บทที่ 2

แนวทางการศึกษา

2.1 การจำลองสภาพ

การวางแผนพัฒนาทรัพยากรน้ำเพื่อสนองความต้องการใช้น้ำซึ่งผันแปรกับเวลาและสถานที่ จะต้องพิจารณาถึงผลกระทบต่อสภาพทางด้านเศรษฐกิจ สังคม สิ่งแวดล้อม และอื่น ๆ การพิจารณาวางแผนจะต้องมีความยืดหยุ่นเพียงพอ เพื่อรับการเปลี่ยนแปลงอย่างใดอย่างหนึ่งที่จะเกิด เพราะระบบมีส่วนเกี่ยวข้องต่อเนื่องเชื่อมโยงกันและมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา

การวิเคราะห์โดยวิธีการจำลองสภาพ คือ การวิเคราะห์โดยการศึกษาพฤติกรรมต่าง ๆ ของระบบที่สังเคราะห์ขึ้น เพื่อหาลักษณะเปรียบเทียบกับต้นแบบโดยใช้กรรมวิธีต่าง ๆ ที่มีภายในระบบอาจจำลองออกมาได้โดยการใช้แบบจำลองทางกายภาพ (Physical Model) หรือแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (Mathematical Model) แบบจำลองทางกายภาพได้ถูกประยุกต์มาใช้แก้ปัญหาหลายอย่าง เช่น การออกแบบโครงสร้างทางชลศาสตร์ เป็นต้น ถึงกระนั้นก็ตามสำหรับระบบที่สลับซับซ้อนอย่างที่เป็นอยู่ในการพัฒนาทรัพยากรแหล่งน้ำ แบบจำลองทางคณิตศาสตร์มักจะเป็นวิธีการเดียวที่ใช้ในการทำนายพฤติกรรมของระบบได้เป็นผลดี แบบจำลองทางคณิตศาสตร์สร้างขึ้นโดยอาศัยความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์แทนกรรมวิธีและกลไกต่าง ๆ ของระบบต้นแบบ โดยการเชื่อมโยงความสัมพันธ์เหล่านี้เข้าด้วยกันเป็นระบบแบบจำลอง ดังนั้นการจำลองสภาพ (Simulation) ก็คือวิธีการวิเคราะห์โดยการสร้างแบบจำลองขึ้นมาเพื่อพิจารณาพฤติกรรมหรือการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นภายใต้การกำหนดเงื่อนไขข้อจำกัด(Constraint) และปัจจัยนำเข้า (Input) เนื่องจากความคล้ายคลึงของแบบจำลองและต้นแบบอันได้มาจากการเปรียบเทียบพฤติกรรมของตัวแปรสำคัญๆที่เกิดขึ้นแบบจำลองจึงสามารถใช้ทำนายการตอบสนองของต้นแบบ เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงตัวกำหนด (Parameter) หรือสิ่งที่เข้าของระบบได้ ดังนั้นการจำลองสภาพจึงมีข้อได้เปรียบวิธีการอื่น ๆ ที่สำคัญ เช่น

- สามารถทดสอบพฤติกรรมต่าง ๆ ของระบบได้โดยไม่ก่อให้เกิดความเสียหายใด ๆ กับระบบจริง

- สามารถทดสอบการเปลี่ยนแปลงที่ต้องการใด ๆ กับระบบที่เป็นอยู่ได้โดยไม่ต้องแตะต้องระบบจริง
- สามารถศึกษาข้อเสนอต่าง ๆ อันเกี่ยวกับระบบที่ศึกษาได้ในเวลาอันจำกัด
- สามารถทดสอบสมมติ ฐานในการออกแบบระบบเพื่อการศึกษาขั้นต้น หรือทำการเปรียบเทียบกับระบบอื่น ๆ ได้สะดวก
- เพิ่มพูนความรู้เกี่ยวกับระบบที่ศึกษา โดยเฉพาะอย่างยิ่งความสัมพันธ์ที่สำคัญของกรรมวิธีต่าง ๆ ภายในระบบ และผลของสิ่งที่กำหนดให้

2.1.1 <u>การจำลองสภาพกับการวิเคราะห์ระบบ</u>

การจำลองสภาพอาจนับได้ว่าเป็นส่วนหนึ่งของการวิเคราะห์ระบบ สิ่งสำคัญของระบบใด ๆ ก็คือ องค์ประกอบของระบบ และความสัมพันธ์ที่มีต่อกัน ซึ่งถ้าเกิดการเปลี่ยนแปลงใด ๆ ขึ้นกับส่วนหนึ่งส่วนใดของระบบจะยังผลสะท้อนไปถึงส่วนอื่น ๆ เป็นเหตุให้ระบบจำต้องปรับตัวให้เกิดสมดุลย์ใหม่ขึ้น การวิเคราะห์ระบบจึงหมายถึง ความเข้าใจถึงลักษณะองค์ประกอบของระบบ และความสัมพันธ์ระหว่างองค์ประกอบเหล่านี้ที่รวมกันขึ้นเป็นระบบ ความเข้าใจถึงการปฏิบัติงานของระบบทำให้เราสามารถทำนายผลที่อาจเกิดขึ้น เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงใด ๆ ที่มีต่อระบบได้

สิ่งสำคัญอีกประการหนึ่งของการวิเคราะห์ระบบ คือ คำจำกัดความของขอบเขต (Boundary) ของระบบที่ต้องการศึกษา การกำหนดขอบเขตของระบบที่ถูกต้องถือได้ว่าเป็นหัวใจของความสำเร็จ หรือล้มเหลวของการวิเคราะห์ระบบนั้น ๆ ระบบใด ๆ ย่อมมีการตอบสนองต่อสิ่งเร้า หรือสิ่งที่เข้าไปกระทำต่อส่วนใด ๆ ของระบบ การตอบสนองของระบบมักจะลดความรุนแรงของสิ่งที่เข้าไป และเป็นตัวชี้ถึงผลที่ออกมา ในระบบอุทกวิทยาฝนที่ตกลงมาและกระแสน้ำเป็นสิ่งที่เข้าไป และถูกเปลี่ยนแปลงโดยการสะสม และการสูญเสียต่าง ๆ ในระบบ อาจชี้ให้เห็นถึงคำจำกัดความของการใช้ระบบในการวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำได้ว่า เป็นวิธีสำหรับตรวจสอบการตอบสนองของส่วนใด ๆ ภายในระบบที่ถูกจำกัดโดยเงื่อนไขข้อจำกัด และปัจจัยนำเข้าระบบหมายถึง 1.) การมีวัตถุประสงค์ และ 2.) การหาผลลัพธ์ที่ดีที่สุดที่พึงได้จากวัตถุประสงค์ที่กำหนด

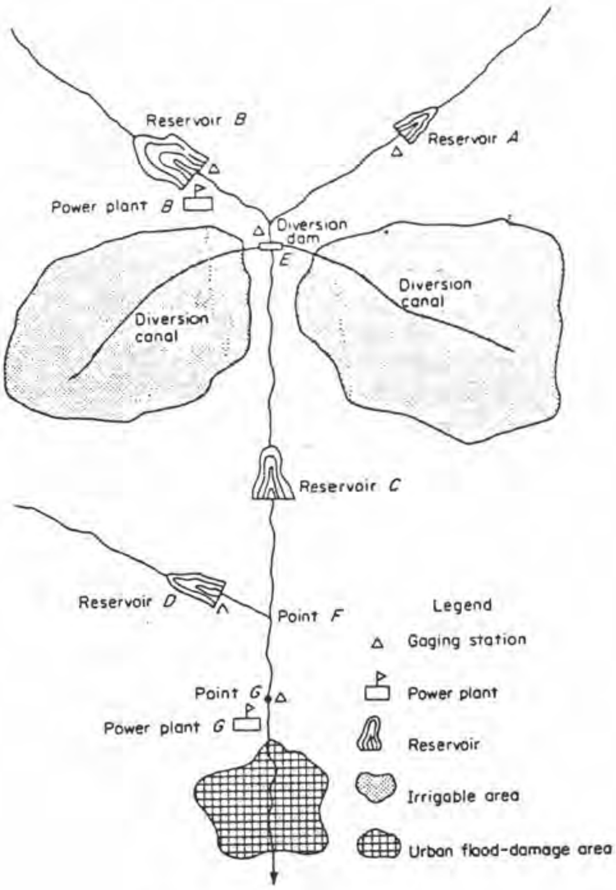
2.1.2 การพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

แบบจำลองเป็นสิ่งที่เลียนมาจากของจริง ในการเลียนแบบดังกล่าว เราจำเป็นต้องทำของจริงให้ง่ายขึ้น เพื่อเป็นพื้นฐานของแบบจำลองได้ การกระทำดังกล่าวขึ้นอยู่กับความตั้งใจหรือการวางแผนและความเข้าใจที่มีเกี่ยวกับของจริง การพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ แบ่งได้เป็นสอง ขั้นตอนใหญ่ ๆ คือ ลำดับแรกได้แก่ การสร้างแบบจำลองทางมโนคติ หรือ มโนแบบขึ้นมา โดยเลียนมาจากส่วนต่าง ๆ ของระบบจริง ดังตัวอย่างที่แสดงในรูปที่ 2-1 มโนแบบนี้อาศัยข้อมูล และ สมมุติฐานต่าง ๆ ที่เกี่ยวกับระบบย่อย และความสัมพันธ์ระหว่างระบบย่อยเหล่านั้นที่ประกอบกันขึ้นมาเป็นระบบ โดยทั่วไปมโนภาพและสมมติฐานที่เกี่ยวกับของจริงที่กำลังศึกษามักจะได้มาจาก ข้อมูลที่มีอยู่ ดังนั้นในการสร้างมโนแบบจึงควรที่จะหาใช้ข้อมูลที่เหมาะสมและดีที่สุด ถ้ามีข้อมูลมาเพิ่มเติม มโนแบบควรได้รับการแก้ไขเปลี่ยนแปลงให้ใกล้เคียงกับของจริงยิ่งขึ้น ขั้นที่สองใน การพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ คือ การเปลี่ยนมโนแบบมาเป็นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ ในขั้นนี้ความสัมพันธ์และกระบวนการต่าง ๆ ของแบบจำลอง จะถูกเขียนออกมาในรูปความสัมพันธ์เชิงคณิตศาสตร์ ขั้นตอนสำคัญที่เกี่ยวกับกระบวนการพัฒนาแบบจำลองได้แสดงให้เห็นตามรูปที่ 2-2

