

**การศึกษาคุณลักษณะทางอุทกวิทยาของกลุ่มน้ำยมโดยใช้  
แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ HEC-HMS**

**Study of Hydrologic Characteristics in Yom River Basin by  
HEC-HMS Mathematical Model**

**คำนำ**

การวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำหรือการบริหารจัดการน้ำนั้น จะให้ได้ผลดีจำเป็นอย่างยิ่งที่ต้องมีการประเมินปริมาณน้ำทำให้ถูกต้องและแม่นยำตามวัตถุประสงค์ที่ต้องการมากที่สุด ถ้าการประเมินปริมาณน้ำทำที่มากเกินไปก็จะทำให้อาคารแหล่งน้ำที่ออกแบบมีขนาดใหญ่เกินความจำเป็นไม่คุ้มค่าทางเศรษฐศาสตร์ แต่หากการประเมินปริมาณน้ำทำที่ต่ำเกินไปก็จะทำให้อาคารแหล่งน้ำนั้นเกิดความเสียหายได้เช่นกัน ซึ่งในการออกแบบทางอุทกวิทยานั้นต้องอาศัยข้อมูลที่มีการตรวจวัด และสถิติของปริมาณน้ำที่ยาวนาน ในบางครั้งข้อมูลที่มีการบันทึกไว้ไม่สมบูรณ์ และในบางพื้นที่ก็ไม่มีสถานีวัดปริมาณน้ำท่า หรือ มีข้อมูลน้อย ดังนั้น การออกแบบทางอุทกวิทยาจึงมีความจำเป็นที่ต้องใช้ข้อมูลคุณลักษณะทางอุทกวิทยาของกลุ่มน้ำและข้อมูลปริมาณน้ำฝนเพื่อใช้ในการประเมินปริมาณน้ำท่า ปัจจุบันนี้มีผู้เสนอแนะวิธีการต่าง ๆ ในการวิเคราะห์หาความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่า (rainfall-runoff relationship) โดยสร้างเป็นแบบจำลองทางอุทกวิทยา (hydrologic model) มีลักษณะการใช้งานในรูปแบบของซอฟต์แวร์ทางคอมพิวเตอร์ โดยใช้คอมพิวเตอร์ช่วยประมวลผลได้อย่างรวดเร็ว ซึ่งสามารถประเมินปริมาณน้ำให้ใกล้เคียงกับความเป็นจริงได้โดยไม่ยากนัก

ในการศึกษาคุณลักษณะทางอุทกวิทยาในเขตกลุ่มน้ำยมนี้ แสดงถึงลักษณะของน้ำท่า (hydrograph) ที่แปรผันไปตามเวลาของกลุ่มน้ำย่อย ในเขตกลุ่มน้ำยมโดยใช้แบบจำลอง HEC-HMS ซึ่งผลการศึกษาสามารถนำผลการศึกษาที่อยู่ในรูปของค่าพารามิเตอร์ที่เป็นตัวแทนคุณลักษณะทางอุทกวิทยาของกลุ่มน้ำและกราฟน้ำท่าของกลุ่มน้ำย่อย ผลการศึกษานี้สามารถนำไปใช้ประโยชน์เพื่อการวางแผนในการพัฒนาแหล่งน้ำหรือการบริหารจัดการน้ำได้อย่างเหมาะสม

### วัตถุประสงค์

1. ศึกษาและประยุกต์ใช้แบบจำลอง HEC-HMS ในการจำลองปริมาณน้ำท่าโดยใช้ข้อมูลปริมาณน้ำฝนที่มีความต่อเนื่องกันทั้งลุ่มน้ำ ในเขตลุ่มน้ำยม
2. ศึกษาค่าพารามิเตอร์ที่เหมาะสมสำหรับ แบบจำลองน้ำฝน-น้ำท่า HEC-HMS ในเขตลุ่มน้ำยม
3. วิเคราะห์ความไวของค่าพารามิเตอร์ทางอุทกวิทยาในแบบจำลอง HEC-HMS (sensitivity analysis) สำหรับลุ่มน้ำยม

### ขอบเขตการศึกษา

1. พื้นที่ที่ศึกษาครอบคลุมพื้นที่ของลุ่มน้ำย่อยในเขตลุ่มน้ำยมซึ่งมีพื้นที่ 23,616 ตารางกิโลเมตร
2. ใช้ข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายวัน และข้อมูลปริมาณน้ำท่ารายวันในการวิเคราะห์หาค่าเฉลี่ยปริมาณน้ำฝนทั่วพื้นที่ ใช้ข้อมูลการระเหยรายเดือนของกรมอุตุนิยมวิทยาในการคิดปริมาณการระเหย และใช้ปริมาณน้ำท่ารายวันในเขตลุ่มน้ำยมสำหรับการสอบเทียบแบบจำลอง
3. ใช้ข้อมูลการใช้ประโยชน์ที่ดิน (land use) ของกรมพัฒนาที่ดินข้อมูลแผนที่ 1:50,000 ของกรมแผนที่ทหารครอบคลุมพื้นที่ลุ่มน้ำยมเพื่อนำมาประกอบการสอบเทียบหาพารามิเตอร์ต่างๆ ตามเงื่อนไขที่แบบจำลอง HEC-HMS กำหนด
4. การจำลองการสูญเสียของน้ำท่า (loss models) ใช้วิธีแบบจำลองหมายเลขโค้งน้ำท่าของ SCS
5. การจำลองกระบวนการไหลของน้ำท่าบนผิวดิน (direct runoff models) ใช้แบบจำลองกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของ Snyder

6. การจำลองการไหลพื้นฐาน (base flow models) ใช้วิธีแบบจำลองชนิดการถดถอยแบบ  
ยกกำลัง (exponential recession)

7. การจำลองการเคลื่อนตัวในลำน้ำ (channel transforms models) ของระบบแบบ lumped  
(lumped system routing) ใช้วิธีแบบจำลองของ Muskingum

## การตรวจเอกสาร

### 1. ลักษณะทั่วไปของกลุ่มน้ำยม

#### 1.1 ที่ตั้งและอาณาเขต

กลุ่มน้ำยมเป็นลุ่มน้ำประธานหมายเลข 08 ของประเทศ มีความยาวประมาณ 735 กม. มีต้นกำเนิดมาจากเทือกเขาผีปันน้ำในเขตอำเภอปง และอำเภอเชียงม่วน จังหวัดพะเยา ครอบคลุมพื้นที่รับน้ำฝน 23,616 ตารางกิโลเมตร ในพื้นที่ 11 จังหวัด ได้แก่ น่าน พะเยา พิชณุโลก อุตรดิตถ์ พิษณุโลก แพร่ กำแพงเพชร ลำปาง ตาก สุโขทัย และ นครสวรรค์ ดังแสดงในภาพที่ 1

ลุ่มน้ำยมอยู่ระหว่างเส้นละติจูดที่ 14°- 50 ' ถึง 18°- 25' เหนือ และ ลองจิจูด 99°-16' ถึง 100°- 40 ' ตะวันออก มีอาณาเขตทิศเหนือติดกับลุ่มน้ำโขง ทิศใต้ติดกับลุ่มน้ำปิง และ ลุ่มน้ำเจ้าพระยา ทิศตะวันตกติดกับลุ่มน้ำ วัง และ ลุ่มน้ำปิง ทิศตะวันออกติดกับลุ่มน้ำน่าน

#### 1.2 สภาพภูมิประเทศและลุ่มน้ำสาขา

แม่น้ำยมมีต้นกำเนิดจากคอยขุนยวมในทิวเขาผีปันน้ำ อยู่ในเขตอำเภอปงและอำเภอเชียงม่วน จังหวัดพะเยา ไหลผ่านหุบเขาที่มีความลาดชันมากโดยมีความลาดชันลำน้ำ ประมาณ 1:700 และมีระดับความสูงที่ 180 – 360 ม.รทก. มีที่ราบแคบ ๆ ริมน้ำเป็นบางครั้งก่อนไหลเข้าสู่เขตจังหวัดแพร่ จากนั้นจะไหลออกสู่ที่ราบผืนใหญ่ ผ่านอำเภอสอง อำเภอสูงเม่น อำเภอเด่นชัย จากนั้นจะไหลเข้าหุบเขาทางทิศตะวันตก ผ่านอำเภอลอง อำเภอวังชิ้น แล้วไหลลงทางใต้เข้าสู่ที่ราบที่อำเภอศรีสาขาน้อย จังหวัดสุโขทัยในช่วงนี้แม่น้ำยมจะไหลกู่ขนานมากับแม่น้ำน่าน และเริ่มมีความลาดชันลดลงโดยมีความลาดชันลำน้ำประมาณ 1:2,300 ระดับความสูงของพื้นที่ริมฝั่งแม่น้ำอยู่ที่ระดับ 50 – 180 ม.รทก. จากนั้นจะไหลผ่านอำเภอสวรรคโลก อำเภอศรีสำโรง อำเภอกงไกรลาศ และไหลผ่านอำเภอบางระกำ จังหวัดพิษณุโลกเข้าสู่อำเภอสางงาม จังหวัดพิจิตร ผ่านอำเภอโพธิ์ทะเล จนเข้าเขตจังหวัดนครสวรรค์ แล้วไหลมาบรรจบกับแม่น้ำน่าน ที่บ้านเกษชัย อำเภอชุมแสง จังหวัดนครสวรรค์ โดยมีความลาดชันลำน้ำต่ำ ประมาณ 1:35,000 มีระดับความสูงของพื้นที่อยู่ระหว่าง 20 – 50 ม.รทก. รวมความยาวตลอดลำน้ำประมาณ 735 กม.



การศึกษาลักษณะทางอุทกวิทยาในครั้งนี้ได้กำหนดลักษณะของกลุ่มน้ำย่อยเพื่อเป็นแนวทางสำหรับการวิเคราะห์หาปริมาณน้ำทำโดยแบ่งกลุ่มน้ำย่อยต่างๆ โดยสามารถสรุปรายละเอียดทั่วไปของแต่ละกลุ่มน้ำสาขาได้ดังตารางที่ 1

**ตารางที่ 1** แสดงรายชื่อกลุ่มน้ำย่อยและพื้นที่รับน้ำฝนในเขตพื้นที่ลุ่มน้ำยม

รหัส ลุ่มน้ำ	ชื่อกลุ่มน้ำย่อย	พื้นที่รับน้ำฝน (ตร.กม.)	
801	แม่น้ำยม (สายหลัก)	MAE NAM YOM (Main River)	23,616
802	แม่น้ำยมตอนบน	UPPER PART OF MAE NAM YOM	1,978
803	แม่น้ำควน	MAE NAM KHUAN	858
804	น้ำปี	NAM PI	636
805	แม่น้ำงาว	MAE NAM NGAO	1,644
806	แม่น้ำยมตอนกลาง	MIDDLE PART OF MAE NAM YOM	2,884
807	น้ำแม่คำมี	NAM MAE KHAM MI	444
808	น้ำแม่ต้า	NAM MAE TA	518
809	ห้วยแม่สิน	HUAI MAE SIN	522
810	แม่น้ำแม่มอก	NAM MAE MOK	1,332
811	แม่น้ำแม่รำพัน	NAM MAE RAM PHAN	894
812	แม่น้ำยมตอนล่าง	LOWER PART OF MAE NAM YOM	11,906

ที่มา: กรมทรัพยากรน้ำ (2548)

### 1.2.1 กลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำยมตอนบน

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนบนของกลุ่มน้ำยมอันเป็นต้นกำเนิดของแม่น้ำยม มีพื้นที่รับน้ำ 1,978 ตร.กม. หรือ 1,236,250 ไร่ คิดเป็น 8.38 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่กลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่อำเภอปง อำเภอเชียงม่วน อำเภอดอกคำใต้ จังหวัดพะเยา อำเภองาว จังหวัดลำปาง และอำเภอสอง จังหวัดแพร่ สภาพภูมิประเทศเป็นเทือกเขาสูงมีที่ราบช่วงแคบ ๆ บริเวณใกล้ ๆ ลำน้ำ

### 1.2.2 กลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำควน

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนบนของกลุ่มน้ำยม มีพื้นที่รับน้ำ 858 ตร.กม. หรือ 536,250 ไร่ คิดเป็น 3.63 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่กลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่อำเภอปง อำเภอเชียงม่วน จังหวัดพะเยา และอำเภอท่าวังผา กิ่งอำเภอบ้านหลวง จังหวัดน่าน สภาพภูมิประเทศเป็นเทือกเขาสูงมีที่ราบช่วงแคบ ๆ บริเวณใกล้ ๆ ลำน้ำ

### 1.2.3 กลุ่มน้ำสาขาน้ำปี

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนบนก่อนมาทางตะวันออกของกลุ่มน้ำยมมีพื้นที่รับน้ำ 636 ตร.กม. หรือ 397,500 ไร่ คิดเป็น 2.69 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่กลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่อำเภอเชียงม่วน จังหวัดพะเยา และกิ่งอำเภอบ้านหลวง จังหวัดน่าน สภาพภูมิประเทศเป็นเทือกเขาสูงมีที่ราบช่วงแคบ ๆ บริเวณใกล้ ๆ ลำน้ำ

### 1.2.4 กลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำงาว

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนบนก่อนมาทางตะวันตกของกลุ่มน้ำยม มีพื้นที่รับน้ำ 1,644 ตร.กม. หรือ 1,027,500 ไร่ คิดเป็น 6.96 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่กลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่อำเภองาว อำเภอแม่เมาะ จังหวัดลำปาง และอำเภอสอง จังหวัดแพร่ สภาพภูมิประเทศเป็นเทือกเขาสูงมีที่ราบช่วงแคบ ๆ บริเวณใกล้ ๆ ลำน้ำ

### 1.2.5 กลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำยมตอนกลาง

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนกลางของกลุ่มน้ำยมมีพื้นที่รับน้ำ 2,884 ตร.กม. หรือ 1,802,500 ไร่ คิดเป็น 12.21 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่กลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่อำเภอสอง อำเภอหนองม่วงไข่ อำเภอ ร้องกวาง อำเภอเด่นชัย อำเภอเมือง อำเภอลอง อำเภอสูงเม่น และ อำเภอวังชิ้น จังหวัดแพร่ สภาพภูมิประเทศเป็นแนวเขาขนานข้างลาดเทลงมาหาลำน้ำยม ตรงกลางมีพื้นที่ขนาดใหญ่บริเวณสองฝั่งลำน้ำ

### 1.2.6 กลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำแม่คำมี

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนกลางเอียงมาทางทิศตะวันออก ของกลุ่มน้ำยม มีพื้นที่รับน้ำ 444 ตร.กม. หรือ 277,500 ไร่ คิดเป็น 1.88 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่กลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่อำเภอหนองม่วงไข่ อำเภอร้องกวาง และ อำเภอเมือง จังหวัดแพร่ สภาพภูมิประเทศเป็นแนวเขาสูงทางฝั่งตะวันออกลาดเทลงมาทางตะวันตกเฉียงใต้ มีที่ราบช่วงแคบ ๆ บริเวณใกล้ ๆ ลำน้ำ

### 1.2.7 กลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำแม่ต้า

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนกลางเอียงมาทางทิศตะวันตก ของกลุ่มน้ำยมมีพื้นที่รับน้ำ 518 ตร.กม. หรือ 323,750 ไร่ คิดเป็น 2.19 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่กลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่อำเภอเมือง อำเภอสอง อำเภอหนองม่วงไข่ อำเภอลอง และ อำเภอสูงเม่น จังหวัดแพร่ สภาพภูมิประเทศเป็นเนินเขาสูงลาดเทลงมาตามแนวทิศเหนือ-ใต้ มีที่ราบช่วงแคบ ๆ บริเวณใกล้ ๆ ลำน้ำ แล้วขยายเป็นพื้นที่ราบออกไปในตอนปลายของกลุ่มน้ำสาขา

### 1.2.8 กลุ่มน้ำสาขาห้วยแม่สิน

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนกลางเอียงมาทางตอนล่าง ของกลุ่มน้ำยมมีพื้นที่รับน้ำ 522 ตร.กม. หรือ 326,250 ไร่ คิดเป็น 2.21 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่กลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่อำเภอเด่นชัย อำเภอลอง อำเภอวังชิ้น จังหวัดแพร่ และอำเภอศรีสัชนาลัย จังหวัดสุโขทัย สภาพภูมิประเทศเป็นแนวเขาสูงทางฝั่งตะวันออกลาดเทลงมาทางตะวันตกเฉียงใต้ มีที่ราบช่วงแคบ ๆ บริเวณใกล้ ๆ ลำน้ำ

