

บทที่ 2

การทบทวนเอกสารและทฤษฎี

2.1 การทบทวนเอกสาร

2.1.1 สภาพลุ่มน้ำแม่กลองตอนล่าง

ลุ่มน้ำแม่กลองตั้งอยู่ทางภาคตะวันตกของประเทศติดกับเขตแดนประเทศพม่า ตั้งอยู่ระหว่างเส้นละติจูด $13^{\circ} 10'$ เหนือถึง $16^{\circ} 30'$ เหนือ และลองจิจูด $98^{\circ} 10'$ ตะวันออก ถึง $100^{\circ} 5'$ ตะวันออก แม่น้ำแม่กลองเกิดจากการรวมตัวของแม่น้ำแควใหญ่และแม่น้ำแควน้อย แล้วไหลออกสู่ทุ่งราบอันเป็นส่วนหนึ่งของทุ่งราบภาคกลาง สองฝั่งน้ำมีไร่นาและสวนต่อเนื่องกันตลอด แม่น้ำมีแนวลงทางตะวันออกเฉียงใต้ผ่านอำเภอท่าม่วง ที่ตั้งของเขื่อนวชิราลงกรณ์ อำเภอท่ามะกา จังหวัดกาญจนบุรี และเข้าเขตจังหวัดราชบุรี ผ่านอำเภอบ้านโป่ง ตลาดการค้าที่สำคัญในลุ่มน้ำแม่กลองจากจังหวัดกาญจนบุรีลงมาถึงอำเภอบ้านโป่งมีโรงงานอุตสาหกรรมซึ่งใช้วัตถุดิบจากบริเวณใกล้เคียง เช่น โรงงานกระดาษและโรงงานน้ำตาลอยู่หลายแห่ง จากนั้นแม่น้ำเปลี่ยนแนวลงทางใต้ผ่านอำเภอโพธาราม จังหวัดราชบุรี แล้วแนวของแม่น้ำวกกลับไปทางตะวันออกเฉียงใต้ตามเดิม มีแม่น้ำอ้อมแยกออกไปทางฝั่งขวาไปบรรจบแม่น้ำเดิมที่อำเภออัมพวา ผ่านท้องที่อำเภอดำเนินสะดวก เข้าจังหวัดสมุทรสงครามที่อำเภอบางคนที อัมพวา จากนั้นแม่น้ำไหลลงสู่ทะเลที่อำเภอเมือง จังหวัดสมุทรสงคราม แม่น้ำตอนนี้อยู่ในท้องที่จังหวัดนี้ สองฝั่งน้ำเป็นพื้นที่สวนมะพร้าวและมีบ้านเรือนติดต่อกันไปตลอดแนวยาว กล่าวกันว่า แม่น้ำในบริเวณนี้เป็นแม่น้ำตอนที่มีทัศนียภาพที่สวยงามที่สุดในบรรดาแม่น้ำสายต่างๆที่ไหลผ่านทุ่งราบภาคกลาง (กรมชลประทาน, 2512)

แม่น้ำแม่กลองสามารถแบ่งออกเป็น 2 ตอนตามอิทธิพลของกระแสน้ำขึ้นน้ำลง คือ แม่น้ำแม่กลองตอนบนและตอนล่าง (สำนักงานคณะกรรมการสิ่งแวดล้อมแห่งชาติ, 2534) แม่น้ำแม่กลองตอนบน เริ่มตั้งแต่ เขื่อนวชิราลงกรณ์ บริเวณอำเภอเมือง จังหวัดกาญจนบุรี จนถึงบริเวณอำเภอโพธาราม จังหวัดราชบุรี ระยะโดยประมาณ 95 กิโลเมตร และแม่น้ำแม่กลองตอนล่าง เริ่มตั้งแต่บริเวณอำเภอเมือง จังหวัดราชบุรี จนถึงปากแม่น้ำที่อำเภอเมือง จังหวัดสมุทรสงคราม ระยะทางโดยประมาณ 45 กิโลเมตร ทั้งแม่น้ำมีความยาวทั้งสิ้นประมาณ 140 กิโลเมตร

ลักษณะโดยทั่วไปของที่ราบลุ่มแม่น้ำแม่กลองตอนล่าง เป็นที่ราบลุ่มแม่น้ำมีน้ำทะเลท่วมถึงและมีลำคลองใหญ่น้อยกระจายอยู่ทั่วทั้งพื้นที่กว่า 500 คลอง โดยเฉพาะในเขตจังหวัดสมุทรสงคราม คลองหลักที่สำคัญ คือ คลองดำเนินสะดวกซึ่งเป็นคลองที่ขุดขึ้นเพื่อเชื่อมทางคมนาคมระหว่างแม่น้ำแม่กลองและแม่น้ำท่าจีน สภาพพื้นที่ส่วนใหญ่จึงเหมาะแก่การเกษตรกรรม โดยเฉพาะการทำนา ทำสวน และการทำไร่พืชผักผลไม้ต่างๆ ในส่วนบนของพื้นที่ บริเวณเหนืออำเภอดำเนินสะดวก เป็นที่ดอนใช้เพื่อการทำนา ส่วนกลางของพื้นที่ บริเวณใต้อำเภอดำเนินสะดวก ภูมิประเทศส่วนใหญ่เป็นที่สูงกว่าทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ประมาณ 1-2 เมตร จากระดับน้ำทะเลปานกลางแล้วลาดลงสู่บริเวณทิศตะวันออกเฉียงใต้จนจดอ่าวไทย ส่วนใหญ่จะเป็นที่ที่ใช้ในการทำสวน เช่น สวนมะพร้าว สวนผลไม้ โดยเฉพาะลิ้นจี่ นอกจากนี้ บริเวณแม่น้ำยังใช้ในการเพาะเลี้ยงสัตว์น้ำในกระชังที่สำคัญอีกด้วย และส่วนล่างของพื้นที่ เป็นพื้นที่ลุ่มที่สุดขนานไปกับแนวชายฝั่งทะเลเป็นป่าชายเลนและพื้นที่นาทุ่ง เนื่องจากมีน้ำทะเลท่วมถึงอยู่เป็นประจำ ลักษณะดินโดยทั่วไปเป็นดินเค็ม บางส่วนใช้ทำนาเกลือและการประมงน้ำกร่อย เมื่อพิจารณาตามลักษณะการใช้พื้นที่แล้ว จะเห็นว่า กว่าร้อยละ 89 ของพื้นที่เป็นเนื้อที่ถือครองเพื่อการเกษตร (จันทน์ เลิศจินดาทรัพย์, 2535)

ตามที่ได้กล่าวแล้วว่า พื้นที่แม่น้ำแม่กลองตอนล่างมีลำคลองไหลผ่านเป็นจำนวนมาก ผู้คนที่อาศัยในพื้นที่นิยมใช้การเดินทางทางน้ำ ความหนาแน่นของการตั้งบ้านเรือนจึงอยู่บริเวณริมแม่น้ำลำคลอง ชุมชนเมืองมีลักษณะการขยายตัวอย่างซ้ำๆ โดยชุมชนเมืองที่สำคัญ 3 แห่ง คือ เทศบาลเมืองราชบุรี เทศบาลเมืองจังหวัดสมุทรสงครามและเทศบาลตำบลอัมพวา เนื่องจากชุมชนเมืองทั้งสาม เป็นพื้นที่ที่มีความเจริญสูง นอกจากจะหนาแน่นไปด้วยบ้านเรือนที่อยู่อาศัยของผู้คนแล้ว ยังเป็นศูนย์กลางของการสาธารณสุข การศึกษาและเป็นแหล่งพาณิชยกรรม อันได้แก่ โรงพยาบาล สถานีอนามัย โรงเรียน ตลาด ร้านค้า ห้างสรรพสินค้าต่างๆ รวมถึงหอพักและโรงแรม เป็นต้น

อุตสาหกรรมส่วนใหญ่ในพื้นที่เป็นอุตสาหกรรมต่อเนื่องการเกษตร และการบริการต่างๆ เช่น โรงงานทำน้ำตาล เต้าเจี้ยว โรงไม้ โรงงานต่อซ่อมเรือ โรงงานผลิตน้ำแข็ง โรงงานทำน้ำตาลกะทิ เป็นต้นโดยมากเป็นโรงงานอุตสาหกรรมขนาดเล็ก แต่มีจำนวนมากกระจายตัวอยู่โดยทั่วไปในพื้นที่ โดยเฉพาะในเขตพื้นที่เมือง เช่น เทศบาลเมืองราชบุรีและสมุทรสงคราม การกระจายตัวของโรงงานอุตสาหกรรมเป็นไปในลักษณะเช่นเดียวกับการกระจายตัวของชุมชน คือ อยู่บริเวณริมแม่น้ำลำคลอง

จากลักษณะการใช้พื้นที่ดังกล่าวข้างต้น แสดงให้เห็นว่า พื้นที่โดยรอบแม่น้ำแม่กลองและลำคลองสาขา เป็นพื้นที่ที่มีความหนาแน่นไปด้วยชุมชนที่อยู่อาศัยและโรงงานอุตสาหกรรมซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดน้ำเสียที่สำคัญ ดังนั้น หากขาดการดูแลรักษาความสะอาดของแม่น้ำ โดยเฉพาะการ

ใช้น้ำของชุมชน บ้านเรือนที่อยู่อาศัยและโรงงานอุตสาหกรรมที่ยังมีการปล่อยทิ้งน้ำเสียลงสู่ลำน้ำแม่กลองโดยตรงโดยปราศจากการบำบัดใดๆ ข่อมส่งผลกระทบต่อคุณภาพน้ำ เกิดเป็นมลพิษทางน้ำขึ้นได้ จากการศึกษาคุณภาพน้ำในแม่น้ำแม่กลองของกรมอนามัย (2537) พบว่า บริเวณแม่น้ำแม่กลองตอนล่าง จัดอยู่ในเกณฑ์คุณภาพน้ำระดับ 3 และมีแนวโน้มที่คุณภาพลดต่ำลง

ปัจจัยอีกปัจจัยหนึ่งที่มีอิทธิพลต่อคุณภาพน้ำในแม่น้ำแม่กลองตอนล่าง คือ ปริมาณน้ำในแม่น้ำ เนื่องจากในตอนบนของแม่น้ำ เป็นที่ตั้งของเขื่อนวชิราลงกรณ์ ซึ่งใช้ในโครงการชลประทานแม่กลองใหญ่ผันน้ำให้แก่พื้นที่การเกษตรโดยรอบ ด้วยเหตุนี้ ปริมาณน้ำในแม่น้ำแม่กลองจะมีปริมาณเท่าใด ขึ้นอยู่กับการระบายน้ำออกจากเขื่อนและปริมาณน้ำฝน ในช่วงเดือนมีนาคมถึงตุลาคม ปริมาณน้ำที่ระบายออกจากเขื่อน จะส่งผลโดยตรงต่อปริมาณน้ำในแม่น้ำแม่กลองช่วงใต้เขื่อนลงไปจนถึงปากแม่น้ำ และส่งผลต่อการผลักดันน้ำเค็มเพื่อควบคุมการรุกคืบของน้ำเค็ม เนื่องจากส่งผลกระทบต่อพื้นที่เพาะปลูกและการใช้น้ำในการอุปโภคและบริโภคของผู้คนริมฝั่งน้ำ (สำนักงานคณะกรรมการสิ่งแวดล้อมแห่งชาติ, 2534) การระบายน้ำจึงต้องระบายอย่างระมัดระวังและรอบคอบ ดังจะเห็นได้จากภาวะแห้งแล้งเมื่อปี พ.ศ.2522 ทำให้เกิดการผลักดันของน้ำทะเลเข้าท่วมในพื้นที่เนื่องจากน้ำจืดเหนือเขื่อนถูกกักไว้ ทำให้สวนมะพร้าวในพื้นที่อำเภอเมืองและอัมพวา จังหวัดสมุทรสงคราม ได้รับความเสียหายจำนวนมาก หรือการเกิดอุทกภัยเมื่อปี พ.ศ.2525 และ 2526 ทำให้น้ำเสียจากโรงงานอุตสาหกรรมในจังหวัดกาญจนบุรีและราชบุรี และสารเคมีจากสวนดำเนินสะดวกไหลเข้าไปทำลายทั้งสวนมะพร้าว ที่นา นาทุ่งและระบบนิเวศน์ชายฝั่งทะเลได้รับความเสียหายอย่างมาก (จันทน์ เลิศจินดาทรัพย์, 2535) จากเหตุผลที่ได้กล่าวมาแล้ว แสดงให้เห็นว่า ควรมีมาตรการและแนวทางดำเนินการใดๆ เพื่อป้องกันปัญหาของความเสื่อมโทรมของแม่น้ำ

2.1.2 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์

การใช้ทรัพยากรน้ำ อาจก่อให้เกิดปัญหาการขัดแย้งขึ้นได้หลายรูปแบบ พอจะแบ่งได้เป็น 3 ลักษณะใหญ่ๆ ได้แก่ ความขัดแย้งในเรื่องปริมาณน้ำ ผลประโยชน์ที่ได้รับจากแหล่งน้ำและความขัดแย้งในเรื่องคุณภาพน้ำ จากการใช้แหล่งน้ำถูกใช้เพื่อประโยชน์หลายประการ แต่ไม่สามารถถึงประโยชน์สูงสุดของทุกอย่างในเวลาเดียวกัน จำเป็นต้องมีการตัดสินใจในเลือกเพื่อให้เกิดสมดุลของการใช้ประโยชน์จากแหล่งน้ำ (ฉัตรไชย รัตนไชย, 2539)

ปัญหาการวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำ เป็นปัญหาที่จำต้องใคร่ครวญถึงกรรมวิธีต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกัน ทั้งทางกายภาพ เศรษฐกิจ และสังคม ในการพิจารณาและการตัดสินใจปัญหา เนื่องจากกรรมวิธีเหล่านี้เกี่ยวข้องกับเชื่อมโยงต่อเนื่องกันเป็นระบบที่มีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา ดังนั้นผลจากการเปลี่ยนแปลงใดๆ ของระบบย่อมจะยังผลถึงการตัดสินใจต่อแผนการจัดการทั้งสิ้นความล้มเหลวหรืออุปสรรคในการพัฒนาทรัพยากรแหล่งน้ำที่แล้วมาส่วนหนึ่งเนื่องมาจากความไม่เข้าใจถึงความสัมพันธ์อันลึกซึ้งของกรรมวิธีต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกัน อีกส่วนหนึ่งมาจากความจำกัดในวิธีการวิเคราะห์ปัญหาที่ผ่านๆ มา (สุรวุฒิ ประดิษฐานนท์, 2523)

ในปัจจุบันได้มีการพัฒนาและวิเคราะห์ระบบโดยอาศัยเครื่องคอมพิวเตอร์เข้ามาช่วยในการดำเนินงานเพื่อการจำลองสภาพซึ่งเป็นการประยุกต์ใช้ในงานวางแผนพัฒนาระบบทรัพยากรแหล่งน้ำ (Beck, 1991) ที่เรียกกันว่า "แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ "

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ เป็น วิธีการหนึ่งที่ได้นำมาใช้เพื่อการวางแผนและตัดสินใจ (decision-making) ในการพัฒนาทรัพยากรธรรมชาติ หรือระบบต่างๆ ได้อย่างมีประสิทธิภาพ ซึ่งสร้างขึ้นโดยอาศัยความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์หรือสมการที่ประกอบด้วยตัวแปรที่มีความสัมพันธ์ซึ่งกันและกัน และพยายามปรับปรุงแก้ไขสมการเพื่อให้สามารถจำลองถึงสภาพต่างๆ ของระบบที่ศึกษาได้อย่างถูกต้องหรือใกล้เคียงที่สุด (พิสิฐ ศรีวรานนท์, 2534)

จากความคล้ำยคลึงของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์และระบบที่ศึกษา แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ได้จึงสามารถใช้ในการคาดการณ์ถึงการเปลี่ยนแปลงต่างๆ ของระบบ เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงตัวแปรภายในระบบได้ ทำให้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์มีข้อได้เปรียบวิธีการอื่น เช่น สามารถทดลองปรับปรุงแก้ไขระบบโดยไม่ส่งผลกระทบต่อระบบจริง ค่าใช้จ่ายในการดำเนินการดำเนินงานได้อย่างรวดเร็ว

2.1.2.1 การพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

การพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ขั้นตอนใหญ่ๆ (สุรวุฒิ ประดิษฐ์านนท์, 2523) คือ

- 1) การสร้างแบบจำลองทางมโนคติหรือมโนแบบ เป็นการสร้างระบบจากการศึกษาและความเข้าใจในระบบจริง โดยอาศัยข้อมูลและสมมติฐานที่เกี่ยวกับระบบย่อยและความสัมพันธ์ของระบบ มาประกอบขึ้นเป็นมโนแบบ
- 2) การสร้างแบบจำลองจากมโนแบบ เป็นการแปลข้อมูล สมมติฐานและความสัมพันธ์ในระบบย่อยให้อยู่ในรูปความสัมพันธ์เชิงคณิตศาสตร์หรือสมการ

ดังนั้น ส่วนที่สำคัญที่สุดของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ คือ สมการที่ใช้อธิบายถึงพฤติกรรมของระบบ โดยรูปแบบของสมการและความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรจะบอกถึงความถูกต้องแม่นยำและประสิทธิภาพของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์หรือความสามารถในการจำลองแบบนั่นเอง

2.1.2.2 ขั้นตอนการดำเนินการของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

การนำแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ไปใช้ประโยชน์นั้น มีหลักการหรือขั้นตอนที่ทำให้แบบจำลองสามารถใช้ได้กับระบบที่ศึกษา โดยทั่วไปประกอบด้วย 3 ขั้นตอน (Thomann และ Mueller, 1987) ดังนี้

1) การปรับเทียบแบบจำลอง (*calibration*) เป็นการจำลองสภาพของระบบที่ศึกษาเข้าสู่รูปแบบที่อธิบายได้ด้วยสมการทางคณิตศาสตร์ ประกอบด้วยการปรับแปรค่าพารามิเตอร์กำหนดของแบบจำลอง จนกระทั่งผลที่ได้ออกมาเทียบเคียงกับข้อมูลจริงได้ โดยวิธีการประเมินค่าอาจเป็นแบบสุ่มหรือการหาค่าที่เหมาะสมที่สุด (*optimization*) ซึ่งขึ้นกับวิจรณ์ญาณของแต่ละบุคคล

2) การตรวจสอบความถูกต้อง (*verification*) เป็นการทดสอบผลจากการจำลองสภาพของระบบที่ศึกษา เพื่อบอกถึงประสิทธิภาพของแบบจำลอง โดยใช้แบบจำลองที่ผ่านการปรับเทียบแล้วกับข้อมูลอีกชุดหนึ่งของระบบ ทำการทดสอบความใกล้เคียงของผลที่ได้จากแบบจำลองกับข้อมูลชุดใหม่ อันเป็นการตรวจสอบการทำงานของแบบจำลองอีกครั้ง

3) การนำไปประยุกต์ใช้ (*validation*) เป็นการประยุกต์ใช้แบบจำลองที่ผ่านการจำลองสภาพและการตรวจสอบความถูกต้องแล้ว เพื่อการวางแผนและตัดสินใจในการพัฒนาระบบต่อไป

2.1.2.3 แบบจำลองด้านทรัพยากรแหล่งน้ำ

แบบจำลองด้านทรัพยากรแหล่งน้ำ เป็นการพยายามใช้สมการต่างๆมาอธิบายถึงลักษณะของแหล่งน้ำ อันได้แก่ ลักษณะทางกายภาพ สภาพการไหลของน้ำ และคุณภาพน้ำให้มีความถูกต้องหรือใกล้เคียงมากที่สุด จากการศึกษางานวิจัยที่ผ่านมาพบว่า แบบจำลองด้านทรัพยากรแหล่งน้ำประกอบด้วยส่วนสำคัญ 3 ส่วน (DHI, 1988) ได้แก่

1) แบบจำลองทางอุทกศาสตร์ (Hydrodynamic model) เป็นการจำลองสภาพทางกายภาพของแหล่งน้ำ เช่น แม่น้ำ ทะเลสาบ และเอสทูรี โดยจำลองสภาพการไหล ค่าระดับน้ำ ความเร็วน้ำ

2) แบบจำลองการเคลื่อนย้ายสาร (Transport Dispersion model) เป็นความพยายามในการจำลองลักษณะการแพร่กระจายสารในแหล่งน้ำ เพื่อศึกษาความสามารถในการผสมผสานและการเคลื่อนที่ของสารหรือมลสาร

3) แบบจำลองคุณภาพน้ำ (Water Quality model) เป็นการจำลองถึงลักษณะของแหล่งน้ำในเชิงคุณภาพ โดยพิจารณาถึงการเปลี่ยนแปลงของพารามิเตอร์คุณภาพน้ำในสภาพปัจจุบันและอนาคต เมื่อมีปัจจัยภายนอกเข้ามากระทบกระเทือน

แบบจำลองคุณภาพน้ำที่ใช้อยู่ในปัจจุบัน ได้ออกแบบขึ้นเพื่อการติดตามการเคลื่อนที่และการเปลี่ยนแปลงของมลสารในลำน้ำ แม่น้ำ ทะเลสาบ เอสทูรีและแหล่งน้ำอื่นๆ โดยสามารถจำแนกได้เป็น 2 ประเภทตามแหล่งกำเนิดมลสาร (Viessman, Lewis และ Knapp, 1989) คือ

(1) แบบจำลองคุณภาพน้ำประเภทที่สามารถกำหนดแหล่งที่เกิดได้ (point source water quality model) เป็นแบบจำลองคุณภาพน้ำที่พิจารณาในส่วนของระบบและโครงข่ายของแหล่งน้ำ เช่น ระบบคลอง ระบบและโครงข่ายแม่น้ำ และระบบน้ำใต้ดิน เนื่องจากพิจารณาแหล่งกำเนิดน้ำเสียที่ทราบตำแหน่งที่แน่นอน เช่น ท่อระบบน้ำทิ้ง ซึ่งมีลักษณะการปล่อยทิ้งมลสารอย่างต่อเนื่อง ได้แก่ แหล่งน้ำทิ้งจากชุมชน โรงงานอุตสาหกรรม เป็นต้น

