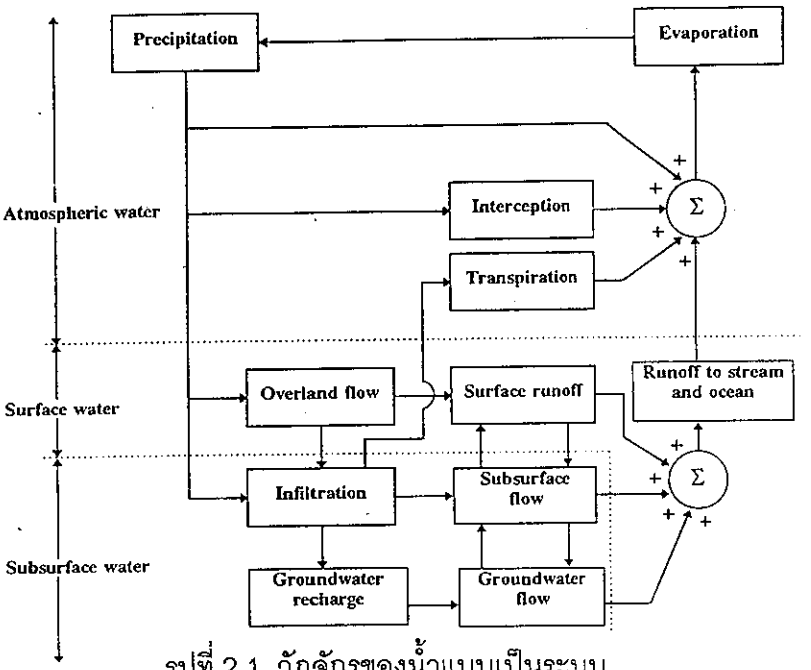
บทที่ 2
หลักการและทฤษฎี

2.1 วัฏจักรของน้ำ (hydrologic cycle)