### 1.2.9 กลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำแม่มอก

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนล่างเยื้องมาทางทิศตะวันตก ของลุ่มน้ำยมมีพื้นที่รับน้ำ 1,322 ตร.กม. หรือ 832,500 ไร่ คิดเป็น 5.64 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่ลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่ อำเภอบึงสามพัน อำเภอบ้านด่านลานหอย อำเภอสรีสำโรง อำเภอสวรรคโลก และ อำเภอสรีสัชนาลัย จังหวัดสุโขทัย สภาพภูมิประเทศช่วงบนเป็นเนินเขาสูงสลับที่ราบลาดเทไปทางฝั่งตะวันออก มีที่ราบช่วงกลางถึงปลายลุ่มน้ำ

### 1.2.10 กลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำแม่รำพัน

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่อยู่ตอนล่างเยื้องมาทางทิศตะวันตกของลุ่มน้ำยม มีพื้นที่รับน้ำ 894 ตร.กม. หรือ 558,750 ไร่ คิดเป็น 3.79 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่ลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่ อำเภอดิโน จังหวัดลำปาง อำเภอเมือง จังหวัดตาก อำเภอกีรีมาศ อำเภอบ้านด่านลานหอย และ อำเภอเมือง จังหวัดสุโขทัย สภาพภูมิประเทศช่วงบนเป็นเนินเขาต่ำ ทางฝั่งตะวันตกลาดเทลงมาในแนวตะวันออกเฉียงใต้ ช่วงล่างเป็นที่ราบลาดเทไปทางฝั่งตะวันออก

### 1.2.11 กลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำยมตอนล่าง

เป็นกลุ่มน้ำสาขาที่มีขนาดใหญ่ที่สุดอยู่ตอนของลุ่มน้ำยมมีพื้นที่รับน้ำ 11,906 ตร.กม. หรือ 7,441,250 ไร่ คิดเป็น 50.41 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่ลุ่มน้ำยม ครอบคลุมพื้นที่ 7 จังหวัด ได้แก่ จังหวัดแพร่ จังหวัดสุโขทัย จังหวัดอุตรดิตถ์ จังหวัดพิษณุโลก จังหวัดกำแพงเพชร จังหวัดพิจิตร และจังหวัดนครสวรรค์ สภาพภูมิประเทศตามขอบลุ่มน้ำเป็นเนินต่ำ ๆ จากนั้นเป็นที่ราบขนาดใหญ่ ฝั่งตะวันตกของแม่น้ำยมลาดเทลงมาตามแนวตะวันออกเฉียงใต้ฝั่งตะวันออกของแม่น้ำยมลาดเทลงมาทางทิศตะวันตก

## 1.3 สภาพภูมิอากาศและอุทกวิทยา

จากข้อมูลสภาพทางอุตุนิยมวิทยาโดยทั่วไปของลุ่มน้ำยมในคาบ 30 ปี (พ.ศ. 2514 - 2543) ของสถานีตรวจอากาศ จังหวัดพะเยา แพร่ พิษณุโลก และ นครสวรรค์ ของกรมอุตุนิยมวิทยาสรุปได้ดังตารางที่ 2

**ตารางที่ 2** สรุปสภาพทางอุตุนิยมวิทยาโดยทั่วไปของกลุ่มน้ำยม

ตัวแปรภูมิอากาศ	ช่วงพิสัย	ค่าเฉลี่ยรายปี	หน่วย
อุณหภูมิเฉลี่ยรายปีเท่ากับ	25.50 - 28.30	26.90	องศาเซลเซียส
ความชื้นสัมพัทธ์รายปีเท่ากับ	70.40 - 75.30	73.20	เปอร์เซ็นต์
ปริมาณระเหยจากภาคเฉลี่ยรายปีเท่ากับ	1,429.40 - 2,018.00	1,616.90	มม.
ความเร็วลมเฉลี่ยรายปีเท่ากับ	0.90 - 3.00	1.50	น็อต
ปริมาณฝนเฉลี่ยรายปีเท่ากับ	1,118.50	1,118.50	มม.
ช่วงพิสัยปริมาณฝนเฉลี่ยรายปีเท่ากับ	893.20 - 1,260.10	1,118.50	มม.
จำนวนวันที่ฝนตกเฉลี่ยเท่ากับ	74	74	วัน
ปริมาณฝนตกในฤดูฝนเฉลี่ย	1,002.40	1,002.40	มม.
ปริมาณฝนตกในฤดูแล้งเฉลี่ย	116.00	116.00	มม.
ปริมาณน้ำท่าเฉลี่ยรายปีเท่ากับ	3,650.80	3,650.80	ล้านลูกบาศก์เมตร

เนื่องจากลักษณะภูมิประเทศภาคเหนือส่วนใหญ่เป็นที่ราบสูง มีภูเขาสลับซับซ้อน โดยเฉลี่ยประมาณ 1,600 เมตร แนวภูเขายาวจากเหนือมาใต้ ตั้งอยู่ห่างจากทะเลมากกว่าภาคอื่น อากาศจึงร้อนและหนาวมากกว่าภาคอื่น ๆ (ภาพที่ 2) มีฤดูที่เห็นเด่นชัด 3 ฤดู คือ

### 1.3.1 ฤดูฝน

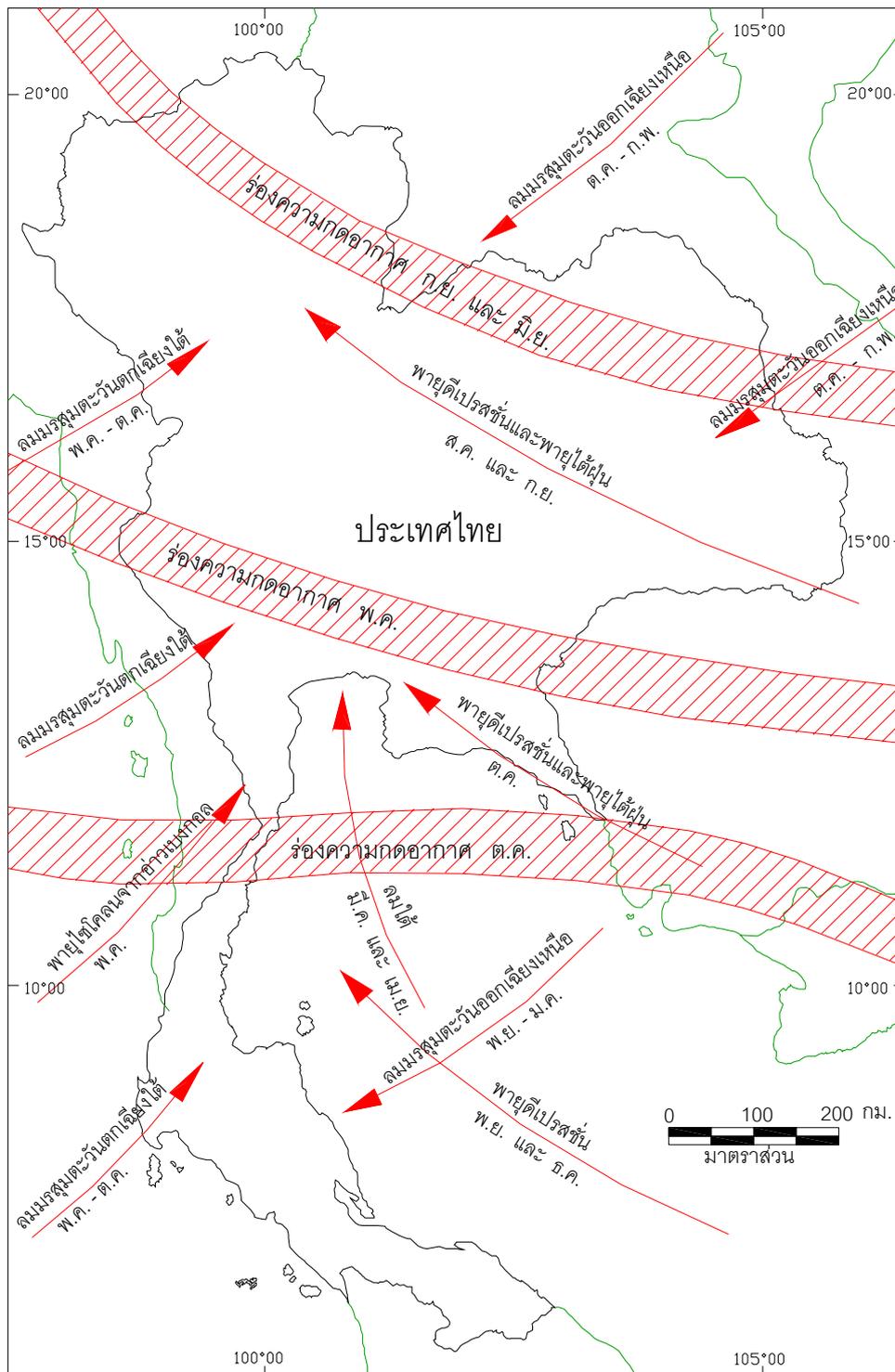
เริ่มประมาณกลางเดือนพฤษภาคม ไปจนถึงกลางเดือนตุลาคม รวมระยะเวลาประมาณ 4-5 เดือน สาเหตุที่ฝนตกในภาคเหนือเนื่องจาก ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่พัดจาก อ่าวเบงกอล มาปะทะภูเขาในภาคเหนือ ทำให้มีฝนในเดือน พฤษภาคม ถึง เดือนตุลาคม อีกส่วนหนึ่งได้รับอิทธิพลจากการปะทะระหว่างมวลอากาศสองกระแส คือลมฝ่ายใต้ของลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้กับลมฝ่ายเหนือของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ทำให้มีฝนในเดือน มิถุนายนและกันยายน สถิติปริมาณฝนรายปีเฉลี่ยในภาคเหนือประมาณ 1,200 มิลลิเมตร ซึ่งพอเพียงกับการเพาะปลูกในบางพื้นที่เท่านั้น

### 1.3.2 ฤดูหนาว

เริ่มประมาณกลางเดือนตุลาคมไปสิ้นสุดประมาณเดือนกุมภาพันธ์ รวมระยะเวลาประมาณ 3 เดือนครึ่งถึง 4 เดือน มีอากาศหนาวเย็นกว่าภาคกลางมาก เนื่องจากลมตะวันออกเฉียงเหนือที่พัดผ่านมาจากตอนกลางของทวีปเอเชียในประเทศจีน ซึ่งเป็นบริเวณที่มีความกดอากาศสูงในฤดูหนาวลงมาอากาศยังคงรักษาความเย็นไว้มาก ฉะนั้นฤดูหนาวในภาคเหนือจึงมีอากาศหนาวกว่าภาคอื่น อุณหภูมิเฉลี่ยของเดือนที่หนาวที่สุด 18 องศาเซลเซียส และบางแห่งเคยลงถึง 2 องศาเซลเซียส ที่จังหวัดเชียงราย

### 1.3.3 ฤดูร้อน

เริ่มประมาณกลางเดือนกุมภาพันธ์ ไปถึงกลางเดือนพฤษภาคม รวมระยะเวลาประมาณ 3 เดือน เกิดเนื่องจากในเดือนกุมภาพันธ์ ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เริ่มอ่อนกำลังลงมาก ทำให้ลมตะวันออกเฉียงใต้มีกำลังแรงขึ้น เกิดพายุร้อนในภาคเหนือเป็นครั้งคราว ในเดือนมีนาคม และ เมษายน อุณหภูมิสูงขึ้นมากอากาศร้อนอบอ้าวโดยทั่วไปเคยสูงถึง 44.5 องศาเซลเซียส ที่จังหวัดอุตรดิตถ์ในเดือนเมษายน



**ภาพที่ 2** แสดงทิศทางของพายุที่พัดผ่านประเทศไทย  
ที่มา: เกษม (2548)

## 1.4 ธรณีสัณฐานและทรัพยากรดิน

### 1.4.1 โดยทั่วไปบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำยมมีลักษณะทางธรณีสัณฐานดังนี้

- 1) พื้นที่ราบน้ำท่วมถึงและสันดินริมน้ำ พื้นที่เป็นแนวสอปฝั่งลำน้ำ ลักษณะพื้นที่ราบลุ่มน้ำท่วมถึงในฤดูน้ำหลากและพื้นที่สันดินริมน้ำ เนื้อดินมีลักษณะเป็นดินเหนียว โดยเฉพาะในที่ราบลุ่ม ดินมีการระบายน้ำเร็วมาก สำหรับดินในพื้นที่สันดินริมน้ำส่วนใหญ่มีเนื้อดินร่วน ดินมีการระบายน้ำดีปานกลาง
- 2) พื้นที่ลานตะพักลำน้ำระดับต่ำและตะพักลำน้ำค่อนข้างใหม่ พื้นที่เป็นแนวสองฝั่งลำน้ำ ลักษณะพื้นที่ราบลุ่ม เนื้อดินมีลักษณะเป็นดินร่วนปนทราย มีการระบายน้ำเร็วมากมีน้ำท่วมขังสูงประมาณ 20 – 30 เซนติเมตร
- 3) พื้นที่ลานตะพักลำน้ำระดับกลางและระดับสูง พื้นที่บริเวณนี้มีลักษณะค่อนข้างราบเรียบเป็นลูกคลื่นลอนลาดของลานตะพักลำน้ำ ระดับกลางและระดับสูง เนื้อดินบริเวณนี้เป็นดินร่วนปนทรายถึงดินเหนียว
- 4) พื้นที่ผิวเหลือค้างจากการกัดกร่อนและที่ลาดเชิงเขา พื้นที่บริเวณนี้มีลักษณะเป็นลูกคลื่นลอนลาดถึงลูกคลื่นลอนชัน เนื้อดินบริเวณนี้เป็นดินร่วนปนทรายที่มีการระบายน้ำดี เป็นดินต้นพบเศษกรวด เศษหินและชั้นวัตถุต้นกำเนิดดินที่ระดับความลึก 60 – 100 เซนติเมตร
- 5) พื้นที่ภูเขาและเทือกเขา (hilly and mountainous areas) พื้นที่ส่วนที่มีระดับความสูงแตกต่างกันมาก มีความลาดเอียง(slope) มากกว่าร้อยละ 35 โดยส่วนใหญ่เป็นภูเขาลักษณะดินที่พบเป็นดินต้นมาก มีเศษกรวด เศษหิน ที่ระดับความลึก 30 – 50 เซนติเมตร

## 1.4.2 ทรัพยากรดินในลุ่มน้ำยม

สามารถแบ่งรายละเอียดตามลุ่มน้ำย่อยได้ดังนี้

1) ทรัพยากรดินในลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำยมตอนบน สภาพดินในพื้นที่ลุ่มน้ำส่วนใหญ่เป็นดินที่เกิดอยู่ในบริเวณพื้นที่ภูเขาสูงชัน (หน่วยดินที่ 61 และ 62 ) มีพื้นที่ถึงร้อยละ 62.03 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ พื้นที่ที่เหลือเป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลุ่มน้ำในบริเวณราบลุ่มริมแม่น้ำยมและแม่น้ำสาขามีพื้นที่ 2.73 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ เป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลำน้ำและเกิดจากการสลายของวัตถุต้นกำเนิดดิน ที่เกิดอยู่กับที่หรือจากที่สูงกว่าในบริเวณที่ค่อนข้างราบน้ำดีมีพื้นที่ร้อยละ 30.43 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ และเป็นพื้นที่อื่น ๆ อีกร้อยละ 4.18 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ

2) ทรัพยากรดินในลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำควน สภาพดินในพื้นที่ลุ่มน้ำส่วนใหญ่เป็นดินที่เกิดอยู่ในบริเวณพื้นที่ภูเขาสูงชัน (หน่วยดินที่ 62) มีพื้นที่ถึงร้อยละ 84.38 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ พื้นที่ที่เหลือเป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลุ่มน้ำในบริเวณราบลุ่มริมแม่น้ำยมและแม่น้ำสาขามีพื้นที่ร้อยละ 1.54 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ เป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลำน้ำและเกิดจากการสลายของวัตถุต้นกำเนิดดินที่เกิดอยู่กับที่หรือจากที่สูงกว่าในบริเวณที่ดินมีการระบายน้ำดี มีพื้นที่ร้อยละ 14.05 ของพื้นที่ลุ่มน้ำและเป็นพื้นที่อื่น ๆ อีกร้อยละ 0.02 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ

3) ทรัพยากรดินในลุ่มน้ำสาขาน้ำปี้ สภาพดินในพื้นที่ลุ่มน้ำส่วนใหญ่เป็นดินที่เกิดอยู่ในบริเวณพื้นที่ภูเขาสูงชัน (หน่วยดินที่ 62) มีพื้นที่ถึงร้อยละ 79.61 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ พื้นที่ที่เหลือเป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลุ่มน้ำในบริเวณราบลุ่มริมแม่น้ำยมและแม่น้ำสาขามีพื้นที่ร้อยละ 3.79 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ เป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลำน้ำและเกิดจากการสลายของวัตถุต้นกำเนิดดิน ที่เกิดอยู่กับที่หรือจากที่สูงกว่าในบริเวณที่ค่อนข้างราบน้ำดี มีพื้นที่ร้อยละ 16.56 ของพื้นที่ลุ่มน้ำและเป็นพื้นที่อื่น ๆ อีกร้อยละ 0.04 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ

4) ทรัพยากรดินในลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำงาว สภาพดินในพื้นที่ลุ่มน้ำส่วนใหญ่เป็นดินที่เกิดอยู่ในบริเวณพื้นที่ภูเขาสูงชัน (หน่วยดินที่ 62) มีพื้นที่ถึงร้อยละ 57.26 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ พื้นที่ที่เหลือเป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลุ่มน้ำในบริเวณราบลุ่มริมแม่น้ำยมและแม่น้ำสาขามีพื้นที่ร้อยละ 3.55 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ เป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลำน้ำและเกิดจากการสลายของวัตถุต้นกำเนิดดินที่เกิดอยู่กับที่หรือจากที่สูงกว่าในบริเวณที่ค่อนข้างราบน้ำดีมีพื้นที่ร้อยละ 33.63 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ และเป็นพื้นที่อื่น ๆ อีก 5.56 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ



9) ทรัพยากรดินในกลุ่มน้ำสาขาน้ำแม่มอก สภาพในพื้นที่ลุ่มน้ำส่วนใหญ่เป็นดินที่เกิดอยู่ในบริเวณพื้นที่ภูเขาสูงชัน (หน่วยดินที่ 62) มีพื้นที่ถึงร้อยละ 44.87 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ พื้นที่ที่เหลือเป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลุ่มน้ำในบริเวณราบลุ่มริมแม่น้ำยมและแม่น้ำสาขามีพื้นที่ 12.45 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ เป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลำน้ำและเกิดจากการสลายของวัตถุต้นกำเนิดดินที่เกิดอยู่กับที่หรือจากที่สูงกว่าในบริเวณที่ดินมีการระบายน้ำดีมีพื้นที่ร้อยละ 41.22 ของพื้นที่ลุ่มน้ำและเป็นพื้นที่อื่น ๆ อีกร้อยละ 1.45 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ

10) ทรัพยากรดินในกลุ่มน้ำสาขาน้ำแม่ราพัน สภาพในพื้นที่ลุ่มน้ำส่วนใหญ่เป็นดินที่เกิดอยู่ในบริเวณพื้นที่ภูเขาสูงชัน (หน่วยดินที่ 62) มีพื้นที่ถึงร้อยละ 22.84 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ พื้นที่ที่เหลือเป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลุ่มน้ำในบริเวณราบลุ่มริมแม่น้ำยมและแม่น้ำสาขามีพื้นที่ 12.12 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ เป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลำน้ำและเกิดจากการสลายของวัตถุต้นกำเนิดดินที่เกิดอยู่กับที่หรือจากที่สูงกว่าในบริเวณที่ดินมีการระบายน้ำดีมีพื้นที่ร้อยละ 58.57 ของพื้นที่ลุ่มน้ำและเป็นพื้นที่อื่น ๆ อีกร้อยละ 6.48 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ

11) ทรัพยากรดินในกลุ่มน้ำสาขาแม่น้ำยมตอนล่าง สภาพในพื้นที่ลุ่มน้ำส่วนใหญ่เป็นดินที่เกิดอยู่ในบริเวณพื้นที่ภูเขาสูงชัน (หน่วยดินที่ 61 และ 62) มีพื้นที่ถึงร้อยละ 27.34 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ พื้นที่ที่เหลือเป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอนลุ่มน้ำในบริเวณราบลุ่มริมแม่น้ำยมและแม่น้ำสาขามีพื้นที่ 32.79 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ เป็นดินที่เกิดจากการทับถมของตะกอน ลำน้ำและเกิดจากการสลายของวัตถุต้นกำเนิดดินที่เกิดอยู่กับที่หรือจากที่สูงกว่าในบริเวณที่ดินมีการระบายน้ำดีมีพื้นที่ร้อยละ 28.51 ของพื้นที่ลุ่มน้ำและเป็นพื้นที่อื่น ๆ อีกร้อยละ 0.45 ของพื้นที่ลุ่มน้ำ

## 1.5 การใช้ประโยชน์ที่ดิน

ลุ่มน้ำยมประกอบด้วยการใช้ประโยชน์ที่ดิน 5 ประเภทดังแสดงในตารางที่ 3 และภาพที่ 3 ต่อไปนี้

### ตารางที่ 3 การใช้ประโยชน์ที่ดินในเขตลุ่มน้ำยม

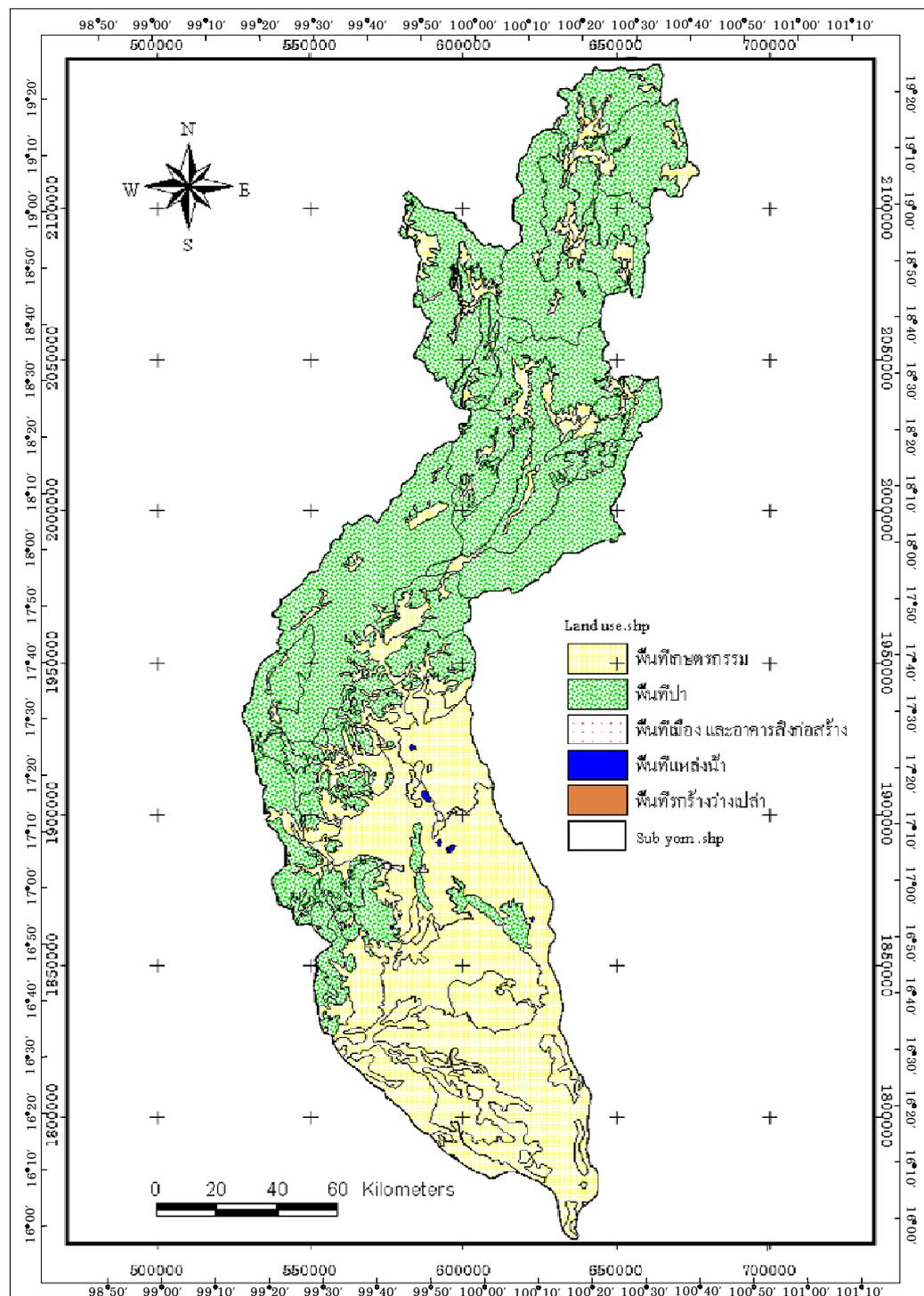
ลำดับที่	การใช้ประโยชน์ที่ดิน	ร้อยละของพื้นที่
1	พื้นที่ดินป่าไม้	52.29
2	พื้นที่ดินเพื่อการเกษตร	43.17
3	พื้นที่อยู่อาศัยและตัวเมือง	2.49
4	พื้นที่รกร้างว่างเปล่า	0.82
5	พื้นที่แหล่งน้ำ	0.46

ที่มา: กรมทรัพยากรน้ำ (2548)

## 2. กระบวนการเกิดน้ำท่า

David and Cordery (1993) กล่าวว่า กระบวนการเกิดน้ำท่าเริ่มจากเมื่อฝนเริ่มตก ปริมาณน้ำฝนที่ตกลงมาก็จะไหลไปตามแหล่งพื้นที่ผิวต่าง ๆ ซึ่งปริมาณน้ำส่วนใหญ่จะไหลไปตามลำน้ำ และมีการระเหยกลายเป็นไอไปสู่ชั้นบรรยากาศ บางส่วนไหลซึมสู่ชั้นน้ำใต้ดิน ขบวนการเหล่านี้จะเกิดเป็นวัฏจักรหมุนเวียนกันไป

การเกิดน้ำท่ามักเกิดเมื่อมีฝนตกหนัก และมีปริมาณฝนมากกว่าความจุของชั้นดินหรือมากกว่าอัตราการซึมลงดิน จึงมีปริมาณน้ำไหลบนผิวดิน เกิดเป็นปริมาณน้ำท่าหรือน้ำท่าวม เรียก “direct runoff” ลักษณะของการเกิดน้ำท่าวมโดยทั่วไปเกิดจากลักษณะของฝนที่ตกสองลักษณะ ได้แก่ ฝนที่ตกหนักภายในช่วงเวลาสั้น ๆ กล่าวคือ มีความเข้มฝนมาก หรือเกิดจากฝนตกต่อเนื่องเป็นเวลานาน



**ภาพที่ 3** แสดงการใช้ประโยชน์ที่ดินในกลุ่มน้ำยม

ที่มา: กรมพัฒนาที่ดิน (2545)

Chow *et al.* (1988) กล่าวว่า ขบวนการเกิดน้ำท่า (runoff process) เกิดจากพายุฝนที่ตกลงบนพื้นที่ลุ่มน้ำ ตกค้างบนพืช พื้นผิวดิน และผิวน้ำ โดยในขณะนั้นได้มีปริมาณน้ำส่วนหนึ่งระเหยจากพืช ผิวดิน และผิวน้ำ และจากการคายน้ำของพืช กลับสู่ชั้นบรรยากาศ ปริมาณน้ำที่เหลืออยู่จะเก็บสะสมอยู่ตามผิวดิน (surface storage) ซึ่งบางส่วนจะซึมลงสู่ดินชั้นล่าง เรียกว่า ปริมาณเก็บกักความชื้นของดิน (soil moisture storage) การเก็บกักมี 2 ชนิดคือ retention และ detention ดังนี้

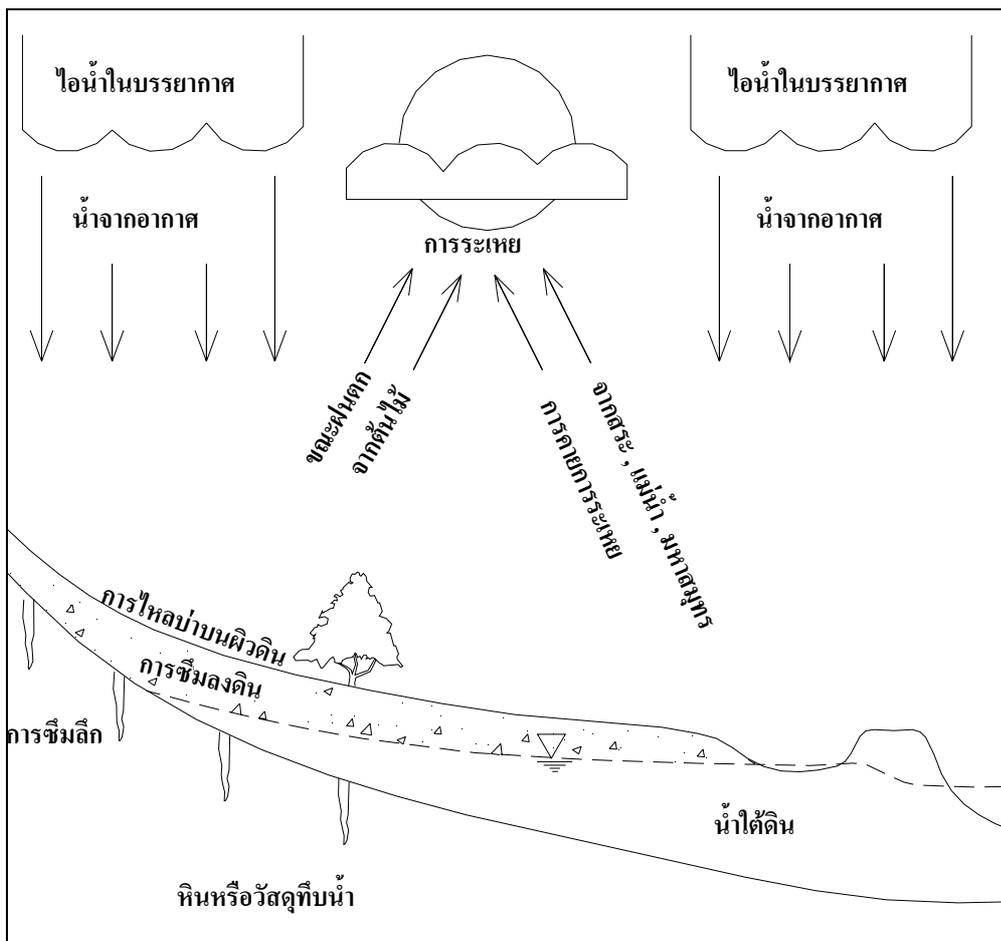
retention คือ การเก็บกักสำหรับช่วงระยะเวลานาน และจะหมดไปโดยการระเหย

detention คือ การเก็บกักในช่วงระยะเวลาสั้น ๆ ปริมาณน้ำจะหมดไปโดยการไหลออกจากตำแหน่งที่เก็บกัก

เมื่อการเก็บกัก detention เริ่มเต็ม เกิดการไหลออกจากบริเวณนั้น โดย unsaturated flow การไหลผ่านดินที่ไม่อิ่มตัวใกล้เคียงกับผิวดิน ซึ่งเรียกรวมกันว่า groundwater flow และบางส่วนไหลบนผิวดิน และรวมตัวกันเป็นร่องน้ำเล็ก ๆ ในเวลาอันรวดเร็ว หลังจากนั้นรวมตัวกันไหลไปในทางน้ำ (channel flow) จากลำน้ำขนาดเล็กสู่ลำน้ำขนาดใหญ่ขึ้นเรื่อย ๆ จนถึงลำน้ำที่ใหญ่ที่สุดในลุ่มน้ำนั้น

## 2.1 องค์ประกอบของน้ำท่า

วีระพล (2528) ได้กล่าวว่า น้ำท่า (runoff) คือ ฝนส่วนที่ตกลงสู่ผิวโลก ถ้าตกลงที่พืช น้ำส่วนหนึ่งจะถูกเก็บกักไว้ตามใบหรือลำต้น เรียกว่า interception และน้ำบางส่วนจะซึมลงสู่พื้นดินโดยดินดูดซับไว้ เรียก infiltration แล้วไหลในดินเรียกว่า subsurface runoff ในกรณีเม็ดดินมีความชุ่มชื้นน้อยมาก อัตราการซึมก็จะมิมมาก และเมื่อดินอิ่มตัว น้ำก็จะซึมลงไปอีกจนถึงระดับน้ำใต้ดิน (ground water) ฝนส่วนที่เหลือจากการซึมลงผิวดิน เกิดการขังนองตามพื้นที่ แล้วไหลลงสู่ที่ต่ำเกิดการกัดเซาะเป็นร่องน้ำ ลำน้ำ หรือแม่น้ำ เรียกว่าน้ำท่า (surface runoff) ซึ่งจะไหลตามความลาดชันลงสู่ทะเล และมหาสมุทร ต่อไป ดังแสดงในภาพที่ 4



**ภาพที่ 4** วัฏจักรของน้ำท่า

ที่มา: ดัดแปลงจาก วีระพล (2528)

การวิเคราะห์น้ำท่าหรือน้ำท่าวม จะต้องมีการแยกองค์ประกอบของน้ำท่าออกเป็น ส่วนประกอบต่าง ๆ ซึ่งสามารถแบ่งส่วนประกอบของน้ำท่าตามลักษณะของการไหลมารวมกัน ได้เป็น 4 องค์ประกอบใหญ่ดังนี้

