นที่ศึกษายังมีการจัดเก็บไม่เพียงพอต่อการนำเข้าไปในแบบจำลอง เช่น ข้อมูลปริมาณน้ำฝน การระเหย และปริมาณน้ำท่าในลุ่มน้ำลำตะคอง

6. ในการจำลองสภาพพื้นผิวของทุ่งน้ำท่วม ที่ได้จากการสร้าง Bathymetry ในแบบจำลอง MIKE21 ขนาดกริดเซลล์ 250x250 เมตร ซึ่งมีความกว้างของกริดเซลล์มาก ทำให้ผลของการจำลอง

สภาพพื้นผิวมีความสูงต่ำของพื้นที่ไม่เป็นไปตามลักษณะจริง เนื่องจากข้อจำกัดทางด้านลักษณะของแบบจำลองซึ่งเป็นแบบจำกัด Node

7. ในการจำลองสภาพน้ำท่วมด้วยแบบจำลอง MIKE FLOOD สำหรับการจำลองสภาพพื้นผิวทุ่งน้ำท่วมในแบบจำลอง MIKE21 ไม่ได้รวมการจำลองสภาพสิ่งกีดขวาง เช่น สิ่งปลูกสร้างที่เป็นอาคาร ถนน และแนวกำแพงกันน้ำ รวมถึงค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระที่เป็นตัวแทนของพื้นที่ทุ่งน้ำท่วมยังคงเป็นค่าเฉลี่ยทำให้ไม่สอดคล้องกับความเป็นจริงในพื้นที่ศึกษา



### บรรณานุกรม

- กฤษฎา จันทรรคณา และสุวิวัฒนา จิตตลดาการ. (2548). การตรวจสอบสภาพชลศาสตร์การไหลในลำน้ำเสียวใหญ่โดยใช้แบบจำลอง MIKE 11, การประชุมวิชาการโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 10, WRE 33
- ฉัตรชัย โชติษฐายากร และ เซาว์ หิรัญติยะกุล. (2552). รายงานการวิจัยฉบับสมบูรณ์ โครงการ การทำนาย Probable Maximum Flood (PMF) โดยใช้เงื่อนไขภูมิพลเป็นต้นแบบ, สำนักวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี สนับสนุนโดย การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย, 2552
- ชูเกียรติ ทรัพย์ไพศาล และคณะ. (2551). รายงานฉบับสมบูรณ์ โครงการนำร่องการบริหารจัดการและพัฒนาพื้นที่การเกษตรเป็นพื้นที่รับน้ำนองเพื่อการบรรเทาอุทกภัยขนาดกลางถึงขนาดใหญ่ของพื้นที่ลุ่มน้ำเจ้าพระยาตามแนวพระราชดำริ “แก้มลิงพื้นที่บางบาล (1)”.  
 รัชชัย ดิงสัญชาติ และคณะ (2546) รายงานฉบับสมบูรณ์ โครงการวิจัยการพัฒนาแผนหลักการจัดการภัยธรรมชาติที่เกี่ยวข้องกับน้ำ: น้ำท่วม น้ำแล้ง และแผ่นดินถล่ม, สนับสนุนโดยสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.)
- ปรียาพร โกษา. (2555). รายงานฉบับสมบูรณ์ การศึกษาผลกระทบของภูมิอากาศ และการใช้ที่ดินที่มีต่อปริมาณน้ำท่าด้วยภาพถ่ายดาวเทียมธีออส มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี จังหวัดนครราชสีมา
- ประสิทธิ์ เมฆอรุณ. (2546). การประยุกต์ระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์เพื่อการวิเคราะห์พื้นที่เสี่ยงต่ออุทกภัยในเขตลุ่มแม่น้ำยมตอนล่าง. วิทยานิพนธ์ปริญญาโทบริหารธุรกิจ. สาขาวิชาภูมิศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่.
- ไพฑูริย์ จิตรพรหม และสุประภาพร พัฒน์สิงห์เสถียร. (2552). การประยุกต์ใช้แบบจำลองอุทกพลศาสตร์ เพื่อการคาดการณ์ สถานการณ์น้ำท่วมในพื้นที่ลุ่มน้ำเจ้าพระยา ประจำปี พ.ศ.2551, การประชุมวิชาการทางวิศวกรรมศาสตร์มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ครั้งที่ 7
- เมธีส ใจปิ่นดา และจิระวัฒน์ กณะสุต. (2555). การศึกษาแนวทางการป้องกันน้ำท่วมของจังหวัดอุบลราชธานีในพื้นที่ลุ่มน้ำมูลตอนล่าง, การประชุมวิชาการแห่งชาติ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน ครั้งที่ 9, P.1691-1698.
- วิระชา มิ่งเมือง และจิระวัฒน์ กณะสุต. (2557). การบริหารจัดการ ปตร.ละมหม้อ เพื่อบรรเทาอุทกภัยในลุ่มน้ำลำตะคอง, การประชุมวิชาการโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 19, WRE 168, 2845-2852.
- วิญวัฒน์ แต่สมบัติ. 2553. เอกสารประกอบการสอนวิชา 02207351 Computer Application for Irrigation Engineering. ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน คณะวิศวกรรมศาสตร์ กำแพงแสน มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์.

- วิทยวัฒน์ เต็มสมบัติ และสุประภาพร พัฒนสิงห์เสนีย์. (2552). การศึกษาการบรรเทาอุทกภัยในลุ่มน้ำเลย ด้วยแบบจำลองระบบลุ่มน้ำ, การประชุมวิชาการวิศวกรรมแหล่งน้ำแห่งชาติ ครั้งที่ 3 ณ โรงแรมรอยัลฮิลล์ กอล์ฟ รีสอร์ท แอนด์ สปา จังหวัดนครนายก ระหว่างวันที่ 6-7 สิงหาคม 2552.
- สมบัติ อยู่เมือง. (2545). การประยุกต์ระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ และข้อมูลสำรวจระยะไกล เพื่อการประเมินความเสี่ยงจากน้ำท่วมในประเทศไทย : กรณีศึกษาในลุ่มแม่น้ำป่าสัก. [ออนไลน์]. ได้จาก <http://www.GISThai.com>
- หฤทัย มาสโก้ และ จักรชัย โชติขจรยางกูร. (2556) การทำแผนที่น้ำท่วมสำหรับเทศบาลนครนครราชสีมา, การประชุมวิชาการวิศวกรรมโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 18, 8-10 พฤษภาคม 2556, จ. เชียงใหม่, 2556.
- อริยะ อินทรา. (2555). การศึกษาระบบป้องกันและบรรเทาอุทกภัย กรณีศึกษา ลุ่มน้ำชีตอนบน ในเขตจังหวัดชัยภูมิ ด้วยแบบจำลอง MIKE11, การประชุมวิชาการแห่งชาติ มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน ครั้งที่ 9, P. 1706-1716.
- Bach H., U. Dierschke, F. Appel, K. Fellah and P. de Fraipont. (2004). Application of Satellite Data for Flood Monitoring. [On-line]. Available : <http://www.vista-geo.de/pdf>.
- Barkau R.L., (1982). Simulation of the July 1981 flood along Salt River. Report for CE695BV, Special Problems in Hydraulics. Department of Civil Engineering, Colorado State University Fort Collins (CO).
- Bates, B. C., and D. H. Pilgrim. (1986). Simple models for nonlinear runoff routing, Civ. Eng. Trans., Inst. Engrs. Aust., CE 28(4), 284-291.
- Bates, B. C., and D. H. Pilgrim. (1983). Investigation of storage-discharge relations for river reaches and runoff routing models, Civ. Eng. Trans., Inst. Engrs. Aust., CE 25(3), 153-161.
- Bates, P. D., A. P. J. De Roo. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation, J. Hydrol., 236, 54-77.
- Bates, P. D., M. S. Horritt, T. J. Fewtrell. (2010). A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling, J. Hydrol., 387, 33-45.
- Beven, K. J., and M. J. Kirkby. (1979). A physically-based variable contributing area model of basin hydrology, Hydrol. Sci. J., 24(1), 43-69.
- Boonrawd, K., C. Jothityangkoon (2015). Mapping temporal extent of Chiang Mai floods using coupled 1-D and quasi 2-D floodplain inundation models, Songklanakarin Journal of Science and Technology, 37(2), 171-181.



- Boyd, M. J., D. H. Pilgrim, and I. Cordery. (1979). A storage routing model based on catchment geomorphology, J. Hydrol., 42, 209-230.
- Brooks, R. H., and A. T. Corey. (1966). Properties of porous media affecting fluid flow, J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng., IR2, 61-88.
- Brunner G.(2014). Combined 1D and 2D modelling with HEC-RAS. USACE.
- Carrillo, G., P. A. Torch, M. Sivapalan, T. Wagener, C. Harman, and K. Sawicz. (2011). Catchment classification: hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient, Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 3411-3430, doi:10.5194/hess-15-3411-2011.
- Chow V.T. (1988). Open-channel hydraulics. McGraw-Hill International Editions.
- Chow V. T., D.R. Maidment and L.W. Mays. (1988). Applied hydrology. New York: McGraw-Hill, 391.
- Cook, A., V. Merwade. (2009). Effect of topographic data, geometric configuration and modeling approach on flood inundation mapping. Journal of Hydrology, 377, 131-142.
- Danish Hydraulic Institute. (2012). MIKE 21 Reference and User Manual. Horsholm, Denmark.
- Dunne, T. (1978). Field studies of hillslope flow processes, In: Hillslope Hydrology (M.J. Kirby, Editor), 227-293, J. Wiley & Son.
- Fread, D.L. (1976). Flood Routing in Meandering Rivers with Flood Plains, River-76- Symposium on Inland Waterways for Navigation, Flood Control, and Water Diversions, Vol. 1, 3rd Annual Symposium of the Waterways, Harbor and Engineering Division of ASCE, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, PP. 16-35.
- Green, W. H., and G. A. Ampt. (1911). Studies on soil physics, I. The flow of air and water through soils, J. Agric. Sci., 4, 1-24.
- Horton, R.E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union.
- Hunter N. H., M. S. Horritt, P. D. Bates, M. D. Wilson, M. G. F. Werner. (2005). An adaptive time step solution for raster-based storage cell modelling of floodplain inundation, Advances in Water Resources, 28, 975-991.
- Jothityangkoon, C., C. Hirunteeyakul, K. Boonrawd, M. Sivapalan. (2013). Assessing the impact of climate and land use changes on extreme floods in a large tropical catchment, J. Hydrol., 490, 88-105.

- Jothityangkoon, C., M. Sivapalan. (2003). Towards estimation of extreme floods: Examination of the roles of runoff process changes and floodplain flows, *J. Hydrol.*, 281, 206-229.
- Jothityangkoon, C., M. Sivapalan, and D. L. Farmer. (2001). Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: Downward approach to hydrological model development, *J. Hydrol.*, 254, 174-198, 2001.
- Klemes ,V. (1983). Conceptualisation and scale in hydrology, *Journal of hydrology*, 65: 1-23.
- Kölla, E., Estimating flood peaks from small rural catchment in Switzerland, *J. Hydrol.*, 95, 203-225, 1987.
- Larsen, J. E., M. Sivapalan, N. A. Coles and P. E. Linnet. (1994). Similarity analysis of runoff generation processes in real world catchments, *Water Resour. Res.*, 30(6), 1641-1652.
- Laurenson, E. M., and R. G. Mein. (1988). *RORB – Version 4 Runoff Routing Program User Manual*, Dept. Civil Eng., Monash Univ., 186 pp.
- Li, H.Y., M. Sivapalan, F. Tian, and C. Harman. (2014). Functional approach to exploring climatic and landscape controls of runoff generation: 1. Behavioral constraints on runoff volume, *Water Resour. Res.*, 50, 9300–9322, doi:10.1002/2014WR016307.
- Manabe, S. (1969). Climate and ocean circulation: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface, *Monthly weather Review* 97(11):739-774.
- Menabde, M., and M. Sivapalan. (2001). Linking space-time variability of river runoff and rainfall fields: a dynamic approach, *Adv. Water Resour.*, 24(9-10), 1001–1014.
- Mirus, B. B. and K. Loague. (2013). How runoff begins (and ends): Characterizing hydrologic response at the catchment scale, *Water Resour. Res.*, 49, 2987-3006, doi:10.1002/wrcr.20218.
- Patro S., C. Chatterjee, S. Mohanty, R. Singh, and N. S. Raghuvanshi. (2009). Flood Inundation Modeling using MIKE FLOOD and Remote Sensing Data. *J. Indian Soc. Remote Sens.* (March 2009) 37: 107-118.
- Priestnall, G., J. Jaafar, J., A. Duncan. (2000). Extracting urban features from LiDAR digital surface models, *Computers, Environment and Urban Systems*, 24(2), 65-78.
- Robinson, J. S. and M. Sivapalan. (1995). Catchment scale model of runoff generation by aggregation and similarity analysis, *Hydrol. Process.*, 9, 5/6, 555-574.
- Sivapalan, M., K. Beven and E. F. Wood. (1987). On hydrologic similarity, 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resour. Res.*, 23(12), 2266-2278.

- Sivapalan, M., E. F. Wood, and K. J. Beven. (1990). On hydrologic similarity, 3. A dimensionless flood frequency model using a generalised geomorphic unit hydrograph and partial area runoff generation, Water Resour. Res., 26 (1), 43-58.
- Sole A., L. Giosa, L. Nole, V. Medina, and A Bateman. (2010). Flood risk modeling with LiDAR technology. [On-line]. Available : <http://www.witpress.com/pdf>.
- Stieglitz, M., J. Sherman, J. McNamara, V. Engel, J. Shanley, and G. W. Kling. (2003). An approach to understanding hydrologic connectivity on the hillslope and the implication for nutrient transport. Global Biogeochem. Cycles, 17(4), 1105, doi: 10.1029/ 2003 GB002041.
- Thomas T. G., J. J. R. Williams. (1995). Large eddy simulation of turbulent flows in an asymmetric compound open channel, J. Hydraul. Res., 33, 27-41.
- Troch, P. A., G. Carrillo, M. Sivapalan, T. Wagener, and K. Sawicz (2013), Climate-vegetation-soil interactions and long-term hydrologic partitioning: Signatures of catchment co-evolution, Hydrol. Earth Syst. Sci., 17, 2209–2217, doi:10.5194/hess-17-2209-2013.
- Woltemade, C.J., Potter, K.W. (1994). A watershed modeling analysis of fluvial geomorphologic influences on flood peak attenuation, Water Resour. Res., 30, 1933-1942.
- Wood, E. F., M. Sivapalan, and K. Beven. (1990). Similarity and scale in catchment storm response, Rev. Geophy., 28, 1-18.
- Wormleaton, P. R., and D. J. Merrett. (1990). An improved method of calculation for steady uniform flow in prismatic main channel/flood plain sections, J. Hydraul. Res., 28 (2), 157-174.
- Younis, B.A. (1996). Progress in turbulence modelling for open channel flows. In: Anderson, M.G., Walling, D. E., Bates, P.D. (Eds.) Floodplain Processes, Wiley, Chichester, pp. 299-332.