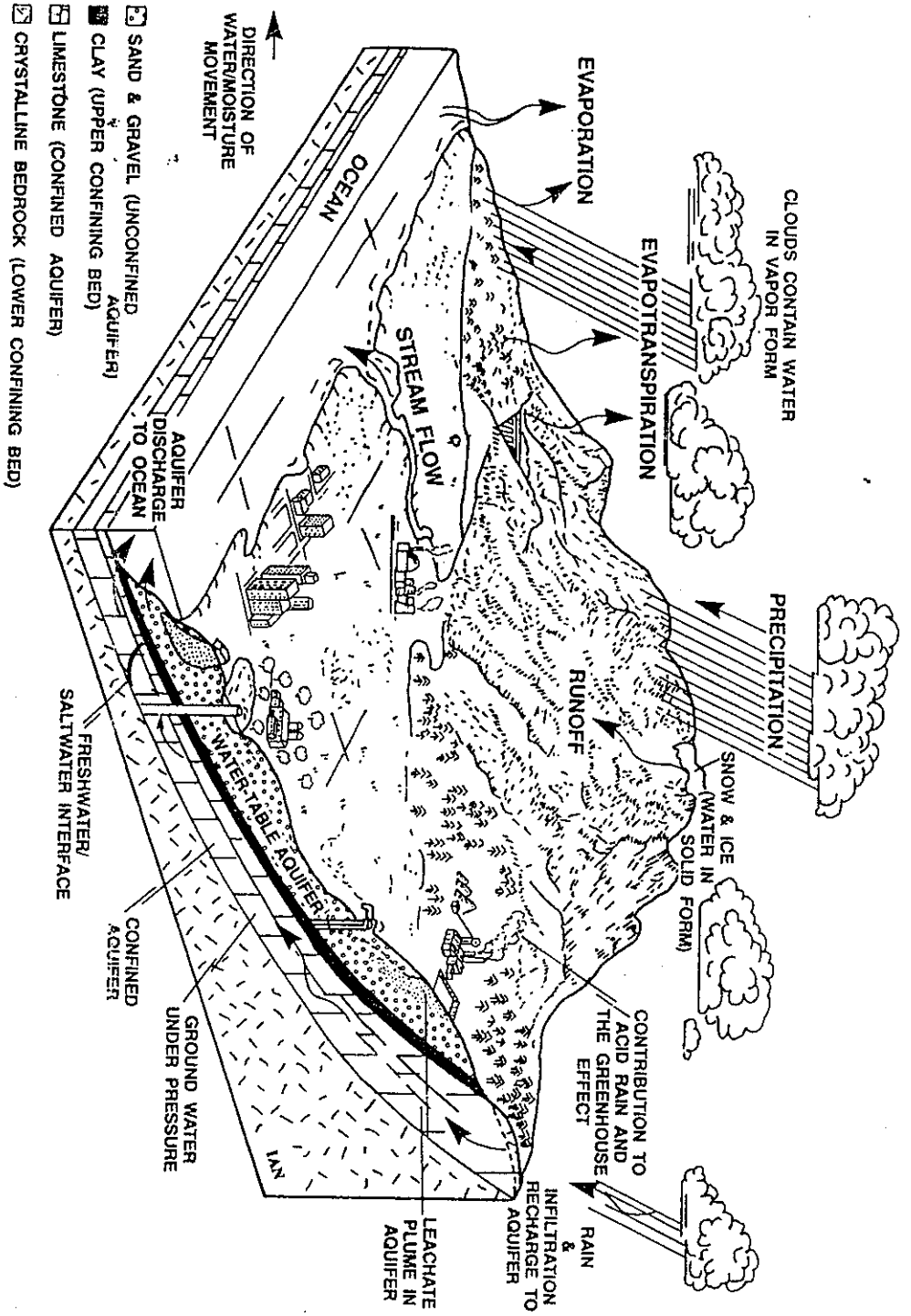
รูปที่ 2.1 วัฏจักรของน้ำแบบเป็นระบบ

วัฏจักรของน้ำก็คือ การเกิดและการหมุนเวียนของน้ำที่อยู่ในโลก โดยน้ำในโลกไม่สูญหายไปไหน แต่จะเปลี่ยนรูปอยู่ในสะภาพต่าง ๆ วนเวียนในวัฏจักร ซึ่งอธิบายได้ดังนี้

ไอน้ำในบรรยากาศ เรียกว่า atmospheric moisture ได้แก่น้ำในรูปของไอน้ำมีอยู่ในบรรยากาศทั่วไปตลอดเวลา อาจมองเห็นได้ในรูปของเมฆ หมอก และมองไม่เห็นในรูปของไอน้ำ ไอน้ำนี้เกิดจากการระเหยของน้ำจากแหล่งน้ำต่าง ๆบนผิวโลก ไอน้ำในอากาศนี้ถ้าหากมีมากขึ้นจนถึงจุดอิ่มตัว ความแปลปรวนทางอุตุนิยมวิทยาของบรรยากาศรอบผิวโลก จะทำให้ไอน้ำกลั่นตัวเป็นละอองน้ำและรวมตัวกันเป็นหยดน้ำตกลงสู่ผิวโลกได้ในหลายรูปแบบเรียกว่า น้ำฟ้า หรือ น้ำจากอากาศ (precipitation)

น้ำฝนที่ตกลงมาสู่ผิวโลก อาจตกปรอยๆ บางส่วนอาจไม่ตกสู่ผิวโลกระเหยกลับสู่บรรยากาศเสียก่อน ส่วนที่เป็นฝนที่ตกลงในป่าจะถูกพืชกักไว้บางส่วนตามใบหรือลำต้น เรียกว่า interception ซึ่งบางส่วนจะระเหยสู่บรรยากาศและบางส่วนจะหยดต่อลงสู่พื้นดิน

น้ำฝนส่วนที่ตกสู่พื้นดินจะเริ่มซึมลงดินด้วยแรงดึงดูดของเม็ดดินในลักษณะที่เรียกว่า การซึมผ่านผิวดิน (infiltration) จะกลายเป็นน้ำที่ไหลในดินเรียกว่า subsurface runoff