2.1.1 น้ำท่าที่ไหลบนผิวดิน (Overland flow หรือ Direct Runoff) คือปริมาณน้ำท่าที่ เหลือจากการซึมผ่านชั้นผิวดินและการระเหยไปสู่ชั้นบรรยากาศจนมีปริมาณน้ำส่วนเกินไหลบน ผิวดินและในลำธาร เป็นปริมาณน้ำส่วนที่เป็นองค์ประกอบหลักของการเกิดน้ำท่า

2.1.2 น้ำท่าที่ไหลภายในดิน (Interflow) คือปริมาณน้ำที่ไหลอยู่ใต้ชั้นผิวดินด้วย อัตราการเคลื่อนที่ช้า ๆ

2.1.3 น้ำใต้ดิน (Ground Water หรือ Base Flow) คือปริมาณน้ำส่วนที่ไหลลงสู่ชั้นน้ำใต้ดิน เป็นปริมาณน้ำที่หล่อเลี้ยงลำธารให้มีน้ำหรือความชุ่มชื้นตลอดปี

2.1.4 การไหลของน้ำท่าในทางน้ำ (channel runoff) คือปริมาณฝนตกลงมาบนทางน้ำหรือบนผิวดินที่ไม่สามารถซึมผ่านได้ ซึ่งจะเกิดน้ำท่าเมื่อเกิดพายุฝนและมีไปตลอดทางน้ำ โดยจะแปรผันไปตามความเข้มของฝน

## 2.2 กราฟน้ำท่า

วีระพล (2528) กล่าวว่า กราฟน้ำท่า คือ กราฟที่แสดงให้เห็นการผันแปรของปริมาณน้ำหรือระดับน้ำตามเวลาที่ผ่านไป วิศวกรรมทางด้านอุทกวิทยาจะเกี่ยวข้องกับการศึกษาน้ำท่าในสามลักษณะด้วยกัน คือ

2.2.1 ปริมาณการไหลรายเดือนหรือรายปี ซึ่งเกี่ยวข้องกับการศึกษาปริมาณน้ำในอ่างเก็บน้ำและการนำน้ำไปใช้

2.2.2 ปริมาณการไหลแบบ low flow ซึ่งเป็นการศึกษาถึงขีดจำกัดในการใช้น้ำในลำน้ำ

2.2.3 น้ำท่วม (floods) การวิเคราะห์เกี่ยวกับกราฟน้ำท่าของน้ำท่วมซึ่งสำคัญมาก เพราะ จะ นำไปใช้ในการศึกษาเกี่ยวกับการลดหรือการป้องกันความเสียหายที่เกิดจากน้ำท่วม หรือ อุทกภัย การศึกษาเกี่ยวกับการทำนายการเกิดของน้ำท่วม และการศึกษาเกี่ยวกับการออกแบบขนาดน้ำท่วมสำหรับอาคารชลศาสตร์ต่าง ๆ

สำหรับ overland flow หรือ surface runoff ก็คือน้ำที่เดินทางหรือไหลไปตามผิวดินสู่ลำน้ำ (channel) คำว่า channel ในที่นี้หมายถึงร่องน้ำเล็ก ๆ ซึ่งการไหลจะเป็นแบบปั่นป่วน (turbulent flow) ในขณะที่ฝนตกหนักและเวลาที่ฝนหยุดต่อมาช่วงเวลาหนึ่ง ลำน้ำเล็ก ๆ ดังกล่าวนี้อาจมีจำนวนมากมาย และระยะทางที่น้ำไหลบนผิวดินในรูปของ overland flow จะสั้น ดังนั้นน้ำที่ไหลทางผิวดินจะใช้เวลาเดินทางเพียงเล็กน้อยก็ถึงลำน้ำ และถ้าหากว่าจำนวนน้ำที่ไหลทางผิวดินมีมากพอก็จะเป็นส่วนสำคัญที่สุดในการเกิดน้ำนองหรือน้ำท่วมสูงสุด (flood peaks) จำนวนน้ำท่าที่ไหลบนผิวดินอาจจะมีน้อย เช่น ในกรณีที่ผิวดินเป็นแบบน้ำซึมผ่านได้ง่ายจึงทำให้น้ำฝนส่วนใหญ่ซึม

ลงไปบนดิน น้ำฝนจะไหลไปบนผิวดิน ได้ก็ต่อเมื่อความเข้มข้นของฝนที่ตกมีอัตรามากกว่าอัตรา ซึมผ่านลงดิน ดังนั้นในกรณีที่ฝนตกไม่มากหรือมีความเข้มข้นต่ำ น้ำที่ไหลเป็นแบบน้ำท่าไปตาม ผิวดินจะเกิดเฉพาะฝนที่ตกลงบนผิวดินที่น้ำซึมผ่านได้ยาก และลงบนผิวดินโดยตรงเท่านั้น

### 2.3 กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าหมายถึง กราฟน้ำท่าของหนึ่งนิ้ว (หรือหนึ่งเซนติเมตร) ของ direct runoff ที่เกิดจากพายุฝน ที่มี duration ที่กำหนด สำหรับพายุฝนที่มี duration เท่ากันแต่มี ปริมาณน้ำท่าตรงกัน กราฟน้ำท่าของ direct runoff จะสมมติให้มีฐานเวลา (time base) เท่ากับของ กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า และมี ordinates ของปริมาณการไหลเป็นสัดส่วนโดยตรงกับปริมาณน้ำท่า (runoff volume) ช่วงเวลาหรือ duration ที่กำหนดในแต่ละกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า ควรจะเป็น ช่วงเวลาของฝนที่ทำให้เกิด significant runoff เท่านั้น

กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าควรสร้างจากกราฟน้ำท่า ซึ่งเกิดจากพายุฝนที่มีความเข้มข้นช่วง สม่ำเสมอตลอดช่วงเวลา (duration) ที่ต้องการ และมีปริมาณน้ำท่าทั้งหมดใกล้เคียงหรือมากกว่า หนึ่งนิ้ว (หรือ 1 เซนติเมตร) ขั้นแรกทำการแยก base flow ออกจากปริมาณการไหลรวม (total runoff) เพื่อให้ได้ direct runoff แล้วคำนวณปริมาตรทั้งหมดของ direct runoff และแสดงในหน่วย เทียบเป็นความลึกเฉลี่ยทั่วพื้นที่ลุ่มน้ำ นำค่าปริมาตรที่แสดงเป็นหน่วยความลึกไปหาร ordinates ทุกตัวของ direct runoff เพื่อทำให้ปริมาตรทั้งหมดของ direct runoff มีค่าเท่ากับหนึ่งหน่วยความ ลึก (นิ้วหรือเซนติเมตร) ซึ่งกราฟน้ำท่าของ direct runoff ที่มีการปรับ ordinates ทุกตัวดังกล่าวแล้ว ก็คือกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่านั้นเอง สำหรับ duration ของกราฟหนึ่งน้ำท่า คือ ช่วงเวลาของฝนที่มี การตกหนัก และมีความลึกของ rainfall excess เท่ากับความลึกของ direct runoff

การสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าโดยใช้พายุฝนเพียงลูกเดียวนั้นอาจผิดพลาดได้ ดังนั้น จึงควรสร้างกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าสำหรับ duration หนึ่งจากพายุฝนหลาย ๆ ลูกและทำการเฉลี่ย กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าที่สร้างขึ้นทั้งหมด การเฉลี่ยไม่ควรเฉลี่ยค่า ordinates ตามเวลาที่เกิดขึ้น เพราะจุดยอด (peak) ของกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าอาจไม่เกิดในเวลาเดียวกัน ซึ่งทำให้ Peak เฉลี่ยมี ขนาดต่ำ วิธีที่ถูกต้องคือ คำนวณค่าเฉลี่ยของ peaks จากทุก ๆ กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า และเฉลี่ย เวลาของการเกิด peaks ต่อไปทำการสเกตกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าให้มีรูปร่างคล้ายคลึงกับที่ได้สร้าง ไว้แล้วและให้ peak เฉลี่ยและเวลาการเกิด peak เฉลี่ย จากนั้นทำการปรับเพื่อให้ปริมาตรของ direct runoff เท่ากับ 1 นิ้ว (หรือ 1 เซนติเมตร)

## 2.4 การไหลของน้ำท่าในลำน้ำ

การเคลื่อนที่ของน้ำท่า (flow routing) ว่าเป็นวิธีการในการคำนวณหาขนาดและเวลาของกราฟน้ำท่า ณ จุดใด ๆ บนทางน้ำจากกราฟน้ำท่าที่ทราบค่าหรือที่สมมติขึ้น ณ จุดใดจุดหนึ่งหรือหลาย ๆ จุดทางด้านเหนือน้ำ (upstream) ในกรณีน้ำท่า (flow) หมายถึงน้ำหลาก (flood) วิธีการดังกล่าวเรียกว่า การเคลื่อนที่ของน้ำหลาก (flood routing) ในการวิเคราะห์การเคลื่อนที่ของน้ำท่าสามารถทำได้ 2 วิธีใหญ่ ๆ คือ วิธีการเคลื่อนที่ของระบบแบบลัมพ์ (lumped system routing) และวิธีการเคลื่อนที่ของระบบแบบดิสตริบิวท์ (distributed system routing)

2.4.1 วิธีการเคลื่อนที่ของระบบแบบลัมพ์ (lumped system routing) โดยทั่วไปหมายถึง การเคลื่อนที่ทางอุทกวิทยา (hydrologic routing) โดยแบบจำลองของระบบ (a lumped system model) นั้น น้ำท่าจะถูกคำนวณให้เป็นฟังก์ชันของเวลาเพียงอย่างเดียว ณ จุดที่พิจารณา

2.4.2 วิธีการเคลื่อนที่ของระบบแบบดิสตริบิวท์ (distributed system routing) โดยทั่วไปหมายถึงการเคลื่อนที่ทางชลศาสตร์ (hydraulic routing) โดยแบบจำลองของระบบ (a distributed system model) นั้น น้ำท่าจะถูกคำนวณให้เป็นฟังก์ชันของทั้งเวลา (time) และสถานที่ (space)

## 2.5 ปัจจัยที่มีผลต่อการไหลของน้ำท่า

อริวูทซ์ (2538) ได้ศึกษาปัจจัยที่มีอิทธิพลต่อการไหลของน้ำในลำน้ำ โดยปริมาณน้ำท่า จะแตกต่างกันตามลักษณะภูมิประเทศ ดิน พืชพรรณ และลักษณะทางอุทกวิทยาของกลุ่มน้ำ ปัจจัยดังกล่าวที่ส่งผลกระทบต่อปริมาณน้ำท่าในลำธารดังนี้

2.5.1 ปัจจัยเกี่ยวกับลักษณะภูมิอากาศ เช่น สภาพภูมิอากาศ ความชื้น ลักษณะการเกิดฝนตก เป็นต้น โดยที่ปริมาณการเกิดฝนตกเป็นปัจจัยหลักต่อการเกิดปริมาณน้ำท่ามากที่สุด ลักษณะการเกิดฝนตกที่ต่างกันก่อให้เกิดลักษณะของการเกิดน้ำท่าที่แตกต่างกันด้วยเช่นกัน

## 2.5.2 ปัจจัยเกี่ยวกับลักษณะภูมิประเทศ ได้แก่

1) สภาพพื้นที่ เช่น ชนิดดิน สภาพการใช้ประโยชน์ที่ดิน (land use) ลักษณะทางธรณีวิทยา เป็นต้น ลักษณะดังกล่าวนี้มีผลต่อการระบายน้ำหรือการเคลื่อนตัวของน้ำท่าภายในพื้นที่นั้น ๆ กล่าวคือ มีผลต่อลักษณะการไหลของน้ำท่าที่แตกต่างกัน ตัวอย่างเช่นถ้าพื้นที่มีการเพาะปลูกหรือมีป่าไม้มากก็จะทำให้มีปริมาณน้ำไหลซึมสู่ชั้นดินมาก ก่อให้เกิดความชุ่มชื้นในชั้นดิน ทำให้เกิดอัตราการระบายน้ำหรือการไหลของน้ำท่าที่มีปริมาณน้อยลง เป็นต้น

2) ขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำ ได้แก่ ขนาด และรูปร่างของพื้นที่ลุ่มน้ำ มีผลต่อปริมาณและการไหลของน้ำท่า โดย นิพนธ์ (2525) พบว่าปริมาณน้ำท่าจะแปรผันตามขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำ กล่าวคือ ถ้าพื้นที่ลุ่มน้ำมีขนาดใหญ่ก็จะมีปริมาณน้ำท่าเพิ่มขึ้นตามขนาดพื้นที่ และลักษณะของการเกิดน้ำท่าจะทำให้กราฟน้ำท่าที่มีลักษณะของฐานของกราฟน้ำท่ากว้างและขนาดการเกิดอัตราการไหลสูงสุด (Qpeak) จะไม่สูงหรือไม่ลดลงอย่างรวดเร็วเมื่อเทียบกับพื้นที่ขนาดเล็ก

3) ความลาดชันของพื้นที่ลุ่มน้ำ ลักษณะความลาดชันของลุ่มน้ำมีอิทธิพลต่อการซึมผ่านของน้ำผ่านผิวดิน (infiltration) และการไหลบนผิวดิน (surface runoff) กล่าวคือ ถ้าความลาดชันของพื้นที่มาก จะทำให้การเกิดน้ำท่าเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วมากกว่า เมื่อเทียบกับพื้นที่ที่มีความลาดชันน้อย หรือกล่าวอีกนัยหนึ่งคือ ความลาดชันของลุ่มน้ำจะสัมพันธ์กับเวลาในการเกิดน้ำท่า ซึ่งเป็นปัจจัยสำคัญในการควบคุมการเกิดอัตราการไหลสูงสุด (Qp) ของน้ำท่าอีกด้วย

## 3. แบบจำลองทางคณิตศาสตร์วิเคราะห์ความสัมพันธ์น้ำฝน – น้ำท่า (Rainfall – Runoff Model)

รูปแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (mathematical model) ที่นิยมใช้กันในด้านอุทกวิทยาเป็นกระบวนการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝน และ น้ำท่า ( Rainfall – Runoff relationship) ดังนั้นรูปแบบจำลองทาง คณิตศาสตร์ดังกล่าว จึงนิยมเรียกรูปแบบจำลองน้ำฝนและน้ำท่า

### 3.1 แบบจำลอง TANK (TANK Model)

แบบจำลอง TANK (TANK Model) พัฒนาขึ้นโดย Dr.M.Sugawara นักวิจัยของ National Research for Disaster Prevention ประเทศญี่ปุ่นเป็นลักษณะแบบจำลอง Black box มีวิธีการคำนวณแบบ explicit รูปแบบของแบบจำลองเรียกว่า serial storage type model ใช้เพื่อ

พยากรณ์น้ำสำหรับโครงการด้านแหล่งน้ำต่าง ๆ โดยใช้ครั้งแรกเมื่อปี พ.ศ. 2499 ลักษณะของ tank ที่ใช้ในแบบจำลองมีลักษณะที่แตกต่างกัน เช่น บริเวณที่ชุ่มชื้นประกอบด้วย tank 1 ชุด (ชุดละ 4 ใบ) เรียงตัวตามแนวตั้ง ส่วนบริเวณที่ไม่ชุ่มชื้นประกอบด้วย tank หลายชุด (ชุดละ 4 ใบ) เรียงตัวตามแนวขนานกัน ซึ่งหมายความว่าบริเวณนั้นมีการระเหยของน้ำสูง ในขณะที่การดูดซึมและการไหลที่ชั้นผิวดินมีน้อย

### 3.2 แบบจำลอง NAM (Nedbor – Afstrominga Model)

NAM model เป็นคำย่อของ “Nedbor – Afstrominga Model” ในภาษา Danish พัฒนาโดย Nielsen และ Hansen นักวิจัยของ Danish hydraulic Institute (1992) โดยจำลองกระบวนการเกิดน้ำฝนน้ำท่าในชนบท และจัดอยู่ในแบบจำลองประเภท lumped model โดยการกำหนดให้แต่ละลุ่มน้ำย่อยเป็นหนึ่งหน่วย ซึ่งค่าของพารามิเตอร์และตัวแปรที่ใช้เป็นค่าเฉลี่ยตัวแทนของกลุ่มน้ำนั้น ๆ โดยแนวความคิดของแบบจำลองเป็นการนำพื้นฐานทางกายภาพและสมการมาใช้ร่วมกัน ดังนั้นพารามิเตอร์บางตัวสามารถประมาณจากลักษณะกายภาพของกลุ่มน้ำ เช่น ความลาดชันของกลุ่มน้ำ ความลาดชันของแม่น้ำ ความหนาแน่นของแม่น้ำในกลุ่มน้ำ ลักษณะดิน ลักษณะชั้นดินและชนิดของพืชที่ปลูก อย่างไรก็ตามค่าตัวแปรที่เลือกใช้ได้มาจากการสอบเทียบแบบจำลองในช่วงเวลาที่ทำกรสอบเทียบ