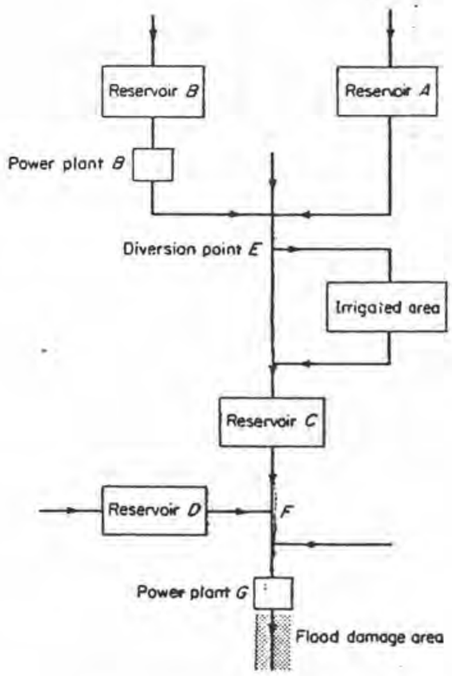
จุดเริ่มต้นของการใช้ระบบกับการพัฒนาทรัพยากรแหล่งน้ำ คือ การแยกแยะให้ชัดเจนถึงจุดมุ่งหมาย และวัตถุประสงค์ของการพัฒนา อะไรคือสิ่งที่ต้องการทำ พื้นฐานในการหาเอกลักษณ์ของระบบ ก็คือ มโนแบบที่ใช้แทนของจริงซึ่งได้มาจากข้อมูลต่าง ๆ ที่มีอยู่ทั้งหมดของระบบ ในกรณีนี้จุดต่าง ๆ ที่เราใช้วิเคราะห์ระบบถือได้ว่าเป็นเสมือนหน้าต่างที่ใช้สังเกตความเป็นไปของระบบ ช่วงระหว่างจุดที่ใช้ในการวิเคราะห์ มักจะเป็นตัวชี้ว่า มโนแบบจะละเอียดขนาดใดเมื่อเทียบกับของจริง ความแม่นยำในการคาดคะเนของแบบจำลองใด ๆ ขึ้นอยู่กับความน่าเชื่อถือของข้อมูลที่ใช้กับแบบจำลอง และความแม่นยำของข้อมูลที่ใช้ส่งเข้าไปในแบบจำลอง

2.1.3 การสร้างแบบจำลอง

การสร้างแบบจำลอง เป็นขั้นตอนระหว่างมโนแบบ และแบบจำลองที่จะใช้ ชนิดและแบบของแบบจำลองที่ใช้ขึ้นอยู่กับความต้องการของปัญหา (วัตถุประสงค์) และข้อมูลที่มีสำหรับการศึกษา โดยทั่วไปหลักคณิตศาสตร์ที่ใช้แบบระบบอุทกวิทยาตามธรรมชาติ อาจมาจากแบบจำลองชนิดตัวกำหนดรวม (Lumped Parameter) หรือแบบจำลองชนิดตัวกำหนดกระจาย



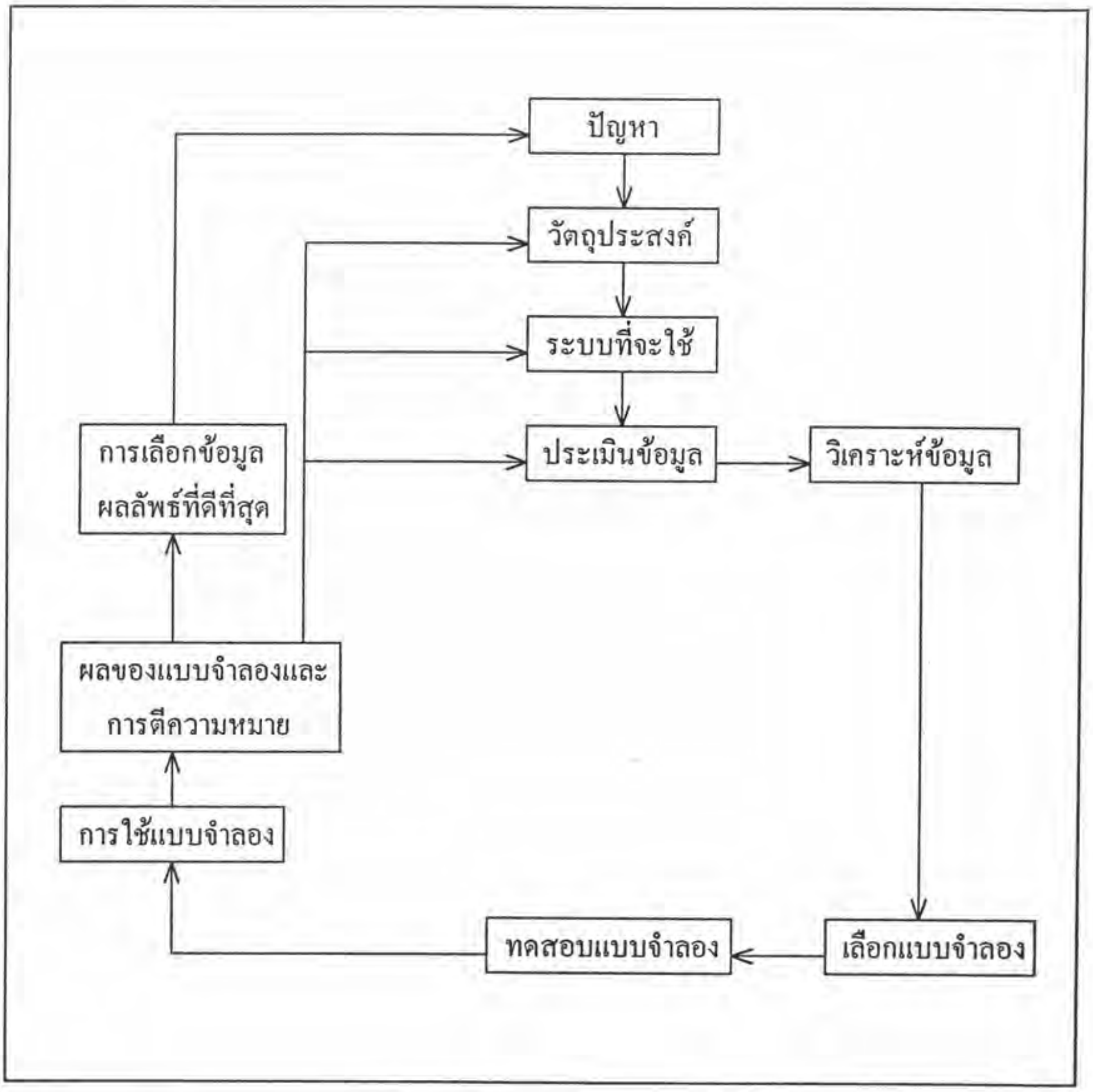
(ก) รูปเขียนระบบแม่น้ำในลุ่มน้ำแบบง่าย ๆ



(ข) รูปแผนภาพของระบบแม่น้ำในลุ่มน้ำ

รูป 2-1 ตัวอย่างการสร้างแบบจำลองทางมโนคติหรือมโนแบบโดยเลียนแบบมาจากส่วนต่าง ๆ ของระบบจริง (James, L.D., 1971)

(Distributed Parameter) กรรมวิธีที่ใช้กับระบบอุทกวิทยา อาจใช้ความสัมพันธ์ที่แน่นอน หรือแบบคาดคะเน หรือปนกันทั้งสองชนิด



รูป 2-2 แผนภูมิขั้นตอนในการพัฒนาและประยุกต์การจำลองสภาพ

การจะใช้แบบจำลองชนิดตัวกำหนดกระจาย หรือตัวกำหนดรวม ข้อจำกัดมักจะขึ้นอยู่กับข้อมูล และการจำกัดของปัญหาอันเกี่ยวกับ ช่วงระยะเวลา และพื้นที่ ตัวอย่างเช่น การใช้ช่วง เวลาเป็นเดือนในปัญหาที่เกี่ยวกับการเก็บกักน้ำของอ่างเก็บน้ำสำหรับการชลประทานอาจเพียงพอ แต่ในกรณีของปัญหาเกี่ยวกับการออกแบบทางน้ำล้น (Spillway) อาจจำเป็นต้องใช้ช่วงเวลาเป็นวัน หรือเป็นชั่วโมงแทน ในขณะเดียวกันข้อมูล เช่น อุณหภูมิ ปริมาณน้ำฝน โดยปกติมักจะวัดกันเป็น ระยะ ๆ ในเชิงของเวลาและสถานที่ ดังนั้น ค่าที่ใช้มักเป็นค่าเฉลี่ยตามเวลา และสถานที่

ความซับซ้อนของการออกแบบจำลอง เพื่อใช้แทนระบบอุทกวิทยา ขึ้นอยู่กับช่วงของ เวลา และพื้นที่ที่ต้องการใช้ในแบบจำลอง โดยเฉพาะอย่างยิ่งถ้าใช้ช่วงเวลายาวเกินไปผลจากปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นในช่วงระยะสั้น ๆ จะสูญเสียไป ตัวอย่างเช่น ถ้าใช้ช่วงระยะเวลาเป็นเดือน อัตราการดักสกัดน้ำ (Intercept) เกือบจะสูญเสียไป (หรือตัดทิ้งไปได้) ในขณะเดียวกันช่วงเวลาที่ใช้ อาจจะสอดคล้องกับ ระยะเวลาการเปลี่ยนแปลงของปรากฏการณ์บางอย่าง ในกรณีนี้ผลของปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นในระหว่างช่วงเวลานั้นอาจสูญเสียไป ตัวอย่างเช่น ถ้าคิดเป็นปี การเปลี่ยนแปลงปริมาณสะสมภายในระบบอุทกวิทยามักจะมีค่าน้อยมาก แต่ถ้าคิดเป็นเดือนค่าการเปลี่ยนแปลงปริมาณสะสมจะสูงและต้องนำมาคิดรวมด้วย ถ้าลดระยะเวลาและสถานที่ลง อาจจำเป็นที่จะต้องให้คำจำกัดความของขบวนการทางอุทกวิทยาให้ละเอียดขึ้น จะทำให้ผลที่เกิดขึ้นในช่วงระยะสั้น ๆ หรือการเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยใด ๆ จะไม่ถูกตัดทิ้งไป ทำให้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ใน กรณีนี้จะสลับซับซ้อนขึ้น

2.1.4 <u>การทดสอบแบบจำลอง</u>

การสร้างแบบจำลองของระบบอุทกวิทยา ได้มาจากการใช้ความสัมพันธ์ต่าง ๆ ของระบบในรูปของสมการที่เกี่ยวเนื่องกันตามลำดับขั้นตอนที่ถูกต้อง แบบจำลองมิใช่การลอกของจริง มาโดยตรง แบบจำลองเป็นเพียงสิ่งที่จำลองมาจากต้นแบบที่คิดขึ้น ระบบทั้งสองสามารถใช้ความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์เดียวกันอธิบายปรากฏการณ์ที่สังเกตได้ แบบจำลองจึงประกอบด้วยสม การพื้นฐานของกระบวนการต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในระบบ ดังนั้นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์จึงปราศจากข้อจำกัดทางเรขาคณิต อย่างแบบจำลองทางกายภาพ การที่จะให้แบบจำลองเลียนระบบต้นแบบใด ๆ กระทำได้โดยการทดสอบแบบจำลอง หรือ การหาค่าตัวกำหนดที่เหมาะสมที่มีอยู่ภายในระบบ

ในการที่จะใช้แบบจำลองทางอุทกวิทยาแบบทั่ว ๆ ไป กับพื้นที่ใด ๆ โดยเฉพาะได้ เมื่อ ผ่านการทดสอบแล้ว โดยการหาค่าตัวกำหนดของแบบจำลองมาจากการเปรียบเทียบกับระบบต้นแบบในพื้นที่ ๆ ต้องการ การทดสอบแบบจำลองกระทำเป็นสองลำดับ คือ การเปรียบเทียบ หรือการหาค่าของตัวกำหนด และการทบทวนแบบจำลอง ในการทดสอบทั้งสองลำดับจะต้องใช้ข้อมูลที่ได้มาจากระบบต้นแบบ