รูปที่ 2.2 วัฏจักรของน้ำ

ในกรณีที่เม็ดดินมีความชื้นเดิมน้อยมาก เช่น แห้ง อัตราการซึมลงดินในลักษณะนี้จะสูงมาก แต่เมื่อดินอิ่มตัวก็จะลดลงทันที เช่นกันน้ำส่วนที่ซึมลงไปอิ่มตัวอยู่ในดินจะถูกแรงดึงดูดของโลกดูดให้ซึมลึกลงไปอีกเรียกว่า percolation ซึ่งจะซึมต่อลงไปถึงระดับน้ำใต้ดินที่มีน้ำอิ่มตัวขังอยู่เป็นน้ำใต้ดินเรียกว่า ground water น้ำใต้ดินมีหลายระดับขั้นจะค่อย ๆ ไหลตามความลาดเทของชั้นดิน ไปสู่ที่ต่ำ อาจเป็นแหล่งขังน้ำใต้ดินหรืออาจไหลออกสู่แม่น้ำลำธาร ที่อยู่ระดับต่ำกว่าหรือออกสู่ทะเลโดยตรง แต่หากบางส่วนที่ซึมลงดินไปแล้ว เกดมีชั้นดินแน่นทึบวางอยู่น้ำส่วนนี้ก็จะไหลไปตามความลาดเทใต้ผิวดินและขนานไปตามชั้นดินแน่นทึบดังกล่าว เรียกว่า interflow ซึ่งจะไหลออกสู่ผิวดินอีกเป็นลักษณะของน้ำซับ ไหลซึมออกไป น้ำที่ซึมลงดินตามขั้นตอนต่าง ๆ อาจถูกรากพืชดูดเอาไปปรุงอาหารเลี้ยงลำต้นแล้วคายออกทางใบ เรียกว่า การคายน้ำ (transpiration) ซึ่งจะเป็นจำนวนมากน้อยขึ้นอยู่กับพืช

น้ำฝนส่วนที่เหลือจากการซึมลงดินเมื่ออัตราฝนตกมีค่าสูงกว่า อัตราการซึมลงดินก็จะเกิดขังนองตามพื้นดินแล้วรวมตัวกันไหลลงสู่ที่ต่ำเรียกว่า overland flow บางส่วนอาจไปรวมตัวอยู่ในที่ลุ่มบริเวณเล็ก ๆ เรียกว่า surface storage แต่ส่วนใหญ่จะรวมตัวกันมีปริมาณมากขึ้นมีแรงเซาะดินให้เป็นร่องน้ำ ลำธาร และแม่น้ำตามลำดับ น้ำที่ไหลอยู่ตามแม่น้ำลำธารเรียกว่าน้ำท่า (surface runoff) น้ำท่านี้จะไหลออกทะเลและมหาสมุทรในที่สุด

ตลอดเวลาที่น้ำอยู่ในขั้นตอนต่าง ๆ เหล่านี้จะเกิดการระเหยเรียกว่า evaporation คือน้ำเปลี่ยนสภาพเป็นไอน้ำสู่บรรยากาศตลอดเวลา อาจเป็นน้ำจากผิวของใบไม้ที่ดักน้ำฝนไว้ จากผิวดินที่อิ่มด้วยน้ำ จากผิวน้ำในแม่น้ำ ลำธาร ทะเลสาบ หนอง บึง อ่างเก็บน้ำ แต่ส่วนใหญ่ก็ คือจากทะเล มหาสมุทร เมื่อเป็นไอน้ำก็จะลอยสูงขึ้นไป และเมื่ออุณหภูมิเย็นลงก็จะกลั่นตัวเป็นละอองน้ำหรือหยดน้ำ และจะกลายเป็นฝนตกลงมาอีก วัฏจักรของน้ำ จึงไม่มีเริ่มต้น ไม่มีสิ้นสุด หมุนเวียนอยู่เช่นนี้ตลอดเวลา

2.2 น้ำท่า (streamflow)

2.2.1 แหล่งที่มาของน้ำท่า (sources of streamflow)