### 3.3 แบบจำลอง SSARR (The Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation Model)

แบบจำลอง SSARR พัฒนาขึ้นโดย Mr.D.Speers แห่ง Corps of Engineers, Portland, Oregon, U.S.A. ใช้สำหรับพยากรณ์น้ำและการเตือนระดับน้ำในอ่างเก็บน้ำ ใช้ครั้งแรกเมื่อ พ.ศ. 2500 แบบจำลองนี้สามารถใช้กับลุ่มน้ำใด ๆ ก็ได้ที่มีค่าความเปลี่ยนแปลงของเวลา  $t$  อยู่ระหว่าง 0.1 ชั่วโมง กับ 1 วัน สามารถพยากรณ์ได้ 3 – 4 วันล่วงหน้า สำหรับเหตุการณ์ที่มีสาเหตุมาจากฝน และ 10 วัน สำหรับสาเหตุมาจากหิมะละลายและยังสามารถคาดหมายเหตุการณ์ต่างๆได้ 30 - 40 วัน ล่วงหน้า

ข้อมูลที่ใช้ประกอบด้วย ปริมาณน้ำฝน อุณหภูมิระดับต่าง ๆ ที่ทำให้หิมะละลาย พื้นที่ป่าไม้ที่ถูกหิมะปกคลุม น้ำระเหยประจำวัน จากถาดวัดการระเหย หรือค่าน้ำระเหยเฉลี่ยรายเดือน ตารางความสัมพันธ์ของระดับน้ำกับปริมาณน้ำ (rating table) บริเวณทะเลสาบหรืออ่างเก็บน้ำ ผลลัพธ์ที่ได้คือ ระดับน้ำหรือปริมาณน้ำในบริเวณทะเลสาบหรืออ่างเก็บน้ำ และ ปริมาณน้ำใน

บริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำ กราฟแสดงความสัมพันธ์ของปริมาณน้ำกับเวลา (hydrograph) และ ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาต่าง ๆ รายวัน

### 3.4 แบบจำลอง RIBAMAM (RBM – DOGGS)

แบบจำลอง RIBAMAM (RBM-DOGGS) ถูกพัฒนาขึ้นโดยบริษัท Hydraulic Research Limited เป็นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่จำลองการไหลของน้ำที่เป็นการไหลในหนึ่งมิติ (one dimension) และเป็นการไหลที่ไม่ทรงตัวมัน (unsteady flow) สามารถเปลี่ยนน้ำฝนให้เป็นน้ำท่า และ นำผลการไหลของกราฟน้ำท่าจากลุ่มน้ำย่อยมาทำการเคลื่อนตัว (routing) ผ่านโครงข่ายของลำน้ำและประเมินผลกระทบจากการที่มีอ่างเก็บน้ำ (reservoir) และ อาคารผันน้ำ (diversion) เข้ามาเกี่ยวข้อง โดยมีวิธีการหาความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่า 2 วิธี ได้แก่

3.4.1 แบบจำลองหาความสัมพันธ์ของน้ำฝนและน้ำท่า และข้อมูลของพื้นที่ลุ่มน้ำที่นำไปใช้กับบริเวณสหราชอาณาจักร (deriving rainfall / runoff และลุ่มน้ำ data for UK)

3.4.2 แบบจำลองหาความสัมพันธ์ของน้ำฝนและน้ำท่า และข้อมูลของพื้นที่ลุ่มน้ำที่นำไปใช้กับบริเวณภูมิภาคอื่น ๆ (deriving rainfall / runoff และลุ่มน้ำ data for other countries)

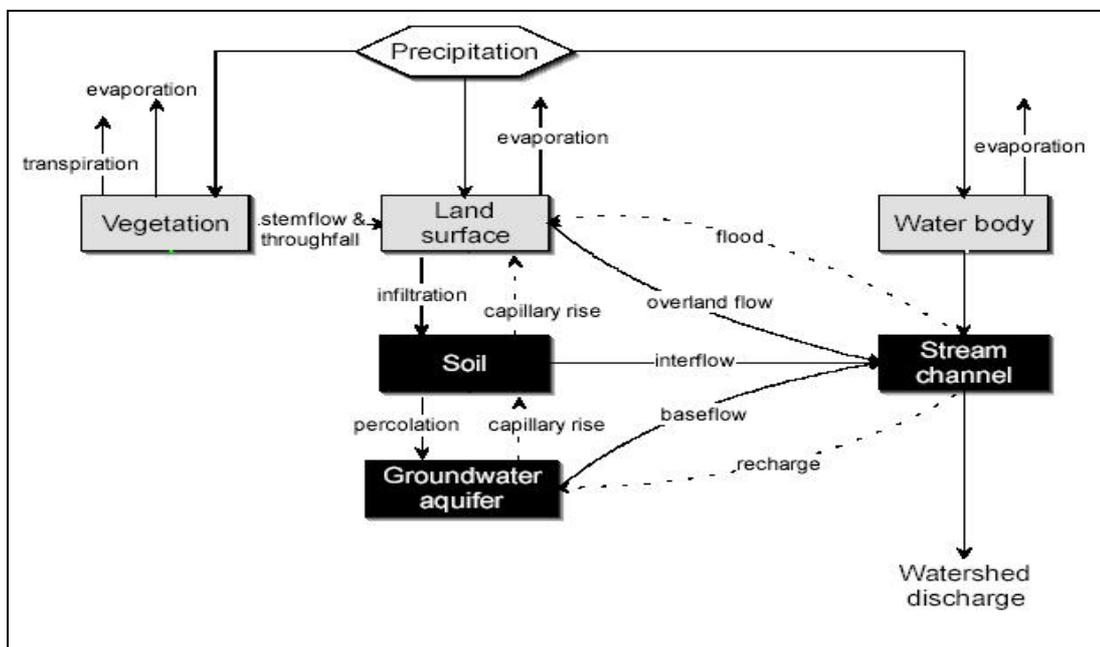
### 3.5 แบบจำลอง RORB

แบบจำลอง RORB เป็นแบบจำลองที่ใช้อย่างแพร่หลายในประเทศออสเตรเลีย เพื่อคำนวณหากราฟน้ำท่าวมจากข้อมูลฝน ออกแบบอ่างเก็บน้ำและหาการเคลื่อนที่ของน้ำท่าวมในลำน้ำ โดยทำการแบ่งลุ่มน้ำเป็นลุ่มน้ำย่อยซึ่งมีค่าระหว่าง 5 – 20 ลุ่มน้ำย่อย และมีความยาวไม่เกิน 1 ใน 3 ของความยาวทั้งหมด มีขนาดของพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยไม่เกิน 25 เปอร์เซ็นต์ ของพื้นที่ลุ่มน้ำทั้งหมด ใช้สมการ  $S = 3600 Kqm$  ในการหาค่า Storage โดยค่า  $m$  มีค่าอยู่ระหว่าง 0.60–1.00 และส่วนมากนิยมใช้ 0.80

#### 4. แบบจำลองที่ใช้ในการศึกษา แบบจำลอง HEC - HMS

##### 4.1 ลักษณะของแบบจำลอง

Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers (1998) ได้พัฒนาโปรแกรมคอมพิวเตอร์สำเร็จรูปแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ Hydrologic Modeling System (HEC-HMS) ขึ้นโดยร่วมกับศูนย์วิศวกรรมชลศาสตร์ HEC: 'Next-Generation Software Development Project' เมื่อเดือนมีนาคม ปี ค.ศ.1998 ซึ่งสามารถวิเคราะห์ความสัมพันธ์ปริมาณน้ำท่าที่มาจากน้ำฝน และขั้นตอนการไหลทั้งในสภาพทั่วไปและสภาพที่มีการควบคุม โปรแกรมแบบจำลองคณิตศาสตร์ HEC-HMS ประสบความสำเร็จและใช้งานแทนโปรแกรม HEC-1 ได้เป็นอย่างดี ซึ่ง HEC-HMS ได้รับการปรับปรุงประสิทธิภาพขึ้นมาจากโมดูล (module) หนึ่งใน HEC-1 และมีประสิทธิภาพเพิ่มขึ้นจากเดิม สำหรับการจำลองการกระจายตัวและเลียนแบบการไหลอย่างต่อเนื่อง HEC-HMS เป็นแบบจำลองทางอุทกศาสตร์ (hydrologic model) ที่สามารถจำลองการวิเคราะห์ ข้อมูลน้ำฝน และพื้นที่รับน้ำให้เป็นน้ำท่าและยังมีความสามารถต่าง ๆ ดังแสดงใน ภาพที่ 5 จำลองกราฟน้ำท่าในช่วงเวลานาน ๆ คำนวณการกระจายน้ำท่าในรูปแบบ grid cell ของพื้นที่รับน้ำฝน การเคลื่อนตัวของน้ำท่าผ่านลำน้ำ แม่น้ำ และอ่างเก็บน้ำ ผลกระทบจากอาคารชลศาสตร์ในระบบแม่น้ำ



ภาพที่ 5 แสดงรูปแบบการคำนวณน้ำท่าจากปริมาณน้ำฝน ในแบบจำลอง HEC - HMS

ที่มา: USACE (2000)

## 4.2 ความสามารถในแบบจำลอง HEC - HMS

4.2.1 คุณสมบัติของการเลือกลักษณะฝน (precipitation specification) ซึ่งสามารถอธิบายและตรวจสอบเหตุการณ์และความถี่ของฝน (frequency – base hypothetical precipitation) หรือเหตุการณ์ที่เป็นตัวแทนสูงสุดของฝนที่น่าจะเกิดขึ้นได้ตามสภาพที่กำหนด

4.2.2 แบบจำลองการสูญเสียน้ำ(loss model) ซึ่งสามารถคาดคะเนปริมาณน้ำท่าจากปริมาณน้ำฝน และ คุณสมบัติของพื้นที่รับน้ำ (watershed)

4.2.3 แบบจำลองการไหลผิวดิน (direct runoff model) ซึ่งจะแสดงการไหลบนผิวดิน (overland flow) การถูกเก็บกักไว้โดยพืช (interception) การเก็บกักในที่ต่ำ (depression storage) และการสูญเสียพลังงานของน้ำที่ไหลจากพื้นที่รับน้ำลงสู่แหล่งน้ำธรรมชาติ

4.2.4 แบบจำลองการเคลื่อนตัวทางชลศาสตร์ (hydrologic routing model) เป็นการแสดงการไหลของน้ำในแหล่งน้ำธรรมชาติ

4.2.5 แบบจำลองการไหลพื้นฐาน (base flow model) แสดงถึง สภาพธรรมชาติที่เกิดขึ้นที่ จุดบรรจบกันและแตกสาขาของแม่น้ำ

4.2.6 แบบจำลองการวัดอาคารบังคับน้ำ(water control measure)รวมถึงการเบี่ยงเบนจากอาคารบังคับน้ำ (diversion) และอ่างเก็บน้ำ (storage facility)

4.2.7 แบบจำลองการกระจายการไหล ใช้กับข้อมูลการกระจายตัวของฝน ข้อมูลดังกล่าวนั้นสามารถนำมาจากการเก็บข้อมูลอย่างละเอียด ของเรดาร์วัดภูมิอากาศ

4.2.8 แบบจำลองแสดงความต่อเนื่อง ของการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินอย่างต่อเนื่อง ใช้สำหรับการคำนวณสภาพของพื้นที่รับน้ำในระยะยาวดังแสดงในภาพที่ 6

4.2.9 การสอบเทียบแบบจำลองแบบอัตโนมัติ (auto calibration model) สามารถคาดคะเนค่าพารามิเตอร์ต่างๆ โดยวิธี optimization โดยการกำหนดสถานะเบื้องต้น และสภาพภูมิอากาศเบื้องต้นต่างๆ (hydro meteorological) ซึ่งแสดงขั้นตอนการสอบเทียบแบบจำลองไว้ในภาพที่ 7

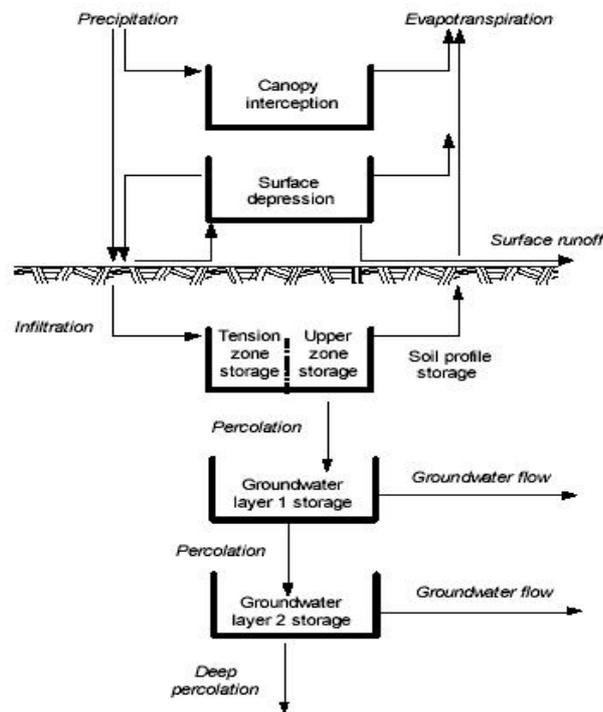
4.2.10 สามารถนำไปเชื่อมโยงกับฐานข้อมูล ซึ่งจะเก็บข้อมูลและเชื่อมโยงกับเครื่องมือการวิเคราะห์ที่อยู่ในรูปแบบต่าง ๆ ของ HEC และจากแหล่งข้อมูลอื่น ๆ

### 4.3 การคำนวณของแบบจำลอง

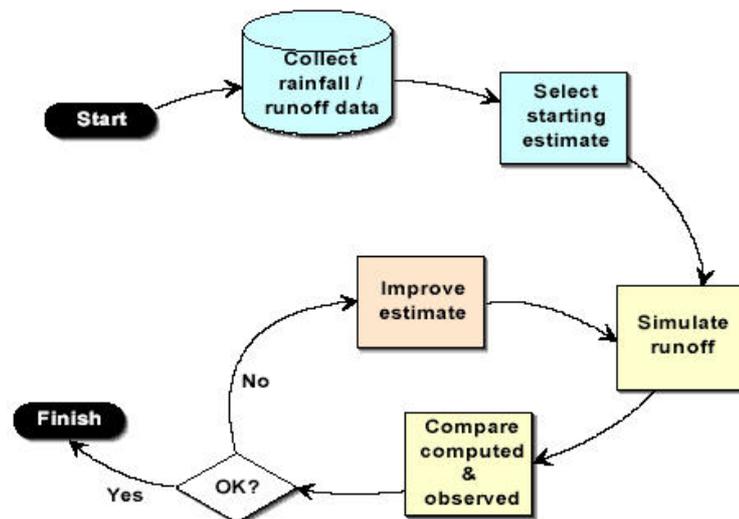
USACE (2000) ได้จำแนกการจำลองสภาวะการเกิดของน้ำท่าออกเป็น 4 ขั้นตอน คือ

#### 4.3.1 แบบจำลองการสูญเสียของน้ำท่า (Loss Models)

Chow *et al.* (1988) กล่าวว่า Soil Conservation Service (1972) ของประเทศสหรัฐอเมริกา ได้พัฒนาวิธีในการคำนวณการสูญเสียเริ่มแรกจากพายุฝน สำหรับพายุฝนทั้งหมด ความลึกของปริมาณฝนส่วนเกินหรือ Direct runoff ( $P_e$ ) การประมาณค่าน้ำฝนส่วนเกิน



**ภาพที่ 6** แสดงขั้นตอนการเปลี่ยนแปลงความชื้นในดินอย่างต่อเนื่อง ในแบบจำลอง HEC - HMS  
ที่มา: USACE (2000)



**ภาพที่ 7** แสดงขั้นตอนการสอบเทียบแบบจำลองแบบอัตโนมัติ (auto calibration model)  
ที่มา: USACE (2000)

จากการใช้ค่าสะสมของปริมาณน้ำฝน สิ่งปกคลุมดิน การใช้งานที่ดิน และความชื้นที่มีอยู่ในดิน ซึ่งในขั้นตอนนี้เป็นการจำลองการสูญเสีย ปริมาณน้ำท่าหรือเรียกว่า loss model การศึกษาในครั้งนี้ ใช้แบบจำลองหมายเลขโค้งน้ำท่าของ SCS จากสมการ (1)

$$P_c = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (1)$$

โดยที่	$P_c$	คือ	ปริมาณน้ำฝนส่วนเกินสะสมที่เวลา $t$
	$P$	คือ	ปริมาณน้ำฝนสะสมที่เวลา $t$
	$I_a$	คือ	ค่าสูญเสียเริ่มต้น
	$S$	คือ	ความสามารถการเก็บกักสูงสุด วัดได้จากความสามารถของพื้นที่รับน้ำในการสูญเสียและเก็บกักน้ำฝนไว้ จนกว่าค่าสะสมของปริมาณน้ำฝนมากกว่าค่าสูญเสียเริ่มต้นแล้วเกิดเป็นน้ำฝนส่วนเกินหรือเรียกว่าน้ำท่า ค่า $S$ จะมีค่าเป็นศูนย์