- การทบทวนแบบจำลองประกอบด้วย การปรับแปรค่าของตัวกำหนดของแบบจำลองจนกระทั่งผลที่ได้ออกมาเทียบเคียงกับข้อมูลจากของจริงได้ ดังนั้นความแม่นยำของแบบจำลองจึงไม่อาจสูงกว่าความละเอียดของข้อมูลจากต้นแบบได้
- การทบทวนแบบจำลองกระทำได้โดยเทียบค่าตัวกำหนดของแบบจำลอง เพื่อให้ผลที่ได้ออกมาใกล้เคียงกับข้อมูลของจริง การทบทวนแบบจำลองกระทำได้โดยการใช้แบบจำลองที่ผ่านการเปรียบเทียบมาแล้ว กับข้อมูลอีกชุดหนึ่งของระบบซึ่งไม่ซ้ำกับชุดแรก เพื่อทดสอบความใกล้เคียงของผลลัพธ์ที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลชุดใหม่

2.1.5 <u>ผลลัพธ์จากแบบจำลองและการตีความหมาย</u>

แบบจำลองที่ผ่านการทดสอบแล้ว ผลที่ได้ออกมาเมื่อเปรียบเทียบกับของจริง จะชี้ให้ เห็นถึงขีดความสามารถของแบบจำลองในการแสดงสภาพของจริง ในระหว่างการทดสอบนี้อาจมี การแก้ไขและปรับปรุง อาจจะเป็นข้อมูลที่ใช้ หรือโครงสร้างของแบบจำลองเอง เมื่อแบบจำลอง ผ่านการทดสอบแล้ว แบบจำลองก็พร้อมที่จะใช้เพื่อการศึกษา การจัดการ และการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Sensitivity)

- การศึกษาความอ่อนไหว การวิเคราะห์ความอ่อนไหวกระทำโดยการเปลี่ยนค่าตัวแปรของระบบตัวใดตัวหนึ่งโดยที่ค่าตัวแปรอื่น ๆ คงที่ แล้วสังเกตค่าการเปลี่ยนแปลงของผลลัพธ์ที่ได้ออกมา ถ้าตัวกำหนดของระบบตัวใดที่เปลี่ยนค่าเพียงเล็กน้อย แต่ยังผลให้มีการเปลี่ยนแปลงอย่างมากต่อผลลัพธ์ที่ได้ ถือว่าระบบนั้นอ่อนไหวต่อตัวกำหนดนั้น
- การศึกษาการจัดการ แบบจำลองโดยตัวของมันเองแล้วไม่สามารถหาผลลัพธ์ของจุดประสงค์ทางการจัดการใด ๆ ได้ แต่วิธีการนี้ช่วยให้สามารถประเมินวิธีการจัดการชนิดต่าง ๆ ที่ต้องการได้อย่างรวดเร็ว

2.2 การวิเคราะห์ความถี่ (Frequency Analysis)

ในการหาการกระจายความถี่ของ ขนาด ปริมาตร และช่วงเวลาของตัวแปรทางอุทกวิทยา เช่น ความถี่ของน้ำหลากที่รอบปีการเกิดต่าง ๆ สามารถหาได้จากการคำนวณหาการกระจายความถี่ของตัวแปรทางอุทกวิทยาจากข้อมูลที่วัดได้ในสนาม ซึ่งเป็นขั้นตอนแรกในการพิจารณาโดยทั่วไป สามารถสรุปรูปแบบของการกระจายได้ดังตาราง 2-1 การวิเคราะห์ความถี่มี 2 วิธี คือ 1.) การวิเคราะห์ความถี่โดยกราฟ (Graphical Frequency Analysis) 2.) Analytical Frequency Analysis

2.2.1 การวิเคราะห์ความถี่โดยวิธีกราฟ (Graphical Frequency Analysis)

วิธีกราฟเป็นวิธีที่สมมติการกระจายความเป็นไปได้จากข้อมูลที่วัด และทำการจัดเรียง ข้อมูลจากค่าน้อยที่สุดไปมากที่สุดหรือจากมากที่สุดไปน้อยที่สุด และกำหนดค่าลำดับที่ m ให้ค่าแรก m=1 จนถึงค่าสุดท้าย m=N และลงจุดข้อมูลที่ได้ลำดับตำแหน่งแล้วบนกระดาษความน่าจะเป็น (Probability Paper) โดยสมการการลงจุดลำดับตำแหน่ง (Plotting Position) คือ

$$P_m = \frac{m-a}{N+b} \qquad (2-1)$$

เมื่อค่า a และ b เป็นค่าคงที่ซึ่งขึ้นอยู่กับวิธีการลงจุดที่มีการพัฒนามาหลายรูปแบบ แล้วแต่จะเลือกใช้โดยมีค่าแสดงค่าในตารางที่ 2-2 การลงจุดบนกระดาษความน่าจะเป็นแบบใดขึ้นกับการสมมติการกระจายความเป็นไปได้ และลากเส้นผ่านจุดเหล่านั้น ถ้าสามารถเลือกกระดาษความน่าจะเป็นที่เหมาะสมได้ เส้นที่ลากผ่านจุดจะเป็นเส้นตรง

Chow, V.T. (1951) ได้เสนอวิธีหาค่าดัชนีความถี่ในการวิเคราะห์ความถี่ทางอุทกวิทยา ถ้าตัวแปรทางอุทกวิทยา x เป็นค่าความเป็นไปได้ที่กำหนด $\bar{x}$ คือค่าเฉลี่ย และ Δx คือค่าที่เปลี่ยนแปลงจากค่าเฉลี่ย

$$x = \bar{x} + \Delta x \qquad (2-2)$$

ค่า Δx เป็นได้ทั้งค่าบวกและค่าลบ และเป็นค่าไม่คงที่ สามารถอธิบายได้ในรูปของค่าเบี่ยงเบนมาตราฐาน (Standard Deviation, S) และค่าดัชนีความถี่ (Frequency Factor, K) ดังนี้

$$x = \bar{x} + SK \qquad (2-3)$$

ตาราง 2-1 สรุปรูปแบบทั่วไปของการกระจายที่ใช้ในอุทกวิทยา (V.P. Singh, 1992)

Distribution	Probability Density Function	Range	Mean	Variance
Binomial	$P(x) = \binom{n}{x} p^{x} (1-p)^{n-x}$	$0 \le x \le n$	np	$np(1-p)$
Geometric	$P(x) = pq^{x-1}, \; q = 1-p$	$1 \le x \le \ldots$	$1/p$	q/p^{2}
Poisson	$P(x) = \dfrac{\lambda^{x} exp(-\lambda)}{x!}$	$0 \le x \ldots$	λ	λ
Exponential	$f(x) = \lambda \, exp(-\lambda x)$	$0 \le x \le \infty$	$1/\lambda$	$1/\lambda^{2}$
Gamma	$f(x) = \dfrac{\lambda^{n} x^{n-1}}{(n-1)!} exp(-\lambda x)$	$0 \le x \le \infty$	n/λ	n/λ^{2}
Normal	$f(x) = \dfrac{1}{\sigma\sqrt{2n}} exp\left[-\dfrac{(x-\mu)^{2}}{2\sigma^{2}}\right]$	$-\infty \le x \le \infty$	μ	σ^{2}
Log - Normal	$f(x) = \dfrac{1}{\sigma x\sqrt{2n}} exp\left[-\dfrac{\left(lnx - \mu_{y}\right)^{2}}{2\sigma_{y}^{2}}\right]$	$0 \le x \le \infty$	μ_{y}	σ_{y}^{2}
Gumbie	$f(x) = \alpha exp\{-\alpha(x-\beta) - exp[-\alpha(x-\beta)]\}$	$-\infty \le x \le \infty$	$\mu + \gamma/\alpha$ $\gamma = 0.5772$	$n^{2}/6\alpha^{2}$
Pearson *Type III*	$f(x) = \dfrac{1}{a\Gamma(b)}\left(\dfrac{x-c}{a}\right)^{b-1} exp\left(-\dfrac{x-c}{a}\right)$	$-\infty \le x \le \infty$	$ab+c$	$a^{2}b$
Log Pearson *TypeIII* $(y = lnx)$	$f(x) = \dfrac{1}{ax\Gamma(b)}\left(\dfrac{lnx-c}{a}\right)^{b-1} exp\left(-\dfrac{lnx-c}{a}\right)$	$0 \le x \le \infty$	$\mu_{y} = c+ab$	$\sigma_{y}^{2} = a^{2}b$

ตาราง 2-2 การพิจารณาค่าความน่าจะเป็น (Probability) ของค่าข้อมูลโดยวิธีลำดับตำแหน่ง (Plotting Position) (Singh, V.P., 1992)

วิธี	สมการ $P_m(X>X_m)$	$Pm = \frac{m-a}{N+b}$ a	b
Hazen(1914)	m-0.5/n	0.5	0.0
California(1923)	m/n	1.0	0.0
Weibull(1939)	m/(N+1)	0.0	1.0
Beard(1943)	(m-0.31)/(N+0.38)	0.31	0.38
Chegodayev(1955)	(m-0.3)/(N+0.4)	0.3	0.4
Blom(1958)	(m-0.375)/(N+0.25)	0.375	0.25
Gringorten(1963)	(m-0.44)/(N+0.12)	0.44	0.12
Cunnane(1978)	(m-0.4)/(N+0.2)	0.4	0.2
Adamowski(1981)	(m-0.25)/(N+0.5)	0.25	0.5

ค่า K ขึ้นกับคาบการกลับ (Return Period, T) และการกระจายของค่า x ความสัมพันธ์ของ K และ T สามารถหาได้จากการกระจายที่สมมติ สำหรับการกระจายแบบ 2 พารามิเตอร์ (Two-Parameter Distributions) ค่าของ K จะแปรผันตามความเป็นไปได้หรือ T สำหรับการกระจายที่มีความเบ้ (Skewed Distributions) จะแปรตามสัมประสิทธิ์ความเบ้ ค่า K นี้มีความอ่อนไหวมากถ้าข้อมูลยาว

2.2.2 การวิเคราะห์ความถี่เชิงวิเคราะห์ (Analytical Frequency Analysis)

การประมาณหาค่าพารามิเตอร์ของทฤษฎีความเป็นไปได้ตามที่สมมติขึ้น หาได้โดยการคำนวณจากสถิติข้อมูลที่มีอยู่ วิธีการประมาณหาค่าพารามิเตอร์นี้ใช้หลักการทางสถิติมีหลายวิธี แต่ที่นิยมใช้โดยทั่วไปมีดังนี้ Method of Moments, Maximum Likelihood และ Least Squares โดยแต่ละวิธีจะทำการหาค่า Frequency Factors และ Confidence Limits

Frequency Factors หาการกระจายของขนาดที่รอบปีการเกิด T ปี สามารถคำนวณได้จากรูปแบบสมการทั่วไปดังนี้

$$x(K) = \mu + K\sigma \text{ ------------------------- } (2-4)$$

เมื่อ μ และ σ คือค่าเฉลี่ยและส่วนเบี่ยงเบนมาตราฐาน และค่า K คือค่าดัชนีความถี่ (Frequency Factor) ของการกระจายที่เลือก