## ภาคผนวก ก ผลการวิจัยตีพิมพ์



การประชุมวิชาการวิศวกรรมโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 18  
วันที่ 8-10 พฤษภาคม 2556 ณ โรงแรมดิเอ็มเพรส เชียงใหม่

### การทำแผนที่น้ำท่วมสำหรับเทศบาลนครนครราชสีมา Flood Mapping for the Municipality of Nakhon Ratchasima

หฤทัย มาคัง<sup>1</sup> และ จิตรชัย โชติชัยชยางกูร<sup>2</sup>

<sup>1</sup> นักศึกษาริทยูเอช, <sup>2</sup> ผู้ช่วยศาสตราจารย์ สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์

มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี อ.เมือง จ.นครราชสีมา 30000

E-mail: <sup>1</sup> haruetai.m@hotmail.com, <sup>2</sup> cjolith@sut.ac.th

#### บทคัดย่อ

บทความนี้นำเสนอสภาพปัญหาการเกิดน้ำท่วมในเขตเทศบาลนครนครราชสีมาในปี 2553 ในรูปของการสร้างแผนที่น้ำท่วม โดยเริ่มจากการวิเคราะห์เพื่อหาความสัมพันธ์ของปริมาณน้ำฝนสะสมรายวันกับเวลาพบว่าปริมาณน้ำฝนมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นจากในอดีต การวิเคราะห์สมมูลปริมาณน้ำเข้าออกในพื้นที่เขตเทศบาลนครนครราชสีมาพบว่าปริมาณน้ำสะสมในพื้นที่จำนวนมาก จากข้อมูลน้ำท่วมเชิงพื้นที่ของสำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (GISTDA) และการลงสำรวจสภาพจริงของพื้นที่ที่ศึกษา โดยใช้การสอบถามข้อมูลจากประชาชนแล้วนำข้อมูลมาสร้างแผนที่น้ำท่วม สามารถแสดงอยู่ในรูปเส้นชั้นความสูง (contour) ของความลึกน้ำท่วม ซึ่งแผนที่น้ำท่วมที่ได้สามารถระบุถึงพื้นที่ที่มีความรุนแรงของปัญหาน้ำท่วมที่แตกต่างกัน นำไปสู่การประเมินพื้นที่ความเสี่ยงและใช้วางแผนการช่วยเหลือประชาชนได้ แผนที่น้ำท่วมนี้สามารถแสดงการเปลี่ยนแปลงขนาดพื้นที่ ความลึก เมื่อเทียบกับเวลาได้ต่อไป

**คำสำคัญ:** ลำตะคอง, อุตุ-อุทกวิทยา, พื้นที่เสี่ยงภัย, ความลึกน้ำท่วม

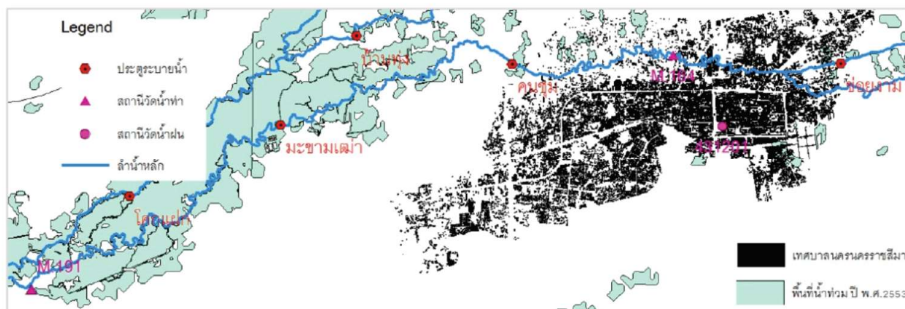
are utilized to generate the 2010 flood map, The contour lines of the map can represent inundation area and flood depth. This map can be developed further to include space-time variability of the depth and area and can be used to evaluate the hazard area and mitigation measures.

#### 1. บทนำ

เทศบาลนครนครราชสีมาที่มีพื้นที่ราบริมลำตะคองได้ซึ่งรับผลกระทบจากปัญหาน้ำท่วมมาโดยตลอด โดยเฉพาะอย่างยิ่งในเดือนตุลาคม พ.ศ.2553 ได้เกิดเหตุการณ์น้ำท่วมรุนแรงขึ้นในลุ่มน้ำลำตะคองรวมถึงพื้นที่เทศบาลนครนครราชสีมา ซึ่งอยู่ในลุ่มน้ำลำตะคอง ได้รับผลกระทบอย่างรุนแรง ต่อบ้านเรือนประชาชน ระบบขนส่งสาธารณะ โดยเฉพาะอย่างยิ่งโรงพยาบาลทั้ง 2 แห่งคือ โรงพยาบาลทหาร และโรงพยาบาลเซนต์เมรี่ ทำให้เกิดความเสียหายทั้งชีวิตและทรัพย์สินต่อประชาชนในพื้นที่ แต่แผนที่น้ำท่วมที่สร้างโดย GISDRA แสดงให้เห็นพื้นที่น้ำท่วม พบว่าเขตเทศบาลนครนครราชสีมาได้รับผลกระทบจากปัญหาอุทกภัยน้อยมาก ซึ่งไม่ตรงกับเหตุการณ์จริง ดังรูปที่ 1 ดังนั้นจึงเป็นที่มาของการศึกษาสภาพปัญหาของการเกิดเหตุการณ์น้ำท่วม ซึ่งมีวัตถุประสงค์เพื่อที่จะวิเคราะห์ปริมาณน้ำในเขตเทศบาลเมืองนครราชสีมา ในช่วงเดือนตุลาคม พ.ศ.2553 ซึ่งเกิดน้ำท่วมหนักในเขตเทศบาล และสร้างแผนที่น้ำท่วมสำหรับเทศบาลนครนครราชสีมา เพื่อใช้ในการประเมินพื้นที่เสี่ยงภัยและการใช้เพื่อออกแบบการเตือนภัยในอนาคตต่อไป

#### Abstract

The municipality of Nakorn Ratchasima experienced severe flood in year 2010. This flooding problem is captured in the form of inundation map. The analysis of daily rainfall time series and water balance of runoff shows that accumulated depth of rainfall and volume of surface water in this year are higher than the other years. Spatial data of flooding area from GISTDA combined with on site surveying



รูปที่ 1 แผนที่น้ำท่วมจากข้อมูล GISDRA

## 2. สภาพทั่วไปของเทศบาลนครราชสีมา

### 2.1 ลักษณะภูมิประเทศ

เทศบาลนครราชสีมาตั้งอยู่ในเขตอำเภอเมืองจังหวัดนครราชสีมา สูงจากระดับน้ำทะเลประมาณ 174-206 เมตร มีพื้นที่รับผิชอบ 37.5 ตารางกิโลเมตรหรือประมาณ 23,500 ไร่ คิดเป็นร้อยละ 4.96 ของพื้นที่อำเภอเมือง ลักษณะพื้นที่เป็นที่ราบเอียงไปทางทิศตะวันออก ตอนเหนือของตัวเมืองเป็นที่ราบลุ่ม ทางตะวันตกเฉียงใต้เป็นที่ราบสูง ลักษณะดินเป็นดินร่วนปนทราย มีลำตะคองเป็นลำน้ำหลักไหลผ่านตัวเมืองด้านทิศเหนือความยาวประมาณ 12 กิโลเมตร ดังรูปที่ 1 แสดงลักษณะทางกายภาพของเทศบาลนครราชสีมา ซึ่งเทศบาลนครราชสีมาเป็นพื้นที่ทำน้ของกลุ่มน้ำลำตะคองที่มีขนาดลุ่มน้ำ 3,520 ตารางกิโลเมตร เป็นพื้นที่ที่ต้องรับน้ำจากลุ่มน้ำลำตะคองก่อนไหลลงสู่แม่น้ำมูลที่อำเภอเฉลิมพระเกียรติ

### 2.2 ลักษณะทางอุตุนิยมวิทยา

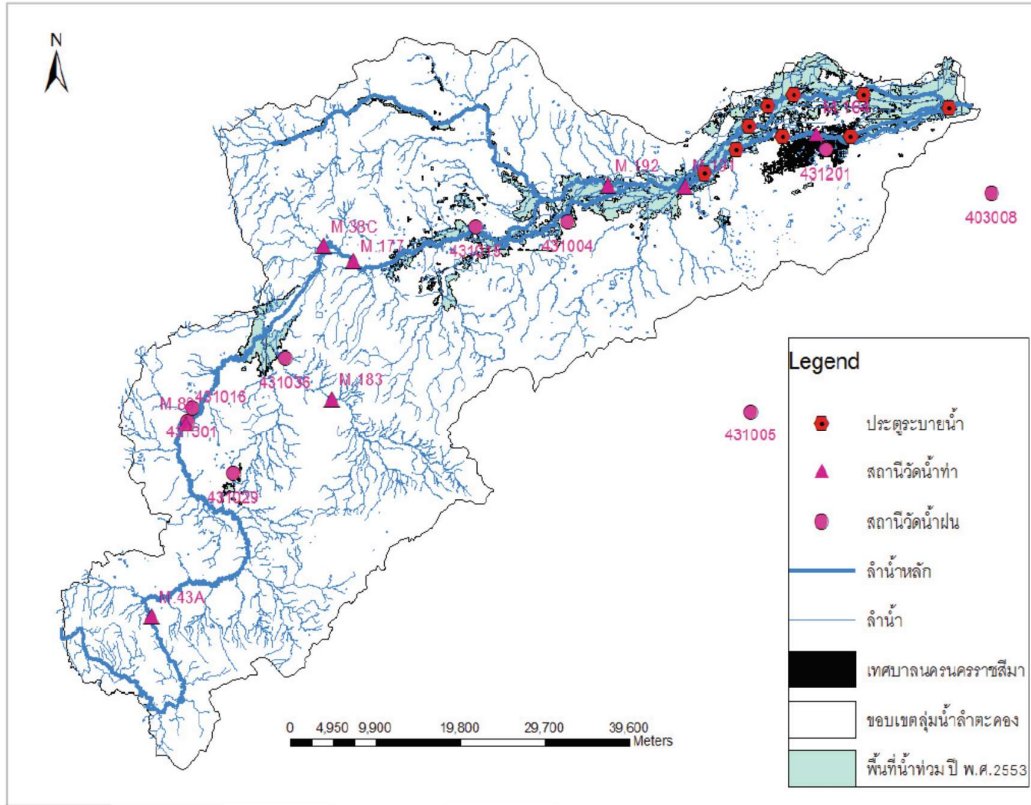
สภาพภูมิอากาศของจังหวัดนครราชสีมาจัดอยู่ในประเภททุ่งหญ้าเขตร้อน (Tropical Savanna) โดยมีลมมรสุมหลักพัดผ่านคือ มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ทำให้อากาศหนาวเย็นและแห้งแล้ง และลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้ ทำให้อากาศชุ่มชื้นและมีฝนตกชุก จากสถิติภูมิอากาศของประเทศไทยในคาบ 30 ปี (พ.ศ.2514-2543) [1] พบว่าจังหวัดนครราชสีมามีอุณหภูมิเฉลี่ยอยู่ที่ 27 องศาเซลเซียส การระเหยเฉลี่ยรายปีเท่ากับ 1,817.2 มม. ฝนเฉลี่ยรายปีเท่ากับ 1034.7 มม. และมีปริมาณน้ำท่าไหลเฉลี่ยทางตอนล่างของกลุ่มน้ำลำตะคองประมาณ 204.4 ล้าน ลูกบาศก์เมตรต่อปี [2] จากการวิเคราะห์หาคาบการเกิดซ้ำกรณีฝนตกหนักมากอย่างผิดปกติ [3] โดยการวิเคราะห์ฝนรายเดือนสำหรับสถานีนครราชสีมา ใช้ข้อมูล 61 ปี (พ.ศ.2494-2554) พบว่าเดือนกันยายนมีปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยเท่ากับ 244.7 มม. ซึ่งมากกว่าค่าเฉลี่ยของทุกเดือน รายละเอียดแสดงดังตารางที่ 1 โดยเฉพาะอย่างยิ่ง ในปี พ.ศ.2553 ปริมาณน้ำฝนในเดือนกันยายน และเดือนตุลาคม มี

ปริมาณน้ำฝนสูงกว่าค่าเฉลี่ย ซึ่งเป็นสาเหตุหนึ่งที่ทำให้เกิดอุทกภัยในเขตเทศบาลนครราชสีมาในปี พ.ศ.2553

ตารางที่ 1 ปริมาณฝนรายเดือนปี พ.ศ.2553 พ.ศ.2554 ฝนเฉลี่ย ฝนสูงสุด คาบการเกิดซ้ำ และปีสูงสุด ของสถานี 431201 อ.เมืองนครราชสีมา [3]

เดือน	พ.ศ. 2553	พ.ศ. 2554	เฉลี่ย	สูงสุด	คาบ การ เกิดซ้ำ	ปี สูงสุด
ม.ค.	62.2	0	5.7	74	2	2528
ก.พ.	4	10.2	19.3	107.3	2	2496
มี.ค.	47.4	10	45.7	139.1	1	2517
เม.ย.	31.2	195.5	70.5	255.2	49	2551
พ.ค.	123.8	103.3	155.8	324.3	1	2495
มิ.ย.	120.6	83	110.2	251.4	2	2523
ก.ค.	194.3	291.9	126.6	291.1	73	2554
ส.ค.	151.1	159	142.3	325.3	3	2543
ก.ย.	364	187	244.7	565.9	1	2502
ต.ค.	284.6	154.6	145.5	311.5	3	2526
พ.ย.	14.1	14.1	26.3	174.3	2	2498
ธ.ค.	0	0	3	33.8	2	2513
ทั้งปี	1397.3	1208.6	1095.6	1400.2	4	2502

เทศบาลนครราชสีมา มีสถานีตรวจวัดระดับน้ำ ปริมาณน้ำท่าในลำตะคอง คือสถานี M.164 (ติดกับโรงพยาบาลเซนต์แมรี่) ซึ่งจุดนี้มีพื้นที่รับน้ำ 3,012 ตารางกิโลเมตร และมีศักยภาพในการรองรับอัตราการไหลในลำน้ำได้ 45 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที

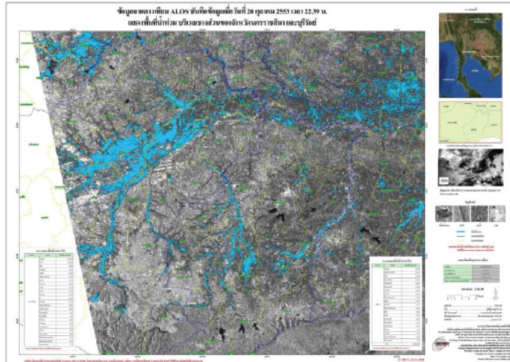


รูปที่ 2 ลักษณะทางกายภาพ ลุ่มน้ำละตอง

### 3. การเกิดอุทกภัยในอดีต

หลังจากที่ได้มีการก่อสร้างเขื่อนลำตะคองแล้วเสร็จจนถึงปี พ.ศ.2555 รวม 41 ปี มีการเกิดอุทกภัยขนาดใหญ่ที่ก่อให้เกิดความเสียหายต่อทรัพย์สินในปี พ.ศ. 2525 2526 2535 2539 2543 2550 และ 2553 โดยเฉพาะในปี พ.ศ. 2539 เป็นปีที่เกิดอุทกภัยค่อนข้างรุนแรงมีการระบายน้ำจากเขื่อนลำตะคองในอัตราสูงถึง 132 ลูกบาศก์เมตร ต่อวินาที ก่อให้เกิดความเสียหายในเขตเทศบาลนครนครราชสีมาและพื้นที่การเกษตรริมสองฝั่งลำตะคองตั้งแต่อำเภอสีคิ้วสูงเนิน ขามทะเลสอ เมืองนครราชสีมา และอำเภอเฉลิมพระเกียรติ จังหวัดนครราชสีมา ในปี พ.ศ.2550 เกิดห้วงความกดอากาศต่ำกำลังแรงพาดผ่านพื้นที่ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนกลางและตอนล่าง ระหว่างวันที่ 10 - 14 ตุลาคม 2550 ทำให้มีฝนตกหนักในพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคองตอนล่างติดต่อกันหลายวัน ได้เกิดสภาวะน้ำท่วมขังในพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคองตอนล่าง และพื้นที่ในเขตเทศบาลนครราชสีมา ในปี พ.ศ.2553 เทศบาลนครราชสีมา ได้เกิดอุทกภัยครั้งใหญ่ขึ้น เนื่องจากมีร่องมรสุมกำลังแรงพาดผ่านภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง ทำให้เกิดสภาวะฝนตกหนักกระจายตัวครอบคลุมตลอดลุ่มน้ำลำตะคอง ระหว่างวันที่ 14-16 ตุลาคม พ.ศ.2553 ทำให้มีน้ำไหลลงอ่างเก็บน้ำลำตะคองเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องจนเกินความจุอ่าง น้ำจึงไหล

ข้ามทางระบายน้ำถูกเดินไหลบ่ามาตามลำตะคองเข้าสู่เขตเทศบาลนครนครราชสีมา ประกอบกับในพื้นที่เทศบาลนครราชสีมาฝนตกต่อเนื่องตั้งแต่วันที่ 11 ตุลาคม พ.ศ.2553 และตกหนักระหว่างวันที่ 14-16 ตุลาคม พ.ศ.2553 ส่งผลให้มีปริมาณน้ำไหลหลากเข้าท่วมพื้นที่เทศบาลนครราชสีมาเป็นบริเวณกว้าง และการระบายน้ำที่จุดบรรจบกับแม่น้ำมูลที่อำเภอเฉลิมพระเกียรติเป็นไปไม่ได้ซ้ำ เนื่องจากระดับน้ำในแม่น้ำมูลมีระดับสูงกว่าระดับน้ำในลำตะคอง จึงเกิดปัญหาน้ำท่วมมีขอบเขตน้ำท่วมแสดงในรูปที่ 3 พื้นที่น้ำท่วม (สีฟ้า) จากการวิเคราะห์ข้อมูลจากดาวเทียม ALOS ระบบ PALSAR บันทึกภาพวันที่ 20 ตุลาคม 2553 เวลา 22.39 น. [4]