รูปที่ 2.2 แสดงให้เห็นกระบวนการทางอุทกวิทยาที่ทำให้เกิดน้ำท่า ซึ่งสามารถแยกแหล่งที่มาออกเป็น 4 ส่วนคือ 1) ฝนที่ตกลงบนลำน้ำโดยตรง ซึ่งเป็นส่วนน้อยมากเมื่อเทียบกับแหล่งอื่น 2) การไหลหลากบนผิวดิน (overland flow) ลงสู่ลำน้ำ 3) การไหลในชั้นใต้ผิวดินระดับตื้น (interflow) ซึ่งในบางครั้งระหว่างที่ไหลลงสู่ลำน้ำอาจจะไหลขึ้นสู่ผิวดินแล้วไหลกลับลงสู่ผิวดินระดับตื้นสลับกันไปและ 4) การไหลของน้ำใต้ดินเข้าสู่ลำน้ำ (หรือในบาง

ครั้งอาจจะไหลออกจากลำน้ำสู่ชั้นน้ำใต้ดิน) ซึ่งมีอัตราการไหลค่อนข้างช้าและเปลี่ยนแปลงไม่มาก โดยเฉพาะในช่วงหน้าฝน

ในการคำนวณและการวิเคราะห์น้ำท่าโดยทั่วไปจะรวม 3 ส่วนๆแรกซึ่งเป็นผลโดยตรงจากฝนที่ ตกลงบนพื้นที่รับน้ำเป็นการไหลออกโดยตรง (direct runoff) ส่วนที่เหลือของน้ำท่าที่เกิดจากน้ำใต้ดินแยกออกเป็นการไหลเสริม (baseflow) ด้วยเหตุนี้จึงกล่าวโดยสรุปได้ว่า น้ำท่าประกอบด้วย ส่วนที่เป็น direct runoff และส่วนที่เป็น baseflow

2.2.2 ปัจจัยที่ขึ้นอยู่กับลักษณะของฝน

2.2.2.1 อัตราการตกของฝน ถ้าฝนมีอัตราการตกสูงกว่าความสามารถในการซึมลงผ่านผิวดิน จะทำให้มี ปริมาณน้ำไหลหลากบนผิวดินฝนที่ตกหนักจะทำให้เกิดปริมาณน้ำหลากบนผิวดินมากกว่าฝนที่ตกเบา ถึงแม้ว่าปริมาณการตกรวมทั้งหมดเท่ากันก็ตาม

2.2.2.2 ระยะเวลาที่ฝนตก ส่วนของฝนที่กลายเป็นการไหลหลากบนผิวดินจะมีมากขึ้นถ้าฝนตกต่อเนื่องเป็นระยะเวลานาน เนื่องจากความสามารถในการซึมลงผ่านผิวดินลดลงตามเวลา

2.2.2.3 การกระจายของฝนบนพื้นที่ ฝนที่มีอัตราการตกสูงในบางจุดจะทำให้เกิดอัตราการไหลสูงสุด (peak flow) ของน้ำท่าสูงกว่าฝนที่กระจายสม่ำเสมอทั่วทั้งพื้นที่รับน้ำในการจำลองสภาพอุทกวิทยาของลุ่มน้ำโดยทั่วไปจะสมมุติให้ฝนตกสม่ำเสมอทั่วทั้งลุ่มน้ำ แต่ในความเป็นจริงจะไม่เป็นเช่นนั้น เป็นเหตุให้อัตราการไหลสูงสุดของน้ำท่าที่เกิดขึ้นจริงจะสูงกว่าที่คาดการณ์ไว้ ถ้าลักษณะการกระจายของฝนเหมือนกันฝนที่ตกหนักบริเวณส่วนล่างของพื้นที่รับน้ำจะทำให้เกิด peak flow สูงกว่าฝนที่ตกหนักที่บริเวณส่วนบนของพื้นที่ลุ่มน้ำ

2.2.2.4 ทิศทางการเคลื่อนที่ของฝน ถ้าฝนเคลื่อนที่ไปตามทิศทางการไหลของน้ำจะทำให้เกิด peak flow สูงและรวดเร็วกว่าในกรณีที่ฝนเคลื่อนที่ไปในทิศทางอื่น