ในการเลือกการกระจายความน่าจะเป็น และขนาดของเหตุการณ์ x(K) ที่รอบปีการเกิดซ้ำ T ปี สามารถคำนวณได้จากรูปแบบทั่วไปของสมการความถี่เพื่อหาช่วงความเชื่อมั่นที่น้อยกว่าและมากกว่าแต่ละขนาดของการเกิดจากโค้งความถี่ (Frequency Curve) สามารถหาช่วงความเชื่อมั่นได้(Confidence Limits) โดยใช้ Numerical Techniques ในการอินทิเกรทฟังก์ชั่นความน่าจะเป็น (Probability Density Function) ของตัวอย่างแต่ทำได้ยาก อย่างไรก็ตาม Empirical Method จะถูกนำมาใช้ในการคำนวณหา Standard Error ของ x(K) และ s(K) และสมมติเหตุการณ์ที่รอบปีการเกิด T ปี เป็นการกระจายแบบปกติมีค่าเฉลี่ย (Mean), x(K) และส่วนเบี่ยงเบนมาตราฐาน s(K) ดังนั้นช่วงความเชื่อมั่น (Confidence Interval) หาได้ดังนี้

$$x(K) \pm t\, s(K) \text{ ------------------------- } (2-5)$$

เมื่อ t คือ Standard Normal Deviate ในช่วงความเชื่อมั่นที่ต้องการ

2.3 <u>ทฤษฎีการหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก</u>

ในวิศวกรรมอุทกวิทยาการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก (Flood Routing) เป็นเทคนิคที่สำคัญและจำเป็นสำหรับแก้ปัญหาการป้องกันอุทกภัย และใช้สำหรับทำนายอุทกภัยได้เป็นอย่างดี การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากเป็นวิธีที่ต้องการหาชลภาพ (Hydrograph) ณ จุดบนลำน้ำจากชลภาพทางเหนือน้ำที่ทราบค่า การใช้เครื่องช่วยคำนวณทำให้การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากที่หาจากน้ำฝนหรือน้ำท่าทำได้ง่ายขึ้น เนื่องจากความหมายของการเคลื่อนตัวของน้ำหลากนั้นได้รวมไปถึงการเคลื่อนตัวของฝนและน้ำท่า เทคนิคการเคลื่อนตัวของน้ำหลากสามารถใช้ได้กับทั้งการเคลื่อนตัวในช่วงลำน้ำ (Channel Routing) และการเคลื่อนตัวผ่านอ่างเก็บน้ำ (Reservoir Routing)

2.3.1 <u>การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากด้วยวิธีชลศาสตร์</u> (Hydraulic Routing Method)

การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากจากการพิจารณาสภาพชลศาสตร์การไหล เป็นวิธีที่สลับซับซ้อนแต่ให้คำตอบของปัญหาดีกว่าวิธีทางอุทกวิทยา (Hydrologic Routing Method) โดยวิธีทางชลศาสตร์อธิบายสภาพการไหลจากสมการดิฟเฟอเรนเชียล (Basic Differential Equations) ของการไหลแบบไม่คงตัว (Unsteady Flow) ในทางน้ำเปิด ซึ่งประกอบด้วยสมการการไหลต่อเนื่อง

(Continuity Equation) และสมการโมเมนตัม (Momentum Equation) ในขณะที่วิธีทางอุทกวิทยาไม่ได้ใช้สมการเหล่านี้โดยตรง แต่ประมาณในบางกรณีที่แก้ปัญหา วิธีทางอุทกวิทยาโดยทั่วไปจึงง่ายกว่า แต่ผลที่ได้อาจไม่เป็นที่น่าพอใจในบางกรณีปัญหา นอกจากปัญหาเฉพาะ เช่น การหาการเคลื่อนที่ของน้ำหลากในแม่น้ำที่ยาว เพราะว่าเมื่อปริมาณน้ำหลากมาถึงจุดรวมของลำน้ำโดยทั่วไปจะเกิดระลอกคลื่น (Surges) หรือปริมาณน้ำหลากถูกควบคุมด้วยเขื่อนจะมีปรากฏการณ์ดังกล่าวเข้ามาเกี่ยวข้องด้วย ผลกระทบจากกระแสน้ำย้อนกลับ (Backwater) และระลอกคลื่น ในปัญหาเหล่านี้สามารถที่จะหารายละเอียดจากสมการชลศาสตร์เท่านั้น

2.3.1.1 สมการพื้นฐานสำหรับการเคลื่อนตัวโดยวิธีชลศาสตร์

สมการต่อเนื่อง (Continuity Equation) ของการไหลไม่คงตัวในทางน้ำเปิด อธิบายได้จาก ปริมาณน้ำไหลเข้า (Inflow) ลบด้วยปริมาณน้ำไหลออก (Outflow) เท่ากับอัตราการเปลี่ยนแปลงของปริมาตรเก็บกัก ดังแสดงในรูป 2-3 แสดงส่วนประกอบต่าง ๆ ของสมการต่อเนื่องและสมการโมเมนตัม

$$\text{Inflow} = \left(Q - \frac{\partial Q}{\partial x}\frac{\Delta x}{2}\right)dt + q\Delta x\Delta t \text{------------}(2-6)$$

$$\text{Outflow} = \left(Q + \frac{\partial Q}{\partial x}\frac{\Delta x}{2}\right)dt \text{---------------}(2-7)$$

$$\text{Storage Change} = \frac{\partial A}{\partial t}\Delta x\Delta t \text{-------------------}(2-8)$$

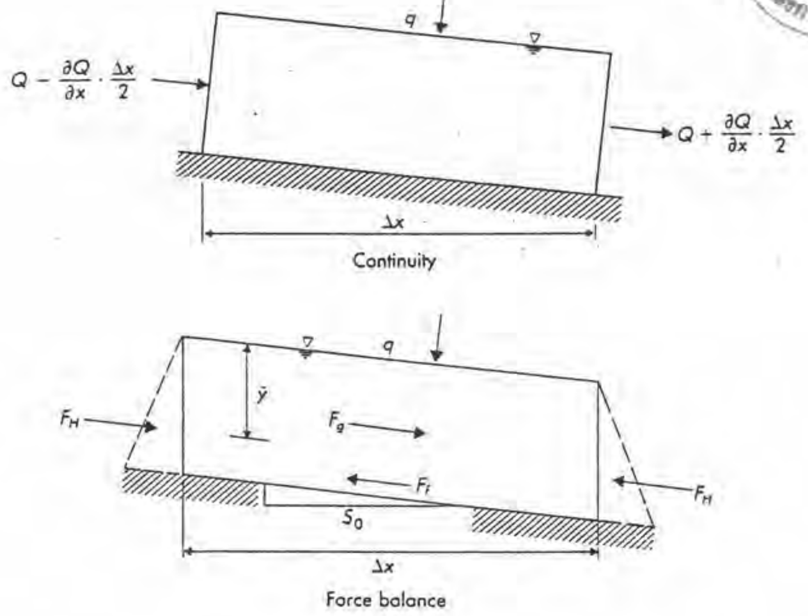
เมื่อ q คือ อัตราการไหลเข้าด้านข้างต่อหนึ่งหน่วยความยาวลำน้ำ และ A คือ พื้นที่หน้าตัดของลำน้ำ (Cross-Sectional Area) ดังนั้นจะได้สมการต่อเนื่องดังสมการ (2-9)

สมการต่อเนื่องคือ

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \text{------------}(2-9)$$

ถ้าลำน้ำมีความกว้าง b และความเร็วเฉลี่ย v จะได้

$$\frac{y\partial v}{\partial x} + \frac{v\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = \frac{q}{b} \text{------------}(2-10)$$



รูป 2-3 ส่วนประกอบของสมการต่อเนื่องและโมเมนตัม (Bedient, P.B., 1988)

สมการโมเมนตัมในแกน x ได้จากสมดุลย์ของแรง โดยใช้กฎข้อที่สองการเคลื่อนที่ของนิวตัน (Newton's Second Law of Motion) แรงภายนอกที่กระทำบนพื้นที่ A (แสดงในรูป 2-3)

$$\text{Hydrostatic:} \quad F_H = -\gamma \frac{\partial(\bar{y}A)}{\partial x} \Delta x \text{------------} (2-11)$$

$$\text{Gravity:} \quad F_G = \gamma A S_o \Delta x \text{--------------} (2-12)$$

$$\text{Friction:} \quad F_f = -\gamma A S_f \Delta x \text{-------------} (2-13)$$

เมื่อ F_H, F_G และ F_f = แรงดันสถิตย์ แรงโน้มถ่วง และแรงเสียดทาน ตามลำดับ

γ = น้ำหนักจำเพาะของน้ำ (ρg)

$\bar{y}$ = ระยะจากผิวน้ำถึงจุดศูนย์กลางของแรงดัน

S_f = ความลาดเทเสียดทาน (Friction Slope)

S_O = ความลาดเทของท้องน้ำ (Bed Slope)

อัตราการเปลี่ยนแปลงของโมเมนตัมอธิบายในรูปของกลศาสตร์ของไหลได้ดังนี้

$$F = \frac{d}{dt}(mv) \text{------------------------} (2-14)$$

$$\frac{d(mv)}{dt} = m\frac{dv}{dt} + v\frac{dm}{dt} = \rho A\Delta x\frac{dv}{dt} + \rho vq\Delta x \text{---------} (2-15)$$

เมื่อ

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + v\frac{\partial v}{\partial x} \text{-------------------} (2-16)$$

แทนค่าสมการ (2-21) ด้วยผลรวมของแรงภายนอกได้ดังนี้

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{g}{A}\frac{\partial(\bar{y}A)}{\partial x} + \frac{vq}{A} = g(S_o - S_f) \text{-------------} (2-17)$$

ไม่พิจารณาถึงการไหลเข้าด้านข้างและทางน้ำกว้างมาก จัดรูปแบบของสมการใหม่ได้ดังนี้

$$S_f = S_o - \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{v}{g}\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{1}{g}\frac{\partial v}{\partial t} \text{----------------} (2-18)$$

สมการ (2-9) และ (2-18) เป็นสมการเต็มรูปแบบของการอธิบายสภาพการไหลไม่คงตัวในทางน้ำเปิด (Full Unsteady Flow Equation) หรือเป็นที่รู้จักกันดีในชื่อของสมการ St. Venant ซึ่งการแก้สมการดังกล่าวเพื่อที่จะหาคำตอบทางตัวเลข (Numerical Techniques) มาช่วย ประกอบกับความต้องการข้อมูลทางด้านชลศาสตร์ของการไหลมากมาย ทำให้การพิจารณาปัญหาการไหลโดยใช้สมการเต็มรูปแบบดังกล่าวมีความสลับซับซ้อนยุ่งยาก และบางครั้งก็ไม่เหมาะสมในการนำไปใช้งานในทางปฏิบัติจริง ๆ อย่างไรก็ตามในบางสภาพของสภาวะการไหลที่พิจารณา องค์ประกอบบางองค์ประกอบที่มีผลต่อสภาพการไหลจริงอาจตัดทิ้งได้ ทำให้สมการเต็มรูปแบบดังกล่าวลดรูปเป็นสมการที่ง่ายขึ้นและมีความสลับซับซ้อนน้อยลง ตาราง 2-3 แสดงรูปแบบของสมการโมเมนตัมสำหรับสภาพการไหลต่าง ๆ ที่พิจารณา

ตาราง 2-3 รูปแบบสมการโมเมนตัมสำหรับสภาพการไหลต่าง ๆ ที่พิจารณา (Bedient, P.B., 1988)

Type of Flow	Momentum Equation
Kinematic Wave(Steady Uniform Flow)	$S_f = S_O$
Diffusion Model	$S_f = S_O - \partial y/\partial x$
Steady Nonuniform	$S_f = S_O - \partial y/\partial x - (v/g)\partial v/\partial x$
Unsteady Uniform	$S_f = S_O - \partial y/\partial x - (v/g)\partial v/\partial x - (1/g)\partial v/\partial t$

2.3.1.2 การแก้สมการด้วยวิธีการทางตัวเลข (Numerical Techniques)