(2) แบบจำลองคุณภาพน้ำประเภทที่ไม่สามารถกำหนดแหล่งที่เกิดได้ (non-point source water quality model) เป็นแบบจำลองคุณภาพน้ำที่พิจารณาถึงวัฏจักรอุทกศาสตร์ (hydrology cycle) เนื่องจาก ไม่ทราบถึงบริเวณหรือตำแหน่งที่แน่นอนของแหล่งที่มาของมลสาร โดยมลสารมาจากการไหลหรือการเคลื่อนที่ของน้ำจากบนพื้นดินและการไหลผ่านใต้ดิน แล้วชะล้างเอามลสารลงสู่แหล่งน้ำ เช่น แม่น้ำ ทะเลสาบ เอสทูรีและแหล่งน้ำอื่น โดยมีความเกี่ยวข้องกับวัฏจักรอุทกศาสตร์ ได้แก่ น้ำทิ้งจากการเกษตรกรรม การเพาะเลี้ยงสัตว์น้ำ จากบรรยากาศ การไหลผ่านพื้นที่ชุมชนและจากน้ำใต้ดิน เป็นต้น

2.1.2.4 ความเป็นมาของแบบจำลองคุณภาพน้ำ

การศึกษาและพัฒนาแบบจำลองด้านทรัพยากรแหล่งน้ำโดยเฉพาะคุณภาพน้ำ เริ่มขึ้นในช่วงปี ค.ศ.1870-1900 จากการศึกษาพารามิเตอร์ออกซิเจนละลาย เนื่องจากความสำคัญของปริมาณออกซิเจนละลายต่อคุณภาพน้ำของแหล่งน้ำ และได้รับความสนใจและมีการศึกษาค้นคว้าอย่างต่อเนื่อง จนในราวปี ค.ศ.1925 Streeter และ Phelps ได้สร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์อย่างง่ายโดยอาศัยหลักการของสมดุลออกซิเจนในแม่น้ำ Ohio แบบจำลองนี้ถือว่าเป็นแบบจำลองอันแรกที่เกิดขึ้น โดยเรียกว่า แบบจำลอง DOSAG ภายหลังที่แบบจำลอง DOSAG เกิดขึ้น ได้มีการพัฒนาแบบจำลองอื่นๆตามมา ทั้งที่พัฒนาต่อเนื่องจากแบบจำลอง DOSAG และที่คิดค้นขึ้นใหม่ (Thomann และ Mueller, 1987) โดยอธิบายได้พอสังเขป ดังนี้

1) แบบจำลอง DOSAG

แบบจำลอง DOSAG หรือ แบบจำลอง Streeter-Phelps เป็นแบบจำลองอันแรกที่เกิดขึ้น โดยสามารถประยุกต์ใช้กับเครื่องคอมพิวเตอร์ อาศัยการคำนวณคำตอบจากสมการของ Streeter - Phelps (DO sag equation) ซึ่งเป็นสมการครั้งที่แบบ 1 มิติที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างออกซิเจนละลายและบีโอดี มีข้อจำกัดคือไม่สามารถจำลองการแพร่กระจายมลสารในแนวยาว (longitudinal dispersion) ได้ ใช้จำลองพารามิเตอร์ 2 ตัว คือ ออกซิเจนละลายและบีโอดี (Luen, 1983; Nation Environment Board, 1976)

ในราวปี ค.ศ.1970 Texas Water Development Board ได้พัฒนาแบบจำลอง DOSAG I ขึ้นจากแบบจำลอง DOSAG ให้มีความสามารถสูงขึ้นโดยการปรับปรุงสมการของ Streeter - Phelps ทำให้สมการสามารถคำนวณค่าออกซิเจนละลายและบีโอดีได้ละเอียดมากขึ้น โดยเพิ่มการเติมอากาศ การย่อยสลายสารอินทรีย์แบบคาร์บอนและไนโตรเจนได้

2) แบบจำลอง CAMP

ในปีค.ศ.1963 Camp ได้ทำการปรับปรุงสมการ Streeter - Phelps โดยพิจารณาถึงปัจจัยที่มีผลต่อค่าบีโอดีจากการตกตะกอนของบีโอดีและการเพิ่มออกซิเจนจากการสังเคราะห์แสง

3) แบบจำลอง DOBBIN

Dobbin ได้ทำการปรับปรุงสมการ Streeter - Phelps ในปีค.ศ.1964 พิจารณาแหล่งที่ไหลและแหล่งที่ใช้ออกซิเจนเพิ่มเติม ซึ่ง Dobbin ได้สรุปกระบวนการต่างๆ ดังนี้

- การลดลงของบีโอดี จากการตกตะกอนและการดูดซับของตะกอน
- การเพิ่มของบีโอดี จากการฟุ้งและการแพร่ของตะกอนในชั้นท้องแม่น้ำ
- การเพิ่มของบีโอดี จากการปล่อยทิ้งตามลำน้ำ
- การใช้ออกซิเจน โดยการใช้ออกซิเจนในการย่อยสลายสารอินทรีย์ในชั้นท้องน้ำที่เป็นชั้นที่มีการใช้ออกซิเจน (aerobic zone)
- การเพิ่มออกซิเจน จากกระบวนการสังเคราะห์แสงโดยแพลงค์ตอนและพืชน้ำ
- การใช้ออกซิเจน จากกระบวนการหายใจโดยแพลงค์ตอนและพืชน้ำ

4) แบบจำลอง HARLEMAN

Harleman, Lee และ Hall พัฒนาการแก้สมการการแพร่กระจายแบบ 1 มิติและ 2 มิติ ร่วมกัน โดยอยู่ในรูปสมการทั่วไป ซึ่งอาศัยหลักการคงมวลในของไหลปั่นป่วน สามารถประยุกต์ใช้ในการแพร่กระจายของเอสทรีได้อย่างแม่นยำ และใช้วิธีการหาค่าตอบแบบ finite different ของสมการสมดุลของออกซิเจนละลายและบีโอดี

5) แบบจำลอง QUAL

แบบจำลอง QUAL I ได้รับการพัฒนาโดย Texas Water Development Board (1970) จากแบบจำลอง DOSAG มีความสามารถสูงขึ้น สามารถจำลองพารามิเตอร์คุณภาพน้ำได้เพิ่มขึ้น 2 ตัว คือ อุณหภูมิและมลสารประเภทคงที่ตามเวลา (conservative substance) ใช้สมการคงที่ 1 มิติ แต่สามารถจำลองการนำเข้าข้อมูลปริมาณของเสียแบบพลวัตได้ (dynamic waste input) และสามารถจำลองการแพร่กระจายของสารได้ จากผลการทำนายคุณภาพน้ำได้ถูกต้องมากกว่าแบบจำลอง DOSAG

ในราวปี ค.ศ.1972 Water Resource Engineer, Inc. (WRE) ภายใต้ข้อตกลงกับ US EPA ทำการปรับปรุงและพัฒนาแบบจำลอง QUAL I เป็น แบบจำลอง QUAL II (เวอร์ชัน 1.0) ต่อมาในราวปี ค.ศ.1976 ในความร่วมมือระหว่าง WRE และ The Southeast Michigan Council of Government (SEMCOG) พัฒนาต่อเนื้อได้เป็น แบบจำลอง QUAL II (เวอร์ชัน SEMCOG) เป็นแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงขึ้น สามารถจำลองพารามิเตอร์ได้ถึง 12 ตัว ได้แก่ ออกซิเจนละลาย บีโอดี คลอโรฟิลล์ เอ แอมโมเนีย ไนไตรท์ ไนเตรท ฟอสฟอรัส โคลิฟอร์ม สารกัมมันตรังสี อุณหภูมิและสารประเภทคงที่ตามเวลา แบบจำลอง QUAL II ได้รับการรายงานถึงการใช้ในการคาดการณ์คุณภาพน้ำ ซึ่งเป็นที่นิยมอย่างมากในยุโรปและสหรัฐอเมริกา

แบบจำลอง QUAL2E เป็นแบบจำลองที่ได้รับการพัฒนาต่อเนื่องจากแบบจำลอง QUAL II โดย SEMCOG ในปี ค.ศ.1985 เป็นแบบจำลองที่ใช้จำลองกลไกการเคลื่อนที่และแพร่กระจายของสารในลักษณะทิศทางเดียว สามารถจำลองพารามิเตอร์คุณภาพน้ำได้สูงถึง 15 ตัว และต่อมาได้มีการปรับปรุงแบบจำลองอย่างต่อเนื่อง เช่น แบบจำลอง QUAL2E/UNCES เป็นต้น

6) แบบจำลอง RIBAM

แบบจำลอง RIBAM เป็นแบบจำลองที่พัฒนาสืบเนื่องจากแบบจำลอง DOSAG ซึ่งเป็นแบบจำลองสภาวะคงที่ โดยการพัฒนาของบริษัท Raytheon สามารถจำลองพารามิเตอร์ได้ถึง 17 ค่า ดังเช่น ชัลเฟต เหล็ก ตะกั่วและคลอไรด์ พิจารณาจุดปล่อยทิ้งน้ำ ได้แก่ ชุมชน อุตสาหกรรมและลำน้ำสาขา RIBAM มีข้อกำหนด คือ ลำน้ำต้องมีลักษณะเป็นรูปสี่เหลี่ยมคางหมู ใช้สมการของแมนนิงในการคำนวณอัตราการไหล แต่ไม่สามารถอธิบายกระบวนการแพร่กระจายสารได้

7) แบบจำลอง RECEIV

Environmental Protection Agency (EPA) ได้ทำการพัฒนาแบบจำลองการจัดการน้ำจากพายุฝน (Storm Water Management Model [SWMM]) เพื่อศึกษาปัญหาน้ำเสียของเมือง โดยแบบจำลอง RECEIV เป็นแบบจำลองที่ใช้ต่อเนื่องจากแบบจำลอง SWMM เพื่อการจำลองสภาพน้ำธรรมชาติ ซึ่งเป็นแบบจำลองพลวัต 1 มิติ และใช้ในการจำลองพารามิเตอร์ ได้แก่ บีโอดี โคลิฟอร์มไนโตรเจน ฟอสฟอรัส ของแข็งแขวนลอย ของแข็งตกตะกอน ซีโอดี ไขมันและน้ำมัน ในส่วนข้อมูลที่ใช้ ได้แก่ ระดับผิวน้ำ เลขแมนนิงและสภาพขอบเขต

แบบจำลอง RECEIV เป็นแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพสูงเมื่อใช้ร่วมกับแบบจำลอง SWMM แต่ค่าที่ใช้ดำเนินการค่อนข้างสูง เนื่องจากเป็นงานที่ต้องใช้ความละเอียดอย่างมาก จึงใช้การเพิ่มเวลาช่วงสั้น (small time increments)

ต่อมา บริษัท Raytheon ได้ปรับปรุงแบบจำลอง RECEIV ในความต้องการของ EPA ได้เป็นแบบจำลอง RECEIV II ซึ่งรวมแบบจำลองเข้ากับแบบจำลอง SWMM โดยแบบจำลอง RECEIV II ได้รับการพัฒนาขึ้นอย่างมากและมีระดับความยากในการดำเนินการที่สูงกว่าแบบจำลอง RECEIV สามารถใช้ได้กับแหล่งน้ำประเภทต่างๆและจำลองพารามิเตอร์คุณภาพน้ำได้เพิ่มขึ้น ได้แก่ คลอโรฟิล เอ และความเค็ม

8) แบบจำลอง WRECEV

Water Resources Engineers ได้พัฒนาแบบจำลองเพื่อใช้ต่อเนื่องจากแบบจำลอง SWMM คือ แบบจำลอง WRECEV ซึ่งเป็นแบบจำลองพลวัต แบบ quasi-two dimension สามารถจำลองการแพร่กระจายสารได้ และใช้งานได้ง่ายกว่าแบบ RECEIV โดยทำการปรับปรุงในส่วนของแบบจำลองอุทกศาสตร์และแบบจำลองคุณภาพน้ำ และสามารถจำลองระบบในลักษณะโครงข่ายลุ่มน้ำ แบบจำลอง WRECEV มีข้อดีกว่าแบบจำลอง RECEIV คือ สามารถใช้กับลำน้ำในลักษณะอื่นเพิ่มจากแบบสี่เหลี่ยมคางหมูได้

ในส่วนของแบบจำลองคุณภาพน้ำ ได้ปรับปรุงการคำนวณสัมประสิทธิ์การเติมอากาศในช่วงเวลา (time step) และปรับปรุงการคำนวณค่าออกซิเจนละลายอิมิตัว รวมถึงอัตราของปฏิกิริยาต่างๆ ให้มีความถูกต้องมากขึ้น โดยใช้แฟกเตอร์ปรับความถูกต้องของอุณหภูมิ

9) แบบจำลอง EXPLORE

EXPLORE เป็นแบบจำลองคุณภาพน้ำแบบพลวัต 1 มิติ โดยการพัฒนาของ Battelle Pacific Northeast Laboratories ในความร่วมมือของ EPA เป็นแบบจำลองที่รวบรวมหลายๆแบบจำลองเข้าด้วยกัน สามารถใช้งานกับโครงสร้างชลศาสตร์ได้หลายแบบตามแต่กำหนดและเป็นแบบจำลองที่มีประสิทธิภาพในการจำลองพารามิเตอร์คุณภาพน้ำต่างๆ โดยเฉพาะพารามิเตอร์ที่มีการจำลองน้อย

10) แบบจำลอง PIONEER-I

แบบจำลองอีกแบบหนึ่งที่พัฒนาขึ้นจากแบบจำลอง DOSAG คือ แบบจำลอง PIONEER-I โดย Battelle Pacific Northwest Laboratory เป็นแบบจำลองที่คงที่ตามเวลา (steady state model) สามารถจำลองพารามิเตอร์ในโตรเจนทั้งหมดและปริมาณของแข็งละลายน้ำทั้งหมด โดยถือว่าเป็นพารามิเตอร์ประเภทคงที่ตามเวลา บีโอดีและโคลิฟอร์มจำลองโดยใช้สมการการย่อยสลายอันดับ 1 ฟอสฟอรัสและไนโตรเจนในรูปสารอนินทรีย์ละลายน้ำ อาศัยสมการอันดับที่หนึ่งหรือสอง ส่วนออกซิเจนละลายน้ำ จำลองโดยรวมผลการใช้ออกซิเจนจากตะกอน กระบวนการไนตริฟิเคชัน การสังเคราะห์แสงและการหายใจของสิ่งมีชีวิตในน้ำ

11) แบบจำลอง MIKE 11

Danish Hydraulic Institute (DHI, 1988) ประเทศเดนมาร์ก ได้พัฒนาโปรแกรม MIKE 11 (a microcomputer based modeling system for river and channels) ในปีค.ศ.1972 เพื่อใช้ในการออกแบบ จัดการลุ่มน้ำและระบบโครงข่ายของลำคลอง เป็นโปรแกรมคอมพิวเตอร์ที่มีระบบจำลองพื้นฐานสำหรับคลองและแม่น้ำ ใช้จำลองสภาพการไหล การแพร่กระจายของสาร การเคลื่อนที่และการทับถมของตะกอน (sediment transport) และการจำลองคุณภาพน้ำในบริเวณปากแม่น้ำ (estuary) แม่น้ำลำคลองและระบบชลประทาน เป็นการจำลองแบบ 1 มิติ (one-dimensional modeling) โดยโปรแกรมใช้ร่วมกับเครื่องคอมพิวเตอร์ที่ใช้ระบบ MS-DOS และ UNIX

แบบจำลองที่ได้กล่าวข้างต้น เป็นเพียงส่วนหนึ่งของแบบจำลองที่ได้รับการพัฒนาขึ้น โดยแบบจำลองที่ได้รับความนิยมใช้กันอย่างแพร่หลายและยังเป็นที่นิยมใช้กันอยู่ในปัจจุบัน คือแบบจำลอง QUAL และแบบจำลอง MIKE11

2.1.3 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

กীরดี ลีวจินกุล (2531) ศึกษาการแพร่ของน้ำเค็มเข้าแม่น้ำเจ้าพระยา จากสมุทรปราการ (กม.0) ถึงอำเภอบางไทร จังหวัดอยุธยา (กม.108) ในช่วงเดือนธันวาคมถึงพฤษภาคม โดยหาความสัมพันธ์ของปริมาณน้ำเค็มกับการขึ้นลงของระดับน้ำและอัตราการไหลจากแม่น้ำ อาศัยข้อมูลวัดจริงและแบบจำลองไฟไนท์เอเลเมนต์แบบ 1 มิติ ผลการศึกษาพบว่า แบบจำลองใช้ในการคาดการณ์ค่าความเค็มได้ดีพอสมควร และความสัมพันธ์ระหว่างปริมาณความเค็มกับอัตราการไหล มีความสัมพันธ์กันสูงสุด โดยสามารถกำหนดอัตราการไหลเพื่อควบคุมความเค็มที่สูงสุดที่จะเกิดได้เป็นรายเดือนตามพิสัยน้ำขึ้นน้ำลง

กฤษฎา มหาสันทนะ (2539) ทำนายพารามิเตอร์คุณภาพน้ำ คือ ออกซิเจนละลาย บีโอดี และอุณหภูมิของแม่น้ำเจ้าพระยา โดยใช้แบบจำลอง MIKE 11 พบว่า แบบจำลองที่ศึกษาใช้ได้ดีกับแม่น้ำเจ้าพระยาโดยแสดงให้เห็นว่า คุณภาพน้ำของแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่าง เมื่อไหลผ่านกรุงเทพมหานคร มีค่าออกซิเจนละลายและบีโอดีต่ำกว่าค่ามาตรฐานคุณภาพแหล่งน้ำประเภท 5 โดยเฉพาะบีโอดีที่มีค่าสูงสุดตลอดลำน้ำที่บริเวณคลองพระโขนง มีค่าเท่ากับ 6.2 มิลลิกรัม/ลิตร เมื่อทำการทำนายค่าบีโอดีในปี พ.ศ.2540 2550 และ 2560 กรณีไม่มีการบำบัดใดๆ มีค่าเท่ากับ 6.4

9.05 และ 12.15 มิลลิกรัม/ลิตร ตามลำดับ และในกรณีมีการบำบัด พบว่าค่าบีโอดีลดลงเป็น 1.12 0.84 และ 0.7 มิลลิกรัม/ลิตร ตามลำดับ ซึ่งมีค่าลดลงอยู่ในเกณฑ์มาตรฐานคุณภาพแหล่งน้ำ

พรยศ เทียนทอง (2539) ศึกษาและพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ บนโปรแกรมสำเร็จรูป โลดัส 1-2-3 รีลีส 2.01 เพื่อศึกษาคุณภาพน้ำในแม่น้ำป่าสัก ผลการศึกษาพบว่า แบบจำลองที่พัฒนาขึ้นสามารถพยากรณ์คุณภาพน้ำของแม่น้ำป่าสักได้ โดยคุณภาพน้ำมีแนวโน้มลดต่ำลง และใช้เพื่อการตัดสินใจวางแผนการปรับปรุงคุณภาพน้ำทิ้ง โดยพิจารณาชุมชนที่มีอันดับความสำคัญอันดับแรก ได้แก่ ชุมชนเมืองสระบุรี เป็นการลดค่าใช้จ่ายในการศึกษาอย่างมาก

อิสรา พิริยะพิเศษพงศ์ (2540) ใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ MIKE 11 เพื่อการจัดการคุณภาพน้ำบริเวณโรงไฟฟ้าและเหมืองแม่เมาะ ผลการศึกษาพบว่า แบบจำลองสามารถประยุกต์ใช้จำลองสภาพการไหลของน้ำและการแพร่กระจายของพารามิเตอร์คุณภาพน้ำ คือ ปริมาณของแข็งละลายน้ำทั้งหมด และของแข็งแขวนลอยได้ดี ให้ผลการคำนวณใกล้เคียงกับค่าที่วัดจริง โดยการวิเคราะห์ค่าทางสถิติ (pair t-test) ที่ระดับความเชื่อมั่น 95 % ว่าไม่แตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญ

สำนักงานคณะกรรมการสิ่งแวดล้อมแห่งชาติ (1976) คาดการณ์ค่าออกซิเจนละลายและบีโอดีของแม่น้ำแม่กลองช่วงเขื่อนวชิราลงกรณ์จนถึงบริเวณที่มีผลกระทบจากการขึ้นลงของน้ำโดยใช้แบบจำลอง DOSAG-1 ทำการเก็บตัวอย่างน้ำ 5 สถานี ผลการศึกษาพบว่า แบบจำลองแบ่งลำน้ำออกเป็น 39 ส่วนและภายหลังการปรับเทียบแล้วแบบจำลองสามารถใช้คาดการณ์ปริมาณบีโอดีสูงสุดที่ยอมให้มีได้กับประสิทธิภาพของระบบบำบัดน้ำเสียของโรงงานและคาดการณ์ค่าออกซิเจนละลายว่าจะมีค่าต่ำสุดที่อำเภอบ้านโป่ง จังหวัดราชบุรี (กม.80)

การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย (1978) ศึกษาการรुक้าความเค็มของแม่น้ำเจ้าพระยากับแม่กลองโดยใช้แบบจำลอง Tidal Dynamics และ Salinity model ในช่วงมกราคมถึงพฤษภาคม ซึ่งเป็นช่วงที่แม่น้ำแม่กลองมีอัตราการไหลต่ำมีอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลงถึงบริเวณจังหวัดราชบุรี (กม.40) และมีการเปลี่ยนแปลงความเค็มค่อนข้างสูง ภายหลังการปรับเทียบแบบจำลองและการตรวจสอบค่าความถูกต้องสำหรับ Tidal Dynamics ได้ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระเมanning (n) เท่ากับ 0.025 และสำหรับ Salinity model พบว่า ความเค็มมีการเปลี่ยนแปลง 2 ระยะ คือ ระยะกิโลเมตรที่ 10 จากปากแม่น้ำ ความเค็มลดลงในอัตรา 0.7-0.9 ppt/km. และระยะตั้งแต่กิโลเมตรที่ 10 ขึ้นไป ความเค็มลดลงในอัตรา 1.0-1.5 ppt/km. ให้ผลที่ใกล้เคียงกับค่าจริงมาก

Hsich (1983) ศึกษาแบบจำลอง QUAL II เพื่อคาดการณ์คุณภาพน้ำในประเทศไต้หวัน พบว่า สภาพไวสูงสุดพบในบริเวณต้นน้ำของทั้งสองแม่น้ำ และค่าสัมประสิทธิ์การเติมอากาศ (K_2) ที่คำนวณจากสมการ Negulescu Rojanski เหมาะสมกับแม่น้ำ Pa-Chang ส่วนค่า K_2 ที่คำนวณจากสมการ Churchill เหมาะสมกับแม่น้ำ Chung-Kang เนื่องจากให้ค่าความถูกต้องสูง

Tischler และคณะ (1985) ประยุกต์ใช้แบบจำลอง QUAL II และ HEC-II เพื่อศึกษาคุณภาพน้ำในแม่น้ำซานตอนล่าง ได้แก่ บีโอดี ออกซิเจนละลาย อุณหภูมิ แอมโมเนีย ในเขต ฟัลล์ โคลิฟอร์ม ฟอร์มาลินและคลอไรด์ พบว่า ผลการศึกษาพารามิเตอร์คุณภาพน้ำจากแบบจำลองและผลการสำรวจจริง มีค่าไม่แตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญ (t-test) ที่ระดับความเชื่อมั่น 95% และสามารถใช่แบบจำลองที่ศึกษาเป็นเครื่องมือที่ช่วยในการจัดลำดับความสำคัญในการควบคุมมลพิษทางน้ำสำหรับพื้นที่เมือง โซล (greater Seoul urban area) ได้อย่างมีประสิทธิภาพ

Larmie, Marivoet และ Vanoupline (1989) ทำการศึกษาคุณภาพน้ำของแม่น้ำ Densu ในประเทศ Ghana โดยใช้แบบจำลอง QUAL2E ซึ่งพิจารณาพารามิเตอร์ คือ คลอไรด์ ค่าออกซิเจนละลาย และบีโอดี ได้ทำการตรวจสอบค่าพารามิเตอร์ด้วยสถิติวิเคราะห์และวิธี Monte Carlo พบว่าแบบจำลองใช้คาดการณ์คุณภาพน้ำได้ดี

Krajnc และ Rismal (1990) ทำการปรับปรุงคุณภาพน้ำแม่น้ำ Sava ในประเทศ Slovenia ซึ่งได้รับผลกระทบจากแหล่งเก็บน้ำของโรงไฟฟ้าพลังน้ำ 7 โรงที่ปล่อยความร้อนสูง โดยใช้แบบจำลอง QUAL II พบว่า ค่าออกซิเจนละลายจะลดลงอย่างชัดเจน เมื่อได้รับน้ำทิ้งที่อุณหภูมิสูง และ retention time ที่ 5 ชั่วโมง ค่าบีโอดีจะลดลงอย่างมีนัยสำคัญ

Cubillo, Rodriguez และ Barnwell (1992) ประยุกต์ใช้แบบจำลอง QUAL-2E ในการจัดการระบบบำบัดของเสียสำหรับแม่น้ำหลักของเมือง Madrid ประเทศสเปน โดยพิจารณาพารามิเตอร์ คือ อุณหภูมิ LAS บีโอดี ออกซิเจนละลาย ในโตรเจน ฟอสฟอรัส และแพลงค์ตอนพืช ภายหลังการปรับเทียบและตรวจสอบความถูกต้องของแบบจำลองแล้ว พบว่า การคำนวณแม่น้ำเป็นส่วนๆ มีความแม่นยำในระยะ 1 กิโลเมตร ซึ่งสูงกว่าการคำนวณทั้งลำน้ำที่มีความแม่นยำในระยะ 2 กิโลเมตร

2.2 ทฤษฎีสำหรับแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ MIKE 11

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่เลือกศึกษา คือ แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ MIKE 11 ได้รับการพัฒนาขึ้นโดย Danish Hydraulic Institute (DHI) ประเทศเดนมาร์ก ในปี ค.ศ.1972 เพื่อใช้ในการออกแบบ จัดการลุ่มน้ำและระบบโครงข่ายของลำคลอง เป็นโปรแกรมคอมพิวเตอร์ที่มีระบบจำลองพื้นฐานสำหรับคลองและแม่น้ำ ใช้จำลองสภาพการไหล การแพร่กระจายของสาร การเคลื่อนที่และการทับถมของตะกอนและการจำลองคุณภาพน้ำในบริเวณปากแม่น้ำ แม่น้ำลำคลองและระบบชลประทาน เป็นการจำลองแบบ 1 มิติ โดยโปรแกรมใช้ร่วมกับเครื่องคอมพิวเตอร์ที่ใช้ระบบ MS-DOS และ UNIX

ดังได้กล่าวมาแล้วว่า แบบจำลองทางคณิตศาสตร์โดยทั่วไป รวมถึงแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ MIKE 11 ประกอบได้ 3 ส่วนประกอบที่สำคัญ โดยแต่ละส่วนประกอบ มีรายละเอียดดังนี้ คือ

2.2.1 แบบจำลองทางอุทกศาสตร์ (Hydrodynamic model)

แบบจำลองทางอุทกศาสตร์ เป็นการจำลองสภาพทางกายภาพของแหล่งน้ำ โดยนำข้อมูลต่างๆ เช่น ภาพตัดขวางลำน้ำ ปริมาณน้ำ ระดับน้ำ เป็นต้น มาใช้เพื่อทำนายถึงลักษณะการไหลของลำน้ำ ในการศึกษา เป็นการศึกษานี้ ในแหล่งน้ำ ประเภท แม่น้ำ ดังนั้นจะขออธิบายเพียงทฤษฎีสำหรับแม่น้ำ หรือทางน้ำเปิด เท่านั้น

2.2.1.1 ลักษณะการไหล

สมการที่ใช้สำหรับส่วนอุทกศาสตร์ ขึ้นอยู่กับลักษณะการไหลของน้ำ โดยสามารถจำแนกถึงการไหลในทางน้ำเปิดได้ 2 ลักษณะ คือ ชนิดของการไหล (types of flow) และ สภาวะการไหล (state of flow) (Chow, 1959; French,1985)

1) ชนิดของการไหล

การกำหนดชนิดของการไหล แบ่งออกเป็น 2 แบบ คือ ความสัมพันธ์ของการไหลกับเวลาและความสัมพันธ์ระหว่างการไหลกับระยะทาง

(1) ชนิดของการไหลเมื่อเทียบกับเวลา หมายถึง การไหลที่ตัวแปรซึ่งสัมพันธ์กับการไหล เช่น อัตราการไหล ความลึกการไหล ความเร็วการไหล เป็นต้น เทียบกับเวลา โดยหากมีค่าคงที่ เรียกว่า การไหลคงที่ (steady flow) และถ้าการไหลมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา เรียกว่า การไหลไม่คงที่ (unsteady flow)

(2) ชนิดของการไหลเมื่อเทียบกับระยะทาง หมายถึง การไหลที่ความเร็วของการไหล หรือความลึกของของไหลเมื่อเทียบกับระยะทาง โดยหากมีค่าคงที่ตามระยะทาง เรียกว่า การไหลแบบสม่ำเสมอ (uniform flow) และหากเปลี่ยนแปลงไปตามระยะทาง เรียกว่า การไหลแบบไม่สม่ำเสมอหรือการไหลเปลี่ยนแปลง (non-uniform flow) ซึ่งการไหลชนิดนี้ สามารถแบ่งย่อยได้อีกตามระดับการเปลี่ยนแปลง (degree of change) เป็น 2 แบบ คือ การไหลเปลี่ยนแปลงน้อย (gradually varied flow [GVF]) ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงทีละน้อย และการไหลเปลี่ยนแปลงเร็ว (rapidly varied flow [RVF]) ซึ่งมีการเปลี่ยนแปลงทันทีทันใดในระยะสั้นๆ

2) สภาวะการไหล

สภาวะการไหล สามารถจำแนกโดยพิจารณาแรงที่กระทำต่อของไหล ในการศึกษา นี้ จะพิจารณาเฉพาะแรงเนื่องจากความโน้มถ่วงโลก เพราะเป็นแรงที่ทำให้เกิดการไหลในทางน้ำเปิด โดยแบ่งชนิดตามค่าฟรูด (Froude number; Fr) ซึ่งเป็นสัดส่วนระหว่างแรงเนื่องจากความเฉื่อยกับแรงโน้มถ่วงโลก

$$Fr = \frac{v}{(gL)^{0.5}} = \frac{v}{(gD)^{0.5}} ; D = \frac{A}{T} \quad (2.1)$$

กำหนดให้	v	=	ความเร็วการไหล
	g	=	แรงโน้มถ่วงโลก
	L	=	ความยาวจำเพาะหรือความลึกชลศาสตร์ (D) สำหรับการไหลในทางน้ำเปิด
	A	=	พื้นที่หน้าตัดการไหล
	T	=	ความกว้างของผิวหน้าการไหลอิสระ

จากค่าของฟรูด สามารถแบ่งสภาวะการไหลได้ 3 ลักษณะ ดังนี้

- (1) การไหลสภาวะวิกฤต (critical state flow) ; Fr = 1
- (2) การไหลสภาวะใต้วิกฤต (sub-critical state flow) ; Fr < 1
- (3) การไหลสภาวะเหนือวิกฤต (super-critical state flow) ; Fr > 1

สำหรับการไหลสภาวะได้วิกฤต หมายถึง ลักษณะการไหลของน้ำ อาจเกิดการเคลื่อนที่ทวนน้ำได้ เช่น การไหลทวนน้ำของกระแสน้ำขึ้นน้ำลง เป็นต้น

2.2.1.2 สมการที่ใช้ในแบบจำลองอุทกศาสตร์

การไหลของน้ำ สามารถอธิบายได้ โดยอาศัยสมการ 2 ลักษณะ คือ สมการความต่อเนื่อง (continuity equation) หรือ สมการการทรงมวลและสมการ โมเมนตัม

1) สมการของความต่อเนื่อง

จากสมบัติของของไหลที่ไม่ยุบตัวตามความดันหรือความหนาแน่นคงที่ การเคลื่อนย้ายมวล คือการเคลื่อนย้ายปริมาตร (volume transfer) โดยการเคลื่อนย้ายปริมาตรต่อหนึ่งหน่วยเวลา (Q) แสดงดังสมการ (Chow, 1959; Ponce, 1989)

$$Q = vA \quad (2.2)$$

กำหนดให้ v = ความเร็วเฉลี่ยที่ไหลผ่านหน้าตัด
 A = พื้นที่หน้าตัดที่ของไหลไหลผ่าน

ตามหลักของการทรงมวลของการไหลไหลผ่านลำน้ำ เมื่อไม่มีการไหลผ่านด้านข้างของลำน้ำและการที่สสารไม่มีการสูญหายดั่งนั้นของไหลที่ไหลผ่านหน้าตัดหนึ่ง จะเท่ากับของไหลที่ไหลผ่านในหน้าตัดหนึ่ง ด้วยคุณสมบัตินี้ สมการความต่อเนื่องจะเป็น

$$Q = v_1 A_1 = v_2 A_2 = \dots = v_n A_n \quad (2.3)$$

สมการ (2.3) เป็นสมการความต่อเนื่องสำหรับการไหลแบบคงที่

สำหรับการไหลแบบไม่คงที่ สมการความต่อเนื่องจะเปลี่ยนแปลงไปจากสมการ (2.3) เนื่องจากอัตราการไหล (Q_1) ที่ตำแหน่งหนึ่งกับอัตราการไหลในอีกตำแหน่งหนึ่ง (Q_2) ซึ่งมีระยะห่างจากกัน (Δx) จากความแตกต่างของอัตราการไหล สามารถสังเกตได้จากค่าระดับน้ำ (h) ที่เปลี่ยนแปลง โดยแสดงเป็นสมการ (ชูเกียรติ ทรัพย์ไพศาล, 2527) ดังนี้

$$Q_2 - Q_1 = \frac{\partial Q}{\partial x} \Delta x = -b \frac{\partial h}{\partial t} \Delta x$$

หรือ

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0$$

หรือ

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + b \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (2.4)$$

เมื่อ $\frac{\partial Q}{\partial x}$ = การเปลี่ยนแปลงอัตราการไหลตามระยะทาง

$\frac{\partial h}{\partial t}$

= การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำตามเวลา

$\frac{\partial A}{\partial t}$

= การเปลี่ยนแปลงพื้นที่หน้าตัดตามเวลา

b

= ความกว้างของผิวน้ำ

สมการ (2.4) เป็นสมการความต่อเนื่อง

จากการศึกษาของ Amein และ Chu (French, 1985; DHI, 1988) พบว่า สมการ (2.4) จะเปลี่ยนแปลงไป เมื่อมีการไหลเข้าทางด้านข้างของลำน้ำ ดังนี้

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (2.5)$$

เมื่อ q = อัตราการไหลเข้าด้านข้าง

2) สมการโมเมนตัม

ตามกฎการเคลื่อนที่ ข้อที่ 2 ของนิวตัน ที่ว่า “ การเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมต่อหน่วยเวลาบนวัตถุใดๆ จะเท่ากับผลรวมของแรงภายนอกทั้งหมดที่กระทำต่อวัตถุนั้น ” โดยแสดงความสัมพันธ์ (French, 1985) ดังนี้

อัตราการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมรวมภายในปริมาตรควบคุม

(rate of accumulation of momentum within the control volume)

$$= \text{อัตราการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมสุทธิบนปริมาตรควบคุม} + \text{ผลรวมของแรงทั้งหมดที่กระทำต่อปริมาตรควบคุม}$$

(net rate of momentum entering control volume) (sum of forces acting on control volume)

(1) อัตราการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมรวมภายในปริมาตรควบคุม

$$\frac{\partial}{\partial t} \int (\rho V) dv = \frac{\partial}{\partial t} \int (\rho v h) \Delta x \quad (2.6)$$

กำหนด ρ = ความหนาแน่น
 v = ปริมาตรของไหล

(2) อัตราการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมสุทธิบนปริมาตรควบคุม

อัตราการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมสุทธิ = อัตราโมเมนตัมที่เข้า - อัตราโมเมนตัมที่ออก

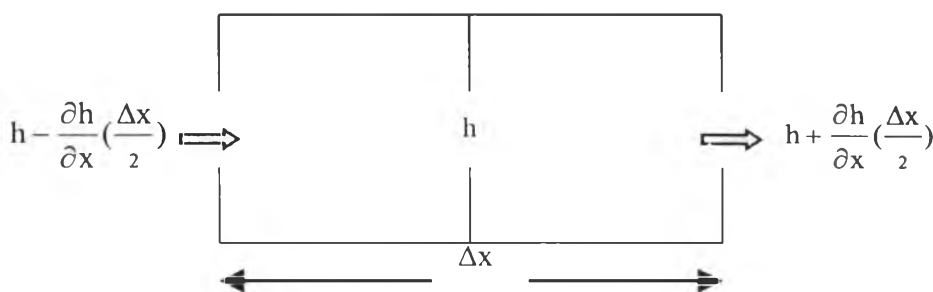
$$- \text{อัตราโมเมนตัมที่เข้า} = \rho v^2 h - \frac{\Delta x}{2} \frac{\partial}{\partial x} (\rho v^2 h) \quad (2.7)$$

$$- \text{อัตราโมเมนตัมที่ออก} = \rho v^2 h + \frac{\Delta x}{2} \frac{\partial}{\partial x} (\rho v^2 h) \quad (2.8)$$

ดังนั้น อัตราการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัมสุทธิ

$$= \left\{ \rho v^2 h - \frac{\Delta x}{2} \frac{\partial}{\partial x} (\rho v^2 h) \right\} - \left\{ \rho v^2 h + \frac{\Delta x}{2} \frac{\partial}{\partial x} (\rho v^2 h) \right\}$$

$$= - \Delta x \frac{\partial}{\partial x} (\rho v^2 h) \quad (2.9)$$



รูปที่ 2.1 แสดงการเปลี่ยนแปลงโมเมนตัม

(3) ผลรวมของแรงทั้งหมดที่กระทำต่อปริมาตรควบคุม

แรงที่กระทำต่อปริมาตรควบคุม คำนวณจาก

(3.1) แรงโน้มถ่วงโลก

$$F_y = \rho g h (\Delta x \sin \theta) \quad (2.10)$$

กำหนดให้

$$\sin \theta = S_x$$

$$\theta = \text{มุมระหว่างแกน } x \text{ กับท้องน้ำ}$$

ดังนั้น แรงโน้มถ่วงโลก

$$F_y = \rho g h (\Delta x) S_x \quad (2.11)$$

(3.2) ความดันสถิตยิต (hydrostatic pressure)

$$F_p = \int_0^h p \, dh$$

$$F_p = \int \rho g h \, dh = \frac{1}{2} \rho g h^2 \quad (2.12)$$

(3.3) แรงเสียดทาน (friction force)

$$F_f = \rho g h \Delta x S_f \quad (2.13)$$

$$\text{เมื่อ } S_f = \text{เส้นลาดชันพลังงาน (friction slope)}$$

$$\text{ผลรวมของแรงทั้งหมด} = F_y + F_p - F_f \quad (2.14)$$

เมื่อรวมอัตราการเปลี่ยนแปลงและแรงกระทำทั้งหมด ได้สมการดังนี้

$$\Delta x \rho \frac{\partial (v h)}{\partial t} = -\Delta x \rho \frac{\partial (v^2 h)}{\partial x} + \Delta x \rho g h (S_x - S_f) - \frac{\rho g \Delta x}{2} \frac{\partial (h^2)}{\partial x}$$

$$(v \frac{\partial h}{\partial t} + h \frac{\partial v}{\partial t} + (v \frac{\partial (v h)}{\partial x} + h v \frac{\partial v}{\partial x})) + g h \frac{\partial h}{\partial x} = g h (S_x - S_f)$$
(2.15)

จากสมการ (2.4) แทนค่า $\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial (h v)}{\partial x}$ ลงในสมการ (2.15) ได้ดังนี้

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} = g (S_x - S_f)$$
(2.16)

กำหนด	v	=	ความเร็วในแนวยาวของลำน้ำ
	x	=	ระยะตามแนวยาวของลำน้ำ
	g	=	แรงโน้มถ่วงโลก
	S_x	=	ความชันของท้องน้ำในแนวยาว
	S_f	=	เส้นลาดชันพลังงานหรือความเสียดทาน

สมการ (2.16) เป็นสมการ โมเมนตัมสำหรับการไหลไม่คงที่

ในการคำนวณลักษณะการไหลแบบไม่คงที่ มักสมมติว่า เส้นลาดชันของความเสียดทาน (S_f) คำนวณได้จากสมการของแมนนิงหรือสมการของเชสซี ที่ใช้กับการไหลแบบคงที่ (French, 1985) ดังนี้

$$S_f = \frac{v |v| n^2}{\phi^2 R^{4/3}}$$
(2.17)

กำหนด	R	=	รัศมีชลศาสตร์
	n	=	สัมประสิทธิ์ความขรุขระแมนนิง
	ϕ	=	สัมประสิทธิ์ตามหน่วยที่ใช้
		=	1.49 สำหรับหน่วยระบบอังกฤษ หรือ 1 สำหรับระบบเอสไอ

จากสมมติฐานสำหรับการไหลแบบไม่คงที่ กำหนดว่า ความลาดเอียงท้องน้ำต่ำมาก ดังนั้นจึงกำหนดให้

$$S_x = \sin \theta \approx 0$$

จาก $Q = vA$ สมการ (2.17) และค่า S_x นำไปแทนค่าในสมการ (2.16) จะได้สมการโมเมนตัม ดังนี้

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left[\frac{\alpha Q^2}{A} \right]}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{g Q |Q| n^2}{AR^{4/3}} = 0 \quad (2.18)$$

กำหนด $\alpha =$ momentum distribution coefficient

(4) สมมติฐานสำหรับสมการการไหลแบบไม่คงที่

ในความเป็นจริง แหล่งน้ำตามธรรมชาติมีลักษณะการไหลแบบไม่คงที่ ในงานศึกษานี้เป็นเช่นเดียวกัน โดยสมการที่ใช้อธิบายการไหลแบบนี้ คือ สมการของ Saint Venant ซึ่งเป็นสมการที่นิยมใช้อย่างแพร่หลาย ประกอบด้วยสมการพื้นฐาน 2 สมการ คือ สมการความต่อเนื่องและสมการโมเมนตัม (ดังที่อธิบายไว้ข้างต้น) โดยสมมติฐาน สำหรับการไหลแบบไม่คงที่ มีดังนี้

- การไหลของน้ำมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกันตลอด (ความหนาแน่นคงที่ตลอดหน้าตัด และไม่สามารถกดอัดของไหลได้)
- ความลาดเอียงของท้องน้ำต่ำมาก จนถือว่าเป็นแนวราบ
- ความยาวคลื่นน้ำมีค่ามาก เมื่อเทียบกับความลึกลำน้ำ จนถือว่าเป็นทิศทางขนานกับท้องน้ำ
- การไหลเป็นแบบได้วิฤต
- พลังงานที่สูญเสียเนื่องจากความเสียดทานไม่ต่างจากกรณีการไหลแบบคงที่และคำนวณได้จากสมการของแมนนิง