2.2.3 ปัจจัยที่ขึ้นอยู่กับลักษณะของพื้นที่รับน้ำ

2.2.3.1 ชนิดของดิน (soil type) ชนิดของดินในพื้นที่รับน้ำมีผลโดยตรงต่อการสูญหายของน้ำฝนเนื่องจากการซึมลงพื้นที่ใดที่มีดินชั้นบนเป็นดินที่มีความซึมผ่านได้น้อยเช่นดินเหนียว สัดส่วนของน้ำฝนที่กลายเป็นน้ำหลากตามผิวดิน (surface runoff) จะมีมากกว่ากรณีที่เป็นชั้นดินทรายเนื่องจากปริมาณการสูญหายจากการซึมลงมีน้อย นอกจาก

นี้ความหนาของชั้นดินแต่ละชั้นและการเรียงตัวของชั้นดินก็มีผลต่อปริมาณและอัตราการซึมลง ซึ่งจะมีผลต่อการไหลหลากตามผิวดินเช่นกัน

2.2.3.2 ลักษณะการใช้พื้นที่ (land use) ลักษณะการใช้พื้นที่มีผลต่อปริมาณการสูญหายเนื่องจากการดัก การกักขังบนผิวดิน การคายระเหย การซึมลง พื้นที่ที่มีสภาพเป็นป่าสมบูรณ์จะทำให้เกิดการไหลหลากตามผิวน้อยเนื่องจากปริมาณฝนที่สูญหายเนื่องจากการดัก การซึมลง และการกักขังน้ำในบริเวณรากของต้นไม้มีมาก ในทางตรงกันข้ามบริเวณที่เป็นชุมชนเมืองซึ่งพื้นที่ส่วนใหญ่ปกคลุมด้วยพื้นผิวที่ไม่ยอมให้น้ำซึมลง (impervious area) การไหลหลากบนผิวดินจะมีปริมาณมากและอัตราการไหลรวดเร็ว

2.2.3.3 ขนาดของพื้นที่รับน้ำ (watershed area) พื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่จะมีอัตราการไหลของน้ำท่าสูงสุด (peak flow) ต่อหน่วยพื้นที่น้อยเมื่อเทียบกับพื้นที่รับน้ำที่มีขนาดพื้นที่รับน้ำเล็กลงทั้งนี้เนื่องจากน้ำจะใช้เวลาในการรวมตัวมายังจุดที่ไหลออกจากลุ่มน้ำนานกว่าสำหรับพื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่ นอกจากนี้อัตราการตกของฝนเฉลี่ยสำหรับพื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่ก็จะน้อยกว่าพื้นที่รับน้ำขนาดเล็ก ในส่วนของอัตราการไหลต่ำสุด (low flow) นั้นสำหรับพื้นที่รับน้ำขนาดเล็กจะมีค่าต่ำกว่าพื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่ เนื่องจากพื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่จะมีการไหลเสริมของน้ำใต้ดินเข้าสู่ลำน้ำอย่างสม่ำเสมอในช่วงที่ฝนหยุดตกแล้ว

2.2.3.4 รูปร่างของพื้นที่รับน้ำ รูปร่างของพื้นที่รับน้ำมีผลต่อเวลาที่ใช้ในการเดินทางของน้ำซึ่งทำให้มีผลต่อลักษณะของชลภาพ สำหรับพื้นที่รับน้ำขนาดเท่ากันพื้นที่รับน้ำที่มีรูปร่างกลมสั้นจะมีการเปลี่ยนแปลงอัตราการไหลของน้ำท่าที่เกิดจากฝนเร็วกว่าและมีอัตราการไหลสูงสุด (peak flow) มากกว่าพื้นที่รับน้ำที่มีรูปร่างรียาวทั้งนี้เนื่องจากว่าพื้นที่รับน้ำที่สั้นกลมจะมีระยะเดินทางของน้ำมายังจุดไหลออกสั้นและไหลมาถึงค่อนข้างจะพร้อมเพรียงกันมากกว่าพื้นที่รียาว