จากสมการพื้นฐานประกอบด้วย สมการต่อเนื่อง และ สมการโมเมนตัม สามารถแก้สมการเหล่านี้ด้วยวิธีการการทางตัวเลข เช่น Characteristic Method, Explicit Method หรือ Implicit Method เป็นต้น

1. วิธี Characteristic Method

วิธี Characteristic Method เป็นการหาการเคลื่อนตัวน้ำหลากโดยวิธีทางชลศาสตร์วิธีหนึ่งที่ยุ่งยากและสลับซับซ้อน อย่างไรก็ตามได้มีการดัดแปลงให้ง่ายขึ้นหลายวิธีเพื่อให้เหมาะสมในงานด้านปฏิบัติ วิธีทั้งหลายเหล่านี้ยังเป็นวิธีทั่วไปของ Characteristic Method ซึ่งขึ้นอยู่กับวิธีของชุด Characteristic Equation ของการไหลแบบไม่คงตัว (Unsteady Flow) สมการการไหลแบบไม่คงตัวอาจเขียนใหม่ได้เป็น

$$\frac{\partial y}{\partial x}+\frac{V}{g}\frac{\partial V}{\partial x}+\frac{1}{g}\frac{\partial V}{\partial t} = S_o - S_f \qquad (2-19)$$

$$D\frac{\partial V}{\partial x}+V\frac{\partial y}{\partial x}+\frac{\partial y}{\partial t} = 0 \qquad (2-20)$$

$$\frac{\partial y}{\partial x}dx+\frac{\partial V}{\partial t}dt = dy \qquad (2-21)$$

$$\frac{\partial V}{\partial x}dx+\frac{\partial V}{\partial t}dt = dV \qquad (2-22)$$

จากสมการดังกล่าว $\frac{\partial y}{\partial x}$ เป็นความลาดเทผิวน้ำ $\frac{\partial y}{\partial t}$ คือการเปลี่ยนแปลงความลึกของการไหลสัมพันธ์กับเวลา $\frac{\partial V}{\partial x}$ คือการเปลี่ยนแปลงความเร็วการไหลสัมพันธ์กับระยะทาง S_o คือความลาดเทของท้องน้ำ และ S_f คือความลาดเทเสียดทาน (Friction Slope) dy คือ การเปลี่ยนแปลงความลึกทั้งหมด และ dV คือ การเปลี่ยนแปลงความเร็วการไหลทั้งหมด สมการที่ (2-19) เป็นสมการทางพลศาสตร์ (Dynamic Equation) และสมการ (2-20) เป็นสมการต่อเนื่อง (Continuity Equation) สมการ (2-21) แสดงให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงความลึกทั้งหมดเท่ากับผลรวมของการ

เปลี่ยนแปลงเป็นส่วน ๆ เนื่องจากระยะทางและเวลาตามลำดับ ทำการแก้สมการ (2-19) ถึง (2-22) พร้อมกันเพื่อหาค่า $\frac{\partial y}{\partial x}$ จะได้

$$\frac{\partial y}{\partial x}=\frac{-D\left(S_o - S_f\right)+\frac{D}{g}\frac{dV}{dt}-\frac{V}{g}\frac{dy}{dt}+\frac{1}{g}\frac{dy}{dt}\frac{dx}{dt}}{\frac{1}{g}\left(\frac{dx}{dt}\right)^2-\frac{2V}{g}\frac{dx}{dt}+\frac{V^2}{g}-D} \quad -----(2-23)$$

อาจสมมติว่าคลื่นน้ำหลาก (Flood Wave) ประกอบด้วยระลอกคลื่น (Surges) เล็ก ๆ จำนวนมาก การเคลื่อนที่ของคลื่นน้ำหลากมีลักษณะคล้ายกับการเคลื่อนที่ของระลอกคลื่น โดยระลอกคลื่นเหล่านี้เกิดจากผลของความไม่ราบเรียบซึ่งเกิดจากการเคลื่อนตัวของน้ำหลากและคลื่นแต่ละลูกมีเส้นแนว (Profile) ของผิวไม่ต่อเนื่องกัน ที่จุดไม่ต่อเนื่องมีลักษณะของผิวน้ำแตกแยกออกและความลาดเท $\frac{\partial y}{\partial x}$ มี 2 ค่า เพราะว่าความลาดเทผิวทั้งสองไม่มีความสัมพันธ์ซึ่งกันและกัน ดังนั้นค่า $\frac{\partial y}{\partial x}$ มีค่าไม่แน่นอน หรือในทางคณิตศาสตร์จะได้ว่า $\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{0}{0}$ เมื่อตัวหารของสมการ (2-23) เป็นศูนย์แล้วจะได้

$$dx = (V \pm c)dt ----------(2-24)$$

ซึ่ง $c=\sqrt{gD}$ สำหรับทางน้ำกว้างมากจะได้ $c=\sqrt{gy}$ เมื่อให้เศษมีค่าเป็นศูนย์จะได้

$$d\,(V \pm 2c) = g(S_o - S_f)dt ----------(2-25)$$

สมการ (2-25) คือ Equation of Characteristics โดยการแก้สมการสามารถแทนได้ด้วยวิธีทางกราฟบนแกน xt คือ ระยะทาง-เวลา (รายละเอียดต่าง ๆ อ่านได้ใน Open-Channel Hydraulics ของ Chow, V.T., 1988)

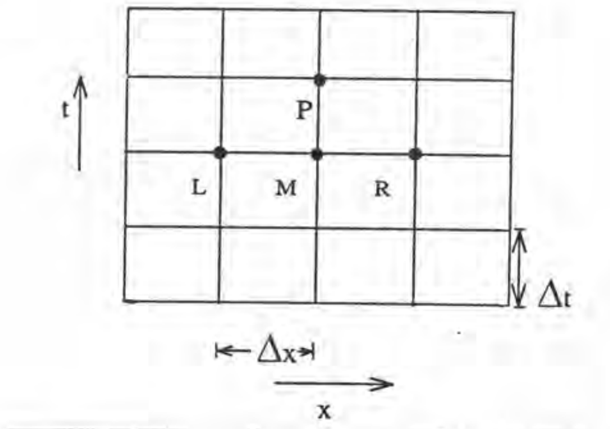
2. Explicit Method

การแก้สมการเพื่อหาคำตอบด้วยวิธีการแบบ Explicit แสดงได้ในรูป 2-4 โดยพิจารณาตัวแปรต่าง ๆ บนจุดตัดของตาข่าย (Grid) บนระนาบ x และ t ตามรูป 2-4 เมื่อพิจารณาตัวแปรที่จุด L, M และ R ที่รู้ค่า ตัวแปรที่ไม่ทราบค่าที่จุด P ความเร็วและความลึกการไหลที่จุด P หาได้โดยแก้สมการ (2-9) และ (2-18) โดยใช้รูปแบบการประมาณการด้วยตัวเลข (Numerical Approximations) ตามสมการ(2-26) ถึง (2-28)

$$V_m = \frac{V_{(R)} + V_{(L)}}{2} \text{-------------(2-26)}$$

$$\frac{\partial V_{(M)}}{\partial x} = \frac{V_{(R)} + V_{(L)}}{2\Delta x} \text{--------------(2-27)}$$

$$\frac{\partial V_{(M)}}{\partial t} = \frac{V_{(P)} + V_{(M)}}{\Delta t} \text{-------------(2-28)}$$



รูป 2-4 ตาข่ายที่ใช้สำหรับการหาคำตอบแบบ Explicit (Bedient, P.B., 1988)

เมื่อแทนค่าลงไปในสมการ St. Venant จะคำนวณหาค่า $V_{(P)}$ และ $y_{(P)}$ เมื่อ Bคือความกว้างลำน้ำ

$$\begin{aligned} V_{(P)} = {} & \frac{1}{2}\left[V_{(R)} + V_{(L)}\right] - \frac{\Delta t}{2\Delta x}\left\{\frac{1}{2}\left[V^2_{(R)} - V^2_{(L)}\right] + g\left[y_{(R)} - y_{(L)}\right]\right\} \\ & + g\frac{\Delta t}{2}\left[2S_o - S_{f(R)} - S_{f(L)}\right] \\ & - \frac{1}{B}\frac{\Delta t}{2}\left\{\frac{[V_{(R)} + V_{(L)}][q_{(R)} + q_{(L)}]}{y_{(R)} + y_{(L)}}\right\} \text{---------(2-29)} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} y_{(P)} = {} & \frac{1}{2}[y_{(R)} + y_{(L)}] \\ & + \frac{\Delta t}{2\Delta x}\left\{\frac{\Delta x}{B}[q_{(R)} + q_{(L)}] - [y_{(R)}V_{(R)} - y_{(L)}V_{(L)}]\right\} \text{---(2-30)} \end{aligned}$$

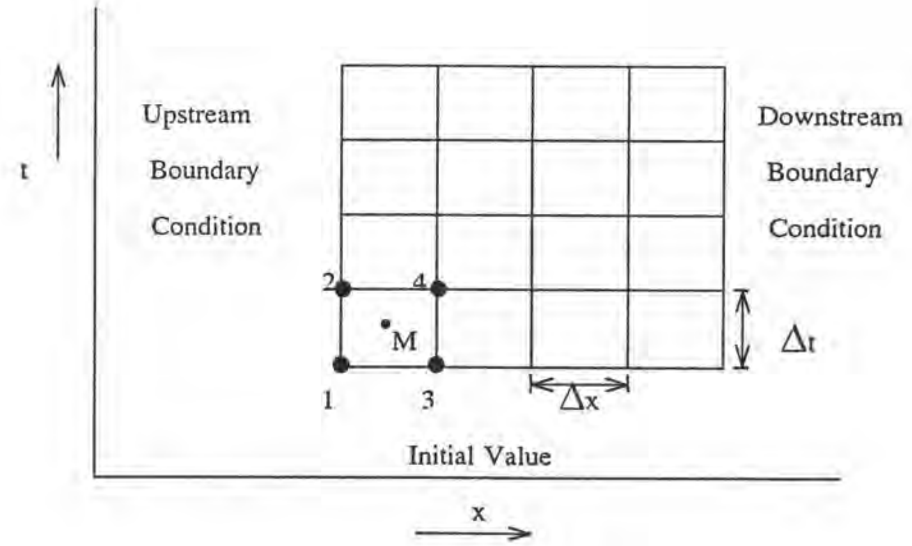
การหาคำตอบของ Explicit Equation ทำโดยแก้สมการหาค่า $y_{(P)}$ และแทนค่าลงไปในสมการ (2-29) และแก้สมการหาค่า $V_{(P)}$ ซึ่งเป็นฟังก์ชั่นของตัวที่รู้ค่าคือ S_f, $V_{(L)}$ และ $V_{(R)}$ เงื่อนไขเริ่มต้นและ

ขอบเขต(เหนือน้ำและท้ายน้ำ) ค่าจากชลภาพน้ำไหลเข้า (Inflow Hydrograph) และความสัมพันธ์ของระดับ-อัตราการไหลออก (Stage-Outflow Relation) อย่างไรก็ตามข้อด้อยของ Explicit Method คือต้องวิเคราะห์โดยใช้ช่วงเวลาที่สั้น เพื่อหลีกเลี่ยงปัญหาเสถียรภาพของตัวเลข (Numerical Stability) โดยกำหนดให้ $\Delta t \leq \Delta x/c$ เมื่อ Wave Celerity; $c = v \pm \sqrt{gy}$