ที่มา : สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ (องค์การมหาชน)

รูปที่ 3 พื้นที่น้ำท่วม จากการวิเคราะห์ข้อมูลจากดาวเทียม ALOS ระบบ PALSAR

#### 4. บทวิเคราะห์

##### 4.1 ปริมาณน้ำฝน

ในพื้นที่เทศบาลนครราชสีมามีสถานีตรวจวัดปริมาณน้ำฝนหลักคือ สถานี 431201 ในความดูแลของกรมอุตุนิยมวิทยา เมื่อนำมาวิเคราะห์ปริมาณน้ำฝนสะสมรายวัน แสดงดังรูปที่ 6 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนสะสมรายวันกับเวลา พบว่า ปริมาณน้ำฝนตั้งแต่ปี พ.ศ.2551-2554 มีปริมาณมากกว่าค่าเฉลี่ย และมีปริมาณน้ำฝนสะสมทั้งปีในปริมาณที่เท่า ๆ กัน แต่เมื่อสังเกตที่เดือนตุลาคมของปี พ.ศ. 2553 พบว่า กราฟมีความชันสูงมาก ปริมาณน้ำฝนรายวันสูงสุด สถานี 431201 อ.เมืองนครราชสีมา สร้างมาจากข้อมูลปริมาณน้ำฝน 33 ปี (พ.ศ.2522-2554) เมื่อนำข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายวันของเดือนตุลาคม พ.ศ.2553 มาวิเคราะห์ พบว่าปริมาณน้ำฝนสูงสุดเกิดขึ้นในวันที่ 15 ตุลาคม เท่ากับ 116.3 มิลลิเมตร ซึ่งมีรอบการเกิดซ้ำ 11 ปี ตารางที่ 2 แสดงปริมาณน้ำฝนสูงสุด 1 2 และ 3 วัน ของเดือนตุลาคม ระหว่างปี พ.ศ. 2550-2554 สถานี 431201 อ.เมืองนครราชสีมา

##### 4.2 ปริมาณน้ำท่า

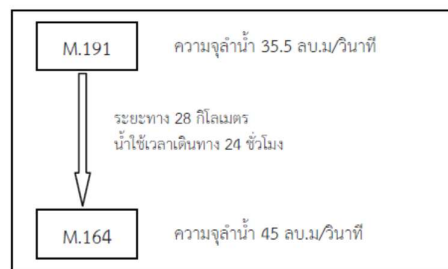
จากการสำรวจระดับน้ำและตรวจวัดปริมาณน้ำ แสดงเส้นทางการไหลเข้าออกเทศบาลนครราชสีมาดังรูปที่ 4 ที่สถานี M.191 พบว่ามีปริมาณน้ำไหลสูงสุด 416.80 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที ในวันที่ 17 ตุลาคม พ.ศ.2553 ที่ ส่งผลให้วันที่ 18 ตุลาคม พ.ศ.2553 ปริมาณน้ำในลำตะคองที่สถานี M.164 ปริมาณการไหลสูงสุด 123.90 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที ซึ่งมากกว่าความจุของลำน้ำนี้ (45 ลูกบาศก์เมตรต่อวินาที) ถึง 3 เท่า มีคาบการเกิดซ้ำ 11 ปี จากการวิเคราะห์ปริมาณ

น้ำท่ารายเดือนของสถานี M.164 ดังรูปที่ 7 พบว่า เดือนตุลาคม เป็นเดือนที่มีปริมาณน้ำท่าเฉลี่ยสูงสุด และในเดือนตุลาคมปี พ.ศ.2553 มีปริมาณน้ำท่าสูงกว่าค่าเฉลี่ย 68 ล้านลูกบาศก์เมตร ซึ่งทำให้พื้นที่ถูกน้ำท่วมบริเวณท้ายเขื่อนลำตะคองและในเขตเทศบาลนครราชสีมา จากการวิเคราะห์ปริมาณน้ำท่ารายชั่วโมง ของสถานี M.164 รูปที่ 5 พบว่ามีปริมาณน้ำท่าวมซึ่งอยู่ระหว่างวันที่ 15-31 ตุลาคม ประมาณ 72.14 ล้านลูกบาศก์เมตร

ตารางที่ 2 แสดงปริมาณน้ำฝนสูงสุด 1 2 และ 3 วัน ของเดือนตุลาคม ระหว่างปี พ.ศ. 2550-2554 สถานี 431201 อ.เมืองนครราชสีมา

วันที่	ปริมาณน้ำฝนสูงสุด					
	1 วัน (พ.ศ.)	สูงสุด (พ.ศ.)	2 วัน (พ.ศ.)	สูงสุด (พ.ศ.)	3 วัน (พ.ศ.)	สูงสุด (พ.ศ.)
10	73.4	2550	76	2550	80.6	2550
11	36.1	2550	109.5	2550	112.1	2550
12	31.9	2550	68	2550	141.4	2550
13	21.8	2554	39.9	2554	70.1	2550
14	25.5	2553	30.6	2554	48.7	2554
15	116.3	2553	141.8	2553	143.2	2553
16	52.6	2553	168.9	2553	194.4	2553
17	6.6	2553	59.2	2553	175.5	2553
18	22.8	2551	23.3	2551	66.7	2553
19	2.2	2553	22.8	2551	23.3	2551

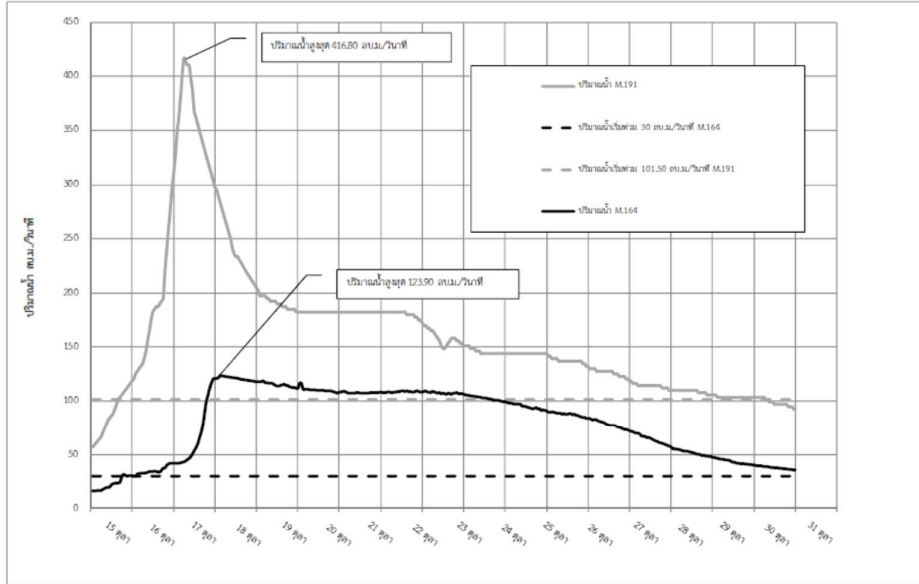
(กรอบการตีเส้นให้เหมือนกับตารางที่ 1)



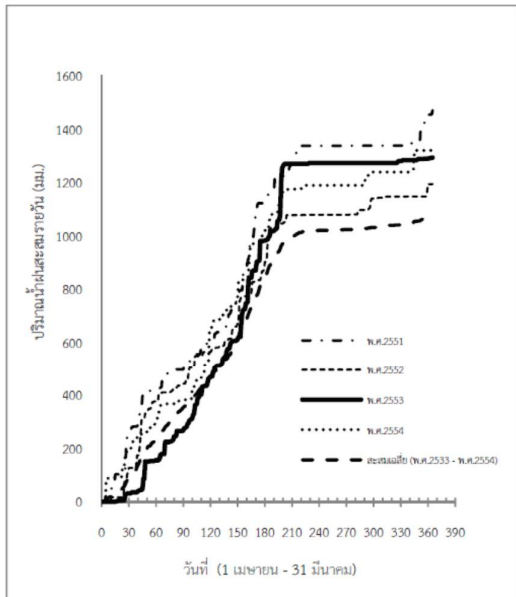
รูปที่ 4 การเดินทางของน้ำเข้าออก เทศบาลนครราชสีมา



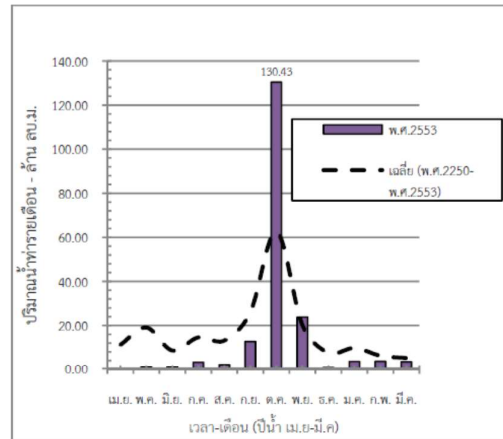
การประชุมวิชาการวิศวกรรมโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 18  
วันที่ 8-10 พฤษภาคม 2556 ณ โรงแรมดิเอ็มเพรส เชียงใหม่



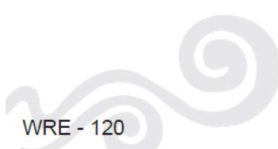
รูปที่ 5 ระดับน้ำรายชั่วโมง สถานี M.191 และ M.164 วันที่ 15-31 ตุลาคม พ.ศ.2553



รูปที่ 6 ปริมาณน้ำผ่านสะสมรายวัน สถานี 431201 อ.เมืองนครราชสีมา



รูปที่ 7 ปริมาณน้ำทำรายเดือน สถานี M.164



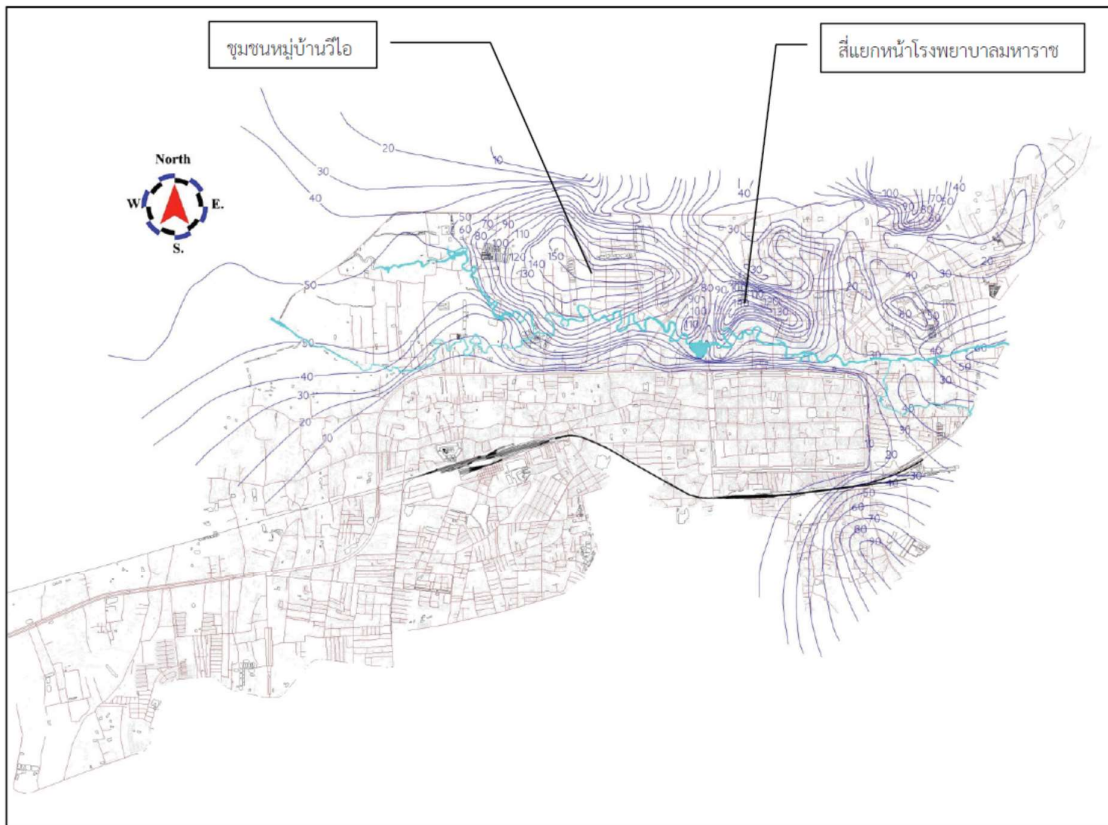


**5. แผนที่น้ำท่วม**

หลังจากเกิดเหตุการณ์น้ำท่วมปลายปี พ.ศ.2553 หน่วยงานและประชาชนหลายภาคส่วน ได้ตระหนักถึงปัญหาน้ำท่วมมากขึ้น ทางผู้วิจัยจึงเข้าไปในพื้นที่เทศบาลนครนครราชสีมาเพื่อสำรวจระดับน้ำท่วมระยะเวลาที่เกิดน้ำท่วม วันแรกของการเกิดน้ำท่วม และเก็บพิกัดจุดที่ลงสำรวจ โดยการลงพื้นที่สำรวจด้วยการสัมภาษณ์ประชาชนในพื้นที่ทำให้ได้ข้อมูลความลึกน้ำท่วมเพื่อนำมาสร้างเป็นแผนที่น้ำท่วม แสดงดังรูปที่ 8 โดยการนำข้อมูลความลึกน้ำท่วมลงพิกัดลงในแผนที่เป็นจุด ความสูงของน้ำจะจุดนั้น แล้วจึงเขียนเส้นชั้นความสูง (contour) ของความลึกน้ำท่วมที่เกิดขึ้นในปี พ.ศ. 2553 ซึ่งทำให้ทราบระดับความลึกน้ำท่วม ของแต่ละชุมชนในเขตเทศบาลนครนครราชสีมา เพื่อใช้ประเมินระดับความรุนแรงของอุทกภัย

จากแผนที่น้ำท่วมที่ได้ พบว่าชุมชนด้านเหนือลำตะคองได้รับผลกระทบรุนแรง โดยเฉพาะชุมชนหมู่บ้านวีไอพีและชุมชนตามถนน

ข้างเผือก (โรงพยาบาลมหาราช) ซึ่งมีระดับความลึกสูงสุด 190 เซนติเมตร (จากระดับพื้น) ที่บริเวณสี่แยกหน้าโรงพยาบาลมหาราช สาเหตุที่ชุมชนด้านเหนือลำตะคองได้รับผลกระทบหนักเนื่องจากด้านเหนือมีลำบริบูรณ์ซึ่งเป็นลำน้ำสาขาขนานกับลำตะคอง จึงน้ำให้มีน้ำจากลำบริบูรณ์เข้ามาสะสมด้วย ส่วนพื้นที่ด้านใต้ลำตะคองได้รับผลกระทบน้อยเนื่องจากเป็นพื้นที่ที่มีระดับสูง และมีถนนมิตรภาพเป็นเสมือนคันกั้นน้ำ



รูปที่ 8 แผนที่น้ำท่วม เทศบาลนครนครราชสีมา

**6. สรุปและข้อเสนอแนะ**

อุทกภัยเดือนตุลาคม ปี พ.ศ.2553 ในพื้นที่เทศบาลนครนครราชสีมา เกิดจากฝนตกหนักกระจายตัวครอบคลุมตลอดพื้นที่ลุ่มน้ำลำตะคอง ทำให้มีปริมาณน้ำท่าไหลสะสมเข้าสู่เขตเทศบาลรวมกับปริมาณน้ำฝนที่ตกในพื้นที่เทศบาล ทำให้มีปริมาณน้ำสะสมในพื้นที่เป็นปริมาณมาก

และไม่สามารถระบายน้ำลงสู่น้ำมูลได้ เพราะในเวลาเดียวกันน้ำในแม่น้ำมูลมีระดับน้ำสูงกว่าระดับน้ำในลำตะคอง จึงทำให้มีน้ำท่วมซึ่งสูงในเขตเทศบาลนครนครราชสีมา

แผนที่น้ำท่วมที่ได้ ทำให้สามารถจำแนกพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบ และสามารถประเมินระดับความรุนแรงของผลกระทบที่เกิดจากน้ำท่วม



ในแต่ละเขตพื้นที่ได้ แต่แผนที่น้ำท่วมที่สร้างขึ้นนี้ยังไม่สามารถบอกในเชิงเวลาของการเกิดน้ำท่วมว่าพื้นที่ใดเกิดน้ำท่วมก่อนหลังได้ ซึ่งการศึกษาต่อไปจะสร้างแผนที่น้ำท่วม ที่สามารถแสดงการเปลี่ยนแปลงขนาดพื้นที่น้ำท่วม ความลึก เมื่อเทียบกับเวลา และศึกษาพื้นที่อื่นให้ครอบคลุมลุ่มน้ำล้าตะคองทั้งหมด