2.2.3.4.1 ความลาดชัน (slope) ความลาดชันของลุ่มน้ำจะลาดเทในสองทิศทางคือจากเส้นขอบเขตของพื้นที่รับน้ำลงสู่ลำน้ำและจากต้นน้ำไปยังทายน้ำ ถ้าความลาดชันของลุ่มน้ำมีมากจะทำให้น้ำหลากตามผิวดินสู่ลำน้ำเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วและมีปริมาณมาก

2.2.3.4.2 ทิศทางการวางตัวของพื้นที่รับน้ำ (orientation) ทิศทางการวางตัวของพื้นที่รับน้ำเมื่อพิจารณาร่วมกับการเกิดฝนและการเคลื่อนที่ของฝนจะมีผลต่อการไหลของน้ำท่า ตัวอย่างเช่น ถ้าทิศทางการเคลื่อนที่ของฝนอยู่ในทิศทางเดียวกับทิศทางของความลาดชันของลุ่มน้ำ ก็จะทำให้การไหลรวมตัวของน้ำท่าเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วและมีปริมาณมาก

ขึ้น หรือด้านหน้าของภูเขาที่รับลมจากทะเลจะมีฝนตกและน้ำท่ามากกว่าอีกด้านหนึ่งของภูเขาเป็นต้น

2.2.3.4.3 สภาพการระบายของลุ่มน้ำ (drainage condition) พื้นที่รับน้ำที่มีลำน้ำสาขาต่าง ๆ มากมายและมีลำน้ำหลักที่มีขนาดใหญ่และมีความยาวมากกว่าจะสามารถระบายน้ำได้สะดวกทำให้อัตราการไหลสูงสุดมีค่ามากและเกิดขึ้นได้อย่างรวดเร็ว

2.2.3.4.4 สภาพการกักเก็บน้ำ (storage characteristics) การกักเก็บน้ำบนผิวดินเช่น หนอง บึง อ่างเก็บน้ำ ทะเลสาบ หรือพื้นที่นา จะมีผลโดยตรงต่อปริมาณและอัตราการไหลของน้ำท่าโดยจะทำให้ลดน้อยลงสภาพการไหลในลำน้ำก็จะเกิดอย่างช้า ๆ และเป็นเวลานานรวมทั้งการสูญหายเนื่องจากการระเหยก็จะมีมากขึ้น

2.2.3.4.5 สภาพการขาดแคลนน้ำในดิน (soil moisture deficit) ถ้าดินมีปริมาณความชื้นอยู่น้อยฝนที่ตกลงมาจะซึมลงใต้ผิวดินและสูญหายไปเป็นความชื้นในดินเป็นปริมาณมาก ทำให้ส่วนที่เหลือไหลลงสู่ลำน้ำเป็นน้ำท่ามีอยู่น้อยซึ่งจะตรงกันข้ามกรณีที่ความชื้นในดินมีอยู่มาก ปริมาณฝนที่เหลือเป็นการไหลหลากตามผิวดินลงสู่ลำน้ำจะมีมาก

2.2.3.4.6 สภาพการไหลของน้ำใต้ดิน ปริมาณน้ำท่าส่วนหนึ่งได้มาจากการที่น้ำใต้ดินไหลเสริมเข้าสู่ลำน้ำในบริเวณที่ท้องนาติดต่อกับชั้นน้ำใต้ดิน (aquifer) น้ำในส่วนนี้จะไหลเข้าสู่ลำน้ำอย่างช้า ๆ และเป็นเวลานานหรืออาจจะตลอดเวลา จึงเรียกเป็นการไหลเสริม (baseflow) ในทางตรงกันข้ามบางส่วนของลำน้ำอาจจะเกิดการสูญเสียน้ำให้แก่ชั้นน้ำใต้ดิน ทำให้ปริมาณการไหลในลำน้ำลดลง

2.3 การคำนวณปริมาณน้ำกักเก็บผิวดินจากแหล่งน้ำธรรมชาติ

สูตรที่ใช้ในการคำนวณปริมาณน้ำกักเก็บผิวดิน

$V = B \times C \times D$

V = ปริมาตรของน้ำกักเก็บผิวดิน (ลบ.ม.)