3. Implicit Method

วิธีที่ได้รับความนิยมเนื่องจากปัญหาเสถียรภาพ (Stability) และช่วงระยะเวลาที่ใช้ในการวิเคราะห์ที่น้อยมากของวิธี Explicit Method AmeinและFang(1970) เสนอวิธี Four-Point Implicit Method เพื่อใช้แก้สมการ Nonlinear Simultanous Finite-Difference Equations โดยการใช้ Newton Iteration Technique ในวิธีนี้มีสมการที่ต้องแก้ N สมการ และตัวแปรไม่รู้ค่า N ตัว จากการเขียนสมการความสัมพันธ์ระหว่างระยะทาง (Space) และเวลา (Time) และเงื่อนไขขอบเขต (Boundary Condition) ทางด้านเหนือน้ำและท้ายน้ำ

การประมาณค่าของจุดบนตาข่าย แสดงในรูป 2-5 ตัวแปรชลศาสตร์ที่รู้ค่าที่จุด 1,2 และ 3 จากเงื่อนไขขอบเขตและเงื่อนไขเริ่มต้น และไม่รู้ค่า $Q_{(4)}$, $v_{(4)}$, $A_{(4)}$ และ $S_{f(4)}$



รูป 2-5 จุดของตาข่ายสำหรับ Implicit Method (Bedient, P.B. 1988)

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q_{(4)} + Q_{(3)} - Q_{(2)} - Q_{(1)}}{2\Delta x} \text{------------------} (2-31)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{A_{(4)} + A_{(2)} - A_{(3)} - A_{(1)}}{2\Delta t} \text{------------------} (2-32)$$

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{y_{(4)} + y_{(3)} - y_{(2)} - y_{(1)}}{2\Delta x} \text{------------------} (2-33)$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{v_{(4)} + v_{(3)} - v_{(2)} - v_{(1)}}{2\Delta x} \text{------------------} (2-34)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{v(4) + v(2) - v(3) - v(1)}{2\Delta t} \text{------------------} (2-35)$$

$$S_f = \frac{1}{4}[S_f(1) + S_f(2) + S_f(3) + S_f(4)] \text{----------------} (2-36)$$

$$q = \frac{1}{4}[q(1) + q(2) + q(3) + q(4)] \text{------------------} (2-37)$$

ตัวแปรทางชลศาสตร์ที่จุด 1, 2 และ 3 รู้ค่าจากเงื่อนไขและเงื่อนไขขอบเขต และตัวแปรที่ไม่รู้ค่าถูกประเมินที่จุด 4 เป็นช่วงแรกของเวลา ผลของ Algebraic Finite-Difference Equations คือ Nonlinear และแก้ปัญหาโดยใช้ Intertive Scheme วิธีนี้สามารถหาคำตอบสำหรับตัวแปรที่ไม่รู้ค่าทุกตัวในเวลาเดียวกัน โดยใช้ค่า Δx และ Δt ที่มากกว่าวิธี Explicit Method

เนื่องจากการสภาพการไหล โดยแก้สมการเต็มรูปแบบของการไหลไม่คงตัว (Full Unsteady Flow Equations) ของทางน้ำเปิดดังกล่าวมาข้างต้น ทำให้มีความยุ่งยากและสลับซับซ้อนในการแก้ปัญหาตลอดจนข้อมูลที่ต้องการใช้ ถึงแม้ว่าการหาคำตอบจากสมการดังกล่าวสามารถจะกระทำได้ด้วยวิธีการต่าง ๆ เช่น วิธีทางตัวเลข (Numerical Techniques) โดยใช้คอมพิวเตอร์ช่วย แต่ในบางครั้งการลดรูปสมการให้อยู่ในรูปแบบที่มีความสลับซับซ้อนน้อยลง (Simplification) เช่น การละเลย (Omitting) ตัวแปรขององค์ประกอบบางส่วนในสมการเต็มรูปแบบก็สามารถให้คำตอบที่ดีและเพียงพอในบางกรณีของสภาพการไหลที่พิจารณา โดยมีความแตกต่างของคำตอบจากการใช้สมการเต็มรูปแบบอย่างไม่มีนัยสำคัญ (Insignificant) จุดเด่นของการหาคำตอบของการไหลจากสมการลดรูปแบบ (Simplified Equations) ประกอบด้วย ความง่ายต่อการแก้ปัญหาโดยการใช้คอมพิวเตอร์ช่วย และที่ใช้จากการหาคำตอบของปัญหาน้อยกว่าสมการเต็มรูปแบบ ความต้องการข้อมูลน้อยกว่า และในการหาคำตอบของปัญหาในทางปฏิบัติจริงโดยทั่วไปแล้ว องค์ประกอบของผลของความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลกในสมการโมเมนตัม (สมการ

2-18) จะน้อยมากเมื่อเปรียบเทียบกับองค์ประกอบอื่น ๆ จึงสามารถละเลยได้ (จุดเด่นและจุดด้อย ตลอดจนการลดรูปของสมการหาอ่านได้จาก Miller&Cunge, 1975)

4. Diffusion Model & Muskingum-Cunge Method

สำหรับสมการลดรูปแบบ (Simplified Equation) ที่รู้จักกันโดยทั่วไป คือ สมการ Kinematic Wave Model และ Diffusion Model (รูปแบบของสมการดังกล่าวแสดงในตาราง 2-3 ดังกล่าวมาแล้วข้างต้น) โดยในสมการของ Kinematic Wave Model ได้ละเลยองค์ประกอบผลของอินเนอรเชียและความดัน (Inertial and Pressure Effects) ที่มีต่อสภาพการไหล ส่วน Diffusion Model หรือ Noninertial Model ละเลยเพียงองค์ประกอบของผลอินเนอรเชีย (Inertial Effect)

Diffusion Wave Model (หรือเรียกว่า Noninertial Model) จากสมมุติฐานเบื้องต้นในสมการ 2-18 เมื่อพิจารณาถึงเทอมของความดัน แรงเสียดทาน และแรงโน้มถ่วง ที่เป็นองค์ประกอบที่มีผลต่อการไหล รูปแบบของสมการโมเมนตัมจะลดอยู่ในรูปแบบ

$$\frac{\partial y}{\partial x} = S_o - S_f \qquad (2-38)$$

เมื่อรวมกับสมการต่อเนื่อง สมการ(2-14) จะได้สมการที่เป็นรูปแบบของ Diffusion Equation ในทางคณิตศาสตร์ ดังนี้

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c\frac{\partial Q}{\partial x} = D_1 \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \qquad (2-39)$$

เมื่อ c = ความเร็วคลื่น (Wave Celerity) และ D_1 = Diffusion Coefficient ผลกระทบของเทอม Diffusion เปรียบเทียบกับสมการของ Kinematic Wave คือ ทำให้ y ลดลงโดยผู้สังเกตเคลื่อนที่ด้วยความเร็ว c ดังนั้น Diffusion Model ได้พิจารณาผลการหน่วงเหนี่ยวของคลื่นน้ำหลาก (Attenuation of Flood Wave) ซึ่งใน Kinematic Wave ไม่พิจารณาถึง ซึ่งปรากฏการณ์ดังกล่าวมีความสำคัญในลักษณะของแม่น้ำที่ยาว หรือการไหลในบริเวณที่ราบลุ่มขนาดใหญ่ (Large Floodplains)

Henderson (1966), Ponce et.al. (1978) และ Raudkivi (1979) ได้กำหนดเงื่อนไขสำหรับการใช้ Kinematic, Diffusion หรือ Fully Dynamic Flood Routing Models ซึ่ง Ponce et al. เสนอเงื่อนไขที่ใช้สำหรับประยุกต์แบบจำลอง คือ

$T_B S_O (v_O / y_O) > 171$ Kinematic

$T_B S_O (g / y_O)^{1/2} > 30$ Diffusion

เมื่อ T_B คือ ช่วงเวลาของคลื่นน้ำหลาก S_O คือ ความลาดเอียงท้องน้ำ v_O และ y_O คือ ความเร็วและความลึกเริ่มต้นตามลำดับ และ g คือ ความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงโลก ดังนั้นKinematic Model จึงสามารถประยุกต์ใช้กับสภาพการไหลที่มีความลึกการไหลน้อยในน้ำตื้น และทางน้ำมีความลาดชันสูง หรือ สภาพการไหลที่คลื่นน้ำหลากที่มีช่วงเวลานาน ส่วน Diffusion Model สามารถใช้ได้กับสภาพการไหลที่หลากหลายมากกว่า ส่วน Fully Dynamic Model นั้นสะดวกใช้ได้กับทุกกรณีของการไหล

ในช่วงเวลาหลายปีที่ผ่านมาจนถึงปัจจุบัน การหาคำตอบของการเคลื่อนตัวของน้ำหลากในสภาพการไหลไม่คงตัวในทางน้ำเปิดนั้น วิธีการของ Muskingum-Cunge นับว่ามีความนิยมใช้อย่างแพร่หลาย เนื่องจากเป็นรูปแบบหนึ่งของสมการ Diffusion Model ที่ลดรูปและทำให้อยู่ในรูปแบบของสมการง่าย ๆ แล้วแก้ปัญหาของสมการโดยวิธีการทางตัวเลข (Numerical Technique) ผสมผสานกับการใช้แนวทางในการพิจารณาความสัมพันธ์ของพารามิเตอร์ตามวิธีการที่ใช้ใน Muskingum Method ซึ่งเป็นวิธีการหาคำตอบของการเคลื่อนตัวของน้ำหลาก ที่เป็นที่รู้จักกันอย่างแพร่หลาย ซึ่งจะกล่าวถึงโดยรายละเอียดในหัวข้อ 2.3.2 เกี่ยวกับหลักการหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากโดยวิธีการทางอุทกวิทยา

Muskingum-Cunge Method พัฒนาจากสมการต่อเนื่อง (Continuity Equation) และ ความสัมพันธ์ระหว่าง ปริมาตรเก็บ-อัตราการไหล (Storage-Discharge) โดย Cunge (1969) ได้ศึกษาวิธีการของ Muskingum โดยใช้รูปแบบของ Finite-Difference มีรูปแบบดังนี้

$$K\frac{d}{dt}\left[\varepsilon Q_j + (1-\varepsilon)Q_{j+1}\right] = Q_j - Q_{j+1} \qquad (2-40)$$

เมื่อ Q_j, Q_{j+1} คือ ปริมาณน้ำไหลเข้าและไหลออก (Inflow and Outflow) ในช่วงที่พิจารณาตามลำดับ K คือ ตัวแปรของเวลาที่ใช้ (Time Interval Parameter) และ ε คือ Weighting Factor $(0 \leq \varepsilon \leq 0.5)$

รูปแบบของ Finite-Difference

$$\frac{K}{\Delta t}\left[\varepsilon Q_{j}^{n+1} + (1-\varepsilon)Q_{j+1}^{n+1} - \varepsilon Q_{j}^{n} - (1-\varepsilon)Q_{j+1}^{n}\right]$$

$$= \frac{1}{2}\left(Q_{j}^{n+1} - Q_{j+1}^{n+1} + Q_{j}^{n} - Q_{j+1}^{n}\right) ------- (2-41)$$

Cunge ได้แสดงต่อไปให้เห็นว่าถ้า $K=\Delta x/c$ ดังนั้น สมการ 2-41 จัดในรูปของสมการ Kinematic Wave ได้ดังนี้

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c\frac{\partial Q}{\partial x} = 0 --------------- (2-42)$$