จากการวิเคราะห์ผลการทดลองของพื้นที่รับน้ำขนาดเล็ก SCS ได้กำหนดความสัมพันธ์ของ  $I_a$  และ  $S$  ไว้ดังสมการที่ 2

$$I_a = 0.2S \quad (2)$$

ดังนั้นค่าสะสมของน้ำฝนส่วนเกินที่เวลา  $t$  มีค่าดังสมการที่ 3

$$P_c = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (3)$$

ปริมาณน้ำฝนส่วนเกินที่เพิ่มขึ้นที่แต่ละช่วงเวลาคำนวณจากความแตกต่างของค่าสะสมส่วนเกิน ณ จุดสิ้นสุดและจุดเริ่มต้นของแต่ละช่วงเวลา ความสามารถในการเก็บกักสูงสุด ( $S$ ) และลักษณะของพื้นที่รับน้ำมีความเกี่ยวข้องกันผ่านทาง curve number หรือเรียกย่อ ๆ ว่า CN โดยที่

$$S = \frac{25400 - 254CN}{CN} \quad (4)$$

โดยที่ S มีหน่วยเป็นมิลลิเมตร และค่า curve number (CN) เป็นค่าที่กำหนดขึ้นเพื่อใช้แทนตัวแปร S โดยให้มีความสัมพันธ์กับชนิดของดิน (soil type) และลักษณะการใช้ดิน (land use) ซึ่งค่า CN นี้บอกถึงศักยภาพของการเกิดปริมาณน้ำท่าผิวดิน ถ้าค่า CN มีค่ามาก แสดงว่าศักยภาพในการไหลผิวดินสูง ค่า CN มีค่าอยู่ระหว่าง 0 ถึง 100 ความสัมพันธ์กับความลึกของน้ำท่าที่ปริมาณน้ำฝนต่าง ๆ ดังแสดงในตารางผนวกที่ ก1

Soil Conservation Service (1985) ยังกล่าวต่อไปอีกว่า จากความหมายทางกายภาพของ S หมายถึง ศักยภาพการสูญเสียสูงสุดที่เหลืออยู่ คือปริมาณของช่องโพรงดินที่เหลืออยู่ (available void storage) ซึ่งยังไม่ถูกแทนที่ด้วยน้ำนั่นเอง ดังนั้นเราจึงพบว่าค่า S มีค่ามากเมื่อความชื้นในดินต่ำ โดยค่า S มีค่ามากที่สุดเมื่อไม่มีค่าความชื้นในดินเลย เพื่อความง่ายและสะดวก SCS จึงกำหนดค่า CN ต่าง ๆ ที่แสดงในกราฟความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนและปริมาณน้ำท่า นั่น เป็นค่า CN ของพื้นที่ที่มีสภาพความชื้นก่อนหน้านั้น antecedent moisture condition (AMC) หมายถึง ปริมาณน้ำฝนสะสมทั้งหมดที่ตกก่อนหน้าพายุฝนที่พิจารณา 5 วัน และยังพิจารณาช่วงฤดูกาลเพาะปลูกของพืชด้วย โดยปกติอยู่ในระดับปานกลาง (AMC II) แต่ความชื้นที่แห้งกว่าปกติ (AMC I) หรือสภาพความชื้นที่สูงกว่าปกติ (AMC III) โดยการแบ่ง AMC เป็น 3 ชนิด ดังแสดงไว้ในตารางผนวกที่ ก2 ส่วนค่า CN สำหรับสภาพดังกล่าวสามารถคำนวณได้ ดังนี้

$$CN(AMC.I) = \frac{4.2 * CN(AMC.II)}{10 - 0.058 * CN(AMC.II)} \quad (5)$$

$$CN(AMC.III) = \frac{23 * CN(AMC.II)}{10 + 0.13 * CN(AMC.II)} \quad (6)$$

จากสมการที่ 5 และสมการที่ 6 คำนวณค่า CN ทั้ง 3 กรณี (AMC) ได้ดังแสดงในตารางผนวกที่ ก3

Soil Conservation Service (1985) ได้สรุปว่า ค่า CN จะมีความสัมพันธ์กับ ชนิดของดิน (Soil type) สภาพการใช้ที่ดิน (land use) ภาวะความชื้นของดิน (antecedent moisture conditions) และความลาดชันของพื้นที่ ถ้า CN มีค่ามากกว่า ศักยภาพในการเกิดน้ำท่าสูง กรณี  $Ia = 0.2S$  จะมีค่า CN ของพื้นที่ที่มีลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดินที่ต่าง ๆ กัน ซึ่งแบ่งพื้นที่ที่เป็นตัวเมือง พื้นที่เกษตรกรรมอื่น ๆ พื้นที่แห้งแล้งและ กึ่งแห้งแล้ง ดังแสดงในตารางผนวกที่ 4 และ ตารางผนวกที่ 5 โดยปกติประเภทของสิ่งปกคลุมดินได้จากการสำรวจภาคสนามและแผนที่การใช้ประโยชน์ที่ดินสภาพอุทกวิทยา (Hydrologic Condition) แบ่งออกเป็น 3 สภาพดังนี้

- 1) สภาพไม่ดี (poor) พืชปกคลุมพื้นที่น้อยกว่า 50 เปอร์เซ็นต์
- 2) สภาพพอใช้ (fair) พืชปกคลุมพื้นที่ระหว่าง 50 – 75 เปอร์เซ็นต์
- 3) สภาพดี (good) พืชปกคลุมพื้นที่มากกว่า 75 เปอร์เซ็นต์

โดยได้กำหนดชนิดของดินเป็น 4 ชุด โดยใช้อัตราการซึมที่แตกต่างกันเป็นเกณฑ์ดังนี้ (ตารางผนวกที่ 6)

ดินชุด A มีศักยภาพของปริมาณน้ำท่าต่ำ และอัตราการซึมลงดินสูง แม้จะได้น้ำตลอดเวลา ชั้นดินหนาลึก ประกอบด้วยทรายหรือกรวด ที่มีการระบายน้ำสูงและเร็วในอัตราการซึมมากกว่า 0.30 นิ้วต่อชั่วโมง

ดินชุด B มีอัตราการซึมลงดินปานกลางแม้ได้น้ำตลอดเวลา เป็นดินลึกลปานกลาง เนื้อดินละเอียดปานกลางถึงค่อนข้างหยาบ มีอัตราการซึม 0.15 ถึง 0.30 นิ้วต่อชั่วโมง

ดินชุด C มีอัตราการซึมลงดินต่ำ เมื่อได้น้ำตลอดเวลาประกอบด้วยดินที่มีชั้นดินตื้นน้ำซึ่งมีเนื้อดินละเอียด มีอัตราการซึม 0.05 ถึง 0.15 นิ้วต่อชั่วโมง

ดินชุด D มีศักยภาพของปริมาณน้ำท่าสูง มีอัตราการซึมลงดินต่ำ ขณะได้น้ำตลอดเวลาประกอบด้วยดินเหนียวเป็นส่วนใหญ่ โดยเฉพาะบริเวณใกล้ผิวหน้า ระดับน้ำใต้ดินจะอยู่สูงตลอดเวลา มีอัตราการซึมของน้ำ 0 ถึง 0.05 นิ้วต่อชั่วโมง

การประมาณค่า CN ของพื้นที่รับน้ำสามารถประมาณได้จากการใช้งานที่ดิน ประเภทของดิน ความชื้นเริ่มต้นที่มีในดิน โดยอาศัยตารางจาก SCS ในตารางผนวกที่ ก4 และ ตารางผนวกที่ ก7 ถึง ตารางผนวกที่ ก9 สำหรับพื้นที่รับน้ำที่ประกอบด้วยดินหลายประเภทหรือ การใช้งานที่ต่างกัน ผลรวมของ CN คำนวณได้จากสมการที่ 7

$$CN_{\text{COMPOSITE}} = \frac{\sum A_i CN_i}{\sum A_i} \quad (7)$$

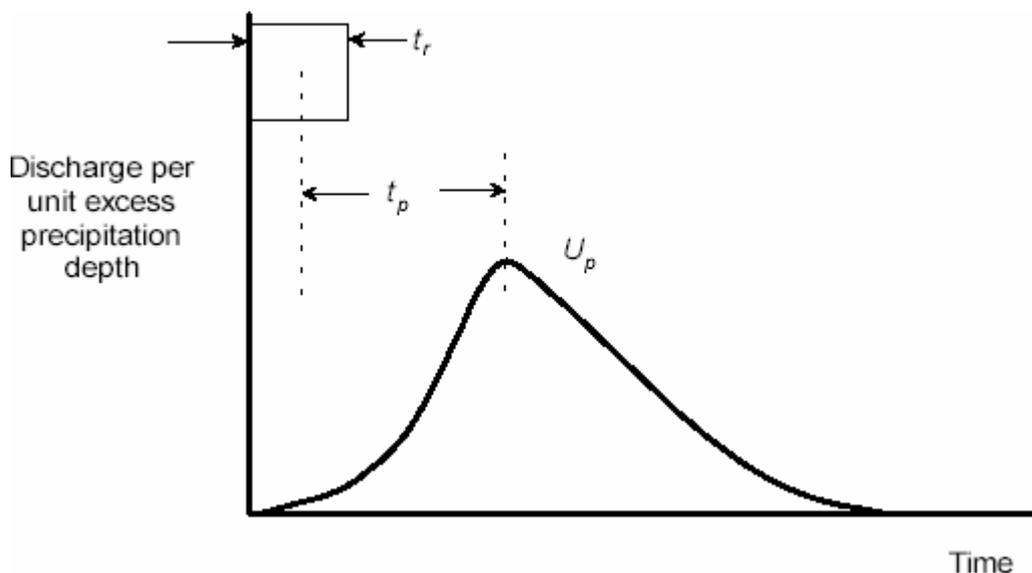
โดยที่  $CN_{\text{COMPOSITE}}$  คือ ค่า CN รวมของการคำนวณปริมาณน้ำท่าใน HEC-HMS  
 $i$  คือ ค่าดัชนีของพื้นที่รับน้ำย่อยที่มีดินชนิดเดียวกัน และมีการใช้งานที่ดินเหมือนกัน  
 $CN_i$  คือ ค่า CN สำหรับพื้นที่ย่อย  $i$   
 $A_i$  คือ พื้นที่ระบายน้ำของพื้นที่ย่อย  $i$

#### 4.3.2 การจำลองน้ำท่าที่ไหลบนผิวดิน (Models of direct runoff)

Snyder (1938) ได้กำหนด Lag ความแตกต่างของช่วงเวลาระหว่างเวลาที่เกิดค่าสูงสุด peak กับเวลาที่จุด centroid ของกราฟแสดงความเข้มของปริมาณฝนส่วนเกิน ดังภาพที่ 7 อัตราการไหลสูงสุด (peak flow) และพื้นฐานเวลารวม (total time base) เป็นตัวแปรสำคัญของ UH และกำหนด UH มาตรฐาน ของช่วงเวลาที่เกิดฝนหนึ่งครั้ง  $t_r$  สัมพันธ์กับ Lag และ  $t_p$  ดังสมการที่ 8

$$t_p = 5.5 * t_r \quad (8)$$

ดังนั้นถ้าทราบช่วงเวลาที่เกิดฝน สามารถหาค่า Lag และค่าสูงสุด (Peak) ได้ ถ้าช่วงเวลาของ UH ที่ต้องการมีค่าแตกต่างกับค่าในสมการที่ 8 ค่า Lag สามารถหาได้จากสมการที่ 9



**ภาพที่ 8** กราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่าของ Snyder

ที่มา: USACE (2000)

$$t_{pR} = t_p \frac{t_r t_R}{4} \quad (9)$$

โดยที่  $t_r$  คือ ช่วงเวลาของ UH ที่ต้องการ  
 $t_{pr}$  คือ Lag ของ UH ที่ต้องการ

ในกรณีปกติ Snyder (1938) ค้นพบว่า Lag ของ UH และค่าสูงสุดต่อหน่วยของ ปริมาณฝนส่วนเกินต่อพื้นที่ของพื้นที่รับน้ำมีความสัมพันธ์กันดังนี้

$$\frac{U_p}{A} = C \frac{C_p}{t_p} \quad (10)$$

โดยที่  $U_p$  คือ ค่าสูงสุดของ UH มาตรฐาน  
 $A$  คือ พื้นที่ของพื้นที่รับน้ำ  
 $C_p$  คือ สัมประสิทธิ์ค่าสูงสุดของ UH  
 $C$  คือ ค่าคงที่ในการแปลงหน่วย (2.75 สำหรับ SI และ 640 สำหรับฟุต-ปอนด์)

สำหรับช่วงเวลาอื่น ๆ ค่าสูงสุด  $Q_{pr}$  คำนวณได้จาก

$$\frac{U_{pR}}{A} = C \frac{C_p}{t_{pR}} \quad (11)$$

แบบจำลอง UH ของ Snyder ต้องการค่า Lag มาตรฐาน  $t_p$  และสัมประสิทธิ์  $C_p$  โปรแกรม HEC-HMS ได้กำหนดค่า  $t_{pr}$  ของสมการที่ 11 เท่ากับช่วงเวลาย่อย และแก้สมการที่ 9 เพื่อหาค่า Lag ของ UH ที่ต้องการ จากนั้นจึงแก้สมการที่ 11 เพื่อหาค่าสูงสุด Snyder ได้เสนอว่า ควรจะกำหนดความสัมพันธ์ของพื้นฐานเวลาของ UH และ HEC-HMS ได้ใช้ความสัมพันธ์ในการ คำนวณค่าสูงสุดและเวลาที่เกิด เพื่อหา UH จากนั้นจะหาค่าพื้นฐานเวลาและค่าในแต่ละจุด นอกเหนือจากจุดสูงสุดการประมาณค่าตัวแปรของแบบจำลอง UH ของ Snyder

Snyder (1938) เก็บข้อมูลฝนและน้ำท่าจากสถานีวัดน้ำ นำมาสร้าง UH ด้วย วิธีที่กล่าวมาแล้วกำหนดตัวแปรของ UH ที่ได้ สร้างความสัมพันธ์ของตัวแปรที่กำหนดไว้กับ คุณสมบัติที่สามารถวัดได้ของพื้นที่รับน้ำ สำหรับค่า Lag นั้น Snyder เสนอแนะว่า

$$t_p = CC_t (LL_c)^{0.3} \quad (12)$$

โดย $C_t$	คือ	สัมประสิทธิ์ของพื้นที่รับน้ำ
$L$	คือ	ความยาวของลำน้ำหลักจากทางออกถึงจุดแบ่ง
$L_c$	คือ	ความยาวของลำน้ำหลักจากทางออกถึงจุด centroid ของพื้นที่รับน้ำ
$C$	คือ	ค่าคงที่การแปลงหน่วย(0.75 สำหรับ SI และ 1.00 สำหรับฟุต-ปอนด์)

ค่า  $C_t$  ของสมการ 12 และ  $C_p$  ของสมการ 10 สามารถหาได้จากการ calibration จากรายงานของ Bedient และ Huber (2002) ค่า  $C_t$  ควรจะอยู่ระหว่าง 1.8-2.2 ถึงแม้ว่าค่านี้จะมีความแตกต่างกันมาก เช่น ในเขตภูเขาเท่ากับ 0.4 และอ่าวเม็กซิโกเท่ากับ 0.8 และค่า  $C_p$  อยู่ระหว่าง 0.4-0.8 โดยที่ค่า  $C_p$  มีค่ามากเมื่อ  $C_t$  มีค่าน้อย

อีกรูปแบบของการประมาณค่าตัวแปรเป็นของ Los Angeles District ตาม USACE (1994) ดังนี้

$$t_p = CC_t \left( \frac{LL_c}{\sqrt{S}} \right)^N \quad (13)$$

โดย S คือ ความชันทั้งหมดของลำน้ำที่ยาวที่สุดจากจุด Centroid ถึงของเขตของพื้นที่รับน้ำ

N คือ เลขยกกำลังโดยทั่วไปมีค่า 0.33

หรือมีการกำหนด  $t_p$  มีความสัมพันธ์กับ  $t_c$  (watershed time of concentration คือเวลาของการไหลที่จุดต่าง ๆ ในพื้นที่ถึงทางออก) โดยกำหนด  $t_p$  มีค่า 50–75 % ของ  $t_c$

#### 4.3.3 การจำลองการไหลพื้นฐาน (models of baseflow)

การไหลของน้ำท่าในลำน้ำ (stream Flow) สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ส่วนใหญ่ ๆ คือ น้ำท่าผิวดิน (direct runoff) จากฝนและการไหลพื้นฐาน (base flow) การไหลพื้นฐานเป็นการรักษาน้ำท่าที่ค้างอยู่ชั่วคราวในพื้นที่รับน้ำจากฝนที่ผ่านไปแล้วไว้รวมถึงน้ำท่าใต้ดิน (subsurface runoff) ที่คงเหลือจากพายุฝนที่ผ่านไปแล้ว

