

การพัฒนาแบบจำลองเพื่อประเมินปริมาณการชะล้างตะกอนบริเวณลุ่มน้ำแม่สรวย (ตอนบน)
จังหวัดเชียงราย



บทคัดย่อและแฟ้มข้อมูลฉบับเต็มของวิทยานิพนธ์ตั้งแต่ปีการศึกษา 2554 ที่ให้บริการในคลังปัญญาจุฬาฯ (CUIR)
เป็นแฟ้มข้อมูลของนิสิตเจ้าของวิทยานิพนธ์ ที่ส่งผ่านทางบัณฑิตวิทยาลัย

The abstract and full text of theses from the academic year 2011 in Chulalongkorn University Intellectual Repository (CUIR)
are the thesis authors' files submitted through the University Graduate School.

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาอักษรศาสตรมหาบัณฑิต
สาขาวิชาภูมิศาสตร์และภูมิสารสนเทศ ภาควิชาภูมิศาสตร์
คณะอักษรศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
ปีการศึกษา 2560
ลิขสิทธิ์ของจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

DEVELOPMENT OF A MODEL FOR SOIL EROSION ASSESSMENT
AT THE UPPER MAESUAI BASIN, CHIENGRAI PROVINCE



A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements
for the Degree of Master of Arts Program in Geography and Geoinformatics

Department of Geography

Faculty of Arts

Chulalongkorn University

Academic Year 2017

Copyright of Chulalongkorn University



จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

หัวข้อวิทยานิพนธ์

การพัฒนาแบบจำลองเพื่อประเมินปริมาณการชะล้าง
ตะกอนบริเวณลุ่มน้ำแม่สรวย (ตอนบน) จังหวัดเชียงราย

โดย

นายกัมปนาท ศิริเรือง

สาขาวิชา

ภูมิศาสตร์และภูมิสารสนเทศ

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก

อาจารย์ ดร.เอกกมล วรรณเมธี

คณะอักษรศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย อนุมัติให้หัวข้อวิทยานิพนธ์ฉบับนี้เป็นส่วนหนึ่ง
ของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญาโทบริหารธุรกิจ

.....คณบดีคณะอักษรศาสตร์

(รองศาสตราจารย์ ดร.กิงกาญจน์ เทพกาญจนา)

คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

.....ประธานกรรมการ

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.พรรณี ชีวินศิริวัฒน์)

.....อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก

(อาจารย์ ดร.เอกกมล วรรณเมธี)

.....กรรมการภายนอกมหาวิทยาลัย

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สุรียพร นิพัทธ์วิทยา)

จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

กัมปนาท ศิริเรือง : การพัฒนาแบบจำลองเพื่อประเมินปริมาณการชะล้างตะกอนบริเวณลุ่มน้ำแม่สรวย (ตอนบน) จังหวัดเชียงราย (DEVELOPMENT OF A MODEL FOR SOIL EROSION ASSESSMENT AT THE UPPER MAESUAI BASIN, CHIENGRAI PROVINCE)
 อ.ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก: อาจารย์ ดร.เอกกมล วรณเมธี, หน้า.

งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์เพื่อคาดการณ์ปริมาณการชะล้างพังทลายของหน้าดินในลุ่มน้ำแม่สรวยตอนบน จังหวัดเชียงราย ผู้วิจัยสร้างแบบจำลองโดยยึดแนวทางจากแบบจำลอง Daily Base- Morgan-Morgan Finney (DMMF) ในการอธิบายลักษณะของปริมาณน้ำท่า และแบบจำลอง Revised Morgan-Morgan Finney (RMMF) ในการจำลองปริมาณการชะล้างของตะกอน แบบจำลองสร้างขึ้นด้วยโปรแกรม PCRaster ซึ่งสามารถประมวลผลข้อมูลเชิงพลวัต ในรูปแบบราสเตอร์ ผู้วิจัยใช้ข้อมูลปริมาณน้ำไหลในลำน้ำและปริมาณตะกอนแขวนลอยที่จุดออกของลุ่มน้ำในการปรับเทียบค่าพารามิเตอร์ที่เหมาะสมและประเมินประสิทธิภาพของแบบจำลองในการคาดการณ์ด้วยดัชนี Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE)

ผลการศึกษาพบว่าแบบจำลองมีความถูกต้องในการคาดการณ์ปริมาณน้ำท่าในเกณฑ์ที่ยอมรับได้ด้วยค่า NSE เท่ากับ 0.37 และ 0.46 ในปี 2558 และ 2559 ตามลำดับ และคาดการณ์ปริมาณตะกอนมีความถูกต้องในระดับต่ำ (ค่า NSE เท่ากับ 0.12 และ 0.26 ในปี 2558 และ 2559 ตามลำดับ) แบบจำลองมีประสิทธิภาพในการคาดการณ์สูงในกรณีที่มีน้ำท่าและตะกอนในลำน้ำในปริมาณที่ไม่มากนัก หากเป็นช่วงที่มีน้ำท่าและปริมาณตะกอนเกิดขึ้นจำนวนมาก แบบจำลองคาดการณ์ปริมาณน้ำท่าและตะกอนต่ำกว่าความเป็นจริงมาก การคาดการณ์ปริมาณตะกอนในลำน้ำมีความผิดพลาดมากกว่าปริมาณน้ำท่า การวิเคราะห์รูปแบบทางพื้นที่และความรุนแรงของการชะล้างตะกอน พบว่าพื้นที่ส่วนใหญ่มีความรุนแรงจากการชะล้างตะกอนในระดับต่ำ (0-2 ตัน/ไร่/ฤดูฝน) เนื่องจากพื้นที่ศึกษาส่วนใหญ่เป็นพื้นที่ป่าผลัดใบ มีการเกิดน้ำไหลบ่าหน้าดินไม่มากนักจึงทำให้เกิดการชะล้างหน้าดินในปริมาณไม่มากนัก ในขณะที่พื้นที่เพาะปลูกพืชไร่และไร่มุขเวียน มีความรุนแรงของการชะล้างตะกอนในระดับสูง (มากกว่า 20 ตัน/ไร่/ฤดูฝน) นอกจากนี้ผู้วิจัยยังพบว่าในบริเวณที่มีลักษณะเป็นพื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่และมีความลาดชันสูง หรือเป็นพื้นที่ที่มีดัชนีกำลังไหลลำธาร (stream power index) สูง จะทำให้มีการชะล้างของตะกอนหน้าดินจากการกระทำของน้ำไหลบ่าหน้าดินในปริมาณมาก

ภาควิชา ภูมิศาสตร์ ลายมือชื่อนิสิต

สาขาวิชา ภูมิศาสตร์และภูมิสารสนเทศ ลายมือชื่อ อ.ที่ปรึกษาหลัก

ปีการศึกษา 2560

5980301222 : MAJOR GEOGRAPHY AND GEOINFORMATICS

KEYWORDS: SOIL EROSION / DYNAMIC MODEL / DISTRIBUTED MODEL / PCRASTER / REVISED MORGAN-MORGAN FINNEY (RMMF) / DAILY BASE- MORGAN-MORGAN FINNEY (DMMF)

KAMPANART SIRIRUEANG: DEVELOPMENT OF A MODEL FOR SOIL EROSION ASSESSMENT AT THE UPPER MAESUAI BASIN, CHIENGRAI PROVINCE. ADVISOR: EKKAMOL VANNAMETEE, Ph.D., pp.

The study aims at estimating the amount of soil losses due to water erosion in Mae Suay basin, Chiengrai province from 2556 to 2559 BE, using a GIS-based dynamic model. The model is developed using the PCRaster modelling language. The model consists of two components; surface runoff generation and soil erosion, which are based on Daily-based Morgan-Morgan Finney (DMMF) and Revised Morgan-Morgan Finney (RMMF) model respectively. The amount of discharge and sediment load is calculated on a daily time step at every grid cell of 300-metre resolution. The model is calibrated against time series of discharge and sediment loads at the Mae Suay catchment outlet in 2556-2557 BE. The results show that the model performs better in discharge simulation (NSE = 0.37 in 2558 BE and NSE = 0.46 in 2559 BE) compared to the sediment loads (NSE = 0.12 in 2558 BE and 0.26 in 2559 BE). Errors in the simulated peak discharge, in 2558 BE, considerably lead to errors in sediment load estimation at the river outlet. Areas that are severely eroded (> 15 tons/year) are found at agricultural fields and urban areas. Deciduous forest, which constitutes about 90% of the basin areas, however, has low erosion rate, i.e. less than 2 tons/rai/year. Soil losses are mainly from detachment of soil particles by impacts of rain drops rather than from surface runoff for all landuse types, except at areas near stream channels where large amount of runoff is generated. Areas with steep slope and considerable upstream areas (high stream power index) are subjected to severe erosion.

Department: Geography Student's Signature

Field of Study: Geography and
Geoinformatics Advisor's Signature

Academic Year: 2017

กิตติกรรมประกาศ

วิทยานิพนธ์ฉบับนี้สำเร็จลุล่วงลงได้ด้วยความกรุณาอย่างสูงจาก อาจารย์ ดร. เอกกมล วรรณเมธี ที่ได้กรุณาเป็นอาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ ที่ให้ความรู้ คำแนะนำ ทั้งทางด้านทฤษฎี และด้านเทคนิค ตลอดจนได้กรุณาให้การตรวจสอบ แก้ไข และให้แนวทางการทำวิทยานิพนธ์จน เสร็จสมบูรณ์ได้ด้วยดี

ขอกราบขอบพระคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.พรรณี ชีวินศิริวัฒน์ ที่ได้กรุณาในการเป็น ประธานกรรมการสอบวิทยานิพนธ์และ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.สุรียพร นิพิฐวิทยา ที่เป็น กรรมการสอบวิทยานิพนธ์ในครั้งนี้ ที่ให้การตรวจสอบและคำแนะนำแก้งานวิจัยเพิ่มเติมให้ วิทยานิพนธ์ฉบับนี้มีความสมบูรณ์มากขึ้น

ขอกราบขอบพระคุณ อาจารย์ทุกท่านในภาควิชาภูมิศาสตร์และภูมิสารสนเทศ ที่ประสิทธิ์ประสาทวิชาความรู้ รวมถึงบุคลากรในภาควิชาภูมิศาสตร์และภูมิสารสนเทศที่ได้ แนะนำและช่วยเหลือติดต่อประสานงานในทุกๆ ด้านเป็นอย่างดี

ขอขอบพระคุณผู้บริหารและเพื่อนร่วมงานสถาบันเทคโนโลยีป้องกันประเทศ (องค์การ มหาชน) ที่คอยส่งเสริมและให้กำลังใจในการศึกษาและทำวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ได้เต็มที่

ขอขอบพระคุณเพื่อนนิสิตปริญญาโท ภาควิชาภูมิศาสตร์และภูมิสารสนเทศ รุ่นที่ 3 ที่คอยให้กำลังใจตลอดการศึกษาและทำวิทยานิพนธ์ครั้งนี้

ท้ายที่สุดนี้ขอกราบขอบพระคุณบิดาและมารดาที่ได้อบรมสั่งสอน และให้การสนับสนุน และให้กำลังใจที่ดียิ่งในการศึกษาเล่าเรียน และทำวิทยานิพนธ์จนสำเร็จลุล่วงไปด้วยดี

สารบัญ

	หน้า
บทคัดย่อภาษาไทย.....	ง
บทคัดย่อภาษาอังกฤษ.....	จ
กิตติกรรมประกาศ.....	ฉ
สารบัญ.....	ช
สารบัญตาราง.....	ญ
สารบัญภาพ	ฎ
บทที่ 1	1
บทนำ.....	1
1.1 ที่มาและความสำคัญของปัญหา	1
1.2 คำถามงานวิจัย.....	2
1.3 วัตถุประสงค์	2
1.4 ขอบเขตงานวิจัย	2
1.5 วิธีดำเนินงานวิจัย.....	3
1.6 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ.....	3
1.7 นิยามศัพท์	3
บทที่ 2	5
ทบทวนวรรณกรรม	5
2.1 วัฏจักรของอุทกวิทยา (hydrologic cycle).....	5
2.2 กระบวนการชะล้างพังทลายของดิน (erosion process).....	5
2.3 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์.....	10
2.4 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ในการศึกษาการชะล้างพังทลายของดินจากการไหลของน้ำ.....	13
2.5 การประยุกต์ระบบสารสนเทศทางภูมิศาสตร์กับแบบจำลองเชิงพลวัต.....	22

บทที่ 3	23
พื้นที่ศึกษา	23
3.1 ข้อมูลทั่วไปของกลุ่มน้ำแม่สรวย	23
3.2 ลักษณะภูมิประเทศ.....	23
3.2 สภาพภูมิอากาศ.....	24
3.3 ลักษณะทางปริมาณน้ำฝน น้ำท่า และตะกอนแขวนลอย	24
3.4 ลักษณะดิน.....	27
3.5 การใช้ประโยชน์ที่ดิน	28
3.6 ประชากร.....	28
บทที่ 4	30
วิธีดำเนินงานวิจัย	30
4.1 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ใช้ในงานวิจัย.....	30
4.2 ข้อมูลนำเข้าและพารามิเตอร์ที่ใช้ในแบบจำลอง.....	40
4.3 การประมวลผลแบบจำลองการชะล้างพังทลายของดิน	47
4.4 การวิเคราะห์ทางรูปแบบทางพื้นที่ของความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดิน.....	50
4.5 สรุปขั้นตอนการดำเนินงานวิจัย.....	51
บทที่ 5	52
ผลการศึกษาและอภิปรายผลการศึกษา.....	52
5.1 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลอง	52
5.2 การเปรียบเทียบและตรวจสอบความถูกต้องแบบจำลองในการคำนวณปริมาณน้ำท่าและ การชะล้างพังทลายของดินในพื้นที่ศึกษา	54
5.3 วิเคราะห์ลักษณะการเกิดน้ำท่าและการชะล้างตะกอนในพื้นที่ศึกษาจากการใช้แบบจำลอง .	61
5.4 รูปแบบความรุนแรงของการชะล้างพังทลายของดิน	63

บทที่ 6	73
สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ	73
6.1 สรุปผลการวิจัย	73
6.2 ปัญหาและอุปสรรค	74
6.3 ข้อเสนอแนะ	75
.....	77
รายการอ้างอิง	77
ประวัติผู้เขียนวิทยานิพนธ์	88



สารบัญตาราง

ตารางที่ 1 แสดงรายละเอียดกลุ่มชุดดินที่พบได้ในพื้นที่ศึกษาปี 2558	27
ตารางที่ 2 แสดงลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดินในพื้นที่ศึกษาปี 2558	29
ตารางที่ 3 ข้อมูลนำเข้าแบบจำลอง	40
ตารางที่ 4 ข้อมูลสำหรับประเมินประสิทธิภาพแบบจำลอง.....	41
ตารางที่ 5 ข้อมูลพารามิเตอร์สำหรับแบบจำลองทางอุทกวิทยา	41
ตารางที่ 6 ข้อมูลพารามิเตอร์แบบจำลองคำนวณปริมาณตะกอน	42
ตารางที่ 7 ข้อมูลพารามิเตอร์สำหรับสมการ kinematic wave	42
ตารางที่ 8 ค่าพารามิเตอร์ในแบบจำลองจำแนกตามลักษณะสิ่งปกคลุมพื้นดิน	42
ตารางที่ 9 ค่าพารามิเตอร์ในแบบจำลองจำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน	43
ตารางที่ 10 พารามิเตอร์แสดงคุณสมบัติทางกายภาพของดินตามกลุ่มชุดดิน	43
ตารางที่ 11 แสดงความหมายของการคำนวณความถูกต้องด้วยวิธี Nash-Sutcliffe Efficiency	48
ตารางที่ 12 ระยะเวลาสำหรับใช้ในการประมวลผลแบบจำลองระหว่างปี 2556 – 2559	50
ตารางที่ 13 ปริมาณตะกอนที่เกิดจากการชะล้างพังทลายโดยการกระทำของเม็ดฝนและน้ำไหล บ่าหน้าดินระหว่างปี 2558 – 2559 ตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน	66
ตารางที่ 14 ความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดินรวมจำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ ที่ดินระหว่างปี 2558 – 2559	66

สารบัญภาพ

ภาพที่ 1 แสดงการจำแนกประเภทของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์.....	12
ภาพที่ 2 แบบจำลองแบบ Lumped model (ซ้าย), แบบจำลองรูปแบบ Semi-distributed model (กลาง) และแบบจำลองรูปแบบ Distributed model (ขวา).....	13
ภาพที่ 3 แผนที่แสดงการชะล้างพังทลายของดินในบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย	14
ภาพที่ 4 แสดงโครงสร้างของแบบจำลอง Morgan-Morgan Finney (MMF).....	15
ภาพที่ 5 แสดงถึงโครงสร้างของแบบจำลอง Revised Morgan-Morgan Finney (RMMF).....	17
ภาพที่ 6 แสดงแนวคิดการทำงานของแบบจำลอง Modified Morgan-Morgan Finney (MMMMF).....	19
ภาพที่ 7 แสดงขอบเขตพื้นที่ศึกษา บริเวณลุ่มน้ำแม่สรวย ต.วาปี อ.แม่สรวย จ.เชียงราย	23
ภาพที่ 8 กราฟแสดงปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนรายวัน ระหว่างวันที่ 1 เมษายน 2556 – 31 มีนาคม 2557	25
ภาพที่ 9 กราฟแสดงปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนรายวัน ระหว่างวันที่ 1 เมษายน 2557 – 31 มีนาคม 2558	25
ภาพที่ 10 กราฟแสดงปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนรายวัน ระหว่างวันที่ 1 เมษายน 2558 – 31 มีนาคม 2559	26
ภาพที่ 11 กราฟแสดงปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนรายวัน ระหว่างวันที่ 1 เมษายน 2559 – 31 มีนาคม 2560	26
ภาพที่ 12 แสดงการกระจายตัวของกลุ่มชุดดินต่างๆ ในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สรวย	28
ภาพที่ 13 แสดงการใช้ประโยชน์ที่ดินในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สรวย	29
ภาพที่ 14 แผนภาพรูปแบบการทำงานของแบบจำลอง DMMF ในระยะน้ำ.....	31
ภาพที่ 15 การคำนวณปริมาณน้ำฝนใช้การ	32
ภาพที่ 16 แบบจำลองความสูงภูมิประเทศเชิงเลข (ซ้าย) และ ทิศทางการไหลของน้ำ ตามความลาดชันภูมิประเทศ (ขวา).....	34
ภาพที่ 17 แผนภาพแสดงการจำลองการไหลของน้ำในดินไปยังกริดเซลล์ข้างเคียง	36

ภาพที่ 18 โปรแกรม Soil Water Characteristics Program Version 6.02.47.....	44
ภาพที่ 19 แผนที่แสดงค่าพารามิเตอร์สำหรับประมวลผลแบบจำลองในปี 2556 - 2557	45
ภาพที่ 20 แผนที่แสดงค่าพารามิเตอร์สำหรับประมวลผลแบบจำลองในปี 2558 – 2559	46
ภาพที่ 21 แสดงลักษณะการแบ่งพื้นที่ศึกษา ในลักษณะกริดเซลและความปฏิสัมพันธ์ ระหว่างกริดเซลรอบข้าง.....	47
ภาพที่ 22 การจำแนกปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (event flow) และปริมาณน้ำใต้ดิน (base flow) จากกราฟน้ำท่า ณ สถานีตรวจวัด G9 ปี 2556.....	49
ภาพที่ 23 การจำแนกปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (event flow) และปริมาณน้ำใต้ดิน (base flow) จากกราฟน้ำท่า ณ สถานีตรวจวัด G9 ปี 2557.....	49
ภาพที่ 24 การจำแนกปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (event flow) และปริมาณน้ำใต้ดิน (base flow) จากกราฟน้ำท่า ณ สถานีตรวจวัด G9 ปี 2558.....	49
ภาพที่ 25 การจำแนกปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (event flow) และปริมาณน้ำใต้ดิน (base flow) จากกราฟน้ำท่า ณ สถานีตรวจวัด G9 ปี 2558.....	50
ภาพที่ 26 กรอบแนวคิดงานวิจัย	51
ภาพที่ 27 ผลการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองในการคำนวณปริมาณน้ำท่า จากการเปลี่ยนแปลงค่าพารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้อง.....	52
ภาพที่ 28 ผลการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองในส่วนการคำนวณปริมาณตะกอน จากการเปลี่ยนแปลงค่าพารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้อง.....	53
ภาพที่ 29 ผลการคำนวณปริมาณการไหลของน้ำท่ารายวัน ณ จุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ไม่ได้ปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่า จากสถานีตรวจวัด G9.....	54
ภาพที่ 30 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนแขวนลอยรายวัน ณ จุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ไม่ได้ปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอน แขวนลอยจากสถานีตรวจวัด G9.....	54
ภาพที่ 31 ผลการคำนวณปริมาณการไหลของน้ำท่ารายวันปี 2556 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่า จากสถานีตรวจวัด G9.....	56

ภาพที่ 32 ผลการคำนวณปริมาณการไหลของน้ำท่ารายวันปี 2557 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่า จากสถานีตรวจวัด G9.....	56
ภาพที่ 33 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนรายวันในปี 2556 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอน จากสถานีตรวจวัด G9.....	57
ภาพที่ 34 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนรายวันในปี 2557 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอน จากสถานีตรวจวัด G9.....	57
ภาพที่ 35 ผลการคำนวณปริมาณน้ำท่ารายวันในปี 2558 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่า จากสถานีตรวจวัด G9.....	58
ภาพที่ 36 ผลการคำนวณปริมาณน้ำท่ารายวันในปี 2559 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่า จากสถานีตรวจวัด G9.....	59
ภาพที่ 37 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนรายวันในปี 2558 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอน จากสถานีตรวจวัด G9.....	59
ภาพที่ 38 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนรายวันในปี 2559 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำ จากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอน จากสถานีตรวจวัด G9.....	60
ภาพที่ 39 ข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายวันระหว่างวันที่ 6 พ.ค. – 12 มิ.ย. 2559.....	61
ภาพที่ 40 การวิเคราะห์การเกิดน้ำท่าและการชะล้างตะกอนในระหว่างวันที่ 26 พ.ค. – 12 มิ.ย. 2559.....	62
ภาพที่ 41 ปริมาณการชะล้างพังทลายดิน (ตัน/ไร่/ปี) จำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน	64
ภาพที่ 42 ปริมาณการชะล้างพังทลายดิน (ตัน/ไร่/ปี) จากการกระทำของเม็ดฝน (ซ้าย) และจาก น้ำไหลบ่าหน้าดิน (ขวา) จำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดินปี 2558 – 2559.....	64

ภาพที่ 43 สัดส่วนของเรื้อนยอดปกคลุมดิน (ซ้าย) และสัดส่วนของพืชปกคลุมผิวหน้าดิน (ขวา) ปี 2558 – 2559	65
ภาพที่ 44 ความคงทนของดินต่อน้ำฝน (ซ้าย) และความยืดเกาะตัวของดิน (ขวา) ปี 2558 – 2559	65
ภาพที่ 45 สัดส่วนปริมาณตะกอนจากการชะล้างพังทลายโดยน้ำฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน ตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน	67
ภาพที่ 46 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการชะล้างตะกอนจากฝนและความลาดชันภูมิประเทศ	69
ภาพที่ 47 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการชะล้างตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินและ ความลาดชันภูมิประเทศ	70
ภาพที่ 48 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินและ ดัชนีกำลังการไหล ของลำธาร (Stream power Index, SPI)	71
ภาพที่ 49 ความลาดชันภูมิประเทศ (ซ้าย) และดัชนีการไหลลำธาร (Stream power Index) (ขวา)	71

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ที่มาและความสำคัญของปัญหา

ปัญหาความเสื่อมโทรมของดิน (soil degradation) เป็นปัญหาหนึ่งที่หลายประเทศให้ความสำคัญ เนื่องจากส่งผลในแง่ลบต่อกิจกรรมทางเศรษฐกิจในด้านการเกษตรและการผลิตอาหาร ทั้งในเชิงปริมาณและคุณภาพ (กรมพัฒนาที่ดิน, 2553) ผลกระทบดังกล่าวอาจนำไปสู่ส่งผลกระทบต่อระบบเศรษฐกิจในภาพรวมและทำให้เกิดปัญหาทางสังคมในด้านต่างๆ ตามมานอกจากผลกระทบทางเศรษฐกิจแล้ว ปัญหาความเสื่อมโทรมของดินยังมีผลกระทบต่อสมดุลของระบบนิเวศตามธรรมชาติ ซึ่งส่งผลโดยตรงแก่มนุษย์ที่ใช้ประโยชน์จากทรัพยากรดินทั้งในการผลิตด้านเกษตรกรรม อุตสาหกรรม สาธารณูปโภคและโครงสร้างพื้นฐาน

ความเสื่อมโทรมของดินสามารถเกิดขึ้นได้จากหลายปัจจัย สำหรับประเทศไทย การชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำ (water erosion) เป็นปัจจัยที่สำคัญที่สุด (กรมพัฒนาที่ดิน, 2553) ซึ่งส่วนใหญ่เกิดขึ้นจากกิจกรรมของมนุษย์ที่เปลี่ยนสภาพสิ่งปกคลุมดินตามธรรมชาติเพื่อเข้าไปใช้ประโยชน์ในพื้นที่ โดยเฉพาะในภาคเหนือของประเทศไทยที่ในอดีตมีพื้นที่ป่าปกคลุมอย่างหนาแน่น แต่การเพิ่มขึ้นของจำนวนประชากรและการพัฒนาด้านเศรษฐกิจจากภาครัฐ ทำให้เกิดแรงผลักดันอย่างต่อเนื่องในเพื่อเพิ่มผลผลิตภาคการส่งออก เพื่อตอบสนองความต้องการดังกล่าว จึงเปลี่ยนการใช้วิธีการเกษตรแบบดั้งเดิมที่เป็นมิตรกับธรรมชาติเป็นวิธีการเกษตรในรูปแบบเชิงพาณิชย์ ทำให้เกษตรกรหันมาปลูกพืชเชิงเดี่ยวและบางส่วนขยายพื้นที่ทำกินในบริเวณพื้นที่ป่าและพื้นที่สูงชัน ประกอบกับการขาดองค์ความรู้ในการอนุรักษ์ดิน (กรมป่าไม้, 2559) ซึ่งจากผลกระทบดังกล่าวทำให้ทรัพยากรดินเกิดความเสื่อมโทรมอย่างรวดเร็วในประเทศไทย

ลุ่มน้ำแม่สรวย เป็นลุ่มน้ำสาขาของลุ่มน้ำกก มีลักษณะภูมิประเทศเป็นภูเขาสูงชัน มีปริมาณน้ำฝนต่อปีมากถึง 1,700 มิลลิเมตร ประชากรส่วนใหญ่ประกอบอาชีพเกษตรกรรมโดยพื้นที่ทำกินส่วนใหญ่ไม่มีเอกสารสิทธิ์ในการถือครอง มีการบุกรุกทำลายป่าไม้และป่าต้นน้ำ ประกอบกับชุมชนยังขาดองค์ความรู้ในการใช้ประโยชน์ดินเชิงอนุรักษ์ ขาดองค์ความรู้ในการทำการเกษตร การใช้สารเคมี และการป้องกันไฟป่า (สถาบันวิจัยและพัฒนาพื้นที่สูง, 2550) ซึ่งปัจจัยดังกล่าวนำมาซึ่งความเสี่ยงต่อการเกิดการชะล้างพังทลายของดิน

ในการวิจัยครั้งนี้มุ่งเน้นศึกษารูปแบบและความรุนแรงของการชะล้างหน้าดินจากการไหลของน้ำในลุ่มน้ำแม่สรวยจากการใช้แบบจำลองที่ประมวลผลข้อมูลบนระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์

ผู้วิจัยยึดแนวทางการสร้างแบบจำลองการชะล้างหน้าดินจากแบบจำลอง Daily Base-Morgan Finney (DMMF) ซึ่งเป็นแบบจำลองเชิงแนวคิด (conceptual base model) และแบบจำลอง Morgan-Morgan Finney (RMMF) ซึ่งเป็นแบบจำลองเชิงประจักษ์ (empirical model) ผู้วิจัยสร้างและพัฒนาแบบจำลองด้วยโปรแกรม PCRaster (JETTEN, 2003) ซึ่งเป็นภาษาสูงที่เน้นการประยุกต์ใช้สำหรับการสร้างแบบจำลองทางสิ่งแวดล้อม ซึ่งแบบจำลองที่สร้างขึ้นจะทำการประมวลผลแบบรายวัน โดยในปี 2556 – 2557 จะทำการประมวลผลเพื่อทำการปรับเทียบ (calibration) แบบจำลองกับข้อมูลปริมาณน้ำท่า (discharge) และตะกอนแขวนลอย (suspended sediment) ของสถานีตรวจวัดน้ำท่า G9 ศูนย์อุทกวิทยาภาคเหนือ และใช้ข้อมูลดังกล่าวในปี 2558 – 2559 ในการตรวจสอบความถูกต้องจากการประมวลผลแบบจำลอง (validation) และแสดงผลเป็นรูปแบบทางพื้นที่ของความรุนแรงจากการชะล้างตะกอนจำแนกตามการใช้ประโยชน์ที่ดินและสภาพภูมิประเทศ

1.2 คำถามงานวิจัย

- 1.2.1 การใช้ประโยชน์ที่ดินแต่ละประเภทส่งผลต่อการเกิดการชะล้างพังทลายของดินอย่างไร
- 1.2.2 พื้นที่สูงที่มีความลาดชันและมีสิ่งปกคลุมพื้นดินเบาบาง ส่งผลให้เกิดการชะล้างพังทลายของดินแบบร่องธารหรือไม่

1.3 วัตถุประสงค์

- 1.3.1 เพื่อสร้างแบบจำลองสำหรับการประเมินการชะล้างตะกอนบริเวณลุ่มน้ำแม่สรวย (ตอนบน) จังหวัดเชียงราย
- 1.3.2 เพื่อแสดงรูปแบบทางพื้นที่และความรุนแรงของการชะล้างตะกอนบริเวณลุ่มน้ำแม่สรวย (ตอนบน) จังหวัดเชียงราย

1.4 ขอบเขตงานวิจัย

ผู้วิจัยศึกษาและประเมินการชะล้างพังทลายของดินในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สรวย ต.วาวิ อ.แม่สรวย จังหวัดเชียงราย ซึ่งเป็นส่วนหนึ่งของลุ่มน้ำกก ผู้วิจัยกำหนดขอบเขตของลุ่มน้ำแม่สรวย โดยใช้ตำแหน่งที่ตั้งของสถานีวัดทางอุทกวิทยา G9 ซึ่งตั้งอยู่ที่ บ้านกระเหรียงทุ่งพร้าว ต.วาวิ เป็นจุดออกของลุ่มน้ำ ครอบคลุมพื้นที่ 358 ตารางกิโลเมตร (223,750 ไร่) หรือคิดเป็นร้อยละ 84 ของพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สรวยทั้งหมด (ลุ่มน้ำแม่สรวยตอนบน) การดำเนินงานวิจัยครอบคลุมระยะเวลาทั้งสิ้น 4 ปี ตั้งแต่ปี 2556 – 2559

1.5 วิธีดำเนินงานวิจัย

- 1.5.1 ศึกษาปัจจัยและกระบวนการการชะล้างหน้าดินจากเม็ดฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน
- 1.5.2 พัฒนาแบบจำลองบนระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ด้วยโปรแกรม PCRaster สำหรับการคาดการณ์ปริมาณการชะล้างของหน้าดิน
- 1.5.3 จัดเตรียมข้อมูลสำหรับการประเมินผล
- 1.5.4 วิเคราะห์ความอ่อนไหวแบบจำลอง
- 1.5.5 เปรียบเทียบแบบจำลองด้วยข้อมูลปริมาณการไหลในลำน้ำระหว่างปี 2556 - 2557
- 1.5.6 ตรวจสอบความถูกต้องแบบจำลองในการคาดการณ์ปริมาณการไหลและตะกอนในลำน้ำในปี 2558 - 2559
- 1.5.7 ศึกษารูปแบบทางพื้นที่ของปริมาณและความรุนแรงของการชะล้างหน้าดินจำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดินและสภาพภูมิประเทศ

1.6 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ

- 1.6.1 ทราบปริมาณการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำ ในลุ่มน้ำแม่สรวย จ.เชียงราย
- 1.6.2 ทราบถึงลักษณะทางกายภาพของการใช้ประโยชน์ที่ดินแต่ละประเภทในพื้นที่ลุ่มน้ำที่ส่งผลต่อปริมาณและรูปแบบของการชะล้างพังทลายของดิน

1.7 นิยามศัพท์

ความเสื่อมโทรมของดิน (soil degradation) หมายถึง การลดลงหรือการสูญเสียศักยภาพของทรัพยากรดินในการเพาะปลูก อาทิเช่น การชะล้างหน้าดิน การสูญเสียธาตุอาหารในดิน

การชะล้างพังทลายโดยน้ำ (soil erosion by water) หมายถึง กระบวนการสูญเสียดินที่เกิดขึ้นจากการหลุดออกหรือแตกแยกออกของอนุภาคดินจากโครงสร้างหลักของดินด้วยน้ำฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน

น้ำท่า (discharge) หมายถึง ปริมาณน้ำไหลบ่าบนผิวดินที่เกิดจากฝนส่วนเกินที่ไม่ถูกกระบวนการกักเก็บในลุ่มน้ำ ซึ่งจะมีการรวมตัวกันและเกิดเป็นร่องน้ำลำธาร

ปริมาณตะกอนแขวนลอย (suspended sediment) หมายถึง อนุภาคของดินและหินที่เกิดขึ้นจากการแตกสลายทั้งทางกายภาพและทางเคมี และถูกน้ำพาให้เคลื่อนที่ไปทับถมในพื้นที่ต่างๆ โดยมีน้ำเป็นตัวการ

พื้นที่ลุ่มน้ำ (watershed) หมายถึง เป็นพื้นที่ที่ถูกปิดล้อมไปด้วยแนวของสันเขาหรือสันปันน้ำที่ทำหน้าที่ในการแบ่งแยกน้ำฝนที่ตกลงมาสู่พื้นดิน โดยปริมาณของน้ำฝนที่ตกเข้าสู่พื้นที่

ลุ่มน้ำใดๆ จะเคลื่อนที่ตามลักษณะความลาดชันของภูมิประเทศ ทั้งทางผิวดินและใต้ดินและไหลออกจากพื้นที่ ณ ตำแหน่งจุดออกของลุ่มน้ำ (outlet)

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (mathematical model) หมายถึง การสร้างหรือจำลองลักษณะและกระบวนการต่างๆ ของสภาพแวดล้อมโดยใช้สมการทางคณิตศาสตร์แสดงความสัมพันธ์ของตัวแปรต่างๆ



บทที่ 2

ทบทวนวรรณกรรม

2.1 วัฏจักรของอุทกวิทยา (hydrologic cycle)

วัฏจักรของอุทกวิทยาเป็นการศึกษาการเคลื่อนที่ของน้ำบนพื้นผิวโลก น้ำในระบบโลกจะไม่มี การสูญหายไปแต่เกิดการหมุนเวียนเปลี่ยนสถานะ และถูกเก็บกักอยู่ในส่วนต่างๆ ในสภาพแวดล้อม และมีอยู่ในกระบวนการภายในวัฏจักรอุทกวิทยาเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องและไม่มีสิ้นสุด โดยมีปัจจัยที่ เกี่ยวข้องซึ่งส่งผลให้กระบวนการทางอุทกวิทยาในแต่ละพื้นที่มีความแตกต่างกัน ได้แก่ ปริมาณน้ำฝน ลักษณะภูมิประเทศ พืชพรรณปกคลุมดินลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดิน และลักษณะทางกายภาพ และทางเคมีของดิน โดยความแตกต่างกันนี้จะส่งผลให้ปริมาณน้ำท่าในแต่ละพื้นที่ลุ่มน้ำมีความ แตกต่างกัน ลุ่มน้ำที่มีความอุดมสมบูรณ์ทางธรรมชาติจะสามารถกักเก็บน้ำฝนที่ตกลงมาได้มาก เนื่องจากมีพืชพรรณปกคลุมดินที่คอยชะลอและลดแรงปะทะของเม็ดฝน ส่งผลให้น้ำสามารถซึมผ่านผิว ดินได้ ปริมาณน้ำในดินบางส่วนอาจเกิดการระเหยกลับขึ้นไปเป็นไอน้ำในบรรยากาศและก่อให้เกิดเมฆ และฝน ส่วนน้ำในดินบางส่วนสามารถซึมลงสู่ใต้ดินเป็นน้ำใต้ดิน ซึ่งจะไหลไปเติมเต็มแหล่งน้ำ ลำธาร และแม่น้ำทางธรรมชาติ ทำให้มีน้ำที่เพียงพอสามารถให้ความชุ่มชื้นแก่พื้นที่ลุ่มน้ำได้ตลอดทั้งปี แต่ในทางตรงกันข้าม ลุ่มน้ำที่เสื่อมโทรม ดินจะกักเก็บน้ำฝนที่ตกลงมาในปริมาณน้อย เนื่องจากมีพืช ปกคลุมผิวดินอยู่เบาบาง น้ำฝนจึงซึมลงสู่ผิวดินไม่ทันและเอ่อล้นไปตามผิวดิน ในพื้นที่ที่มีความลาดชันสูงน้ำจะไหลบ่าหน้าดิน (surface runoff) ทำการชะล้างผิวดินและนำเอาธาตุอาหารรวมถึง สารเคมีต่างๆ ลงสู่แหล่งน้ำทางธรรมชาติ ทำให้แหล่งน้ำตื้นเขิน เกิดอุทกภัยได้ง่ายและเกิดความ เสียหายต่อระบบนิเวศ โดยปรากฏการณ์ดังกล่าวกระทบต่อการดำรงชีวิตของมนุษย์โดยตรงและนำมา ซึ่งปัญหาทางสังคมและเศรษฐกิจอย่างหลีกเลี่ยงไม่ได้

2.2 กระบวนการชะล้างพังทลายของดิน (erosion process)

การชะล้างพังทลายของดิน เป็นกระบวนการทำลายโครงสร้างของดินในอนุภาคของดิน หลุดออกและเคลื่อนที่ออกจากแหล่งเดิม โดยสามารถเกิดขึ้นได้จากกระบวนการตามธรรมชาติ ซึ่งจะดำเนินไปอย่างช้าๆ ตามการเปลี่ยนแปลงทางธรรมชาติบนผิวโลก แต่ในทางตรงกันข้ามการ สูญเสียดินที่เกิดจากกิจกรรมของมนุษย์จากการเปลี่ยนแปลงลักษณะทางกายภาพของสิ่งปกคลุม พื้นดิน เช่น การตัดไม้ทำลายป่าและกิจกรรมทางการเกษตร ซึ่งส่งผลให้พืชพรรณตามธรรมชาติที่ ปกคลุมผิวดินลดลงหรือหายไป ผิวดินจึงรับแรงปะทะจากน้ำฝนหรือลมโดยตรง ทำให้โครงสร้างดิน ถูกทำลายและพัดพาอนุภาคดินออกจากพื้นที่ไป จึงเห็นได้ว่ามนุษย์เปรียบเสมือนตัวเร่งกระบวนการ

ชะล้างพังทลายของดิน ทำให้ดินไม่สามารถฟื้นตัวได้ทันด้วยกระบวนการทางธรรมชาติ ดังนั้นผลกระทบจากกิจกรรมของมนุษย์จึงมีความรุนแรงและเกิดขึ้นอย่างรวดเร็ว (El-Swaify et al., 1982) โดยจากการศึกษาในอดีตที่ผ่านมา อัตราการสูญเสียดินจากการชะล้างพังทลายในพื้นที่เกษตรกรรมในประเทศสหรัฐอเมริกา มีปริมาณสูญเสียดินต่ำที่สุดประมาณ 10 ตัน/เฮกตาร์/ปี ซึ่งก็ยิ่งมากกว่าการสูญเสียดินที่เกิดขึ้นโดยกระบวนการทางธรรมชาติถึง 9 ตัน/เฮกตาร์/ปี จึงเห็นได้ว่าการที่มนุษย์เข้าไปประกอบกิจกรรมทางการเกษตร หรือไปทำการเปลี่ยนแปลงลักษณะทางกายภาพของพื้นที่โดยขาดองค์ความรู้ในการอนุรักษ์ดินอย่างถูกวิธี ส่งผลให้ทรัพยากรดินเกิดความเสื่อมสภาพอย่างรวดเร็ว (Pimentel, 2006) โดยการชะล้างพังทลายของดินสามารถแบ่งออกเป็น 2 ประเภทดังนี้

2.2.1 การชะล้างพังทลายของดินโดยลม (wind erosion)

การชะล้างพังทลายของดินโดยลมเป็นปรากฏการณ์ทางธรรมชาติอย่างหนึ่งที่สร้างความเสื่อมโทรมให้แก่ดิน ซึ่งสาเหตุที่สำคัญคือ ลม โดยกระแสลมสามารถขัดเซาะ (abrade) และพัดพาอนุภาคของดินขนาดเล็กให้หลุดออกเหลือแต่ตะกอนหยาบไว้ในพื้นที่ โดยพบมากบริเวณละติจูด 20-45 องศาเหนือและใต้ ซึ่งเป็นพื้นที่แห้งแล้งและมีพืชพรรณปกคลุมน้อย มีอุณหภูมิสูงและมีกระแสลมที่แรง เช่น ทะเลทรายหรือชายฝั่งทะเล เป็นต้น

2.2.2 การชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำ (water erosion)

การชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำ เป็นกระบวนการอย่างหนึ่งที่ทำให้ดินเสื่อมโทรมลง เมื่อปราศจากสิ่งปกคลุมผิวดิน (surface cover) พลังงานจลน์ที่มากับน้ำฝน (kinetic energy of the rainfall) จะตกกระทบสู่หน้าดินโดยตรง โดยที่ไม่ถูกสกัดกั้น (Interception) หรือชะลอน้ำฝนจึงสามารถสร้างความเสียหายอย่างรุนแรงแก่โครงสร้างผิวดินและทำให้อนุภาคของดินแตกแยกออกจากกัน (detachment) เกิดเป็นตะกอน (sediment) ซึ่งในกรณีที่ความเข้มของฝนมีปริมาณมากกว่าอัตราการซึมน้ำได้ของดิน (infiltration rate) จะก่อให้เกิดน้ำหลากบนผิวดินซึ่งจะเคลื่อนที่ตามความลาดชันของภูมิประเทศ การไหลของน้ำสามารถที่จะชะล้างผิวดิน (detachment by surface runoff) และพัดพาตะกอน (transportation) ธาตุอาหาร (nutrient) และอินทรีย์วัตถุ (organic matter) ไปตกตะกอน (deposition) ในแหล่งน้ำธรรมชาติ (Lal, 2001) ทำให้น้ำต้นเขิน ปนเปื้อนสารเคมีและทำลายระบบนิเวศในแหล่งน้ำธรรมชาติ

สำหรับประเทศไทย การชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำเป็นสาเหตุสำคัญในการสร้างความเสื่อมโทรมแก่ทรัพยากรดิน โดยเฉพาะภาคเหนือ โดยจากข้อมูลสถิติกรมพัฒนาที่ดิน พ.ศ.2545 มีพื้นที่ดินเสื่อมโทรมจากการชะล้างพังทลายด้วยระดับความรุนแรงสูงสุด โดยมีอัตราการสูญเสียดินมากกว่า 20 ตันต่อไร่ต่อปี ครอบคลุมพื้นที่ร้อยละ 8.25 ของพื้นที่ภาคเหนือ ซึ่งมากกว่าทุกภาคใน

ประเทศ เนื่องจากลักษณะภูมิประเทศส่วนใหญ่เป็นภูเขาสูงชัน ประกอบกับปัญหาทางสังคมที่เพิ่มมากขึ้นซึ่งส่งผลกระทบต่อลักษณะทางกายภาพของพื้นที่และนำมาสู่ปัญหาความเสื่อมโทรมของดิน เช่น การเพิ่มขึ้นของจำนวนประชากรในพื้นที่ การอพยพเข้ามาตั้งถิ่นฐานทั้งจากในประเทศและนอกประเทศ การขาดองค์ความรู้ในการอนุรักษ์ดิน และข้อกำหนดเขตพื้นที่ทำกินที่ยังไม่สอดคล้องกับวิถีชีวิตของคนในพื้นที่ จึงส่งผลให้เกิดการขยายที่ทำกินเข้าไปในพื้นที่ป่า และบางส่วนมีการลักลอบเข้าไปใช้ประโยชน์ในพื้นที่อนุรักษ์โดยไม่ได้รับอนุญาต (อุทิศ, 2557) ซึ่งนอกจากปัญหาที่เกิดขึ้นโดยมนุษย์แล้ว ปัจจัยสำคัญที่มีอิทธิพลต่อการพังทลายของดินโดยน้ำมีรายละเอียดดังนี้

2.2.2.1 น้ำฝน (rainfall)

น้ำฝนเป็นปัจจัยอันดับแรกที่ทำให้เกิดตะกอนในกระบวนการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำ และเป็นปัจจัยหนึ่งที่ทำให้เกิดกระบวนการสูญเสียดินโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินสำหรับน้ำฝนซึ่งอยู่ในรูปของหยดน้ำหรือเม็ดฝน (rain drop) เมื่อปะทะกับผิวดินจะทำให้อนุภาคของดิน (soil particle) กระเด็นออกไปจากพื้นที่เดิมและสร้างความเสียหายแก่โครงสร้างดินโดยปรากฏการณ์เกิดขึ้นเป็นรูปแบบของการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำประเภทหนึ่ง เรียกว่าการชะล้างพังทลายแบบกระเด็น (splash erosion) และเป็นสาเหตุให้น้ำจากฝนซึมผ่านผิวดินได้ช้าลง เนื่องจากอนุภาคของดินที่กระเด็นออกมาไปปิดบังช่องว่างบนผิวดิน ซึ่งกระบวนการดังกล่าวไม่ได้เกิดจากน้ำฝนอย่างเดียว ในกรณีที่หยดน้ำที่ร่วงหล่นจากใบไม้ (leaf drain) และตกกระทบลงบนผิวดินก็สามารถสร้างความเสียหายให้แก่โครงสร้างดินด้วยเช่นกัน แต่ความรุนแรงจะไม่มากเท่าเม็ดฝนที่กระทบกับผิวดินโดยตรง (Morgan, 2009)

ในกรณีที่ความคงทนของดิน (soil erodibility) มีค่าคงที่ ความสามารถในการชะล้างของเม็ดฝนซึ่งอยู่ในรูปของพลังงานจลน์จะแปรผันตามความเข้มของฝน (rainfall intensity) (Mohamadi and Kavian, 2015) ซึ่งสามารถอธิบายได้ในรูปของสมการเชิงประจักษ์ที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างพลังงานจลน์ของฝนและความเข้มของน้ำฝน และสำหรับพลังงานจลน์ของน้ำหยดจากใบไม้ จะสัมพันธ์กับความสูงของต้นไม้ซึ่งสามารถคำนวณผ่านแบบจำลองในลักษณะเดียวกับอย่างที่ได้กล่าวมาได้เช่นกัน (Morgan, 2009)

2.2.2.2 น้ำไหลบ่าหน้าดิน (overland flow) และน้ำไหลใต้ผิวดิน (subsurface flow)

น้ำไหลบ่าหน้าดินสามารถเกิดขึ้นได้ในพื้นที่ที่มีความลาดชัน เมื่อฝนเริ่มตกลงมา น้ำจะซึม (infiltration) ลงสู่ใต้ผิวดินอย่างรวดเร็วจนช่องว่างในดิน (soil pores) ไม่สามารถรับปริมาณน้ำได้อีก ดินจึงอิ่มตัวไปด้วยน้ำ (saturated soil) ทำให้น้ำซึมลงในดินได้ช้าลงและคงที่และในกรณีที่ความเข้มของฝนมากกว่าอัตราการซึมได้ของน้ำ (infiltration rate) ทำให้เกิดน้ำเอ่อล้น

จากผิวดินและส่งผลให้มีน้ำถูกกักขังในแอ่งหรือช่องว่างขนาดเล็กบนผิวดิน (surface depression storage) ถ้าความชื้นของน้ำฝนยังไม่ลดลง ปริมาณน้ำจะมีมากขึ้นและล้นออกจากช่องว่างบนผิวดิน และเคลื่อนที่ไปตามลักษณะความลาดชันของภูมิประเทศ ในกรณีความคงทนของดินไม่สามารถต้านทานพลังงานจลน์ของน้ำไหลบ่าหน้าดินได้ น้ำจะทำการชะล้างผิวดินทำให้โครงสร้างดินเสียหายเป็นร่องหรือเรียกว่าการชะล้างพังทลายแบบร่องริ้ว (rill erosion) ซึ่งสามารถพัฒนาเป็นร่องน้ำขนาดใหญ่ (gullies) ได้

น้ำไหลใต้ผิวดิน คือน้ำที่ซึมและเคลื่อนที่ขนานไปกับผิวดินตามความลาดชันของภูมิประเทศ เป็นส่วนหนึ่งที่สำคัญในกระบวนการชะล้างพังทลายด้วยน้ำ เนื่องจากน้ำที่ไหลใต้ผิวดินจะเคลื่อนที่ที่จะไปเติมเต็มช่องว่างในดินและลดการซึมของน้ำที่ผิวดิน (วิษุวัตมก แต่สมบัติ, 2555) จึงทำให้เกิดน้ำไหลบ่าหน้าดินได้ง่าย อีกทั้งยังเป็นสาเหตุหนึ่งที่ทำให้เกิดการชะล้างพังทลายแบบร่องลึก (gully erosion) เนื่องจากน้ำที่ไหลใต้ผิวดินสามารถชะล้างดินเป็นแนวยาว ทำให้โครงสร้างของดินอ่อนแอและทรุดตัวลงกลายเป็นร่องน้ำขนาดใหญ่ได้ (Morgan, 2009)

2.2.2.3 ความคงทนของดิน (soil erodibility)

ความคงทนของดินเป็นปัจจัยที่แสดงถึงความสามารถในการต้านทานของดินต่อการชะล้างพังทลายและการเคลื่อนย้าย ซึ่งปัจจัยที่สำคัญที่สุดและส่งผลทำให้ความคงทนของดินมีความแตกต่างกัน ได้แก่ ลักษณะทางกายภาพของดิน โดยดินที่มีอนุภาคของเม็ดดินขนาดใหญ่จะมีความคงทนต่อการถูกเคลื่อนย้ายสูง เช่น ดินทราย (sand) สำหรับดินเหนียว (clay) ที่มีขนาดอนุภาคเล็กจะไม่สามารถต้านทานพลังงานจากการนำพาโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินได้ดีเท่ากับดินทราย แต่อนุภาคดินเหนียวจะมีความทนทานต่อการถูกทำลายจากแตกกระจายสูง (detachment) เนื่องจากเป็นดินที่มีอนุภาคขนาดเล็กและละเอียด ส่งผลให้มีแรงยึดเกาะของผิวดินมาก (cohesion of surface soil) ทำให้อนุภาคของดินสามารถยึดเกาะกันเองได้ดีกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับอนุภาคของเม็ดดินที่มีขนาดใหญ่ นอกจากนี้ลักษณะของเนื้อดิน (soil texture) ที่ทำให้ความคงทนของดินแต่ละชนิดต่างกันแล้ว อินทรีย์วัตถุที่ห่อหุ้มดินสามารถลดการปะทะที่เกิดจากการชะล้างพังทลายของน้ำได้ ดังนั้น ลักษณะของดินที่มีความเสี่ยงต่อการชะล้างพังทลายมากที่สุดจะเป็นดินที่มีขนาดอนุภาคขนาดทรายแป้ง (silt) เช่น ดินร่วน เป็นต้น

การหาค่าความคงทนของดิน สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 วิธีหลัก ได้แก่ การเก็บข้อมูลโดยตรงและการคำนวณด้วยสมการทางคณิตศาสตร์ โดยการเก็บข้อมูลโดยตรงนั้นเป็นการสร้างแปลงทดลองและทำการคำนวณค่าความคงทนของดินจากสัดส่วนระหว่างปริมาณการสูญเสียดินในแปลงทดลองและดัชนีการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำฝน วิธีดังกล่าวไม่เป็นที่นิยมมากนักเนื่องจากใช้เวลาและงบประมาณสูง สำหรับการคำนวณหาค่าความคงทนของดินด้วยสมการทาง

คณิตศาสตร์ถูกนำไปใช้กันอย่างแพร่หลาย เนื่องจากมีความสะดวกและง่ายต่อการใช้งาน โดยสมการจะนำปัจจัยที่มีบทบาทต่อความคงทนของดินสำหรับหาความสัมพันธ์ในรูปแบบของสมการ เพื่อใช้ในการคำนวณหาความคงทนของดินต่อการชะล้างพังทลาย (ณรงค์ พลวงษ์, 2530) โดยสมการของ Wischmeier เป็นที่นิยมใช้มาก โดยมีความง่ายต่อการใช้งานสำหรับผู้ใช้นี้เนื่องจากอยู่ในรูปของแผนภาพโนโมกราฟ (soil erodibility nomograph) และเป็นส่วนหนึ่งของสมการสูญเสียดินสากล (Universal Soil Loss Equation, USLE) ที่มีการประยุกต์ใช้กันอย่างแพร่หลายและสามารถนำไปใช้ได้กับแบบจำลองการชะล้างพังทลายของดินอื่นๆ เช่น MMF และ RMMF เป็นต้น (พิสิฐฐ์ กิมยงค์, 2554) โดยสำหรับประเทศไทยทั้งในภาครัฐและภาคการศึกษา ได้นำหลักการหาค่าความคงทนของดินและนำไปใช้ในการคำนวณการสูญเสียดินสำหรับประกอบการวางแผนการอนุรักษ์ดินและน้ำด้วยเช่นกัน (กรมพัฒนาที่ดิน, 2543)

2.2.2.4 ความลาดชัน (slope gradient)

นอกจากปริมาณน้ำฝนที่เป็นตัวการอันดับแรกในการก่อให้เกิดการชะล้างพังทลายของดินแล้ว ความลาดชันเป็นปัจจัยที่สำคัญต่อความสามารถในการชะล้างพังทลายของดิน และการนำพาตะกอนของน้ำไหลบ่าหน้าดินอีกด้วย เนื่องจากในบริเวณที่มีความลาดชันสูง จะส่งผลให้พลังงานจลน์ของน้ำที่ไหลบนผิวดินสูงตามไปด้วย และนำไปสู่การชะล้างอนุภาคของดินให้หลุดออกจากโครงสร้างดินได้ง่ายยิ่งขึ้น นอกจากนี้ ลักษณะของความชันในภูมิภาคยังส่งผลกระทบต่ออัตราการไหลของน้ำใต้ผิวดิน (subsurface flow) ด้วยเช่นกัน โดยพื้นที่ที่มีความลาดชันสูงจะส่งผลให้มีอัตราการไหลที่มากขึ้น และส่งผลให้พื้นดินโดยรอบที่อยู่ต่ำกว่ามีปริมาณน้ำใต้ผิวดินมากขึ้น ทำให้ดินอิ่มตัวด้วยน้ำเร็วและก่อให้เกิดน้ำไหลบ่าหน้าดินได้ง่ายขึ้นด้วย (Choi et al., 2017)

2.2.2.5 พืชพรรณ (vegetation)

พืชพรรณที่ปกคลุมพื้นดินอยู่ซึ่งประกอบไปด้วยใบ กิ่งและลำต้น จะสกัดกั้นน้ำฝนบางส่วนไม่ให้ลงสู่ผิวดิน ซึ่งคุณสมบัติดังกล่าวของพืชพรรณแต่ละชนิดมีความแตกต่างกัน โดยพืชพรรณที่มีทรงพุ่ม (canopy cover) ขนาดใหญ่และมีความหนาแน่นสูง จะสามารถสกัดกั้นน้ำฝนได้มากตามไปด้วย อีกทั้งเรือนยอดของทรงพุ่มที่หนาแน่นยังลดโอกาสที่น้ำฝนจะตกผ่านสู่พื้นดินได้ (throughfall) ปริมาณน้ำที่ค้างอยู่ตามใบและกิ่งของต้นไม้เมื่อหยดลงมา (leaf drain) สู่ผิวดินก็สามารถสร้างความเสียหายแก่หน้าดินด้วยเช่นกัน สำหรับพืชพรรณที่ปกคลุมผิวดิน (surface cover) นอกจากจะลดการกระแทกจากเม็ดฝนแล้วยังมีส่วนช่วยลดการสูญเสียดินที่เกิดจากน้ำไหลบ่าหน้าดิน (surface runoff) โดยการชะลอการไหลของน้ำทำให้พลังงานของน้ำลดน้อยลงและส่งผลให้เกิดการสูญเสียดินที่น้อยลงไปด้วย

2.3 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ เป็นเครื่องมือที่สำคัญซึ่งถูกสร้างขึ้นมาเพื่อศึกษากระบวนการต่างๆ ในธรรมชาติ (Xu, 2002) เนื่องจากปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นทางธรรมชาติเป็นสิ่งที่ยากและซับซ้อนต่อการทำความเข้าใจโดยตรง ดังนั้นเพื่อทำความเข้าใจถึงพฤติกรรมต่างๆ ของระบบธรรมชาติ จึงต้องลดความซับซ้อนและมุ่งเน้นศึกษาเฉพาะปัจจัยที่สำคัญต่อปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้น ซึ่งปัจจัยเหล่านั้นถูกสร้างให้อยู่ในรูปแบบของตัวแปร (variables) และพารามิเตอร์ (parameters) ที่มีความสัมพันธ์กัน สามารถเขียนได้ในรูปแบบของสมการทางคณิตศาสตร์ที่สามารถใช้พยากรณ์และอธิบายรูปแบบของกระบวนการทางธรรมชาติ

2.3.1 แนวคิดในการสร้างแบบจำลอง

ในการใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์สำหรับพยากรณ์การชะล้างพังทลายของดิน โดยน้ำสามารถแบ่งประเภทของแบบจำลองได้ 3 ลักษณะ ได้แก่ แบบจำลองเชิงประจักษ์ (empirical model) แบบจำลองเชิงแนวคิด (conceptual model) และแบบจำลองที่อาศัยหลักการทางฟิสิกส์ (physically based model) แต่ในความเป็นจริง เป็นการยากที่ระบุประเภทของแบบจำลองได้อย่างชัดเจน เนื่องจากการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำเป็นกระบวนการที่มีความซับซ้อนและมีปัจจัยทางกายภาพที่หลากหลายเข้ามาเกี่ยวข้อง เช่น กระบวนการเกิดน้ำไหลบ่าหน้าดิน ปริมาณน้ำฝน น้ำใต้ผิวดิน (interflow) การระเหยและหายใจ (evapotranspiration) ปัจจัยทางกายภาพของดินที่ส่งผลกระทบต่อการไหลของน้ำและซึมของน้ำ การแตกกระจายของอนุภาคดินและการตกตะกอน (deposition) เป็นต้น (Merritt et al., 2003) แบบจำลองส่วนใหญ่จะประกอบไปด้วยแบบจำลองย่อยประเภทต่างๆ ที่แสดงกระบวนการภายในระบบ ดังนั้น ผู้ใช้งานจำเป็นต้องมีความเข้าใจถึงกลไกการทำงานในแต่ละแบบจำลอง เพื่อสามารถใช้งานได้อย่างมีประสิทธิภาพและมีความเหมาะสมกับสภาพพื้นที่ โดยแบบจำลองแต่ละประเภทมีรายละเอียดดังนี้

2.3.1.1 แบบจำลองเชิงประจักษ์ (empirical model)

แบบจำลองเชิงประจักษ์ เป็นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่สร้างบนพื้นฐานการวิเคราะห์ข้อมูลที่ได้จากการสำรวจในเชิงสถิติ แบบจำลองลักษณะนี้จึง ไม่ได้พิจารณาถึงกระบวนการและกลไกของการเกิดการชะล้าง หากแต่เป็นสมการแสดงความสัมพันธ์ทางสถิติระหว่างปัจจัยต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับปริมาณการชะล้างหน้าดินเท่านั้น จากลักษณะดังกล่าวทำให้การใช้งานแบบจำลองเชิงประจักษ์มีประสิทธิภาพเฉพาะพื้นที่ที่นำข้อมูลมาใช้ในการพัฒนาแบบจำลองเท่านั้น อย่างไรก็ตามแบบจำลองเชิงประจักษ์ถูกนำไปใช้อย่างแพร่หลายที่สุด เนื่องจากง่ายต่อการใช้งานและใช้ข้อมูลในการประมวลผลน้อย เมื่อเปรียบเทียบกับความต้องการข้อมูลในการประมวลผลของ

แบบจำลองอื่นๆ มีความเหมาะสมต่อการนำไปใช้ในพื้นที่ขนาดใหญ่และกรณีที่มีข้อจำกัดในการได้มาซึ่งข้อมูล (Merritt et al., 2003)

2.3.1.2 แบบจำลองเชิงแนวคิด (conceptual base model)

การทำงานของแบบจำลองเชิงแนวคิด จะทำการจำลองกระบวนการต่างๆ ในลุ่มน้ำให้อยู่ในรูปแบบของระบบ ที่ประกอบด้วยระบบย่อยๆ ที่มีความสัมพันธ์กันในรูปแบบของการถ่ายทอดสสาร โดยในแต่ละระบบย่อยประกอบไปด้วยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ทำการรับค่าตัวแปรมาประมวลผลและส่งผลลัพธ์ต่อไปยังระบบย่อยอื่นๆ ซึ่งสมการทางคณิตศาสตร์ที่ใช้ในการประมวลผลเป็นได้ทั้งแบบจำลองเชิงประจักษ์ หรือแบบจำลองที่อาศัยหลักการทางฟิสิกส์ ดังนั้นการสร้างแบบจำลองเชิงแนวคิดจึงมีความยืดหยุ่นสูง โครงสร้างภายในไม่ซับซ้อนมากนักสะดวกต่อการนำไปใช้งาน เนื่องจากส่วนหนึ่งของแบบจำลองเป็นการใช้สมการเชิงประจักษ์ และในขณะที่ยังส่วนหนึ่ง ใช้สมการทางฟิสิกส์ในการอธิบายและจำลองกระบวนการทางธรรมชาติจึงทำให้แบบจำลองมีความสมจริงมากขึ้น

2.3.1.3 แบบจำลองที่อาศัยหลักการทางฟิสิกส์ (physically based model)

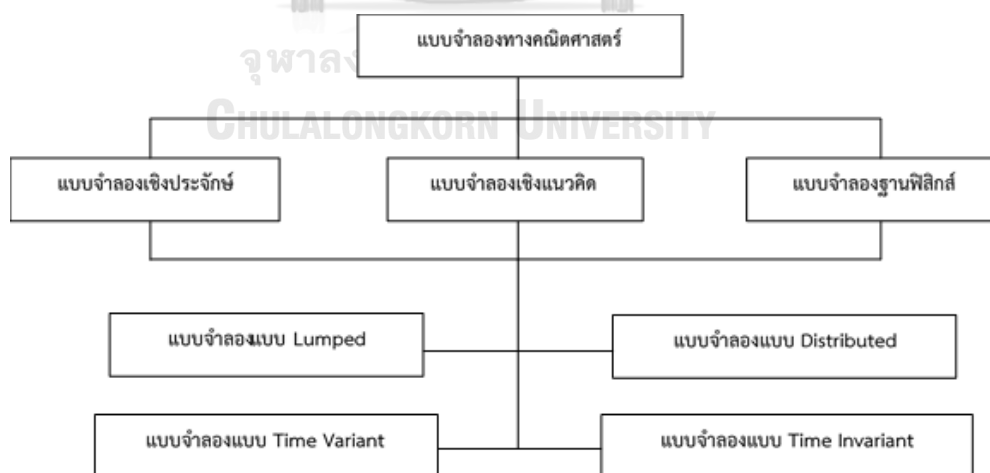
แบบจำลองที่อาศัยหลักการทางฟิสิกส์ เป็นแบบจำลองที่ถูกพัฒนาขึ้นมาบนพื้นฐานความเข้าใจต่อกระบวนการทำงานของธรรมชาติตามกฎเทอร์โมไดนามิกส์ โดยลักษณะการทำงานของแบบจำลองดังกล่าวใช้สมการทางฟิสิกส์ในการอธิบายถึงกระบวนการต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับ การถ่ายทอดสสารและพลังงานภายในระบบ โครงสร้างของแบบจำลองจึงประกอบด้วยตัวแปรและพารามิเตอร์ที่แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงของคุณสมบัติของระบบทั้งในเชิงพื้นที่และเวลาที่สามารถอธิบายได้ในรูปของสมการเชิงอนุพันธ์ (differential equation) แบบจำลองประเภทนี้จึงต้องการข้อมูลจำนวนมากและอาศัยเครื่องมือในการประมวลผลข้อมูลที่มีประสิทธิภาพสูง ดังนั้นการประยุกต์ใช้แบบจำลองที่อาศัยหลักการทางฟิสิกส์ จึงมีความเหมาะสมต่อการดำเนินงานในพื้นที่ขนาดเล็ก เพื่อจำลองเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นในห้วงเวลาสั้นๆ และมุ่งเน้นศึกษาลงปรากฏการณ์ทางธรรมชาติเฉพาะเรื่อง (Beven, 1989)

2.3.2 องค์ประกอบทางพื้นที่และเวลาในแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

แบบจำลองทั้งสามประเภทที่กล่าวมาอาจจำแนกเป็นแบบจำลองที่เกี่ยวข้องและไม่เกี่ยวข้องกับตัวแปรด้านเวลา โดยแบบจำลองที่มีความสัมพันธ์กับตัวแปรด้านเวลา (time-variant) ลักษณะของตัวแปรนำเข้า (input) และผลลัพธ์ (output) จากการประมวลผลด้วยแบบจำลอง จะมีการผันแปรตามเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป ส่วนแบบจำลองที่ไม่สัมพันธ์กับเวลา (time-invariant)

ตัวแปรต่างๆ ที่ได้กล่าวมาจะไม่มีเปลี่ยนแปลงไปตามเวลา ซึ่งแบบจำลองที่มีความเกี่ยวข้องกับระบบทางอุทกวิทยาส่วนแล้วมากมีความสัมพันธ์กับตัวแปรด้านเวลา (Xu, 2002)

สำหรับกระบวนการทำงานของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ในมุมมองเชิงพื้นที่ที่สามารถจำแนกแบบจำลองออกได้เป็น 2 ประเภทหลัก ได้แก่ แบบจำลองแบบรวมกลุ่มทางพื้นที่ (lumped model) และแบบจำลองแบบกระจาย (distributed model) โดยแบบจำลองแบบรวมกลุ่มนั้น ทำการประมวลผลเพื่อให้ได้ผลลัพธ์และใช้เป็นค่าตัวแทนของทั้งพื้นที่ที่ทำการศึกษ ส่วนแบบจำลองแบบกระจายจะทำการแบ่งพื้นที่ศึกษาเป็นพื้นที่ย่อยซึ่งอาจจะอยู่ในรูปของกริดเซล (grid cell) ครอบคลุมทั้งพื้นที่ ดังนั้นตัวแปรและค่าพารามิเตอร์ที่ใช้ในการคำนวณในแต่ละกริดเซลจึงสามารถให้ค่าที่แตกต่างกันได้ตามลักษณะการผันแปรทางพื้นที่ แต่ละกริดเซลนั้นสามารถเชื่อมโยงกันตามโครงข่ายการเคลื่อนที่ของสสารและพลังงานซึ่งสามารถกำหนดได้ตามทิศทางความลาดชัน ดังนั้นจะเห็นว่าผลลัพธ์จากการประมวลผลด้วยแบบจำลองในแต่ละกริดเซลอาจได้รับอิทธิพลมาจากกริดเซลอื่นๆรอบข้างด้วยเช่นกัน แบบจำลองอีกประเภทหนึ่งที่มีลักษณะผสมผสานระหว่างแบบจำลองรวมกลุ่มและแบบจำลองกระจาย คือ แบบจำลองกึ่งกระจาย (semi-distributed models) โดยแบบจำลองดังกล่าวทำการแบ่งพื้นที่ศึกษาออกเป็นพื้นที่ย่อยๆ ที่มีขนาดค่อนข้างใหญ่ตามคุณสมบัติที่คล้ายคลึงกันของพื้นที่ เช่น ประเภทการใช้ที่ดิน ลุ่มน้ำย่อย หน่วยทางธรณีสัณฐานวิทยา เป็นต้น เป็นการลดความละเอียดทางพื้นที่ให้กับแบบจำลองเพื่อเพิ่มประสิทธิภาพในการประมวลผลให้ดียิ่งขึ้น (Xu, 2002)



ภาพที่ 1 แสดงการจำแนกประเภทของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

(ที่มา: Xu, 2002)



ภาพที่ 2 แบบจำลองแบบ Lumped model (ซ้าย), แบบจำลองรูปแบบ Semi-distributed model (กลาง) และแบบจำลองรูปแบบ Distributed model (ขวา)

(ที่มา: Xu, 2002)

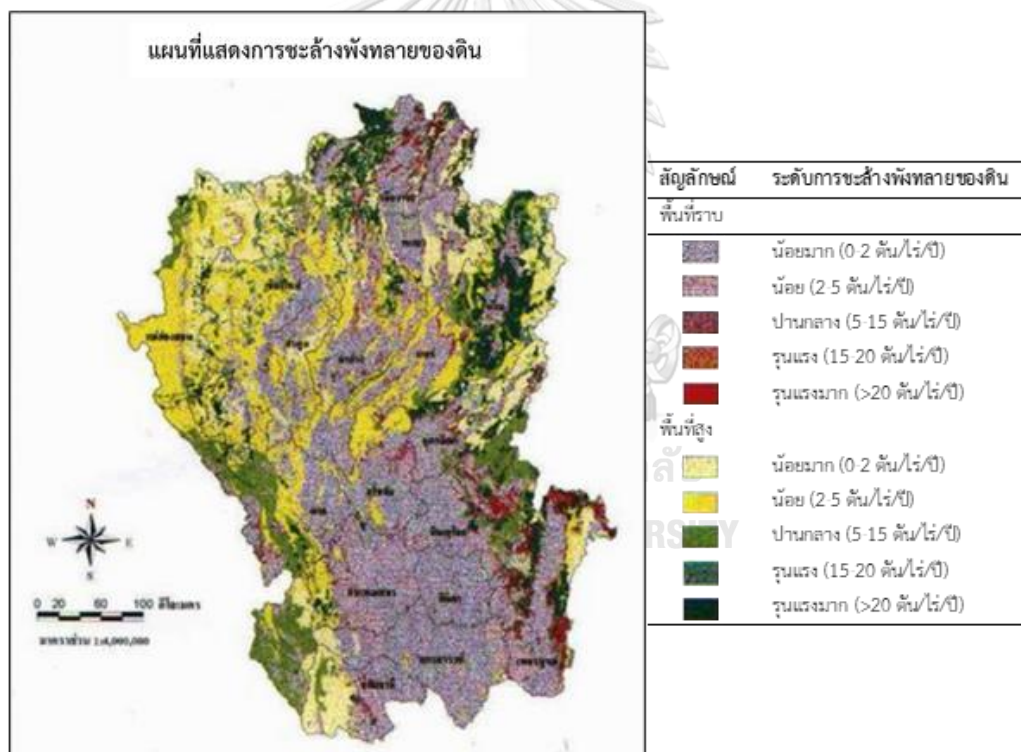
2.4 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ในการศึกษาการชะล้างพังทลายของดินจากการไหลของน้ำ

2.4.1 สมการสูญเสียดินสากล (Universal Soil Loss Equation, USLE)

สมการสูญเสียดินสากลถูกพัฒนาตั้งแต่ปี 1970 โดยกระทรวงเกษตรของสหรัฐอเมริกา ซึ่งมีการนำไปใช้อย่างแพร่หลาย โดยสมการมีลักษณะเป็นแบบจำลองเชิงประจักษ์ สมการสูญเสียดินสากลสร้างมาจากการวิเคราะห์ข้อมูลปัจจัยต่างๆ ที่มีอิทธิพลต่อการสูญเสียดิน เช่น ปัจจัยเกี่ยวกับฝน ความคงทนของดินต่อการชะล้างพังทลายของดินจากน้ำฝน ปัจจัยความลาดชัน ลักษณะการไถพรวน ลักษณะทางกายภาพของแปลงตัวอย่าง ลักษณะการปลูกพืชและชนิดของพืช เป็นต้น โดยข้อมูลดังกล่าวทำการเก็บมากกว่า 10,000 แปลงต่อปี ในสหรัฐอเมริกา ซึ่งข้อมูลจะถูกใช้ในการวิเคราะห์ทางสถิติเพื่อหาค่าความสัมพันธ์ระหว่างปัจจัยต่างๆ ที่ทำให้เกิดการชะล้าง รวมถึงค่าสัมประสิทธิ์ของปัจจัยต่างๆ ที่ใช้ในสมการ สมการสูญเสียดินมีโครงสร้างที่ไม่ซับซ้อนและมีตัวแปรไม่มาก ดังนั้นจึงสามารถนำไปใช้งานได้ง่าย อย่างไรก็ตาม สมการสูญเสียดินสากลมีข้อจำกัดในเรื่องความถูกต้องในการประมาณการสูญเสียดิน เนื่องจากสมการที่ใช้ประมวลผลไม่ได้ถูกสร้างจากข้อมูลจากการสำรวจในพื้นที่ประเทศไทย จำเป็นต้องมีการปรับแก้ค่าพารามิเตอร์ต่างเพื่อให้แบบจำลองสามารถนำไปใช้ในพื้นที่ศึกษาได้อย่างมีประสิทธิภาพ ดังนั้น การนำแบบจำลองดังกล่าวไปใช้งานในพื้นที่อาจส่งผลทำให้ผลลัพธ์จากแบบจำลองอาจมีความคลาดเคลื่อนสูง (Merritt et al., 2003)

กรมพัฒนาที่ดินได้ทำการหาค่าพารามิเตอร์ต่างๆ ในสมการสูญเสียดินสากลให้มีความเหมาะสมและสามารถใช้งานกับพื้นที่ประเทศไทย (กรมพัฒนาที่ดิน, 2543) อย่างไรก็ตาม สมการสูญเสียดินสากลไม่สามารถให้ผลลัพธ์ในลักษณะกระจายตัวของการชะล้างหน้าดินบนพื้นที่ได้ เนื่องจากสมการสูญเสียดินสากลมีลักษณะเป็นแบบจำลองแบบรวมกลุ่ม (ภาพที่ 2) ซึ่งจะให้ผลการคำนวณการสูญเสียดินหน้าดินเป็นค่าตัวแทนของทั้งพื้นที่เพียงค่าเดียว ถึงแม้ว่าในบางกรณีจะสามารถแบ่งพื้นที่ศึกษาออกเป็นส่วนๆ ในรูปแบบของแบบจำลองกึ่งกระจาย (ภาพที่ 2) เช่นทำการแบ่งพื้นที่

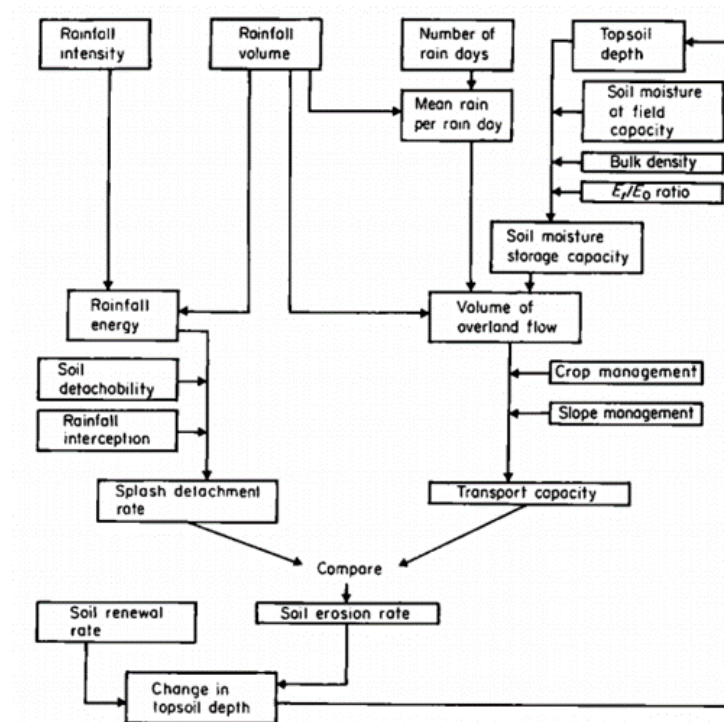
ลุ่มน้ำหลักออกเป็นลุ่มน้ำสาขาย่อยๆ หลังจากนั้นทำการประมวลผลด้วยแบบจำลองในแต่ละพื้นที่ลุ่มน้ำย่อย ทำให้สามารถเห็นความแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ได้อย่างชัดเจนมากขึ้น แต่ผลลัพธ์ที่ได้ก็เป็นค่าการชะล้างหน้าดินเฉลี่ยที่ตัวแทนในระดับของพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยเท่านั้น ประกอบกับรูปแบบของแบบจำลองที่ใช้มีลักษณะเป็นแบบจำลองเชิงประจักษ์ ส่งผลให้การคำนวณไม่ได้อยู่บนพื้นฐานกระบวนการตามธรรมชาติ เพียงแต่เกิดขึ้นบนความสัมพันธ์ระหว่างปัจจัยที่เกี่ยวข้องเท่านั้น ดังนั้นสมการสูญเสียดินสากล จึงมีความเหมาะสมสำหรับการศึกษาการสูญเสียดินในระดับภูมิภาค ซึ่งเป็นพื้นที่ศึกษาขนาดใหญ่และไม่ต้องการความละเอียดสูง ยกตัวอย่างเช่น กรมพัฒนาที่ดินใช้สมการสูญเสียดินที่ทำการปรับปรุงแล้ว ในการประเมินการสูญเสียดินในบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย โดยแบ่งพื้นที่เป็น 2 ส่วนหลักคือ การสูญเสียดินบนพื้นราบ และการสูญเสียดินในพื้นที่สูง ซึ่งในแต่ละส่วนแบ่งระดับความรุนแรงจากการสูญเสียดินเป็น 5 ระดับ (กรมพัฒนาที่ดิน, 2543) ตามภาพที่ 3



ภาพที่ 3 แผนที่แสดงการชะล้างพังทลายของดินในบริเวณภาคเหนือของประเทศไทย
(ที่มา: กรมพัฒนาที่ดิน, 2543)

2.4.2 แบบจำลอง Morgan-Morgan Finney (MMF)

แบบจำลอง Morgan-Morgan Finney หรือ MMF เป็นแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ถูกพัฒนาขึ้นโดย Morgan และคณะในปี 1984 โดยใช้พื้นฐานในการประมาณการสูญเสียดินจากสมการสูญเสียดินสากล แต่มีการพัฒนารูปแบบของแบบจำลองให้สอดคล้องกับกลไกทางธรรมชาติของกระบวนการชะล้างพังทลายมากขึ้น โดยทำการแบ่งกระบวนการทำงานออกเป็นสองส่วนคือ ระยะเวลา (water phase) และระยะตะกอน (sediment phase) โดยในระยะเวลาจะประมาณการพลังงานจลน์ของน้ำฝนและปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินเพื่อนำมาคำนวณการสูญเสียดินที่เกิดขึ้นจากการชะล้างโดยเม็ดฝนและความสามารถของน้ำไหลกบนผิวดินในการพัดพาตะกอน (transport capacity) โดยปริมาณการสูญเสียดินที่เกิดขึ้นจะพิจารณาจากปริมาณตะกอนสูงสุดที่น้ำไหลบ่าหน้าดินจะสามารถนำพาได้ ซึ่งปริมาณของตะกอนที่สูญเสียนำไปเปรียบเทียบกับอัตราการฟื้นฟูของผิวดินตามธรรมชาติ (topsoil renewal rate) เพื่อศึกษาการเปลี่ยนแปลงของดินในรอบปี (Morgan et al., 1984) โดยมีโครงสร้างของแบบจำลองดังแสดงในภาพที่ 4



ภาพที่ 4 แสดงโครงสร้างของแบบจำลอง Morgan-Morgan Finney (MMF)

(ที่มา: Morgan et al., 1984)

แบบจำลอง MMF เป็นแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ใช้หลักการทางฟิสิกส์อย่างง่ายในการอธิบายกลไกและกระบวนการชะล้างพังทลายของดินจากการไหลของน้ำ มีการใช้แบบจำลองเชิงประจักษ์ในการจำลองกระบวนการย่อย (Morgan et al., 1984) ซึ่งการพัฒนากระบวนการเลียนแบบธรรมชาติที่ชัดเจนมากขึ้น ประกอบกับมีจำนวนตัวแปรที่มากขึ้น จึงทำให้ผลลัพธ์จากการประมาณการสูญเสียดินมีความถูกต้องมากขึ้นด้วยโดยเฉพาะการใช้งานในแปลงตัวอย่าง ในพื้นที่ลาดเขาและลุ่มน้ำขนาดเล็ก (Morgan and Duzant., 2007)

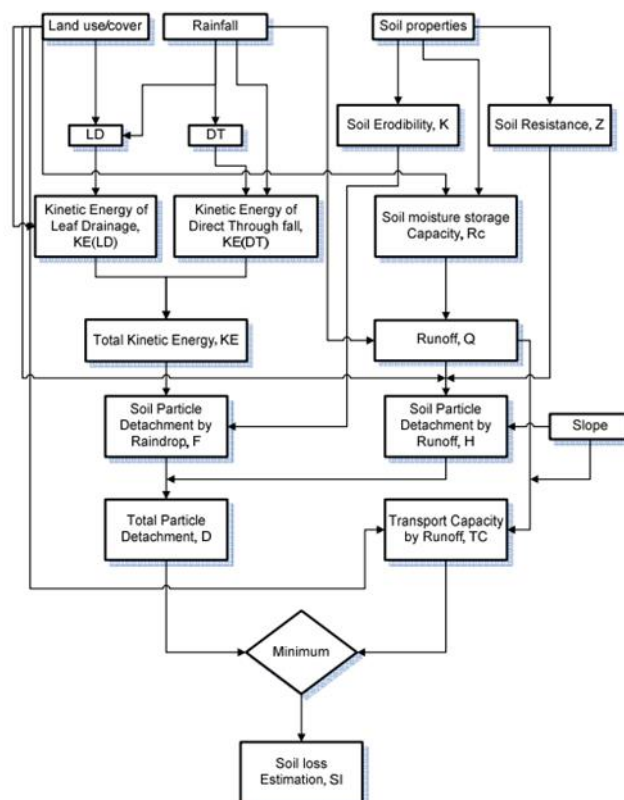
ถึงแม้ว่าโครงสร้างของแบบจำลอง MMF ในภาพรวมจะมีความสอดคล้องกับกระบวนการตามธรรมชาติมากกว่าสมการสูญเสียดินสากล แต่การจำลองกระบวนการต่างๆ ของแบบจำลองยังใช้สมการเชิงประจักษ์อยู่เป็นจำนวนมาก ส่งผลให้ผลลัพธ์จากการประมาณการสูญเสียดินอาจเกิดความคลาดเคลื่อนสูง (Merritt et al., 2003) ดังนั้นจึงจำเป็นต้องทำการปรับเทียบ (calibration) เพื่อหาค่าพารามิเตอร์ที่เหมาะสมกับพื้นที่ที่จะทำการศึกษา โดยจากการศึกษางานวิจัย (พิสิญฐ์ กิมยงค์, 2554) ประเมินการสูญเสียดินด้วยสมการสูญเสียดินสากลแบบจำลอง Morgan-Morgan Finney และ แบบจำลอง Revised Morgan-Morgan Finney ในพื้นที่ลุ่มน้ำขุน อำเภอลำสนัก จังหวัดเพชรบูรณ์ ในปี 2554 พบว่าผลจากจำลองมีความคลาดเคลื่อนจากข้อมูลตรวจวัดจริงอันเป็นผลมาจากค่าของพารามิเตอร์ที่ใช้ในแบบจำลองไม่ได้ผ่านการปรับเทียบกับข้อมูลในพื้นที่วิจัย ดังนั้น ควรใช้สมการที่สร้างจากข้อมูลที่สอดคล้องกับลักษณะทางกายภาพของพื้นที่