B = ความกว้างของแหล่งน้ำธรรมชาติ (ม.)

C = ความยาวของแหล่งน้ำธรรมชาติ (ม.)

D = ความลึกของแหล่งน้ำธรรมชาติ (ม.)

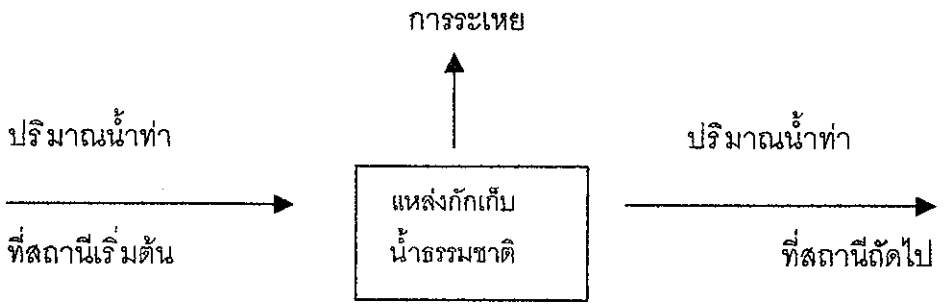
2.4 การวิเคราะห์และคำนวณปริมาณน้ำท่าในลุ่มน้ำยม

หลักการวิเคราะห์

พิจารณาปริมาณน้ำท่าที่สถานีเริ่มต้น และทำการเปรียบเทียบข้อมูลการระเหยข้อมูลพื้นที่แหล่งกักเก็บน้ำธรรมชาติ และ ข้อมูลปริมาณน้ำท่าที่สถานีสุดท้าย
โดยปริมาณน้ำท่าที่ไหลท่วมพื้นที่ก็คือปริมาณน้ำไหลหลากบนผิวดิน (overland flow) คำนวณได้ดังนี้

$$A = B + C - D - E - F$$

A = ปริมาณน้ำที่ล้นท่วมพื้นที่ (ลบ.ม.)
B = ปริมาณน้ำท่าที่สถานีเริ่มต้น (ลบ.ม.)
D = ปริมาณน้ำท่าที่สถานีถัดมา (ลบ.ม.)
E = ปริมาณการกักเก็บน้ำผิวดิน (ลบ.ม.)
F = ปริมาณการระเหย (ลบ.ม.)
C = ปริมาณน้ำฝนจากพื้นที่ริมน้ำสถานีต่าง ๆ (ลบ.ม.)



2.5 การคำนวณปริมาณการระเหยของน้ำ

ใช้ข้อมูลปริมาณการระเหยมีหน่วยเป็นความลำของน้ำ (มม./ปี) จากรายงานโครงการชลประทานจังหวัดสุโขทัย โครงการชลประทานที่ 3 จังหวัดสุโขทัย โดยใช้ค่าเฉลี่ยทั้งหมด 1,606 มม. คูณด้วยพื้นที่ผิวของแหล่งกักเก็บน้ำธรรมชาติ

สูตรที่ใช้ในการคำนวณคือ

$M = EP$

M = ปริมาณการระเหย (ลบ.ม.)

E = อัตราการระเหยมีหน่วยเป็นความลึกของน้ำ (มม. /ปี)

P = พื้นที่ผิวของแหล่งน้ำมีหน่วยเป็นตารางเมตร (ตร.ม.)

2.6 การคำนวณปริมาณน้ำฝน

ใช้ข้อมูลปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยต่อปีมีหน่วยเป็น (มม./ปี) จากรายงานโครงการชลประทานจังหวัดสุโขทัย โครงการชลประทานที่ 3 จังหวัดสุโขทัย โดยใช้ค่าเฉลี่ยทั้งหมด 1155 มม./ปี

สูตรที่ใช้ในการคำนวณ คือ

$Z = XY$

Z = ปริมาณน้ำฝน (ลบ.ม.)

X = อัตราปริมาณฝน (มม./ปี)

Y = พื้นที่รับน้ำฝน (ตร.ม)