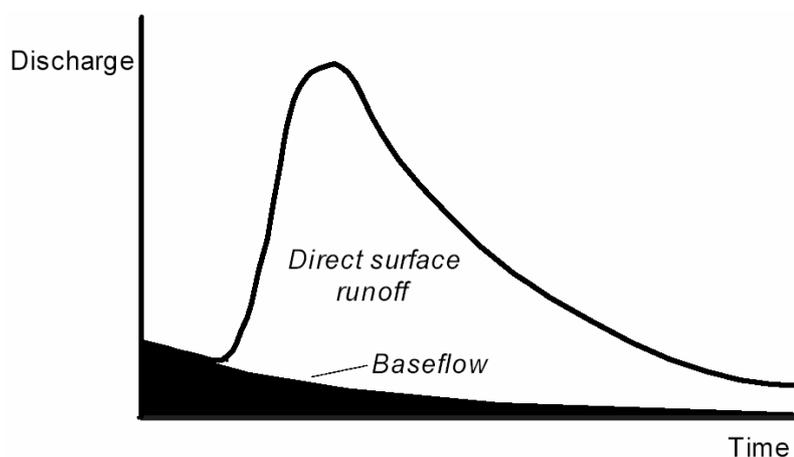
Chow *et al.* (1988) กล่าวว่า การจำลองการไหลพื้นฐานวิธีการถดถอย มักใช้ในการอธิบายการระบายน้ำจากระบบเก็บกักตามธรรมชาติในพื้นที่ลุ่มน้ำ โดยการหาความสัมพันธ์ดังต่อไปนี้

$$Q_t = Q_0 k^t \quad (14)$$

เมื่อ  $Q_t$  คือ ปริมาณการไหลพื้นฐาน ที่เวลา  $t$  ใด ๆ

$Q_0$  คือ ปริมาณการไหลพื้นฐานเริ่มต้น (ที่เวลา  $t = 0$ )

K คือ เลขคงที่ยกกำลัง



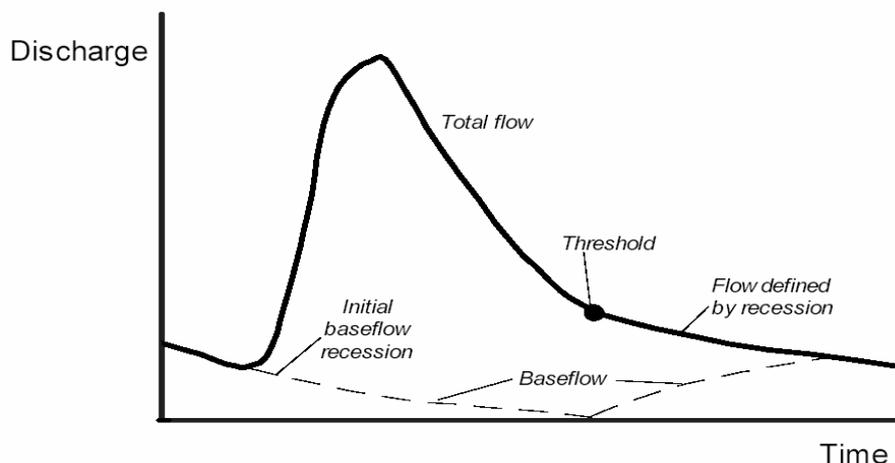
**ภาพที่ 9** initial base flow recession

ที่มา: USACE (2000)

จากภาพที่ 9 พื้นที่ที่สีดำ เป็นตัวแทนของการไหลพื้นฐาน ซึ่งมีการลดลงแบบยกกำลังจากปริมาณเริ่มต้น ปริมาณการไหลทั้งหมด คือ ผลรวมของการไหลพื้นฐานและการไหลของน้ำท่าผิวดิน

ในโปรแกรม HEC-HMS ค่า  $k$  คือ อัตราส่วนระหว่างการไหลพื้นฐานที่เวลา  $t$  กับการไหลพื้นฐานของวันที่ผ่านมาแล้ว การไหลพื้นฐานเริ่มต้น  $Q_0$  เป็นสถานะเริ่มต้นของแบบจำลองสามารถกำหนดเป็นอัตราการไหล ( $m^3/s$ ) หรือ ปริมาณการไหลต่อหน่วยพื้นที่ ( $m^3/s/km^2$ )

แบบจำลองการไหลพื้นฐานสามารถกำหนดให้เริ่มต้นพร้อมพายุหรือหลังจากเกิดพายุ ในลักษณะของการไหลได้ผิวดิน ดังแสดงในภาพที่ 10 หลังจากน้ำท่าผิวดินมีค่าสูงสุด ค่าอัตราการไหล threshold ที่ผู้ใช้กำหนดเป็นเวลาที่เป็นแบบจำลองการถดถอยในสมการ 14 การกำหนดปริมาณการไหลทั้งหมด (total flow) ที่จุด threshold นั้นแสดงถึงค่าอัตราการไหลในรูปของอัตราส่วนจุดสูงสุดเป็น 0.10 และคำนวณปริมาณการไหลสูงสุดได้  $1,000 m^3/s$  ดังนั้น อัตราการไหล threshold มีค่า  $100 m^3/s$  อัตราการไหลได้ผิวดินจะคำนวณได้จากสมการที่ 14 ด้วยค่า  $Q_0$  เท่ากับ threshold ที่กำหนด



**ภาพที่ 10** กราฟ baseflow model illustration

ที่มา: USACE (2000)

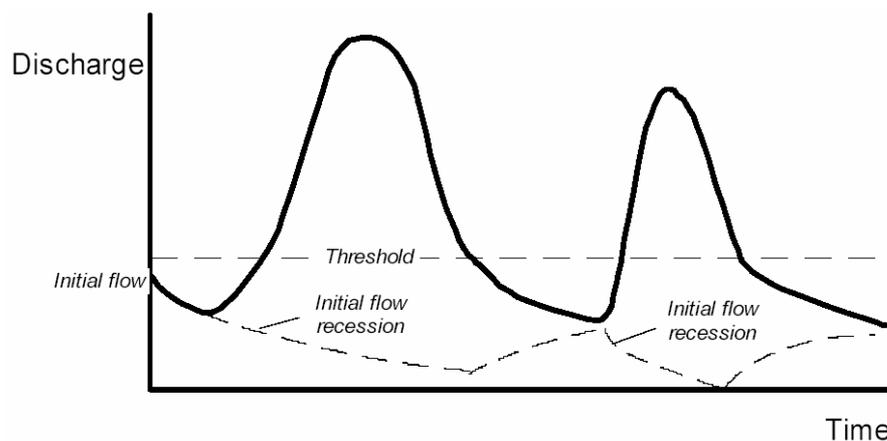
ที่จุดอัตราการไหล threshold การไหลพื้นฐานถูกกำหนดจากการถดถอยของการไหลพื้นฐานเริ่มต้น หลังจากนั้นไม่คำนวณการไหลพื้นฐานผิวดิน แต่หาค่าจากอัตราการไหลที่ถดถอยลงของน้ำท่าผิวดิน จนกระทั่ง น้ำท่าผิวดินมีค่าเท่ากับศูนย์ ซึ่งฝนได้ผ่านออกไปจากพื้นที่รับน้ำแล้ว อัตราการไหลรวม (total flow) และการไหลพื้นฐานมีค่าเท่ากัน

หลังจากเกิดการไหล threshold ปริมาณการไหลของน้ำท่าคำนวณจากแบบจำลองการถดถอยเท่านั้น ยกเว้นผลรวมของน้ำท่า และการไหลพื้นฐานเริ่มต้นมีค่าสูงกว่าค่า threshold ซึ่งเกิดในกรณีที่ฝนเกิดตามหลังมาทำให้กราฟน้ำท่ามีค่าเพิ่มขึ้นอีกครั้งในกรณีนี้อัตราการไหลที่เพิ่มขึ้นครั้งที่สองนี้ คำนวณจากการนำน้ำท่าผิวดินมารวมเข้าด้วยกันกับปริมาณที่เริ่มต้นถดถอย ดังภาพที่ 11

#### 4.3.4 การจำลองการไหลตามลำน้ำ (models of channel flow)

วีระพล (2528) กล่าวว่า เมื่อทราบข้อมูลเกี่ยวกับคุณลักษณะ ของ storage และ input หรือ inflow hydrograph วิธีการ flood routing สามารถแบ่งออกเป็น 2 วิธีด้วยกันคือ reservoir routing และ stream flow หรือ channel routing สำหรับ reservoir routing เป็นวิธีการที่ใช้ในการศึกษาเกี่ยวกับผลกระทบของปริมาตรการเก็บกักของอ่างเก็บน้ำ ต่อรูปร่างของกราฟน้ำท่าที่ไหล

เข้าสู่อ่าง และไหลออกจากอ่างเก็บน้ำในเวลาต่อมา ส่วน stream flow routing นั้นเป็นเทคนิคที่ใช้ในการศึกษาผลการเปลี่ยนรูปร่างกราฟน้ำท่าของ flood wave เมื่อเคลื่อนตัวไปทางด้านท้ายน้ำ



**ภาพที่ 11** recession with multiple runoff peaks

ที่มา: USACE (2000)

Chow *et al.* (1988) กล่าวว่า ในการวิเคราะห์การเคลื่อนที่ของน้ำท่านั้น สามารถกระทำได้ 2 วิธีใหญ่ ๆ คือ วิธีการเคลื่อนตัวของระบบแบบลัมพ์ (lumped system routing) และวิธีการเคลื่อนที่ของระบบแบบดิสตริบิวท์ (distributed system routing)

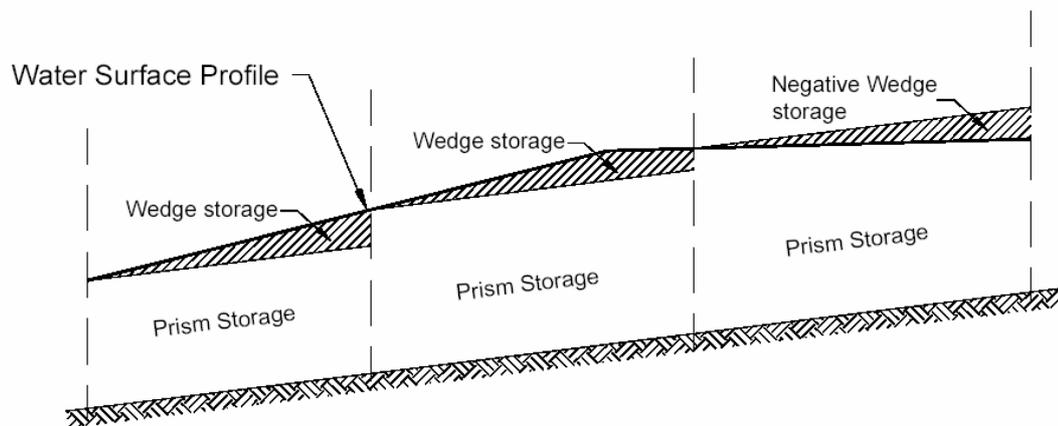
1) วิธีการเคลื่อนที่ของระบบแบบลัมพ์ (lumped system routing) หมายถึงการเคลื่อนที่ทางอุทกวิทยา (hydrologic routing) โดยแบบจำลองของระบบ (a lumped system model) นั้น น้ำท่าถูกคำนวณให้เป็นฟังก์ชันของเวลาเพียงอย่างเดียว ณ จุดที่พิจารณา

2) วิธีการเคลื่อนที่ของระบบแบบดิสตริบิวท์ (distributed system routing) หมายถึงการเคลื่อนที่ทางชลศาสตร์ (hydraulic routing) โดยแบบจำลองของระบบ (distributed system model) นั้น น้ำท่าถูกคำนวณให้เป็นฟังก์ชันของเวลา (time) และ สถานที่ (space)

USACE (2000) ได้อธิบายวิธีการเคลื่อนตัวของระบบแบบลัมพ์ โดยวิธีของ muskingum ว่าเป็นวิธีที่ใช้กันแพร่หลายและง่าย แบบจำลองอยู่บนพื้นฐานการแก้ปัญหาจากรูปแบบดังต่อไปนี้ของ สมการ continuity

$$\left(\frac{I_{t-1} + I_t}{2}\right) - \left(\frac{O_{t-2} + O_t}{2}\right) = \left(\frac{S_t - S_{t-1}}{\Delta t}\right) \quad (15)$$

การเก็บกักในลุ่มน้ำเป็นแบบจำลองที่คล้ายกับการรวมของ prism storage และ wedge storage โดยที่ prism storage เป็นปริมาตรที่หาโดย steady flow water surface profile ในขณะที่ wedge storage เป็นการเพิ่มปริมาตรโดยภายใต้ภาพตัด ของคลื่นน้ำท่วม (flood wave) ระหว่างช่วงการขึ้นของน้ำท่วม wedge storage ถูกเพิ่มเข้าไปที่ prism storage ระหว่างช่วงการตกของน้ำท่วม wedge storage เป็นลบและถูกหักออกจาก prism storage (ภาพที่12)



**ภาพที่ 12** ปริมาตรในส่วน wedge storage

ที่มา: USACE (2000)

ปริมาตรของ prism storage เป็นอัตราการไหลออก(O) คูณกับช่วงระยะเวลาที่จะถึง reach (K) ปริมาตรของ wedge storage เป็นน้ำหนักรที่แตกต่างระหว่างการไหลเข้าและการไหลออกคูณกับช่วงเวลาที่เข้าจะถึง reach (K) ดังนั้น แบบจำลอง Muskingum เพื่อหาการเก็บกักเท่ากับ

$$S_t = KO_t + KX(I_t - O_t) = K[XI_t + (1-X)O_t] \quad (16)$$

โดยที่ K คือ ช่วงเวลาของคลื่นน้ำท่วมที่ไปถึงเส้นทาง reach  
X คือ ช่วงน้ำหนัก ( $0 < X < 0.5$ )

ค่า  $X_i + (1-X)O_i$  เป็นน้ำหนักการไหล ถ้าการเก็บกักในลุ่มน้ำถูกควบคุมโดยสภาพ downstream control ดังนั้น การเก็บกักและการไหลออกมีความสัมพันธ์กันมาก เช่น ในกรณี X เท่ากับ 0 สมการที่ 16 จะได้  $S = KO$  ถ้า  $X = 0.5$  คือค่าการไหลออกและไหลเข้ามีน้ำหนักเท่ากัน และผลที่ได้คือคลื่นที่เพิ่มขึ้นอย่างสม่ำเสมอ ซึ่งไม่ทำให้น้อยลงในขณะที่มีการเคลื่อนที่ลงไปตามด้านท้ายน้ำ

## 5. การศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่าที่ผ่านมา

วีระชัย (2530) ศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝน-น้ำท่า ของสถานีวัดน้ำท่าจำนวน 7 สถานี ภายในลุ่มน้ำป่าสัก มีพื้นที่ลุ่มน้ำไม่เกิน 1,000 ตารางกิโลเมตร โดยใช้แบบจำลองถัง (tank model) พบว่าแบบจำลอง tank สามารถนำมาใช้ประมาณปริมาณน้ำท่าจากสถิติน้ำฝนได้ดี ค่าข้อมูลน้ำท่าจากการวัดและปริมาณน้ำท่าจากการคำนวณมีความสัมพันธ์กันอย่างมีนัยสำคัญ ความเชื่อมั่น 99.9 เปอร์เซ็นต์ และให้ข้อเสนอแนะว่าปัญหาสำคัญในการทำแบบจำลอง tank คือ การกำหนดค่าคงที่ในแบบจำลองให้เหมาะสมซึ่งค่าคงที่เหล่านี้มีจำนวนมากถึง 19 ตัว

สุพัฒน์ (2533) ได้ทำการศึกษาผลกระทบของปัจจัยทางชีวภาพต่อปริมาณน้ำท่าและตะกอนแขวนลอยในลุ่มน้ำชี ซึ่งมีเนื้อที่ 43,100 ตารางกิโลเมตร สร้างสมการความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำท่า และตะกอนแขวนลอย ต่อการใช้ที่ดิน จากการประยุกต์ปริมาณน้ำท่าและตะกอนดังกล่าวพบว่าเมื่อพื้นที่ลุ่มน้ำมีพื้นที่ป่า 100 เปอร์เซ็นต์ จะได้ปริมาณน้ำท่า 7,150 ลูกบาศก์เมตร คิดเป็น 13.92 เปอร์เซ็นต์ ของปริมาณน้ำฝน เมื่อป่าไม้ลดลงโดยการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์คือป่าไม้ลดลงทุกๆ 10 เปอร์เซ็นต์ จะทำให้ปริมาณน้ำท่าเพิ่มขึ้น 0.07 เปอร์เซ็นต์ ของปริมาณน้ำฝน และในกรณีที่มืออ่างเก็บน้ำปริมาณน้ำท่าจะเพิ่มขึ้นในฤดูฝนและฤดูแล้ง ส่วนกรณีที่ไม่มืออ่างเก็บน้ำปริมาณน้ำท่าจะเพิ่มขึ้น ในฤดูฝนเท่านั้น