## 7. กิตติกรรมประกาศ

ขอขอบคุณ ดร.ปัญญา พลแสน ผู้อำนวยการศูนย์อุทกวิทยาและบริหารน้ำภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง นครราชสีมา คุณภานรินทร์ ภาณุพิณฑุ นายช่างชลประทานอาวุโส สขป.8 คุณวงศ์สถิต บุญอัญกรณ์ นายช่างชลประทานชำนาญงาน สขป.8 ที่สนับสนุนข้อมูลทางอุตุ-อุทกวิทยา และอำนวยความสะดวกในการสำรวจสภาพพื้นที่ศึกษา

## เอกสารอ้างอิง

- [1] ทองเปลว กองจันทร์ และ สุเทพ น้อยไพโรจน์, “อุทกภัยในเทศบาลนครนครราชสีมา ระหว่างวันที่ 14-16 ตุลาคม 2553”,
- [2] ปัญญา พลแสน และ สมชาย พันชนะ, “สรุปบทเรียนการดำเนินการป้องกันและบรรเทาภัยอันเกิดจากน้ำารณพื้นที่อุทกภัยในเขตนครราชสีมา ปี 2553”, สำนักงานชลประทานที่ 8 กรมชลประทาน
- [3] กรรวี สิทธิชีวภาค และทองคำ เพ็งโย, “การวิเคราะห์หาสาเหตุการเกิดข้ากรณฝนตคทหนักมาทกอย่างฝดปคคค”, เอกสารวิชาการกรมอุตุ นียมวิทยา เลขที่ 551.577.3-05-2555 [http://www.gistda.or.th/gistda\\_n/](http://www.gistda.or.th/gistda_n/)



การพัฒนาแบบจำลองทางอุทกวิทยาเพื่อการศึกษาสมดุลของน้ำ  
สำหรับลุ่มน้ำลำตะคอง  
Hydrological Model Development for Water Balance Study  
in Lam Ta Kong Catchment

หฤทัย มงคลไธสง\* และ ฉัตรชัย โชติบุญยงกูร<sup>1</sup>

<sup>1,2</sup> บัณฑิตศึกษา สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี จ.นครราชสีมา

**บทคัดย่อ**

การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อพัฒนาแบบจำลองอุทกวิทยาสมดุลของน้ำในระยะยาวอย่างเป็นระบบ สำหรับลุ่มน้ำลำตะคอง การสร้างแบบจำลองใช้ขั้นตอนตามวิธีบนล่าง(Downward approach) เริ่มจากแบบจำลองอย่างง่ายที่มีความซับซ้อนน้อย และมีจำนวนพารามิเตอร์ที่เหมาะสมตามความจำเป็น บนพื้นฐานของข้อมูลภูมิอากาศ ดิน ที่ควบคุมสมดุล ของน้ำในลุ่มน้ำ การพัฒนาแบบจำลองนี้ได้เลือกกลุ่มน้ำย่อยของลุ่มน้ำลำตะคอง ซึ่งเป็นลุ่มน้ำสาขาของลุ่มน้ำมูลเป็นพื้นที่ศึกษา ผลการพัฒนาแบบจำลองรายปีพบว่า แบบจำลองอย่างง่ายที่การไหลออกจากส่วนเกินการอิ่มตัวและการระเหย เพียงพอเมื่อคิดรวมการแปรผันของความลึกดิน และปริมาณฝน โดยใช้ถึงหลายใบ ส่วนแบบจำลองรายเดือนมีการเพิ่มจำนวนกระบวนการที่มีความจำเป็น โดยเฉพาะการไหลใต้ดิน และการแยกการระเหยรวมเป็นการระเหยจากผิวดินเปล่าและการคายน้ำของพืช อย่างไรก็ตามการใช้แบบจำลองรายเดือนเพื่อทำนายน้ำท่ารายวันมีโครงสร้างที่ง่ายเกินไป และมีกระบวนการเกิดน้ำท่าที่ไม่เพียงพอ ดังนั้นแบบจำลองสมดุลของน้ำรายวันจึงจำเป็นต้องพัฒนาต่อให้มีกระบวนการซับซ้อนเพิ่มขึ้น เช่น เปลี่ยนความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการไหลออกของการไหลใต้ผิวดินเป็นแบบไม่เป็นเส้นตรง เพิ่มการหลากในลำน้ำ การแปรผันตามพื้นที่ของความลึกของดินและภูมิอากาศ เป็นปัจจัยที่ควบคุมสมดุลของน้ำที่สำคัญ

คำสำคัญ: แม่น้ำมูล, วิธีบนลงล่าง, แบบจำลองสมดุลของน้ำ

**Abstract**

The objective of this study is to develop a hydrological model for long-term water balance with a systematic approach. The formulation of hydrological models starts with a systematic “downward approach”. Complexity is added in steps from a simple model with minimum number of physical parameters based on an examination of the climate, and soil controls on water balance. This development is carried out using observed daily data from Lam Ta Kong catchment of Mun River. The results show that annual model using inter-annual variability of water yield as a comparing signature including the process of saturation excess overland flow and evaporation is good enough when spatial variability of soil depths and rainfall are introduced through multiple buckets. In addition, at the monthly time scale, additional processes are required. The key processes are subsurface runoff followed by separated total evapotranspiration into bare soil evaporation and transpiration. However, the monthly model is used to predict the daily runoff which is too simple. And runoff processes is not enough. Therefore, further development at the daily time scales, inclusions of non-linearity in the storage-discharge relationship for subsurface flows and stream routing are important. Both spatial variability of soil depth and climate appear to be the most important control on this catchment water balance.

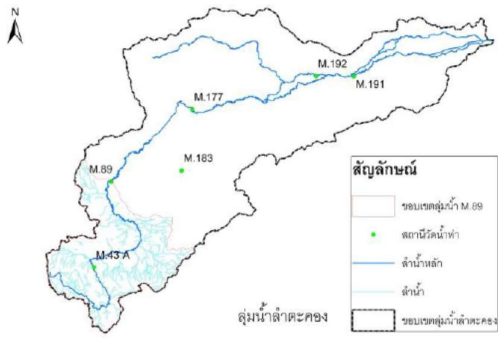
Keywords: Mun river, Downward approach, water balance model

\* ผู้เขียนผู้รับผิดชอบบทความ (Corresponding author)

E-mail address: haruetai.m@gmail.com

1. บทนำ

ปัญหาการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (Climate change) นำไปสู่สภาวะโลกร้อน (Global warming) ส่งผลให้สภาพลมฟ้าอากาศเปลี่ยนแปลงไปจากเดิม ทำให้ภัยธรรมชาติเกิดขึ้นบ่อยและรุนแรงมากขึ้นเช่นอุทกภัยจากสาเหตุของปัญหาที่มีความซับซ้อน ทำให้การป้องกันน้ำท่วมจึงทำได้ยากขึ้น การสร้างแผนที่น้ำท่วมสำหรับลุ่มน้ำ เพื่อใช้ในการประเมินพื้นที่เสี่ยงภัยและการใช้เพื่อออกแบบการเตือนภัยในอนาคตจึงเป็นผลงานที่สำคัญในระบบป้องกันน้ำท่วม ซึ่งการทำความเข้าใจกระบวนการและปัจจัยที่ควบคุมการหมุนเวียนและสมดุลของน้ำเพื่อนำไปสู่ความเข้าใจปัญหาน้ำท่วม เริ่มต้นที่การพัฒนาแบบจำลองทางอุทกวิทยาเป็นเครื่องมือช่วยในการศึกษา แนวทางในการพัฒนาแบบจำลองใช้ขั้นตอนควมวิธีจากบนลงล่าง (Downward approach) [1],[2] โดยเริ่มจากแบบจำลองสมดุลของน้ำรายปีซึ่งมีความซับซ้อนน้อยแล้วเพิ่มความซับซ้อนของแบบจำลองให้มากขึ้นตามความจำเป็น จนเป็นแบบจำลองสมดุลของน้ำรายเดือนและรายวัน โดยที่ขั้นตอนการพัฒนาแบบจำลองสมดุลน้ำ ใช้แบบจำลองของ [3] พารามิเตอร์ของแบบจำลองส่วนใหญ่จะถูกประมาณค่าก่อน และทำ Calibration ให้น้อยที่สุด แบบจำลองที่ได้จากการพัฒนาให้เหมาะสมกับสภาพลักษณะของลุ่มน้ำนั้นเท่านั้น



รูปที่ 1 ที่ตั้ง โครงข่ายลำน้ำ และขอบเขตลุ่มน้ำ (M.89)

2. ลุ่มน้ำที่ศึกษา

ลุ่มน้ำลำตะคองเป็นลุ่มน้ำสาขาของลุ่มน้ำมูล อยู่ทางทิศตะวันตกของลุ่มน้ำมูล มีต้นกำเนิดบริเวณเส้นสันปันน้ำของลุ่มน้ำป่าสักทางด้านทิศตะวันตก และลุ่มน้ำนครนายกทางด้านทิศใต้ มีอาณาเขตทิศเหนือติดกับลุ่มน้ำลำเชียงไกร ทิศใต้ติดกับเทือกเขาบรรทัด ทิศตะวันออกติดกับ ลำพระเพลิงและลำมูลตอนบน และทิศตะวันตกติดกับที่ราบสูงระหว่างลุ่มน้ำป่าสักและลุ่มน้ำนครนายก โดยคอนต้นน้ำไหลผ่านหุบเขา ชายเขา และที่สูง มีความลาดชัน มีที่ราบแคบๆ ริมลำน้ำ เมื่อผ่านอำเภอสีคิ้ว แล้วจึงมีที่ราบสองฝั่งลำน้ำต่อเนื่องกันไปตลอด ผ่าน อำเภอสูงเนิน อำเภอขามทะเลสอ และอำเภอเมืองนครราชสีมา ไหลสู่แม่น้ำมูลที่ตำบล ท่าช้าง อำเภอเฉลิมพระเกียรติ โดยลำตะคองมีความยาวตลอดสายรวมประมาณ

220 กิโลเมตร และมีขอบเขตลุ่มน้ำครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 3,518 ตารางกิโลเมตร

โดยการศึกษาได้เลือกพื้นที่ศึกษาเป็นลุ่มน้ำย่อยของลุ่มน้ำลำตะคอง ซึ่งมีพื้นที่ 713 ตารางกิโลเมตร (M89) เป็นพื้นที่ต้นน้ำของลุ่มน้ำลำตะคอง แสดงดังรูปที่ 1 ข้อมูลน้ำท่ามาจากสถานีวัดน้ำท่าที่สำนักเทคโนโลยีชีวะพันธุ์สัตว์ อ.ปากช่อง จ.นครราชสีมา และข้อมูลน้ำฝน 3 สถานีโดยรอบลุ่มน้ำ เลือกใช้ข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่า 20 ปี ติดต่อกันระหว่างปี พ.ศ.2535 – 2554 ซึ่งสถานีวัดส่วนใหญ่มีการบันทึกข้อมูลที่สมบูรณ์

2.1 ภูมิอากาศและอุทกวิทยา

ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปีอยู่ระหว่าง 717-1373 มิลลิเมตร โดยจะมีปริมาณน้ำฝนมากบริเวณด้านทิศตะวันตก ซึ่งคือต้นน้ำและสภาพพื้นที่ที่เป็นพื้นที่ป่า ข้อมูลเฉลี่ยระยะยาวทั้งลุ่มน้ำมีปริมาณน้ำฝนรายปี 1006 มิลลิเมตร ศึกษาภาวะระเหยต่อปี 1755 มิลลิเมตร และปริมาณน้ำท่า 289 มิลลิเมตร

3. แบบจำลองสมดุลน้ำรายปี

แบบจำลองสมดุลน้ำรายปีใช้ข้อมูลฝนรายปี (P) ในแต่ละปีสมมุติว่ามีช่วงเวลาในคชช่วงเดียวกันคือ  $t_r$  เวลาที่เหลือเป็นช่วงไม่มีฝน ความเข้มฝน p สมมุติในคชที่ คำนวณจาก Pหารด้วย  $t_r$  อัตราศึกษาภาวะระเหย  $e_p$  คงที่ตลอดปี คำนวณจากศึกษาภาวะระเหยรายปี ( $E_p$ ) หารด้วย 365 วัน โดยกำหนดให้  $t_r$  โดยมีค่า P และ  $E_p$  เปลี่ยนแปลงในแต่ละปี จากแนวคิดเดียวกันกับ [4] และ [5] การสร้างแบบจำลองเริ่มต้นโดยจำลองลุ่มน้ำให้เหมือนกับถังเก็บน้ำใบเดียวมีความจุที่จำกัดขนาดความจุประมาณจากความลึกเฉลี่ยของดิน และความพรุนของดิน มีการดักกอนน้ำฝนตกลงถึงพื้นดิน การคายระเหยจากน้ำในถัง และการเกิดน้ำท่วมดินเมื่อปริมาณน้ำในถังมากกว่าความจุถัง

3.1 สมการสมดุลของน้ำ

ปริมาตรของน้ำในถังต่อหน่วยพื้นที่ผิวใน ช่วงเวลาหนึ่งสำหรับแบบจำลองถังน้ำเดียว กำหนดโดยสมการ

$$\frac{ds(t)}{dt} = p(t) - q_{se}(t) - e(t) \tag{1}$$

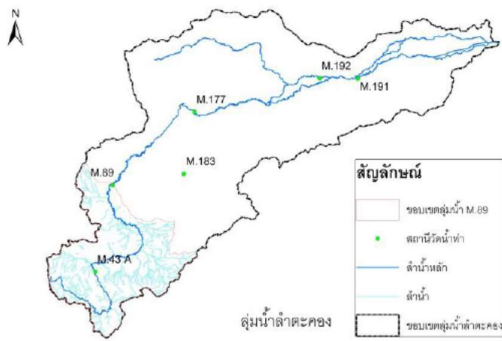
โดยให้  $p(t)$  คือ ความเข้มฝน  $q_{se}(t)$  คือการไหลออกจากส่วนเกินการอิ่มตัว (Saturation excess runoff)  $e(t)$  คืออัตราการระเหย และ  $s(t)$  คือ ปริมาตรของน้ำในดินหรือปริมาตรของถัง ทั้ง  $q_{se}(t)$  และ  $e(t)$  กำหนดให้เป็นฟังก์ชันของ  $s(t)$  ดังนี้

$$q_{se} = (s - S_b) / \Delta t \quad \text{ถ้า } s > S_b \tag{2a}$$

$$q_{se} = 0 \quad \text{ถ้า } s \leq S_b \tag{2b}$$

1. บทนำ

ปัญหาการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (Climate change) นำไปสู่สภาวะโลกร้อน (Global warming) ส่งผลให้สภาพภูมิอากาศเปลี่ยนแปลงไปจากเดิม ทำให้ภัยธรรมชาติเกิดขึ้นบ่อยและรุนแรงมากขึ้นเช่นอุทกภัยจากสาเหตุของปัญหาที่มีความซับซ้อน ทำให้การป้องกันน้ำท่วมจึงทำได้ยากขึ้น การสร้างแผนที่น้ำท่วมสำหรับลุ่มน้ำ เพื่อใช้ในการประเมินพื้นที่เสี่ยงภัยและการใช้เพื่อออกแบบการเตือนภัยในอนาคตจึงเป็นผลงานที่สำคัญในระบบป้องกันน้ำท่วม ซึ่งการทำความเข้าใจกระบวนการและปัจจัยที่ควบคุมการหมุนเวียนและสมดุลของน้ำเพื่อนำไปสู่ความเข้าใจปัญหาน้ำท่วม เริ่มต้นที่การพัฒนาแบบจำลองทางอุทกวิทยาเป็นเครื่องมือช่วยในการศึกษา แนวทางในการพัฒนาแบบจำลองใช้ขั้นตอนตามวิธีจากบนลงล่าง (Downward approach) [1],[2] โดยเริ่มจากแบบจำลองสมดุลของน้ำรายปีซึ่งมีความซับซ้อนน้อยแล้วเพิ่มความซับซ้อนของแบบจำลองให้มากขึ้นตามความจำเป็น จนเป็นแบบจำลองสมดุลของน้ำรายเดือนและรายวัน โดยที่ขั้นตอนการพัฒนาแบบจำลองสมดุลน้ำ ใช้แบบจำลองของ [3] ทวารามิเตอร์ของแบบจำลองส่วนใหญ่จะถูกประมาณค่าก่อน และทำ Calibration ให้น้อยที่สุด แบบจำลองที่ได้จากการพัฒนาให้เหมาะสมกับสภาพลักษณะของลุ่มน้ำนั้นเท่านั้น