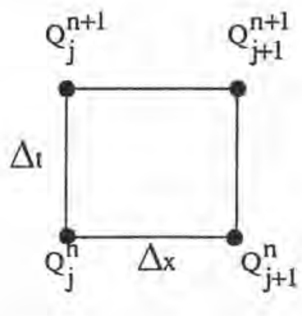
ถ้า $D_1 = (1/2 - \varepsilon)\, c\Delta x$ จะได้ Diffusion Equation ในรูปแบบดังนี้

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c\frac{\partial Q}{\partial x} = D_1\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} -------------- (2-43)$$

กำหนดให้ Diffusion Coefficient มีค่า $D_1 = \alpha\frac{\overline{Q}}{L}$ ดังนั้น $\varepsilon = \frac{1}{2} - \frac{\alpha\,\overline{Q}}{L\,c\,\Delta x}$ เมื่อ L เป็นความยาวระหว่างช่วงลำน้ำที่พิจารณา Δx เป็นความยาวช่วงลำน้ำย่อย $\overline{Q}$ เป็นค่าเฉลี่ยอัตราการไหลสูงสุดที่ด้านเหนือน้ำและท้ายน้ำ และ α คือ ค่าพารามิเตอร์ของการลดลง(Attenuation Parameter)

วิธีของ Cunge สามารถคำนวณชลภาพน้ำไหลออก (Outflow Hydrograph) ที่ด้านท้ายน้ำได้ดังนี้ (รูป 2-6 แสดงระยะทางและเวลาที่เพิ่มขึ้นของ Muskingum - Cunge Method)

$$Q_{j}^{n+1} = C_1 Q_{j}^{n} + C_2 Q_{j}^{n+1} + C_3 Q_{j+1}^{n} + C_4 ------ (2-44)$$



รูป 2-6 ระยะทางและเวลาที่เพิ่มขึ้นของ Muskingum - Cunge Method (Ponce, V.M., 1978)

เมื่อ

$$C_1 = \frac{K\varepsilon + \Delta t/2}{D} \text{-----------------------} (2-45)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t/2 - K\varepsilon}{D} \text{-----------------------} (2-46)$$

$$C_3 = \frac{K(1-\varepsilon) - \Delta t/2}{D} \text{-----------------------} (2-47)$$

$$C_4 = \frac{q\Delta t\Delta x}{D} \text{-----------------------} (2-48)$$

$$D = K(1-\varepsilon) + \Delta t/2 \text{-----------------------} (2-49)$$

2.3.2 <u>การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากด้วยวิธีทางอุทกวิทยา</u>(Hydrologic Routing Method)

2.3.2.1 หลักการของวิธีทางอุทกวิทยา

การหาการเคลื่อนตัวของน้ำหลากโดยวิธีทางอุทกวิทยา เป็นการหาความสมดุลย์ระหว่างน้ำไหลเข้า น้ำไหลออก และปริมาตรเก็บกักโดยใช้สมการต่อเนื่อง และใช้ความสัมพันธ์ระหว่าง ปริมาตรเก็บกักกับอัตราการไหล (Storage-Discharge Relation) ซึ่งหมายถึงอัตราการไหลออก และปริมาตรเก็บกักในระบบ

เมื่อคลื่นน้ำหลากเคลื่อนตัวผ่านช่วงลำน้ำ ยอดของชลภาพที่ไหลออก (Outflow Hydrograph) จะมีค่าลดลงและเกิดช้าลง เนื่องจากความเสียดทานในทางน้ำ และความจุของการเก็บกัก เมื่อพิจารณาวิธีการเก็บกักโดยรวมของช่วงลำน้ำที่พิจารณาค่าผลต่างระหว่างชลภาพที่น้ำไหลเข้าและน้ำไหลออก (Inflow and Outflow Hydrograph) แสดงในรูป 2-7 ส่วนที่แรเงา (แสดงการเก็บกักในช่วงลำน้ำ) จะมีค่าเท่ากับอัตราการเปลี่ยนแปลงของการเก็บกักในช่วงลำน้ำ ดังแสดงในสมการ

$$I - O = \frac{\Delta s}{\Delta t} \text{---------------} (2-50)$$

ซึ่งค่า $\Delta s/\Delta t$ เป็นการเปลี่ยนแปลงของการเก็บกักระหว่างช่วงเวลา Δt และ I คือปริมาณการไหลเข้า(Inflow) เฉลี่ยในช่วงเวลา Δt และ O คือค่าปริมาณการไหลออก(Outflow) เฉลี่ยในช่วงเวลา Δt ค่าของ $\Delta s/\Delta t$ เป็นบวกเมื่อการเก็บกักเพิ่มขึ้น และเป็นลบเมื่อการเก็บกักลดลง สมการนี้เป็น

พื้นฐานสำหรับวิธีทางอุทกวิทยาของการพิจารณาการหลากของน้ำ โดย Δt เป็นช่วงเวลาการหลาก (Routing Period) อัตราของการเก็บกักสามารถเขียนความสัมพันธ์กับเวลาได้ดังรูป 2-7 (ข) และสมการ 2-50 สามารถเขียนในรูปของ Finite Difference ได้ดังนี้

$$\frac{1}{2}(I_1 + I_2) - \frac{1}{2}(O_1 + O_2) = \frac{S_2 - S_1}{\Delta t} \text{-------} (2-51)$$

เมื่อ Δt เป็นช่วงเวลา(Routing Period) ตัวห้อย 1 และ 2 เป็นค่าเริ่มต้นและค่าสิ้นสุดของช่วงเวลา ถ้า Plot ค่าอัตราของการเก็บกักกับปริมาณน้ำไหลออกในช่วงของลำน้ำแสดงในรูป 2-7 ค โค้งที่ได้จะเป็น loop มีปริมาณการเก็บกักสำหรับปริมาณน้ำที่กำหนดให้บนโค้งสูงขึ้น (หรือลดลง) ส่วนของคลื่นน้ำหลากจะมากกว่า (หรือน้อยกว่า) ปริมาณการเก็บกักที่สัมพันธ์กับลักษณะของการไหลแบบคงตัว (Steady Flow) ความสัมพันธ์ของปริมาณเก็บกักกับปริมาณการไหลออกสำหรับลักษณะการไหลแบบคงตัว (Uniform Flow) แทนไว้ด้วยโค้งเส้นประซึ่งโดยประมาณที่ตำแหน่งเฉลี่ยของโค้ง 2 ด้านของ loop

ปริมาณการเก็บกักในช่วงทางน้ำสำหรับการไหลแบบคงตัว ขึ้นอยู่กับปริมาณน้ำที่ไหลเข้าและปริมาณน้ำที่ไหลออก รูปร่างหน้าตัดทางน้ำ คุณสมบัติทางชลศาสตร์ของทางน้ำ และลักษณะควบคุม สามารถสมมุติได้ว่ารูปตัดเหนือน้ำสุดและท้ายน้ำสุดของช่วงมีความสัมพันธ์ของปริมาณน้ำเฉลี่ยและปริมาณการเก็บกักเดียวกัน ซึ่งสัมพันธ์กับความลึกของการไหล y ดังนั้น อาจเขียนสมการได้เป็น

$$I = ay^n \text{-----------------} (2-52)$$

$$O = ay^n \text{-----------------} (2-53)$$

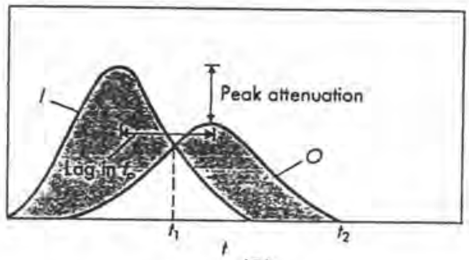
$$S_i = by^m \text{-----------------} (2-54)$$

$$S_o = by^m \text{-----------------} (2-55)$$

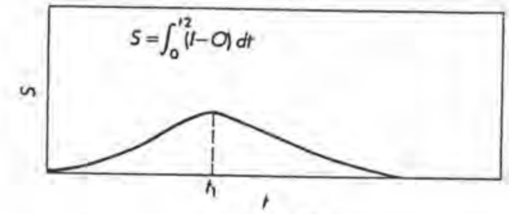
เมื่อ a และ n แสดงคุณสมบัติความลึก ปริมาณน้ำของรูปตัด b และ m แสดงคุณสมบัติเฉลี่ยของความสัมพันธ์ระหว่างความลึกปริมาณเก็บกัก (Depth-Storage) ของช่วง Si และ So เป็นปริมาณเก็บกักที่รูปตัดเหนือน้ำและท้ายน้ำสุดตามลำดับ ขจัดค่า y จากสมการ (2-52) และ (2-54) และจากสมการ (2-53) และ(2-55) จะได้

$$S_i = b(I/a)^{\frac{m}{n}} \text{ ------------- } (2-56)$$

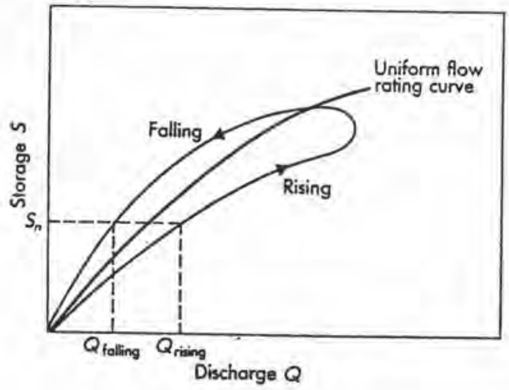
$$S_o = b(O/a)^{\frac{m}{n}} \text{ ------------- } (2-57)$$



(ก)



(ข)



(ค)

รูป 2-7 การเก็บกักในช่วงลำน้ำ (Bedient, P.B., 1988)

ถ้ากำหนดให้ X เป็นตัวประกอบไม่มีหน่วย ซึ่งให้ความหมายของความสัมพันธ์ของน้ำหนักที่กำหนดให้ที่ปริมาณการไหลเข้าและการไหลออกในการหาปริมาตรของการเก็บกักในช่วงลำน้ำ แล้วปริมาณการเก็บกักที่เวลาใด ๆ ที่กำหนดให้อาจแสดงได้เป็น

$$S = XS_i + (1-X)S_o \text{ ----------------- } (2-58)$$

เมื่อระดับน้ำในช่วงหาได้โดยควบคุมที่ท้ายน้ำสุด ดังตัวอย่างที่ทางน้ำล้น (Spillway) ของอ่างเก็บน้ำ ซึ่งผิวน้ำในอ่างเป็นระดับราบ ปริมาณการเก็บกักเป็นองค์ประกอบ (Function) เดียวกับปริมาณการไหลออก ดังนั้น $X = 0$ ถ้าปริมาณการเก็บกักเกิดจากผลกระทบของน้ำย้อนกลับ (Backwater) ที่เหนือน้ำสุดของอ่างมีความสำคัญ X จะมากกว่าศูนย์ ในทางน้ำที่สม่ำเสมอนั้นปริมาณการไหลเข้าและไหลออกมีน้ำหนักเท่ากัน และ $X = 0.5$

แทนค่าสมการ (2-56) และ(2-57) สำหรับ S_i และ S_O ตามลำดับลงในสมการ (2-58) และจัดรูปใหม่จะได้

$$S = KI^X + (1-X)O^X \text{ ------------ } (2-59)$$

ซึ่ง $K = b/a^{m/n}$ และ $X = m/n$ ในทางน้ำที่มีหน้าตัดรูปสี่เหลี่ยมผืนผ้า มีค่าปริมาณน้ำผันแปรกับกำลัง 5/3 ของความลึกบนพื้นฐานของสูตร Manning และปริมาณการเก็บกักแปรผันตามกำลังหนึ่งเพราะว่า $n = 5/3$ และ $m = 1$, $X = 0.6$ ในทางน้ำธรรมชาติ ค่า m อาจมากกว่าหนึ่ง และค่าของ X มากกว่า 0.6 วิธีของการหาการเคลื่อนตัวการเคลื่อนตัวของน้ำหลากในเชิงอุทกวิทยาหลายวิธีได้พัฒนาขึ้นมาบนพื้นฐานของสมการ (2-59) เพื่อให้ง่ายและเหมาะสมในทางปฏิบัติ X โดยทั่วไปสมมุติให้ค่า Xเป็นหนึ่งได้