กรมพัฒนาที่ดินได้ทำการประเมินความรุนแรงของการชะล้างพังทลายของดินในพื้นที่ต่างๆ ในประเทศไทยด้วยแบบจำลอง MMF และได้ใช้แบบจำลองของ Hudson (Shougang et al., 2014) ในการประมาณการพลังงานจลน์ของฝนมาใช้ในการอธิบายปริมาณพลังงานจลน์ของฝนในแบบจำลอง MMF แทน เนื่องจากแบบจำลองดังกล่าวถูกพัฒนาให้ใช้กับประเทศในเขตร้อนชื้นซึ่งมีความเหมาะสมกับประเทศไทย รวมถึงค่าปัจจัยอื่นๆที่อ้างอิงจากการสำรวจโดยกรมพัฒนาที่ดิน เช่น ค่าการปกคลุมของพืชพรรณ (crop cover factor) และแนวปฏิบัติในการป้องกันการชะล้างพังทลายของดิน (practice factor) เป็นต้น (กรมพัฒนาที่ดิน, 2543)

2.4.3 แบบจำลอง Revised Morgan-Morgan Finney (RMMF)

แบบจำลอง Revised Morgan-Morgan Finney หรือ RMMF เป็นการปรับปรุงการใช้งานในแบบจำลอง MMF เดิมให้ใกล้เคียงกับสภาพความเป็นจริงมากยิ่งขึ้น โดยการเพิ่มปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับพืชปกคลุมดินในแบบจำลอง ได้แก่ ความสูงของเรือนยอด (plant height) และความสามารถในการระบายน้ำจากพุ่มใบของพืชสู่พื้นดิน รวมถึงการสูญเสียดินที่เกิดขึ้นจากน้ำ

ไหลบ่าหน้าดิน ผลการทดสอบประสิทธิภาพของแบบจำลอง RMMF เทียบกับแบบจำลอง MMF ในพื้นที่ศึกษาเดียวกันพบว่าความผิดพลาดในการประมาณค่าน้ำไหลบ่าหน้าดินและปริมาณสูญเสียดินจาก RMMF มีค่าต่ำกว่าผลของแบบจำลอง MMF (Morgan, 2001) อย่างไรก็ตามแบบจำลอง RMMF มีข้อจำกัดบางประการซึ่งใกล้เคียงข้อจำกัดของแบบจำลอง MMF (ภาพที่ 5) (Morgan and Duzant., 2007) เนื่องจากโครงสร้างของแบบจำลอง RMMF ไม่ได้แตกต่างจากแบบจำลอง MMF มาก กล่าวคือการจำลองกระบวนการภายในระบบ เป็นลักษณะแบบจำลองเชิงประจักษ์ ซึ่งต้องอาศัยการปรับเทียบค่าพารามิเตอร์ในแบบจำลองเช่นเดียวกับแบบจำลอง RMMF นอกจากนี้การตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลองทำได้ยากลำบาก เนื่องจากผลลัพธ์ที่ได้เป็นแผนที่แสดงปริมาณการสูญเสียดินที่ครอบคลุมทั้งพื้นที่ศึกษา โดยสามารถนำข้อมูลที่ได้จากแบบจำลองเพื่อทำการตรวจสอบกับภูมิประเทศจริงได้ แต่เป็นการยากที่จะทำการตรวจสอบผลลัพธ์จากแบบจำลองทั้งหมดทุกๆ บริเวณในพื้นที่ลุ่มน้ำ ดังเช่นในงานวิจัยของ (Suriyaprasit, 2008) ทำการศึกษาการสูญเสียดินด้วยแบบจำลอง RMMF ณ ลุ่มน้ำขุน จ.เพชรบูรณ์ พบว่ามีข้อจำกัดในการจัดทำแปลงตรวจวัดตะกอนเพื่อทำการปรับเทียบและตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลอง



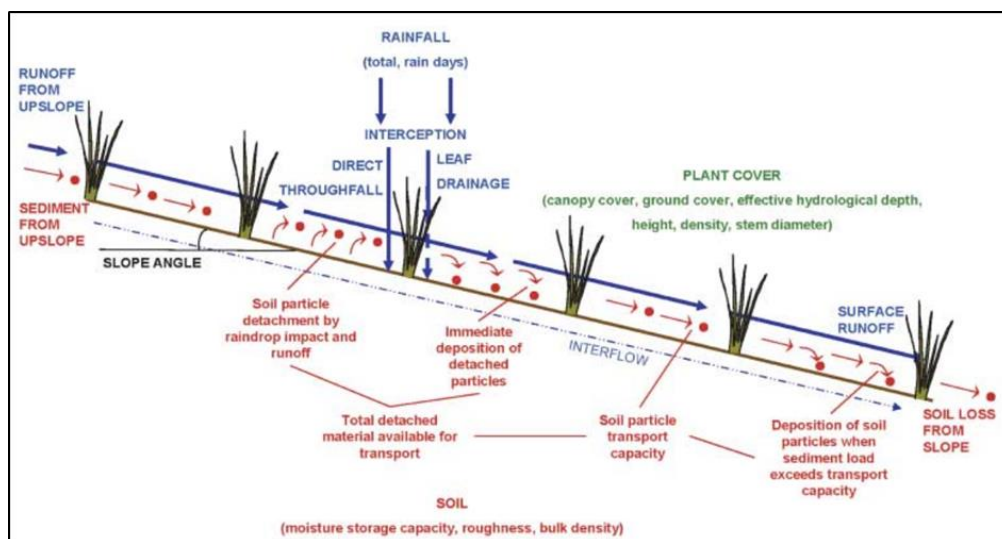
ภาพที่ 5 แสดงถึงโครงสร้างของแบบจำลอง Revised Morgan-Morgan Finney (RMMF)

(ที่มา: Suriyaprasit, 2008)

2.4.4 แบบจำลอง Modified Morgan-Morgan Finney (MMMMF)

ในปี 2007 ได้มีการเผยแพร่แบบจำลอง MMMF ซึ่งเป็นแบบจำลองในการประมาณการสูญเสียดิน ซึ่งทำการปรับปรุงเพิ่มเติมจากแบบจำลอง MMF และ RMMF (Morgan and Duzant., 2007) โดยหลักสำคัญที่ถูกเพิ่มเข้ามาในแบบจำลอง MMMF นั้นคือ กระบวนการตตะกอน โดยปริมาณอนุภาคดินบางส่วนที่เกิดขึ้นจากการชะล้างโดยน้ำฝน (detachment by rainfall) และน้ำไหลบ่าหน้าดิน (detachment by runoff) จะเกิดการตตะกอนและไม่ถูกน้ำไหลบ่าหน้าดินนำพาออกไปจากพื้นที่หากปริมาณน้ำหลากบนผิวดินมีพลังงานในการพัดพาไม่มากพอ แบบจำลองมีหลักการในการหาปริมาณอนุภาคดินที่ตตะกอนในแต่ละกริดเซลจากค่าการตกจมของอนุภาคดิน (The particle fall number) ซึ่งเป็นสัดส่วนระหว่าง ความเร็วในการไหลของน้ำไหลบ่าหน้าดิน (runoff flow velocity) และความเร็วในการตกจมของอนุภาคดินแต่ละขนาดโดยความเร็วในการไหลของน้ำไหลบ่าหน้าดินขึ้นอยู่กับความลึกของการไหล (flow depth) และความลาดชัน (slope) โดยแบบจำลองการชะล้างหน้าดินของ Morgan ในสมัยก่อนหน้านั้นได้แก่ USLE, MMF และ RMMF ไม่ได้พิจารณาถึงกระบวนการดังกล่าวในการประเมินการชะล้างหน้าดินจากการไหลของน้ำ

การปรับปรุงแบบจำลองดังกล่าว ทำให้สามารถอธิบายลักษณะตามธรรมชาติ พื้นฐานของกระบวนการชะล้างพังทลายได้อย่างสมบูรณ์มากขึ้น องค์ประกอบอื่นๆ ที่สำคัญในการเปลี่ยนแปลงคือ แบบจำลอง MMMF ได้ทำการปรับปรุงกระบวนการเกิดน้ำไหลบ่าหน้าดิน โดยพิจารณาผลกระทบที่เกิดขึ้นจากน้ำไหลใต้ผิวดินด้วย รวมถึงทำการจำแนกอนุภาคของดินที่ได้รับผลกระทบจากกระบวนการแตกกระจาย การนำพาโดยน้ำไหลบ่าหน้าดิน และการตตะกอน ออกจากกันอย่างชัดเจนตามลักษณะของเนื้อดิน (soil texture) ซึ่งประกอบด้วย อนุภาคของดินทราย (sand) ดินร่วน (silt) และดินเหนียว (clay) ดังนั้นแบบจำลอง MMMF จึงสามารถประมาณอนุภาคดินที่ถูกชะล้างพังทลายแยกตามขนาดอนุภาคของดิน ที่แตกต่างกันได้ (Morgan and Duzant., 2007) การพัฒนาและปรับปรุงแบบจำลองเดิมส่งผลให้แบบจำลอง MMMF เป็นแบบจำลองที่มีกระบวนการทำงานทางฟิสิกส์มากขึ้น หรือเป็นแบบจำลองที่สามารถเลียนแบบกระบวนการทางธรรมชาติได้อย่างสมบูรณ์กว่าแบบจำลอง Morgan ในอดีต (ภาพที่ 6)



ภาพที่ 6 แสดงแนวคิดการทำงานของแบบจำลอง Modified Morgan-Morgan Finney (MMM)
(ที่มา: Duzant, 2007)

อย่างไรก็ตามแบบจำลอง MMM มีประเด็นปัญหาหลายประการต่อสมการที่ใช้ในการประมวลผลแบบจำลอง (Choi. et al., 2016) โดยประการแรกคือ การคำนวณหาปริมาณน้ำฝนที่มีผลต่อการเกิดการชะล้าง หรือฝนใช้การ (effective rainfall) ด้วยสมการทางคณิตศาสตร์ได้นำปัจจัยความลาดชัน (slope) ของภูมิประเทศมาใช้ในการคำนวณอย่างผิดวิธี ทำให้ผลลัพธ์ในการคำนวณปริมาณน้ำฝนใช้การผิดพลาดไปด้วย สำหรับประการที่สอง คือการคำนวณปริมาณน้ำไหลใต้ผิวดิน ที่ไม่ได้พิจารณาปัจจัยความกว้างของพื้นที่หน้าตัดของทางน้ำเข้ามาร่วมในการคำนวณ ส่งผลให้การคำนวณปริมาณน้ำไหลใต้ผิวดินมีความผิดพลาดขึ้น และสุดท้ายคือการคำนวณหาปริมาณอนุภาคดินที่ตกตะกอนและปริมาณตะกอนที่ถูกน้ำพาโดยน้ำไหลบ่าหน้าดิน โดยค่าความเร็วในการไหลเป็นปัจจัยที่สำคัญที่ใช้ในการคำนวณหาปัจจัยทั้งสองที่กล่าวมา ซึ่งในส่วนของการตกตะกอนของอนุภาคดินได้ทำการแยกการคำนวณตามลักษณะของผิวดินที่แตกต่างกัน แต่ในการคำนวณการนำพาตะกอนของน้ำไหลบ่าหน้าดินไม่ได้พิจารณาถึงความแตกต่างของลักษณะทางกายภาพที่แตกต่างกันของผิวดิน จึงมีประเด็นขัดแย้งเกิดขึ้น ดังนั้น เพื่อให้การพยากรณ์การสูญเสียดินมีความถูกต้อง ประเด็นปัญหาดังกล่าวจึงควรแก้ไขก่อนนำไปประยุกต์ใช้จริง โดยการแก้ไขประเด็นดังกล่าวเป็นไปตามบทวิจารณ์ของ (Choi. et al., 2016)

2.4.5 แบบจำลอง Daily Base-Morgan Finney (DMMF)

แบบจำลอง Daily Based Morgan-Morgan-Finney หรือ DMMF เป็นแบบจำลองเชิงแนวคิด (conceptual Model) โดยเป็นแบบจำลองเพื่อใช้ในการประมาณการน้ำไหลบ่าหน้าดินและปริมาณตะกอน (sediment Flux) พัฒนารุ่นขึ้นจากพื้นฐานการทำงาน of แบบจำลอง MMM

และทำการปรับปรุงการประมวลผลแบบจำลองจากเดิมให้มีความถูกต้องมากขึ้น ซึ่งลักษณะการทำงานของแบบจำลอง DMMF เป็นแบบจำลองที่มีการประมวลผลแบบกระจายตามพื้นที่ (distributed model) โดยจะทำการแบ่งพื้นที่ศึกษาออกเป็นส่วนเล็กๆ (element) หรือเป็นกริดเซลล์ (grid cell) และทำการประมาณการผลลัพธ์ด้วยสมการทางคณิตศาสตร์ในแต่ละส่วนของพื้นที่ศึกษา ซึ่งในแต่ละส่วนพื้นที่นั้นอาจได้ผลลัพธ์ที่เหมือนและแตกต่างกันเนื่องจากลักษณะของข้อมูลที่ใช้ในการประมวลผลผ่านแบบจำลอง มีการกระจายตัวทางพื้นที่ที่แตกต่างกัน อาทิเช่น ปริมาณน้ำฝน ลักษณะสิ่งปกคลุมพื้นดิน ประเภทของดิน และลักษณะของความชื้น เป็นต้น โดยหลังจากการประมวลผลแล้ว จะได้ปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินและปริมาณตะกอนที่ถูกนำพา ซึ่งจะเคลื่อนที่ไปยังพื้นที่โดยรอบที่อยู่ติดกัน โดยทิศทางการเคลื่อนที่ของน้ำไหลบ่าหน้าดินและตะกอนจะเคลื่อนที่ไปยังพื้นที่ส่วนไหนนั้นขึ้นอยู่กับความสูงต่ำของพื้นที่เมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่โดยรอบ ดังนั้นเมื่อเกิดฝนตกในพื้นที่ลุ่มน้ำทุกๆส่วนในพื้นที่ลุ่มน้ำจะนำปริมาณของน้ำฝนที่ได้รับและคำนวณปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินและตะกอนที่เกิดขึ้น และส่งต่อกระจายไปตามพื้นที่จากที่สูงลงสู่ที่ต่ำ โดยจะทำการประมวลผลในลักษณะนี้ในทุกๆ วัน

นอกจากการปรับปรุงการทำงานของแบบจำลอง MMMF ในมิเสถียรภาพมากขึ้นแล้ว แบบจำลอง DMMF ยังได้รับการพัฒนาให้สามารถใช้พยากรณ์ปริมาณสูญเสียดินได้ในรายวัน เพื่อให้เป็นประโยชน์ในพื้นที่ที่มีปริมาณฝนมาก และทำการเพิ่มลักษณะสิ่งปกคลุมพื้นดินที่น้ำฝนไม่สามารถซึมผ่านได้ เช่น ถนน สิ่งปลูกสร้างต่างๆ เป็นต้น (Choi et al., 2017)

2.4.6 The European Soil Erosion Model (EUROSEM)

EUROSEM เป็นแบบจำลองที่ถูกพัฒนาจากความร่วมมือของคณะกรรมการสหภาพยุโรป (Commission of European Communities) ภายใต้โครงการสิ่งแวดล้อม (Environmental Programme) ปี 1986-1990 ซึ่งประกอบไปด้วยนักวิทยาศาสตร์จาก 10 ประเทศในสหภาพยุโรปและได้ร่วมพัฒนาร่วมกับหน่วยงานภายนอกเช่น กระทรวงเกษตรสหรัฐอเมริกา (United States Department of Agriculture, USDA) เป็นต้น โดยแบบจำลองดังกล่าวได้ออกแบบให้สามารถประเมินถึงความเสี่ยงต่อการเกิดการชะล้างพังทลายของดินในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็ก และสามารถนำไปใช้ประมาณการสูญเสียดินที่เกิดขึ้นสำหรับการเกิดพายุฝนในแต่ละครั้ง (event - based) (Morgan. et al., 1998)

แบบจำลอง EUROSEM เป็นแบบจำลองที่อาศัยหลักการทางฟิสิกส์ ที่สามารถจำลองกระบวนการเกิดการชะล้างพังทลายโดยน้ำได้โดยครบกระบวนการ เริ่มจากกระบวนการเกิดตะกอนโดยน้ำฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน กระบวนการพัดพาตะกอนโดยน้ำและกระบวนการตกตะกอน

กระบวนการดังกล่าวเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องและสัมพันธ์ซึ่งกันตลอดระยะเวลาการจำลอง ตัวแปรที่ใช้ในการจำลองมีความผันแปรทั้งทางพื้นที่และเวลาตามลักษณะทางพลวัตของธรรมชาติที่และกระบวนการ ด้วยลักษณะของแบบจำลองดังกล่าว ส่งผลให้จำเป็นต้องใช้ตัวแปรและพารามิเตอร์จำนวนมาก ซึ่งหมายถึงผู้ใช้งานต้องมีเครื่องมือสำรวจเฉพาะในการตรวจวัดข้อมูลแต่ละประเภท รวมถึงใช้ระยะเวลาและต้นทุนในการดำเนินงานสูง ส่งผลให้การประยุกต์ใช้แบบจำลอง EUROSEM จึงจำกัดอยู่ในพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็ก และทำการจำลองภายในช่วงเวลาสั้นๆ เนื่องจากมีจำนวนตัวแปรและพารามิเตอร์มากจะส่งผลต่อความล่าช้าในการประมวลผลข้อมูลและการจำลองในระบบคอมพิวเตอร์ (Morgan and Nearing, 2011)

2.4.7 The Limburg Soil Erosion Model (LISEM)

The Limburg Soil Erosion Model หรือ LISEM เป็นแบบจำลองที่อาศัยหลักการทางฟิสิกส์ที่ใช้ในการจำลองกระบวนการทางอุทกวิทยาและการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำ โดยพัฒนาบนพื้นฐานของแบบจำลอง EUROSEM (Morgan. et al., 1998) โดยแบบจำลอง LISEM ประกอบไปด้วยการจำลองกระบวนการต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับการชะล้างพังทลายของดิน เช่น การดักยัดน้ำฝนของเรือนยอด (rainfall interception) การกักเก็บน้ำของผิวหน้าดิน (storage in microdepressions) กระบวนการซึมของน้ำ การเคลื่อนที่ของน้ำในดินทางตั้ง (vertical water movement through the soil) น้ำไหลบ่าหน้าดินและน้ำที่ไหลบ่าในร่องน้ำ (overland and channel flow) การนำพาตะกอน (transportation) และการกระจายของอนุภาคดิน โดยน้ำฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน (detachment by rainfall and overland flow) โดยในแต่ละกระบวนการประกอบไปด้วยสมการทางฟิสิกส์ในการคำนวณ และใช้ข้อมูลเชิงพื้นที่ (spatial data) ในการประมวลผล จึงเป็นแบบจำลองที่สามารถทำงานร่วมกับระบบสารสนเทศทางภูมิศาสตร์ได้โดยตรง (De Roo et al., 1994)

ด้วยลักษณะของแบบจำลองเป็นฟิสิกส์ จึงใช้ข้อมูลในปริมาณมากและข้อมูลที่ใช้มีความต่อเนื่องในเชิงเวลา โดยการประมวลผลแบบจำลองใช้โปรแกรม PC-Raster ที่มีเครื่องมือในการจัดการข้อมูลเชิงพื้นที่ และสามารถแสดงผลในรูปแบบแผนที่ซึ่งแสดงปรากฏการณ์ต่างๆ ผันแปรไปตามช่วงเวลา รวมถึงสามารถแสดงผลในรูปแบบของกราฟทางอุทกวิทยาและกราฟตะกอน (De Roo et al., 1994) แต่อย่างไรก็ตามแบบจำลองที่ทำงานกับข้อมูลในเชิงพื้นที่ รวมถึงมีความซับซ้อนและใช้ข้อมูลในปริมาณมากสำหรับการประมวลผล จึงเกิดข้อจำกัดในความยากต่อการได้มาซึ่งข้อมูลต่างๆ ดังนั้น เพื่อให้ได้ผลลัพธ์ที่มีคุณภาพจึงเหมาะสำหรับพื้นที่ลุ่มน้ำขนาดเล็กและประมวลผลในช่วงระยะเวลาสั้นๆ (Merritt et al., 2003)

2.5 การประยุกต์ระบบสารสนเทศทางภูมิศาสตร์กับแบบจำลองเชิงพลวัต

ในปัจจุบันมีการพัฒนาซอฟต์แวร์สำหรับใช้งานกับข้อมูลเชิงพื้นที่อย่างแพร่หลาย ที่สามารถสร้าง ปรับปรุงและจัดการกับข้อมูลเชิงพื้นที่โดยเฉพาะ โดยลักษณะของข้อมูลเชิงพื้นที่ที่สามารถแบ่งออกได้สองประเภท ได้แก่ข้อมูลเวกเตอร์ (vector) และข้อมูลแรสเตอร์ (raster) โดยสำหรับข้อมูลแรสเตอร์ ที่มีลักษณะเป็นตารางสี่เหลี่ยมเล็กๆ (grid cell or pixel) เท่ากันและมีความต่อเนื่องกันเป็นพื้นที่ขนาดใหญ่ ทำให้สามารถใช้วิเคราะห์ถึงปรากฏการณ์ที่มีเคลื่อนที่ผันแปรตามพื้นที่และเวลา ได้มีประสิทธิภาพมากกว่าข้อมูลแรสเตอร์ เช่น การไหลของน้ำ หรือการกระจายตัวของปริมาณน้ำฝนตามพื้นที่ เป็นต้น เนื่องจากปรากฏการณ์ตามธรรมชาติที่เกิดขึ้นมีความซับซ้อนและเกิดการเปลี่ยนแปลงอยู่เสมอ ทั้งทางพื้นที่และเวลา ดังนั้นจึงเกิดการพัฒนาระบบภูมิสารสนเทศทางภูมิศาสตร์ให้สามารถทำการเชื่อมโยงรูปแบบการทำงานเข้ากับแบบจำลองพลวัต (dynamic model) ซึ่งแบบจำลองแบบพลวัตนั้นมีความสามารถในการประมวลผลข้อมูลชนิดเดียวกันแต่มีค่าที่แตกต่างกันตามสถานการณ์ ทั้งข้อมูลตัวแปรนำเข้า ตัวแปรภายในระบบ (state variable) และตัวแปรผลลัพธ์ ส่งผลให้แบบจำลองสามารถใช้พยากรณ์ปรากฏการณ์ทางธรรมชาติที่จะเกิดขึ้นในแต่ละสภาวะกาลได้อย่างมีประสิทธิภาพ (Schmitz et al., 2009)

โปรแกรม PCRaster เป็นไลบรารี (library) ที่ทำงานบนโปรแกรมที่ถูกพัฒนาด้วยภาษา Python ซึ่งในการประมวลผลของโปรแกรม PCRaster จะทำการแบ่งพื้นที่ออกเป็นส่วนย่อยๆ อยู่ในรูปแบบตารางกริดหรือ Raster ในระบบระบบภูมิสารสนเทศทางภูมิศาสตร์ โดยในแต่ละกริดเซลในตารางกริดจะประกอบไปด้วยข้อมูลที่สะท้อนถึงลักษณะเฉพาะของกริดเซลนั้นๆ และสามารถที่จะรับและส่งผ่านข้อมูลเคลื่อนที่ไปยังกริดเซลรอบๆ ข้าง รวมถึงสามารถทำการประมวลผลได้อย่างต่อเนื่องกันในแต่ละช่วงเวลา โดยการศึกษาการชะล้างพังทลายของดิน มีแบบจำลองที่อยู่ในรูปแบบเชิงพลวัต เช่น แบบจำลอง Modified Morgan-Morgan Finney (MMMMF) แบบจำลอง Daily Base-Morgan Finney (DMMF) The Limburg Soil Erosion Model (LISEM) และ The European Soil Erosion Model (EUROSEM) เป็นต้น โดยเฉพาะแบบจำลอง LISEM ที่มีโปรแกรมสำหรับใช้ในประมวลผลแบบจำลองซึ่งถูกพัฒนาด้วย PCRaster ซึ่งอาศัยหลักการทางฟิสิกส์ในการอธิบายถึงรูปแบบทางกายภาพของกระบวนการการชะล้างตะกอน ดังนั้น โปรแกรม PCRaster จึงสามารถรองรับการศึกษากระบวนการชะล้างพังทลายของดินด้วยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ในรูปแบบพลวัตได้อย่างมีประสิทธิภาพ โดยนอกจากการศึกษาในประเด็นดังกล่าวแล้ว ปัจจุบันยังมีนักวิจัยได้นำโปรแกรม PCRaster ไปประยุกต์ใช้ในงานด้านอื่นๆ เช่น การจำลองรูปแบบเชิงพื้นที่ในกระบวนการทางอุทกวิทยา (Karssenber, 2002) การสร้างแบบจำลองทางอุทกวิทยาในลุ่มน้ำและการกระจายตัวและเปลี่ยนแปลงของความชื้นในดินในพื้นที่ลุ่มน้ำในแต่ละฤดูกาล (Svetlitchnyi et al., 2003) เป็นต้น

บทที่ 3 พื้นที่ศึกษา

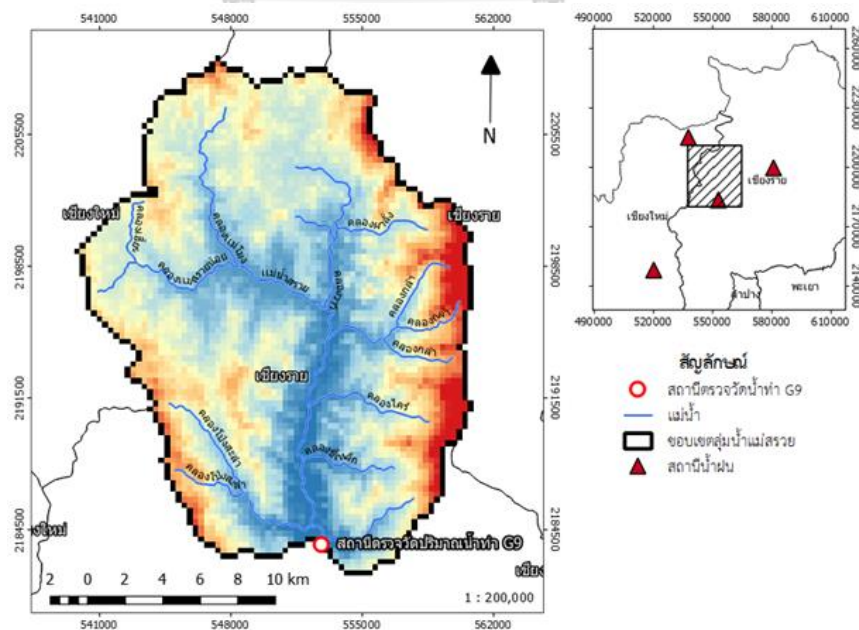
3.1 ข้อมูลทั่วไปของกลุ่มน้ำแม่สรวย

ลุ่มน้ำแม่สรวย เป็นลุ่มน้ำสาขาหนึ่งของแม่น้ำกก ตั้งอยู่ที่ ตำบลลาววี อำเภอแม่สรวย จังหวัด เชียงราย ครอบคลุมพื้นที่ 387 ตารางกิโลเมตร หรือ 242,044 ไร่ คิดเป็นร้อยละ 3.54 ของพื้นที่ลุ่มน้ำกก มีอาณาเขตติดต่อดังนี้ (ภาพที่ 7)

ทิศเหนือ	ติดกับ	อำเภอฝางและอำเภอเมือง จังหวัดเชียงใหม่
ทิศใต้	ติดกับ	ตำบลป่าแดด อำเภอแม่สรวย จังหวัดเชียงราย
ทิศตะวันออก	ติดกับ	อำเภอเมืองเชียงราย จังหวัดเชียงราย
ทิศตะวันตก	ติดกับ	ตำบลโป่งแพร่ อำเภอแม่ลาว

3.2 ลักษณะภูมิประเทศ

ลักษณะภูมิประเทศส่วนใหญ่ของลุ่มน้ำแม่สรวยเป็นพื้นที่สูงและภูเขา มีความสูงจากระดับทะเลปานกลาง 600 – 1,500 เมตร แม่น้ำสายหลักในลุ่มน้ำ คือ แม่น้ำแม่สรวย มีต้นกำเนิดทางตอนเหนือของลุ่มน้ำ ไหลไปบรรจบกับแม่น้ำลาวที่ ต.แม่สรวย อ.แม่สรวย จ.เชียงราย แม่น้ำแม่สรวยประกอบด้วยแม่น้ำสาขาจำนวนมาก ได้แก่ คลองวาวี คลองแม่สรวยน้อย คลองโป่งสะลำ คลองกล้า คลองไคร้ คลองซี้เหล็ก และคลองเหล็กจาน



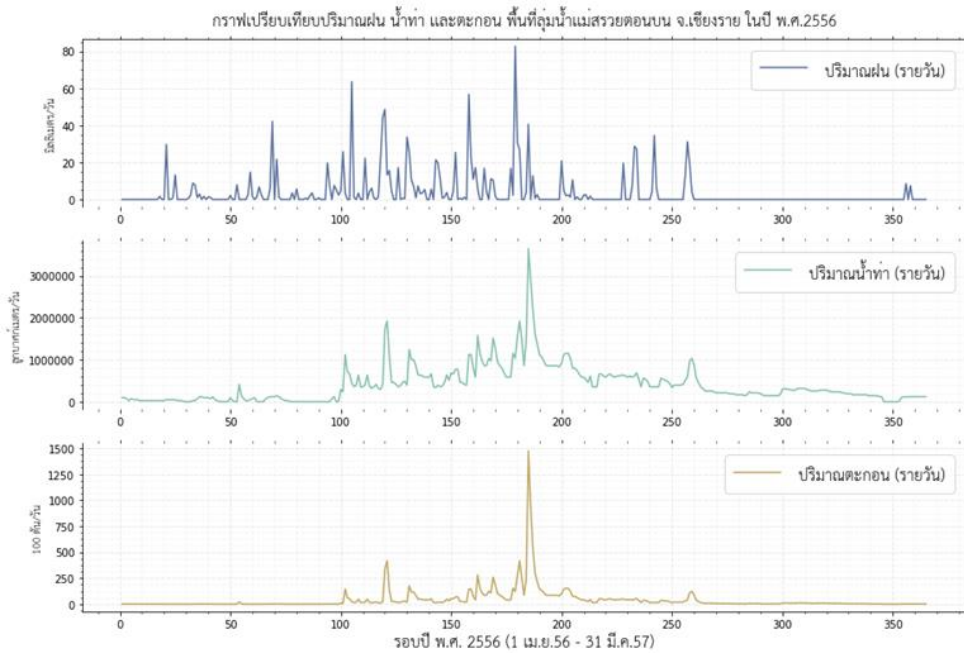
ภาพที่ 7 แสดงขอบเขตพื้นที่ศึกษา บริเวณลุ่มน้ำแม่สรวย ต.วาวี อ.แม่สรวย จ.เชียงราย

3.2 สภาพภูมิอากาศ

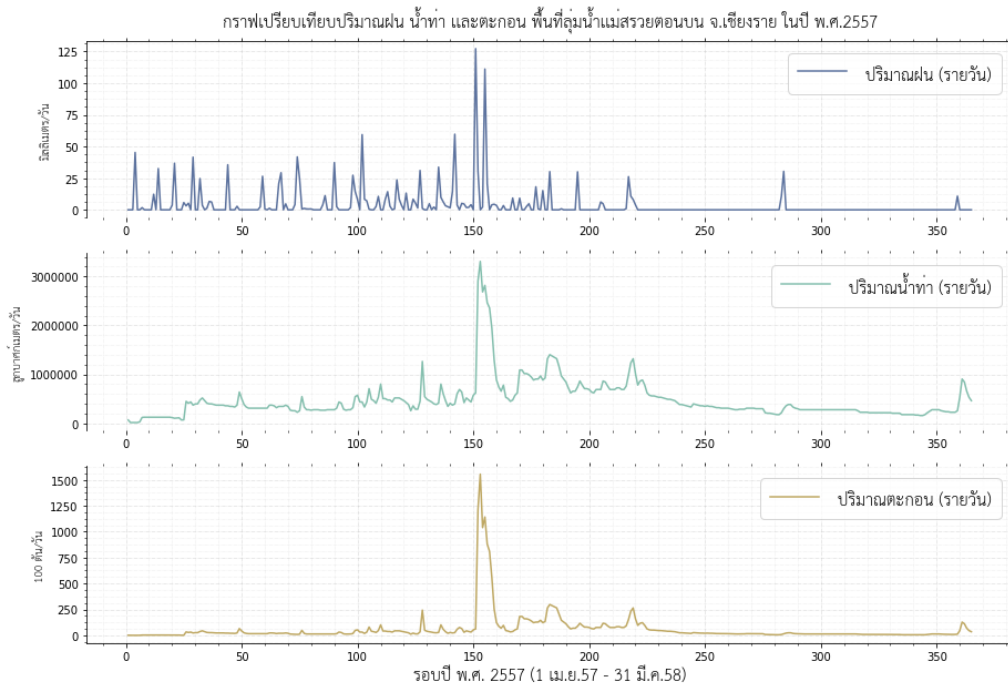
ลุ่มน้ำแม่สรวย มีลักษณะภูมิอากาศแบบร้อนชื้นสลับแห้งแล้ง มีปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยประมาณ 1,700 มิลลิเมตรต่อปี สภาพภูมิอากาศในพื้นที่ศึกษาสามารถแบ่งฤดูได้ 3 ฤดูกาล ได้แก่ ฤดูฝน ฤดูหนาวและฤดูร้อน โดยในฤดูฝนได้รับอิทธิพลจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ มีปริมาณน้ำฝนสูงตั้งแต่เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมและมีอุณหภูมิเฉลี่ย 27.3 องศาเซลเซียส ฤดูหนาวเริ่มต้นประมาณเดือนตุลาคมและสิ้นสุดในเดือนกุมภาพันธ์ ซึ่งเป็นผลจากอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือจากทะเลจีนใต้ มีสภาพอากาศแห้งและหนาวเย็น อุณหภูมิเฉลี่ย 23.4 องศาเซลเซียส ฤดูร้อนเริ่มต้นประมาณเดือนมีนาคมและสิ้นสุดประมาณเดือนพฤษภาคม เป็นช่วงที่ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนืออ่อนกำลังลงส่งผลให้อิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงใต้ซึ่งพัดพามวลอากาศอุ่นจากเขตร้อนมีมากขึ้น มีอุณหภูมิเฉลี่ย 28.1 องศาเซลเซียส (กรมอุตุฯนิยมหาวิทยาลัย, 2553)

3.3 ลักษณะทางปริมาณน้ำฝน น้ำท่า และตะกอนแขวนลอย

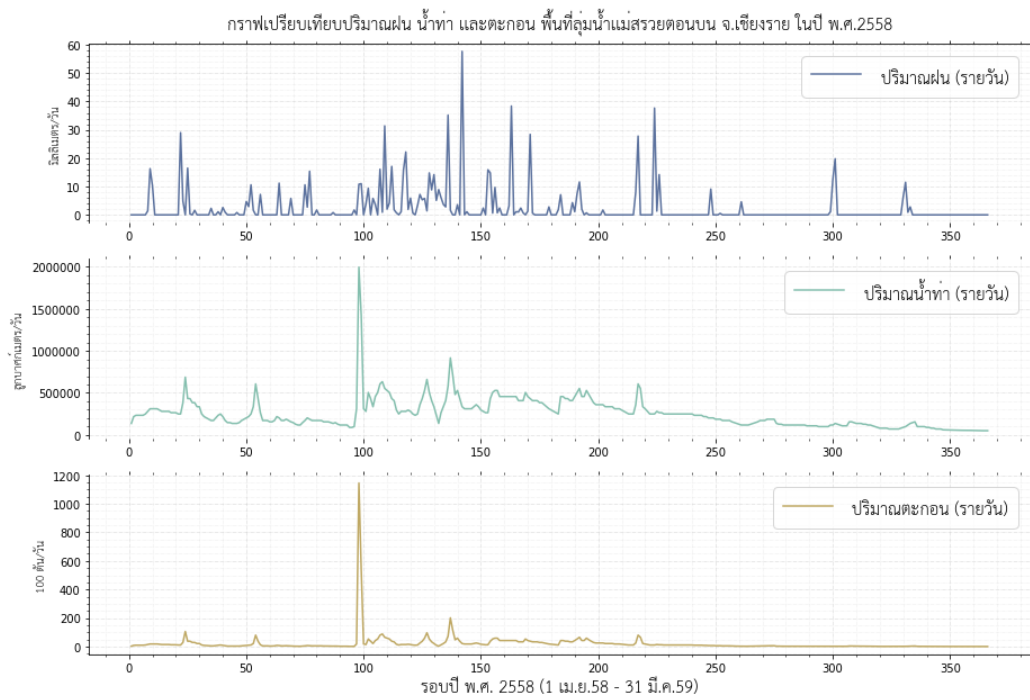
จากการศึกษาข้อมูลระหว่างปี 2556 ถึง 2559 พบว่า พื้นที่ศึกษามีฤดูฝนครอบคลุมระยะเวลาประมาณ 3 เดือน ในช่วงเดือนกรกฎาคมถึงกันยายนของทุกปี โดยมีฝนเฉลี่ยประมาณ 3.77 3.96 2.94 และ 4.09 มิลลิเมตรต่อวัน ในปี 2556 2557 2558 และ 2559 ตามลำดับ ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำฝนและน้ำท่ามีความสอดคล้องกันค่อนข้างสูง ปริมาณน้ำท่าเฉลี่ยรายวัน 400,000 ลูกบาศก์เมตร 470,000 ลูกบาศก์เมตร 250,000 ลูกบาศก์เมตร และ 350,000 ลูกบาศก์เมตร ในปี 2556 2557 2558 และ 2559 ตามลำดับ ปริมาณตะกอนเฉลี่ยรายวันประมาณ 4,000 6,000 2,000 และ 2,300 ตัน ในปี 2556 2557 2558 และ 2559 ตามลำดับ ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนแขวนลอยมีความสอดคล้องกันอย่างชัดเจนทุกปี จึงสามารถอธิบายได้ว่า ปริมาณน้ำท่าเป็นปัจจัยสำคัญต่อการเกิดตะกอนแขวนลอยในพื้นที่ศึกษา



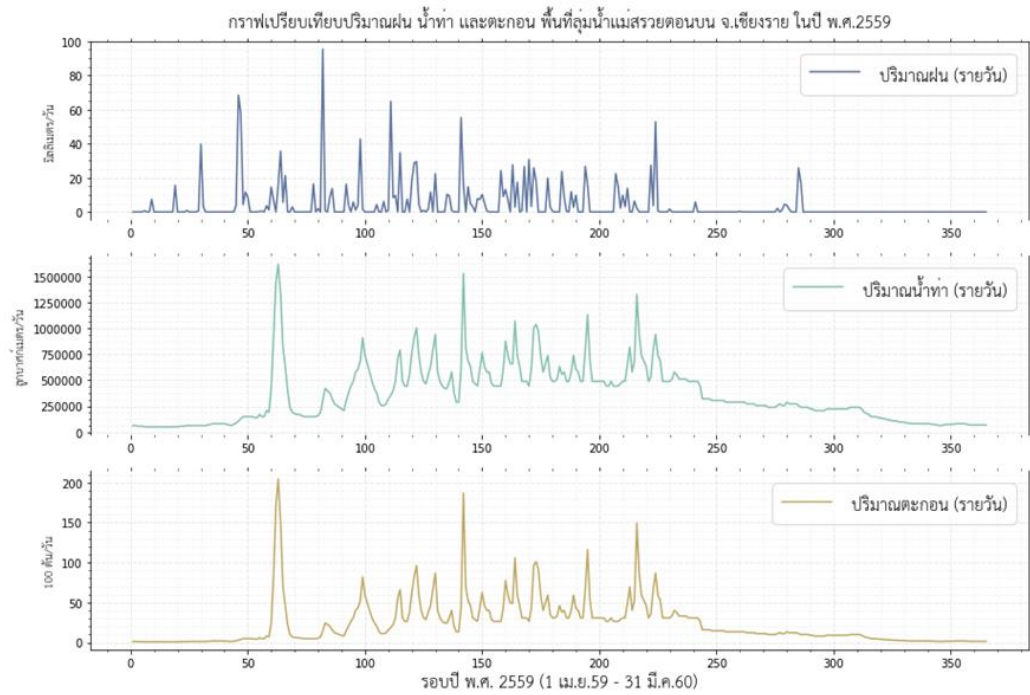
ภาพที่ 8 กราฟแสดงปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนรายวัน
ระหว่างวันที่ 1 เมษายน 2556 – 31 มีนาคม 2557