2.2.1.3 พฤติกรรมการไหล

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ MIKE 11 สามารถใช้อธิบายพฤติกรรมการไหลของน้ำใน 3 ลักษณะ โดยปรับรูปสมการ (2.17) ได้เป็น

$$Q = \Gamma AR^m \sqrt{S_f} \quad (2.19)$$

กำหนดให้ Γ = สัมประสิทธิ์ความขรุขระ (แมนนิงหรือเชสซี)
 R = รัศมีชลศาสตร์
 m = เลขยกกำลังอย่างง่าย

สมการ (2.19) เป็นสมการสำหรับการไหลแบบไม่คงที่ (Q) ส่วนสมการการไหลคงที่ (Q_n) เป็นดังนี้

$$Q_n = \Gamma AR^m \sqrt{S_x}$$

หรือ

$$\Gamma AR^m = Q_n / \sqrt{S_x} \quad (2.20)$$

เมื่อรวมสมการ (2.19) และ (2.20) เข้าด้วยกัน ได้เป็น

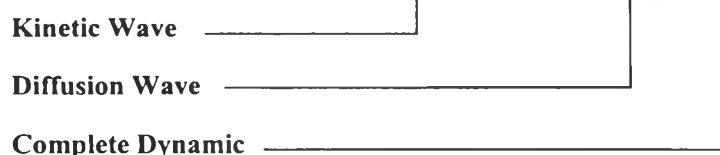
$$Q = Q_n \sqrt{(S_f / S_x)} \quad (2.21)$$

จากสมการ (2.16) ทำการปรับรูปได้เป็น

$$S_f = S_x - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.22)$$

ทำการแทนสมการ (2.21) ด้วยสมการ (2.22) จะได้สมการที่ใช้อธิบายการไหลแบบไม่คงที่ ในลักษณะต่างๆ (French, 1985; Ponce, 1989) คือ

$$Q = Q_n \left(1 - \frac{1}{S_x} \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{v}{S_x g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{1}{S_x g} \frac{\partial v}{\partial t} \right)^{1/2} \quad (2.23)$$



จากสมการ (2.23) อธิบายถึงพฤติกรรมการไหลใน 3 ลักษณะ ได้แก่

1) *Kinetic Wave* เป็นลักษณะการไหลที่คำนวณจากข้อสมมติของสมดุลระหว่างแรงเสียดทานและแรงโน้มถ่วง ซึ่งเป็นลักษณะการไหลอย่างง่าย จึงไม่สามารถอธิบายถึงอิทธิพลของการไหลกลับ (Back Water Effects) ได้

2) *Diffusive Wave* เป็นลักษณะการไหลเช่นเดียวกับ *Kinetic Wave* แต่มีความซับซ้อนมากขึ้น โดยอาศัยชลศาสตร์สถิต (Hydrostatic Gradient) หรือการแพร่กระจาย ทำให้อธิบายถึงอิทธิพลของการไหลกลับและสามารถคำนวณในขอบเขตต่างได้

3) *Dynamic Wave* เป็นการไหลที่อธิบายด้วยสมการโมเมนตัมเต็มรูปโดยรวมส่วนของความเร่ง ซึ่งสามารถใช้จำลองการเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็วภายในระบบ เช่น การขึ้นลงของน้ำเป็นต้น เป็นการไหลแบบที่ซับซ้อนมากที่สุด

2.2.1.4 วิธีการคำนวณผลลัพธ์

ในการคำนวณหาผลลัพธ์มีหลายวิธี แต่สำหรับงานศึกษานี้ ใช้วิธีไฟไนต์ดิฟเฟอเรนซ์ (finite difference) แบบอิมพลีซิท (Implicit) มีรายละเอียดดังนี้

การคำนวณผลลัพธ์ทางอุทกศาสตร์ เป็นการแก้สมการความต่อเนื่อง และสมการโมเมนตัมในเวลาเดียวกัน การหาคำตอบจึงไม่สามารถแก้สมการอนุพันธ์ย่อย (partial differential equation) โดยตรงหรือโดยวิเคราะห์ (analytical solution) ได้ จำต้องอาศัยวิธีเชิงตัวเลข (numerical technique) ซึ่งเป็นการใช้เทคนิคและข้อกำหนดบางประการ วิธีการนี้มีหลายแบบ เช่น ไฟไนต์ดิฟเฟอเรนซ์หรือไฟไนต์อีลิเมนต์ (Finite Element) เป็นต้น และใช้เครื่องคอมพิวเตอร์มาช่วยในการคำนวณ (สมเจตน์ ทิมพงษ์, 2528)

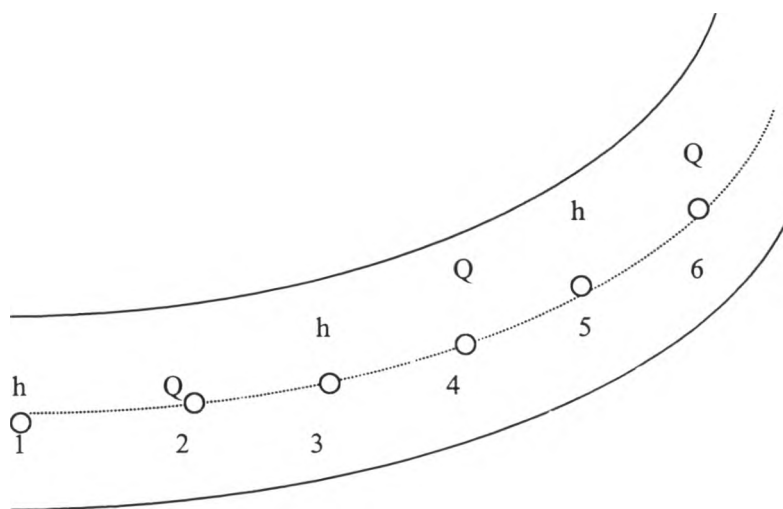
วิธีไฟไนต์ดิฟเฟอเรนซ์เป็นวิธีที่สามารถหาคำตอบของสมการสำหรับการไหลไม่คงที่ โดยการแบ่งการคำนวณออกเป็นตอนๆ (discretization) แล้วเริ่มการคำนวณจากจุดเริ่มต้น (ทราบค่า) และคำนวณค่าถัดไปเรื่อยๆ ทีละน้อย โดยแบ่งออกเป็น 3 วิธี คือ วิธีคาร์แรกเตอร์สติก (characteristic) วิธีเอ็กพลีซิท (explicit) และวิธีอิมพลีซิท วิธีการเหล่านี้จะต้องทราบหรือสมมติเงื่อนไขสภาพเริ่มต้น (initial condition) และสภาพขอบเขต (boundary condition) ที่แน่นอนเสมอ

วิธีการแบบอิมพลีซิทเป็นการเปลี่ยนสมการพื้นฐานให้อยู่ในรูปไฟไนต์ดิฟเฟอเรนซ์โดยตรง แล้วทำการคำนวณไปตามระนาบระยะทาง (x) และเวลา (t) ที่แบ่งเป็นตารางสี่เหลี่ยม โดยคำนวณคำตอบ (ความลึกและความเร็ว) ที่ทุกๆ จุดสำหรับเวลา t ใดๆ จากการแก้สมการพร้อมกัน $2n$

สมการ (เมื่อ n เป็นจำนวนจุดบนระยะทาง x) การแก้สมการรวมทั้งหมด เพราะค่าของตัวแปรในเวลาข้างหน้าเป็นสมการของตัวแปรที่ยังไม่ทราบค่าในเวลาปัจจุบัน โดยมีขั้นตอน ดังนี้

1) การกำหนดกริด

การกำหนดกริดตามวิธีการอิมพลีซิทเป็นการกำหนดจุดระหว่างตำแหน่งที่ทราบค่า คือ สภาพขอบเขตบน (upstream boundary) และสภาพขอบเขตล่างเพื่อคำนวณค่าระดับน้ำหรือปริมาณน้ำของกริดที่ประมาณตำแหน่งขึ้น ประกอบด้วยจุดปริมาณน้ำ (Q) และจุดระดับน้ำ (h) สลับกัน โดยคำนวณขึ้นตามเวลาที่กำหนด (time step ; Δt) ดังรูปที่ 2.2



รูปที่ 2.2 แสดงการกำหนดกริดในลำน้ำ

จากรูป จะเห็นว่า จุด Q และ h อยู่ระหว่างกัน หรือสลับกัน โดยระยะระหว่างจุด Q และ h จะแตกต่างกันไปตามข้อมูลที่กำหนดให้

เวลาที่กำหนดต้องใช้ค่าที่เหมาะสมเพื่อให้สมการเป็นแบบผันแปรเชิงเส้น (linear variation) โดยมีวิธีการประมาณค่า ดังนี้

(1) Courant criteria (C_n)

$$C_n = \frac{(v + \sqrt{gd}) \Delta t}{\Delta x} \leq 10-15 \quad (2.24)$$

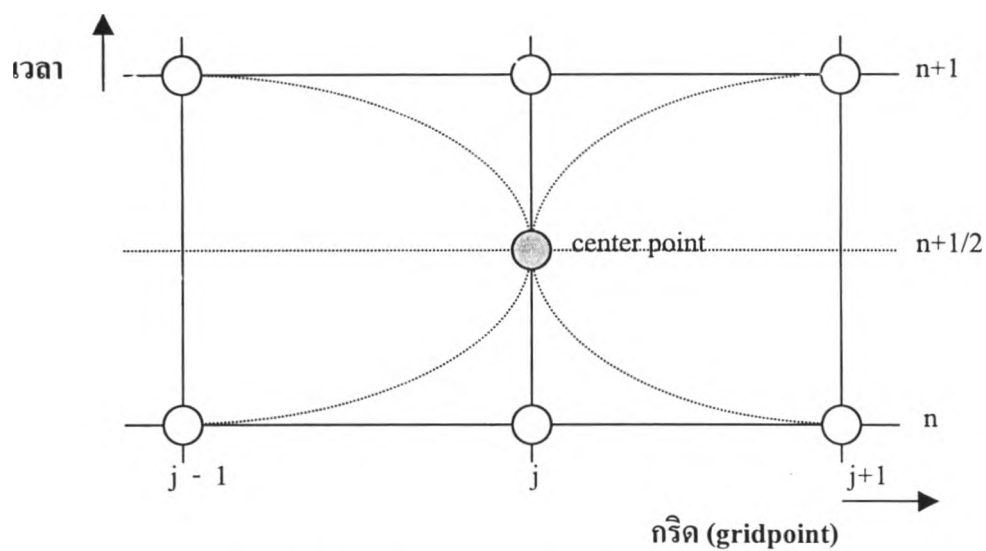
กำหนดให้	v	=	ความเร็วเฉลี่ยของน้ำตัด (เมตร/วินาที)
	d	=	ความลึกการไหลเฉลี่ย (เมตร)
	Δt	=	เวลากำหนด
	Δx	=	ระยะกำหนด (space step)

(2) velocity criteria

$$\frac{v\Delta t}{\Delta x} \leq 1-2 \quad (2.25)$$

2) การคำนวณกริด (grid computation)

การคำนวณกริดสำหรับแบบจำลอง MIKE 11 ใช้วิธีตาม Abbott และ Ionescu ซึ่งพัฒนาการคำนวณกริดที่แสดงด้วยแผนภาพ centred 6-point Abbott ดังรูปที่ 2.3



รูปที่ 2.3 แสดง center 6-point Abbott scheme

(1) สมการต่อเนื่อง

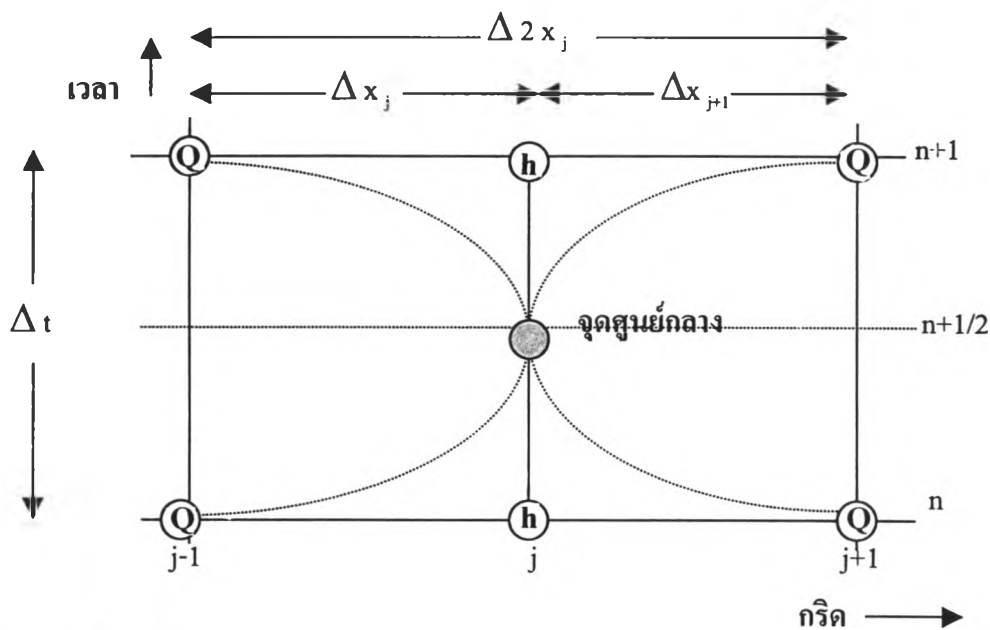
$$\frac{\partial Q}{\partial x} + b \frac{\partial h}{\partial t} = q$$

จากสมการ ค่า Q มีความสัมพันธ์กับระยะทาง x เพื่อแก้สมการหาค่า h ที่จุดศูนย์กลางกลางสามารถแสดงเป็นภาพได้ ดังรูปที่ 2.4

เมื่อพิจารณาค่าอนุพันธ์ที่อยู่ในเวลา $n+1/2$ ดังนี้

$$\frac{\partial Q}{\partial x} \approx \frac{\frac{1}{2}(Q_{j+1}^{n+1} + Q_{j+1}^n) - \frac{1}{2}(Q_{j-1}^{n+1} + Q_{j-1}^n)}{\Delta 2x_j} \quad (2.26)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} \approx \frac{(h_j^{n+1} - h_j^n)}{\Delta t} \quad (2.27)$$



รูปที่ 2.4 แสดง centering of continuity equation in 6-point Abbott scheme

กำหนดค่า b โดยประมาณดังนี้

$$b = \frac{A_{o,j} + A_{o,j+1}}{\Delta 2x} \quad (2.28)$$

เมื่อ $A_{o,j}$ = พื้นที่ระหว่างจุดกริด $j-1$ กับ j
 $A_{o,j+1}$ = พื้นที่ระหว่างจุดกริด j กับ $j+1$
 $\Delta 2x$ = ระยะระหว่างจุดกริด $j-1$ กับ $j+1$

จากสมการต่อเนื่อง แทนค่าตัวแปรเหล่านี้ แล้วปรับรูปสมการใหม่ได้ดังนี้

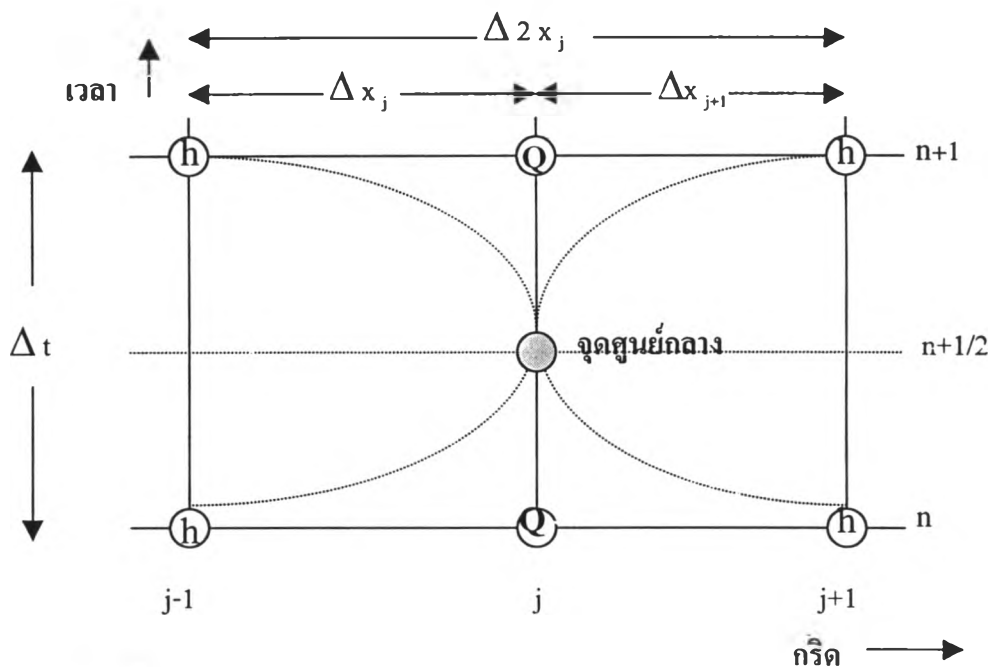
$$\alpha_j Q_{j-1}^{n+1} + \beta_j h_j^{n+1} + \gamma_j Q_{j+1}^{n+1} = \delta_j \quad (2.29)$$

กำหนดให้ α β และ γ เป็นฟังก์ชันของ b และ δ โดยขึ้นอยู่กับค่า Q และ h ที่เวลา n และ ค่า q ที่เวลา $n+1/2$

(2) สมการโมเมนตัม

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left[\frac{\alpha Q^2}{A} \right]}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{gQ|Q|n^2}{AR^{4/3}} = 0$$

จากสมการโมเมนตัม ค่าที่ศูนย์กลางคือ ค่า Q โดยแสดงเป็นรูป ดังนี้



รูปที่ 2.5 แสดง centering of momentum equation in 6-point Abbott scheme

เมื่อพิจารณาค่าอนุพันธ์ที่เวลา $n+1/2$ แสดงได้ดังนี้

$$\frac{\partial Q}{\partial t} \approx \frac{(Q_j^{n+1} - Q_j^n)}{\Delta t} \quad (2.30)$$

สำหรับสมการ (2.30) อยู่ในรูปของ quadratic term จะมีสูตรคำนวณเพื่อสามารถแสดงทิศทางของ Q ได้อย่างถูกต้อง ระหว่างการเปลี่ยนระดับเวลา ดังนี้

$$\frac{\partial h}{\partial x} \approx \frac{\frac{1}{2}(h_{j+1}^n + h_{j+1}^{n+1}) - \frac{1}{2}(h_{j-1}^n + h_{j-1}^{n+1})}{\Delta 2x_j} \quad (2.31)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right) \approx \frac{\left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)_{j+1}^{n+1/2} - \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)_{j-1}^{n+1/2}}{\Delta 2x_j} \quad (2.32)$$

$$Q^2 \approx f Q_j^{n+1} - (f-1) Q_j^n Q_j^n \quad (2.33)$$

กำหนดให้ $f =$ theta coefficient (โดยทั่วไปใช้ค่าประมาณ 1)

จากสมการโมเมนต์ แทนค่าตัวแปรเหล่านี้ แล้วปรับรูปสมการใหม่ได้ดังนี้

$$\alpha_j h_{j-1}^{n+1} + \beta_j Q_j^{n+1} + \gamma_j h_{j+1}^{n+1} = \delta \quad (2.34)$$

กำหนดให้

$$\alpha_j = \gamma_j = f(A)$$

$$\beta_j = f(Q_j^n, \Delta t, \Delta x, C, A, R)$$

$$\delta_j = f(A, \Delta t, \Delta x, \alpha, q, u, \phi, h_{j-1}^n, Q_{j-1}^{n+1/2}, Q_j^n, h_{j+1}^n, Q_{j+1}^{n+1/2})$$

2.2.1.5 สภาพขอบเขต

ขอบเขตที่พิจารณาคือ สภาพขอบเขตต้นน้ำและสภาพขอบเขตท้ายน้ำ โดยต้องอาศัยข้อมูล ดังนี้

1) ขอบเขตต้นน้ำ ได้แก่

- อัตราการไหลของน้ำ (Q) คงที่ตามเวลา
- อัตราการไหลของน้ำ (Q) แปรผันตามเวลา
- ไฮโดรกราฟปริมาณน้ำ (discharge hydrograph)

2) ขอบเขตทำนายน้ำ ได้แก่

- ระดับน้ำ (h) คงที่ตามเวลา
- ระดับน้ำ (h) แปรผันตามเวลา
- ความสัมพันธ์ระหว่างค่า Q และ h (rating curve)

2.2.1.6 การปรับเทียบแบบจำลองอุทกศาสตร์ (calibration of Hydrodynamic model)

การปรับเทียบแบบจำลอง พิจารณาเฉพาะพารามิเตอร์ความเสียดทานท้องน้ำ (bed resistance) หรือสัมประสิทธิ์ความขรุขระ (resistance number) ที่มีค่าเหมาะสมกับแม่น้ำแม่กลองตอนล่าง โดยมีวิธีการดังนี้

- 1) การทดลองค่าหรือการลองผิดลองถูก (trial and error) ของสัมประสิทธิ์เข้าไปในแบบจำลอง
- 2) คำนวณผลลัพธ์และเปรียบเทียบผลกับข้อมูลจริง คือ ปริมาณน้ำและระดับน้ำโดยตรวจสอบกับข้อกำหนดความถูกต้อง (criterion of accuracy) และปรับสัมประสิทธิ์อีก (กรณีไม่พอใจผล)
- 3) ปรับเทียบสัมประสิทธิ์จนใกล้ค่าที่ดีที่สุด (optimum set) แล้วทำการปรับเทียบสัมประสิทธิ์โดยเพิ่มความละเอียดในการปรับ (refine) เพื่อให้ได้สัมประสิทธิ์ที่ดีที่สุดคือ ให้ปริมาณและระดับน้ำใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการสำรวจหรือตรวจวัดจริง (ชูเกียรติ ทรัพย์ไพศาล, 2527)