รูปที่ 1 ที่ตั้ง โครงข่ายลำน้ำ และขอบเขตลุ่มน้ำ (M.89)

2. ลุ่มน้ำที่ศึกษา

ลุ่มน้ำลำตะคองเป็นลุ่มน้ำสาขาของลุ่มน้ำมูล อยู่ทางทิศตะวันตกของลุ่มน้ำมูล มีต้นกำเนิดบริเวณเส้นสันปันน้ำของลุ่มน้ำป่าสักทางทิศตะวันตก และลุ่มน้ำนครนายกทางทิศใต้ มีอาณาเขตทิศเหนือติดกับลุ่มน้ำลำเชียงไกร ทิศใต้ติดกับเทือกเขาบรรทัด ทิศตะวันออกติดกับลำพระเพลิงและลำมูลตอนบน และทิศตะวันตกติดกับที่ราบสูงระหว่างลุ่มน้ำป่าสักและลุ่มน้ำนครนายก โดยตอนต้นน้ำไหลผ่านหุบเขา ชายเขา และที่สูง มีความลาดชัน มีที่ราบแคบๆ ริมลำน้ำ เมื่อผ่านอำเภอสีคิ้ว แล้วจึงมีที่ราบสองฝั่งลำน้ำต่อเนื่องกันไปตลอด ผ่าน อำเภอสูงเนิน อำเภอขามทะเลสอ และอำเภอเมืองนครราชสีมา ไหลสู่อำเภอเมืองที่ตำบล ท่าช้าง อำเภอเฉลิมพระเกียรติ โดยลำตะคองมีความยาวตลอดสายรวมประมาณ

220 กิโลเมตร และมีขอบเขตลุ่มน้ำครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 3,518 ตารางกิโลเมตร

โดยการศึกษาได้เลือกพื้นที่ศึกษาเป็นลุ่มน้ำย่อยของลุ่มน้ำลำตะคอง ซึ่งมีพื้นที่ 713 ตารางกิโลเมตร (MS9) เป็นพื้นที่ต้นน้ำของลุ่มน้ำลำตะคอง แสดงดังรูปที่ 1 ข้อมูลน้ำท่ามาจากสถานีวัดน้ำท่าที่สำนักเทคโนโลยีชีวภาพพันธุ์สัตว์ อ.ปากช่อง จ.นครราชสีมา และข้อมูลน้ำฝน 3 สถานีโดยรอบลุ่มน้ำ เลือกใช้ข้อมูลน้ำฝนและน้ำท่า 20 ปี ติดต่อกันระหว่างปี พ.ศ.2535 – 2554 ซึ่งสถานีวัดส่วนใหญ่มีการบันทึกข้อมูลที่สมบูรณ์

2.1 ภูมิอากาศและอุทกวิทยา

ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปีอยู่ระหว่าง 717-1373 มิลลิเมตร โดยจะมีปริมาณน้ำฝนมากบริเวณด้านทิศตะวันตก ซึ่งคือต้นน้ำและสภาพพื้นที่เป็นพื้นที่ป่า ข้อมูลเฉลี่ยระยะยาวที่ลุ่มน้ำมีปริมาณน้ำฝนรายปี 1006 มิลลิเมตร ศึกษาการระเหยต่อปี 1755 มิลลิเมตร และปริมาณน้ำท่า 289 มิลลิเมตร

3. แบบจำลองสมดุลน้ำรายปี

แบบจำลองสมดุลน้ำรายปีใช้ข้อมูลฝนรายปี (P) ในแต่ละปีสมมติว่ามีช่วงเวลาฝนตกช่วงเดียวกันคือ  $t_r$  เวลาที่เหลือเป็นช่วงไม่มีฝน ความเข้มฝน p สมมุติในคงที่ คำนวณจาก Pหารด้วย  $t_r$  อัตราศึกษาการระเหย  $e_p$  คงที่ตลอดปี คำนวณจากศึกษาการระเหยรายปี ( $E_p$ )หารด้วย 365 วัน โดยกำหนดให้  $t_r$  โดยมีค่า P และ  $E_p$  เปลี่ยนแปลงในแต่ละปี จากแนวคิดเดียวกันกับ [4] และ [5] การสร้างแบบจำลองเริ่มต้นโดยจำลองลุ่มน้ำให้เหมือนกับถังเก็บน้ำใบเดียวมีความจุที่จำกัดขนาดความจุประมาณจากความลึกเฉลี่ยของดิน และความพรุนของดิน มีการดักกอนน้ำฝนตกลงถึงพื้นดิน การคายระเหยจากน้ำในถัง และการเกิดน้ำผิวดินเมื่อปริมาณน้ำในถังมากกว่าความจุถัง

3.1 สมการสมดุลของน้ำ

ปริมาณของน้ำในถังต่อหน่วยพื้นที่ผิวใน ช่วงเวลาหนึ่งสำหรับแบบจำลองถังน้ำเดียว กำหนดโดยสมการ

$$\frac{ds(t)}{dt} = p(t) - q_{se}(t) - e(t) \tag{1}$$

โดยให้  $p(t)$  คือ ความเข้มฝน  $q_{se}(t)$  คือการไหลออกจากส่วนเกินการอิ่มตัว (Saturation excess runoff)  $e(t)$  คืออัตราการระเหย และ  $s(t)$  คือปริมาณของน้ำในดินหรือปริมาณของถัง ทั้ง  $q_{se}(t)$  และ  $e(t)$  กำหนดให้เป็นฟังก์ชันของ  $s(t)$  ดังนี้

$$q_{se} = (s - S_b) / \Delta t \quad \text{ถ้า } s > S_b \tag{2a}$$

$$q_{se} = 0 \quad \text{ถ้า } s \leq S_b \tag{2b}$$

$$e = \frac{S}{S_b} e_p \quad (3)$$

โดยให้  $S_b = D\phi$  เป็นความจุของถังการกักเก็บน้ำในถัง  $D$  คือความลึกเฉลี่ยของดิน  $\phi$  คือความพรุนเฉลี่ยของดิน และ  $\Delta t$  คือระยะเวลาการคำนวณ ในกรณีนี้กำหนดเป็น 1 วัน

เพื่อหลีกเลี่ยงการไม่ทราบเงื่อนไขเริ่มต้นการคำนวณจึงสมมติให้ปริมาณน้ำในดินที่เวลาสิ้นสุดการคำนวณของแบบจำลองเท่ากับปริมาณน้ำในดินที่เวลาเริ่มต้นและค่าปริมาณน้ำนั้นหาโดยวิธีลองผิดลองถูก (Trial and Error)

### 3.2 การประมาณพารามิเตอร์

สรุปจำนวนพารามิเตอร์สำหรับแบบจำลองสมมูลน้ำรายปีคือ  $P, t_r, E_p, i, D, \phi$  แบบจำลองต้องการชุดข้อมูลนำเข้า 2 ชุดคือ  $p(t)$  กับ  $e(t)$  ส่วนค่าการดัก ( $i$ ) กำหนดให้เป็นสัดส่วนกับปริมาณฝน มีค่าเป็น 10% ของปริมาณฝน ความจุของการกักเก็บน้ำของดินในลุ่มน้ำประมาณได้ 1,200 มิลลิเมตร ค่าความลึกของดินเฉลี่ย 3 เมตร และความพรุนเฉลี่ยมีค่าประมาณ 0.4

การพัฒนาแบบจำลองตามวิธีบนลงล่างเริ่มจากใช้โครงสร้างแบบจำลองอย่างง่าย พิจารณาลุ่มน้ำทั้งหมดมีลักษณะภูมิอากาศและดินสม่ำเสมอ จึงใช้ถึงใบเดียวแทนลักษณะลุ่มน้ำได้ (Sim-A1) การเพิ่มความซับซ้อนคือการใช้ถังน้ำ 3 ใบต่อขนาดกันเพื่อรับปริมาณน้ำฝนที่ต่างกันตามจำนวนสถานีวัดน้ำฝนที่ครอบคลุมพื้นที่แต่ละ โซน แต่กำหนดให้ดินมีความลึกเฉลี่ยเท่ากันทั้งลุ่มน้ำ (Sim-A2) ขึ้นต่อไปแบบจำลองถึงหลายใบถูกใช้เป็นตัวแทนสำหรับพื้นที่ ที่มีความลึกของดินต่างกัน เลือกใช้ถัง 4 ขนาด  $S_b = 100, 500, 1200, 3000$  มิลลิเมตร โดยไม่นำความแตกต่างความพื้นที่ของฝนมารวม (Sim-A3) ขั้นตอนสุดท้ายเป็นแบบจำลองถึงหลายใบที่รวมความแตกต่าง และความไม่แน่นอนความพื้นที่ของฝน และความลึกของดินเข้าด้วยกัน มีจำนวนถัง  $3 \times 4 = 12$  ใบ (Sim-A4)

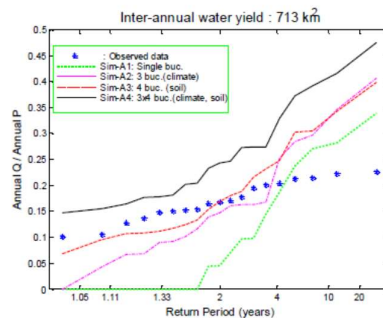
ผลการทดสอบแบบจำลองรายปีทั้ง 4 ขั้นตอนถูกนำเสนอ โดยใช้กราฟวิเคราะห์ความถี่การให้น้ำผิวดินระหว่างปี (Inter-annual water yield) แสดงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการให้น้ำผิวดินรายปีของลุ่มน้ำเทียบกับปริมาณฝนรายปี (Annual Q/Annual P) และคาบการเกิดซ้ำ (Return Period) กราฟที่ได้ดังรูปที่ 2 แสดงการเปรียบเทียบระหว่างผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ขั้นตอน กับค่าจากการวัด ซึ่งพบว่าผลจาก Sim-A2 และ Sim-A3 มีค่าใกล้เคียงกัน แสดงว่าความแตกต่างความพื้นที่ของความลึกของดินและปริมาณฝนมีความสำคัญพอๆกันสำหรับสมมูลของน้ำ ส่วนผลจาก Sim-A4 ที่รวมความแตกต่างความพื้นที่ของทั้งความลึกของดินและปริมาณฝน ได้ผลมีค่ามากกว่าค่าจากการวัด อาจเป็นผลมาจากการนำน้ำไปใช้ประโยชน์ภายในลุ่มน้ำ แต่ยังไม่ได้นำมาพิจารณาในแบบจำลอง และยังพบว่าในช่วงปีน้ำมาก ผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ขั้นตอนให้ค่ามากกว่าค่าที่วัดได้ ดังนั้นการใช้แบบจำลองรวมเป็นถึงใบเดียวจึงไม่เพียงพอที่จะอธิบายสมมูลของน้ำรายปี

## 4. แบบจำลองสมมูลน้ำรายเดือน

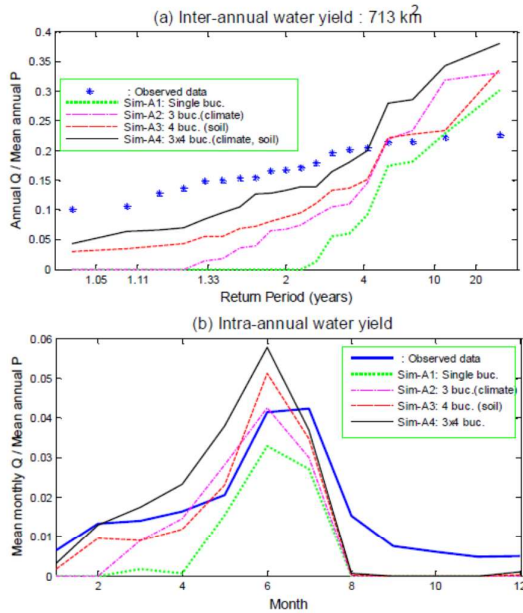
จากแบบจำลองเดิมในหัวข้อ 3 ปรับให้รับข้อมูลใส่เข้ารายเดือน โดยไม่มีการเปลี่ยนแปลงจำนวนพารามิเตอร์และความซับซ้อน เพื่อดูการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลภายในปี โดยแต่ละเดือนแบ่งเป็นช่วงฝนตกและฝนไม่ตก ความชื้นฝนในช่วงฝนตกและศักยภาพการระเหย สมมติให้คงที่ในแต่ละเดือน อนุกรมเวลาของความชื้นฝน และอัตราศักยภาพการระเหยติดต่อกันหลายปีสร้างจากข้อมูลการวัดน้ำฝนรายเดือนหารด้วยจำนวนวันที่ฝนตกต่อเดือน และข้อมูลการวัดศักยภาพการระเหยรายเดือนหารด้วยจำนวนวันในแต่ละเดือน การใช้แบบจำลองรายเดือนสามารถแสดงผลการแปรผันภายในปีของการให้น้ำผิวดินได้ (Intra-annual variability of water yield) เพิ่มจากกราฟการแปรได้ระหว่างปีของการให้น้ำของลุ่มน้ำที่แสดงไว้เดิม

ผลการประยุกต์ใช้แบบจำลองเดิม (รายปี) กับข้อมูลภูมิอากาศรายเดือนแสดงในรูปที่ 3 ผลการแปรผันน้ำที่ระหว่างปีมีลักษณะคล้ายคลึงกับแบบจำลองเดิมในรูปที่ 2 แต่ผลการจำลองการแปรผันน้ำที่ต่ำกว่าค่าจากการวัดเกือบทุกปี Sim-A3 แสดงผลของความลึกของดินที่แตกต่างกันตามพื้นที่ มีความสำคัญมากขึ้นเพราะให้ผลใกล้เคียงกันกับ Sim-A4 ยังพบว่าในช่วงปีน้ำมาก ผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ขั้นตอนให้ค่ามากกว่าค่าที่วัดได้

ผลการแปรผันภายในปีไม่สามารถทำนายได้ดี ถึงแม้จะใช้โครงสร้างแบบจำลองเป็นถึง 12 ใบขนาดกัน คิดรวมอิทธิพลของความแตกต่างความพื้นที่ของทั้งปริมาณฝนและความลึกของดินแล้วก็ตาม การเปรียบเทียบข้อมูล จากกราฟการแปรผันภายในปี รายเดือนชี้แนะว่าการทำนายที่ต่ำกว่าผลจากการวัดในช่วงเดือนกรกฎาคม-ธันวาคม (เดือนที่ 7 – 12) ควรมีกลไกที่ชะลอการให้น้ำของลุ่มน้ำ จากเหตุผลนี้โครงสร้างแบบจำลองของแต่ละถัง จึงต้องปรับให้มีกลไกการเกิดน้ำท่ามากขึ้น ซึ่งแบ่งออกเป็น 2 องค์ประกอบ คือ (1)น้ำไหลใต้ผิวดิน (Subsurface runoff,  $q_{ss}$ ) เกิดขึ้นเมื่อปริมาณน้ำในดินมีมากกว่าความชื้นชลประทาน (Field capacity) เพิ่มจาก (2) น้ำไหลจากส่วนเกินการอิ่มตัว ( $q_{se}$ ) และเพื่อลดความแตกต่างระหว่างพื้นที่ที่มีป่าไม้พืชพรรณปกคลุม และพื้นที่เกษตรกรรม การระเหยรวมจึงแบ่งเป็นการระเหยจากผิวดินเปล่า  $e_b$  และการคายน้ำของพืช  $e_v$



รูปที่ 2 การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลอง และการวัดของแบบจำลองประเภทแรกที่ใช้ข้อมูลนำเข้ารายปี



รูปที่ 3 การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลอง และจากการวัดของแบบจำลองประเภทแรกที่ใช้ข้อมูลน้ำเข้ารายเดือน