ภาพที่ 9 กราฟแสดงปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนรายวัน
ระหว่างวันที่ 1 เมษายน 2557 – 31 มีนาคม 2558



ภาพที่ 10 กราฟแสดงปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนรายวัน
ระหว่างวันที่ 1 เมษายน 2558 – 31 มีนาคม 2559



ภาพที่ 11 กราฟแสดงปริมาณน้ำฝน ปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนรายวัน
ระหว่างวันที่ 1 เมษายน 2559 – 31 มีนาคม 2560

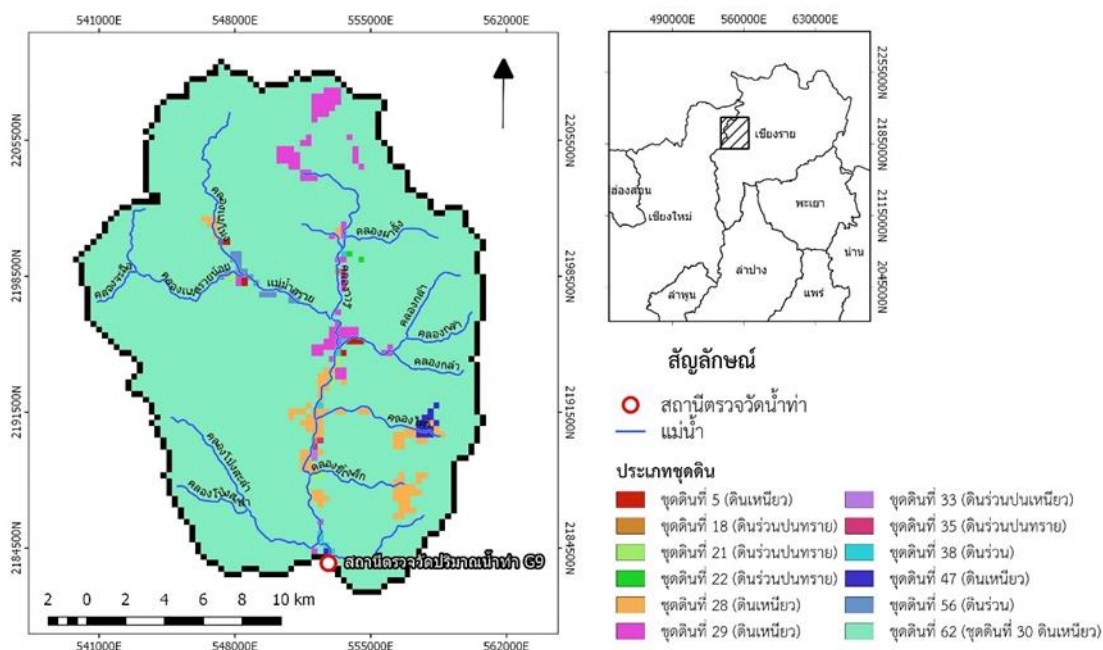
3.4 ลักษณะดิน

กลุ่มชุดดินในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สรวย ประกอบไปด้วย 12 ชุดดิน (ระบบนำเสนอแผนที่ชุดดิน, 2558) โดยส่วนใหญ่เป็นดินร่วนปนดินทรายและดินเหนียว โดยมีกลุ่มชุดดินที่สำคัญได้แก่ชุดดินที่ 62 พบได้มากที่สุดในพื้นที่ศึกษา เป็นดินบนภูเขาสูงลาดชันมากกว่า 35 องศา ในบริเวณพื้นที่ป่าต้นน้ำ ลักษณะของดินมีเศษหินหรือก้อนหินโผล่กระจายเต็มพื้นที่และปกคลุมด้วยป่าสมบูรณ์ซึ่งมีความเหมาะสมในการสงวนให้แก่ป่าไม้ตามธรรมชาติ สำหรับชุดดินชนิดอื่นๆ พบไม่มากนัก ส่วนใหญ่พบในริมฝั่งแม่น้ำในพื้นที่ศึกษา เช่น ชุดดินที่ 28 ลักษณะเนื้อดินเป็นดินเหนียวสีดำหรือเทาเข้มน้ำซึมผ่านได้ช้า ในหน้าแล้งจะเกิดการหดตัวของดินและทำให้เกิดร่องลึกตามมา ส่วนชุดดินที่สามารถพบได้มากและมีลักษณะคล้ายกับชุดดินที่ 28 ได้แก่ชุดดินที่ 29 เป็นดินเหนียวสีน้ำตาลแดง ส่วนใหญ่พบได้บนพื้นที่ลาดชัน สภาพของชุดดินดังกล่าวมีความเสี่ยงต่อการเกิดการชะล้างพังทลายได้ง่ายถ้าปราศจากสิ่งปกคลุมผิวดินโดยรายละเอียดของชุดดินที่พบได้ในพื้นที่ศึกษาแสดงในตารางที่ 1

ตารางที่ 1 แสดงรายละเอียดกลุ่มชุดดินที่พบได้ในพื้นที่ศึกษาปี 2558

ลำดับ	กลุ่มชุดดิน	พื้นที่(ไร่)	ร้อยละ
1	กลุ่มชุดดินที่ 62	227,363.00	93.93
2	กลุ่มชุดดินที่ 28	5,681.25	2.35
3	กลุ่มชุดดินที่ 29	5,118.75	2.11
4	กลุ่มชุดดินที่ 56	1,012.50	0.42
5	กลุ่มชุดดินที่ 47	843.75	0.35
6	กลุ่มชุดดินที่ 21	618.75	0.26
7	กลุ่มชุดดินที่ 38	506.25	0.21
8	กลุ่มชุดดินที่ 5	450.00	0.19
9	กลุ่มชุดดินที่ 18	112.50	0.05
10	กลุ่มชุดดินที่ 22	112.50	0.05
11	กลุ่มชุดดินที่ 33	112.50	0.05
12	กลุ่มชุดดินที่ 35	112.50	0.05

(ที่มา: ระบบนำเสนอแผนที่ชุดดิน, 2558)



ภาพที่ 12 แสดงการกระจายตัวของกลุ่มชุดดินต่างๆ ในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สรวย

ต.วาวิ อ.แม่สรวย จ.เชียงราย

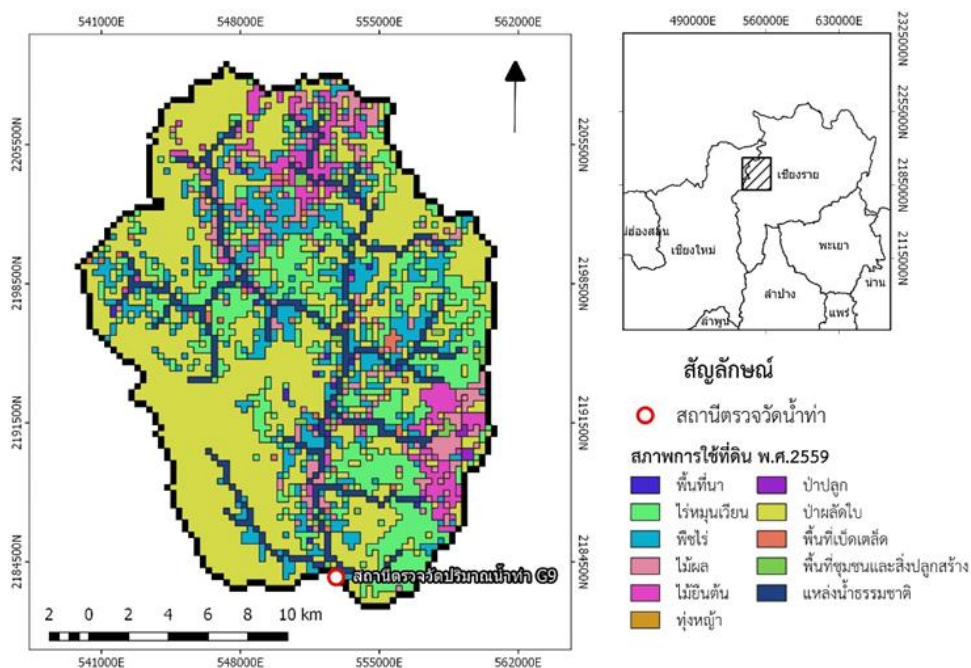
(ที่มา: ระบบนำเสนองานแผนที่ชุดดิน, 2558)

3.5 การใช้ประโยชน์ที่ดิน

สภาพการใช้ประโยชน์ที่ดินในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สรวยมี 3 ประเภทหลัก ได้แก่ พื้นที่เกษตร แหล่งน้ำธรรมชาติและป่าผลัดใบ โดยพื้นที่ป่าผลัดใบมีขนาดพื้นที่มากที่สุด มีเนื้อที่ประมาณ 114,525 ไร่ หรือประมาณร้อยละ 47 ของพื้นที่ศึกษาทั้งหมด ในลำดับรองลงมาได้แก่พื้นที่การเกษตรครอบคลุมเนื้อที่ประมาณ 108,675 ไร่ หรือร้อยละ 45 ของพื้นที่ศึกษา ส่วนใหญ่เป็นการเพาะปลูกพืชไร่ พืชไร่หมุนเวียน ไม้ผลและไม้ยืนต้น เป็นต้น สำหรับแหล่งน้ำธรรมชาติมีเนื้อที่ประมาณ 18,850 ไร่ หรือร้อยละ 8 ของพื้นที่ศึกษา โดยรายละเอียดตามภาพที่ 13 และตารางที่ 2

3.6 ประชากร

จากข้อมูลของกรมการปกครอง ณ วันที่ 31 ธันวาคม 2559 ในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สรวย มีประชากรรวมทั้งสิ้น 25,176 คน เป็นชาย 12,798 คน หญิง 12,378 คน โดยประชากรส่วนใหญ่ประกอบอาชีพเกษตรกรรมประเภทพืชไร่ และมีพืชเศรษฐกิจที่สำคัญได้แก่ ชา กาแฟ ลิ้นจี่ มะคาเดเมีย ข้าวโพด ลำไยและถั่ว นอกจากนี้ยังมีการทำนาข้าว ทั้งข้าวเจ้าและข้าวเหนียว (สถาบันวิจัยและพัฒนาพื้นที่สูง, 2550)



ภาพที่ 13 แสดงการใช้ประโยชน์ที่ดินในพื้นที่ลุ่มน้ำแม่สรวย

ต.วาวี อ.แม่สรวย จ.เชียงราย

(ที่มา: ข้อมูลการใช้ประโยชน์ที่ดินกรมพัฒนาที่ดิน, 2558)

ตารางที่ 2 แสดงลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดินในพื้นที่ศึกษาปี 2558

ลำดับ	ประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน	พื้นที่ (ไร่)	ร้อยละ
1	ป่าผลัดใบ	114,525.00	47.32
2	ไร่หมุนเวียน	42,750.00	17.66
3	พืชไร่	30,712.00	12.69
4	แหล่งน้ำธรรมชาติ	18,843.80	7.79
5	ไม้ผล	15,468.80	6.39
6	ไม้ยืนต้น	12,825.00	5.30
7	พื้นที่ชุมชนและสิ่งปลูกสร้าง	2,981.25	1.23
8	นาข้าว	1,293.72	0.53
9	ป่าปลูก	393.75	0.16
10	พื้นที่เบ็ดเตล็ด	2,081.00	0.93
11	ทุ่งหญ้า	56.25	0.02

บทที่ 4

วิธีดำเนินงานวิจัย

ในการศึกษาวิจัยการพัฒนาแบบจำลองเพื่อประมาณการชะล้างตะกอนของกลุ่มน้ำแม่สรวย จังหวัดเชียงราย มีรายละเอียดการดำเนินงานดังนี้

4.1 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ใช้ในงานวิจัย

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ใช้ในงานวิจัยประกอบไปด้วย 1) แบบจำลองทางอุทกวิทยา ในการคำนวณปริมาณน้ำท่าจากปริมาณน้ำฝนและลักษณะทางกายภาพของกลุ่มน้ำ และ 2) แบบจำลองการชะล้างหน้าดินสำหรับคำนวณปริมาณตะกอนที่เกิดจากการชะล้างจากฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน โดยในงานวิจัยครั้งนี้เป็นการพัฒนาแบบจำลองในการประมาณการชะล้างตะกอนในระดับรายวัน ผู้วิจัยจึงใช้แบบจำลอง Daily Base- Morgan-Morgan Finney (DMMF) ซึ่งเป็นแบบจำลองที่ใช้ในการคำนวณค่าปริมาณน้ำฝนและปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินในระดับรายวัน (รายละเอียดในบทที่ 2) และผลลัพธ์จากแบบจำลอง DMMF จะถูกนำมาใช้ในการคำนวณปริมาณตะกอนที่เกิดจากการชะล้างหน้าดินด้วยแบบจำลอง Revised Morgan-Morgan Finney (RMMF) แบบจำลอง RMMF ได้รับการปรับปรุงโครงสร้างแบบจำลองจากแบบจำลองที่ได้พัฒนาก่อนหน้าโดย Morgan และคณะ ในปี 1984 ให้สามารถอธิบายการชะล้างตะกอนได้ใกล้เคียงสภาพความเป็นจริงมากขึ้น (รายละเอียดตามข้อ 2.4.2 – 2.4.3) โดยรายละเอียดของการสร้างแบบจำลองมีดังนี้

4.1.1 สภาพแวดล้อมในการสร้างและพัฒนาแบบจำลอง (platform and environment in model development)

ในงานวิจัยครั้งนี้ ผู้วิจัยพัฒนาแบบจำลองด้วยโปรแกรม PCRaster ซึ่งเป็นภาษาสูงในการเขียนโปรแกรมเพื่อการสร้างแบบจำลองทางด้านสิ่งแวดล้อม (JETTEN, 2003) โปรแกรม PCRaster ถูกพัฒนาขึ้นโดยภาควิชาภูมิศาสตร์กายภาพ มหาวิทยาลัย Utrecht ประเทศเนเธอร์แลนด์ ซึ่งสามารถวิเคราะห์ข้อมูลเชิงพื้นที่ที่มีการเปลี่ยนแปลงไปในช่วงเวลาในรูปแบบของข้อมูล Raster ดังนั้นจึงสามารถนำมาสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ประมวลผลข้อมูลทางพื้นที่เชิงพลวัตด้วยระบบสารสนเทศทางภูมิศาสตร์ได้ รายละเอียดของแบบจำลองในรูปแบบของการเขียนโปรแกรมด้วย PCRaster แสดงในภาคผนวก ข

4.1.2 แบบจำลองในการคำนวณทางอุทกวิทยา (hydrological Phase)

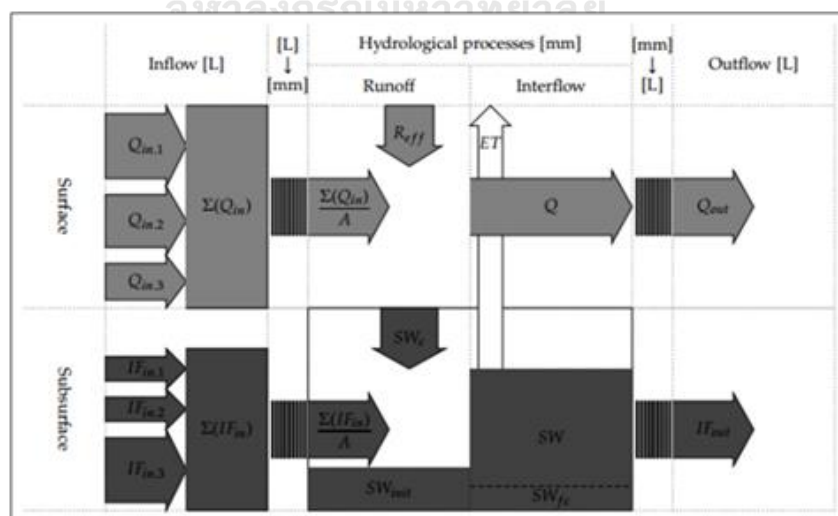
ในการจำลองทางอุทกวิทยาด้วยแบบจำลอง DMMF นั้น แบ่งเป็นสองกระบวนการ คือ กระบวนการเกิดน้ำผิวดิน (surface runoff process) และกระบวนการเกิดน้ำไหลใต้ผิวดิน (subsurface interflow process)

4.1.2.1 กระบวนการเกิดน้ำไหลบ่าหน้าดิน (surface runoff process)

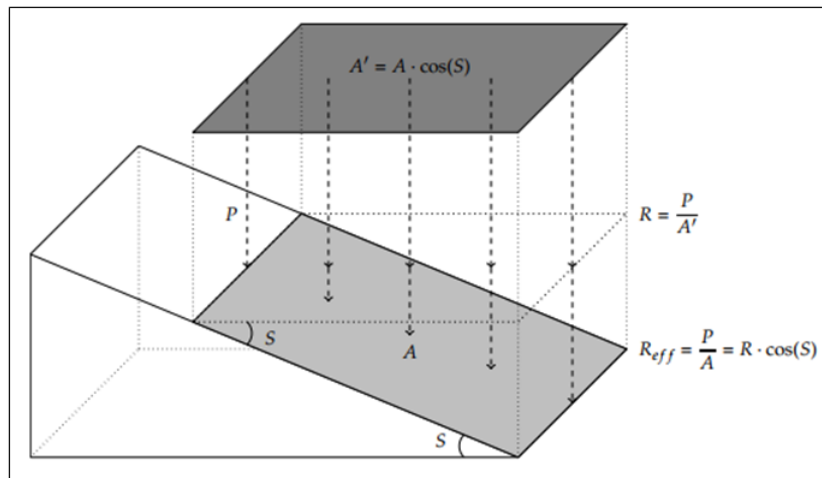
กระบวนการเกิดน้ำผิวดินเริ่มขึ้นจากฝน (rainfall, R) โดยส่วนมากของปริมาณน้ำฝนทั้งหมดที่เกิดขึ้นจะตกลงสู่หน้าดินได้ แต่จะมีเพียงบางส่วนที่ถูกสกัดกั้น (interception, P_i) และถูกเก็บไว้บนเรือนยอดของพืชที่ปกคลุมพื้นดิน น้ำฝนส่วนที่เหลือจะตกลงสู่พื้นผิวดิน ซึ่งเป็นปริมาณฝนใช้การ (effective rainfall) ที่จะทำให้เกิดน้ำไหลบ่าหน้าดินและการชะล้างหน้าดิน แบบจำลองคำนวณปริมาณฝนใช้การจากปริมาณน้ำที่ไหลผ่านเรือนยอดพืชและความลาดชันของพื้นที่ (slope, S) ส่งผลให้แต่ละกริดเซลล์ได้รับปริมาณฝนที่น้อยลง (ภาพที่ 15) รายละเอียดของสมการที่ใช้คำนวณมีดังนี้

$$R_{\text{eff}} = R \cdot (1 - P_i) \cdot \cos(S) \quad (1)$$

โดย R_{eff} = ปริมาณน้ำฝนใช้การ (มิลลิเมตร)
 R = ปริมาณน้ำฝนรายวัน (มิลลิเมตร)
 P_i = น้ำพืชยึด (0-1)
 S = ความลาดชัน (เรเดียน)



ภาพที่ 14 แผนภาพรูปแบบการทำงานของแบบจำลอง DMMF ในระยะน้ำ
(ที่มา: Choi, Arnhold et al. 2017)



ภาพที่ 15 การคำนวณปริมาณน้ำฝนใช้การ

(ที่มา: Choi, Arnhold et al. 2017)

ความสามารถในการซึมผ่านของน้ำบนผิวดิน (surface water infiltration capacity, S_{swc}) เป็นปัจจัยที่กำหนดปริมาณน้ำไหลบ่าผิวดิน (surface runoff, Q) โดยปริมาณของน้ำฝนที่ตกสู่ผิวดินจะไม่ทำให้เกิดน้ำไหลบ่าผิวดินโดยทันที แต่จะซึมผ่านผิวดินและกลายเป็นน้ำในดิน ความสามารถในการซึมผ่านของน้ำบนผิวดินจึงเป็นปัจจัยที่สะท้อนถึงช่องว่างในเม็ดดินที่สามารถกักเก็บน้ำได้ หากเมื่อไม่มีช่องว่างเพียงพอต่อการกักเก็บน้ำ น้ำจะไม่สามารถซึมลงดินได้และเกิดเป็นน้ำไหลบ่าผิวดินในที่สุด สำหรับความสามารถในการกักเก็บน้ำของดินนั้นขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำในดินที่มีอยู่เดิมก่อนการเกิดฝน (initial soil water, S_{init}) ปริมาณของน้ำในดิน ณ จุดที่ดินอิ่มตัวด้วยน้ำ (saturated Soil Water, S_{sws}) สัดส่วนของพื้นที่ที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ (impervious surface area, I_{imp}) และ ปริมาณน้ำในดินจากพื้นที่ที่สูงกว่ารอบข้าง (interflow from upslope, I_{in}) ความสามารถในการซึมผ่านของผิวดินสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$S_{swc} = (1 - I_{imp}) \cdot \left(S_{sws} - S_{swi} - \frac{\sum(I_{in}) \cdot 1000}{A} \right) \quad (2)$$

- โดย
- S_{swc} = ปริมาณช่องว่างในดินที่สามารถรับน้ำได้ (มิลลิเมตร)
 - S_{sws} = ปริมาณของน้ำในดิน ณ จุดอิ่มตัวด้วยน้ำ (มิลลิเมตร)
 - S_{swi} = ปริมาณของน้ำในดินที่มีอยู่เดิม (มิลลิเมตร)
 - I_{in} = ปริมาณของน้ำใต้ดินจากพื้นที่รอบข้าง (มิลลิเมตร)
 - A = ขนาดพื้นที่กริดเซล (ตารางเมตร)
 - I_{imp} = สัดส่วนของพื้นที่ที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ (0-1)

การคำนวณปริมาณน้ำในดินเริ่มต้น และปริมาณของน้ำในดิน ณ จุดอิมิตัวด้วยน้ำ มีความแตกต่างกันตามระดับความลึกของดิน (soil depth) โดยปัจจัยที่กำหนดความลึกของดินสำหรับประมวลผลด้วยแบบจำลอง DMMF นั้นคือความยาวของรากไม้ของพืชแต่ละประเภท (Canadell, 1996) และสำหรับค่าปริมาณน้ำในดินเริ่มต้น ซึ่งตามความเป็นจริงค่าพารามิเตอร์ดังกล่าวไม่สามารถหาได้ เนื่องจากไม่สามารถทำการสำรวจข้อมูลดังกล่าวในอดีต ผู้วิจัยจึงทำการกำหนดปริมาณน้ำในดินเริ่มต้นเป็นปริมาณความชื้นในระดับภาคสนาม (soil moisture content at field capacity) โดยสามารถคำนวณด้วยสมการดังนี้

$$S_{sws} = 1000 \cdot \theta_{sat} \cdot D_{soil} \quad (3)$$

$$S_{swi} = 1000 \cdot \theta_{init} \cdot D_{soil} \quad (4)$$

โดย θ_{sat} = ปริมาณน้ำในดินโดยปริมาตรเมื่อดินอิมิตัวด้วยน้ำ

θ_{init} = ปริมาณน้ำในดินโดยปริมาตร

D_{soil} = ความลึกของดิน (เมตร)

น้ำไหลบ่าหน้าดิน (surface Runoff, Q) เป็นน้ำที่เหลืออยู่บนผิวดิน หลังจากการสูญเสียของน้ำจากการซึมผ่าน (surface water infiltration capacity, S_{swc}) น้ำไหลบ่าหน้าดินในแต่ละกริดเซลเป็นผลรวมของปริมาณฝนใช้การ (effective Rainfall, R_{eff}) และปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินจากพื้นที่สูงกว่ารอบข้างที่ไหลเข้ามา (surface runoff from upslope, Q_{in}) ดังนี้

$$Q = R_{eff} + \frac{\sum(Q_{in}) \cdot 1000}{A} - S_{sws} \quad (5)$$

$$Q_{out} = \frac{Q \cdot A}{1000} \quad (6)$$

โดย Q = ปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (มิลลิเมตร)

Q_{in} = ปริมาตรของน้ำไหลบ่าหน้าดินที่ไหลจากพื้นที่รอบข้าง (ลูกบาศก์เมตร)

Q_{out} = ปริมาตรของน้ำไหลบ่าหน้าดินที่ไหลออกจากพื้นที่ (ลูกบาศก์เมตร)

ปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินที่คำนวณได้ในสมการที่ 5 จะเป็นน้ำที่ไหลออกจากพื้นที่หรือกริดเซล (สมการที่ 6) ไปยังพื้นที่อื่นที่มีระดับต่ำกว่า ซึ่งเคลื่อนที่ของน้ำไหลบ่าหน้าดิน

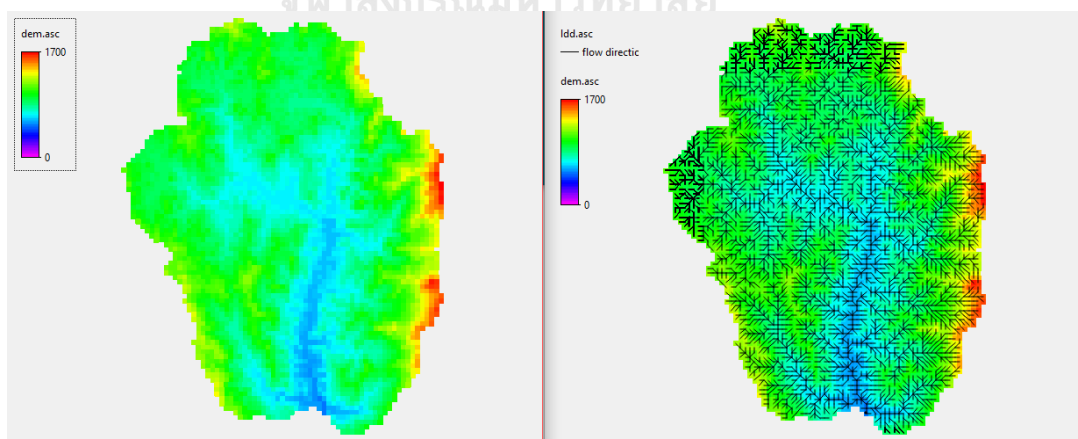
นั้น ผู้วิจัยใช้การคำนวณไหลในทางน้ำเปิด (open channel flow) ด้วยสมการ kinematic wave ซึ่งเป็นการไหลแบบสม่ำเสมอและไม่แปรเปลี่ยนตามกาลเวลา (steady uniform flow) กล่าวคือมีสภาพการไหลที่มีค่า ความลึก ความเร็ว อัตราการไหลและพื้นที่หน้าตัดของการไหลคงที่ทางพื้นที่และเวลา โดยการคำนวณดังกล่าวสามารถใช้ฟังก์ชันในโปรแกรม PCRaster ในการคำนวณได้และมีรูปแบบการคำนวณตามสมการที่ 7 และ 8 (Miller, 1984)

$$\frac{\partial Q_{out}}{\partial x} = \alpha \cdot \beta \cdot Q_{out}^{\beta-1} \cdot \left(\frac{\partial Q_{out}}{\partial t} \right) \quad (7)$$

$$\alpha = \frac{(n \cdot p)^{\frac{2}{3}}}{\sqrt{\sin(\text{atan}(s))^{\beta}}} \quad (8)$$

- โดย x = ระยะทางตามแนวลำน้ำ (เมตร)
 t = เวลา (วัน)
 β = 0.6 (Miller, 1984)
 n = ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของ Manning
 P = ความยาวเส้นขอบเปียก (เมตร)

ในการคำนวณปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินที่ไหลออกจากกริดเซลล์ตามสมการที่ 7 ปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินจะเคลื่อนที่ออกจากกริดเซลล์ไปยังกริดเซลล์ข้างเคียงที่มีความลาดชันในทางลาดที่สูงที่สุดในแผนที่แสดงการไหลของทางน้ำ ซึ่งได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลของแบบจำลองระดับความสูงภูมิประเทศ (ภาคผนวก ก)



ภาพที่ 16 แบบจำลองความสูงภูมิประเทศเชิงเลข (ซ้าย) และทิศทางการไหลของน้ำตามความลาดชันภูมิประเทศ (ขวา)

กระบวนการไหลของน้ำใต้ผิวดิน (subsurface interflow process) เป็นกระบวนการที่มีความสัมพันธ์เชื่อมโยงกับการเกิดน้ำไหลบ่าหน้าดิน (surface runoff process) การจำลองการเคลื่อนที่ของน้ำในดินเริ่มจากการคำนวณปริมาณน้ำในดินของแต่ละกริดเซลในแต่ละวันโดยอาศัยหลักการของงบดุลน้ำ (soil water budget) กล่าวคือ ปริมาณน้ำในดินของกริดเซลใดๆ (soil water, S_w) คำนวณจากปริมาณการไหลเข้าของน้ำในดินจากกริดเซลรอบข้างที่อยู่ในระดับสูงกว่า (interflow from upslope, I_{in}) ปริมาณของน้ำที่ซึมผ่านผิวดินลงมา (surface water infiltration) และการสูญเสียจากการคายระเหยในกริดเซลนั้นๆ ดังนี้

$$S_w = \left(S_{swi} + \frac{\sum(I_{in})}{A} \right) + \left(R_{eff} + \frac{\sum(Q_{in})}{A} - Q \right) - E \quad (9)$$

โดย S_w = ปริมาณสมมูลน้ำในดิน (มิลลิเมตร)

E = การคายระเหยของพืช (มิลลิเมตร)

สำหรับปริมาณการเคลื่อนที่ของน้ำในดินระหว่างกริดเซลนั้นคำนวณได้เป็นส่วนหนึ่งของความลาดเอียงของภูมิประเทศและอัตราการไหลของสูงสุดเมื่อดินอิ่มตัวด้วยน้ำ อย่างไรก็ตาม ปริมาณน้ำในดินที่ไหลออกจากกริดเซลใดๆ ไปยังกริดเซลข้างเคียง (Interflow, I_{out}) จะเกิดขึ้นได้ต่อเมื่อปริมาณน้ำในดินต้องมากกว่าค่าปริมาณน้ำในดิน ณ ระดับสนาม (soil water at field capacity, S_{sfc}) ปริมาณการไหลของน้ำในดินที่ไหลไปยังกริดเซลข้างเคียง สามารถคำนวณด้วยสมการดังนี้

$$I_{out} = \begin{cases} \frac{K \cdot \sin(s) \cdot (S_w - S_{sfc}) \cdot w}{1000} ; I_{out} < \frac{(S_w - S_{sfc}) \cdot A}{1000} \\ \frac{(S_w - \theta_{sfc}) \cdot A}{1000} ; I_{out} \geq \frac{(S_w - \theta_{sfc}) \cdot A}{1000} \end{cases} \quad (10)$$

$$S_{sfc} = 1000 \cdot \theta_{fc} \cdot D_{soil} \quad (11)$$

โดย S_{sfc} = ปริมาณน้ำในดิน ณ ระดับสนาม (มิลลิเมตร)

S_w = ความชื้นในดินในระดับภาคสนาม (-)

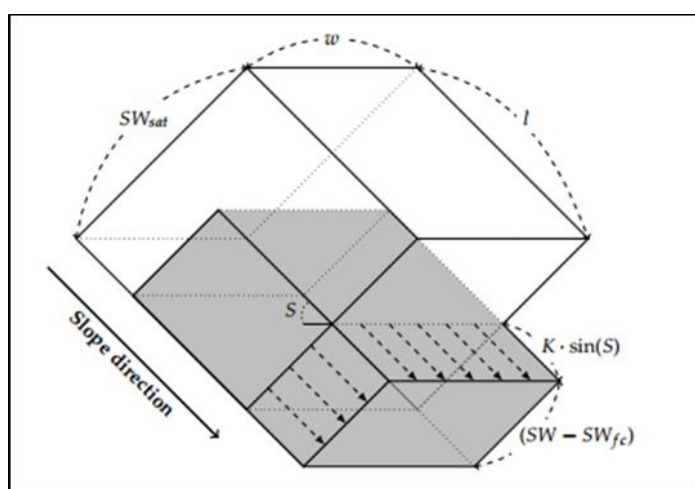
I_{out} = ปริมาตรของน้ำใต้ดินที่ไหลออกจากพื้นที่ (ลูกบาศก์เมตร)

K = อัตราการไหลผ่านได้ของน้ำในดินอิ่มตัวด้วยน้ำ (เมตร/วัน)

ปริมาณความชื้นในดินคงเหลือต่อปริมาณของดินคงเหลือในกริดเซล จะถูกใช้เป็นปริมาณของน้ำในดินที่เริ่มต้นต่อปริมาณของดิน (S_{swi}) สำหรับวันถัดไป โดยสามารถ คำนวณได้ดังนี้

$$\theta_r = \frac{\left(S_w - \left(\frac{I_{out}}{A} \cdot 1000 \right) \right)}{1000 \cdot D_{soil}} \quad (12)$$

โดย θ_r = ปริมาณน้ำในดินคงเหลือโดยปริมาตร



ภาพที่ 17 แผนภาพแสดงการจำลองการไหลของน้ำในดินไปยังกริดเซลข้างเคียง
(ที่มา: Choi, Arnhold et al. 2017)

4.1.3 ระยะตะกอน (sediment Phase) ด้วยแบบจำลอง RMMF

การคำนวณปริมาณตะกอนด้วยแบบจำลอง RMMF สามารถจำแนกได้เป็น 2 กระบวนการหลัก โดยกระบวนการแรกเป็นการคำนวณปริมาณการชะล้างตะกอน (soil particle detachment) จากน้ำฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน กระบวนการที่สองเป็นการคำนวณความสามารถในการพัดพาตะกอนของน้ำไหลบ่าหน้าดิน (transport capacity of overland flow) โดยคำนวณการชะล้างตะกอนมีดังนี้

4.1.3.1 ปริมาณตะกอนจากน้ำฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน

ปริมาณตะกอน ณ พื้นที่ใดๆ เป็นผลรวมของตะกอนจากการแตกกระจายของดินจากการชะล้างโดยน้ำฝน (soil particle detachment by rainfall) และปริมาณตะกอนที่เกิดจากการชะล้างโดยน้ำไหลบ่าหน้าดิน (soil particle detachment by runoff) และตะกอนที่มาจากพื้นที่อื่นทางต้นน้ำ ซึ่งคำนวณได้ดังนี้

$$D = F + H + \frac{D_{in}}{A} \quad (13)$$

โดย D = ปริมาณตะกอนทั้งหมดจากการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำ (กิโลกรัม/ตารางเมตร)

F = ปริมาณตะกอนจากการแตกกระจายของดินโดยน้ำฝน (กิโลกรัม/ตารางเมตร)

H = ปริมาณตะกอนที่เกิดจากการชะล้างโดยน้ำไหลบ่าหน้าดิน (กิโลกรัม/ตารางเมตร)

D_{in} = ปริมาณตะกอนเคลื่อนที่เข้าสู่พื้นที่ (กิโลกรัม/ตารางเมตร)

โดยตะกอนที่เกิดจากการแตกกระจายของอนุภาคดินโดยน้ำฝน จะคำนวณจากพลังงานจลน์ของเม็ดฝนที่กระทบกับผิวดินและความคงทนของดินจากการชะล้างตะกอนโดยฝน ซึ่งมีความแตกต่างกันตามประเภทของดิน (ตารางที่ 9) โดยคำนวณได้ดังนี้

$$F = K \cdot K_{total} \cdot 10^3 \quad (14)$$

โดย K_{total} = พลังงานจลน์ทั้งหมดที่กระทบต่อผิวดิน (จูล/ตารางเมตร) (กิโลกรัม/ตารางเมตร)

K = ความคงทนของดินจากการชะล้างโดยฝน (กรัม/จูล)

ในการประมวลผลแบบจำลอง RMMF การคำนวณพลังงานจลน์ของรวมจากเม็ดฝน (K_{total}) แบ่งเป็นสองกรณี ได้แก่ พลังงานจลน์ของน้ำฝนที่กระทบต่อพื้นดินโดยตรง (kinetic energy of direct through fall, K_{DT}) และพลังงานจลน์ของเม็ดฝนที่ตกลงจากเรือนยอดของต้นไม้ (kinetic energy of leaf drainage, K_{LD}) โดยสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$K_{total} = K_L + K_D \quad (15)$$

โดย K_L = พลังงานจลน์ของฝนหลังจากกระทบกับเรือนยอด (จูล/ตารางเมตร)

K_D = พลังงานจลน์ของฝนที่ตกสู่ผิวดินโดยตรง (จูล/ตารางเมตร)

พลังงานจลน์ของเม็ดฝนที่ตกลงจากเรือนยอดของต้นไม้ เป็นน้ำฝนที่ไม่สามารถลอดผ่านช่องว่างของพืชพรรณที่ปกคลุมผิวดินอยู่ได้ จึงตกกระทบกับใบไม้หรือกิ่งไม้ต่างๆ และตกลงสู่ผิวดินหลังจากนั้น (leaf drainage) ดังนั้น สัดส่วนของขนาดทรงพุ่มเรือนยอด (canopy

cover, C_{cover}) และความสูงเรือนยอด (plant height, P_{height}) จึงเป็นปัจจัยสำคัญต่อพลังงานจลน์ของเม็ดฝนที่กระทบกับผิวดิน โดยสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$K_L = R_{eff} \cdot C_{cover} \cdot ((1.58 \cdot P_{height}) - 5.87) \quad (16)$$

โดย C_{cover} = สัดส่วนเรือนยอดปกคลุม (0-1)

P_{height} = ความสูงของเรือนยอดต้นไม้ (เมตร)

สำหรับปริมาณน้ำฝนในส่วนที่เหลือเป็นส่วนที่รอดพ้นจากการกระทบกับทรงพุ่มต้นไม้ เม็ดฝนจึงตกลงสู่ผิวดินได้โดยตรง (direct through fall) ดังนั้นพลังงานจลน์ของเม็ดฝนในกรณีนี้จึงพิจารณาจากความเข้มของฝนเป็นส่วนสำคัญ (rainfall intensity, I) โดยสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$K_D = R_{eff} \cdot (1 - C_{cover}) \cdot (11.9 + 8.7 \log I) \quad (17)$$

โดย I = ความเข้มของฝน (มิลลิเมตร/ชั่วโมง)

สำหรับการแตกกระจายของดินโดยน้ำไหลบ่าหน้าดิน ในแบบจำลอง จะทำการกำหนดให้พื้นที่ที่ปราศจากสิ่งปกคลุมผิวดิน (ground cover, G_{cover}) เป็นพื้นที่ที่สามารถเกิดการชะล้างพังทลายโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินได้ (Morgan, 2000) โดยนอกจากปัจจัยดังกล่าวแล้ว การยึดเกาะตัวของผิวดิน (surface cohesion, S_{coh}) สามารถสะท้อนได้ถึงความต้านทานการแตกกระจายของอนุภาคดินต่อการชะล้างพังทลายโดยน้ำ (soil resistance, Z) ด้วยเช่นกัน (Rauws and Covers, 1988) ซึ่งสามารถคำนวณด้วยสมการดังนี้

$$H = Z \cdot Q^{1.5} \cdot \sin(s) \cdot (1 - G_{cover}) \cdot 10^3 \quad (18)$$

โดย H = ปริมาณตะกอนที่เกิดจากการชะล้างพังทลายโดยน้ำไหลบ่าหน้าดิน (กิโลกรัม/ตารางเมตร)

G_{cover} = สิ่งปกคลุมผิวดิน (0-1)

สำหรับความต้านทานการแตกกระจายของอนุภาคดินต่อการชะล้างพังทลายโดยน้ำ สามารถคำนวณได้ดังนี้

$$Z = \frac{1}{(0.5 \cdot S_{coh})} \quad (19)$$

โดย $Z =$ ความต้านทานการแตกกระจายของอนุภาคดินต่อการชะล้างพังทลายโดยน้ำ
 $S_{\text{coh}} =$ การยึดเกาะตัวของผิวหน้าดิน (กิโลปาสคาล)

4.1.3.2 ความสามารถในการพัดพาตะกอนของน้ำไหลบ่าหน้าดิน (Transport capacity of overland flow)

ในการคำนวณความสามารถในการพัดพาตะกอน พิจารณาจากค่าปัจจัยการจัดการพืช(c-factor, C) ปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (overland flow, Q) และลักษณะความชันของภูมิประเทศ (slope, S) ซึ่งสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$T_c = C \cdot Q^2 \cdot \sin(s) \cdot 10^3 \quad (20)$$

โดย $T_c =$ ความสามารถในการพัดพาตะกอนของน้ำไหลบ่าหน้าดิน (กิโลกรัม/ตารางเมตร)
 $C =$ ค่าปัจจัยการจัดการพืช
 $Q =$ ปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (มิลลิเมตร)

4.1.3.4 การประมาณการสูญเสียดิน (estimation of erosion)

ปริมาณตะกอนที่เกิดขึ้นสามารถคำนวณได้จากสมการที่ 13 อาจไม่ใช่ปริมาณตะกอนทั้งหมดที่ถูกนำพาออกจากพื้นที่ไป ดังนั้น ในการประมาณการสูญเสียดิน จึงทำการเปรียบเทียบระหว่างปริมาณตะกอนที่เกิดขึ้นโดยน้ำฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน กับปริมาณตะกอนที่สามารถถูกพัดพาได้โดยน้ำไหลบ่าหน้าดิน กล่าวคือ ปริมาณตะกอนที่สูญเสียออกจากพื้นที่จะมีปริมาณไม่เกินความสามารถในการนำพาของน้ำไหลบ่าหน้าดิน โดยขั้นตอนที่กล่าวมาสามารถคำนวณได้ดังสมการที่ 21 มีรายละเอียดดังนี้

$$D_{\min} = \min(D, T_c) \quad (21)$$

โดย $D_{\min} =$ ปริมาณตะกอนต่อพื้นที่ (กิโลกรัม/ตารางเมตร)