การพิจารณาทางอุทกวิทยาต่อปัญหาของการหลากของน้ำ ขึ้นอยู่กับความสัมพันธ์ของปริมาณเก็บกักกับปริมาณการไหล (Storage-Discharge) โดยสมมุติว่าไม่มีผลกระทบทางพลศาสตร์ของการไหล นั่นคือปริมาณการเก็บกักเป็นองค์ประกอบเดียวของปริมาณการไหล ข้อสมมุตินี้หมายความว่าการไหลกำลังเปลี่ยนแปลงอย่างช้า ๆ กับเวลา โดยไม่พิจารณาถึงผลกระทบของการเปลี่ยนแปลงของความลาดเทผิว และการเปลี่ยนแปลงปริมาณน้ำ และปริมาณการเก็บกักในลำน้ำ

กล่าวโดยสรุป วิธีการทางอุทกวิทยามีความถูกต้องพอประมาณสำหรับทางน้ำทั่วไปที่มีความลาดเทน้อย ๆ เมื่อเขียนเส้นความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการเก็บกักกับปริมาณการไหล loop ที่ได้จะแคบและโค้งเฉลี่ยแทนปริมาณการเก็บกักซึ่งเป็นองค์ประกอบเดียวของปริมาณน้ำ ถ้า loop กว้างจะสามารถลดให้เหลือความสัมพันธ์ที่เป็นเส้นตรงเดียว เช่นในวิธีของ Muskingum สามารถปรับตัวแปร K และ X ได้ ในทางน้ำที่มีความลาดเทสูงนั้น ผลกระทบของพลศาสตร์ของการไหลจะมีมากและไม่สามารถตัดทิ้งได้ ในลำน้ำลักษณะดังกล่าวนี้การวิเคราะห์การเคลื่อนตัวน้ำหลากโดยวิธีอุทกวิทยาอาจได้ผลลัพธ์ไม่เป็นที่น่าพอใจ

2.3.2.2 Muskingum Method

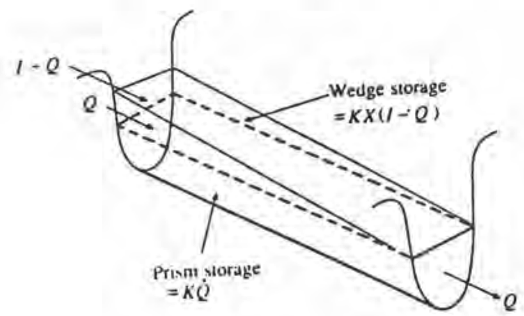
วิธี Muskingum Method ถูกพัฒนาโดย McCarthy (1938) โดยใช้สมการต่อเนื่องและความสัมพันธ์ของการเก็บกัก ซึ่งขึ้นกับทั้งปริมาณน้ำไหลเข้าและน้ำไหลออก (Inflow and Outflow) ค่าการเก็บกักในช่วงลำน้ำในช่วงเวลาใดเวลาหนึ่งอาจเขียนในรูปความสัมพันธ์ได้ว่า

$$S = \frac{b\left[x I^{m/n} + (1-x)O^{m/n}\right]}{a^{m/n}} \text{---------} (2-6)$$

เมื่อปริมาณน้ำไหลเข้าและน้ำไหลออกสัมพันธ์กับ $ay^{m/n}$ จากสมการ Manning โดยที่ a และ n เป็นค่าคงที่ ปริมาณการเก็บกักในช่วงลำน้ำสัมพันธ์กับ $by^{m/n}$ เมื่อ b และ m เป็นค่าคงที่ สำหรับค่าพารามิเตอร์ x เป็นค่าที่กำหนดค่าน้ำหนักสัมพัทธ์ที่ให้กับสมการน้ำไหลเข้า และน้ำไหลออกในการหาปริมาตรเก็บกักในช่วงลำน้ำ

วิธี Muskingum Method นี้สมมติให้ m/n=1 และ b/a=K ซึ่งมีผลให้ได้ความสัมพันธ์เชิงเส้นตรง คือ เมื่อปริมาณน้ำไหลเข้าเท่ากับปริมาณน้ำไหลออก นั่นคือเมื่อการไหลยังคงเป็นการไหลแบบคงที่ ปริมาณการไหลเข้ามักจะมากกว่าปริมาณการไหลออกเสมอ ๆ จึงทำให้เกิดลิ่มของการเก็บกัก (Wedge Storage) ในทางกลับกันระหว่างเวลาที่มีน้ำหลากลดลง ปริมาณการไหลออกมากกว่าปริมาณการไหลเข้า ทำให้เกิดลิ่มของการเก็บกักเป็นลบ ลิ่มดังกล่าวมีความสัมพันธ์ระหว่างค่าใด ๆ ของปริมาณการไหลเข้าและไหลออก รูป 2-8 แสดงการเก็บกักในตัวลำน้ำ (Prism Storage) และ การเก็บกักในลิ่ม (Wedge Storage) ในทางน้ำ โดยที่ลิ่มการเก็บกักแทนค่าด้วยเทอม Kx(I-O) และเก็บกักในลิ่ม (Prism Storage) แทนค่าด้วยเทอม KO เมื่อกำหนดให้ค่า K คือ ค่าคงที่ของเวลาที่ใช้ (Travel Time Constant) ในช่วงลำน้ำ และ x คือ น้ำหนักแฟคเตอร์ (Weighting Factor) สมการการเก็บกักสามารถเขียนได้เป็นรูปแบบดังนี้

$$S = K\left[xI + (1-x)O\right] \text{------------} (2-61)$$



รูป 2-8 Prism และ Wedge Storage ในทางน้ำ (Chow, V.T., 1988)

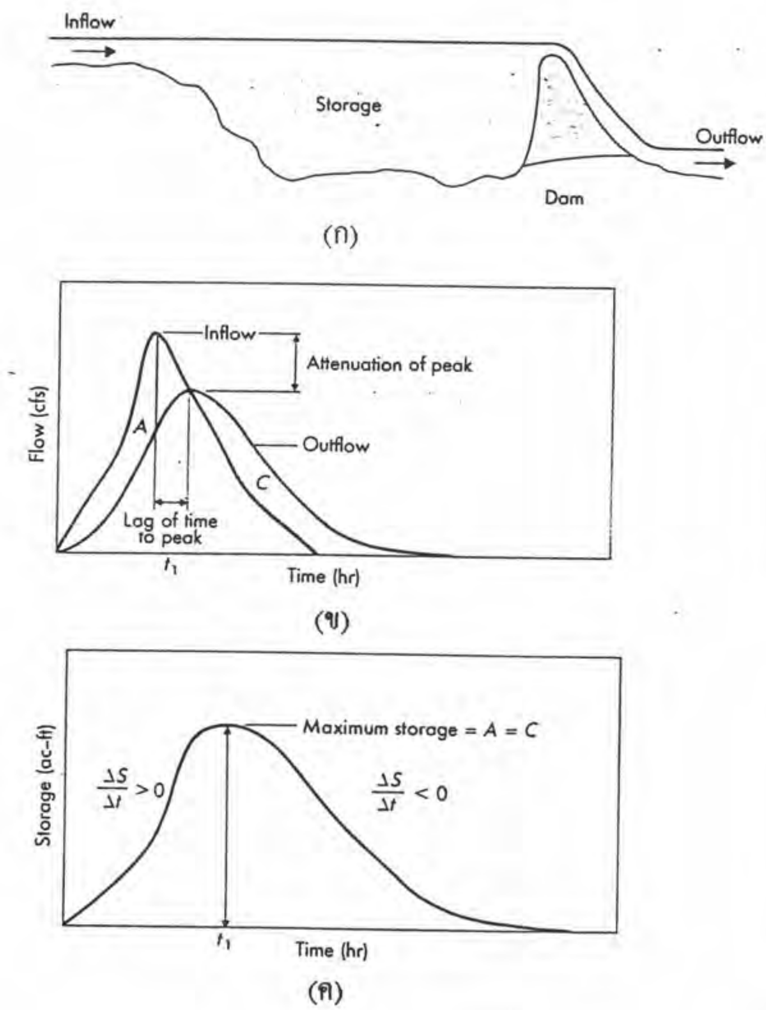
สำหรับกรณีการไหลหลากผ่านอ่างเก็บน้ำเชิงเส้นตรง เมื่อปริมาณการเก็บกักขึ้นกับปริมาณน้ำไหลออกอย่างเดียว ค่า K จะเท่ากับ 0 และ x=0 ส่วนการไหลในลำน้ำที่สม่ำเสมอ (Smooth Uniform Channels) มีปริมาณน้ำไหลเข้าเท่ากับน้ำไหลออก x=0.5 จะให้ค่าน้ำหนักเท่ากันระหว่างปริมาณน้ำไหลเข้าและน้ำไหลออก และโดยทั่วไปค่า x จะมีค่าเท่ากับ 0.2

2.3.2.3 การเคลื่อนตัวของน้ำหลากผ่านอ่างเก็บน้ำ (Flood Routing Through Reservoir)

หลักการของการหลากผ่านอ่างเก็บน้ำนั้นจะง่ายกว่า การหลากผ่านลำน้ำ เพราะการหลากผ่านอ่างเก็บน้ำจะขึ้นกับความสัมพันธ์ระหว่างการเก็บกักและการไหลออกไม่ว่าจะเป็นจาก ท่อ ฝาย หรือทางระบายน้ำล้น ซึ่งไม่เป็นฟังก์ชันกับน้ำที่ไหลเข้า รูปที่ 2-9(ก) แสดงการเก็บกักของอ่างเก็บน้ำ ชลภาพของน้ำที่ไหลเข้าและออกจากอ่างเก็บน้ำที่มีระดับและพื้นที่ผิวไม่มาก รูป 2-9(ข) แสดงชลภาพของน้ำไหลเข้าและออกจากอ่างเก็บน้ำ พื้นที่ A แทนปริมาตรของอ่างเก็บน้ำที่เพิ่มขึ้นจนถึงเวลา t_1 ปริมาณน้ำไหลเข้าและไหลออกเท่ากันและมีปริมาณการเก็บกักสูงสุด เวลาที่มากกว่า t_1 ปริมาณน้ำไหลเข้าน้อยกว่าปริมาณน้ำไหลออกทำให้ปริมาณการเก็บกักลดลง พื้นที่ C แทนปริมาตรของน้ำไหลออกจากอ่างและจะต้องเท่ากับพื้นที่ A รูป 2-9(ค) แสดงความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณการเก็บกักในอ่างเก็บน้ำกับเวลา

การหลากผ่านอ่างเก็บน้ำโดยทั่วไป จะทำให้ยอดของการไหลออกลดลง และเวลาที่เกิดการไหลสูงสุดจะช้าลง อัตราการเปลี่ยนแปลงของการเก็บกักสามารถเขียนในรูปสมการต่อเนื่องได้ดังนี้

$$I - O = \Delta S/\Delta t$$



รูป 2-9 หลักการของอ่างเก็บน้ำ