4.1 สมการสมดุลของน้ำ

ปรับจากแบบจำลองดั้งเดิมให้ใช้กับสมการสมดุลของน้ำใหม่ ดังนี้

$$\frac{ds(t)}{dt} = p(t) - q_{ss}(t) - q_{se}(t) - e_b(t) - e_v(t) \quad (4)$$

น้ำไหลออกจากใต้ผิวดิน ( $q_{ss}$ )

$$q_{ss} = \frac{(s - s_f)}{t_c} \quad \text{ถ้า } s > s_f \quad (5a)$$

$$q_{ss} = 0 \quad \text{ถ้า } s < s_f \quad (5b)$$

กำหนดให้  $s_f$  คือการกักเก็บน้ำในดินที่ความชื้นชลประทาน  $t_c$  คือเวลาตอบสนองของกลุ่มน้ำที่เกิดน้ำไหลออกจากใต้ผิวดิน  $s_f = f_c D$  ซึ่ง  $f_c$  คือ ความชื้นชลประทานของดิน และ  $D$  คือความลึกเฉลี่ยของดิน  $t_c$  ประมาณจากการใช้กฎของดาร์ซีกับการไหลออกของน้ำใต้ดินจากพื้นที่ลาดเอียง

$$t_c = \frac{L\phi}{2K_s \tan \beta} \quad (6)$$

โดยให้  $\phi$  คือความพรุนเฉลี่ยของดิน  $L$  คือความยาวเฉลี่ยของที่ลาดเนิน (hillslope) ของกลุ่มน้ำ  $\tan \beta$  คือความลาดชันเฉลี่ยของผิวดิน และ  $K_s$  คือค่าเฉลี่ยการนำทางชลศาสตร์อิ่มตัว (Saturated hydraulic conductivity) การระเหยจากดินไม่มีป่าปกคลุม

$$e_b = \frac{s}{t_e} \quad (7)$$

$$t_e = \frac{S_b}{(1-M)e_p} \quad (8)$$

โดยที่  $t_e$  เป็นมาตราส่วนคงที่ของเวลาที่เกี่ยวข้องกับการระเหย  $e_p$  คืออัตราศักยภาพการระเหย และ  $M$  คือสัดส่วนพื้นที่ปกคลุมด้วยป่า ( $0 < M < 1$ ) อัตราการคายน้ำของพืช

$$e_v = Mk_v e_p \quad \text{ถ้า } s > s_f \quad (9a)$$

$$e_v = \frac{s_f}{t_g} \quad \text{ถ้า } s < s_f \quad (9b)$$

$$t_g = \frac{s_f}{Mk_v e_p} \quad (10)$$

โดยที่  $t_g$  คือมาตราส่วนคงที่ของเวลาที่เกี่ยวข้องกับการคายน้ำ  $k_v$  คือประสิทธิภาพการคายน้ำของพืช ตาม [6] ค่า  $M$  ใช้แบ่งการระเหยทั้งหมดจากดินที่ไม่มีป่าไม่ปกคลุมและการคายน้ำของต้นไม้

4.2 การประมาณค่าพารามิเตอร์

พารามิเตอร์สำหรับแบบจำลองสมดุลของน้ำ สามารถจัดกลุ่มได้ ดังนี้ พารามิเตอร์รายเดือนของภูมิอากาศ :  $P_m, t_m, E_{pm}, i_m$  ;

$$\nabla_m = 1, \dots, 12$$

พารามิเตอร์ทางภูมิประเทศและดิน :  $D, \phi, f_c, L, \tan \beta, K_s$

พารามิเตอร์ของพืชพรรณ :  $M, k_v$

ตารางที่ 1 เป็นค่าประมาณ โดยเฉลี่ยจากค่าวัดจริงซึ่งแตกต่างกันตามพื้นที่ ส่วนตารางที่ 2 สรุปจำนวนพารามิเตอร์ที่ใช้ในแบบจำลองสำหรับทั้งลุ่มน้ำ แบบจำลองนี้ไม่ได้ดำเนินการหลาก (runoff routing) มาพิจารณา เพราะเวลาในการเดินทางของน้ำใช้เวลาเพียงไม่กี่วันซึ่งสั้นกว่ามาตราส่วนเวลารายเดือนและรายปีของแบบจำลองนี้

ตารางที่ 1 ลักษณะทางกายภาพของกลุ่มน้ำเฉลี่ยตามพื้นที่

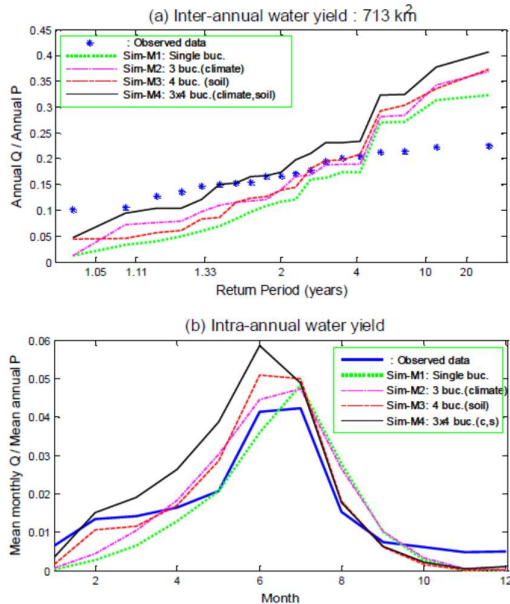
ชื่อพารามิเตอร์	ค่า	หน่วย
$L$	2000	เมตร
$\phi$	0.4	
$\tan \beta$	0.1	
$K_s$	20	เมตรต่อวัน
$D$	3	เมตร

ตารางที่ 2 พารามิเตอร์เฉลี่ยตามพื้นที่สำหรับแบบจำลองชุดที่ 2 รายเดือน

ชื่อพารามิเตอร์	ค่า	หน่วย
$S_b$	1200	เมตร
$f_c$	40	%
$t_c$	100	วัน

ชื่อพารามิเตอร์	ค่า	หน่วย
$M$	0.52	
$k_v$	1	
$i$	10	%

การวิเคราะห์ความซับซ้อนของแบบจำลองแปรผล 4 ขั้นตอน (Sim-M1 ถึง Sim-M4) เพื่อผลของความแตกต่างตามพื้นที่ของภูมิอากาศ และดินต่อการแปรผันของน้ำที่ค้างรูปที่ 4 การแปรผันของการให้น้ำจากลุ่มน้ำที่เกิดขึ้นระหว่างปี และภายในปี เป็นผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ขั้นตอนเปรียบเทียบกับค่าจากการวัด แบบจำลองจากขั้นตอนที่ 4 (Sim-M4, 12 ถึง) พบว่าแบบจำลองประเภทที่สองนี้ให้ผลการแปรผันระหว่างปีและภายในปีใกล้เคียงกับค่าที่วัด ได้ดีกว่าแบบจำลองประเภทแรก (Sim-A4) ในรูปที่ 3 ดังนั้นจึงยืนยันได้ว่าองค์ประกอบของน้ำท่าที่มาจาก การไหลได้ คิวดิน และการแยกการระเหยเป็น 2 ส่วน มีความจำเป็นสำหรับการทำนายการให้น้ำของลุ่มน้ำที่ถูกต้องมากขึ้น



รูปที่ 4 การเปรียบเทียบผลการคำนวณน้ำท่าจากแบบจำลอง และจากการวัดของแบบจำลองประเภทที่สองที่ใช้ข้อมูลรายเดือน

### 5. แบบจำลองสมดุลน้ำรายวัน

ขั้นตอนต่อไปได้นำแบบสมดุลของน้ำรายเดือน มาใช้ทำนายสมดุลของน้ำรายวัน หากผลการทำนายไม่ดีขึ้นเนื่องมาจากกระบวนการที่ควบคุม

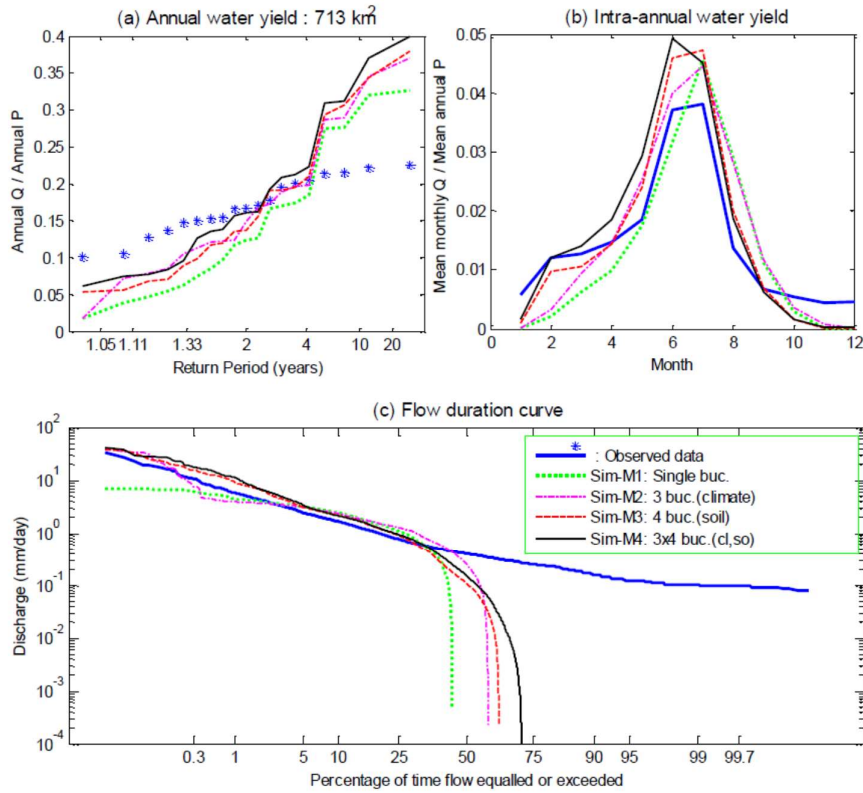
การสมดุลของน้ำยังมีความซับซ้อนไม่เพียงพอ จำเป็นต้องเพิ่มจำนวนกระบวนการและตัวแปร ที่มีผลต่อความสมดุลของน้ำให้มากขึ้น จะได้ค่าเน้นต่อไปให้สามารถจำลองสถานการณ์ได้ใกล้เคียงกับผลจากการวัด ปริมาณน้ำท่ารายวันให้มากที่สุด

การประเมินความแปรผันของการทำนายการเกิดน้ำท่ารายวันสามารถทำได้โดยใช้กราฟโค้งปริมาณการไหล - ช่วงเวลา (Flow Duration Curve) เป็นกราฟชุดที่ 3 เพิ่มจากเดิม คือกราฟการแปรผันของการเกิดน้ำคิวดินระหว่างปีและภายในปี รูปที่ 5 แสดงการเปรียบเทียบผลการทดสอบแบบจำลองสมดุลน้ำรายเดือนที่ใช้ข้อมูลใส่เข้ารายวันและมีระดับความซับซ้อนต่างกัน 4 ระดับ เริ่มจากพิจารณาข้อมูลน้ำทั้งหมดมีลักษณะภูมิอากาศและดิน สม่่าเสมอกัน จึงใช้ถังเก็บเพียงเดียวแทนลักษณะลุ่มน้ำได้ (Sim-M1) ขั้นตอนต่อไปของการเพิ่มความซับซ้อน คือการใช้ถังเก็บน้ำ 3 ใบต่อขนานกัน เพื่อรับปริมาณฝนที่ต่างกัน ตามจำนวนสถานีวัดน้ำฝนที่ครอบคลุมพื้นที่แต่ละโซน แต่กำหนดให้ถังมีความจุเท่ากัน เนื่องจากมีความลึกของดินเท่ากัน (Sim-M2) ขั้นตอนต่อไปแบบจำลองถึงหลายใบถูกใช้เป็นตัวแทนสำหรับพื้นที่ที่มีความลึกต่างกัน เลือกใช้ถัง 4 ขนาด  $S_b = 200, 900, 1100, 2500$  มิลลิเมตร โดยไม่นำความแตกต่างตามพื้นที่ของฝนมารวม (Sim-M3) ขั้นตอนสุดท้ายเป็นแบบจำลองถึงหลายใบที่รวมความแตกต่างและความไม่แน่นอนตามพื้นที่ของฝนและความลึกของดินเข้าด้วยกัน มีจำนวนถัง = 12 ใบ (Sim-M4)

การวิเคราะห์ซับซ้อนดำเนินการใน 4 ขั้นตอน (Sim-M1 - Sim-M4) เพื่อดูผลตามความแตกต่างของพื้นที่ภูมิอากาศและดินต่อการแปรผันของน้ำท่ารูปที่ 5(a) และ 5(b) แสดงการแปรผันของน้ำจากลุ่มน้ำที่เกิดขึ้นระหว่างปี และภายในปีเป็นผลจากแบบจำลองทั้ง 4 ขั้นตอน เปรียบเทียบกับค่าจากการวัด แบบจำลองจากขั้นตอนที่ 4 (Sim-M4, 12 ถึง) แสดงให้เห็นว่าแบบจำลองที่ใช้ถังหลายใบต่อแบบขนานสามารถจำลองการแปรผันระหว่างปี และภายในปีได้ดีที่สุด ดังนั้นจึงยืนยันได้ว่าองค์ประกอบของน้ำท่า ที่มาจาก การไหลเข้า คิวดิน และการแยกการระเหยเป็น 2 ส่วน มีความจำเป็นสำหรับการทำนายการให้น้ำของลุ่มน้ำที่ถูกต้องมากขึ้น

เมื่อพิจารณากราฟอัตราการไหลและช่วงเวลา รูปที่ 5(c) พบว่าผลจากแบบจำลองมีช่วงเวลากการไหลสั้นกว่าอัตราการไหลจากการวัด แสดงให้เห็นว่าอาจจำเป็นต้องเพิ่มกระบวนการที่ชะลอการไหลออกของการเกิดน้ำท่าอีก





รูปที่ 5 ผลการจำลองการไหลออกโดยใช้ข้อมูลน้ำเข้ารายวัน แต่ใช้โครงสร้างแบบจำลองรายเดือน  
 (a) ปริมาณน้ำท่าระหว่างปี (b) ปริมาณน้ำท่าเฉลี่ยภายในปี (c) กราฟอัตราการไหล-ช่วงเวลา

6. สรุป

การพัฒนาแบบจำลองสมมูลน้ำ โดยเริ่มจากแบบจำลองรายปีที่มีความซับซ้อนน้อย แต่สามารถอธิบายการแปรผันของการเกิดน้ำท่า ซึ่งใช้วิธีบนล่าง [1] ตรวจสอบผลการทดสอบแต่ละขั้นตอน โดยเปรียบเทียบกับข้อมูลการวัดจากสถานีของลุ่มน้ำลำตะคอง แบบจำลองรายปีที่มีกระบวนการไหลออกจากส่วนเกินการอิ่มตัว และการระเหย และรวมสภาพความแตกต่างตามพื้นที่ของความเร็วลม และปริมาณฝนอยู่ในแบบจำลองสามารถให้ผลการแปรผันใกล้เคียงกับค่าจากการวัดเฉพาะช่วงปีน้ำน้อย แต่ในช่วงปีน้ำมาก ผลการแปรผันสูงกว่าค่าจากการวัด อาจเกิดจากช่วงปีน้ำมาก น้ำล้นตลิ่งเข้าท่วมขังอยู่ตามทุ่งนา จึงทำให้สถานีวัดน้ำท่าวัดปริมาณน้ำได้ต่ำกว่าความเป็นจริง

การใช้แบบจำลองรายปีพบว่า มีโครงสร้างง่ายเกินไปที่จะอธิบายการแปรผันของน้ำท่าภายในปีหรือรายเดือนได้ ดังนั้นแบบจำลองประเภทที่ 2 จึงถูกพัฒนาต่อมา เป็นแบบจำลองรายเดือน โดยเพิ่มกระบวนการคือการเกิด การไหลใต้ผิวดิน แยกการระเหยเป็นการระเหยจากผิวดิน ไม่มีป่าไม้ปกคลุมและการคายน้ำของพืชที่ปกคลุมดิน ซึ่งทำให้มีจำนวนพารามิเตอร์มากขึ้นเป็น 4 ตัว สำหรับดินและภูมิประเทศ และอีก 2 ตัว

สำหรับ พืชพรรณ จากการใช้แบบจำลองรายเดือน ทำให้ได้ผล การแปรผันของการให้น้ำของกลุ่มน้ำระหว่างปีและภายในปีใกล้เคียงกับค่าจากการวัดมากขึ้น แต่ยังพบว่าผลการแปรผันจากแบบจำลองยังมีค่าสูงกว่าค่าที่วัดได้

การใช้แบบจำลองรายเดือนเพื่อทำนายน้ำท่ารายวันมีโครงสร้างที่ง่ายเกินไป และมีกระบวนการเกิดน้ำท่าที่ไม่เพียงพอ ที่จะอธิบายกราฟอัตราการไหล-ช่วงเวลาของการเกิดน้ำท่ารายวันได้ ดังนั้นแบบจำลองสมมูลของน้ำรายวันจึงจำเป็นต้องพัฒนาต่อไป โดยการเพิ่มกระบวนการหรือความซับซ้อน เช่น ปรับความสัมพันธ์ระหว่างการกักเก็บน้ำในดินกับอัตราการไหลออกใต้ผิวดิน จากเชิงเส้นเป็นแบบไม่เป็นเชิงเส้น การเพิ่มการไหลกลับในลำน้ำ การไหลของน้ำใต้ดิน

กิตติกรรมประกาศ

คณะผู้ศึกษาขอขอบคุณ ดร.ปัญญา พลแสน ผู้อำนวยการศูนย์อุทกวิทยาและบริหารน้ำภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง นครราชสีมา คุณภานรินทร์ ภาณุพิณู นายช่างชลประทานอาวุโส สขป.8 คู่ม่วงศ์สถิต

บุญชัยภรณ์ นายช่างชลประทานชำนาญงาน สขป.8 ที่สนับสนุนข้อมูล  
ทางอุทกวิทยา

### เอกสารอ้างอิง

- [1] Klemes ,V,1983. Conceptualisation and scale in hydrology ,  
Journal of hydrology, 65: 1-23.
- [2] Jothityangkoon, C., Sivapalan, M.,Farmer, D.L., 2001.Process  
controls of water balance variability in a large semi-arid  
catchment:Downward approach tohydrologycal model  
development,Journal of hydrology , 254: 174-198.
- [3] Jothityangkoon, C., Hirunteeyakul, C., Sangabankoke, N., 2005.  
Hydrological model development for water balance study in salt-  
affected catchment of Mun river basin, MTERM International  
Conference, 06-10 June 2005 AIT,Thailand.
- [4] Manbe, S.,1969 climate and ocean circulatoin: The atmospheric  
circulation and the hydrology of the earth's surface, monthly  
weather Review 97(11):739-774.
- [5] Milly,P.C.D.,1994. Climate water soil storage,and the average  
annual water balance,water Resources Research, 30(7):2143-2156.
- [6] Eagleson,P.s ,1978.Climate soil and vegetation 1:introduction to  
baland dynamics ,water Resources Research, 14(5):705-712.
- [7] Wittenburg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as a  
nonlinear storage processes, Hydrol. Process. 13, 715-726.