ดังนั้นปริมาณตะกอนที่ถูกนำพาออกจากพื้นที่ ซึ่งปริมาณตะกอนดังกล่าวจะเป็นตะกอนที่เคลื่อนที่ไปยังกริดเซลล์รอบข้าง (D_{in}) ในวันถัดไป โดยสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$D_{\text{out}} = D_{\min} \cdot A \quad (22)$$

4.2 ข้อมูลนำเข้าและพารามิเตอร์ที่ใช้ในแบบจำลอง

ข้อมูลที่ใช้ในการศึกษาประกอบไปด้วย 3 ส่วน ได้แก่ ข้อมูลนำเข้าแบบจำลอง ข้อมูลสำหรับประเมินประสิทธิภาพแบบจำลอง และข้อมูลพารามิเตอร์ในแบบจำลอง โดยมีรายละเอียดดังแสดงในตารางที่ 3-7

ตารางที่ 3 ข้อมูลนำเข้าแบบจำลอง

ลำดับ	ชนิดข้อมูล	ที่มา	คำอธิบาย
ข้อมูลนำเข้าแบบจำลอง			
1	การใช้ประโยชน์ที่ดิน	กรมพัฒนาที่ดิน	แผนที่การใช้ประโยชน์ที่ดิน มาตรฐาน 1:25000 ปี 2556 และ 2558
2	แบบจำลองความสูงเชิงเลข	กรมพัฒนาที่ดิน	ขนาดกริดเซลล์ 300 เมตร
3	ประเภทชุดดิน	กรมพัฒนาที่ดิน	ข้อมูลแผนที่ชุดดิน มาตรฐาน 1:25000 ระหว่างปี 2548 - 2553
4	ขอบเขตลุ่มน้ำ		สร้างขอบเขตลุ่มน้ำด้วยการคำนวณจากทิศทางการไหล (Flow direction) และการสะสมปริมาณการไหลของน้ำ (Flow accumulation) จากข้อมูลแบบจำลองความสูงเชิงเลข (ผนวก ก)
5	ปริมาณน้ำฝน	กรมอุตุนิยมวิทยา	ข้อมูลรายวันจากสถานีตรวจวัดอากาศกรมอุตุนิยมวิทยา ประกอบด้วย (ภาพที่ 7) 1. สถานีอากาศเกษตรเขียงราย จ. เขียงราย 2. สถานีฝน แม่สรวย จ.เขียงราย 3. สถานีฝน แม่อาয় จ.เขียงใหม่ 4. สถานีฝน หางดง จ.เขียงใหม่

ตารางที่ 4 ข้อมูลสำหรับประเมินประสิทธิภาพแบบจำลอง

ลำดับ	ชนิดข้อมูล	ที่มา	คำอธิบาย
ข้อมูลอุทกวิทยา			
6	ปริมาณน้ำท่า	กรมชลประทาน	ปริมาณการไหลน้ำรายวันของลำน้ำแม่สรวย ณ สถานีตรวจวัดปริมาณน้ำท่าและตะกอน G9 ศูนย์อุทกวิทยาภาคเหนือ
7	ปริมาณตะกอน	กรมชลประทาน	ปริมาณตะกอนรายวันของลำน้ำแม่สรวย ณ สถานีตรวจวัดปริมาณน้ำท่าและตะกอน G9 ศูนย์อุทกวิทยาภาคเหนือ

ตารางที่ 5 ข้อมูลพารามิเตอร์สำหรับแบบจำลองทางอุทกวิทยา

ข้อมูล (หน่วยวัด)	สัญลักษณ์	ที่มา	คำอธิบาย
การคายระเหย (มิลลิเมตร/วัน)	E	กรมชลประทาน, 2554	ประมาณค่าตามตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ความลึกของดิน (เมตร)	D_{soil}	Morgan (1984, 2001)	ประมาณค่าตามตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ปริมาณของน้ำในดินที่มีอยู่เดิม ต่อปริมาณของดิน (ปริมาตร/ปริมาตร)	θ_{init}	กำหนด ปริมาณน้ำในดินในระดับสนาม	ประมาณค่าตามตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ปริมาณของน้ำในดิน ณ จุดอิ่มตัวด้วยน้ำ ต่อปริมาณดิน (ปริมาตร/ปริมาตร)	θ_{sat}	Saxton and Rawls, 2006	ประมาณค่าตามตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ปริมาณความชื้นในดินที่ระดับสนาม ต่อปริมาณของดิน (ปริมาตร/ปริมาตร)	θ_{fc}	Saxton and Rawls, 2006	ประมาณค่าตามตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ปริมาณน้ำฝนที่พืชยึดไว้ (0-1)	P_i	Morgan (1984, 2001)	ประมาณค่าตามตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
พื้นที่ที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ (0-1)	l_{imp}	พื้นที่ชุมชน (ข้อมูลการใช้ประโยชน์ที่ดิน กรมพัฒนาที่ดิน)	ประมาณค่าตามตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
อัตราการไหลผ่านได้ของน้ำในดินอิ่มตัว (0-1)	K_{sat}	Saxton and Rawls, 2006	ประมาณค่าตามตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน

ตารางที่ 6 ข้อมูลพารามิเตอร์แบบจำลองคำนวณปริมาณตะกอน

ข้อมูล (หน่วยวัด)	สัญลักษณ์	ที่มา	คำอธิบาย
สัดส่วนขนาดทรงพุ่มต่อพื้นที่ที่ทรงพุ่มปกคลุม (0-1)	C_{cover}	(Sapkota, 2008)	ประมาณค่าตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
สัดส่วนพืชปกคลุมผิวดิน (0-1)	G_{cover}	Sapkota, 2008	ประมาณค่าตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ความสูงของต้นไม้ (เมตร)	P_{height}	Sapkota, 2008	ประมาณค่าตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ค่าการยึดเกาะตัวของผิวดิน (กิโลปาสคาล)	S_{coh}	Morgan (1984, 2001)	ประมาณค่าตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ค่าปัจจัยการจัดการพืช	C	Morgan (1984, 2001)	ประมาณค่าตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ความคงทนของดินจากน้ำฝน (กรัม/จุล)	K	Morgan (1984, 2001)	ประมาณค่าตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน

ตารางที่ 7 ข้อมูลพารามิเตอร์สำหรับสมการ kinematic wave

ข้อมูล	สัญลักษณ์	ที่มา	คำอธิบาย
ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระ	n	(Phillips and Tadayon, 2006)	ประมาณค่าตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ค่าสัมประสิทธิ์ Bata	β	(Chow, 1964)	ประมาณค่าตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน

ค่าพารามิเตอร์ขนาดทรงพุ่มของพืช สัดส่วนพืชปกคลุมผิวดิน ความสูงต้นไม้ การคายระเหย และค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระ แสดงในตารางที่ 8 และค่าพารามิเตอร์ค่าปัจจัยจัดการพืช ปริมาณน้ำฝนที่พืชยึดไว้ และความลึกของดิน แสดงในตารางที่ 9 และค่าพารามิเตอร์แบบจำลองจำแนกตามประเภทที่ดินแสดงในตารางที่ 10

ตารางที่ 8 ค่าพารามิเตอร์ในแบบจำลองจำแนกตามลักษณะสิ่งปกคลุมพื้นดิน

ลักษณะสิ่งปกคลุมพื้นดิน	ขนาดทรงพุ่มของพืช	สัดส่วนพืชปกคลุมผิวดิน	ความสูงต้นไม้	การคายระเหย	ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระ
ป่าไม้สมบูรณ์	0.81	0.91	19.4	2.37	0.2
ป่าเสื่อมโทรม	0.35	0.50	14.95	2.37	0.2
พื้นที่เกษตรกรรม	0.49	0.37	1.80	2.98	0.035
ทุ่งหญ้า	0.93	0.95	1.50	3.64	0.035
ไม้ผล	0.31	0.25	7.30	2.37	0.04

(ที่มา: Sapkota, 2008 Phillips and Tadayon, 2006 และ กรมชลประทาน, 2554)

ตารางที่ 9 ค่าพารามิเตอร์ในแบบจำลองจำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน

ประเภทของพืช	ค่าปัจจัยจัดการพืช	ปริมาณน้ำฝนที่พืชยึดไว้	ความลึกดิน
ป่าไม้ผลัดใบ	0.048	0.030	0.20
ป่าไม้ผลัดใบ	0.003	0.035	0.20
พืชไร่	0.474	0.025	0.12
สวนป่า	0.088	0.025	0.15
พืชสวน	0.600	0.020	0.15
นาข้าว	0.280	0.035	0.12
ไม่ยืนต้น	0.150	0.020	0.15
ทุ่งหญ้า	0.015	0.020	0.14
ชุมชน	0	0	0
แหล่งน้ำ	0	0	0

(ที่มา: Morgan 1984, 2001)

ตารางที่ 10 พารามิเตอร์แสดงคุณสมบัติทางกายภาพของดินตามกลุ่มชุดดิน

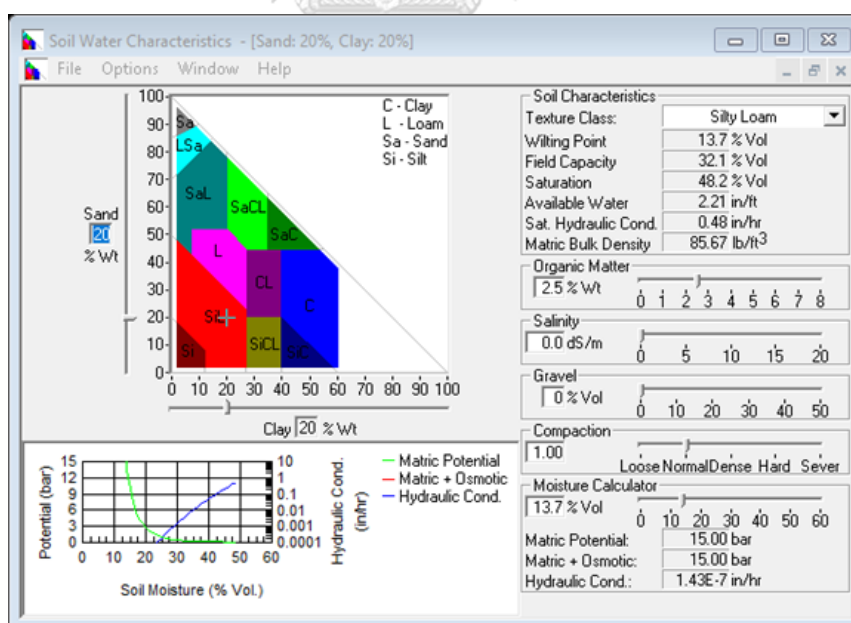
ชุดดิน	เนื้อดิน	K	S _{coh}	θ_{sat}	θ_{fc}	K _{sat}
5	Clay	0.05	12	0.486	0.420	0.017
7	Clay	0.05	12	0.493	0.418	0.024
18	Sandy loam	0.70	2	0.400	0.153	0.964
21	Sandy loam	0.70	2	0.447	0.178	1.194
22	Sandy loam	0.70	2	0.423	0.165	1.074
28	Clay	0.05	12	0.510	0.414	0.049
29	Clay	0.05	12	0.487	0.420	0.018
33	Clay loam	0.70	10	0.473	0.351	0.113
35	Sandy loam	0.70	2	0.397	0.151	0.953
38	loam	0.80	3	0.428	0.254	0.344
47	Clay	0.05	12	0.491	0.419	0.022
56	loam	0.80	3	0.441	0.260	0.388
62*	Clay	0.05	12	0.496	0.418	0.028

(ที่มา: Saxton and Rawls, 2006)

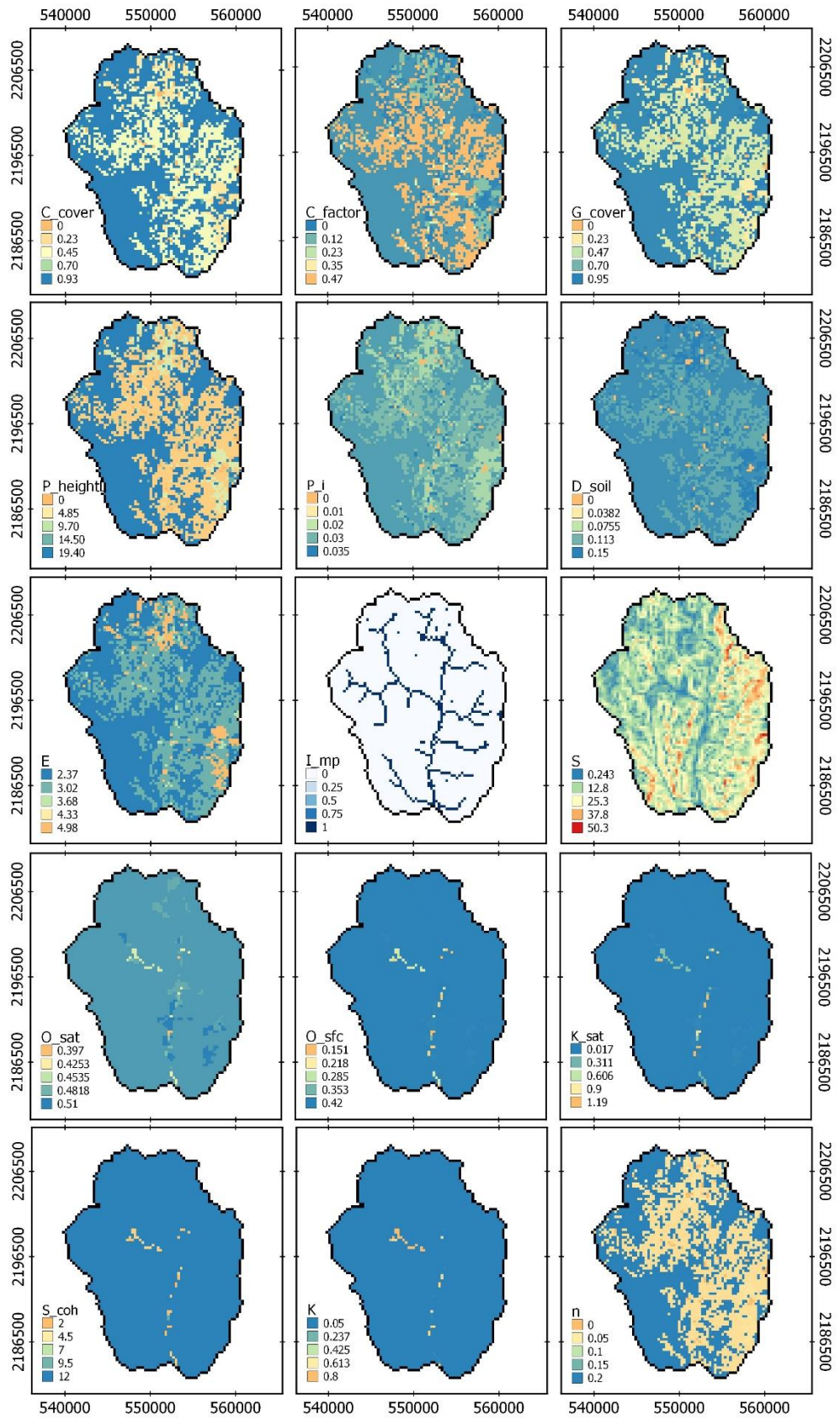
ข้อมูลพารามิเตอร์จำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดินตามตารางที่ 8 และ 9 ผู้วิจัยได้ประมาณค่าพารามิเตอร์และจำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดินโดยแบ่งเป็น 2 ช่วงเวลา ได้แก่ ปี 2556 และ 2558 (ภาพที่ 18 และ 19) และสำหรับค่าพารามิเตอร์ที่แสดงคุณสมบัติของดินตามตารางที่ 10 ผู้วิจัยคำนวณค่าพารามิเตอร์ของตัวแปรเหล่านี้ด้วยโปรแกรม Soil Water Characteristics Program Version 6.02.47 ซึ่งถูกพัฒนาโดย K.E. Saxton และ W. J. Rawls ในปี

2006 (ภาพที่ 17) โดยเป็นโปรแกรมที่ใช้ในการศึกษาลักษณะเฉพาะของน้ำในดินจากลักษณะของเนื้อดินและอินทรีย์วัตถุในดิน ซึ่งลักษณะของเนื้อดินสามารถจำแนกได้ตามแนวทางของกระทรวงเกษตรสหรัฐอเมริกา (United States Department of Agriculture, USDA) และมีความสอดคล้องกับการจำแนกประเภทเนื้อดินของประเทศไทยโดยกรมพัฒนาที่ดิน ดังนั้นจึงทำการศึกษาลักษณะของเนื้อดินและปริมาณอินทรีย์วัตถุในดินจากข้อมูลกลุ่มชุดดินในพื้นที่ทำงานวิจัย โดยทำการศึกษจากบทความและเอกสารเผยแพร่ทางอินเทอร์เน็ตจากสำนักสำรวจดินและวิจัยทรัพยากรดิน กรมพัฒนาที่ดิน (กองสำรวจดินและวิจัยทรัพยากรดิน, 2557) เพื่อให้ได้มาซึ่งค่าพารามิเตอร์ดังกล่าว

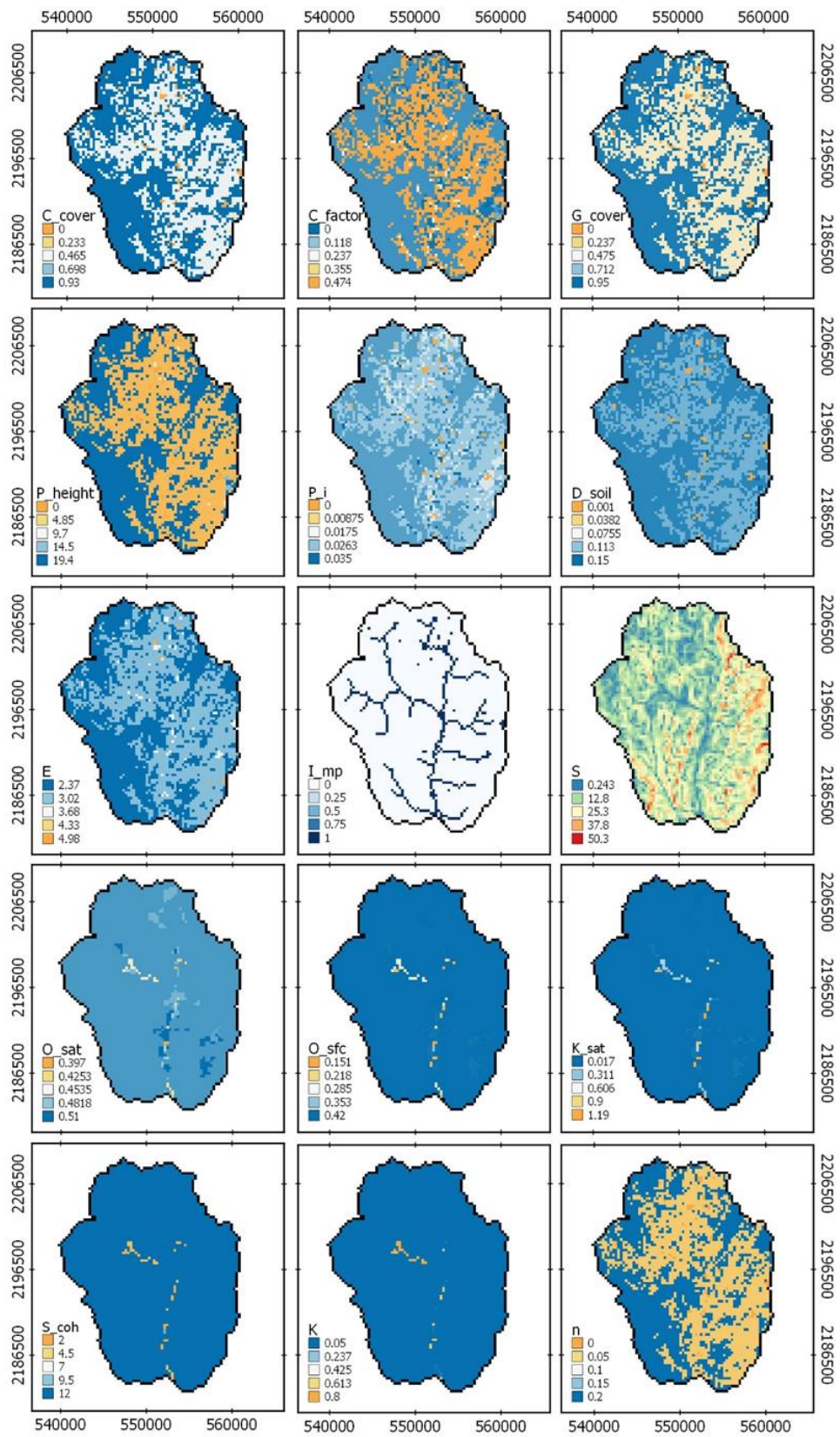
ในกรณีของกลุ่มชุดดินที่ 62 ซึ่งเป็นชุดดินที่ปรากฏบนพื้นที่ลาดชันมากกว่า 35 เปอร์เซ็นต์ และเข้าถึงได้ยาก ส่งผลให้ข้อมูลของกลุ่มดินดังกล่าวยังไม่แน่นอน แต่โดยส่วนใหญ่เป็นพื้นที่ดินที่ถูกปกคลุมด้วยป่าเบญจพรรณ ป่าเต็งรังและป่าดิบชื้น (กองสำรวจดินและวิจัยทรัพยากรดิน, 2557) ดังนั้นผู้วิจัยจึงทำการเทียบเคียงกับลักษณะของชุดดินที่ 30 ซึ่งเป็นกลุ่มของชุดดินภาคเหนือและพบได้ในสภาพพื้นที่ลักษณะเป็นภูเขาสูง (ความลาดชันมากกว่า 20 เปอร์เซ็นต์) มีความเหมาะสมสำหรับเป็นแหล่งต้นน้ำลำธาร และพื้นที่ป่าไม้ (กองสำรวจดินและวิจัยทรัพยากรดิน, 2558) ดังนั้นในงานวิจัยครั้งนี้ ค่าพารามิเตอร์ที่ใช้ในการประมวลผลแบบจำลองสำหรับชุดดินที่ 62 จะถูกแทนที่ด้วยข้อมูลของกลุ่มชุดดินที่ 30



ภาพที่ 18 โปรแกรม Soil Water Characteristics Program Version 6.02.47
(ที่มา: Saxton and Rawls, 2006)



ภาพที่ 19 แผนที่แสดงค่าพารามิเตอร์สำหรับประมาณผลแบบจำลองในปี 2556 - 2557



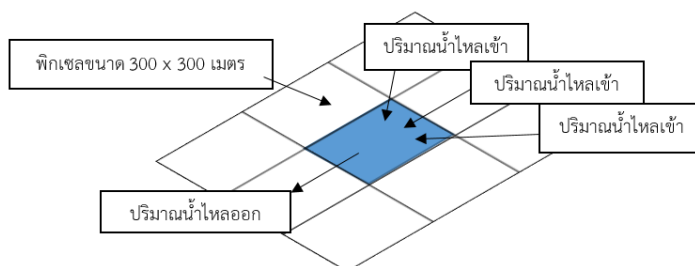
ภาพที่ 20 แผนที่แสดงค่าพารามิเตอร์สำหรับประมวลผลแบบจำลองในปี 2558 – 2559

4.3 การประมวลผลแบบจำลองการชะล้างพังทลายของดิน

ในขั้นตอนการประมวลผลแบบจำลองประกอบไปด้วย 3 ส่วน ได้แก่ การตั้งค่าแบบจำลอง การตรวจสอบความอ่อนไหวแบบจำลอง และการปรับเทียบและการตรวจสอบความถูกต้องแบบจำลอง โดยรายละเอียดมีดังนี้

4.3.1 การตั้งค่าแบบจำลอง

ก่อนการดำเนินการประมวลผลแบบจำลอง ผู้วิจัยได้ทำการทดสอบการประมวลผลแบบจำลองคำนวณปริมาณน้ำท่าในระดับรายวัน ด้วยการใช้ขนาดกริดเซลล์ที่หลากหลาย ได้แก่ 30 x 30 เมตร 300 x 300 เมตร และ 1,000 x 1,000 เมตร พบว่า เมื่อจำลองด้วยขนาดกริดเซลล์ที่ 300 x 300 เมตร ปริมาณน้ำท่าและตะกอนที่ได้จากแบบจำลองมีความสอดคล้องและใกล้เคียงกับข้อมูลจากการสำรวจจริงมากที่สุด ผู้วิจัยจึงเลือกขนาดกริดเซลล์ดังกล่าวในการประมวลผลแบบจำลอง



ภาพที่ 21 แสดงลักษณะการแบ่งพื้นที่ศึกษา ในลักษณะกริดเซลล์และความปฏิสัมพันธ์ระหว่างกริดเซลล์รอบข้าง

4.3.2 การตรวจสอบความอ่อนไหวแบบจำลอง

หลังจากจัดเตรียมข้อมูลสำหรับประมวลผลแล้ว จะทำการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (sensitivity analysis) โดยทำการตั้งค่ามาตรฐานให้กับพารามิเตอร์แต่ละตัว และทำการเพิ่มและลดค่าพารามิเตอร์เหล่านั้นเป็นลำดับ ลำดับละ 10 เปอร์เซ็นต์ หลังจากนั้นทำการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินและปริมาณตะกอนจากแบบจำลองที่ใช้ในงานวิจัยจากผลของการเปลี่ยนแปลงพารามิเตอร์ดังกล่าว โดยค่าพารามิเตอร์ที่ทำให้ผลจากแบบจำลองมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ในเกณฑ์ที่สูงกว่าค่าพารามิเตอร์อื่นๆ จะถูกเลือกใช้ในกระบวนการปรับเทียบแบบจำลองต่อไป

4.3.3 การปรับเทียบและการตรวจสอบความถูกต้องแบบจำลอง

ในกระบวนการปรับเทียบแบบจำลองจะเป็นการปรับเทียบค่าพารามิเตอร์ให้มีความเหมาะสมกับพื้นที่ศึกษา โดยพารามิเตอร์ที่มีการปรับเทียบจะเลือกพารามิเตอร์ที่มีความอ่อนไหวสูงซึ่ง

ได้จากกระบวนการตรวจสอบความอ่อนไหวแบบจำลอง เพื่อให้ปริมาณน้ำท่าและตะกอนจากการประมวลผลแบบจำลองมีความสอดคล้องกับข้อมูลจากการตรวจวัดจริง โดยจะใช้ข้อมูลในช่วง 2 ปีแรก (ปี 2556-2557) ทำการประมวลผลแบบจำลองเพื่อทดสอบการปรับเทียบค่าพารามิเตอร์ประเมินผลการปรับเทียบค่าพารามิเตอร์ด้วยวิธี Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) และทำการจำแนกประเภทความถูกต้องออกเป็นระดับต่างๆ ตามตารางที่ 11 โดยวิธี NSE สามารถคำนวณได้ดังนี้

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (23)$$

โดย Y_i = ค่าสังเกต (Observed value) ที่ i โดย i มีค่าอยู่ระหว่าง 1 ถึง n
 \hat{Y}_i = ค่าคาดคะเนจากแบบจำลองของค่า Y_i
 \bar{Y} = ค่าเฉลี่ยของ Y_i

ตารางที่ 11 แสดงความหมายของการคำนวณความถูกต้องด้วยวิธี Nash-Sutcliffe Efficiency

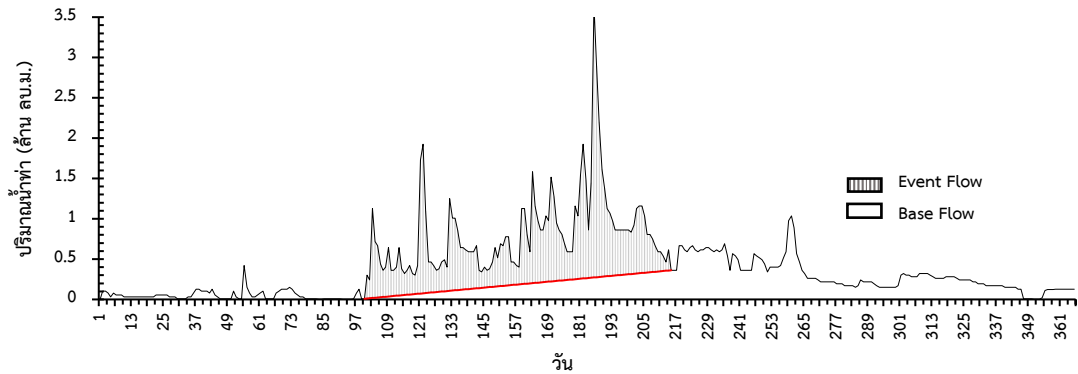
NSE	ระดับความถูกต้อง
1	การคาดคะเนจากแบบจำลองไม่มีความผิดพลาด
1 - 0.75	ความถูกต้องจากการคาดคะเนอยู่ในระดับสูง (Lian et al., 2007)
0.75 - 0.36	ความถูกต้องจากการคาดคะเนอยู่ในระดับยอมรับได้ (Lian, Chan et al. 2007)
0.36 - 0	ความถูกต้องจากการคาดคะเนอยู่ในระดับต่ำ (Lian, Chan et al. 2007)
0	การคาดคะเนโดยแบบจำลองมีความแม่นยำเท่ากับการคาดคะเนโดยใช้ค่าเฉลี่ย
< 0	การคาดคะเนโดยแบบจำลองมีความแม่นยำน้อยกว่าการคาดคะเนโดยใช้ค่าเฉลี่ย

(ที่มา: Lian, Chan et al. 2007)

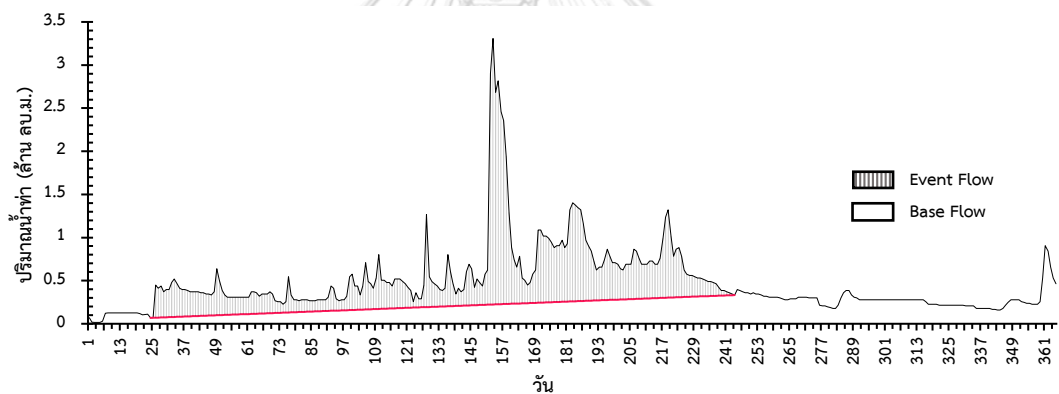
หลังจากการประเมินความถูกต้องในกระบวนการปรับเทียบแบบจำลองแล้ว จึงนำแบบจำลองดังกล่าวไปใช้กับข้อมูลอีก 2 ปีที่เหลือ (ปี 2558 - 2559) และทำการตรวจสอบความถูกต้องอีกครั้งด้วยวิธี Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) โดยกระบวนการดำเนินงานวิจัยมีรายละเอียดตามภาพที่ 25

เนื่องจากปริมาณน้ำท่าจากการสำรวจ เกิดขึ้นจากหลายปัจจัย เช่น น้ำไหลบ่าหน้าดิน และน้ำใต้ดิน ที่ไหลมาเติมเต็มในแหล่งน้ำธรรมชาติอย่างต่อเนื่อง แต่แบบจำลองที่ใช้ในงานวิจัย สามารถจำลองได้เพียงน้ำไหลบ่าหน้าดินและน้ำในดินที่อยู่ในระดับต้นเท่านั้นเท่านั้น ดังนั้น ผู้วิจัยจึงทำการเลือกเฉพาะน้ำท่าที่เกิดจากน้ำไหลบ่าหน้าดินและน้ำในดินระดับต้นสำหรับใช้ในการปรับเทียบและตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลอง จากการวิเคราะห์กราฟน้ำท่า (hydrograph separation) โดยผู้วิจัยได้

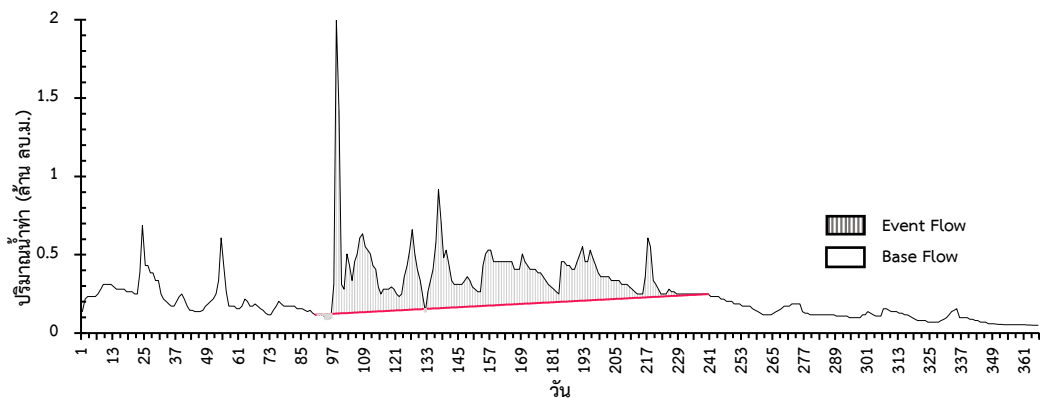
วิเคราะห์หาตำแหน่งจุดหักของกราฟน้ำท่าในช่วงน้ำลดที่เหมาะสม (hydrograph recession curve) ในช่วงของปลายฤดูฝนในแต่ละปีเพื่อเป็นจุดแบ่งในการแยกระหว่างน้ำผิวดินและน้ำใต้ดิน (Chow, 1964) โดยผลลัพธ์แสดงตามภาพที่ 21 – 24 และตารางที่ 12



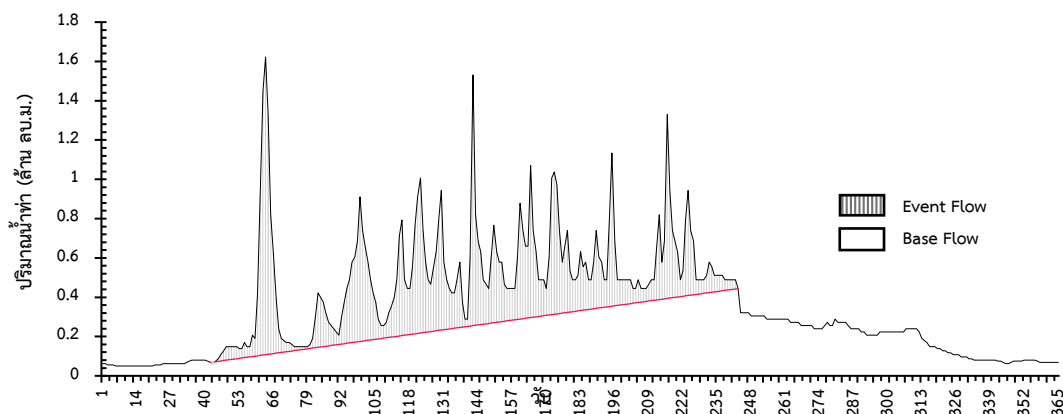
ภาพที่ 22 การจำแนกปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (event flow) และปริมาณน้ำใต้ดิน (base flow) จากกราฟน้ำท่า ณ สถานีตรวจวัด G9 ปี 2556



ภาพที่ 23 การจำแนกปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (event flow) และปริมาณน้ำใต้ดิน (base flow) จากกราฟน้ำท่า ณ สถานีตรวจวัด G9 ปี 2557



ภาพที่ 24 การจำแนกปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (event flow) และปริมาณน้ำใต้ดิน (base flow) จากกราฟน้ำท่า ณ สถานีตรวจวัด G9 ปี 2558



ภาพที่ 25 การจำแนกปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (event flow) และปริมาณน้ำใต้ดิน (base flow) จากกราฟน้ำท่า ณ สถานีตรวจวัด G9 ปี 2558

ตารางที่ 12 ระยะเวลาสำหรับใช้ในการประมวลผลแบบจำลองระหว่างปี 2556 – 2559

รอบปี	ช่วงเวลาสำหรับประมวลผลแบบจำลอง	ระยะเวลารวม
ข้อมูลสำหรับการเปรียบเทียบแบบจำลอง		
พ.ศ.2556	ตั้งแต่วันที่ 8 ก.ค. – 31 ต.ค. 2556 (วันที่ 99 – 214)	116 วัน
พ.ศ.2557	ตั้งแต่วันที่ 24 เม.ย – 11 พ.ย. 2557 (วันที่ 389 - 590)	202 วัน
ข้อมูลสำหรับตรวจสอบความถูกต้องแบบจำลอง		
พ.ศ.2558	ตั้งแต่วันที่ 29 มิ.ย. – 26 พ.ย. 2558 (วันที่ 90 – 240)	151 วัน
พ.ศ.2559	ตั้งแต่วันที่ 12 พ.ค. – 29 พ.ย. 2559 (วันที่ 408 – 609)	202 วัน

4.4 การวิเคราะห์ทางรูปแบบทางพื้นที่ของความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดิน

ผู้วิจัยได้แบ่งรูปแบบทางพื้นที่ของความรุนแรงการชะล้างพังทลายของดินออกเป็น 2 ส่วน ได้แก่ รูปแบบทางพื้นที่ของความรุนแรงจากการชะล้างตะกอนจำแนกตามการใช้ประโยชน์ที่ดินและจำแนกตามสภาพภูมิประเทศ สำหรับการจำแนกตามการใช้ประโยชน์ที่ดิน ผู้วิจัยทำการวิเคราะห์ความรุนแรงจากการชะล้างตะกอนโดยน้ำฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน และทำการจำแนกระดับความรุนแรงออกเป็น 4 ระดับ ได้แก่ ความรุนแรงระดับที่ 1 มีการสูญเสียดินน้อยกว่า 2 ตัน/ไร่/ปี ระดับที่ 2 สูญเสียดินระหว่าง 2 – 5 ตัน/ไร่/ปี ระดับที่ 3 สูญเสียดินระหว่าง 5 – 15 ตัน/ไร่/ปี และ 4 สูญเสียดินมากกว่า 15 ตัน/ไร่/ปี (กรมพัฒนาที่ดิน, 2543)

สำหรับการจำแนกความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดินตามสภาพภูมิประเทศ ผู้วิจัยแบ่งเกณฑ์ในการจำแนกออกเป็น 2 ประเภท ได้แก่ ความลาดชันภูมิประเทศและดัชนีกำลังการ

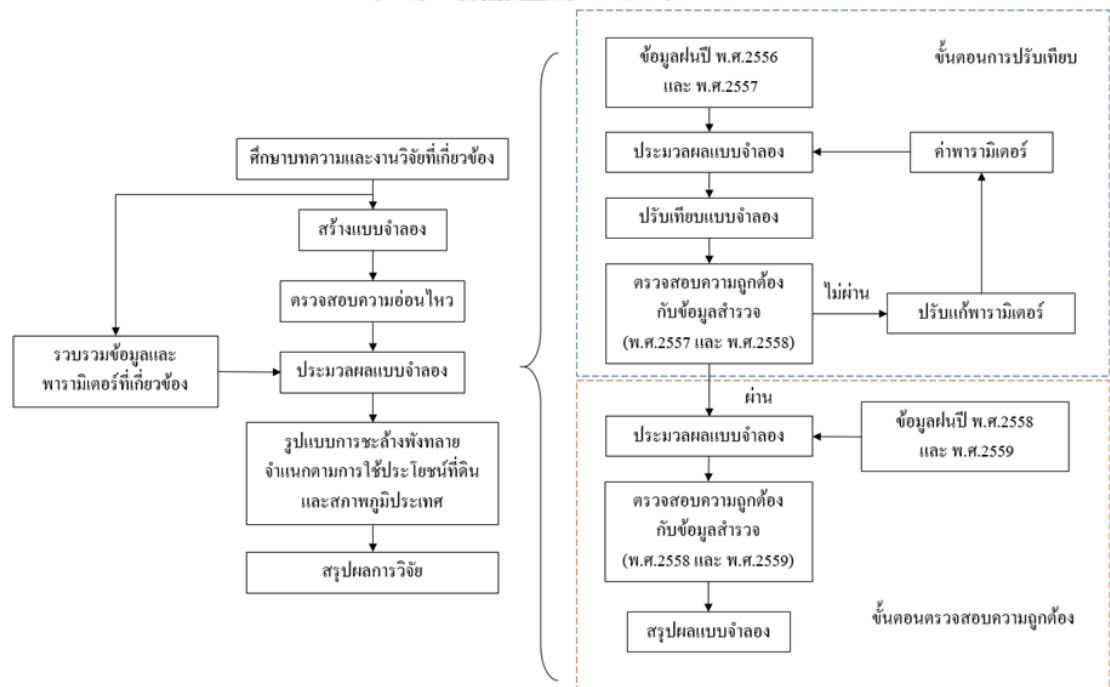
ไหลของลำธาร (stream power Index, *SPI*) และนำมาวิเคราะห์ความสัมพันธ์กับความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดิน โดยสำหรับดัชนีกำลังการไหลของลำธารหรือ *SPI* เป็นดัชนีที่แสดงถึงศักยภาพการชะล้างพังทลายจากการไหลของน้ำ ซึ่งในกรณีที่ลุ่มน้ำมีพื้นที่ขนาดใหญ่และความลาดชันสูง จะส่งผลให้ปริมาณน้ำจากต้นน้ำมีปริมาณมากและไหลด้วยความเร็วและทำให้พื้นที่ดังกล่าวมีความเสี่ยงสูงต่อการเกิดการชะล้างพังทลายโดยน้ำ โดยดัชนีกำลังการไหลของลำธารสามารถคำนวณได้ดังนี้

$$SPI = \ln(C \cdot \tan G) \tag{26}$$

โดยที่ C = ขนาดพื้นที่ลุ่มน้ำจากตำแหน่งที่ทำการตรวจสอบ
 G = ความลาดชันภูมิประเทศ (เปอร์เซ็นต์)