2.2.1.7 สัมประสิทธิ์ความขรุขระ

พารามิเตอร์ความเสียดทานท้องน้ำเป็นค่าที่ใช้พิจารณาถึงลักษณะและสภาพของลำน้ำในแบบราบเรียบหรือขรุขระ โดยถ้าลำน้ำมีความขรุขระมาก ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระมีค่าสูงสามารถแบ่งออกเป็น 2 ชนิด (Chow, 1959) ได้แก่

- สัมประสิทธิ์ความขรุขระเชสซี (chezy coefficient ; C)
- สัมประสิทธิ์ความขรุขระแมนนิง (manning หรือ strickler coefficient ; n) หรือเลขแมนนิง (manning's n)

1) สมการที่อธิบายสัมประสิทธิ์ความขรุขระ

สัมประสิทธิ์ความขรุขระแมนนิ่งและเซสซีมีความสัมพันธ์กัน โดยแสดงเป็นสมการ (French, 1985) ดังนี้

$$\Gamma_r = \frac{g Q |Q|}{C^2 A R} = \frac{g Q |Q|}{M^2 A R^{4/3}} = \frac{g Q |Q| n^2}{A R^{4/3}} ; M = \frac{1}{n} \quad (2.35)$$

เมื่อ	C	=	สัมประสิทธิ์ความขรุขระเซสซี
	n	=	สัมประสิทธิ์ความขรุขระแมนนิ่ง
	M	=	เลขแมนนิ่ง
	R	=	รัศมีความต้านทาน (resistance radius) หรือ รัศมีชลศาสตร์ (hydraulic radius)

สำหรับค่ารัศมีความต้านทานและรัศมีชลศาสตร์ (R) ที่เลือกใช้ สามารถหาได้จากสมการ ดังนี้

(1) รัศมีความต้านทาน (R_*)

รัศมีความต้านทานสามารถคำนวณได้โดยสมการของ Engelund ดังนี้

$$\sqrt{R_*} = \frac{1}{A_c} \int_0^B \frac{y^{3/2}}{r_r} d b \quad (2.36)$$

เมื่อ	A_c	=	$\sum (A_i / r_r)$
	A_c	=	effective flow area
	A_i	=	พื้นที่หน้าตัดย่อยตามความลึก y และความกว้าง b
	r_r	=	relative resistance เป็น ค่าต้านทานที่แต่ละความลึก ของหน้าตัดลำน้ำหนึ่งๆ
	y	=	ความลึกน้ำในบริเวณที่พิจารณา (local water depth)
	B	=	ความกว้างของผิวน้ำที่ความลึก y ที่พิจารณา

(2) รัศมีชลศาสตร์ (R_h)

การพิจารณาพื้นที่ซึ่งเป็นแนวนานกันตามระดับความลึกของลำน้ำ โดยกำหนดให้ค่าความจุหน้าตัด (conveyance ; K) ทั้งหมด เท่ากับผลรวมของค่าความจุหน้าตัดย่อย

$$K = \sum_{i=1}^N K_i \quad (2.37)$$

ให้สมการข้างต้น แสดงความสัมพันธ์กับสัมประสิทธิ์ความขรุขระ (n) ได้ดังนี้

$$\frac{(AR_h^{2/3})}{n} = \sum_{i=1}^n \frac{A_i R_{h_i}^{2/3}}{r_{r_i} n} \quad (2.38)$$

(ก) เมื่อ $r_r \neq$ ค่าคงที่

$$R_h = \left(\frac{\sum_{i=1}^N \left[\frac{A_i^{5/3}}{r_{r_i} P_i^{2/3}} \right]}{A} \right)^{3/2} \quad (2.39)$$

กำหนดให้

$$R_{h_i} = \frac{A_i}{P_i}$$

$$A_i = \text{พื้นที่หน้าตัดย่อยตามเส้นขอบเปียก } i$$

$$A = \text{พื้นที่หน้าตัดทั้งหมด}$$

$$P_i = \text{เส้นขอบเปียกของหน้าตัดย่อย } i$$

(ข) เมื่อ $r_r =$ ค่าคงที่

$$R_h = \frac{A}{P} \quad (2.40)$$

กำหนดให้ $P =$ เส้นขอบเปียกทั้งหมด (wet perimeter)

2) วิธีการเลือกค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระ

ในการศึกษานี้ เลือกใช้ค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระแมนนิ่งเนื่องจากเป็นที่นิยมใช้ค่าสัมประสิทธิ์แมนนิ่งส่งผลโดยตรงต่อความถูกต้องของผลการคำนวณสำหรับแบบจำลองอุทกศาสตร์ ดังนั้น การเลือกค่าสัมประสิทธิ์แมนนิ่ง จึงเป็นสิ่งที่ต้องระมัดระวัง หากแต่ยังไม่มีการเฉพาะสำหรับเลือกค่าสัมประสิทธิ์แมนนิ่ง วิธีการที่ใช้กันอยู่ในปัจจุบัน คือ

(1) การลองผิดลองถูกและอาศัยการเลือกค่าจากตารางสรุปค่าสัมประสิทธิ์แมนนิ่งสำหรับทางน้ำชนิดต่างๆ สามารถแสดงตารางที่ 2.1

ตารางที่ 2.1 แสดงค่าสัมประสิทธิ์ความขรุขระแมนนิ่งสำหรับทางน้ำชนิดต่างๆ

ชนิดของทางน้ำและรายละเอียด	ค่าต่ำสุด	ปกติ	ค่าสูงสุด
ทางน้ำธรรมชาติ			
ทางน้ำขนาดเล็ก (ความกว้างขณะน้ำท่วม < 100 ฟุต)			
ทางน้ำบนที่ราบ			
1. สะอาด ตรง ไม่มีหาดทรายและหลุมบ่อ	0.025	0.030	0.033
2. เหมือนข้อ 1 แต่มีหญ้าและหินปกคลุมเล็กน้อย	0.030	0.035	0.040
3. เป็นคลองคดเคี้ยว สะอาด มีหาดทรายและหลุมบ่อ	0.033	0.040	0.045
4. เหมือนข้อ 3 แต่มีหญ้าและหินปกคลุมเล็กน้อย	0.035	0.045	0.050
ทางน้ำขนาดใหญ่ (ความกว้างขณะน้ำท่วม > 100 ฟุต)			
1. ทางน้ำสม่ำเสมอและไม่มีหินและพืชปกคลุม	0.025		0.060
2. ทางน้ำไม่สม่ำเสมอและขรุขระ	0.035		0.100

ที่มา : Chow, 1959

จากตารางที่ 2.1 สามารถสรุปได้ว่า สำหรับแม่น้ำหรือลำน้ำตามธรรมชาติสัมประสิทธิ์แมนนิ่งที่เลือกใช้ควรมีค่าอยู่ในช่วง 0.025 (ท้องน้ำขรุขระน้อยหรือราบเรียบ) ถึง 0.05 (ท้องน้ำขรุขระมาก) และเลขแมนนิ่งจะมีค่าอยู่ในช่วง 20 ถึง 40 (ท้องน้ำขรุขระมากถึงขรุขระน้อยหรือราบเรียบ)

(2) การประมาณค่าสัมประสิทธิ์แมนนิ่งโดยอาศัยสมการ เป็นการพิจารณาถึงปัจจัยต่างๆ ที่มีต่อสัมประสิทธิ์

ปัจจัยที่มีผลต่อสัมประสิทธิ์ความขรุขระที่สำคัญ (Chow, 1959; ชูเกียรติ ทรัพย์ไพศาล, 2527) คือ

- การเปลี่ยนแปลงสภาพตามฤดูกาล ได้แก่ การเติบโตของพืชน้ำ หญ้า ต้นไม้ในลำน้ำและริมตลิ่ง ที่เปลี่ยนไปตามฤดูกาล ซึ่งส่งผลต่อค่า n

- วัสดุท้องน้ำและวัสดุแขวนลอย โดยมีผลต่อค่า n เมื่อวัสดุมีการเคลื่อนที่หรือหยุดนิ่ง จะทำให้ต้องใช้พลังงานในการไหลมากขึ้น เป็นการเพิ่มความขรุขระให้กับลำน้ำ

- การกัดเซาะและการตกตะกอน (scouring and silting) เมื่อทางน้ำถูกกัดเซาะโดยกระแสน้ำมาก จะเป็นการเพิ่มความขรุขระของผนังทางน้ำ ทำให้ค่า n มากขึ้น ในทางตรงข้าม ถ้ามีการตกตะกอนด้วยวัสดุที่มีความละเอียดกว่าผิวทางน้ำ จะช่วยลดความขรุขระของพื้นผิว ทำให้สภาพการไหลสะดวกยิ่งขึ้น ดังนั้น สัมประสิทธิ์ความขรุขระจะมีแนวโน้มน้อยลง

จากงานศึกษาของ Cowan (Chow, 1959) ได้ทำการประมาณค่า n โดยสามารถแสดงเป็นสมการได้ดังนี้

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) m_5 \quad (2.41)$$

กำหนดให้

(ก) n_0 เป็นสัมประสิทธิ์แมนนิ่งพื้นฐาน (basic n) เป็นปัจจัยสำคัญในการกำหนดค่าสัมประสิทธิ์แมนนิ่ง โดยพิจารณาถึงลักษณะพื้นท้องน้ำสำหรับลำน้ำตรง สม่่าเสมอ และราบเรียบ

ลักษณะของวัสดุของลำน้ำ หรือ ความขรุขระของผิวทางน้ำเปิด หมายถึง ขนาดและรูปร่างของวัสดุที่เป็นผิวทางน้ำ ถ้าวัสดุเป็นเม็ดละเอียดจะมีค่า n_0 ต่ำ ในขณะที่วัสดุเม็ดหยาบ (coarse grain) มีค่า n_0 สูง โดยแสดงค่า n_0 สำหรับวัสดุต่างๆ ดังตารางที่ 2.2

(ข) n_1 เป็นค่าที่ปรับความถูกต้องของค่า n_0 พิจารณาถึงความไม่สม่ำเสมอของผิวท้องน้ำ (surface irregularity) ที่กำหนดด้วยความเป็นคลื่นและเนินของท้องน้ำ (ripples and dunes) ดังตารางที่ 2.3

ตารางที่ 2.2 แสดงค่าสัมประสิทธิ์แมนนิ่งพื้นฐาน (n_0)

ลักษณะลำน้ำ	ค่าสัมประสิทธิ์แมนนิ่งพื้นฐาน
ลำน้ำบนดิน	0.020
ลำน้ำบนหิน	0.025
ลำน้ำบนกรวดละเอียด (fine gravel)	0.024
ลำน้ำบนกรวดหยาบ (coarse gravel)	0.028

ที่มา : Chow, 1959; French, 1985

ตารางที่ 2.3 แสดงค่าความไม่สม่ำเสมอของผิวท้องน้ำ (n_1)

ระดับความ ไม่สม่ำเสมอ	ผิวท้องน้ำ เปรียบเทียบกับ :	ค่าปรับปรุง
ราบเรียบ	ผิวท้องน้ำให้การไหลที่ดีที่สุด	0.000
น้อย	สภาพผิวน้ำสะอาดปราศจากโคลนแต่มีผลกระทบเล็กน้อยจากระนาบเอียงของริมตลิ่งหรือทางระบายน้ำ	0.005
ปานกลาง	ผิวท้องน้ำมีโคลนสะสมปานกลางถึงสูง ผนังคลองหรือทางน้ำเป็นโคลนหรือมีการเซาะตลิ่งระดับปานกลาง	0.010
มาก	ตลิ่งของทางน้ำธรรมชาติเป็นโคลน ผนังทางน้ำมีการกัดเซาะและพังทลายสูง ไม่มีรูปร่างที่แน่ชัด ขรุขระและผิวท้องน้ำไม่สม่ำเสมอ	0.020

ที่มา : Chow, 1959; French, 1985

(ค) n_2 เป็นค่าที่พิจารณาถึงการเปลี่ยนแปลงในรูปร่างและขนาดของภาคตัดขวางลำน้ำ

จากการวิจัยพบว่า ถ้าทางน้ำนั้นค่อยๆเปลี่ยนแปลงทีละน้อยอย่างสม่ำเสมอไม่ว่าการเปลี่ยนแปลงนั้นจะเป็นการเปลี่ยนแปลงขนาดรูปร่างหรือหน้าตัดการไหล จะไม่มีผลกระทบต่อค่า n มากนัก แต่ถ้าการเปลี่ยนแปลงนั้นเป็นการเปลี่ยนแปลงอย่างฉับพลันจะมีผลกระทบต่อค่า n อย่างมาก ดังตารางที่ 2.4

ตารางที่ 2.4 แสดงการเปลี่ยนรูปร่างและขนาดภาคตัดขวาง (n_2)

ลักษณะการผันแปรของหน้าตัดลำน้ำในรูปร่างและขนาด	ค่าปรับปรุง
การเปลี่ยนแปลงรูปร่างและขนาดเกิดขึ้นทีละน้อย	0.000
หน้าตัดขนาดเล็กและใหญ่สลับกันไปและการเปลี่ยนแปลงรูปร่างและขนาดเกิดขึ้นเป็นครั้งคราว	0.005
การเปลี่ยนแปลงรูปร่างและขนาดเกิดขึ้นอย่างสม่ำเสมอและถี่	0.010-0.015

ที่มา : Chow, 1959; French, 1985

(ง) n_3 เป็นค่าที่พิจารณาสิ่งกีดขวางทางน้ำ (obstruction) โดยสิ่งกีดขวางทางน้ำ เช่น ดอกไม้สะพาน จะทำให้ n มีค่าเพิ่มขึ้น การเพิ่มค่า n_3 มากหรือน้อย ขึ้นอยู่กับชนิด ขนาด รูปร่าง ปริมาณ และการจัดวางตัวของสิ่งกีดขวาง ดังตารางที่ 2.5

ตารางที่ 2.5 แสดงผลกระทบจากสิ่งกีดขวางทางน้ำ (n_3)

ผลกระทบจากสิ่งกีดขวางทางน้ำ	ค่าปรับปรุง
น้อยมาก	0.000
น้อย	0.010-0.015
ปานกลาง	0.020-0.030
มาก	0.040-0.060

ที่มา : Chow, 1959; French, 1985

(จ) n_4 เป็นค่าที่พิจารณาพืชปกคลุมและสภาวะการไหล โดยพืชปกคลุมหมายถึง การที่มีพืชเจริญเติบโตในทางน้ำ เช่น มีหญ้าขึ้นหรือมีผักตบชวาลอย เป็นต้น ลักษณะเช่นนี้จะทำให้ ค่า n มากขึ้น เพราะพืชขวางการไหลของน้ำ ทำให้ลดพื้นที่หน้าตัดการไหล ซึ่งผลของการมีพืชปกคลุม(n_4) ต่อสัมประสิทธิ์ความขรุขระ (n) จะมากหรือน้อย ขึ้นอยู่กับความสูง ความหนาแน่น และ ชนิดของพืช ดังตารางที่ 2.6

ตารางที่ 2.6 แสดงผลของพืชปกคลุมและสภาวะการไหล (n_4)

พืชปกคลุมและสภาวะการไหล เปรียบเทียบกับ :	ระดับผลกระทบ ต่อ n	ช่วงของค่าปรับปรุง
Dense growths of flexible turf grasses or weeds, of which Bermuda grass and blue grass are examples, where the average depth of flow is 2 to 3 times the height of vegetation Supple seedling tree switches such as willow, cottonwood, or salt cedar where the average depth of flow is 3 to 4 times the height of the vegetation	ต่ำ	0.005-0.010 หรือ 0.002-0.010 (Martin, Ambrose และ McCutcheon, 1990)
Turf grasses where the average depth of flow is 1 to 2 times the height of vegetation Stemmy grasses, weeds, of tree seedlings with moderate cover where the average depth of flow is 2 to 3 times the height of vegetation Brushy growths, moderately dense, similar to willows 1 to 2 years old, dormant season, along side slopes of channel with on significant vegetation along the channel bottom, where the hydraulic radius is greater than 2 ft. (0.6 m)	ปานกลาง	0.010-0.025

ตารางที่ 2.6 (ต่อ)

พืชปกคลุมและสภาวะการไหล เปรียบเทียบกับ :	ระดับผลกระทบ ต่อ n	ช่วงของค่าปรับ ปรุง
<p>Dormant season, willow or cottonwood tree 8 to 10 years old, intergrown with some weeds and brush, none of the vegetation in foliage, where the hydraulic radius is greater than 2 ft. (0.6 m)</p> <p>Growing season, bushy willows about 1-year-old intergrown with some weeds in full foliage along side slopes, no significant vegetation along channel bottom, where hydraulic radius is greater than 2 ft. (0.6 m)</p>	สูง	0.025-0.050
<p>Turf grasses where the average depth of flow is less than one-half the height of vegetation</p> <p>Growing season, bushy willows about 1-year-old intergrown with some weeds in full foliage along side slopes; dense growth of cattails along channel bottom; any value of hydraulic radius up to 10 or 15 ft. (3 to 4.6 m)</p> <p>Growing season, trees intergrown with weeds and brush, all in full foliage; any value of hydraulic radius up to 10 or 15 ft. (3 to 4.6 m)</p>	สูงมาก	0.050-0.100

ที่มา : Chow, 1959; French, 1985

(จ) m_5 เป็นแฟกเตอร์ปรับความถูกต้องสำหรับความคดเคี้ยวของลำน้ำ
(meandering of channel)

ทางน้ำที่มีรัศมีส่วนโค้งของแนวทางน้ำมากและส่วนโค้งนั้นราบเรียบ มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงค่า n น้อยมาก แต่ถ้าทางน้ำนั้นมีรัศมีส่วนโค้งของแนวทางน้ำน้อยหรือเป็นโค้งหักข้อศอกและโค้งกลับไปกลับมา จะทำให้ค่า n มีค่าเพิ่มขึ้นอย่างมาก ดังแสดงเป็นตารางที่ 2.7

ตารางที่ 2.7 แสดงค่าแฟกเตอร์สำหรับความคดเคี้ยวของลำน้ำ (m_5)

ระดับความคดเคี้ยวของลำน้ำ	ค่าปรับปรุง
น้อย	1.00
ปานกลาง	1.15
มาก	1.30

ที่มา : Chow, 1959; French, 1985

2.2.2 แบบจำลองการแพร่กระจาย (Transport Dispersion model)

แบบจำลองการแพร่กระจาย เป็นแบบจำลองที่อธิบายถึงลักษณะการเคลื่อนย้ายของสารในลำน้ำ สำหรับแบบจำลองที่ศึกษา คือ แบบจำลอง 1 มิติ ที่มีสมการซึ่งอาศัยหลักการของกฎทรงมวลสามารถอธิบายถึงกลไกการเคลื่อนที่ของสารได้ใน 2 ลักษณะ คือ การพาและการแพร่กระจาย

2.2.2.1 สมการที่ใช้ในแบบจำลองการแพร่กระจาย

ดังได้กล่าวในข้างต้นถึงกลไกการเคลื่อนที่ของสาร ที่สามารถอธิบายได้ใน 2 ลักษณะ (Fisher, Imberger และ Brooks, 1979; Thomann และ Mueller, 1987) ดังนี้

1) การพา (advective or convective transport)

การพา เป็นกระบวนการเคลื่อนย้ายของสารจากที่หนึ่งไปยังอีกที่หนึ่ง โดยอิทธิพลของการไหลของน้ำ ทิศทางการเคลื่อนที่ขึ้นกับทิศทางการไหล ในบริเวณปากแม่น้ำที่ได้รับอิทธิพลกระแสน้ำขึ้นน้ำลงจากทะเล จะมีทิศทางการไหลของน้ำเป็นไปได้ทั้งในทางบวก คือ ไหลออกสู่ทะเลและทางลบ คือ การไหลย้อนกลับไปทางแม่น้ำ

2) การแพร่กระจาย (dispersive transport)

การแพร่ (diffuse) เป็นการเคลื่อนที่ของสารในลักษณะฟุ้งกระจายทุกทิศทุกทาง เมื่อรวมกับการเคลื่อนที่ตามทิศทางการไหลของน้ำ จะเกิดกระบวนการแพร่กระจาย (dispersion) ขึ้น โดยเป็นกระบวนการที่เกิดการแพร่ของสารในทิศทางการไหลของน้ำนั่นเอง

การแพร่กระจายสาร สามารถแบ่งออกได้ 3 ลักษณะตามแนวการแพร่กระจาย คือ

- การแพร่กระจายแนวตั้ง (vertical dispersion)
- การแพร่กระจายแนวขวาง (horizontal or lateral dispersion)
- การแพร่กระจายแนวยาว (longitudinal dispersion)

ในการแพร่กระจายทั้ง 3 ลักษณะ มีความสำคัญต่อการผสมผสานของมลสารในแหล่งน้ำเป็นอย่างมาก โดยมีความสำคัญมากกว่า การแพร่ในระดับโมเลกุล (molecular diffusion) และการแพร่กระจายความร้อน (thermal diffusion)

จากแบบจำลองที่ศึกษา เป็นแบบจำลองแบบ 1 มิติ จึงพิจารณาการแพร่กระจายสารในลักษณะแนวยาวเท่านั้น เพราะเกิดจากการไหลของลำน้ำจึงมีความสำคัญมากที่สุด

การเคลื่อนย้ายสารใน 2 ลักษณะที่กล่าวมา แสดงความสัมพันธ์เป็นสมการตามวิธีการของ Taylor และ Holley (Fischer, 1967; Holley, 1969) ดังนี้

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v \frac{\partial C}{\partial x} + D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (2.42)$$

เมื่อ C = ความเข้มข้นของสาร
 u = ความเร็วของการไหลในลำน้ำ
 D_x = สัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย
 (longitudinal dispersion coefficient)