อวิรุทธ์ (2538) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนกับน้ำท่าของลุ่มน้ำบางปะกงโดยใช้แบบจำลอง RIBAMAN ซึ่งการจำลองหาความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนกับน้ำท่าที่เหมาะสมนั้นผลการจำลองอัตราการไหลเปรียบเทียบกับข้อมูลที่วัดจริงในสนามพบว่าค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์

ระหว่าง ผลอัตราการไหลสูงสุดและเวลาที่เกิดอัตราการไหลสูงสุด มีค่าอยู่ระหว่าง 0.852 -0.997 0.960-0.995 และ 0.868-0.997 ตามลำดับ

นุชนารด (2540) ได้ศึกษาสภาวะการน้ำท่วมของกลุ่มน้ำปิงตอนบน โดยการประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE 11 เพื่อจำลองสภาวะการเกิดอุทกภัยในพื้นที่ลุ่มน้ำปิงตอนบน ตั้งแต่อำเภอเชียงดาว จังหวัดเชียงใหม่ จนถึงเขื่อนภูมิพล อำเภอสามเงา จังหวัดตาก โดยการศึกษาได้วิเคราะห์เหตุการณ์ที่เกิดขึ้น จากการสอบเทียบแบบจำลองแสดงให้เห็นว่ากราฟน้ำหลากจากการวิเคราะห์โดยแบบจำลองคณิตศาสตร์ MIKE 11 เข้ากันได้ดีกับกราฟน้ำหลากที่ได้จากการจดบันทึก และผลการสอบเทียบแบบจำลองทำให้สามารถประเมินค่าสัมประสิทธิ์ความเสียดทาน (roughness coefficient) หรือค่า Manning's n ทั้งในแม่น้ำและทุ่งน้ำท่วม โดยได้นำไปประยุกต์ใช้ในการศึกษาแนวทางการป้องกัน และ แผนการบรรเทาอุทกภัย

ณัฐ (2542) ได้ทำการศึกษาวิเคราะห์หมายเลขเส้นโค้งน้ำท่าของ SCS ของแต่ละอำเภอในประเทศไทยเพื่อรวบรวมและจัดการกับฐานข้อมูลของกรมพัฒนาที่ดินจังหวัดใหม่ โดยค่าหมายเลขเส้นโค้งน้ำท่าและ กราฟหมายเลขเส้นโค้งน้ำท่าที่ได้จากการศึกษาครั้งนี้ทั้งหมด 810 อำเภอจาก 75 จังหวัดโดยข้อมูลและกราฟเส้นโค้งน้ำท่าที่ได้นำมาจัดทำเป็นฐานข้อมูลใน Microsoft access เพื่อสะดวกในการใช้งานและแสดงผล

ยุพิน (2542) ทำการจำลองสภาพน้ำฝน-น้ำท่า โดยใช้แบบจำลอง NAM ที่สถานีวัดน้ำท่า ลุ่มน้ำบางปะกง 5 สถานี ซึ่งลุ่มน้ำบางปะกงมีขนาดพื้นที่ลุ่มน้ำ 18,807 ตารางกิโลเมตร ลักษณะภูมิประเทศของพื้นที่ต้นน้ำและตอนกลางเป็นภูเขาและเป็นที่สูง ส่วนตอนล่างอยู่ภายใต้อิทธิพลจากน้ำขึ้น-น้ำลง ของน้ำทะเล ตัวเมืองสำคัญ ๆ และพื้นที่เกษตรกรรมที่ตั้งอยู่บริเวณตอนกลางและตอนล่างและพื้นที่ที่อยู่ใกล้ลำน้ำ มักเกิดปัญหาน้ำท่วมในฤดูน้ำหลากอยู่เสมอ ผลการศึกษาเทียบมาตรฐานแบบจำลอง พบว่า ผลภาพน้ำท่าที่ได้จากแบบจำลองและที่เกิดขึ้นจริง ณ สถานีวัดน้ำท่า KGT 13 สอดคล้องกันมากที่สุด มีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์ (r) อยู่ในช่วง 0.76-0.97 และผลการศึกษาความอ่อนไหวของพารามิเตอร์พบว่าค่าความจุผิวดินสูงสุด (Umax) ค่าความจุในชั้นดินสูงสุด (Lmax) ค่าสัมประสิทธิ์การไหลบนผิวดิน ( $Q_{OF}$ ) และค่าพารามิเตอร์ของการเคลื่อนตัวของน้ำ ( $CK_1$   $CK_2$ ) มีผลต่อการจำลองสภาพน้ำท่าทั้งอัตราการไหลสูงสุด และปริมาณน้ำท่า โดยเฉพาะค่า  $CK_1$  และ  $CK_2$  จะมีผลต่อเวลาการเกิดน้ำท่าสูงสุด

สุภาวดี (2544) ได้ศึกษาหาแนวโน้มปริมาณน้ำที่ไหลลงอ่างเก็บน้ำสำคัญของประเทศไทย โดยได้ทำการทดสอบแบบไม่ใช้พารามิเตอร์ 5 วิธี และการทดสอบแบบใช้พารามิเตอร์ 3 วิธี และทำการตรวจสอบอนุกรมเวลาโดยวิธี Box and Jenkins การศึกษาพบว่า การทดสอบแนวโน้มแบบใช้พารามิเตอร์ ต้องใช้ข้อมูลจำนวนมาก ๆ และให้ผลการทดสอบที่คล้ายกัน มีความคาดเคลื่อนน้อย และการทดสอบแนวโน้มแบบไม่ใช้พารามิเตอร์ทำงานง่ายแต่ให้ผลที่ต่างกันตามวิธีการทดสอบ

กานดา (2545) ได้ศึกษาหาค่าพารามิเตอร์ที่เหมาะสมของแบบจำลอง NAM สำหรับสถานีวัดน้ำท่าต่างๆ โดยใช้ NAM สำหรับการประเมินน้ำท่ารายวัน การเปรียบเทียบแบบจำลองนั้นกระทำโดยการเปรียบเทียบกราฟน้ำท่าจากการประเมินโดยแบบจำลอง NAM กับกราฟน้ำท่าที่ได้จากข้อมูลทำการตรวจวัด โดยทำการศึกษาทั้งสิ้น 11 สถานีวัดน้ำท่า ซึ่งมีพื้นที่รับน้ำฝนระหว่าง 35-4,840 ตร.กม. ผลการเปรียบเทียบพบว่ากราฟน้ำท่าที่ได้จากแบบจำลอง NAM มีค่าใกล้เคียงกัน โดยมีค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เฉลี่ย 0.82 ซึ่งผลการศึกษาได้ค่าพารามิเตอร์ที่สามารถนำมาใช้ประโยชน์ในการใช้งานแบบจำลอง

ธีรพันธ์ (2545) ได้ประยุกต์ใช้แบบจำลอง MIKE 11 ในการศึกษาสภาพน้ำท่วมในลำพังชู และลำน้ำสาขา จากการศึกษาแบบจำลองอุทกพลศาสตร์ได้ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระ (Manning's n) ในลำน้ำมีค่าอยู่ระหว่าง 0.025-0.035 และในทุ่งน้ำท่วมมีค่าเท่ากับ 0.06 จากนั้นนำค่าพารามิเตอร์ที่ได้มาประกอบการศึกษาสภาพน้ำท่วมสำหรับรอบปีการเกิดซ้ำ 2 5 10 50 และ 100 ปี ในการวิเคราะห์ปริมาณน้ำหลากที่จุดควบคุมด้านเหนือน้ำและการไหลเข้าด้านข้าง ได้พิจารณาใช้การแจกแจงความถี่ปริมาณฝนสูงสุดรายปี ด้วยวิธีกัมเบล สำหรับช่วงเวลาฝนตก 1 วัน ถึง 5 วัน ในแต่ละรอบปีการเกิดซ้ำ และนำมาประเมินกราฟน้ำท่าโดยแบบจำลองย่อยกราฟหนึ่งหน่วยน้ำท่า

วงศ์สถิตย์ (2545) ศึกษาคุณลักษณะทางอุทกศาสตร์ของกลุ่มน้ำมูลโดยใช้แบบจำลอง HEC-HMS ซึ่งกลุ่มน้ำมูลถือเป็นลุ่มน้ำขนาดใหญ่ โดยมีพื้นที่ลุ่มน้ำ 69,000 ตารางกิโลเมตร การศึกษาได้ทำการแบ่งเป็นลุ่มน้ำย่อย และใช้ข้อมูลฝนรายวัน ข้อมูลน้ำท่ารายวัน และข้อมูลลักษณะลุ่มน้ำ ทำการจำลองการสูญเสียน้ำท่าด้วยวิธี The SCS curve number จำลองการไหลผิวดินโดยวิธี the SCS unit hydrograph recession และทำการเปรียบเทียบความถูกต้องของแบบจำลองโดยวิธี optimization และวิธี trial & error ผลการศึกษาพบว่าในแบบจำลองการสูญเสียน้ำท่า (loss model) ได้ค่าหมายเลขโค้งน้ำท่า (CN) ในแต่ละลุ่มน้ำย่อยของกลุ่มน้ำมูลมีค่าอยู่ในช่วง 69-78 ค่าเฉลี่ยอยู่ที่ 73 ค่าการสูญเสียเริ่มต้น (initial abstraction) มีค่าอยู่ในช่วง 15.0-38.0

ค่าเฉลี่ยเท่ากับ 22.7 ค่าช่วงระยะเวลาการตอบสนองลุ่มน้ำ (SCS Lag) อยู่ในช่วง 4,715-18,600 นาที ค่าเฉลี่ยเท่ากับ 8,772 นาที ส่วนในแบบจำลองการไหลพื้นฐาน (base flow model) ได้ค่าจุดเริ่มต้นการลดลง (initial flow) อยู่ในช่วง 0.10-0.12 ลูกบาศก์เมตร มีค่าเฉลี่ยทั้งลุ่มน้ำเท่ากับ 0.11 ลูกบาศก์เมตร ค่าอัตราส่วนการลดลง (recession ratio) มีค่าอยู่ในช่วง 0.82-0.88 ลูกบาศก์เมตร มีค่าเฉลี่ยทั้งลุ่มน้ำเท่ากับ 0.85 ลูกบาศก์เมตร ค่าจุดเริ่มต้นการไหลพื้นฐาน (threshold Flow) ช่วงขาลง มีค่าอยู่ในช่วง 10.0 ถึง 11.0 ลูกบาศก์เมตร ค่าเฉลี่ยทั้งลุ่มน้ำ 10.5 ลูกบาศก์เมตร และในแบบจำลองการเคลื่อนตัวในลำน้ำ โดยวิธี muskingum พบว่าค่าช่วงเวลาการเคลื่อนตัวของคลื่นน้ำท่วมผ่านช่วงลำน้ำที่พิจารณา (K) มีค่าในช่วง 12 -60 ค่าเฉลี่ยทั้งลุ่มน้ำมูลเท่ากับ 31.72 และค่าคงที่ของ muskingum (X) มีค่า 0.12-0.30 ค่าเฉลี่ยทั้งลุ่มน้ำเท่ากับ 0.19 ซึ่งผลพิสูจน์ของแบบจำลองโดยเปรียบเทียบค่ากราฟปริมาณการไหลของน้ำท่า พบเปอร์เซ็นต์ความคลาดเคลื่อนเฉลี่ย R-square อยู่ในช่วง 0.92 ซึ่งอยู่ในเกณฑ์ที่ยอมรับได้ จึงสามารถนำค่าพารามิเตอร์ที่ได้จากการปรับเทียบไปใช้ศึกษาลักษณะทางอุทกศาสตร์ของลุ่มน้ำมูลต่อไปได้

ชัยวัฒน์ (2546) ทำการศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างน้ำฝนและน้ำท่าในลุ่มน้ำภาชี โดยใช้แบบจำลอง HEC-HMS และแบบจำลอง TOP โดยลุ่มน้ำภาชีมีขนาดพื้นที่รับน้ำประมาณ 2,560 ตารางกิโลเมตร ประกอบไปด้วยพื้นที่ภูเขาและเทือกเขาสูงประมาณ 46.7 เปอร์เซ็นต์ พื้นที่เนินเขา 29.6 เปอร์เซ็นต์ และพื้นที่ราบน้ำท่วม 23.7 เปอร์เซ็นต์โดยมีความลาดชันแม่น้ำภาชีประมาณ 0.56 เปอร์เซ็นต์ จากการศึกษาพบว่าค่าความเหมาะสมของแบบจำลองได้ค่าประสิทธิภาพของ Nash และ Sutcliff ของแบบจำลอง HEC-HMS มีค่าเท่ากับ 71.4 และ 24.9 เปอร์เซ็นต์ และในแบบจำลอง TOP มีค่า 83 และ 17 เปอร์เซ็นต์ สำหรับเหตุการณ์เดี่ยวและเหตุการณ์ต่อเนื่องตามลำดับ ซึ่งผลสำหรับเหตุการณ์เดี่ยวให้ผลที่ดีกว่าการใช้งานแบบเหตุการณ์ต่อเนื่อง ดังนั้นการใช้งานแบบเหตุการณ์ต่อเนื่องควรใช้ในกรณีที่ลุ่มน้ำมีขนาดเล็กและมีข้อมูลลักษณะทางกายภาพที่แน่นอน เมื่อพิจารณากราฟน้ำท่าจากการคำนวณเปรียบเทียบกับค่าจริง พบว่าแบบจำลอง TOP จะได้ผลลัพธ์ที่ดีกว่าแบบจำลอง HEC-HMS ทั้งเหตุการณ์เดี่ยวและเหตุการณ์ต่อเนื่อง จึงถือว่าแบบจำลอง TOP อาจเหมาะสมในการใช้งานกับลุ่มน้ำลำภาชีมากกว่า เนื่องจากแบบจำลอง TOP นำลักษณะทางกายภาพมาพิจารณาในการหาค่าพารามิเตอร์ด้วย นอกจากนี้ยังให้ข้อเสนอแนะในการนำแบบจำลองดังกล่าวไปใช้ว่า ควรแบ่งลุ่มน้ำย่อยให้มีขนาดเล็กลงอีก และควรมีสถานีตรวจวัดข้อมูลในลุ่มน้ำเพิ่มขึ้น และควรเป็นแบบอัตโนมัติถ้าเป็นไปได้ เนื่องจากลักษณะภูมิประเทศส่วนใหญ่ของลุ่มน้ำลำภาชีมีความลาดชันสูง

เกษม (2548) ได้ศึกษาสภาพอุทกวิทยาของกลุ่มน้ำน่าน โดยใช้แบบจำลองคณิตศาสตร์ HEC-HMS มีวัตถุประสงค์เพื่อประเมินปริมาณน้ำท่ารายวันที่มีความต่อเนื่องตลอดทั้งลุ่มน้ำ พร้อมทั้งหาค่าพารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้องต่างๆ ในลุ่มน้ำน่าน โดยการใช้แบบจำลองคณิตศาสตร์ HEC-HMS โดยข้อมูลป้อนเข้าของแบบจำลองประกอบด้วยข้อมูลน้ำฝนรายวัน ข้อมูลปริมาณการระเหยรายเดือน และ ค่าเงื่อนไขเริ่มต้นของแบบจำลอง โดยการเปรียบเทียบกราฟน้ำท่าที่ได้จากการประเมินกับน้ำท่าที่ได้จากการตรวจวัด ในลุ่มน้ำน่านที่ได้ศึกษามีจำนวน 9 สถานี ผลการศึกษาได้ค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ของลุ่มน้ำย่อย ดังนี้ CN, Ia, SCS Lag, Initial flow, Recession Ratio, Threshold flow, Muskingum K และ Muskingum X มีค่าระหว่าง 35.089-50.01 106.586-277.426 มม. 210-21,993 นาที 0.01-9.44 ลบ.ม./วินาที 0.101-9.998 0.129-9.978 ลบ.ม./วินาที 1.218-150 ชั่วโมง และ 0.011-0.446 ตามลำดับ ซึ่งค่าพารามิเตอร์ดังกล่าวในแต่ละลุ่มน้ำย่อย จากพารามิเตอร์ พบว่า ปริมาณน้ำท่าที่ไหลรวมทั้งปีและอัตราการไหลสูงสุดรายวัน ของข้อมูลที่มีการบันทึกไว้เปรียบเทียบกับค่าจากแบบจำลอง มีความแตกต่างกันเฉลี่ย 23.62 เปอร์เซ็นต์ และ 11.79 เปอร์เซ็นต์ ตามลำดับ