นอกจากนี้ ในการวิเคราะห์รูปแบบทางพื้นที่ของความรุนแรงการชะล้างพังทลายของดิน ผู้วิจัยได้ใช้แต่ปริมาณตะกอนที่เกิดขึ้นในกริดเซลเท่านั้น ไม่รวมตะกอนที่ถูกนำพามาโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินจากกริดเซลรอบข้างที่ระดับสูงกว่า ดังนั้น ปริมาณตะกอนที่ใช้ในการวิเคราะห์จึงเป็นตะกอนที่เกิดขึ้นจากกระบวนการชะล้างพังทลายของดินที่มาจากปัจจัยทางกายภาพในพื้นที่โดยตรง

4.5 สรุปขั้นตอนการดำเนินงานวิจัย



ภาพที่ 26 กรอบแนวคิดงานวิจัย

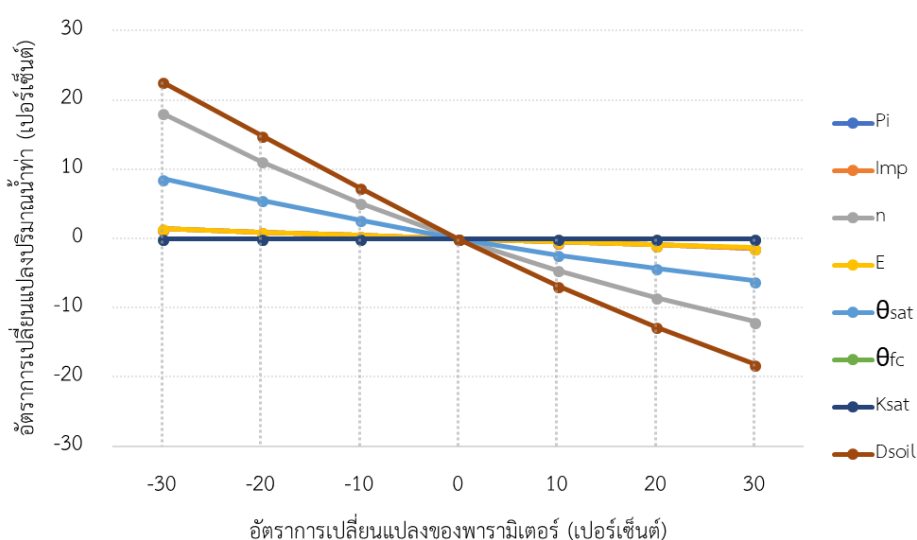
บทที่ 5

ผลการศึกษาและอภิปรายผลการศึกษา

ผลการศึกษาแบ่งออกเป็น 4 ส่วนหลัก ได้แก่ การวิเคราะห์ความอ่อนไหวพารามิเตอร์ในแบบจำลอง การเปรียบเทียบและตรวจสอบประสิทธิภาพแบบจำลอง ลักษณะการเกิดน้ำท่าในพื้นที่ลุ่มน้ำและการชะล้างจากการวิเคราะห์ผลลัพธ์จากแบบจำลอง และการวิเคราะห์รูปแบบทางพื้นที่และระดับความรุนแรงในการชะล้างพังทลายของดินตามลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดินและสภาพภูมิประเทศ โดยผลการศึกษาแต่ละส่วนมีรายละเอียดดังนี้

5.1 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลอง

5.1.1 ความอ่อนไหวของแบบจำลองในการคำนวณปริมาณน้ำท่า

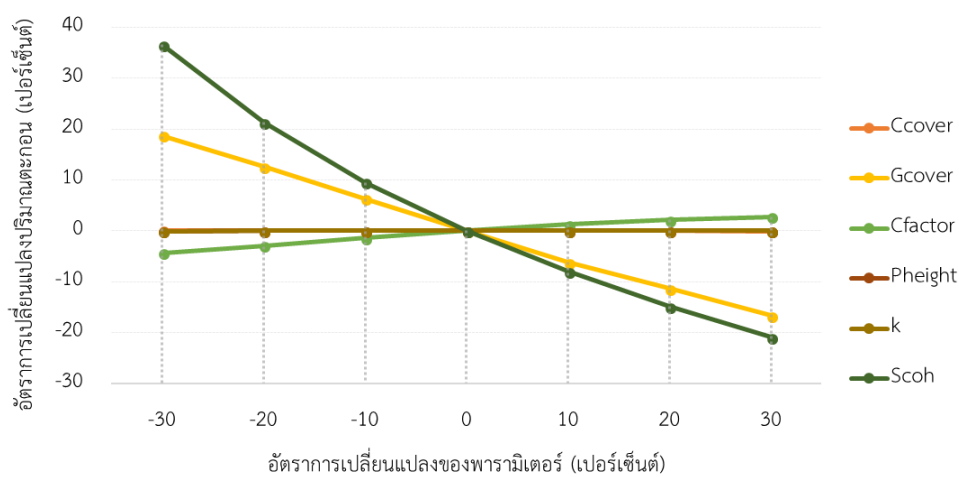


ภาพที่ 27 ผลการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองในการคำนวณปริมาณน้ำท่าจากการเปลี่ยนแปลงค่าพารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้อง

จากการทดสอบการความอ่อนไหวของพารามิเตอร์ตามหัวข้อที่ 4.4 ได้ผลลัพธ์จากการทดสอบตามภาพที่ 26 โดยพบว่าพารามิเตอร์ที่มีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำท่ามากที่สุด ได้แก่ ความลึกของดิน โดยทุกๆ ร้อยละ 10 ของการเปลี่ยนแปลงค่าพารามิเตอร์ความลึกของดินจะส่งผลให้ปริมาณน้ำท่ามีการเปลี่ยนแปลงประมาณร้อยละ 10 จากปริมาณน้ำท่าเดิม พารามิเตอร์ที่ส่งผลต่อความอ่อนไหวของแบบจำลองในลำดับรองลงมาได้แก่ สัมประสิทธิ์ความขรุขระของผิวดิน Manning's n และค่าปริมาณการกักเก็บน้ำของใบพืช การเปลี่ยนแปลงพารามิเตอร์ดังกล่าวส่งผลให้ปริมาณน้ำท่าเพิ่มขึ้นประมาณร้อยละ 0.5 และ 0.25 ตามลำดับ ดังนั้นผู้วิจัยจึงเลือก

พารามิเตอร์ดังกล่าวในการปรับเทียบแบบจำลอง สำหรับการเปลี่ยนแปลงของค่าพารามิเตอร์อื่นๆ มีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำท่าเพียงเล็กน้อยเท่านั้น ได้แก่ พื้นที่ที่น้ำซึมผ่านไม่ได้ อัตราการคายระเหย สัดส่วนระหว่างปริมาณน้ำในดินระดับอ้อมตัวกับปริมาณดิน สัดส่วนปริมาณน้ำในดินระดับสนามกับปริมาณดิน และความสามารถในการไหลของน้ำใต้ผิวดินขณะที่ดินอ้อมตัวด้วยน้ำ ดังนั้นพารามิเตอร์เหล่านี้จะไม่ใช้ในการปรับเทียบในกระบวนการปรับเทียบแบบจำลอง

5.1.2 ความอ่อนไหวของแบบจำลองในการคำนวณการชะล้างของตะกอน



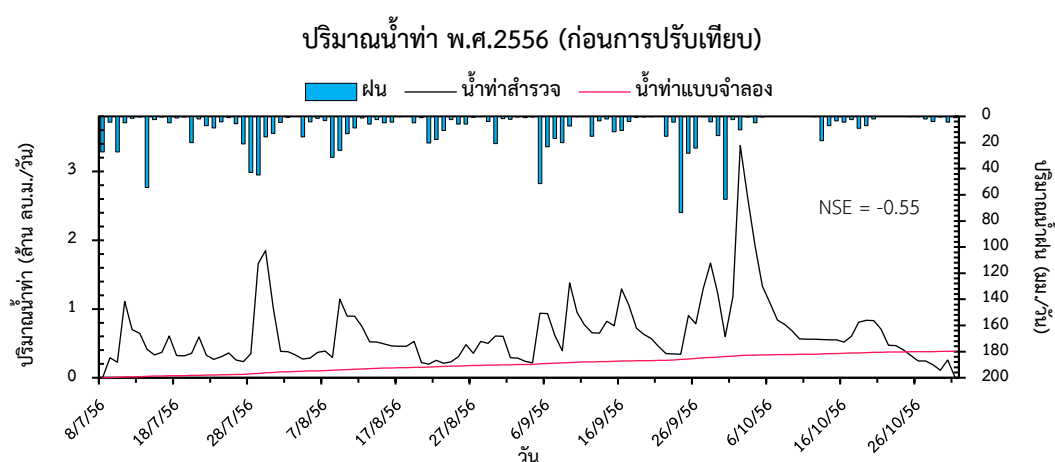
ภาพที่ 28 ผลการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองในส่วนการคำนวณปริมาณตะกอนจากการเปลี่ยนแปลงค่าพารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้อง

การวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลองในส่วนของการคำนวณการชะล้างหน้าดินจากการเกิดตะกอน (ภาพที่ 27) พบว่าค่าการยึดเกาะตัวของผิวดิน และสัดส่วนพืชปกคลุมดิน เป็นพารามิเตอร์ที่มีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณตะกอนมากที่สุดตามลำดับ จากภาพที่ 28 จะเห็นว่าหากค่ายึดเกาะตัวผิวดินยิ่งลดน้อยลง ส่งผลให้โครงสร้างของดินอ่อนแอและทำให้เกิดตะกอนจากการชะล้างดินมากขึ้น ผู้วิจัยจึงเลือกค่าพารามิเตอร์ดังกล่าวในการปรับเทียบแบบจำลอง ในขณะที่ปัจจัยอื่นๆ เช่น ขนาดทรงพุ่ม ค่าปัจจัยการจัดการพืช ความสูงพืชและความคงทนของดิน จากการชะล้างโดยฝน มีการเปลี่ยนแปลงเล็กน้อยเมื่อปรับค่าพารามิเตอร์ จึงไม่นำมาใช้ในการปรับเทียบในขั้นตอนการปรับเทียบแบบจำลอง

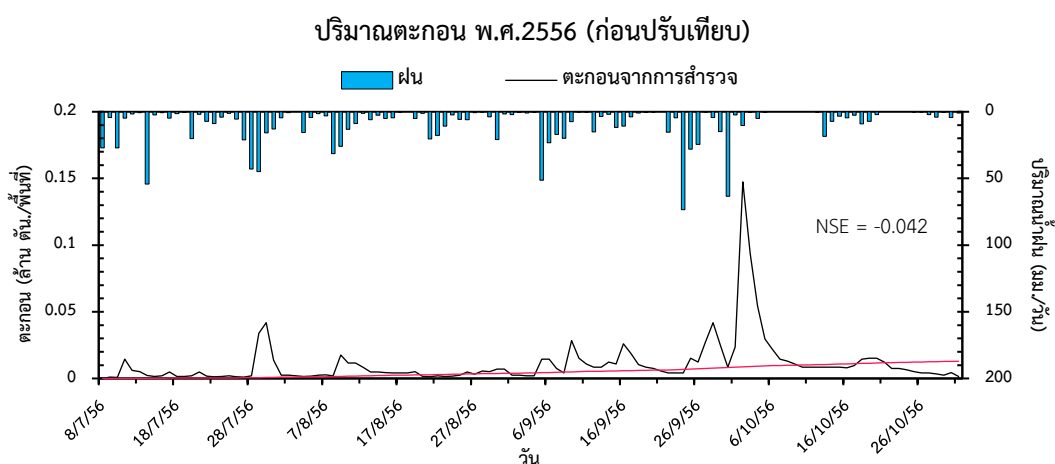
5.2 การเปรียบเทียบและตรวจสอบความถูกต้องแบบจำลองในการคำนวณปริมาณน้ำท่าและการชะล้างพังทลายของดินในพื้นที่ศึกษา

5.2.1 ปริมาณน้ำท่าและการชะล้างพังทลายของดินจากแบบจำลองที่ไม่มีการปรับเทียบค่าพารามิเตอร์

ผู้วิจัยได้ทดลองใช้แบบจำลองในด้านการคำนวณปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนจากการชะล้างพังทลายของดินในปี 2556 และ 2557 โดยไม่มีการปรับเทียบค่าพารามิเตอร์ในแบบจำลอง โดยผลลัพธ์ที่ได้มีรายละเอียดดังนี้



ภาพที่ 29 ผลการคำนวณปริมาณการไหลของน้ำท่ารายวัน ณ จุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลองที่ไม่ได้ปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่าจากสถานีตรวจวัด G9



ภาพที่ 30 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนแขวนลอยรายวัน ณ จุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลองที่ไม่ได้ปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอนแขวนลอยจากสถานีตรวจวัด G9

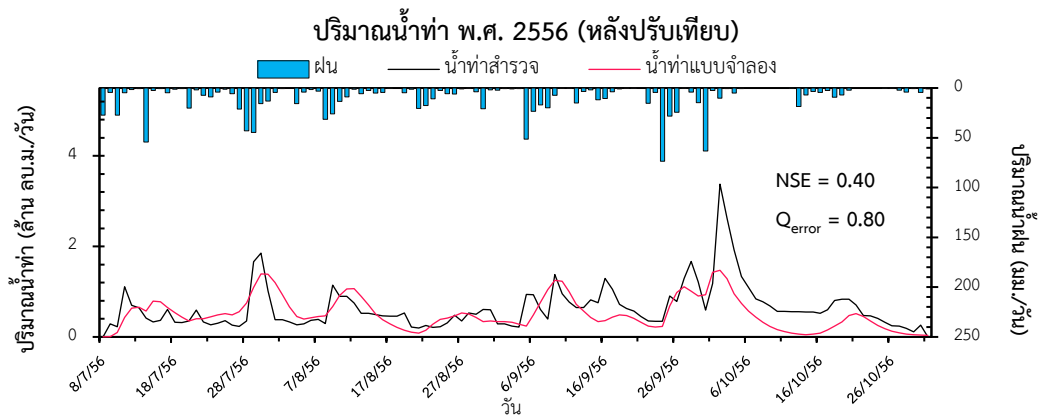
จากภาพที่ 28 เมื่อพิจารณากราฟน้ำท่าที่คำนวณจากแบบจำลองและกราฟน้ำท่าจากสถานีตรวจวัดพบว่ามีความสอดคล้องกันค่อนข้างน้อย ปริมาณน้ำท่ารายวันจากสถานีตรวจวัดมีการเปลี่ยนแปลงเพิ่มขึ้นและลดลงตามปริมาณน้ำฝนในพื้นที่ศึกษา ในขณะที่ปริมาณน้ำท่าจากแบบจำลอง มีลักษณะเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่องและไม่ปรากฏช่วงที่มีปริมาณน้ำท่าเพิ่มสูงอย่างฉับพลัน หลังจากฝนตก การวิเคราะห์ความสอดคล้องระหว่างกราฟน้ำท่าจากแบบจำลองและจากสถานีตรวจวัดพบว่ามีค่า NSE เท่ากับ -0.55 ซึ่งมีความหมายว่าผลการคำนวณปริมาณน้ำท่าจากแบบจำลองมีความน่าเชื่อถือต่ำ จึงควรใช้ค่าเฉลี่ยของปริมาณน้ำท่าในการคาดการณ์แทนที่ใช้ผลการคำนวณจากแบบจำลอง และเมื่อพิจารณาปริมาณน้ำท่ารวมในช่วงเวลาที่ศึกษา พบว่าปริมาณน้ำท่ารวมที่ได้จากการคำนวณด้วยแบบจำลอง 23.35 ล้านลูกบาศก์เมตร มีค่าน้อยกว่าข้อมูลน้ำท่าจากสถานีตรวจวัดซึ่งมีปริมาณน้ำท่ารวม 73.5 ล้านลูกบาศก์เมตร หรือคิดเป็นประมาณ 3 เท่า ความผิดพลาดในการจำลองกราฟน้ำท่าอาจมีสาเหตุจากกำหนดค่าพารามิเตอร์ที่ทำให้ลุ่มน้ำมีความสามารถในการกักเก็บน้ำและชะลอการไหลของน้ำท่าได้ดี จึงทำให้น้ำท่าไหลไปยังจุดออกของลุ่มน้ำอย่างช้าๆ โดยจะเห็นได้จากกราฟน้ำท่าที่ได้จากแบบจำลองค่อยๆ เพิ่มสูงขึ้นและไม่มีความสัมพันธ์กับปริมาณน้ำฝน นอกจากนี้ยังทำให้ปริมาณน้ำท่ารวมจากแบบจำลองมีค่าที่ต่ำกว่าค่าที่ได้จากการตรวจวัดอีกด้วยเนื่องจากน้ำท่าถูกชะลออยู่ในลุ่มน้ำ

ความผิดพลาดของการคำนวณปริมาณน้ำท่าส่งผลกระทบต่อกรจำลองปริมาณการชะล้างและตะกอนในลำน้ำ (ภาพที่ 29) เนื่องจากปริมาณตะกอนที่ถูกชะล้างจะถูกคำนวณจากปริมาณน้ำท่า ผลจากการศึกษาจึงพบว่า ปริมาณตะกอนรวมจากการสำรวจมีค่าเท่ากับ 1.23 ล้านตัน ในขณะที่ปริมาณตะกอนจากแบบจำลองมีเพียง 0.53 ล้านตันเท่านั้น ซึ่งต่ำกว่าข้อมูลตรวจวัดจริงกว่า 200 เปอร์เซ็นต์ และกราฟตะกอนแขวนลอยเปรียบเทียบระหว่างผลการคำนวณจากแบบจำลองและข้อมูลจากสถานีตรวจวัดมีค่าดัชนีความสอดคล้อง NSE เท่ากับ -0.042 หมายความว่าแบบจำลองไม่สามารถคาดการณ์ปริมาณตะกอนแขวนลอยจากการชะล้างหน้าดินได้อย่างถูกต้อง

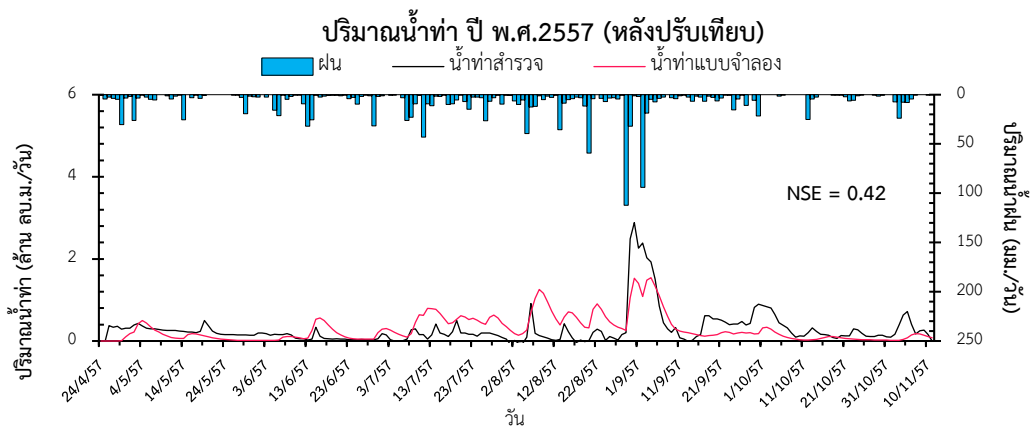
5.2.2 ปริมาณน้ำท่าและการชะล้างตะกอนจากแบบจำลองที่มีการปรับเทียบค่าพารามิเตอร์

จากการปรับเทียบแบบจำลองด้วยข้อมูลปริมาณการไหลของน้ำท่าและปริมาณตะกอนแขวนลอยรายวันในปี 2556 และ 2557 ที่ตำแหน่งจุดออกของลุ่มน้ำ ทำให้แบบจำลองสามารถคำนวณปริมาณน้ำท่าและการชะล้างตะกอนได้อย่างถูกต้องและใกล้เคียงกับข้อมูลจากสถานีตรวจวัดมากกว่าแบบจำลองที่ไม่ได้มีการปรับเทียบพารามิเตอร์ โดยรายละเอียดของผลลัพธ์ที่ได้จากการศึกษามีดังนี้

5.2.2.1 ปริมาณน้ำท่าจากแบบจำลองหลังการปรับเทียบปี 2556 – 2557



ภาพที่ 31 ผลการคำนวณปริมาณการไหลของน้ำท่ารายวันปี 2556 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่าจากสถานีตรวจวัด G9

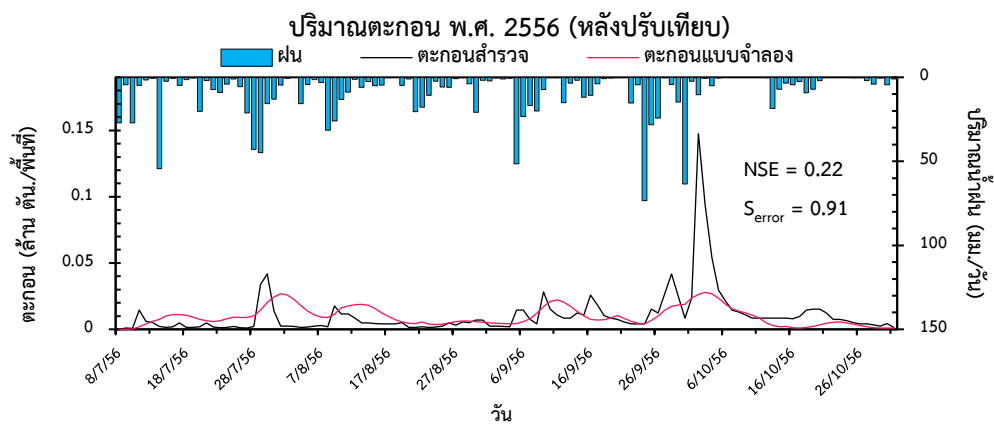


ภาพที่ 32 ผลการคำนวณปริมาณการไหลของน้ำท่ารายวันปี 2557 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่าจากสถานีตรวจวัด G9

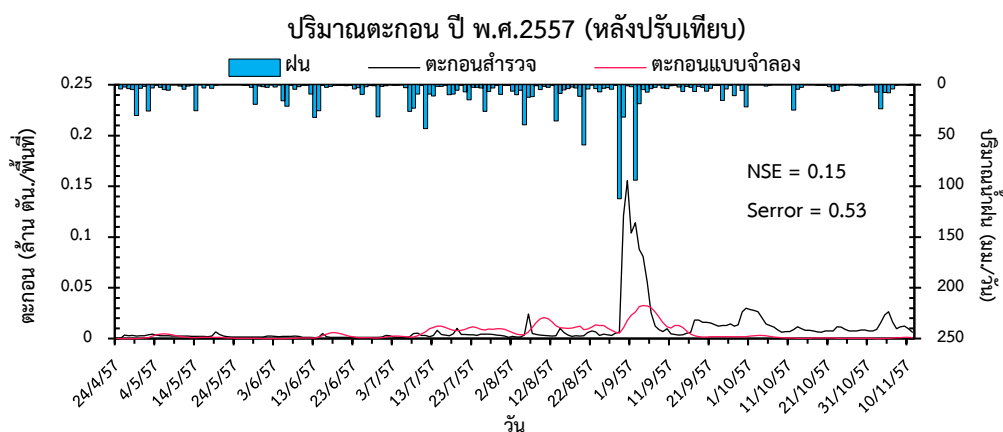
ในการปรับเทียบแบบจำลองในการคำนวณปริมาณการไหลของน้ำท่า ผู้วิจัยปรับค่าพารามิเตอร์เพื่อให้กลุ่มน้ำมีความสามารถในการกักเก็บน้ำได้น้อยลงและมีการตอบสนองทางอุทกวิทยาต่อปริมาณฝนให้รวดเร็วมากขึ้นตามลักษณะข้อมูลน้ำท่าที่ได้จากสถานีตรวจวัด ผู้วิจัยลดค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระของผิวดิน Manning's n เพื่อให้ น้ำท่ามีการเคลื่อนตัวได้เร็วมากขึ้น และมีลักษณะเปลี่ยนแปลงสอดคล้องกับปริมาณฝน นอกจากนี้ยังปรับลดค่าความหนาของชั้นดิน เพื่อให้ลดความสามารถในการกักเก็บน้ำในดินในกลุ่มน้ำและเกิดน้ำไหลบ่าหน้าดินมากขึ้น โดยจากการจำลองการเกิดน้ำไหลบ่าหน้าดินและปริมาณน้ำท่าในลำน้ำด้วยแบบจำลองที่ผ่านการปรับเทียบแล้ว (ภาพที่ 30 และ 31) พบว่า ข้อมูลปริมาณน้ำท่าจากแบบจำลองมีความสอดคล้องกับปริมาณน้ำท่าจากการสำรวจโดยเฉพาะในช่วงที่มีปริมาณการไหลน้อย อย่างไรก็ตาม แบบจำลองไม่สามารถคำนวณปริมาณน้ำท่าในช่วงที่ค่าปริมาณการไหลมากได้อย่างถูกต้อง โดยการประเมินความถูกต้องของผลลัพธ์

จากแบบจำลองด้วยดัชนี NSE ในปี 2556 และ 2557 มีค่าเท่ากับ 0.4 และ 0.42 ตามลำดับ ซึ่งถือว่าแบบจำลองมีความสามารถในการคาดการณ์ปริมาณน้ำท่าอยู่ในเกณฑ์ที่ยอมรับได้ และถ้าพิจารณาความแตกต่างระหว่างปริมาณน้ำท่ารวมจากแบบจำลองและจากข้อมูลตรวจวัดในปี 2556 พบว่าปริมาณน้ำท่าจากแบบจำลองรวมมีค่าประมาณ 59.29 ล้านลูกบาศก์เมตร ซึ่งต่ำกว่าปริมาณน้ำท่าจากการสำรวจประมาณร้อยละ 20 และในปี 2557 ปริมาณน้ำท่ารวมจากแบบจำลองประมาณ 59.53 ล้านลูกบาศก์เมตร มีค่าสูงกว่าข้อมูลจากการสำรวจเพียงร้อยละ 3 เท่านั้น แสดงให้เห็นว่าในปี 2556 และ 2557 แบบจำลองที่ใช้ในงานวิจัยสามารถคาดการณ์ปริมาณน้ำท่ารวมได้ใกล้เคียงกับข้อมูลจริงได้ดีหลังจากการสอบเทียบแบบจำลอง

5.2.2.2 ผลลัพธ์แบบจำลองในระยะตะกอนหลังการปรับเทียบ พ.ศ.2556 – 2557



ภาพที่ 33 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนรายวันในปี 2556 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอนจากสถานีตรวจวัด G9



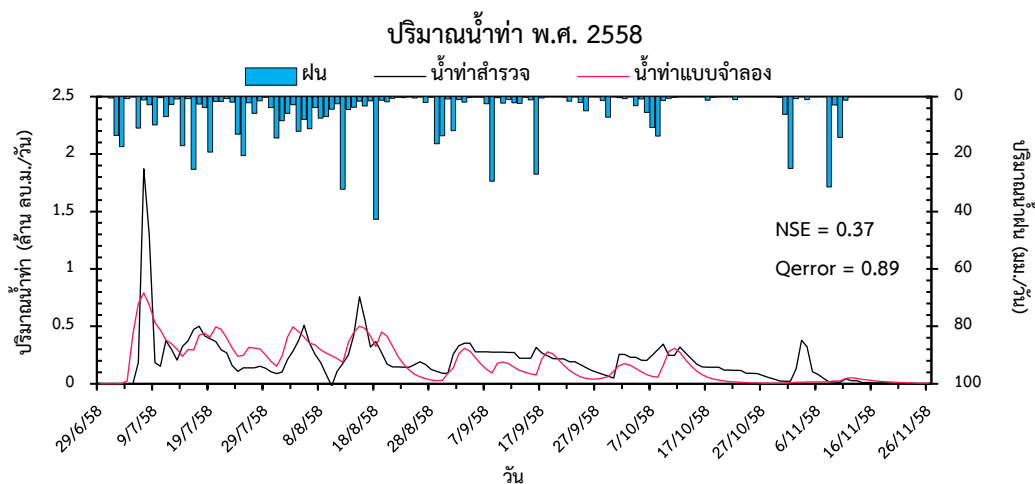
ภาพที่ 34 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนรายวันในปี 2557 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอนจากสถานีตรวจวัด G9

ปริมาณการชะล้างของตะกอนด้วยแบบจำลองมีค่าสูงกว่าปริมาณตะกอนจากการตรวจวัดจริงเพียงเล็กน้อย ผู้วิจัยจึงทำการปรับเพิ่มค่าการยึดเกาะตัวของผิวดิน ซึ่งเป็นพารามิเตอร์ที่ส่งผลต่อความอ่อนไหวของแบบจำลองในการชะล้าง (หัวข้อ 5.1.2) ส่งผลให้ผิวดินสามารถทนต่อการชะล้างดินโดยน้ำได้ดีและลดการเกิดปริมาณตะกอนลง โดยผลการเปรียบเทียบแบบจำลองในส่วนของปริมาณการชะล้างตะกอนในปี 2556 และ 2557 (ภาพที่ 32 และ 33) พบว่าแบบจำลองสามารถคำนวณปริมาณตะกอนแขวนลอยได้สอดคล้องกับข้อมูลจากการตรวจวัดในช่วงที่มีปริมาณการไหลในลำน้ำน้อย แต่สำหรับช่วงที่มีปริมาณการไหลในลำน้ำมาก แบบจำลองไม่สามารถคำนวณปริมาณตะกอนแขวนลอยได้อย่างถูกต้อง ส่งผลให้ความคลาดเคลื่อนโดยรวมมีค่าสูง โดยเมื่อประเมินความถูกต้องของกราฟปริมาณตะกอนแขวนลอยรายวันดัชนี NSE เท่ากับ 0.22 และ 0.15 สำหรับปี 2556 และ 2557 ตามลำดับ ซึ่งมีความถูกต้องอยู่ในระดับต่ำ อย่างไรก็ตามสำหรับปริมาณตะกอนรวมจากแบบจำลองในปี 2556 มีความคลาดเคลื่อนจากข้อมูลสำรวจไม่มากนัก โดยมีปริมาณตะกอนรวมจากแบบจำลองเท่ากับ 1.13 ล้านตัน น้อยกว่าปริมาณตะกอนจากการสำรวจเพียงร้อยละ 9 หรือประมาณ 0.1 ล้านตัน แต่สำหรับปี 2557 มีปริมาณตะกอนรวมจากแบบจำลองเท่ากับ 1.02 ล้านตัน มีค่าน้อยกว่าปริมาณตะกอนจากการตรวจวัดจริงถึงร้อยละ 47 หรือประมาณ 0.8 ล้านตัน

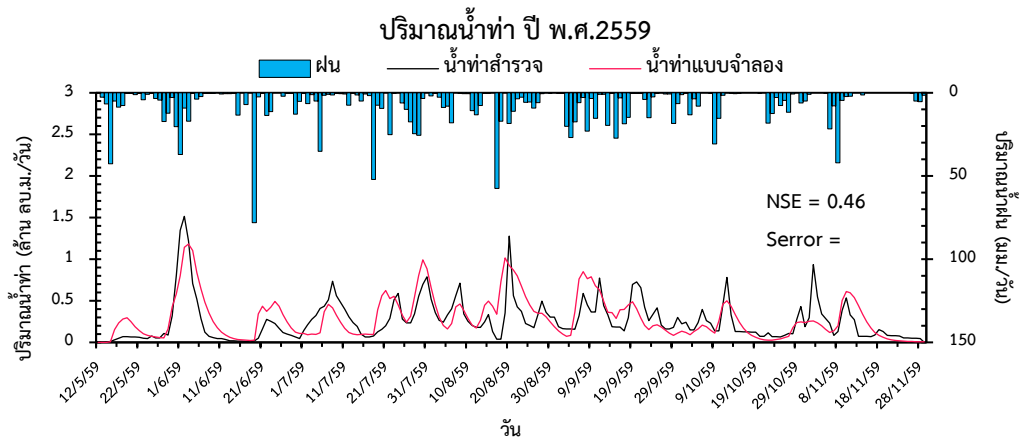
5.2.3 การประเมินประสิทธิภาพในการคาดการณ์ของแบบจำลอง

การประเมินความสามารถและประสิทธิภาพของแบบจำลองที่ผ่านการปรับเทียบค่าพารามิเตอร์ในการจำลองปริมาณน้ำท่าและปริมาณตะกอนรายวันในปี 2558 และ 2559 มีรายละเอียดดังนี้

5.2.3.1 การประเมินประสิทธิภาพในการคาดการณ์ปริมาณการไหลของน้ำท่ารายวัน



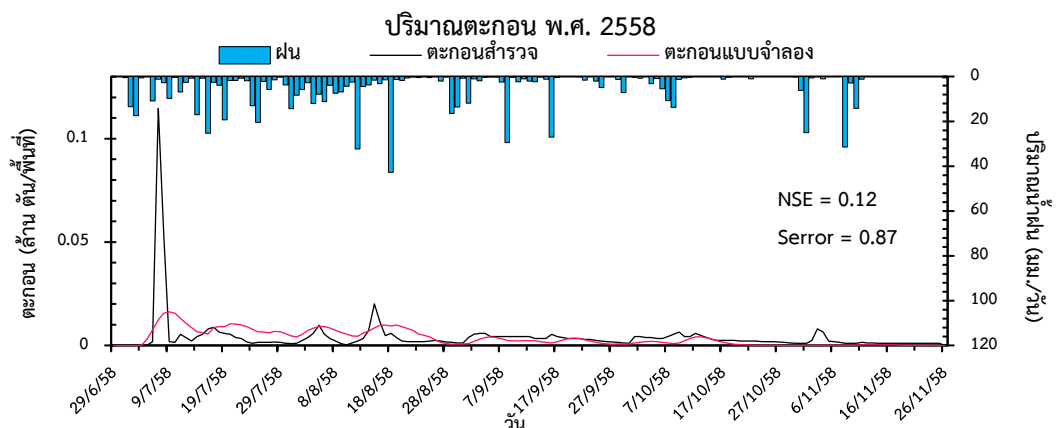
ภาพที่ 35 ผลการคำนวณปริมาณน้ำท่ารายวันในปี 2558 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่าจากสถานีตรวจวัด G9



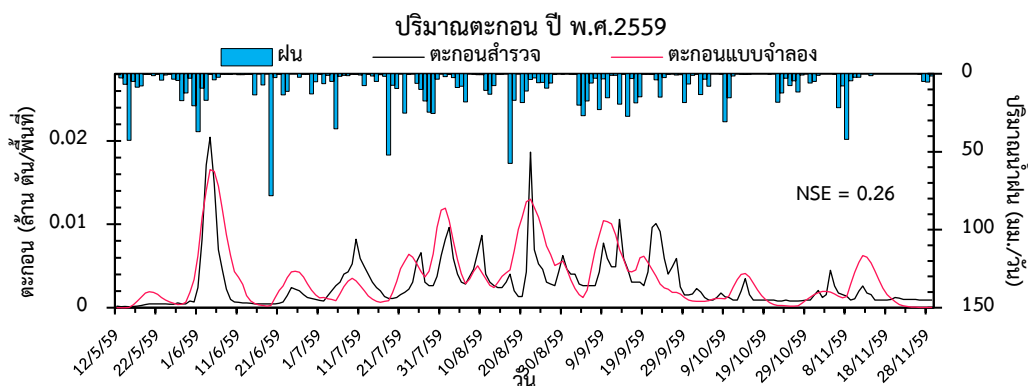
ภาพที่ 36 ผลการคำนวณปริมาณน้ำท่ารายวันในปี 2559 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลอง ที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่าจากสถานีตรวจวัด G9

ผลการศึกษา (ภาพที่ 34 และ 35) พบว่าแบบจำลองที่ผ่านการปรับแก้พารามิเตอร์สามารถคาดการณ์ปริมาณน้ำท่าที่จุดออกของกลุ่มน้ำโดยมีความสอดคล้องกับข้อมูลจากการตรวจวัดในปี 2558 และ 2559 ด้วยค่า NSE เท่ากับ 0.37 และ 0.46 ตามลำดับ ซึ่งเป็นค่าความถูกต้องอยู่ในระดับยอมรับได้ โดยปริมาณน้ำท่ารวมจากแบบจำลองปี 2558 เท่ากับ 26.71 ล้านลูกบาศก์เมตร ต่ำกว่าปริมาณน้ำท่ารวมจากสถานีตรวจวัดประมาณร้อยละ 11 และสำหรับปริมาณน้ำท่ารวมจากแบบจำลองปี 2559 วัดได้ประมาณ 59.48 ล้านลูกบาศก์เมตร มีค่าสูงกว่าข้อมูลจากการสำรวจร้อยละ 12.8 แบบจำลองสามารถทำนายปริมาณน้ำท่าในปี 2559 ได้ด้วยความถูกต้องค่อนข้างสูงกว่าปี 2558

5.2.3.2 การประเมินความประสิทธิภาพของแบบจำลองในการคาดการณ์ปริมาณการชะล้างของตะกอนรายวัน จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



ภาพที่ 37 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนรายวันในปี 2558 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอนจากสถานีตรวจวัด G9



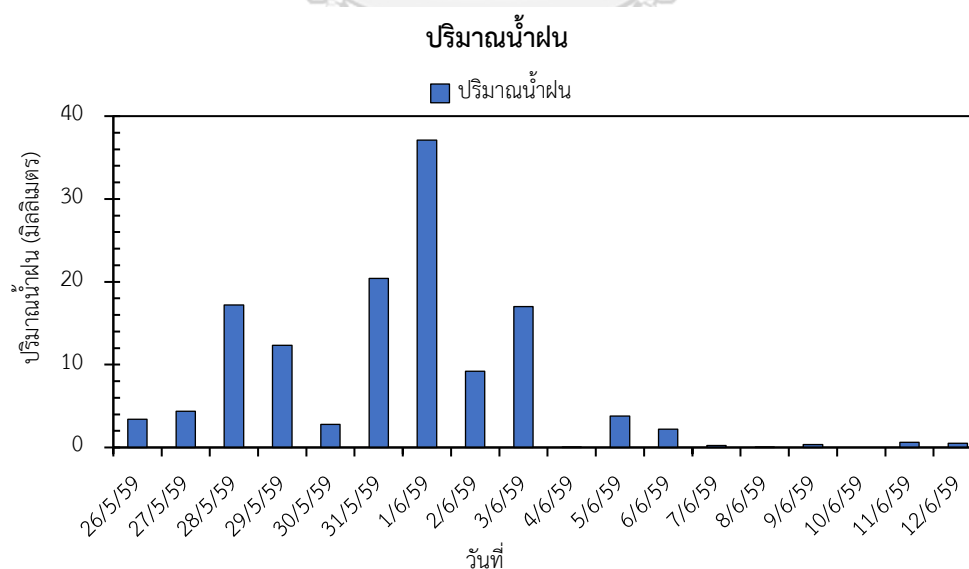
ภาพที่ 38 ผลการคำนวณปริมาณตะกอนรายวันในปี 2559 ณ ตำแหน่งจุดออกของกลุ่มน้ำจากแบบจำลองที่ผ่านปรับเทียบค่าพารามิเตอร์เปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณตะกอนจากสถานีตรวจวัด G9

จากการประเมินประสิทธิภาพของแบบจำลองในการคาดการณ์ปริมาณการชะล้างของตะกอนในปี 2558 และ 2559 (ภาพที่ 36 และ 37) พบว่าปริมาณตะกอนจากสถานีตรวจวัดและปริมาณตะกอนจากแบบจำลอง มีความสอดคล้องกันในระดับที่ไม่สูงมากนัก โดยมีค่าดัชนี NSE เท่ากับ 0.12 และ 0.26 ตามลำดับ และเมื่อทำการเปรียบเทียบปริมาณตะกอนรวมตลอดระยะเวลาในการศึกษารายปีจากแบบจำลองและจากสถานีตรวจวัด พบว่า ในปี 2558 ปริมาณตะกอนรวมจากแบบจำลองมีค่าเท่ากับ 0.53 ล้านตัน ต่ำกว่าปริมาณน้ำท่ารวมจากการสำรวจประมาณร้อยละ 13 และในปี 2559 มีปริมาณตะกอนรวมจากแบบจำลองประมาณ 0.71 ล้านตัน มีค่าสูงกว่าข้อมูลจากสถานีตรวจวัดร้อยละ 24