สารต่างๆที่อยู่ในลำน้ำ เช่น มลสาร มีลักษณะการเคลื่อนที่ได้ 2 ลักษณะดังได้กล่าวในข้างต้น คือ การพาและการแพร่กระจาย โดยใช้ในการอธิบายการเคลื่อนที่ของสารประเภทคงตัว (conservative substance) ได้ดี แต่สำหรับมลสารประเภทไม่คงตัว (non-conservative substance) จะมีกระบวนการเพิ่มขึ้น คือ การเกิดปฏิกิริยาโดยส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณสาร สามารถแสดงความสัมพันธ์เป็นสมการ (Fisher และคณะ, 1979) ดังนี้

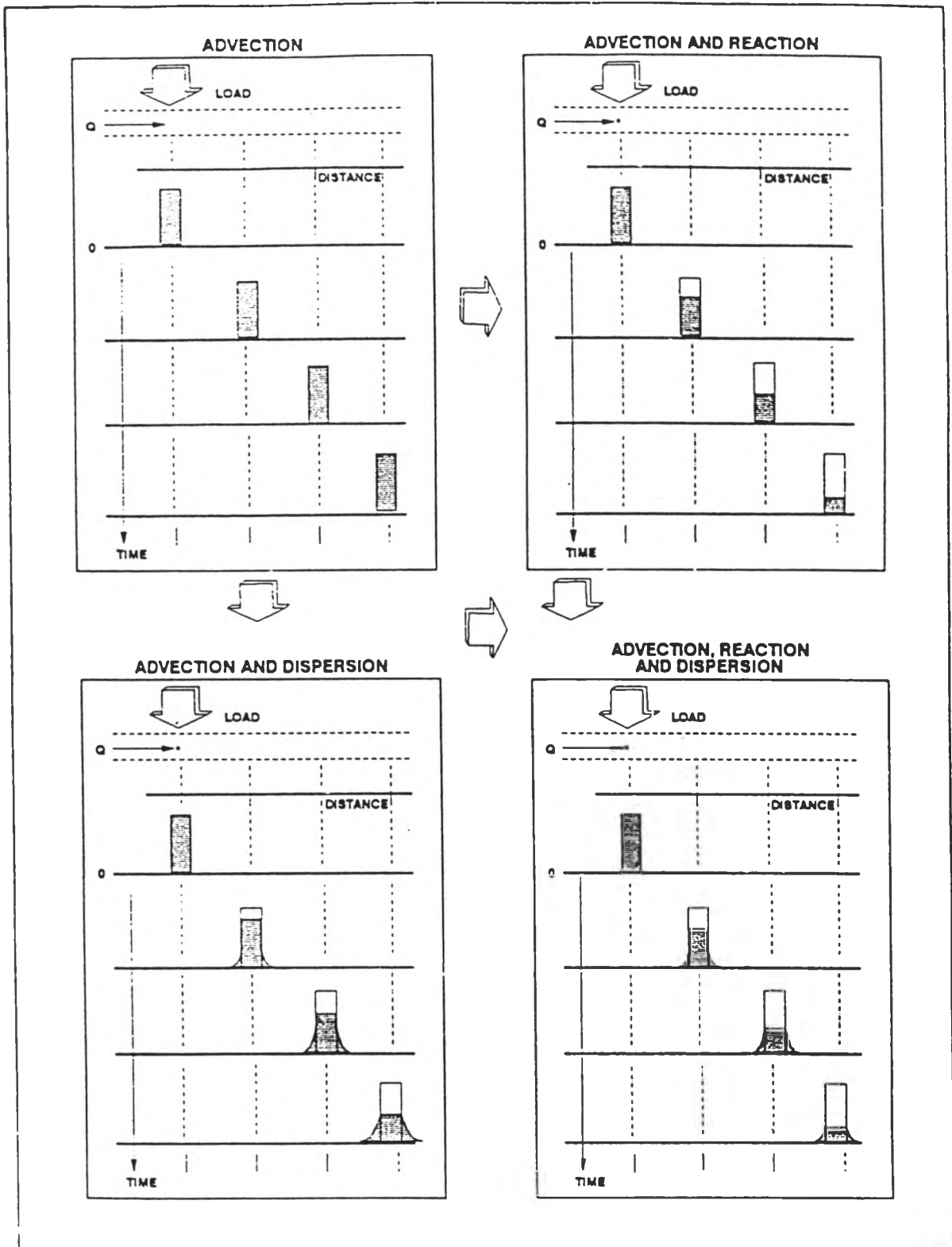
$$\frac{\partial C}{\partial t} = -KC \quad (2.43)$$

เมื่อ K = สัมประสิทธิ์การย่อยสลายสาร
 (linear decay coefficient)

จากหลักการที่ได้กล่าวมา จึงสามารถสรุป สมการที่ใช้อธิบายการแพร่กระจายของสารในลำน้ำ (Fischer, 1979; DHI, 1988) ดังนี้

$$\frac{\partial AC}{\partial t} + \frac{\partial QC}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(AD_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) = -AKC + C_s q \quad (2.44)$$

เมื่อ A = พื้นที่หน้าตัดลำน้ำ (cross-sectional area)
 C_s = ความเข้มข้นของสารที่ปล่อยลงสู่ลำน้ำ
 (source/sink concentration)
 q = อัตราการไหลของน้ำที่ลงสู่ลำน้ำ (lateral discharge)
 t = เวลา (time step)
 x = ระยะระหว่างกริด (space step)



รูปที่ 2.6 แสดงลักษณะการเคลื่อนที่ของสารใน 3 ลักษณะ คือ การพา (advection or convection) การแพร่กระจาย (dispersion) และการเกิดปฏิกิริยา (Biswas, 1997)

2.2.2.2 สมมติฐานสำหรับสมการการแพร่กระจาย

- 1) สารหรือมลสารต้องผสมเป็นเนื้อเดียวกันที่หน้าตัดลำน้ำ (สำหรับเทอมของการไหลเข้าด้านข้างหรือน้ำทิ้ง)
- 2) สารที่พิจารณาต้องเป็นสารประเภทคงตัว หรือสารประเภทไม่คงตัวแบบปฏิกิริยาอันดับหนึ่ง (first order reaction or linear decay)
- 3) การแพร่กระจายของสารอาศัยหลักการของ Fick

2.2.2.3 พารามิเตอร์คุณภาพน้ำที่ศึกษา

พารามิเตอร์คุณภาพน้ำที่ศึกษา คือ ความเค็ม (salinity) ซึ่งเป็นสารประเภทคงตัวตามเวลา (conservative substance)

"ความหมายของความเค็มในทางวิทยาศาสตร์ หมายถึง ค่าน้ำหนักเป็นกรัมของของแข็งเมื่อนำมาทำให้แห้งที่อุณหภูมิ 480 องศาเซลเซียส จนน้ำหนักคงที่ได้สารอินทรีย์ที่ออกซิไซด์อย่างสมบูรณ์โบรไมด์และไอโอดีด้วยปริมาณเท่าๆกัน และเกลือคาร์บอเนตจะเปลี่ยนเป็นออกไซด์ การชั่งน้ำหนักต้องทำในระบบสูญญากาศ" (กรมประมง, 2516)

การแพร่ของความเค็มในพื้นที่ศึกษาเกิดขึ้นเนื่องจากแม่น้ำแม่กลองตอนล่างเป็นพื้นที่ที่ติดต่อกับทะเล ได้รับอิทธิพลจากกระแสน้ำขึ้นน้ำลง จึงเกิดการรุกของน้ำทะเลเข้าสู่แม่น้ำ ซึ่งระยะทางการแพร่ของความเค็มขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายปัจจัย ได้แก่ พิสัยการขึ้นลงของน้ำทะเล ระดับน้ำปริมาณน้ำและอัตราการไหลของน้ำ (กิริติ ลีวัจนกุล, 2531)

ปริมาณความเค็มที่ระดับต่างๆ ส่งผลต่อพารามิเตอร์คุณภาพน้ำอื่น โดยเฉพาะค่าออกซิเจนละลาย พบว่า ถ้าปริมาณคลอไรด์หรือความเค็มมีค่าเพิ่มขึ้น จะทำให้ปริมาณออกซิเจนละลายมีค่าลดลง นอกจากนี้ ความเค็มยังส่งผลต่อการเจริญเติบโตของพืช โดยส่วนใหญ่ส่งผลให้พืชเจริญเติบโตได้ช้า เป็นการชะลอการเติบโต และเนื่องจากในพื้นที่ศึกษา บริเวณแม่น้ำแม่กลองตอนล่างที่เป็นแหล่งเพาะปลูกที่สำคัญ ดังนั้น การแพร่หรือการรุกของน้ำเค็มจะส่งผลโดยตรงต่อการเพาะปลูก จากงานวิจัยของกรมชลประทาน (2520) พบว่า ปริมาณความเค็มที่ส่งผลต่อพืชในระดับต่างๆ เป็นดังนี้

ตารางที่ 2.8 แสดงการตอบสนองของพืชต่อระดับความเค็มต่างๆ

สภาพน้ำไฟฟ้า (micromhos/cm)	ความเค็ม (ppt)	คุณภาพน้ำ	ความเหมาะสมในการใช้
100-250	0.01-0.05	C1	เหมาะกับพืชโดยมากและดินแทบทุกชนิด
250-750	0.05-0.30	C2	ใช้ได้โดยมีการระบายน้ำและปลูกพืชที่ทนเกลือปานกลาง
750-2250	0.30-1.13	C3	ใช้ได้โดยมีการระบายน้ำและปลูกพืชที่ทนเกลือ
2250-5000	1.13-2.85	C4	ไม่ควรใช้นอกจากมีการระบายน้ำดีพอและปลูกพืชที่ทนเกลือสูงมาก

ที่มา : กรมชลประทาน, 2520

2.2.2.4 วิธีการคำนวณผลลัพท์

วิธีการคำนวณผลลัพท์ อาศัยหลักการเช่นเดียวกับแบบจำลองอุทกศาสตร์ คือ วิธีอิมพลิชิตไฟไนต์ดิฟเฟอเรนซ์ โดยมีขั้นตอนดังนี้

1) การกำหนดกริด

การประมาณค่าเวลาที่กำหนด สามารถประมาณได้จากสมการ ดังนี้

(1) Convective Courant Number (C)

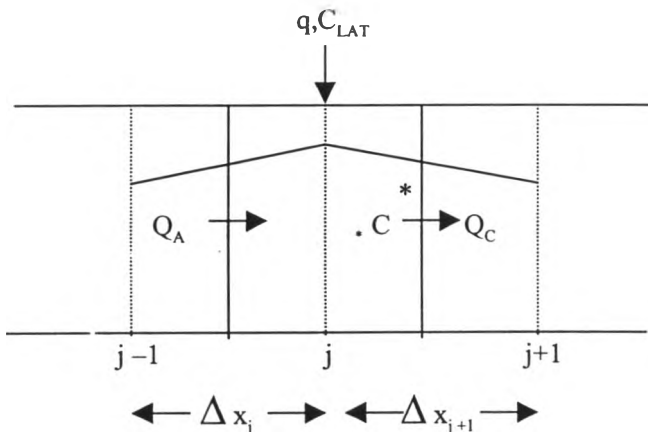
$$C_r = v \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1 \quad (2.45)$$

(2) Plect Number (Pe)

$$Pe = v \frac{\Delta x}{D} > 2 \quad (2.46)$$

2) การคำนวณกริด

การคำนวณกริดสำหรับแบบจำลองการแพร่กระจาย อาศัยวิธีตามหลักการแบบจำลองกล่อง (box-model principle) พิจารณาถึงมวลฟลักซ์ (mass flux) ที่เข้าพื้นที่กล่องที่อยู่โดยรอบกริด j (grid point j) และขอบเขตของกล่อง คือ ท้องน้ำ ผิวหน้าน้ำ และหน้าตัดลำน้ำ 2 ข้างที่จุด $j-1/2$ และ $j+1/2$ ดังรูปที่ 2.7



รูปที่ 2.7 แสดงภาพของแบบจำลองกล่อง (box-model)

สมการที่เกี่ยวข้อง 2 สมการ เพื่อคำนวณผลลัพธ์ คือ สมการต่อเนื่องและสมการการเคลื่อนที่หรือการแพร่กระจาย

(1) สมการต่อเนื่อง

$$V_j^{n+1} C_j^{n+1} - V_j^n C_j^n + T_{j+1/2}^{n+1/2} - T_{j-1/2}^{n+1/2} = q^{n+1/2} C_{source}^{n+1/2} - K C_j^{n+1/2} \quad (2.47)$$

กำหนดให้

- V_j^{n+1}, V_j^n = ปริมาตรของกล่อง
- C_j^{n+1}, C_j^n = ความเข้มข้นที่จุด j เมื่อเวลา $(n + 1)$ และ n
- $T_{j-1/2}^{n+1/2}, T_{j+1/2}^{n+1/2}$ = การเคลื่อนย้ายที่เวลา $n + 1/2$ จากด้านซ้ายไปยังด้านขวาของกล่อง
- $q^{n+1/2}$ = อัตราการไหลเข้าด้านข้าง
- $C_{source}^{n+1/2}$ = ความเข้มข้นของการไหล เข้าด้านข้าง

(2) สมการการแพร่กระจาย

$$T_{j+1/2}^{n+1/2} = Q_{j+1/2}^{n+1/2} C_{j+1/2}^* - A_{j+1/2}^{n+1/2} D \frac{C_{j+1}^{n+1/2} - C_j^{n+1/2}}{\Delta x} \quad (2.48)$$

กำหนดให้

$$\begin{aligned} Q_{j+1/2}^{n+1/2} &= \text{อัตราการไหลที่ด้านขวาของกล่อง} \\ A_{j+1/2}^{n+1/2} &= \text{พื้นที่หน้าตัดของด้านขวาของกล่อง} \\ C_{j+1/2}^* &= \text{ความเข้มข้นของสารที่ขอบเขตบน} \\ &\quad (\text{upstream interpolated concentration}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} C_{j+1/2}^* &= \frac{1}{4}(C_{j+1}^{n+1} + C_j^{n+1} + C_{j+1}^n + C_j^n) \\ &\quad - \min\left\{\frac{1}{6}\left(1 + \frac{\sigma^2}{2}\right), \frac{1}{4\sigma}\right\} \times (C_{j+1}^n - 2C_j^n + C_{j-1}^n) \end{aligned} \quad (2.49)$$

กำหนดให้

$$\sigma = \text{courant number}$$

เทอมสุดท้ายของสมการ (2.49) เป็นเทอมปรับความถูกต้องอันดับสาม (explicit third order corrective term)

เมื่อรวมสมการ (2.47) , (2.48) และสมการ (2.49) เข้าด้วยกัน จะได้สมการอิมพลิชิตไฟไนต์ดิฟเฟอเรนซ์เช่นเดียวกับสมการ (2.39) ของแบบจำลองอุทกศาสตร์ ดังนี้

$$\alpha_i C_{j-1}^{n+1} + \beta_j C_j^{n+1} + \gamma_j C_{j+1}^{n+1} = \delta_j$$

2.2.2.5 สภาพขอบเขต

สำหรับแบบจำลองการแพร่กระจาย สามารถแบ่งสภาพขอบเขตได้ 2 ประเภท ได้แก่

- 1) สภาพขอบเขตภายใน (*internal boundary condition*) คือ
 - จุดเชื่อมต่อของลำน้ำ (link at nodal point)
 - จุดที่มีการไหลด้านข้าง (internal inflow)
- 2) สภาพขอบเขตภายนอก (*external boundary condition*) คือ
 - ขอบเขตเปิด (open boundary) เป็น ขอบเขตที่มีการเชื่อมต่อ กับพื้นที่รับน้ำขนาดใหญ่ เช่น ทะเลหรือทะเลสาบ เป็นต้น
 - ขอบเขตปิด (close boundary) เป็นขอบเขตที่ไม่มีการเชื่อมต่อกับภายนอก เช่น บริเวณเขื่อน เป็นต้น
 - ขอบเขตตามค่าที่กำหนด (time varying values of concentration) เป็นขอบเขตที่ขึ้นกับการกำหนด ซึ่งแปรผันตามเวลา

2.2.2.6 การปรับเทียบแบบจำลองการแพร่กระจาย (calibration of Transport Dispersion model)

การปรับเทียบแบบจำลอง พิจารณาเฉพาะพารามิเตอร์ของการแพร่กระจายหรือสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย โดยทำการปรับแก้ค่าสัมประสิทธิ์จนค่าความเข้มข้นของสาร (ในงานศึกษาพิจารณาค่าความเค็ม) ที่ได้จากคำนวณใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการสำรวจหรือการตรวจวัดจริง

2.2.2.7 สัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย

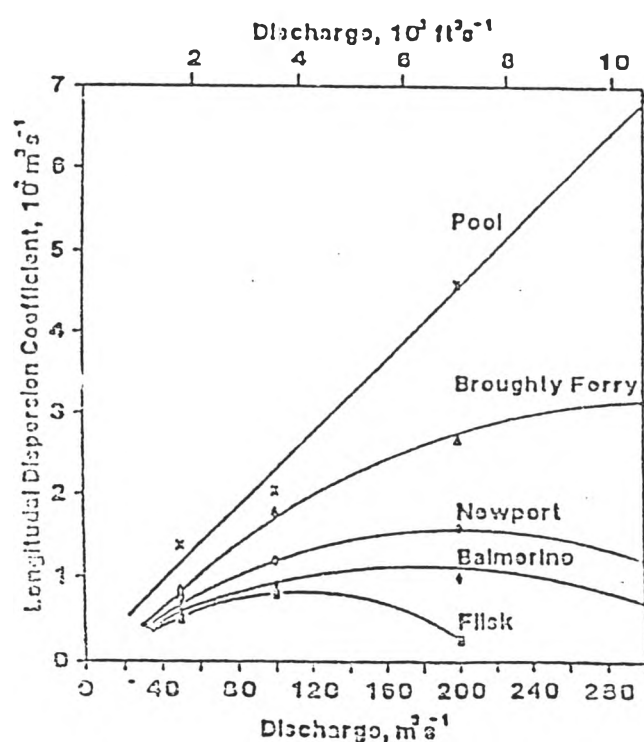
ค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย คือ ค่าที่ใช้เปรียบเทียบสำหรับแบบจำลองการแพร่กระจาย

1) ปัจจัยที่มีผลต่อสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย

ดังที่ได้กล่าวแล้วในส่วนของความเค็มถึงอิทธิพลที่มีต่อการแพร่ของน้ำเค็ม ซึ่งมีความสัมพันธ์กับสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายเช่นกัน ปัจจัยที่สำคัญได้แก่

(1) อัตราการไหลของน้ำ

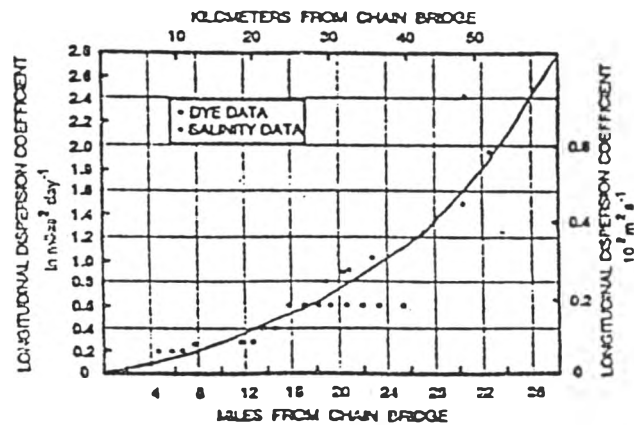
จากสมการของ Fischer แสดงให้เห็นว่า สัมประสิทธิ์การแพร่กระจายแปรผันโดยตรงกับความเร็วยหรืออัตราการไหล โดยเมื่ออัตราการไหลเพิ่ม สัมประสิทธิ์จะเพิ่มขึ้นด้วย ดังแสดงในรูป 2.8



รูปที่ 2.8 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายและอัตราการไหลกรณีศึกษา บริเวณเอสทูรี Scottish (West และ Willame, 1972 อ้างถึงใน Martin และคณะ, 1990)

(2) สถานที่ (กรณีแม่น้ำที่ติดต่อกับทะเล และ เอสทูรี)

ค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นในทางตอนล่างของลำน้ำเนื่องจากทางตอนล่างของลำน้ำได้รับอิทธิพลจากหลายๆปัจจัยที่ทำให้เปลี่ยนแปลงค่าสัมประสิทธิ์ ดังเช่น ลักษณะลำน้ำ กระแสน้ำขึ้นน้ำลง เป็นต้น ดังแสดงในรูปที่ 2.9



รูปที่ 2.9 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายของเอสทูรี Potomac และระยะทางจากสะพาน Chain ในอูชิงตัน ดี.ซี. ถึงเอสทูรีตอนล่าง (Hettling และ O'Connell, 1966 อ้างถึงใน Martin และคณะ, 1990)

(3) กระแสน้ำขึ้นน้ำลงและความเร็วลม

กระแสน้ำขึ้นน้ำลง ส่งผลต่อการแพร่กระจายสารเนื่องจากการขึ้นลงของน้ำทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความเร็วของน้ำในบริเวณที่ได้รับอิทธิพลโดยจะทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา ซึ่งส่งผลต่อสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย โดยสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายสำหรับแหล่งน้ำประเภทนี้ จะมีค่าเป็นช่วง

ในบริเวณเอสทูรีหรือแม่น้ำที่ได้รับอิทธิพลจากกระแสน้ำขึ้นน้ำลง ปัจจัยหนึ่งที่สำคัญในการผสมผสานของน้ำ คือ ความเร็วลมโดยเพิ่มความสามารถในการการแพร่กระจายสารนั่นเอง