The 3rd EIT International Conference on Water Resources Engineering (ICWRE3)  
5-7 August 2015, Centara Hotel and Convention Centre, Udon Thani, Thailand

## Development of a simple distributed hydrological model based on up-scaling from pixel to catchment scale

*Jothityangkoon, Chatchai<sup>1\*</sup> Maskong, Haruetai<sup>2</sup>*

### Abstract

Spatial units used in the modeling are rectangular grids with 30m-resolution grouped into hillslope and channel pixels. For each hillslope pixel, a simple two-layer soil model is used to simulate the dynamics of soil-water between unsaturated and saturated zones. A soil column of each pixel receives water in form of infiltration into unsaturated zone from precipitation, lateral overland and subsurface discharge from neighboring upstream pixels. It loss water through evapotranspiration and lateral overland and subsurface discharge to downstream pixels. Water column moves out of the grid in only one direction, depending to the steepest slope. Runoff generation is estimated at every pixels including Horton overland flow (HOF), Dunne overland flow (DOF), subsurface flow (SSF) and infiltration excess runoff or HOF estimated by the Green-Ampt method. The upstream-downstream aggregated interaction of hydrological processes is operated through the catchment scale forming of DOF, SSF and partial saturation area which occurs in the river network. Advantage of this approach is simple, tractable and computationally efficiency that we can carry out for multiple realization of climate- soil- topography combination. This model will be used to simulate the effects of different combination of climate, soil, and topography on the runoff generation processes through hypothetical catchment and climate combination.

**Keywords:** Runoff generation mechanisms, Dunne overland flow, Horton overland flow, subsurface flow.

---

<sup>1\*</sup> Lecturer, School of Civil Engineering, Suranaree University of Technology, [cjthit@sut.ac.th](mailto:cjthit@sut.ac.th)

<sup>2</sup> Ph.D. student, School of Civil Engineering, Suranaree University of Technology, [haruetai.m@gmail.com](mailto:haruetai.m@gmail.com)

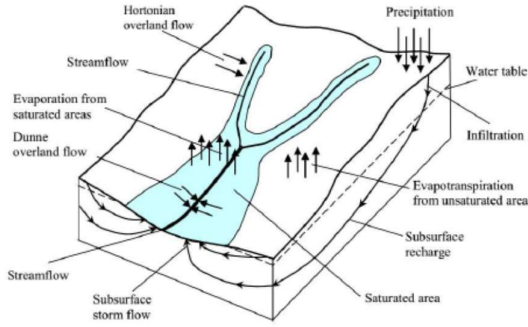
## 1. INTRODUCTION

Infiltration excess runoff ( or Hortonian overland flow, HOF) , saturation excess runoff (or Dunne overland flow, DOF) and subsurface storm flow (SSF) are the three main and well known runoff generation processes occurring in headwater catchments [1], [2]. Dunne [2] explained that the relative dominance of given runoff generation mechanisms is controlled by the combination of climate, soil, vegetation and topography. However, this holistic conceptual illustration of climate and landscape controls on runoff generation processes is still explained in a qualitative way. A quasi-distributed model based on TOPMODEL concepts [3] is used to investigate the relative dominance of Hortonian and Dunne overland flow mechanisms [4], [5], [6]. Their work was limited to two mechanisms and operated at event scales, and could not include the effect of antecedent condition and the effect of all conditions of catchments ( e. g. steep topography or complex subsurface as assumed in TOPMODEL) . Several studies applied semi or fully distributed catchment model in actual catchments that includes all three mechanisms of runoff generation. Mirus and Loague [7] used a physics-based coupled surface and subsurface model, *InHM*, to investigate climatic and landscape controls on runoff generation. Carrillo et al. [8] also used a physics-based model, *hsB*, to perform regressions of calibrated parameters

associated with vegetation cover, demonstrating the role of vegetation in the co-evolution of catchment properties with climate. Torch et al. [9] extended this model to show the response and adaptation of vegetation to climate difference reflected in the long-term water balance exhibited by catchment in respected to Budyko curve. Li et al. [10] developed a simple distributed hydrologic model to simulate the effects of different combinations of climate, soil, and topography on the runoff generation processes. Limitation of available observed data from highly instrumented catchments and most parameters are obtained by calibration. This prevented the ability of these models to apply to a large population of sites and catchments to obtain general knowledge on what are underlying physical controls on the runoff generation processes. Inspired by the work of [10], the aim of this study is to further develop the simple distributed model that could investigate the combined effect of climate, soil, vegetation and topography on the runoff generation processes at the catchment scale in a quantitative way.

## 2. METHODOLOGY

A schematic illustration of the model is shown in Figure 1. Brief description of the procedure for runoff generation simulation are as follows:



**Figure 1** Conceptual description of the hydrological processes in hillslope pixels [10].

(1) The spatial units are DEM pixels grouped into hillslope pixels and channel pixels. Soil depth and soil hydraulic properties (hydraulic conductivity, porosity etc.) are assigned to each pixel.

(2) For every pixel and every time step, HOF is estimated based on local infiltration capacity given by Green-Ampt method [11]. Later on soil moisture content is changed and the other two runoff generation mechanisms are possible: DOF and SSF.

(3) A simple two-layer soil model is used to simulate soil-water processes both in unsaturated and saturated layers.

(4) Overland flow is routed to downstream pixels at open channel velocity estimated by Manning's equation and subsurface is routed downstream at a subsurface velocity given by Darcy's law. Apart from river network geometry and soil depth, heterogeneity of other parameters is ignored such as soil properties, vegetation pattern, preferential pathways on the surface and in the

subsurface. The details of the model and description of procedure and underlying equation and concepts are provided as following.

### 2.1 Soil-water moisture and water balance

To represent the dynamics of soil-water moisture in the pixel, a water balance equation can be applied at the pixel scale. In this study, the soil-water moisture in the soil column is divided into a ponding, unsaturated and saturated zone. Saturated soil-water moisture in the saturated zone is below the water table in the soil column. There are exchanges between the saturated zone and above unsaturated zone through capillary action and allow the retention of water in the unsaturated zone. Given the depth of unsaturated zone, the steady-state soil moisture profile in the unsaturated zone can be estimated by,

$$\theta(Z) = \phi \left( \frac{D_{us} - Z}{\psi_a} + 1 \right)^{-\lambda} \quad (1)$$

where  $\theta(Z)$  is soil moisture in the soil column with a depth  $Z$  from the ground surface,  $\psi_a$  is bubbling pressure head, and  $\lambda$  is the pore-size distribution index [12]. The average soil moisture in the unsaturated zone can be estimated by integrating Equation (1),

$$\bar{\theta} = \frac{\phi}{1 - \lambda} \frac{\psi_a}{D_{us}} \left[ \left( \frac{D_{us}}{\psi_a} + 1 \right)^{1-\lambda} - 1 \right] \quad (2)$$

The total soil water storage is given by,

$$S_{total} = D_{us} \bar{\theta} + D_s \phi \quad (3)$$

where  $D_{us}$  is variable depth of the unsaturated zone,  $D_s$  is variable depth of the saturated

zone and summation of  $D_{us}$  and  $D_s$  is the local soil depth ( $D$ ),  $\bar{\theta}$  is the average soil moisture in unsaturated zone, and  $\phi$  is the effective porosity of the soil. Water balance equation for a soil column is given by (Figure 2):

$$\frac{dS_s}{dt} = i - q_f - q_{se} - q_{ss} - e \quad (4)$$

$$D_{us} = (D - D_s) / \bar{\theta} \quad (5)$$

where  $S_s$  is soil-water moisture in saturated zone ( $= D_s / \phi$ ),  $i$  is precipitation rate,  $q_f$  is infiltration excess runoff (HOF),  $q_{se}$  is saturation excess runoff (DOF),  $q_{ss}$  is subsurface storm flow (SSF) and  $e$  is evapotranspiration rate. Equation (2) (4) (5) are solved for a new set of  $S_s$ ,  $D_s$ ,  $D_{us}$ ,  $\bar{\theta}$ , which satisfy the water balance condition. The new set of these parameters will be used for the next time step to estimate infiltration, evaporation and runoff generation.

## 2.2. Evapotranspiration

During inter-storm period, evapotranspiration is assumed to occur in three types with sequential order from surface unsaturated and saturated zone of the soil. Evaporation from water on the soil surface (if exists) is given by,

$$e_{ss} = \begin{cases} e_p & \text{if } d_w \geq e_p \Delta t \\ d_w / \Delta t & \text{if } d_w < e_p \Delta t \end{cases} \quad (6)$$

where  $d_w$  is the local depth of surface water and  $e_p$  is the potential evaporation rate. If soil moisture is available for evaporation in the unsaturated zone of the soil column, evapotranspiration is given by,

$$e_{us} = \begin{cases} (e_p - e_{ss}) F_r \frac{\bar{\theta}}{\phi} & \text{if } D_{us} \bar{\theta} \geq (e_p - e_{ss}) \Delta t \\ D_{us} \bar{\theta} / \Delta t & \text{if } D_{us} \bar{\theta} < (e_p - e_{ss}) \Delta t \end{cases} \quad (7)$$

where  $F_r$  is the fraction of roots zone in the soil column, assumed to be unity. If soil moisture is still available for evapotranspiration in deeper saturated zone of the soil column.

This evapotranspiration is given by,

$$e_{sat} = \begin{cases} 0 & \text{if } D_{us} \bar{\theta} \geq (e_p - e_{ss}) \Delta t \\ (e_p - e_{ss}) - D_{us} \bar{\theta} / \Delta t & \text{if } D_{us} \bar{\theta} < (e_p - e_{ss}) \Delta t \end{cases} \quad (8)$$

Potential evaporation demand is fully satisfied when the water table is close to the ground surface or soil surface is saturated during ponding period. Total evapotranspiration from all three zones will not exceed the potential evaporation rate.

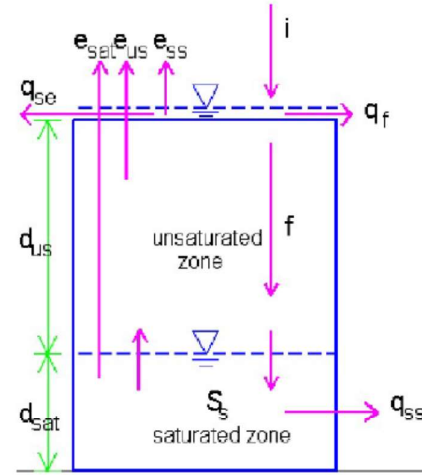


Figure 2 Schematic diagram of the pixel-based model structure of single soil column.

## 2.3. Runoff generation process

Horton overland flow (HOF), saturation excess or Dunne overland flow (DOF), subsurface stormflow (SSF) are three mechanisms of runoff generation processes. HOF occurs in a pixel when rainfall intensity

exceeds the infiltration capacity. The dynamics of soil moisture in the unsaturated zone influence infiltration rate are estimated by using the Green-Ampt equation. DOF occurs in any pixel when the soil column is completely saturated from bottom, and forming the variable contributing area from a number of saturated pixels. Subsurface storm flow is generated from saturated zone of the pixels governed by saturated soil depth and downstream hydraulic gradient. At the same time, if the soil column receives water more than lost it, saturated zone in the soil column may increase through the ground surface to generate DOF. In this situation, DOF and SSF are co-exist processes.

#### 2.4 Routing processes at the pixel scale

The soil column of each pixel receives external water including lateral overland flow and subsurface discharge from neighboring upstream pixels. Routing of both surface and subsurface runoff is carried out based on two assumptions (1) outflow from each pixel will not be affected by inflow water over a short time step, (2) there is only one direction for outflow from each pixel, corresponding to the steepest slope with constant velocity ( $u$ ), whereas there are 7 possible directions for inflow from its neighboring upstream pixels. Figure 3 presents outflow of pixel A, B, G into pixel E and only one outflow of pixel E into pixel I according to the difference of soil surface elevations.

Over a short time interval ( $\Delta t$ ), the volume of outflow from a grid is  $u \cdot \Delta t \cdot \Delta x \cdot h$  equal the change of storage volume in the grid,  $\Delta h \cdot \Delta x \cdot \Delta x$ , where  $\Delta x$  is grid size in square shape,  $h$  is the water depth in the grid,  $\Delta h$  is the change of water depth. Integrating over  $\Delta t$ , the volume of outflow of the grid to downstream grid is,

$$\Delta V = h \left( 1 - \exp \left( -u \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x} \right) \right) \Delta x^2 \quad (9)$$

This routing scheme is applied to both ground surface and saturated zone. Overland flow velocity is estimated based on Manning 's equation as follows:

$$u_s = \frac{1}{n} S_0^{1/2} h_s^{2/3} \quad (10)$$

where  $u_s$  is local velocity of overland flow,  $n$  is Manning 's coefficient,  $S_0$  is the local surface slope and  $h_s$  is the surface water depth. Manning  $n$  for hillslope pixels is 0.1 for grass/pasture range and is 0.06 for channel pixels.

Surface velocity is given by Darcy 's velocity as follows:

$$u_{ss} = k_s S_1 \quad (11)$$

where  $S_1$  is local bedrock slope,  $k_s$  is saturated hydraulic conductivity. We assume that subsurface water flows across pixels in only the saturated zone with water table slope parallel to the bedrock slope.

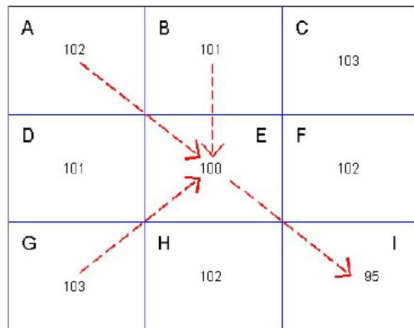
$$q_{ss} = u_{ss} A = k_s S_1 s_s(t) dx / dx^2 \quad (12)$$

where  $q_{ss}$  is SSF with the unit in L/T,  $s_s(t)$  is soil-water moisture in saturated zone and  $dx$  is pixel size in m.

Finally, runoff from HOF, DOF and SSF reach the stream network and then is routed downstream through the channel pixels forming river network. The river network is assumed to be rectangular, width of the channel is estimated based on the hydraulic geometry relationship [13]:

$$W = aA^b \tag{13}$$

where  $A$  is the upstream catchment area corresponding to each river pixel at the catchment outlet,  $b$  is a constant parameter, which is 0.45, and  $a$  is a coefficient which can be adjusted to provide appropriate channel widths.