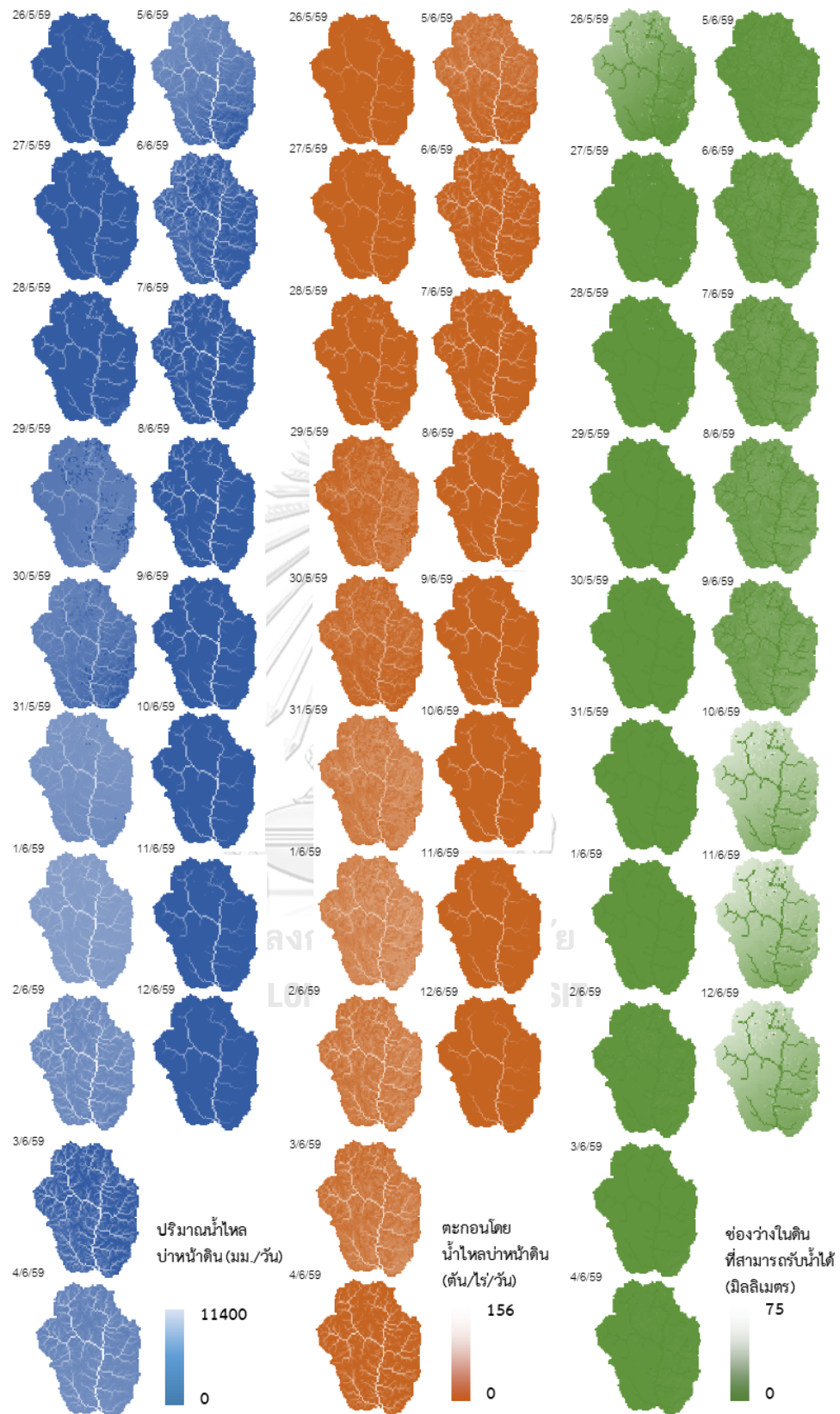
จากผลลัพธ์การประมวลผลแบบจำลองในปี 2558 และ 2559 พบว่าค่าผลลัพธ์ที่ได้จากกระบวนการปรับเทียบและกระบวนการตรวจสอบมีความถูกต้องไม่แตกต่างกันมาก โดยแบบจำลองที่ใช้ในงานวิจัยสามารถจำลองปริมาณน้ำท่าอยู่ในเกณฑ์ที่ยอมรับได้ และจำลองปริมาณตะกอนด้วยความถูกต้องอยู่ในระดับต่ำ โดยความคลาดเคลื่อนส่วนมากเกิดขึ้นในช่วงเวลาที่มีปริมาณน้ำท่าและตะกอนสูง แบบจำลองมีประสิทธิภาพในการคาดการณ์ได้ดีในช่วงที่มีปริมาณน้ำท่าและตะกอนในระดับต่ำและจากผลการศึกษาของปี 2559 (ภาพที่ 35 และ 37) แบบจำลองสามารถทำนายปริมาณน้ำท่าและตะกอนได้ดีในตลอดทั้งช่วงเวลาที่ศึกษา เนื่องจากแบบจำลองมีประสิทธิภาพในการคาดการณ์ในกรณีที่มีปริมาณฝนไม่สูงมากนัก จึงทำให้การคาดการณ์ปริมาณน้ำท่าและตะกอนค่อนข้างใกล้เคียงกับข้อมูลจากการตรวจวัด แต่สำหรับปี 2558 ในช่วงมีน้ำท่าและตะกอนเกิดขึ้นน้อยเช่นกัน แต่แบบจำลองไม่สามารถทำนายปริมาณน้ำท่าและตะกอนในช่วงที่มีปริมาณสูงได้ดี เนื่องจากในช่วงเริ่มต้นการจำลอง กลุ่มน้ำไม่มีการกักเก็บน้ำในปริมาณที่มากพอ ส่งผลให้เกิดน้ำไหลบ่าหน้าดินในปริมาณน้อยและเป็นสาเหตุให้แบบจำลองไม่สามารถทำนายปริมาณน้ำท่าและตะกอนในช่วงแรกของระยะเวลาการศึกษาที่มีปริมาณน้ำท่าสูงได้อย่างถูกต้อง

5.3 วิเคราะห์ลักษณะการเกิดน้ำท่าและการชะล้างตะกอนในพื้นที่ศึกษาจากการใช้แบบจำลอง

ในการวิเคราะห์ลักษณะปริมาณน้ำท่าและตะกอนจากแบบจำลอง ผู้วิจัยได้ยกตัวอย่างข้อมูลปริมาณน้ำท่า ปริมาณตะกอน และขนาดช่องว่างในดิน รวมถึงกราฟปริมาณน้ำฝนรายวันในระหว่างวันที่ 6 พฤษภาคม ถึง 12 มิถุนายน 2559 รวมทั้งสิ้น 18 วัน เพื่อประกอบการวิเคราะห์ลักษณะการเกิดน้ำท่าและการชะล้างตะกอนในพื้นที่ศึกษา โดยจากภาพที่ 40 พบว่า ตลอดช่วงระยะเวลาดังกล่าว มีปริมาณน้ำฝนเกิดขึ้นในพื้นที่ตั้งแต่ในระยะแรกและมีปริมาณสูงสุดในวันที่ 1 มิถุนายน 2559 หลังจากนั้นจึงลดปริมาณเป็นลำดับและสิ้นสุดช่วงที่มีฝนประมาณวันที่ 7 มิถุนายน 2559 ซึ่งการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนส่งผลทำให้ปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดิน (ภาพที่ 38) มีการเปลี่ยนแปลงตามไปด้วย โดยในระยะแรกที่มีฝน น้ำไหลบ่าหน้าดินมีปริมาณมากขึ้นในบริเวณทางน้ำในพื้นที่ศึกษา โดยพบการเพิ่มขึ้นของปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินได้อย่างชัดเจนในพื้นที่ต้นน้ำ ซึ่งในขณะเดียวกัน ช่องว่างในดินมีปริมาณลดลงอย่างรวดเร็วจากการซึมลงสู่ผิวดินของน้ำไหลบ่าหน้าดิน โดยในช่วงระยะแรกของการเกิดฝน ปริมาณตะกอนส่วนใหญ่พบได้ในบริเวณลำน้ำ ซึ่งเป็นตะกอนจากการนำพาของน้ำท่าในพื้นที่ศึกษา และในวันที่ 29 พฤษภาคม 2559 มีปริมาณฝนค่อนข้างสูง ส่งผลให้ช่องว่างในดินถูกเติมเต็มด้วยน้ำจนอึดตัว ดินจึงไม่สามารถรองรับปริมาณน้ำได้อีกและทำให้มีปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินเกิดขึ้นในปริมาณมาก จึงสามารถสังเกตได้ง่ายทั้งในบริเวณทางน้ำและบนพื้นผิวดินในสภาพทั่วไป และส่งผลทำให้เกิดตะกอนจากการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินมากขึ้น โดยพบมากในบริเวณด้านตะวันออกและตอนกลางของพื้นที่ลุ่มน้ำ



ภาพที่ 39 ข้อมูลปริมาณน้ำฝนรายวันระหว่างวันที่ 6 พ.ค. – 12 มิ.ย. 2559



ภาพที่ 40 การวิเคราะห์การเกิดน้ำท่าและการชะล้างตะกอนในระหว่างวันที่ 26 พ.ค. - 12 มิ.ย. 2559

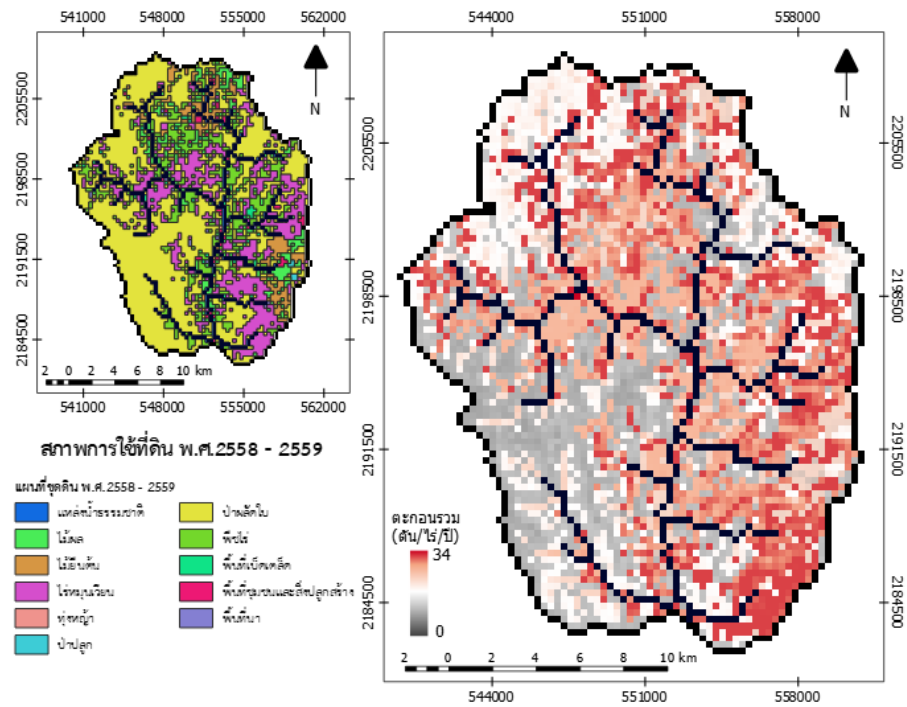
สำหรับในช่วงวันที่ 31 พฤษภาคม ถึง 1 มิถุนายน 2559 เป็นช่วงที่ฝนตกมากที่สุด มีปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินและตะกอนเกิดขึ้นจำนวนมาก ซึ่งหลังจากช่วงระยะเวลาดังกล่าวปริมาณฝนลดน้อยลงอย่างต่อเนื่อง จากที่มีปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินครอบคลุมทั่วทั้งพื้นที่ลุ่มน้ำ เมื่อมีฝนน้อยลงจึงสามารถเห็นการเคลื่อนที่ของปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินได้อย่างชัดเจน โดยน้ำไหลบ่าหน้าดินเคลื่อนที่ไปตามสภาพภูมิประเทศและไหลรวมกันเป็นทางน้ำหลายสายและเป็นทางยาว ซึ่งในบริเวณทางน้ำพบตะกอนเกิดขึ้นในปริมาณมากกว่าพื้นที่ที่ไม่เป็นทางน้ำ ซึ่งปริมาณตะกอนเหล่านั้นถูกชะล้างและถูกนำพาโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินลงสู่ลำน้ำธรรมชาติในพื้นที่ศึกษา และเมื่อไม่มีฝนมาเติมเต็มในพื้นที่ น้ำไหลบ่าหน้าดินที่มีอยู่จึงเคลื่อนที่อย่างต่อเนื่องไปยังจุดออกของกลุ่มน้ำ ส่งผลให้ทางน้ำที่ปรากฏในพื้นที่ลุ่มน้ำจึงมีขนาดสั้นลงอย่างต่อเนื่องตามระยะเวลาที่เปลี่ยนไป และในช่วงเวลาเดียวกันปริมาณช่องว่างในดินเริ่มมีมากขึ้นจากการสูญเสียไปของน้ำในดินจากกระบวนการคายระเหยและการเคลื่อนที่ออกไปของน้ำใต้ผิวดินและในช่วงที่ขาดน้ำฝนในระยะเวลาอันยาวนาน น้ำไหลบ่าหน้าดินได้เคลื่อนที่ลงสู่ลำน้ำธรรมชาติจนหมด จึงเหลือเพียงแม่น้ำสายหลักและสายรองที่ยังเคลื่อนที่ไปยังจุดออกของกลุ่มน้ำในพื้นที่ศึกษาเท่านั้น

5.4 รูปแบบความรุนแรงของการชะล้างพังทลายของดิน

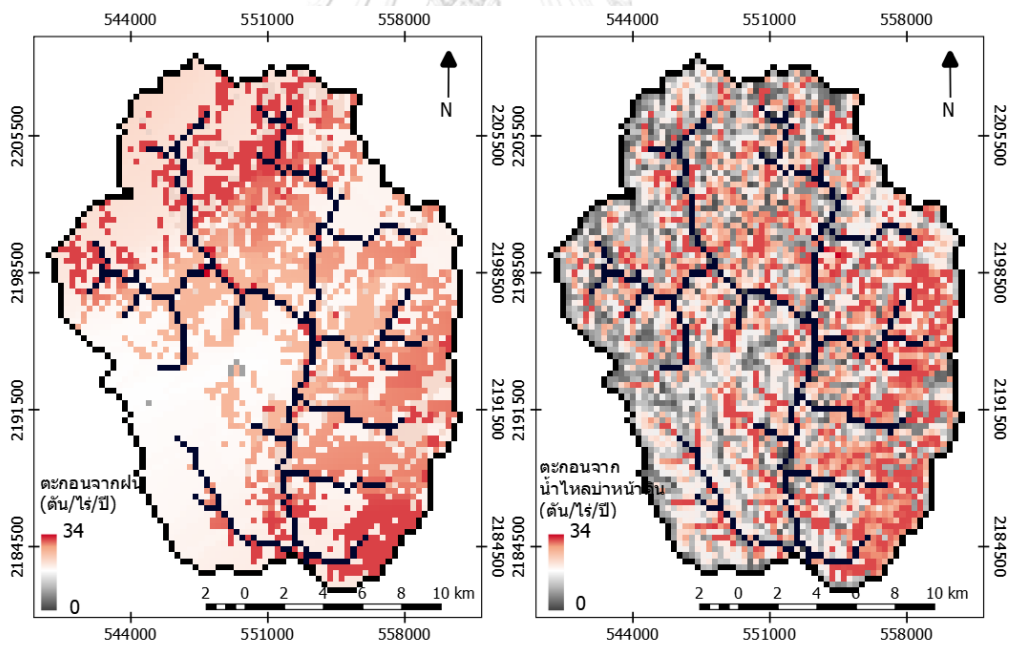
การวิเคราะห์รูปแบบทางพื้นที่ของความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดิน แบ่งออกเป็น 2 ประเภท ได้แก่ การวิเคราะห์ความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดินจำแนกตามการใช้ประโยชน์ที่ดินและตามสภาพภูมิประเทศ โดยแต่ละส่วนมีรายละเอียดดังนี้

5.4.1 รูปแบบทางพื้นที่ของการชะล้างพังทลายดินจำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน

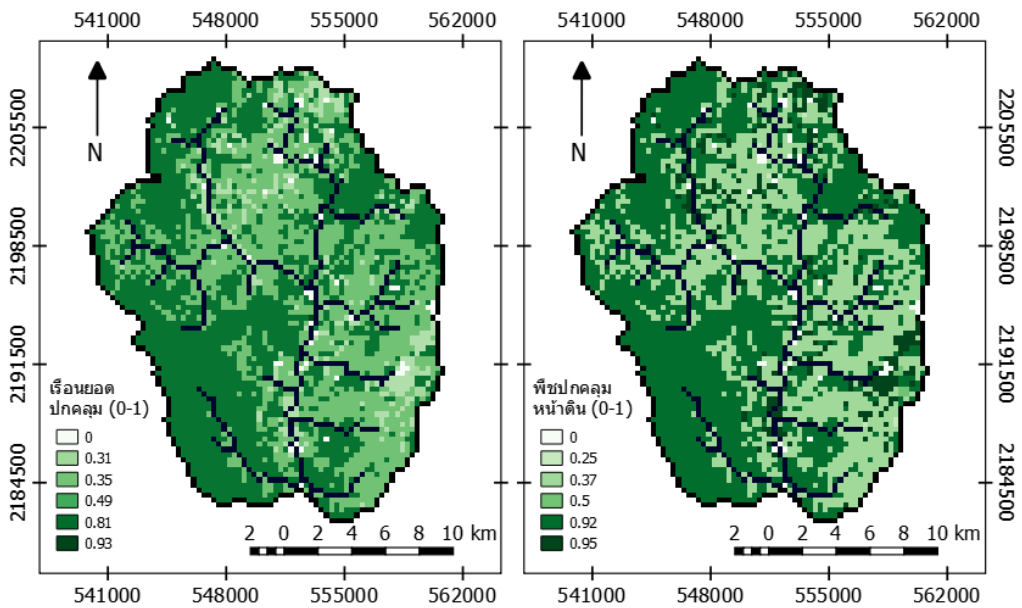
ผู้วิจัยวิเคราะห์รูปแบบความรุนแรงการชะล้างพังทลายดินบนพื้นที่การใช้ประโยชน์ที่ดินในพื้นที่ศึกษา โดยผู้วิจัยได้แสดงรูปแบบทางพื้นที่ออกเป็น 3 ประเภท ได้แก่ รูปแบบการชะล้างพังทลายของดินโดยรวม รูปแบบการชะล้างพังทลายของดินที่เกิดจากน้ำฝน และรูปแบบการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำไหลบ่าหน้าดิน โดยรายละเอียดมีดังนี้



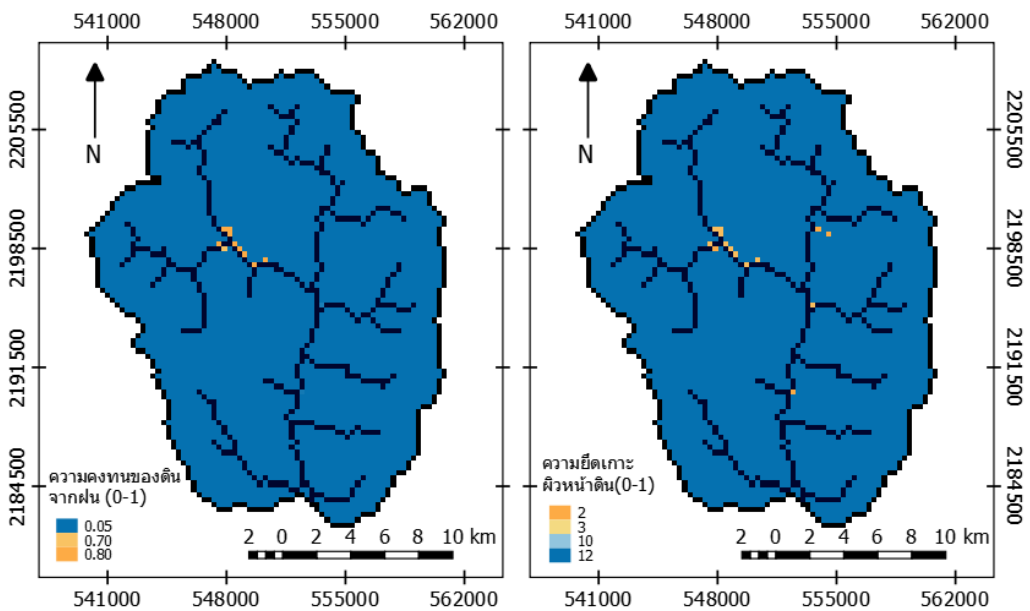
ภาพที่ 41 ปริมาณการชะล้างพังทลายดิน (ตัน/ไร่/ปี) จำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน



ภาพที่ 42 ปริมาณการชะล้างพังทลายดิน (ตัน/ไร่/ปี) จากการกระทำของเม็ดฝน (ซ้าย) และจากน้ำไหลบ่าหน้าดิน (ขวา) จำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดินปี 2558 – 2559



ภาพที่ 43 สัดส่วนของเรือนยอดปกคลุมดิน (ข้าว) และสัดส่วนของพืชปกคลุมหน้าดิน (อว) ปี 2558 – 2559



ภาพที่ 44 ความคงทนของดินต่อน้ำฝน (ข้าว) และความยืดเกาะตัวของดิน (อว) ปี 2558 – 2559

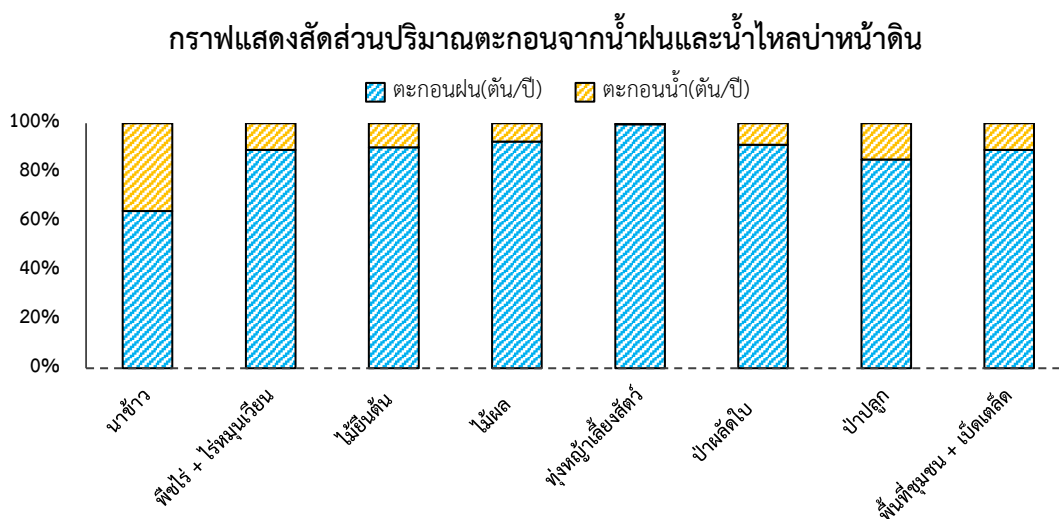
ตารางที่ 13 ปริมาณตะกอนที่เกิดจากการชะล้างพังทลายโดยการกระทำของเม็ดฝนและน้ำไหลบ่า
หน้าดินระหว่างปี 2558 – 2559 ตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน

ประเภทการใช้ประโยชน์ ที่ดิน	ปริมาณการชะล้างรวม		ปริมาณการชะล้างจาก แรงกระแทกของเม็ดฝน		ปริมาณการชะล้างจาก น้ำไหลบ่าหน้าดิน	
	(ตัน/ปี)	เปอร์เซ็นต์	ตัน/ปี	เปอร์เซ็นต์	ตัน/ปี	เปอร์เซ็นต์
พื้นที่นา	2,433	100	1,561	64	872	36
พืชไร่ + ไร่หมุนเวียน	107,793	100	96,132	89	11,661	11
ไม้ยืนต้น	18,302	100	16,496	90	1,806	10
ไม้ผล	3,505	100	3,245	93	260	7
ทุ่งหญ้าเลี้ยงสัตว์	68	100	68	100	0	0
ป่าผลัดใบ	40,406	100	36,871	91	3,535	9
ป่าปลูก	737	100	628	85	109	15
พื้นที่ชุมชน+ เบ็ดเตล็ด	13,587	100	12,111	89	1,476	11
รวม	186,831	100	167,112	89	19,719	11

ตารางที่ 14 ความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดินรวมจำแนกตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน
ระหว่างปี 2558 – 2559

การใช้ที่ดิน	ระดับ 1		ระดับ 2		ระดับ 3		ระดับ 4		พื้นที่รวม	ร้อยละ
	พื้นที่	ร้อยละ	พื้นที่	ร้อยละ	พื้นที่	ร้อยละ	พื้นที่	ร้อยละ		
พื้นที่นา	1,125.00	0.50	112.5	0.05	56.25	0.03	-	-	1,293.75	0.58
พืชไร่	29,700.00	13.31	675	0.30	56.25	0.03	281.25	0.13	30,713.00	13.76
ไม้ยืนต้น	12,543.75	5.62	281.25	0.13	-	-	-	-	12,825.00	5.75
ไม้ผล	15,243.75	6.83	225	0.10	-	-	-	-	15,468.75	6.93
ไร่หมุนเวียน	42,131.25	18.88	618.75	0.28	-	-	-	-	42,750.00	19.15
ทุ่งหญ้าเลี้ยงสัตว์	56.25	0.03	-	-	-	-	-	-	56.25	0.03
ป่าผลัดใบ	114,525.00	51.31	-	-	-	-	-	-	114,525.00	51.31
ป่าปลูก	337.50	0.15	56.25	0.03	-	-	-	-	393.75	0.18
พื้นที่เบ็ดเตล็ด	2,081.25	0.93	112	0.05	-	-	-	-	2,193.25	0.98
พื้นที่ชุมชน	-	-	2,925.00	1.31	-	-	56.25	0.02	2,981.25	1.34
รวม	217,743.75	97.56	5,005.75	2.24	112.50	0.05	337.50	0.15	223,200.00	100.00

หมายเหตุ: ความรุนแรงระดับ 1 2 3 และ 4 มีการสูญเสียดินเท่ากับ 0-2, 2-5, 5-15 และมากกว่า 15 ตัน/ไร่/ปี



ภาพที่ 45 สัดส่วนปริมาณตะกอนจากการชะล้างพังทลายโดยน้ำฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดินตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน

โดยจากภาพรวมในพื้นที่ศึกษา แสดงให้เห็นว่าปริมาณตะกอนที่เกิดจากการชะล้างพังทลายของดินในพื้นที่ศึกษาในปี 2558-2559 ส่วนใหญ่เกิดจากจากน้ำฝน โดยมีตะกอนทั้งสิ้น 186,833 ตัน/ปี (ตารางที่ 12 และ ภาพที่ 44) ซึ่งเป็นตะกอนจากฝนร้อยละ 89 และเป็นตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินร้อยละ 11 โดยถ้าพิจารณาตามประเภทการใช้ประโยชน์ที่ดิน พบว่า ตะกอนที่เกิดขึ้นมีสาเหตุจากฝนในปริมาณที่สูงกว่าน้ำไหลบ่าหน้าดิน และมีพื้นที่พืชไร่และไร้มันฝรั่งสูญเสียตะกอนมากที่สุด 107,793 ตัน/ปี หรือคิดเป็นร้อยละ 57 ของปริมาณตะกอนที่เกิดในพื้นที่ศึกษารองลงมาเป็นตะกอนจากพื้นที่ป่าผลัดใบ 40,406 ตัน/ปี หรือร้อยละ 22 ของปริมาณตะกอนทั้งหมดและการใช้ประโยชน์ที่ดินประเภทอื่นๆ ซึ่งเป็นส่วนน้อย ประกอบด้วย พื้นที่นาข้าว ไร้มันฝรั่ง ไม้ผล พืชไร่ + ไร้มันฝรั่ง ป่าปลูก และพื้นที่เบ็ดเตล็ดและชุมชน โดยมีปริมาณตะกอนรวม 38,634 ตัน/ปี หรือเพียงร้อยละ 21 ของปริมาณตะกอนทั้งหมดเท่านั้น โดยสาเหตุที่ทำให้ปริมาณตะกอนส่วนใหญ่เกิดขึ้นจากฝนมากกว่าน้ำไหลบ่าหน้าดิน เนื่องจากตะกอนที่เกิดจากน้ำไหลบ่าหน้าดินจะมีสูงในบริเวณทางน้ำไหลเท่านั้น ซึ่งพบได้น้อยลงในแต่ละสภาพการใช้ที่ดิน จึงส่งผลให้มีตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินเกิดขึ้นน้อยกว่าน้ำฝน แต่ในกรณีของน้ำฝนที่สามารถกระทบกับผิวดินได้ทุกที่ภายใต้อาณาเขตของน้ำฝน จึงส่งผลให้การใช้ประโยชน์ที่ดินที่ได้รับอิทธิพลจากฝนในเชิงพื้นที่สูงกว่าและทำให้มีตะกอนเกิดขึ้นจากฝนในปริมาณมาก โดยปริมาณตะกอนที่เกิดขึ้นจะถูกแบ่งตามระดับความรุนแรงการชะล้างพังทลายของดิน และจำแนกตามแต่ละการใช้ประโยชน์ที่ดินและสภาพภูมิประเทศโดยรายละเอียดในลำดับต่อไป

สำหรับความรุนแรงการชะล้างพังทลายของดิน (ภาพที่ 40) เป็นการคิดรวมปริมาณการสูญเสียตะกอนที่เกิดขึ้นจากฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน โดยพบว่าพื้นที่ที่ได้รับความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดินในระดับสูงส่วนใหญ่อยู่ในบริเวณด้านตะวันออกและเหนือของพื้นที่ศึกษา โดยส่วนใหญ่เป็นพื้นที่เกษตรกรรม และยังพบได้ทั่วไปรอบแนวทางน้ำหลัก ซึ่งเป็นบริเวณทางน้ำหรือพื้นที่รับน้ำ โดยตะกอนในบริเวณดังกล่าวส่วนมากเกิดขึ้นจากการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำไหลบ่าหน้า (ภาพที่ 41 ขวา) โดยถ้าพิจารณาจากตารางที่ 5.2 พบว่า ในพื้นที่ศึกษามีพื้นที่ที่ได้รับความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดินสูงสุดได้แก่ พีชไร่ โดยได้รับความรุนแรงในระดับที่ 4 หรือมีการสูญเสียดินมากกว่า 15 ตัน/ไร่/ปี โดยตะกอนที่สูญเสียเกิดขึ้นจากน้ำฝนเพียงอย่างเดียว (ตารางที่ 13) ซึ่งสาเหตุเกิดจากความหนาแน่นทรงพุ่มที่มีอยู่เบาบางของพีชไร่ (ภาพที่ 42 ซ้าย) และลักษณะของดินที่เป็นดินร่วนและดินร่วนปนทราย (ชุดดินที่ 21 และ 56) ซึ่งเป็นดินที่มีความคงทนต่อการชะล้างโดยน้ำฝนต่ำ (ภาพที่ 42 ขวา) ทำให้ฝนสามารถชะล้างดินได้ง่าย

แต่ในขณะเดียวกัน ประเภทดินดังกล่าวมีคุณสมบัติในการยึดเกาะผิวหน้าดินได้ดี จึงสามารถต้านทานการชะล้างดินโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินได้ ดังนั้นจึงไม่พบการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินในระดับความรุนแรงระดับ 4 (สูญเสียดินมากกว่า 15 ตัน/ไร่/ปี) บนพื้นที่พีชไร่ อย่างไรก็ตาม พื้นที่พีชไร่เพียงส่วนน้อยเท่านั้นที่ได้รับความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดินในระดับสูง โดยขนาดพื้นที่ของพีชไร่ทั้งหมด (พีชไร่และไร่หมุนเวียน) เท่ากับ 73,463 ไร่ ได้รับความรุนแรงในระดับ 4 เพียง 281.75 ไร่ ความรุนแรงในระดับ 3 ทั้งสิ้น 56.25 ไร่ และในระดับที่ 2 และ 1 ครอบคลุมพื้นที่ 1,293.75 ไร่ และ 71,831.25 ไร่ ตามลำดับ สำหรับพื้นที่ที่ได้รับความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดินในระดับรองลงมาได้แก่ พื้นที่ชุมชน ซึ่งมีพื้นที่ทั้งหมด 2,981.25 ไร่ ประกอบด้วยความรุนแรงระดับ 4 จำนวน 56.25 ไร่ และความรุนแรงระดับ 2 จำนวน 2,925 ไร่ ถึงแม้ว่าพื้นที่ชุมชนจะปราศจากทรงพุ่มปกคลุมพื้นดินก็ตาม แต่ทำเลที่ตั้งส่วนใหญ่เป็นดินเหนียวและอยู่บนพื้นที่สูง เนื้อดินจึงสามารถทนทานต่อการกระแทกจากฝนได้ดี (ภาพที่ 42 ขวา) และในพื้นที่สูงมีการสะสมของปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินน้อย ส่งผลให้ตะกอนที่เกิดขึ้นโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินมีความรุนแรงอยู่ในระดับ 1 เท่านั้น

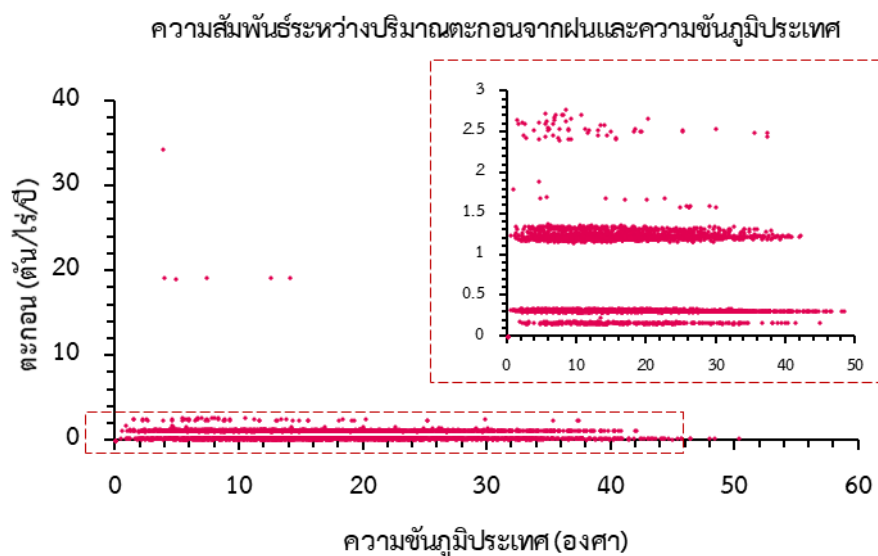
สำหรับการใช้ประโยชน์ที่สำคัญอีกประเภทหนึ่ง ได้แก่พื้นที่ป่าผลัดใบ ซึ่งส่วนใหญ่มีที่ตั้งในบริเวณภาคตะวันตกและภาคเหนือของพื้นที่ศึกษา ครอบคลุมพื้นที่ 114,525 ไร่ หรือร้อยละ 51.30 ของพื้นที่ทั้งหมด และได้รับความรุนแรงจากฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดินในระดับที่ 1 เท่านั้น ด้วยลักษณะทางกายภาพของป่าสมบูรณ์ มีทรงพุ่มปกคลุมอย่างหนาแน่น ส่งผลให้ความรุนแรงในการชะล้างผิวดินโดยน้ำฝนมีน้อย และประเภทดินบริเวณพื้นที่ป่าผลัดใบส่วนใหญ่เป็นชุดดินที่ 62 หรือมีลักษณะเป็นดินเหนียวที่มีความยึดเกาะตัวของผิวดินไม่ดี แต่ในบริเวณพื้นที่ป่ามีพืชปกคลุมดินที่

หนาแน่น (ภาพที่ 43 ซ้าย) ซึ่งช่วยชะลอและลดปริมาณการไหลของน้ำไหลบ่าหน้าดินให้น้อยลง ส่งผลให้ความรุนแรงในการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินอยู่ในระดับต่ำ สำหรับพื้นที่ การใช้ประโยชน์ที่ดินชนิดอื่นๆ เช่น พื้นที่นา ไม้ผล ไม้ยืนต้น ทุ่งหญ้า ป่าปลูกและพื้นที่เบ็ดเตล็ด โดยมีขนาดพื้นที่รวมคิดเป็นร้อยละ 14 ของพื้นที่ทั้งหมด ส่วนใหญ่ได้รับความรุนแรงในระดับ 1 และ มีส่วนน้อยได้รับความรุนแรงในระดับที่ 2 เท่านั้น

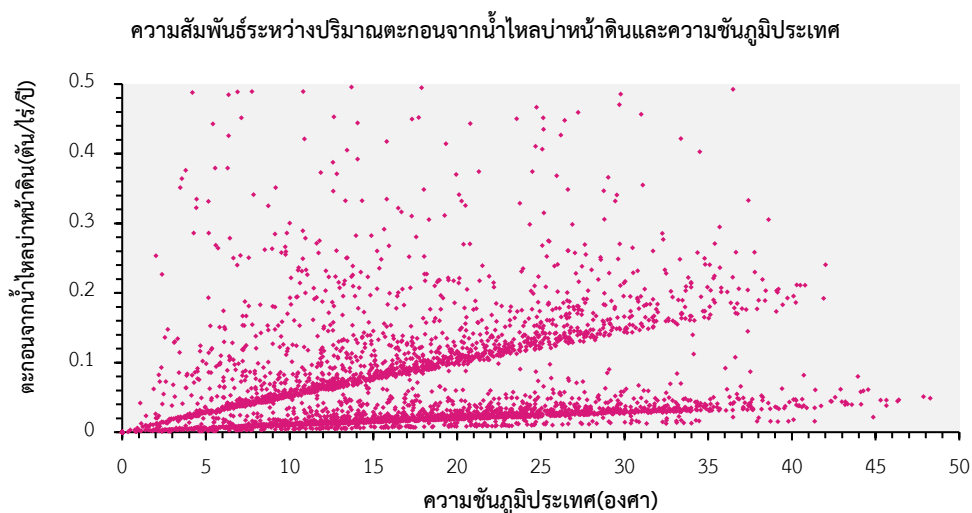
5.4.3 รูปแบบทางพื้นที่ของการชะล้างพังทลายดินแต่ละประเภทจำแนกตามสภาพภูมิประเทศ

สำหรับสภาพภูมิประเทศ ผู้วิจัยเลือกปัจจัยความลาดชันและดัชนีกำลังการไหลของลำธาร(Stream power Index, SPI) เป็นเกณฑ์ในการจำแนกปริมาณตะกอนทั้งจากฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดิน โดยรายละเอียดมีดังนี้

5.4.3.1 ปริมาณตะกอนจากการชะล้างโดยฝนและน้ำไหลบ่าหน้าดินจำแนกตามความลาดชัน



ภาพที่ 46 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการชะล้างตะกอนจากฝนและความลาดชันภูมิประเทศ

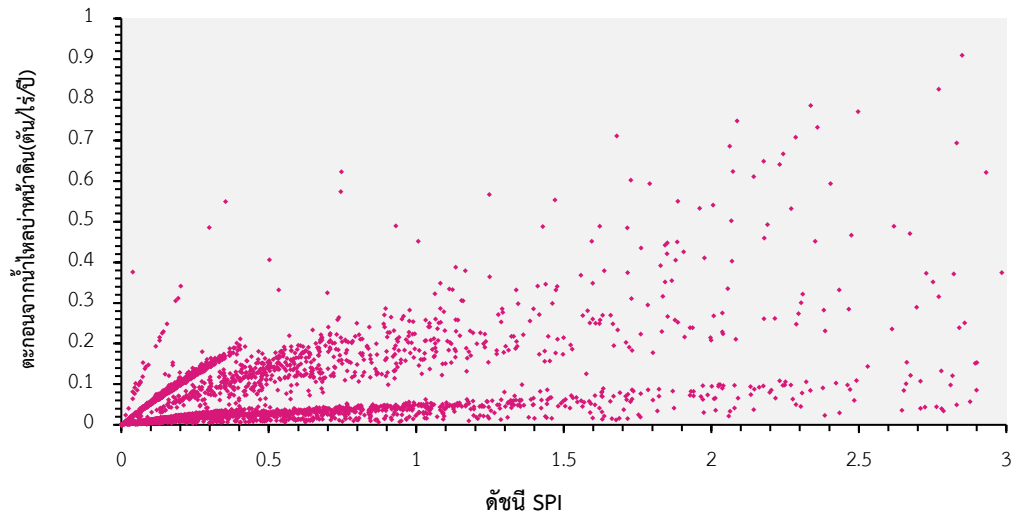


ภาพที่ 47 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการชะล้างตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินและความลาดชันภูมิประเทศ

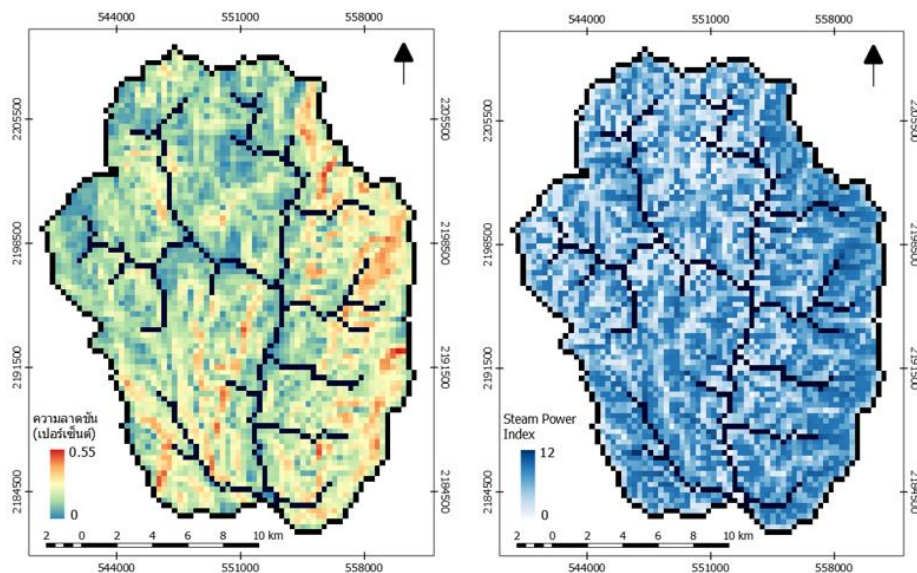
ในการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณตะกอนจากฝนและความลาดชันภูมิประเทศ พบว่า ปริมาณตะกอนจากฝนพบมากบริเวณด้านตะวันออกและทางเหนือของพื้นที่ รวมถึงรอบทางน้ำหลักในลุ่มน้ำ (ภาพที่ 41 ซ้าย) ซึ่งเป็นพื้นที่เกษตรกรรมและพื้นที่อยู่อาศัย โดยในบริเวณดังกล่าวมีความลาดชันภูมิประเทศที่หลากหลาย จึงไม่พบรูปแบบความสัมพันธ์ทางพื้นที่ที่ชัดเจน สอดคล้องกับภาพที่ 45 ที่แสดงให้เห็นว่า ปัจจัยตะกอนจากน้ำฝนไม่มีความสัมพันธ์กันอย่างชัดเจนกับลักษณะความลาดชันภูมิประเทศ ดังนั้นปัจจัยความลาดชันจึงไม่มีอิทธิพลต่อการเกิดตะกอนโดยน้ำฝน อย่างไรก็ตาม พบว่าปริมาณตะกอนจากการชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินมีความสัมพันธ์ในทิศทางเดียวกับลักษณะความลาดชันภูมิประเทศ โดยจากภาพที่ 43 โดยในบริเวณที่มีความลาดชันสูงปริมาณตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินมีแนวโน้มสูงขึ้นไปด้วยแต่อย่างไรก็ตาม ถ้าพิจารณาจากการกระจายตัวของปริมาณตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดิน (ภาพที่ 41 ขวา) พบว่าตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินสามารถเกิดขึ้นในบริเวณที่มีความลาดชันต่ำได้เช่นกัน โดยเฉพาะในบริเวณที่เป็นทางน้ำหรือพื้นที่รับน้ำ ซึ่งในบริเวณดังกล่าวจะมีปริมาณน้ำท่าสูงและมีโอกาสที่น้ำท่าจะทำการชะล้างตะกอนในปริมาณมากเช่นกัน ดังนั้น ความลาดชันภูมิประเทศจึงไม่ใช่ปัจจัยเดียวที่มีอิทธิพลต่อการเกิดตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดิน แต่สภาพภูมิประเทศที่เป็นพื้นที่รับน้ำหรือทางน้ำก็เป็นปัจจัยสำคัญ โดยผู้วิจัยได้ทำการศึกษารูปแบบทางพื้นที่ที่รวมปัจจัยพื้นที่รับน้ำและความลาดชันภูมิประเทศในการหาความสัมพันธ์กับปริมาณตะกอนที่เกิดจากการชะล้างพังทลายโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินในหัวข้อถัดไป

5.4.3.2 ปริมาณตะกอนจากการชะล้างโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินจำแนกตามดัชนีกำลังการไหลของลำธาร (Stream power Index, SPI)

ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินและ
ดัชนีกำลังการไหลลำธาร(SPI)



ภาพที่ 48 ความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินและ
ดัชนีกำลังการไหลของลำธาร (Stream power Index, SPI)



ภาพที่ 49 ความลาดชันภูมิประเทศ (ซ้าย)
และดัชนีการไหลลำธาร (Stream power Index) (ขวา)

สำหรับดัชนีการไหลลำธาร มีปัจจัยความลาดชัน (ภาพที่ 48 ซ้าย) ถูกใช้ในการคำนวณค่าดัชนีการไหลลำธาร (สมการที่ 26) และจากการวิเคราะห์ความสัมพันธ์ระหว่างตะกอน

จากฝนกับลักษณะความชันภูมิประเทศ พบว่าปัจจัยทั้งสองชนิดไม่มีความสัมพันธ์กันอย่างชัดเจน (ภาพที่ 46) ดังนั้น ผู้วิจัยจึงเลือกวิเคราะห์เพียงปริมาณตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินเท่านั้น โดยจากภาพที่ 48 (ขวา) พบว่าในบริเวณที่มีค่า SPI สูง จะเป็นพื้นที่รับน้ำที่มีขนาดใหญ่รวมถึงเป็นพื้นที่ภูมิประเทศที่สูงชัน ซึ่งแสดงให้เห็นว่า พื้นที่บริเวณดังกล่าวมีปริมาณน้ำท่ามากและมีการไหลอย่างรุนแรง และเมื่อทำการเปรียบเทียบกับข้อมูลตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดิน พบว่าในบริเวณที่มีค่า SPI สูง การเพิ่มขึ้นของปริมาณตะกอนจะมีแนวโน้มสูงด้วยเช่นกัน (ภาพที่ 47) และเมื่อพิจารณาพร้อมกับแผนที่การชะล้างพังทลายของดินโดยน้ำไหลบ่าหน้าดิน (41 ขวา) พบว่าการกระจายตัวของปริมาณตะกอนส่วนใหญ่เกิดขึ้นในบริเวณภาคตะวันออกของพื้นที่ศึกษา ซึ่งส่วนใหญ่เป็นพื้นที่เกษตรกรรม สอดคล้องกับแผนที่ดัชนีการไหลลำธารที่มีค่าสูงในบริเวณเดียวกัน แต่อย่างไรก็ตาม พบความไม่สอดคล้องกันในบริเวณพื้นที่ลาดชันสูงด้านตะวันตกของพื้นที่มีค่าดัชนีการไหลลำธารสูงแต่มีตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินที่น้อย ซึ่งสาเหตุเกิดจากในพื้นที่ดังกล่าวส่วนใหญ่เป็นพื้นที่ป่าผลัดใบที่มีพืชปกคลุมดินอย่างหนาแน่น จึงเป็นเหตุในบริเวณดังกล่าวพบตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินเพียงในปริมาณน้อยเท่านั้น



บทที่ 6

สรุปผลการวิจัยและข้อเสนอแนะ

6.1 สรุปผลการวิจัย

งานวิจัยครั้งนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อสร้างแบบจำลองสำหรับการประเมินการชะล้างพังทลายของดิน รวมถึงวิเคราะห์รูปแบบทางพื้นที่และความรุนแรงของการชะล้างพังทลายของดินในบริเวณลุ่มน้ำแม่สรวย จังหวัดเชียงราย โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ประมวลผลบนระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์ โดยแบบจำลองที่สร้างขึ้นยึดแนวทางจากแบบจำลอง Daily Base-Morgan Finney (DMMF) ซึ่งเป็นแบบจำลองระบบอุทกวิทยาของน้ำฝนและน้ำท่า และแบบจำลอง Revised Morgan-Morgan Finney (RMMF) ซึ่งเป็นแบบจำลองคำนวณปริมาณการชะล้างหน้าดิน และประมวลผลด้วยโปรแกรม PCRaster โดยประมวลโดยใช้กริดเซลล์ขนาด 300 x 300 เมตร การประมวลผลแบบจำลองแบ่งออกเป็น 2 ขั้นตอน ได้แก่ขั้นตอนการปรับเทียบโดยใช้ข้อมูลในช่วงปี 2556 – 2557 และขั้นตอนการตรวจสอบความถูกต้องโดยใช้ข้อมูลในช่วงปี 2558 – 2559 โดยในแต่ละขั้นตอน ผลลัพธ์จากการประมวลผลแบบจำลองจะถูกเปรียบเทียบกับข้อมูลปริมาณน้ำท่าและตะกอนจากการสำรวจจริงและทำการตรวจสอบคุณภาพโดยใช้วิธี Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE)

ผลการศึกษาพบว่าแบบจำลองที่ไม่ได้ผ่านการปรับแก้ในระยษอุทกวิทยาและระยษตะกอนมีความน่าเชื่อถือต่ำกว่าการใช้ค่าเฉลี่ยในการคาดการณ์ด้วยค่า NSE เท่ากับ -0.55 และ -0.042 ตามลำดับ และหลังจากได้ทำการการปรับเทียบแบบจำลองแล้ว พบว่า แบบจำลองมีประสิทธิภาพในการคาดการณ์ปริมาณน้ำท่าและตะกอนปริมาณตะกอนในระดับที่ดีมากขึ้น โดยความถูกต้องแบบจำลองระยษอุทกวิทยาอยู่ในเกณฑ์ที่ยอมรับได้ด้วยค่า NSE เท่ากับ 0.40 และ 0.42 สำหรับปี 2556 และ 2557 ตามลำดับ และสำหรับแบบจำลองในระยษตะกอนมีความถูกต้องอยู่ในระดับต่ำด้วยค่า NSE เท่ากับ 0.22 และ 0.15 สำหรับปี 2556 และ 2557 ตามลำดับ เช่นเดียวกับในขั้นตอนการตรวจสอบความถูกต้อง โดยผลลัพธ์แบบจำลองในระยษอุทกวิทยามีความถูกต้องอยู่ในเกณฑ์ที่ยอมรับได้ด้วยค่า NSE เท่ากับ 0.37 และ 0.46 สำหรับปี 2558 และ 2559 ตามลำดับ และมีความถูกต้องในระดับต่ำสำหรับแบบจำลองในระยษตะกอนด้วยค่า NSE เท่ากับ 0.12 และ 0.26 ในปี 2558 และ 2559 ตามลำดับ ซึ่งแบบจำลองสามารถคาดการณ์ผลลัพธ์ได้ดีในกรณีที่มีน้ำท่าและตะกอนในปริมาณที่ไม่มากนัก แต่ในช่วงที่มีน้ำท่าและปริมาณตะกอนเกิดขึ้นจำนวนมาก แบบจำลองคาดการณ์ปริมาณน้ำท่าและตะกอนต่ำกว่าความเป็นจริงมาก โดยเฉพาะการคาดการณ์ปริมาณตะกอน ซึ่งใช้ปริมาณน้ำท่าในการคำนวณ ความคลาดเคลื่อนจากปริมาณน้ำท่าจึงส่งผลให้ปริมาณตะกอนมีความผิดพลาดสูงตามไปด้วย

จากผลลัพธ์แบบจำลองในปี 2558 และ 2559 พบว่า มีปริมาณตะกอนเกิดขึ้นมากที่สุดในพื้นที่พีชไร่และไร่หมุนเวียน และยังเป็นพื้นที่ที่มีระดับความรุนแรงจากการชะล้างพังทลายของดินในระดับสูงสุดด้วย โดยความรุนแรงในระดับดังกล่าวยังเกิดขึ้นกับพื้นที่ชุมชนเช่นกัน ซึ่งเป็นตะกอนที่เกิดขึ้นโดยน้ำไหลบ่าหน้าดินเป็นส่วนใหญ่และเกิดขึ้นจากฝนเป็นส่วนน้อย สำหรับพื้นที่ที่ได้รับความรุนแรงจากน้ำไหลบ่าหน้าดินสูง ได้แก่พื้นที่พีชไร่และพื้นที่นา เนื่องจากพื้นที่ดังกล่าวมีอยู่ ใกล้กับทางน้ำธรรมชาติ สำหรับการใช้ประโยชน์ที่ดินประเภทอื่นในพื้นที่ศึกษา ซึ่งส่วนมากเป็นพื้นที่ป่าผลัดใบ ได้รับความรุนแรงในระดับที่ 1 และส่วนน้อยมีความรุนแรงในระดับที่ 2 เท่านั้น และการชะล้างหน้าดินส่วนใหญ่เกิดจากการกระทำของเม็ดฝนเนื่องจากในพื้นที่เหล่านั้นมีปริมาณน้ำไหลบ่าหน้าดินเกิดขึ้นไม่มากนัก

สำหรับการวิเคราะห์ปริมาณตะกอนจำแนกตามสภาพภูมิประเทศ พบว่าความลาดชันภูมิประเทศสร้างอิทธิพลต่อปริมาณตะกอนที่เกิดจากน้ำไหลบ่าหน้าดินเท่านั้น และยังพบว่าพื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่และมีความลาดชันสูงหรือพื้นที่ที่มีดัชนีการไหลลำธารในระดับสูง จะส่งผลทำให้มีปริมาณตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดินด้วยสูงขึ้นไปด้วยเช่นกัน ซึ่งมีความสอดคล้องกับข้อมูลเชิงพื้นที่ของปริมาณตะกอนจากน้ำไหลบ่าหน้าดิน ที่พบมากในบริเวณทางน้ำน้ำหรือพื้นที่รับน้ำ และสำหรับตะกอนที่เกิดจากฝน ไม่ได้รับอิทธิพลจากปัจจัยสภาพภูมิประเทศโดยตรง แต่ได้รับอิทธิพลจากปัจจัยชนิดอื่นๆ เช่น ลักษณะของพืชพรรณที่ปกคลุมพื้นดินและคุณสมบัติทางกายภาพของดินในพื้นที่ เป็นต้น

6.2 ปัญหาและอุปสรรค

ปัญหาที่สำคัญในการศึกษาครั้งนี้คือ ข้อมูลปริมาณน้ำฝนและน้ำท่าไม่เพียงพอ ที่ตั้งของสถานีวัดน้ำฝน ซึ่งมีอยู่ในพื้นที่ศึกษาจำนวน เพียง 1 สถานี จึงไม่สามารถคำนวณการกระจายตัวของน้ำฝนในพื้นที่ที่มีลักษณะภูมิประเทศเป็นภูเขาสูงชันได้อย่างถูกต้อง นอกจากนี้ข้อมูลจากสถานีวัดน้ำฝนในพื้นที่ศึกษามีความคลาดเคลื่อนในการตรวจวัด ข้อมูลปริมาณน้ำท่าและตะกอนที่ใช้ในงานวิจัยเป็นข้อมูลในระดับรายวัน ซึ่งโดยทั่วไปแล้วเป็นระดับรายวันเป็นช่วงเวลาที่ยาวนานกว่าระยะเวลาที่เกิดฝน ดังนั้นการคำนวณการเกิดปริมาณน้ำท่าและการชะล้างของตะกอนจึงกระทำได้ในระดับรายวันเท่านั้น จะทำให้มีความคลาดเคลื่อนเกิดขึ้นได้ เช่น ปริมาณน้ำท่าและตะกอนที่ถูกตรวจวัดอาจไม่ใช่ข้อมูลที่เกิดในช่วงเวลาที่มีฝนและส่งผลให้การคาดการณ์จากแบบจำลองไม่ถูกต้องตามสภาพความเป็นจริง จึงทำให้ไม่สามารถคำนวณการชะล้างได้ในระยะเวลาที่ละเอียดมากกว่ารายวัน

ปัญหาอีกประการหนึ่งที่พบคือ การประมาณค่าพารามิเตอร์ของตัวแปรต่างๆ ทางอุทกวิทยาของกลุ่มน้ำที่ตั้งต้นก่อนการจำลอง (initial and boundary conditions) เช่น ความชื้นในดินตั้งต้น การประมาณการไหลของน้ำทำในช่วงก่อนการจำลอง ปริมาณน้ำที่เก็บกักตามส่วนต่างๆ ของลุ่มน้ำตามธรรมชาติเช่นในทางน้ำหรือแม่น้ำในพื้นที่ศึกษาจะได้รับการเติมเต็มอย่างต่อเนื่องจากการไหลของน้ำใต้ดินจึงมีน้ำท่าตลอดทั้งปี แต่ในแบบจำลองที่ใช้ในงานวิจัยไม่สามารถคำนวณอัตราการไหลน้ำใต้ดิน การไหลเติมของน้ำใต้ดินสู่น้ำผิวดินได้ ส่งผลให้ก่อนเริ่มการประมวลผลแบบจำลอง จึงมีน้ำในระบบลุ่มน้ำที่ต่ำกว่าความเป็นจริงมากและเมื่อเกิดฝน น้ำท่าจึงเกิดตามได้ช้าและมีปริมาณน้อย เนื่องจากต้องรอให้ช่องว่างในดินถูกเติมด้วยน้ำจนเต็มก่อน แบบจำลองจึงไม่สามารถคำนวณปริมาณน้ำท่าที่เพิ่มสูงขึ้นอย่างฉับพลันได้ดีและส่งผลกระทบต่อผลลัพธ์จากแบบจำลองในปี 2558 มีความคลาดเคลื่อนสูงมากขึ้น

6.3 ข้อเสนอแนะ

ผู้วิจัยมีข้อเสนอแนะ 2 ส่วน ในการปรับปรุงงานวิจัยนี้เพื่อให้สามารถคาดการณ์ปริมาณตะกอน และรูปแบบการชะล้างของผิวดินในพื้นที่ศึกษาได้อย่างถูกต้องแม่นยำมากขึ้น รายละเอียดของข้อเสนอแนะมีดังนี้

ส่วนแรกเป็นข้อเสนอแนะในด้านข้อมูล พื้นที่ศึกษาควรมีตำแหน่งสถานีน้ำฝนมากกว่า 1 จุด และครอบคลุมทั้งพื้นที่ศึกษาเพื่อให้สามารถสร้างแผนที่แสดงการกระจายตัวของน้ำฝนที่เกิดขึ้นในพื้นที่ได้อย่างถูกต้อง ปัจจัยหลักในการชะล้างพังทลายของผิวดินคือปริมาณน้ำฝนและการเกิดน้ำไหลบ่าหน้าดิน หากสามารถสร้างข้อมูลปริมาณและการกระจายตัวของน้ำฝนได้อย่างถูกต้องจะส่งผลให้การจำลองการเกิดปริมาณน้ำท่ามีความถูกต้องมากขึ้นและทำให้การคาดการณ์ปริมาณตะกอนจากการชะล้างมีความแม่นยำมากขึ้นด้วยเช่นกัน นอกจากนี้ในการประมวลผลและสอบเทียบแบบจำลองควรใช้ข้อมูลปริมาณน้ำฝนและปริมาณการไหลของน้ำท่าในลำน้ำที่มีความละเอียดเชิงเวลามากขึ้น หากเป็นไปได้ เช่น ข้อมูลรายชั่วโมง เป็นต้น เนื่องจากจะทำให้สามารถประมวลผลแบบจำลองด้วยการใช้ระยะเวลาที่สั้นลงและมีรายละเอียดมากขึ้น ผลจากการจำลองและคาดการณ์จะมีความละเอียดในเชิงเวลาได้ดีขึ้น สอดคล้องกับกระบวนการเกิดน้ำไหลบ่าบนผิวดินซึ่งเกิดอย่างรวดเร็ว และสามารถคำนวณปริมาณตะกอนจากการชะล้างและติดตามรูปแบบการเกิดชะล้างหน้าดินได้อย่างละเอียดมากยิ่งขึ้น หรือข้อมูลฝนที่ใช้ในการวิจัย อาจใช้ข้อมูลฝนจากเรดาร์เนื่องจากมีความละเอียดของการเก็บข้อมูลในระดับรายชั่วโมง

ส่วนที่สองเป็นข้อเสนอแนะในด้านของแบบจำลอง แบบจำลองที่ใช้ในการศึกษาควรเพิ่มรายละเอียดในส่วนของการจำลองกระบวนการไหลของน้ำใต้ดินระดับต้นให้ถูกต้องมากยิ่งขึ้น

เพื่อช่วยให้การประมาณค่าตั้งต้นในแบบจำลองได้แก่ ระดับน้ำใต้ดิน ปริมาณความชื้นในดิน ช่องว่างในดิน มีความน่าเชื่อถือมากยิ่งขึ้น ตัวแปรดังกล่าวมีความสำคัญในด้านคำนวณการเกิดน้ำไหลบ่าบนผิวดิน ส่งผลให้ปริมาณน้ำท่าที่คำนวณได้จากแบบจำลองความถูกต้องกับความเป็นจริงมากยิ่งขึ้น



รายการอ้างอิง

- Beven, K. (1989). "Changing ideas in hydrology—the case of physically-based models." Journal of hydrology **105**(1-2): 157-172.
- Choi, K., et al. (2017). "Daily based Morgan–Morgan–Finney (DMMF) model: a spatially distributed conceptual soil erosion model to simulate complex soil surface configurations." Water **9**(4): 278.
- Choi., et al. (2016). "Commentary on 'Modified MMF (Morgan-Morgan-Finney) model for evaluating effects of crops and vegetation cover on soil erosion' by Morgan and Duzant (2008)." arXiv preprint arXiv:1612.08899.
- Chow (1964). "Handbook of applied hydrology."
- De Roo, A., et al. (1994). "LISEM: a new physically-based hydrological and soil erosion model in a GIS-environment, theory and implementation." IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences **224**: 439-448.
- El-Swaify, S. A., et al. (1982). "Soil erosion by water in the tropics."
- JETTEN, V. (2003). "PCRaster–Manual do usuário." Utrecht, Centre for Environment and Landscape Dynamics, University of Utrecht.
- Karszenberg, D. (2002). "The value of environmental modelling languages for building distributed hydrological models." Hydrological Processes **16**(14): 2751-2766.
- Lal, R. (2001). "Soil degradation by erosion." Land degradation & development **12**(6): 519-539.
- Lian, Y., et al. (2007). "Coupling of hydrologic and hydraulic models for the Illinois River Basin." Journal of hydrology **344**(3-4): 210-222.
- Merritt, W. S., et al. (2003). "A review of erosion and sediment transport models." Environmental Modelling & Software **18**(8-9): 761-799.
- Miller, J. E. (1984). Basic concepts of kinematic-wave models.

- Mohamadi, M. A. and A. Kavian (2015). "Effects of rainfall patterns on runoff and soil erosion in field plots." International Soil and Water Conservation Research **3**(4): 273-281.
- Morgan (2009). Soil erosion and conservation. Australia, John Wiley & Sons.
- Morgan, R. (2001). "A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan–Morgan–Finney model." Catena **44**(4): 305-322.
- Morgan, R., et al. (1984). "A predictive model for the assessment of soil erosion risk." Journal of Agricultural Engineering Research **30**: 245-253.
- Morgan, R. P. C. and J. H. Duzant. (2007). "Modified MMF (Morgan–Morgan–Finney) model for evaluating effects of crops and vegetation cover on soil erosion." Interscience **32**: 90-106.
- Morgan, R. P. C. and M. A. Nearing (2011). Handbook of Erosion Modelling. India, Blackwell Publishing Ltd.
- Morgan., et al. (1998). "The European soil erosion model (EUROSEM): documentation and user guide."
- Phillips, J. V. and S. Tadayon (2006). Selection of Manning's roughness coefficient for natural and constructed vegetated and non-vegetated channels, and vegetation maintenance plan guidelines for vegetated channels in Central Arizona, US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Pimentel, D. (2006). "Soil erosion: a food and environmental threat." Environment, development and sustainability **8**(1): 119-137.
- Rauws, G. and G. Covers (1988). "Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soils." Journal of Soil Science **39**(1): 111-124.
- Sapkota, R. (2008). Modelling Runoff and Erosion in Namchun Watershed, Thailand, ITC.
- Schmitz, O., et al. (2009). "Linking external components to a spatio-temporal modelling framework: Coupling MODFLOW and PCRaster." Environmental Modelling & Software **24**(9): 1088-1099.

Shougang, Z., et al. (2014). "The Application and Study of GIS in Soil Erosion Model." Advances in Sciences and Engineering 6(2): 31-34.

Suriyaprasit, M. (2008). Digital terrain analysis and image processing for assessing erosion prone areas: a case study of Nam Chun watershed, Phetchabun, Thailand, ITC. **Unpublished MSc.**

Svetlitchnyi, A., et al. (2003). "Spatial distribution of soil moisture content within catchments and its modelling on the basis of topographic data." Journal of hydrology 277(1-2): 50-60.

Xu, C. (2002). "Textbook of Hydrologic Models." Uppsala University, Sweden.

กรมป่าไม้. ยุทธศาสตร์กรมป่าไม้พ.ศ. 2559-2564. [ออนไลน์] แหล่งที่มา: http://forestinfo.forest.go.th/Content/file/forest%20strategy%2059_64.pdf [1 เมษายน 2560].

กรมพัฒนาที่ดิน. การชะล้างพังทลายของดินในประเทศไทย. [ออนไลน์] แหล่งที่มา: http://www.ldd.go.th/Lddwebsite/web_ord/Technical/pdf/P_Technical06037.pdf [10 สิงหาคม 2560].

กรมพัฒนาที่ดิน. เอกสาร/ตำราเกี่ยวกับการจัดการความเสื่อมโทรมของดินและการจัดการแก้ไข. [ออนไลน์] แหล่งที่มา: <http://www.ldd.go.th/Thai-html/Work12/Project3/PDF/All.pdf> [8 มิถุนายน 2560].

กรมอุตุนิยมวิทยา. ภูมิอากาศของประเทศไทย 2524-2553. [ออนไลน์]. 2553. แหล่งที่มา: https://www.tmd.go.th/info/climate_of_thailand-2524-2553.pdf [2 เมษายน 2560].

กองสำรวจดินและวิจัยทรัพยากรดิน. ข้อมูลกลุ่มชุดดิน 62 กลุ่ม. [ออนไลน์]. 2557. แหล่งที่มา: http://oss101.ddd.go.th/web_thaisoilinf/62_soilgroup/62sg_desc/desc_21.html [3 มีนาคม 2560].

กองสำรวจดินและวิจัยทรัพยากรดิน. ชุดดินภาพเหนือ ความรู้พื้นฐานเพื่อการเกษตร. [ออนไลน์]. 2558. แหล่งที่มา: <http://www.ldd.go.th/www/files/79819.pdf> [2 มีนาคม 2560].

ณรงค์ ผลวงษ์ (2530). การประเมินการชะล้างพังทลายของดินในจังหวัดลำปาง โดยใช้สมการสูญเสียดินสากล. วิทยานิพนธ์ปริญญาโทมหาบัณฑิต. สาขาเกษตรศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่, 2530.

พิสิษฐ์ กิมยงค์ (2554). "การประเมินการสูญเสียดินโดยแบบจำลอง USLE MMF และ RMMF พื้นที่ลุ่มน้ำย่อยน้ำขุน อำเภอหล่มสัก จังหวัดเพชรบูรณ์." วารสารวนศาสตร์ 32(2): 89-100.

ระบบนำเสนอแผนที่ชุดดิน. ระบบนำเสนอแผนที่ชุดดินมาตราส่วน 1:25000. [ออนไลน์]. 2558. แหล่งที่มา: <http://eis.ldd.go.th/lddeis/SoilView.aspx> [18 สิงหาคม 2560].

วิษุวัตก แต่สมบัติ. เอกสารประกอบการสอน อุทกวิทยาทางวิศวกรรม. [ออนไลน์]. 2555. แหล่งที่มา: <https://www.scribd.com/document/323515885/Hydrology> [20 มกราคม 2560].

สถาบันวิจัยและพัฒนาพื้นที่สูง. ข้อมูลพื้นฐานโครงการพัฒนาพื้นที่สูงแบบโครงการหลวงวาวี. [ออนไลน์]. 2550. แหล่งที่มา: <https://www.hrdi.or.th/public/files/Areas-Profile/15-vav.pdf> [6 เมษายน 2560].





ภาคผนวก

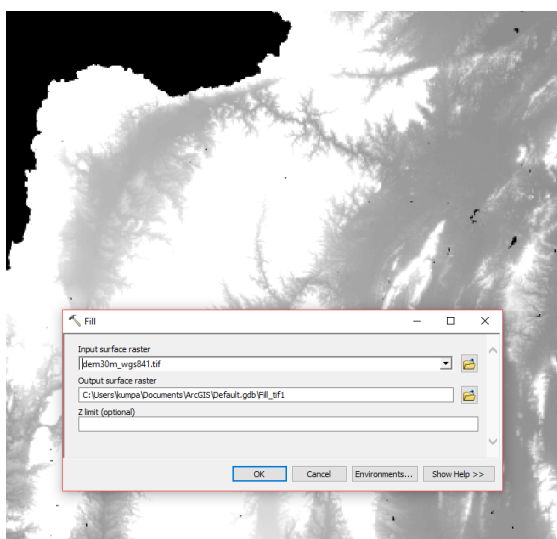
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
CHULALONGKORN UNIVERSITY

ภาคผนวก ก

การผลิตแผนที่ขอบเขตลุ่มน้ำ

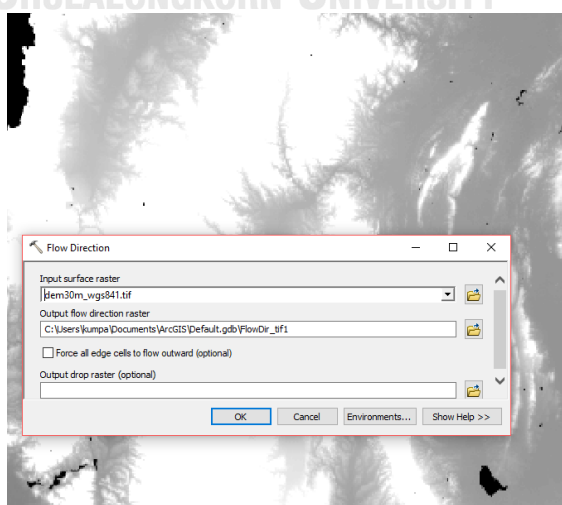
การสร้างแผนที่ขอบเขตลุ่มน้ำ ทำการสร้างจากแบบจำลองความสูงเชิงเลข ด้วยโปรแกรม ArcGIS 10.3 โดยมีกระบวนการดำเนินงานดังนี้

1. ทำการเติมเต็มพื้นที่ (Fill) ในบริเวณที่มีหลุมหรือแอ่งขนาดเล็ก ซึ่งเป็นการลดความขรุขระของพื้นที่เพื่อให้การไหลของน้ำเป็นไปด้วยความราบรื่น



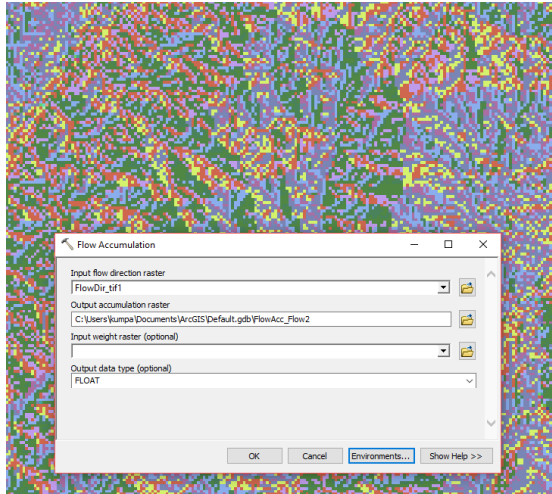
ภาพที่ 1 การเติมเต็มพื้นที่ (Fill)

2. การวิเคราะห์ทิศทางการไหลของน้ำ (Flow direction) เป็นการนำแบบจำลองภูมิประเทศที่ทำการเติมเต็มแล้ว มาวิเคราะห์ถึงลักษณะทิศทางการไหลของน้ำในแต่ละกริดเซลล์ ซึ่งใช้รหัสตัวเลขในการบ่งบอกทิศทาง

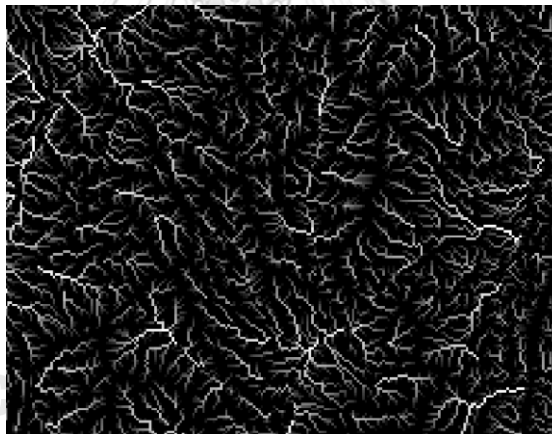


ภาพที่ 2 การวิเคราะห์ทิศทางการไหลของน้ำ (Flow direction)

3. การสะสมของปริมาณการไหลของน้ำ (Flow accumulation) เป็นการประยุกต์เพื่อคำนวณการสะสมของปริมาณน้ำในแต่ละกริดเซลล์ โดยจำเป็นต้องใช้ข้อมูลทิศทางการไหลของน้ำก่อนและทำการคำนวณปริมาณน้ำสะสมที่เกิดขึ้นในกริดเซลล์ต่างๆ เพื่อวิเคราะห์ถึงทางน้ำและจุดออกของกลุ่มน้ำ (Outlet)

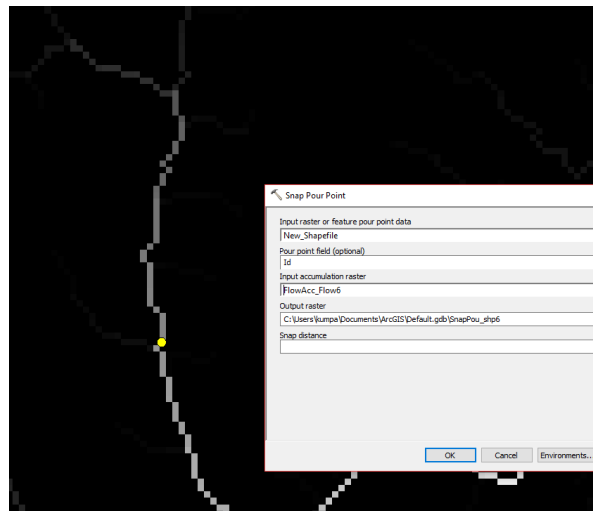


ภาพที่ 3 การตั้งค่าการสะสมของปริมาณการไหลของน้ำ (Flow accumulation)

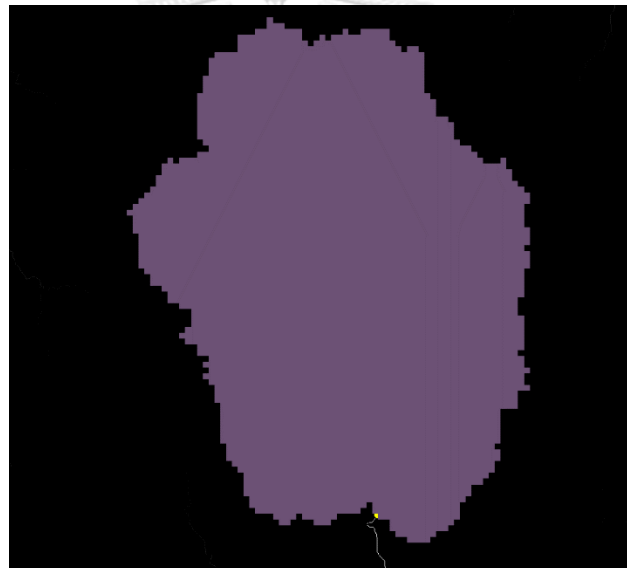


ภาพที่ 4 การสะสมของปริมาณการไหลของน้ำ (Flow accumulation)

4. ทำการกำหนดจุดออกของกลุ่มน้ำ (Outlet) โดยในงานวิจัย ตำแหน่งของจุดออกกลุ่มน้ำเป็นตำแหน่งเดียวกันกับสถานี G9 ของศูนย์อุทกวิทยาภาคเหนือ ซึ่งเป็นสถานีตรวจวัดปริมาณน้ำท่าและตะกอนแขวนลอย ซึ่งสามารถสังเกตเห็นได้จากของมูลปริมาณน้ำสะสม (Flow accumulation) (ภาพที่ 5) ส่วนการคำนวณขอบเขตของพื้นที่กลุ่มน้ำใช้ข้อมูลทิศทางการไหลของน้ำ (Flow direction) โดยลักษณะของกลุ่มน้ำที่เกิดขึ้นมีรายละเอียดตามภาพที่ 6



ภาพที่ 5 ทำการกำหนดจุดออกของกลุ่มน้ำ (Outlet)



ภาพที่ 6 ทำการกำหนดจุดออกของกลุ่มน้ำ (Outlet)

ภาคผนวก ข

Model Description

binding

```

pointid = rainStaNor.asc ;
mask = maskBoolean.asc ;
inputTss = RainFix56.txt ;
slope = slopeRadian.asc ;
slopeCos = slopeCos.asc ;
slopeSin = slopeSin.asc ;
area = 90000 ;
interception = interception.asc ;
lddcreate = ldd.asc ;
imprevious = imprevious.asc ;
SoilDepth = soilDepth.asc ;
Vsat = osat.asc ;
Vsf = Osf.asc ;
ksat = ksat.asc ;
EvapoT = evapoT.asc ;
c_cover = C_cover.asc ;
g_cover = G_cover.asc ;
c_factor = C_factor.asc ;
PlantHeight = P_height.asc ;
erodibility = eriod.asc ;
soil_COH = Scoh.asc ;
CL = 300 ;
ChFrac = 1 ;
NrChPerCell = 1 ;
manningN = manningN.asc ;
Beta = scalar(0.6) ;

```

timer 1 116 1 ;

initial

```

Vsre = Osf.asc ;
interflow = scalar(0.000000001) ;
Q = scalar(0.000000001) ;
Dout = scalar(0.000000001) ;
H = scalar(0.000000001) ;
DCL = max(downstreamdist(lddcreate), CL) ;
Bw = ChFrac * CL ;
P = Bw + (2 * NrChPerCell * H) ;

```

```

AlpPow = (2 div 3) * Beta ;
AlpTerm = (manningN/(sqrt(slope)))**Beta ;
Alpha = (AlpTerm * (P**AlpPow))
interception = interception * 1 ; #3
manningN = manningN * 1 ; #0.018
SoilDepth = SoilDepth * 1 ; #0.05
Vsat = Vsat * 1 ;
Vsf = Vsf * 1 ;
EvapoT = EvapoT * 1 ;
c_cover = c_cover * 1 ;
g_cover = g_cover * 1 ;
c_factor = c_factor * 1 ;
PlantHeight = PlantHeight * 1 ;
erodibility = erodibility * 1 ;
soil_COH = soil_COH * 1 ; #3

dynamic
Points = timeinputscalar(inputTss,pointid) ;
report rain = inversedistance(mask,Points, 2, 0, 0) ;
rEff = rain * (1 - interception) * slopeCos ;
SoilWaterRemain = Vsre * 1000 * SoilDepth ;
SoilWaterSat = Vsat * 1000 * SoilDepth ;

available_soil_water = (1 - imprevous) * (SoilWaterSat - SoilWaterRemain - (interflow div area)) ;
available_soil_water = scalar(if(available_soil_water lt 0 then 0 else available_soil_water)) ;
surfW = rEff + (Q div area) - available_soil_water ;
report surfW = scalar(if(surfW lt 0 then 0 else surfW)) ; # (mm/day)
waterBudget = (SoilWaterRemain + (interflow div area)) + (rEff + (Q div area) - surfW) - EvapoT ;
Soilwater_fieldCAP = Vsf * 1000 * SoilDepth ;
useKsat = ksat * slopeSin * (waterBudget - Soilwater_fieldCAP) ;
useNon = (waterBudget - Soilwater_fieldCAP) * area ;
interflow = scalar(if( useKsat lt useNon then useKsat else useNon)) ;
interflow = scalar(if( interflow lt 0 then 0 else interflow)) ;
interflow = upstream(lddcreate, interflow) ;
Vsre = (waterBudget - (interflow div area)) div (1000 * SoilDepth) ;
Vsre = scalar(if(Vsre lt 0 then 0 else Vsre)) ;
Q = surfW * area ;
Q = kinematic(lddcreate, Q, 0, Alpha, Beta, 1, 1, DCL) ;
H = (Alpha * (Q**Beta)) div Bw ;
P = Bw + (2 * NrChPerCell * H) ;
AlpPow = (2 div 3) * Beta ;
AlpTerm = (manningN/(sqrt(slope)))**Beta ;

```

Alpha = (AlpTerm * (P**AlpPow));
 L = rEff * c_cover ;
 KL = L * ((1.58 * (PlantHeight**0.5)) - 5.87) ;
 KL = scalar(if(KL lt 0 then 0, KL)) ;
 D = rEff - L ;
 Rainfall_Intensity = scalar(if((rEff div 24) lt 1 then 1, rEff)) ;
 KD = D * (11.9 + (8.7 * log10(Rainfall_Intensity))) ;
 KD = scalar(if(KD lt 0 then 0, KD)) ;
 Ktotal = KL + KD ;
 Ktotal = Ktotal ;
 F = (erodibility * Ktotal) div 1000 ;
 F = scalar(if(F lt 0 then 0, F)) ;
 F = F * area
 Z = 1 div (0.5 * soil_COH) ;
 H = Z * (surfW ** 1.5) * slopeSin * (1 - g_cover) div 1000 ;
 H = scalar(if(H lt 0 then 0, H)) ;
 H = H * (area) ;
 D = F + H + Dout ;
 TC = (c_factor * (surfW ** 2.00) * slopeSin div 1000) ;
 TC = scalar(if(TC lt 0 then 0, TC)) ;
 TC = TC * (area) ;
 Dmin = min(D, TC) ;
 report Sed = Dmin ;
 Dout = upstream(lddcreate, Dmin) ;

ประวัติผู้เขียนวิทยานิพนธ์

นายกัมปนาท ศิริเรือง ภูมิลำเนาเดิมเป็นชาวจังหวัดลพบุรี สำเร็จการศึกษาชั้นมัธยมศึกษาปีที่ 6 จากโรงเรียนพิบูลวิทยาลัย จังหวัดลพบุรี และในปีการศึกษา 2547 ได้ศึกษาต่อในระดับปริญญาตรี คณะบัญชี มหาวิทยาลัยหอการค้าไทย และในปีการศึกษา 2554 เข้าศึกษาต่อในระดับมหาบัณฑิต คณะบริหารธุรกิจ สาขาโลจิสติกส์ มหาวิทยาลัยรังสิต ต่อมาในปีการศึกษา 2559 ได้เข้ารับการศึกษาระดับมหาบัณฑิต คณะอักษรศาสตร์ สาขาวิชาภูมิศาสตร์และภูมิสารสนเทศ โดยปัจจุบัน เป็นเจ้าหน้าที่ศูนย์บริการทางวิชาการและเทคโนโลยี ศูนย์บริการทางวิชาการและเทคโนโลยีป้องกันประเทศ (องค์การมหาชน)