2) วิธีการประมาณค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย

การประมาณค่าสัมประสิทธิ์ อาจหาได้โดยวิธีการ ดังนี้

(1) จากการศึกษา โดยทำการหาค่าจากการสำรวจจริงในพื้นที่ เช่น การศึกษาถึงลักษณะการไหลของสีย้อม (dye study) เป็นต้น

(2) จากการคำนวณ โดยอาศัยสมการที่ได้จากการศึกษาและพัฒนา เพื่อให้สามารถประมาณค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายได้อย่างมีประสิทธิภาพ และสมการหนึ่งที่เป็นที่นิยมใช้ คือ สมการของ Fischer (Fischer, 1979; Thomann และ Mueller, 1987) ดังนี้

$$D_x = \frac{0.011 v^2 W^2}{dv^*} \quad (2.50)$$

$$v^* = \sqrt{gds} \quad (2.51)$$

กำหนดให้

D_x	=	สัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย (เมตร ² /วินาที)
v	=	ความเร็วเฉลี่ยที่หน้าตัดลำน้ำ
W	=	ความกว้างของลำน้ำ
d	=	ความลึกของลำน้ำ
v^*	=	ความเร็วเฉือน (shear velocity)
g	=	ความโน้มถ่วงโลก
s	=	ความลาดท้องน้ำ (0.00015-0.0098)

สำหรับแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ MIKE 11 กำหนดว่า ค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย สามารถคำนวณได้จากสมการในรูปทั่วไป ดังนี้

$$D_x = f l^{ex} \quad (2.52)$$

กำหนดให้

D_x	=	สัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย
f	=	dispersion factor
ex	=	ค่ายกกำลัง (dimensionless exponent)

ค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายเป็นฟังก์ชันของความเร็วการไหลเฉลี่ยซึ่งอาศัยหลักการแพร่กระจายของ Fick (Fick's diffusion law) โดยแสดงค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายจากงานศึกษาที่ผ่านมาได้ดังตารางที่ 2.9 สำหรับการแพร่กระจายในแม่น้ำและตารางที่ 2.10 สำหรับการแพร่กระจายในแม่น้ำที่ได้รับอิทธิพลกระแสน้ำขึ้นน้ำลงและเอสตูรี

ตารางที่ 2.9 แสดงค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายสำหรับแม่น้ำ จากงานศึกษาที่ผ่านมา

แม่น้ำ	d (m)	W (m)	v (m/sec)	v* (m/sec)	D _x (m ² /sec) จากการวัด	D _x (m ² /sec) จากสมการ Fischer	อ้างอิง	
แม่น้ำ Missouri	2.70	200	1.55	0.074	1500	5290.8	Yotsukura และคณะ (1970) Godfrey และ Rrederick(1970)	
แม่น้ำ Clinch , เทนเนสซี	0.85	47	0.32	0.067	14	43.7		
	2.10	60	0.94	0.104	54	100.2		
Bayor Anacoco	2.10	53	0.83	0.107	47	94.7		
	0.94	26	0.34	0.067	33	13.6		
แม่น้ำ Noolsach	0.91	37	0.40	0.067	39	39.5		
	0.76	64	0.67	0.27	35	98.6		
Wind/Bighom	1.10	59	0.88	0.12	42	224.6		McQuivey และ Keefer (1974)
แม่น้ำ John Day	2.16	69	1.55	0.17	160	342.7		
	0.58	25	1.01	0.14	14	86.4		
แม่น้ำ Comite	2.47	34	0.82	0.18	65	23.5		
แม่น้ำ Sabine	0.43	16	0.37	0.05	14	17.9		
	2.04	104	0.58	0.05	315	392.4		
แม่น้ำ Yadkin	4.75	127	0.64	0.08	670	191.2		
	2.35	70	0.43	0.10	110	42.4		
	3.84	72	0.70	0.13	260	66		

ที่มา : Biswas, 1997

ตารางที่ 2.10 แสดงค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายสำหรับแม่น้ำที่ได้รับอิทธิพลกระแสน้ำขึ้นน้ำลงและเอสทูรี จากงานศึกษาที่ผ่านมา

เอสทูรี	ปริมาณน้ำจืด (m^3/s)	D_x (m^2/sec)	หมายเหตุ
อเมริกาเหนือ			
ปากแม่น้ำ Hudson	106-637	450-1500	O'Connor (1962)
Potomac	56	6-59	Helting และ O'Connell (1965, 1966)
อ่าว San Francisco			
อ่าว Sulson	-	600-1400	Bailey (1966)
แม่น้ำ Sacramento และ San Josquin	-	9-90	
อ่าวซีกเหนือ	-	30-1770	Glenne และ Sellock (1969)
อ่าวซีกใต้	-	10-100	
Yaquina	17	600-853	Burt และ Marriage (1957)
	อัตราไหลต่ำ	14-99	
ประเทศอังกฤษ			
ช่องแคบ Mersey	25.7	161	
	103	359	
Severn	-	54-174	Bowden (1953)
Southampton	-	158	การศึกษาลึ้น (1973)
Thames	อัตราไหลต่ำ	53	16 กม. และ 40 กม. จาก สะพาน London ที่เอสทูรี
		84	คยอนล่าง
Tay	อัตราไหลสูง	338	
	50	50-135	
	100	70-210	
	200	30-470	
	300	70-700	

ที่มา : Martin และคณะ, 1990

2.2.3 แบบจำลองคุณภาพน้ำ (Water Quality model)

แบบจำลองคุณภาพน้ำ เป็น แบบจำลองที่อธิบายถึงการเปลี่ยนแปลงพารามิเตอร์คุณภาพน้ำ หรือปริมาณสารที่อยู่ในลำน้ำ โดยอาศัยการเลือกค่าสัมประสิทธิ์ต่างๆ ให้เหมาะสม ในงานศึกษานี้ ได้ทำการพิจารณาเลือกพารามิเตอร์ คือ ออกซิเจนละลาย บีโอดี และอุณหภูมิ

2.2.3.1 พารามิเตอร์คุณภาพน้ำที่ศึกษาและสมการที่ใช้ในแบบจำลองคุณภาพน้ำ

การวิเคราะห์คุณภาพน้ำในแหล่งน้ำ พิจารณาพารามิเตอร์หลักที่บอกถึงความสกปรกและระดับมลพิษได้ ดังนี้

1) ปริมาณความต้องการออกซิเจนของจุลินทรีย์หรือบีโอดี (*biochemical oxygen demand*)

ปริมาณความต้องการออกซิเจนของจุลินทรีย์หรือบีโอดี เป็นกระบวนการที่แบคทีเรียใช้ออกซิเจนเพื่อย่อยสลายสารอินทรีย์โดยการออกซิไดซ์ ผลผลิตที่ได้นำไปในการสร้างเซลล์และการเจริญเติบโตต่อไป การตรวจวัดค่าบีโอดีเป็นวิธีการที่ใช้กันอย่างแพร่หลายในการประเมินระดับมลภาวะของแหล่งน้ำและเป็นค่าที่แสดงถึงคุณสมบัติของการฟื้นตัวของแหล่งน้ำนั้น บีโอดีหรือความต้องการออกซิเจนของจุลินทรีย์ สามารถแบ่งออกเป็น 2 แบบ (ฉัตรไชย รัตนไชย, 2539) ได้แก่

(1) ความต้องการออกซิเจนแบบคาร์บอนaceous (*carbonaceous biochemical oxygen demand [CBOD]*) เกิดจากกระบวนการเมตาบอลิซึมของสารอินทรีย์ที่มีองค์ประกอบของคาร์บอนโดยสิ่งมีชีวิต สิ่งที่ได้คือ คาร์บอนไดออกไซด์และน้ำ ดังรูป 2.10 ปฏิกริยาออกซิเดชันที่เกิดขึ้นเป็นผลมาจากการกระทำของแบคทีเรีย อัตราเร็วของปฏิกริยาจึงกำหนดด้วยจำนวนหรือปริมาณของแบคทีเรียที่มีอยู่และอุณหภูมิ Streeter และ Phelps เสนอไว้ว่าความเร็วของปฏิกริยาคลายคลึงกับปฏิกริยาอันดับหนึ่ง นั่นคือ ความเร็วของปฏิกริยาที่เกิดขึ้นเป็นสัดส่วนโดยตรงกับจำนวนสารอินทรีย์ที่เหลืออยู่ (พิชัย พิธานพิทยาวัฒน์, 2532) โดยแสดงเป็นความสัมพันธ์ได้ ดังนี้

$$\frac{d \text{ BOD}}{d t} = K_d' \text{ BOD} \quad (2.53)$$

กำหนดให้

BOD = ความเข้มข้นของสารอินทรีย์ (มิลลิกรัม ออกซิเจน/ลิตร)

K_d' = ค่าคงที่หรือสัมประสิทธิ์การย่อยสลายของสารอินทรีย์

(first-order decay oxygenation rate)

ส่วนผลการเปลี่ยนแปลงของอัตราเร็วในการย่อยสลายสารอินทรีย์ เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ แสดงโดยความสัมพันธ์ของ Van't Hoff-Arrhenius ดังนี้

$$K_d' (T^{\circ}\text{C}) = K_d' (20^{\circ}\text{C}) \theta^{(T-20)} \quad (2.54)$$

กำหนดให้

$K_d' (T^{\circ}\text{C})$ = สัมประสิทธิ์การย่อยสลายสารอินทรีย์ที่อุณหภูมิ $T^{\circ}\text{C}$

$K_d' (20^{\circ}\text{C})$ = สัมประสิทธิ์การย่อยสลายสารอินทรีย์ที่อุณหภูมิ 20°C

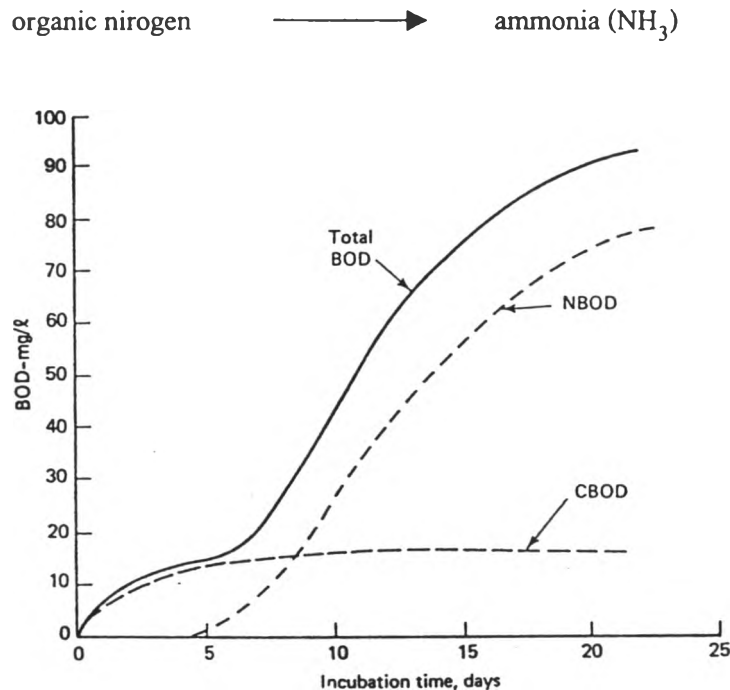
T = อุณหภูมิ ($^{\circ}\text{C}$)

θ = สัมประสิทธิ์ของอุณหภูมิ

ดังนั้น สมการสำหรับการย่อยสลายสารอินทรีย์ เป็นดังนี้

$$\frac{d \text{ BOD}}{d t} = K_d \text{ BOD} \theta^{(T-20)} \quad (2.55)$$

(2) ความต้องการออกซิเจนแบบไนโตรจีเนส (*nitrogenous biochemical oxygen demand [NBOD]*) เกิดจากความต้องการออกซิเจนในการย่อยสลายสารอินทรีย์ที่มีองค์ประกอบของไนโตรเจน เช่น โปรตีน ยูเรีย และได้ผลผลิต คือ แอมโมเนีย ดังนี้



รูปที่ 2.10 แสดงการย่อยสลายสารอินทรีย์แบบคาร์บอนเนเชียสและแบบไนโตรจีเนสกับเวลา (Thomann และ Mueller, 1987)

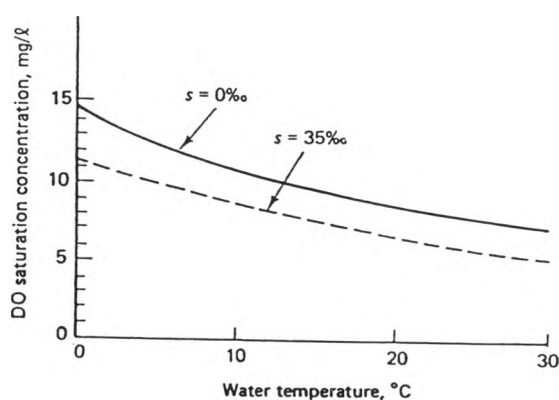
กระบวนการย่อยสลายสารอินทรีย์ทั้ง 2 ชนิด สามารถแสดงเป็นสมการการย่อยสลายได้ในลักษณะเดียวกัน แต่ต่างกันที่อัตราการย่อยสลายสาร ดังจะเห็นได้จากรูปที่ 2.10 แสดงให้เห็นว่า การย่อยสลายสารอินทรีย์แบบคาร์บอนเนเชียส จะเกิดในช่วงแรกของการย่อยสลาย ตามด้วยการย่อยสลายแบบไนโตรจีเนส การย่อยสลายแบบคาร์บอนเนเชียสจะเกิดได้เร็วกว่าแบบไนโตรจีเนส เนื่องจากโครงสร้างของสารง่ายต่อการย่อยสลายมากกว่าและแบบไนโตรจีเนสมีปัจจัยควบคุมมากกว่า เช่น ต้องอยู่ในช่วง พีเอชมากกว่า 6 (ด่าง) เป็นต้น สมบัติการย่อยสลายแบบคาร์บอนเนเชียสจึงสูงกว่าแบบไนโตรจีเนส ดังนั้น ในงานศึกษานี้ จะพิจารณาเฉพาะการย่อยสลายแบบคาร์บอนเนเชียสเท่านั้น เพราะแบบจำลองพิจารณาเฉพาะบีโอดี 5 วัน

2) ออกซิเจนละลาย (dissolved oxygen)

ออกซิเจนละลายเป็นปัจจัยสำคัญในการดำรงชีพของสิ่งมีชีวิตในน้ำ เป็นค่าที่บอกถึงการเปลี่ยนแปลงทางชีวภาพในน้ำที่เกิดขึ้นจากสิ่งมีชีวิตที่ใช้อากาศหรือไม่ใช้อากาศ สิ่งมีชีวิตที่ใช้อากาศจะใช้ออกซิเจนอิสระในการออกซิไดซ์พวกสารอินทรีย์และสารอนินทรีย์ได้ผลสุดท้ายที่ไม่ใช่ของเสีย คือ ก๊าซคาร์บอนไดออกไซด์และน้ำ ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) ส่วนพวกที่ไม่ใช้อากาศจะได้ผลสุดท้ายเป็นสิ่งที่พึงรังเกียจ เช่น ก๊าซไข่เน่า (H_2S) เป็นต้น สิ่งมีชีวิตทั้งสองแบบนี้อยู่ปะปนในธรรมชาติ ดังนั้น จึงควรทำให้สภาวะนั้นเอื้ออำนวยต่อพวกที่ใช้อากาศ จะได้ผลสุดท้ายที่ไม่ใช่ของเสีย (พิชัย พิธานพิทยารัตน์, 2532)

ปริมาณออกซิเจนที่ละลายน้ำ ขึ้นอยู่กับ ความสามารถในการละลายของออกซิเจน ซึ่งแปรตามปัจจัยภายนอก ได้แก่ อุณหภูมิ ความดัน และสารละลายน้ำ เช่น คลอไรด์หรือความเค็ม

ความสัมพันธ์ของออกซิเจนละลายกับอุณหภูมิ ความดันและสารละลายน้ำ มีการแปรผันแบบผกผันกัน กล่าวคือ เมื่อ อุณหภูมิ ความดันและสารละลายน้ำ มีค่าเพิ่มขึ้น ความสามารถในการละลายของออกซิเจนจะมีค่าลดลง ดังเช่น ความสามารถในการละลายของออกซิเจนในน้ำจืด จะมากกว่า ในน้ำเค็ม (Thomann และ Mueller, 1987) ดังรูปที่ 2.11



รูปที่ 2.11 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างความสามารถในการละลายน้ำของออกซิเจนกับอุณหภูมิและความเค็ม (Thomann และ Mueller, 1987)

(I) กระบวนการเปลี่ยนแปลงปริมาณออกซิเจนละลายน้ำ

การเปลี่ยนแปลงปริมาณออกซิเจนในน้ำ เกิดจากกระบวนการเพิ่มและลดออกซิเจน (Thomann และ Mueller, 1987) ดังนี้

(ก) การเพิ่มปริมาณออกซิเจนในน้ำ เกิดจาก

- การเติมอากาศ
- การสังเคราะห์แสงของสิ่งมีชีวิตในน้ำ
- การเพิ่มจากค่าออกซิเจนละลายในลำน้ำสาขาหรือการปล่อยทิ้งน้ำ

(ข) การลดปริมาณออกซิเจนในน้ำ เกิดจาก

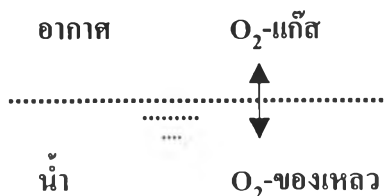
- การย่อยสลายสารอินทรีย์ในน้ำ
- การหายใจของสิ่งมีชีวิตในน้ำ
- การใช้ออกซิเจนจากตะกอนดิน (sediment oxygen demand [SOD])

กระบวนการเปลี่ยนแปลงออกซิเจนละลายน้ำสามารถอธิบายได้ด้วยสมการ ดัง

เช่น

(1.1) การเติมอากาศ

กระบวนการเติมอากาศ เป็นกระบวนการที่เพิ่มปริมาณออกซิเจนละลาย โดยการดูดซับออกซิเจนจากอากาศลงสู่แหล่งน้ำ ดังรูปที่ 2.12



รูปที่ 2.12 แสดงกระบวนการแลกเปลี่ยนออกซิเจนของน้ำและอากาศ
(Thomann และ Mueller, 1987)

กระบวนการเติมอากาศ เป็นปัจจัยหนึ่งในการควบคุมความสามารถในการละลายของเสียของแม่น้ำ เนื่องจากการเติมอากาศและการสังเคราะห์แสงเป็นแหล่งที่ให้ออกซิเจนเพียง 2 แหล่งและการสังเคราะห์แสงจะเกิดขึ้นเฉพาะช่วงเวลากลางวันเท่านั้น ดังนั้น กระบวนการเติมอากาศจึงเป็นปัจจัยสำคัญที่สุดในการรักษาคุณภาพแหล่งน้ำโดยแสดงความสัมพันธ์เป็นสมการดังนี้

$$\frac{d DO}{d t} = K_a (C_s - DO) \quad (2.56)$$

กำหนดให้

$$\begin{aligned} C_s &= \text{ออกซิเจนละลายอิ่มตัว} \\ &= 14.652 + T(-0.41022 + T(0.007991 - 0.000077774T)) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} K_a &= \text{ค่าคงที่หรือสัมประสิทธิ์การเติมอากาศ} \\ &(\text{reaeration constant or coefficient}) \text{ ที่ } 20^\circ\text{C} \text{ (ลิตร/วัน)} \end{aligned}$$

โดยค่าคงที่การเติมอากาศสามารถคำนวณได้จากสมการ ดังนี้

- สมการของ *Thyssen* ใช้สำหรับลำน้ำขนาดเล็ก

$$K_a = 27185 v^{0.031} h^{-0.602} I \quad (2.57)$$

- สมการของ *O'Connor-Dubbins* ใช้สำหรับลำน้ำทั่วไป

$$K_a = 3.9 v^{0.5} h^{-1.5} \quad (2.58)$$

- สมการของ *Churchill* ใช้กับลำน้ำที่มีความเร็วการไหลสูง

$$K_a = 5.233 v h^{-1.67} \quad (2.59)$$

- สมการของ *Owens* ใช้กับลำน้ำที่มีความเร็วการไหลต่ำ

$$K_a = 6.92 v^{0.73} h^{-1.75} \quad (2.60)$$

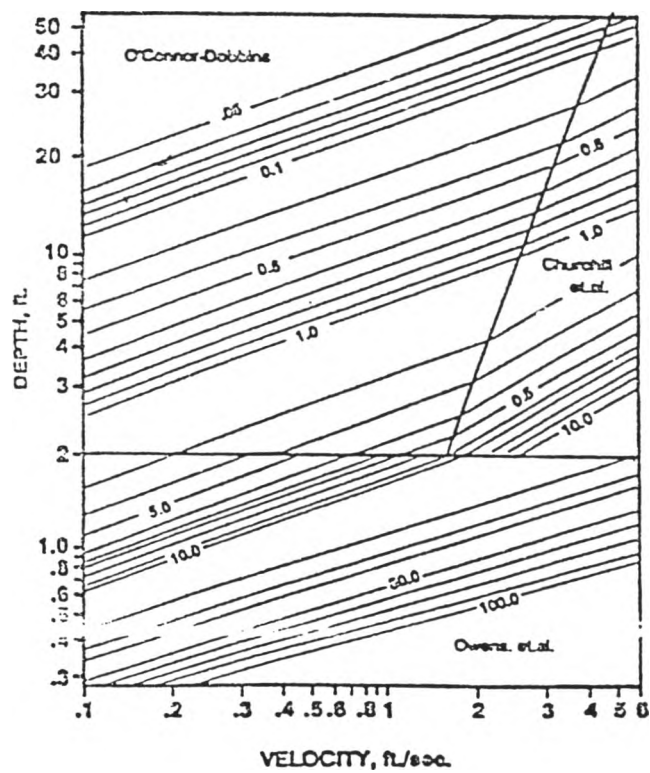
- สมการที่ผู้ใช้กำหนดขึ้น

$$K_a = a v^b h^c I^d \quad (2.61)$$

กำหนดให้

- v = ความเร็วการไหล (เมตร/วินาที)
 h = ความลึกของน้ำ (เมตร)
 I = ความชันของลำน้ำ (เมตร/เมตร)
 a = สัมประสิทธิ์การเติมอากาศ (proportionality factor)
 b = ค่ายกกำลังของความเร็วการไหล
 c = ค่ายกกำลังของความลึก
 d = ค่ายกกำลังของความชัน