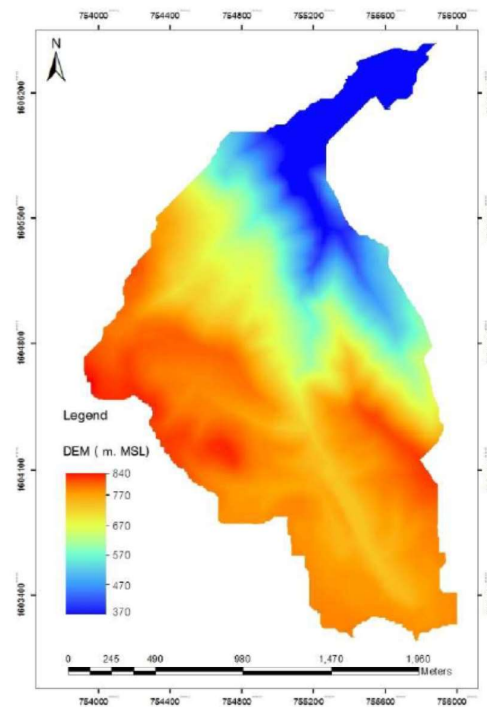


**Figure 3** Multi inflow directions upstream of pixel E and only one outflow direction from pixel E depending on its elevation (100).

### 2.5 Topography

The topographic structure of a catchment is an important control on the dominance of runoff generation mechanisms. Overall steepness of the hillslope is chosen for this study which is the most dominant control compare to the other distribution of hillslope including convergence/ divergence and

convexity/ concavity. A single realistic catchment is used to create new virtual catchment based on the 30 x 30 m DEM for a small catchment ( 4,019 pixels, 3. 62 km<sup>2</sup>) located in Lam Ta Klong River Basin, Nakhon Ratchasima province, Thailand. Three types of slope distribution ( flat, medium, steep) are generated by multiplying the original pixel slope by a factor. Topographic map of the catchment is presented in Figure 4.



**Figure 4** Topographic map of selected DEM.

### 2.6 Soil properties

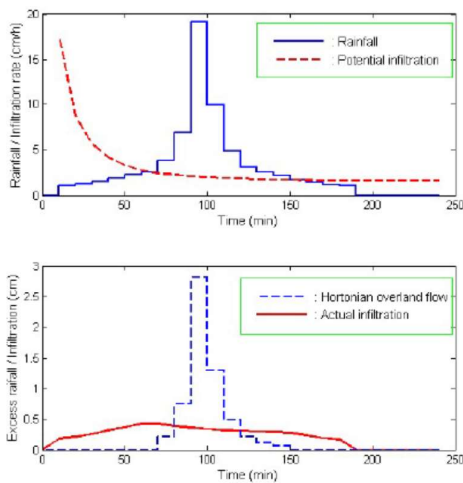
Required soil properties for the model including saturated hydraulic conductivity, soil depth, effective porosity, wetting front soil suction head, bubbling pressure and pore-size distribution index. These properties vary in space and in multiple scales, and its variability



can control the response. Only the first-order control of soil texture is chosen to investigate and leave the other effects to be considered in future research. Soil hydraulic properties are varied according to three texture classes: sand, silt loam and clay loam. Variation of soil depth ( $Z_x$ ) is assumed to be a linear function of the topographic wetness index ( $\ln(a/\tan\beta)$ ) [14].

$$Z_x = \bar{Z} - (1/f) [\ln(a/\tan\beta)_x - \lambda] \quad (14)$$

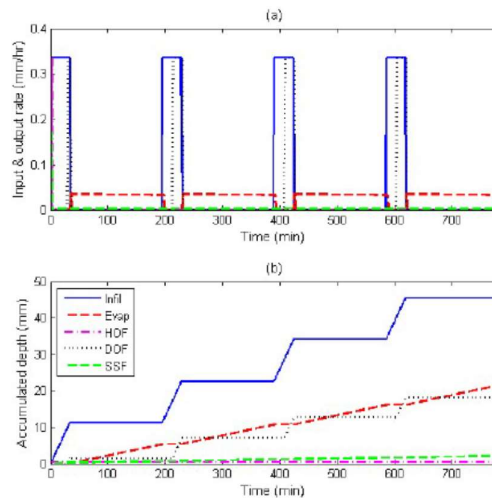
where  $a$  is area drained per unit contour length,  $\beta$  is local slope angle,  $\bar{Z}$  is mean water table depth (WTD),  $\lambda$  is mean watershed value of  $\ln(a/\tan\beta)$ , and  $f$  is rate of decline of saturated hydraulic conductivity with depth in the soil column. The slope parameter of this function is adjusted to keep the main soil depth over entire catchment under three representative cases of soil depth: shallow, medium and deep with 1.0, 2.5 and 4.0 meters, respectively.



**Figure 5** Estimation of Hortonian overland flow (HOF) based on Green-Ampt equation.

### 3. RESULTS AND DISCUSSION

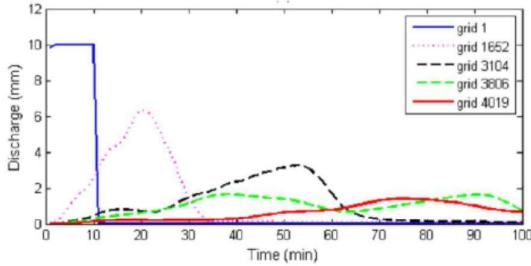
Figure 5 presents simulated results from an infiltration model based on Green-Ampt equation to estimate excess rainfall hyetograph or HOF if the total rainfall of 11.37 cm. falls on a sandy loam soil ( $K = 1.09$  cm/h,  $\psi = 11.01$  cm and  $\theta_e = 0.412$ ) of initial effective saturation 40 %.



**Figure 6** Water balance of input and output water from a pixel.

Model results of water balance in a soil column of pixel show in Figure 6. Testing soil is sand with effective porosity = 0.417, bubbling pressure = 0.0726 m, pore-size distribution index = 0.694, hydraulic conductivity =  $10^{-6}$  m/s, soil depth = 1 m and surface slope = 0.10. Climate regime is generated with annual rainfall = 1,000 mm, annual potential evaporation = 500 mm, number of storm = 90 events/year, average rainfall intensity is 0.673 mm/hr. Simulated results in Figure 6(a) shows only 4 input storm events in steady state condition when initial

and final saturation soil-water storages are equal. Figure 6(b) presents accumulated input and output from soil column of the pixel. Model results in Figure 6(b) indicated that HOF hardly coexist with DOF and SSF, very little HOF is generated under condition that supports DOF and SSF.



**Figure 7** Output hydrograph from pixels based on combination of pixel and channel routing processes

Figure 4 shows topographic map of original DEM from Lam Ta Klong River Basin, the range of soil surface elevation is between 370 to 842 m. If combined overland flow from each pixel is 10 mm/h with duration 10 h, average soil depth = 2.5 m,  $K = 10^{-4}$  m/s,  $\Delta t = 10$  min,  $\bar{Z} = 2$  m,  $f = 1$  and  $\lambda = 5.38$  (for Equation 10). Hillslope and channel routing are carried out with the sequence of its elevation from upstream to downstream, providing downstream discharge at each pixel. For channel geometry, parameters in Equation (13)  $a = 25$  and  $b = 0.45$ . Figure 7 presents discharge hydrograph (in mm) from pixel No.1 the most upstream pixel, pixel No.1652 (344 grids, 0.31 km<sup>2</sup>), pixel No.3104 (1814 grids, 1.63 km<sup>2</sup>), pixel No. 3806 (3590 grids, 3.23 km<sup>2</sup>) and the outlet of the basin, pixel No.4019

(4018 grids, 3.62 km<sup>2</sup>). Attenuation of downstream hydrographs show realistic manner.

#### 4. CONCLUSIONS

A simple distributed hydraulic model is developed at the pixel/soil column scale and upscale to implement at the catchment scale. Applied water balance concept within the pixel and downstream interactions between each pixel allow the runoff generation by three mechanisms: HOF, DOF and SSF. Based on an actual building block of selected DEM, the model can be parameterized for a large set of hypothetical catchments and input climate events. Simulation results are received when all processes are driven to reach a periodic steady state by a sequence of identical climate events. In the next step, this model will be used to investigate the climate, soil and topographic controls on annual water balance in a qualitative way to define dimensionless functional relationships.

#### 5. ACKNOWLEDGEMENT

Authors are grateful to Land Development Department, Ministry of Agriculture and Cooperatives, Thailand for providing DEM.

#### 6. REFERENCE

[1] Horton, R.E. (1933), The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union.*

- [2] Dunne, T. (1978), Field studies of hillslope flow processes, In: *Hillslope Hydrology* (M.J. Kirby, Editor), 227-293, J. Wiley & Son.
- [3] Beven, K. J., and M. J. Kirkby (1979), A physically-based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. J.*, 24(1), 43-69.
- [4] Sivapalan, M., K. Beven and E. F. Wood (1987), On hydrologic similarity, 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resour. Res.*, 23(12), 2266-2278.
- [5] Larsen, J. E., M. Sivapalan, N. A. Coles and P. E. Linnet (1994), Similarity analysis of runoff generation processes in real world catchments, *Water Resour. Res.*, 30(6), 1641-1652.
- [6] Robinson, J. S. and M. Sivapalan (1995), Catchment scale model of runoff generation by aggregation and similarity analysis, *Hydrol. Process.*, 9, 5/6, 555-574.
- [7] Mirus, B. B. and K. Loague (2013) How runoff begins ( and ends) : Characterizing hydrologic response at the catchment scale, *Water Resour. Res.*, 49, 2987-3006, doi:10.1002/wrcr.20218.
- [8] Carrillo, G., P. A. Torch, M. Sivapalan, T. Wagener, C. Harman, and K. Sawicz (2011), Catchment classification: hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 3411-3430, doi:10.5194/hess-15-3411-2011,2011.
- [9] Troch, P. A., G. Carrillo, M. Sivapalan, T. Wagener, and K. Sawicz (2013), Climate-vegetation-soil interactions and long-term hydrologic partitioning: Signatures of catchment co-evolution, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2209-2217, doi: 10.5194/hess-17-2209-2013.
- [10] Li, H. Y., M. Sivapalan, F. Tian, and C. Harman (2014), Functional approach to exploring climatic and landscape controls of runoff generation: 1. Behavioral constraints on runoff volume, *Water Resour. Res.*, 50, 9300-9322, doi:10.1002/2014WR016307. 2014WR016307
- [11] Green, W. H., and G. A. Ampt (1911), Studies on soil physics, I. The flow of air and water through soils, *J. Agric. Sci.*, 4, 1-24.
- [12] Brooks, R. H., and A. T. Corey (1966), Properties of porous media affecting fluid flow, *J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, IR2, 61-88.
- [13] Menabde, M., and M. Sivapalan (2001), Linking space-time variability of river runoff and rainfall fields: a dynamic approach, *Adv. Water Resour.*, 24(9-10), 1001-1014.
- [14] Stieglitz, M., J. Sherman, J. McNamara, V. Engel, J. Shanley, and G. W. Kling (2003), An approach to understanding hydrologic connectivity on the hillslope and the implication for nutrient transport. *Global Biogeochem. Cycles*, 17(4), 1105, doi: 10.1029/2003GB002041.



## **Flood Hazard Mapping Using HEC-RAS V.5 and GIS Applications:**

### **A case study of Nakhon Ratchasima Municipality, Thailand**

Haruetai Maskong<sup>1,\*</sup>, Chatchai Jothityangkoon<sup>2</sup>, Chow Hirunteeyakul<sup>3</sup>, Jurgen Komma<sup>4</sup>  
and Gunter Bloschl<sup>5</sup>

<sup>1,2,3</sup> School of Civil Engineering, Institute of Engineering, Suranaree University of  
Technology, Nakhon Ratchasima, 30000, Thailand.

<sup>4,5</sup> Centre for Water Resource Systems, Vienna University of Technology, Vienna, Austria

\*Corresponding author. Tel.: +66-86721-9615; Email address: haruetai.m@gmail.com

#### **ABSTRACT**

Flooding location and boundary defined from satellite data normally shows low accuracy for a small urban flooded area and lacking of flood depth and flood duration. To draw a snap shot of past urban flood map, observed impact of historical flood event are required based on ground and onsite surveying. The observed flood map is used to develop a flood hazard map for possible future scenarios by using HEC-RAS V.5. This method is applied for the municipality of Nakhon Ratchasima, Thailand. The HEC-RAS V.5 was used to perform 1D steady flow and 2D capabilities for simulating flood depth and flood extent, respectively. The flow and geometric data (i.e., the bank stations, cross sections and flow-path lines) used as an input parameter for the simulation and they were generated by HEC-GeoRAS in ArcGIS based on DEM (5x5 m<sup>2</sup>). Land-use map was used to estimate the manning's n in floodplain depending upon the type of land cover. Simulated results were exported to ArcGIS to delineate water surface on floodplain. Then, the maximum discharge value at the observed station (M.164) for return periods of 5, 10, 15, 25, 50, and 100 years were used as input flood to simulate flood map. It was found that, for 2010 flooding event in the concerning area, the simulated flood hazard map subjected to the discharge of 50 years return period is almost identical with the observed flood map from ground surveying.

**Keywords:** Return period, Rating curve, Historical flood map, Flood simulation, Land-use

## ประวัติผู้วิจัย

### รศ. ดร.ฉัตรชัย โชติษฐียงกูร

วัน-เดือน-ปีเกิด 25 สิงหาคม 2506 ที่ทำงานปัจจุบัน สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์ สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี 111 ถนนมหาวิทยาลัย ตำบลสุรนารี อำเภอเมือง จังหวัดนครราชสีมา 30000 โทรศัพท์ (044) 224426 โทรสาร (044) 224607 Email: [cjothit@sut.ac.th](mailto:cjothit@sut.ac.th)

ประวัติการศึกษา วิศวกรรมศาสตรบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ปี พ.ศ. 2528 วิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมแหล่งน้ำ สถาบันเทคโนโลยีแห่งเอเชีย ปี พ.ศ. 2534 ปริญญาเอก วิศวกรรมสิ่งแวดล้อม (อุทกวิทยา) , The University of Western Australia ประเทศออสเตรเลีย ปี พ.ศ. 2544

ประสบการณ์และผลงานทางวิชาการ ทำโครงการวิจัยและบริการวิชาการ 12 โครงการ มีผลงานตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ 13 บทความ ผลงานตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับชาติ 3 บทความ ผลงานตีพิมพ์ในที่ประชุมวิชาการระดับนานาชาติ 8 บทความ และมีผลงานตีพิมพ์ในที่ประชุมวิชาการระดับชาติ 8 บทความ

### อ.โกวิท บุญรอด

ที่ทำงานปัจจุบัน คณะอุตสาหกรรมและเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลอีสาน วิทยาเขตสกลนคร 199 หมู่ 3 ตำบลพังโคน อำเภอพังโคน จังหวัดสกลนคร รหัสไปรษณีย์ 47160 โทรศัพท์ 042-734-723 e-mail: [kowit\\_b@hotmail.com](mailto:kowit_b@hotmail.com)

ประวัติการศึกษา กำลังศึกษาในระดับระดับปริญญาเอก สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา วิชาเอกวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ สำนักวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี ระดับปริญญาโท สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา วิชาเอกวิศวกรรมทรัพยากรน้ำ คณะวิศวกรรมศาสตร์ ปีการศึกษา 2543 - 2545 มหาวิทยาลัยขอนแก่น ระดับปริญญาตรี สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา คณะครุศาสตร์อุตสาหกรรม ปีการศึกษา 2538 - 2539 สถาบันเทคโนโลยีราชมงคล วิทยาเขตขอนแก่น

ประสบการณ์และผลงานทางวิชาการ ทำโครงการวิจัยและบริการวิชาการ 3 โครงการ มีผลงานตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ 1 บทความ และมีผลงานตีพิมพ์ในที่ประชุมวิชาการระดับชาติ 2 บทความ

**อ.ดร.วิชาญ พันธุ์ดี**

ที่ทำงานปัจจุบัน โปรแกรมวิชาภูมิสารสนเทศ คณะวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยราชภัฏนครราชสีมา เลขที่ 340 ถนนสุรนารายณ์ ตำบลในเมือง อำเภอเมือง จังหวัดนครราชสีมา 30000 Tel/Fax: 0-4400-9009 ต่อ 1711 e-mail: [gisman1@hotmail.com](mailto:gisman1@hotmail.com).

ประวัติการศึกษา วิทยาศาสตร์บัณฑิต (วท.บ.) สาขาวิชาวิทยาศาสตร์สิ่งแวดล้อม (การจัดการทรัพยากร) สถาบันราชภัฏนครราชสีมา ปี พ.ศ. 2544 ปริญญาโท วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต (วท.ม.) สาขาวิชาระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ มหาวิทยาลัยราชภัฏนครราชสีมา ปี พ.ศ. 2547 ปริญญาเอก วิทยาศาสตรดุษฎีบัณฑิต (วท.ด.) หลักสูตรวิชาภูมิสารสนเทศ ปี พ.ศ. 2559

ประสบการณ์และผลงานทางวิชาการ ทำโครงการวิจัยและบริการวิชาการ 3 โครงการ มีผลงานตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ 1 บทความ