สมการของ Thysen สมการของ O'Connor-Dobbins และสมการของ Owens สามารถแสดงเป็นกราฟได้ดังรูปที่ 2.13

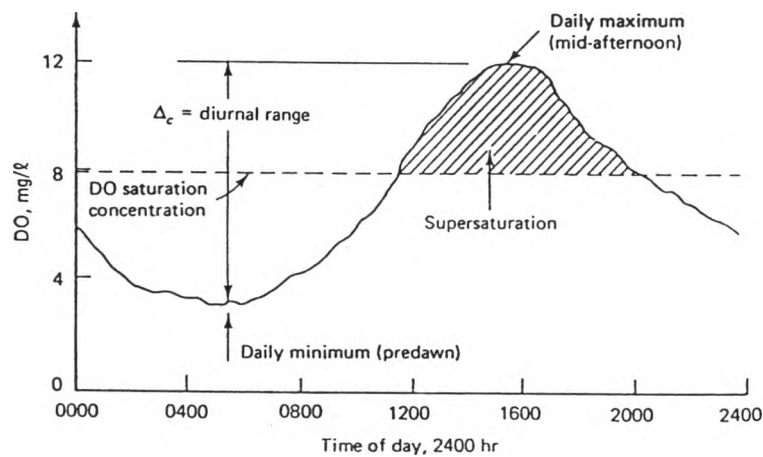


รูปที่ 2.13 กราฟแสดงค่าสัมประสิทธิ์การเติมอากาศที่ความเร็วและความลึกของน้ำในระดับต่างๆ (Bowie และคณะ, 1985)

(1.2) การสังเคราะห์แสง

การสังเคราะห์แสงของพืชและแพลงก์ตอนในน้ำเป็นกระบวนการที่เกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องเพื่อเพิ่มปริมาณออกซิเจนในน้ำโดยกระบวนการนี้จะเกิดเฉพาะเวลากลางวันหรือเวลาที่มีแสงเท่านั้น ด้วยเหตุนี้ ระดับออกซิเจนละลายน้ำจึงมีแนวโน้มสูงสุด ณ เวลาเที่ยงวันหรือช่วงที่มีความเข้มแสงสูงสุด และมีค่าต่ำที่สุดในช่วงเที่ยงคืน (Whitehead และ Lack, 1982) ดังรูปที่

2.14

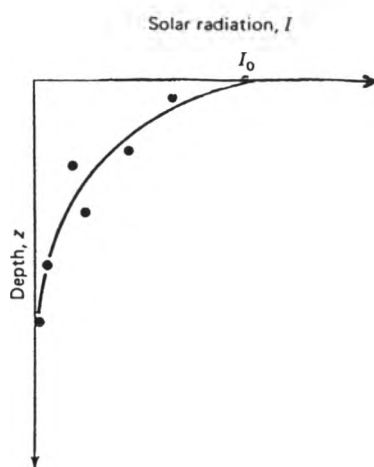


รูปที่ 2.14 แสดงการเปลี่ยนแปลงปริมาณออกซิเจนละลายตามเวลา เนื่องจากการสังเคราะห์แสง (Thomann และ Mueller, 1987)

การสังเคราะห์แสง เป็นการทำงานของพืชและแพลงก์ตอนในน้ำ ซึ่งต้องอาศัยปัจจัยในการทำงานต่างๆ โดยพอสรุปปัจจัยที่มีผลต่อการสังเคราะห์แสง ได้ดังนี้

- **ช่วงเวลาที่มิแสง** เนื่องจากแสงเป็นแหล่งพลังงานที่พืชและแพลงก์ตอนใช้เป็นพลังงาน ถ้าระยะเวลาการให้แสงนาน พืชจะสามารถสังเคราะห์แสงได้นาน
- **ความเข้มแสง** เนื่องจากการสังเคราะห์แสงของพืชและแพลงก์ตอนใช้แสงที่มีความเข้มแสงเฉพาะเท่านั้น
- **อุณหภูมิ** เนื่องจากเป็นปัจจัยที่ควบคุมการดำรงชีวิตของสิ่งมีชีวิตทุกชนิด ถ้าอุณหภูมิสูงเกินไป พืชจะไม่สามารถอยู่ได้และไม่สามารถสังเคราะห์แสงได้
- **ปริมาณแพลงก์ตอนและพืช**
- **ปริมาณสารอาหาร**
- **ความลึก** เนื่องจากน้ำมีคุณสมบัติหนึ่งที่สำคัญ คือการส่องผ่าน เมื่อ

แสงตกกระทบบนผิวน้ำแล้ว สามารถส่องผ่านน้ำได้มากน้อยเพียงใดขึ้นอยู่กับปัจจัยต่างๆ เช่น ความขุ่นของน้ำ เป็นต้น ดังนั้น คลอโรฟิลล์ เอ ของพืชและแพลงก์ตอนพืชจะสามารถสังเคราะห์แสงได้ที่ระดับความลึกหนึ่งเท่านั้น ซึ่งเรียกว่าชั้นยูโฟติก (euphotic zone) ดังรูปที่ 2.15



รูปที่ 2.15 แสดงความสามารถในการสังเคราะห์แสงที่ระดับความลึกต่างๆ
(Thomann และ Mueller, 1987)

ดังนั้น กระบวนการสังเคราะห์แสงมีความสัมพันธ์กับช่วงเวลากลางวัน โดยแสดงเป็นสมการ ดังนี้

$$P = \begin{cases} P_{\max} \cdot \cos 2\pi(\tau/\alpha), & \text{if } \tau \in (t_{\text{up}}, t_{\text{down}}) \\ 0, & \text{if } \tau \notin (t_{\text{up}}, t_{\text{down}}) \end{cases} \quad (2.62)$$

กำหนดให้

P = ผลผลิตของออกซิเจน โดยกระบวนการสังเคราะห์แสง
(กรัมออกซิเจน/เมตร²/วัน)

P_{\max} = ผลผลิตออกซิเจนสูงสุด โดยกระบวนการสังเคราะห์แสง
(maximum oxygen production by photosynthesis)

α = เวลากลางวันทั้งหมด

τ = เวลานั้นจากตอนเที่ยงวัน

$t_{\text{up}}, t_{\text{down}}$ = เวลาที่พระอาทิตย์ขึ้นและตก

(1.3) การหายใจของพืชและสัตว์

การหายใจของพืชและสัตว์น้ำ เป็นกระบวนการตรงข้ามกับการสังเคราะห์แสง คือเป็นการใช้ออกซิเจนในลำน้ำโดยเกิดขึ้นตลอดเวลาทั้งในตอนกลางวันและกลางคืน แสดงเป็นสมการดังนี้

$$R = R_{20} \theta_2^{(T-20)} \quad (2.63)$$

กำหนดให้

$$R = \text{อัตราการหายใจของพืช แบคทีเรียและสัตว์}$$

(กรัมออกซิเจน/เมตร²/วัน)

$$R_{20} = \text{อัตราการหายใจที่ } 20^{\circ}\text{C}$$

$$\theta_2 = \text{สัมประสิทธิ์อุณหภูมิของอาร์เรเนียส}$$

(Arrhenius temperature coefficient)

(1.4) การย่อยสลายสารอินทรีย์

(consumption from degradation of dissolved organic matter)

$$\frac{d \text{ BOD}}{d t} = K_d \text{ BOD } \theta^{(T-20)}$$

กำหนดให้

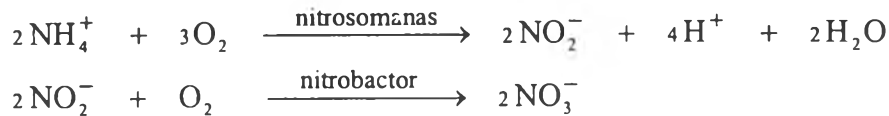
$$\text{BOD} = \text{ความเข้มข้นของสารอินทรีย์ (มิลลิกรัม ออกซิเจน/ลิตร)}$$

$$K_d = \text{ค่าคงที่หรือสัมประสิทธิ์การย่อยสลายของสารอินทรีย์}$$

ที่ 20°C

(1.5) การออกซิเดชันสารประกอบไนโตรเจน (nitrification)

การออกซิเดชันสารประกอบไนโตรเจนเป็นการออกซิไดซ์สารประกอบไนโตรเจน ได้แก่ แอมโมเนียโดยแบคทีเรียซึ่งจะเปลี่ยนแอมโมเนียไปสู่ไนโตรัสและไนเตรท เรียกกระบวนการนี้ว่า ไนตริฟิเคชันเป็นปฏิริยาที่ต่อเนื่องกัน โดยแบคทีเรียไนโตรโซโมนัสและไนโตรแบคเตอร์ ดังนี้



จากปฏิกิริยาเคมีข้างต้นแสดงให้เห็นว่า สมการสำหรับการย่อยสลายสารประกอบไนโตรเจนสามารถอธิบายได้ 2 สมการตามผลผลิต คือ ไนไตรท์และไนเตรทที่เกิดขึ้น ปัจจัยสำคัญที่ควบคุมการเกิดปฏิกิริยาไนตริฟิเคชัน ได้แก่ ปริมาณออกซิเจน ฟอสเฟต และสภาวะกรด-ด่าง โดยต้องมีพีเอชมากกว่า 6 มิเช่นนั้น ปฏิกิริยาจะไม่เกิดขึ้น สมการแสดงการย่อยสลายเป็นดังนี้

$$\frac{d \text{NH}_3}{d t} = \begin{cases} K_4 (\text{NH}_3) \theta_4^{(T-20)} \\ K_4 (\text{NH}_3)^{0.5} \theta_4^{(T-20)} \end{cases} \quad (2.64)$$

กำหนดให้ NH_3 = ความเข้มข้นของแอมโมเนีย (มิลลิกรัม/ลิตร)

K_4 = อัตราการสลายแอมโมเนียที่ 20 °C

(มิลลิกรัม/ลิตร/วัน หรือ (มิลลิกรัม/ลิตร)^{0.5}/วัน)

(2) สมดุลออกซิเจน

กระบวนการทั้งหมดที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของออกซิเจนละลายในน้ำ สามารถสรุปเป็นสมดุลของออกซิเจนได้ดังนี้

$$\begin{aligned} \frac{d \text{DO}}{d t} &= K_a (C_s - \text{DO}) && \text{(Re aeration)} \\ &+ P && \text{(Photosynthesis)} \\ &- R_{20} \theta_2^{(T-20)} && \text{(Re spiration)} \\ &- K_d \text{BOD} \theta^{(T-20)} && \text{(Degradation Organic Matter)} \\ &- Y_1 \begin{cases} K_4 (\text{NH}_3) \theta_4^{(T-20)} \\ K_4 (\text{NH}_3)^{0.5} \theta_4^{(T-20)} \end{cases} && \text{(Nitrification)} \end{aligned} \quad (2.65)$$

กำหนดให้ Y_1 = ค่าสูงสุดสำหรับปริมาณออกซิเจนที่ใช้ในปฏิกิริยาไนตริฟิเคชัน (yield factor)

3) อุณหภูมิ

อุณหภูมิ เป็นพารามิเตอร์คุณภาพน้ำที่สำคัญตัวหนึ่ง โดยเป็นปัจจัยที่ควบคุมค่าของพารามิเตอร์อื่นๆในแหล่งน้ำ เช่น ปริมาณออกซิเจนละลาย บีโอดี การเจริญเติบโตและการอยู่รอดของพืชและสัตว์น้ำ เป็นต้น ด้วยเหตุผลหลัก คือ

- อิทธิพลอุณหภูมิที่มีต่อกลไกทางเคมีและทางชีวภาพของระบบนิเวศ
- การผันแปรค่าอุณหภูมิมิผลกระทบต่อความหนาแน่นของน้ำ ซึ่งยังผลต่อกลไกการเคลื่อนที่ของน้ำและการละลายของออกซิเจนในน้ำ
- การปล่อยความร้อนจากอุตสาหกรรมหรือบ้านพักอาศัย ส่งผลทั้งในทางบวกและลบต่อระบบนิเวศแหล่งน้ำ เช่น ถ้าแหล่งน้ำมีอุณหภูมิที่สูงเกินไป จะส่งผลต่อการลดลงของพืชและสัตว์น้ำหรือเป็นการเปลี่ยนชนิดของสิ่งมีชีวิตในแหล่งน้ำ (ฉัตรไชย รัตนไชย, 2539)

(1) กระบวนการที่เกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ

การเปลี่ยนแปลงค่าอุณหภูมิ เกิดจากกระบวนการเพิ่มและลดความร้อนในแหล่งน้ำ (Thomann และ Mueller, 1987) ดังนี้

(ก) การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิ เกิดจาก

- การแผ่รังสีคลื่นสั้นของดวงอาทิตย์
- การแผ่รังสีคลื่นยาวจากบรรยากาศ
- การนำความร้อนจากบรรยากาศสู่แหล่งน้ำ
- ปริมาณความร้อนจากกิจกรรมของชุมชนและอุตสาหกรรม

(ข) การลดลงของอุณหภูมิ เกิดจาก

- การแผ่รังสีคลื่นยาวจากการคายพลังงานของน้ำ
- การระเหย
- การนำความร้อนจากน้ำสู่บรรยากาศ

(2) สมการที่เกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ

กระบวนการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ สามารถอธิบายได้ด้วยสมการ ดังนี้

$$\frac{dT}{dt} = \begin{cases} (\text{insolation} - \text{radiation}) & , \text{ if } \tau \in (t_{\text{up}}, t_{\text{down}}) \\ - \text{radiation} & , \text{ if } \tau \notin (t_{\text{up}}, t_{\text{down}}) \end{cases} \quad (2.66)$$

กำหนด T = อุณหภูมิที่วัดจริง ($^{\circ}\text{C}$)

2.2.3.2 วิธีการคำนวณหาผลลัพท์

วิธีการคำนวณสำหรับแบบจำลองคุณภาพน้ำ อาศัยหลักการเช่นเดียวกับที่ใช้ในการหาผลลัพท์ของแบบจำลองการแพร่กระจาย เนื่องจากเวลาคำนวณผลจะทำการคำนวณทั้ง 2 แบบจำลองพร้อมกัน (two-step procedure)

2.2.3.3 สภาพขอบเขต

สภาพขอบเขตที่ใช้ในแบบจำลองคุณภาพน้ำ เป็นหลักการเช่นเดียวกับที่ใช้ในแบบจำลองการแพร่กระจาย

2.2.3.4 การปรับเทียบแบบจำลองคุณภาพน้ำ (calibration of Water Quality model)

การปรับเทียบแบบจำลอง พิจารณาพารามิเตอร์ อุณหภูมิ บีโอดี และออกซิเจนละลาย ตามลำดับในการปรับแก้ โดย

- 1) พิจารณาอุณหภูมิ ได้แก่ ค่าการแผ่พลังงานและค่าการดูดซับพลังงาน โดยต้องกำหนดค่าละติจูดที่แม่น้ำตั้งอยู่
- 2) ปรับแก้พารามิเตอร์บีโอดี โดยปรับที่สัมประสิทธิ์การย่อยสลายสารอินทรีย์ (K_d)
- 3) ปรับแก้ค่าออกซิเจนละลาย พิจารณาสัมประสิทธิ์การเติมอากาศ (K_a) ผลผลิตของออกซิเจนสูงสุดโดยกระบวนการสังเคราะห์แสง (P_{max}) และอัตราการหายใจของพืชน้ำ

(R_{20}) สำหรับผลผลิตของออกซิเจนโดยกระบวนการสังเคราะห์แสงและอัตราการหายใจของพืชน้ำ พิจารณาเลือกช่วงแม่น้ำที่ไม่ได้รับผลกระทบจากการปล่อยทิ้งน้ำเสียใช้ในการเปรียบเทียบ แต่ถ้าแม่น้ำที่ศึกษามีพืชน้ำในปริมาณน้อยหรือลำน้ำมีความขุ่นมาก ไม่จำเป็นต้องทำการปรับเทียบค่า

การเปรียบเทียบพารามิเตอร์คุณภาพน้ำทำการปรับค่าสัมประสิทธิ์ต่างๆจนความเข้มข้นของสารที่ได้จากการคำนวณใกล้เคียงกับค่าที่ได้จากการตรวจวัดจริง

2.2.3.5 สัมประสิทธิ์คุณภาพน้ำ

สัมประสิทธิ์คุณภาพน้ำต่างๆที่ใช้ในการปรับเทียบแบบจำลองคุณภาพน้ำ ได้แก่

1) สัมประสิทธิ์การย่อยสลาย

ค่าสัมประสิทธิ์การย่อยสลายเป็นค่าที่ใช้ปรับเทียบสำหรับแบบจำลองคุณภาพน้ำพารามิเตอร์บีโอดี โดยบอกถึงความสามารถในการย่อยสลายสารอินทรีย์ของแบคทีเรียซึ่งขึ้นอยู่กับปัจจัยที่สำคัญ คือ อุณหภูมิ โดยค่าสัมประสิทธิ์การย่อยสลายแปรผันโดยตรงกับอุณหภูมิ ดังตารางที่ 2.11 และรูปที่ 2.16

การประมาณค่าสัมประสิทธิ์อาจหาได้โดยวิธีการ ดังนี้

- (1) จากการทดลอง เช่น การศึกษาถึงการเปลี่ยนแปลงค่าบีโอดีต่อเนื่องในช่วงเวลาหนึ่ง
- (2) จากการอ้างอิง โดยอาศัยงานการวิจัยและศึกษาที่ผ่านมา

สำหรับงานศึกษานี้ จะใช้วิธีการประมาณค่าจากงานศึกษาที่ผ่านมา โดยรวบรวมเป็นตารางพอสังเขป ดังนี้

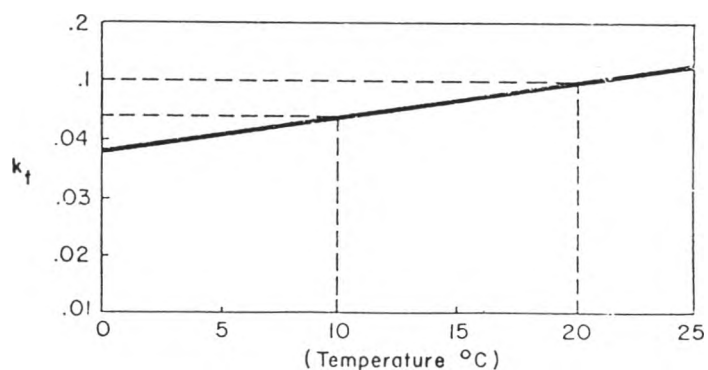
ตารางที่ 2.11 แสดงค่าสัมประสิทธิ์การย่อยสลาย (K_d) จากงานศึกษาต่างๆ

สถานที่	K_d (วัน ⁻¹ ที่ 20°C)	วิธีกำหนดค่าสัมประสิทธิ์	อ้างอิง
เอสทูรี Potomac 1977	0.14 ± 0.023	ศึกษาจากภาคสนาม	US EPA (1979a)
1978	0.16 ± 0.05		US EPA (1979b)
แม่น้ำ Willamette	0.1-0.3		Baca และคณะ (1973)
แม่น้ำ Chattahoochee	0.16		Bauer และคณะ (1979)
แม่น้ำ Qamuna (อินเดีย)	1.4	ศึกษาจากภาคสนาม	Bhargava (1983)
แม่น้ำ Merrimack (แมส.)	0.01-0.1	ศึกษาจากภาคสนาม	Camp (1965)
ทะเลสาบ Onondaga (นิวยอร์ก)	0.1	เปรียบเทียบแบบจำลอง	Freedman และคณะ (1980)
แม่น้ำ Yampa (โคโลราโด)	0.4	เปรียบเทียบแบบจำลอง	Grenney และ Kraszewski (1981)
แม่น้ำ Skvavad (เดนมาร์ก)	0.15	ศึกษาจากภาคสนาม	Hvitved-Jacobsen (1982)
Seneca Creel	0.008		Metropolitan Washington Council of Governments (1982)
แคนซัส (แม่น้ำ 6 สาย)	0.02-0.60	หลายวิธี	รายงานโดย Bansal (1975)
มิชิแกน (แม่น้ำ 3 สาย)	0.56-3.37		
แม่น้ำ Trvckee (เนวาด้า)	0.36-0.96		
เวอร์จิเนีย (แม่น้ำ 3 สาย)	0.3-1.25		
N.Branch. Potomac	0.4		
เชิร์ทคาโรไลนา (แม่น้ำ 3 สาย)	0.3-0.35		
นิวยอร์ก (แม่น้ำ 2 สาย)	0.125-0.4		
นิวเจอร์ซีย์ (แม่น้ำ 3 สาย)	0.2-0.23		
ทางเดินเรือ Housaton (เท็กซัส)	0.25		
เอสทูรี Cape Fear R. (นอร์ทคาโรไลนา)	0.23		
แม่น้ำ Holston (เทนเนสซี)	0.4-1.5	เปรียบเทียบแบบจำลอง	Novotny และ Krenkel (1975)
New York Bight	0.05-0.25		O'Connor และคณะ (1981)
แม่น้ำ White (อาร์แคนซัส)	0.004-0.66	ศึกษาในห้องปฏิบัติการ	Terry และคณะ (1983)
แม่น้ำ N.Fork Kings River	0.2		Tetra Tecj (1976)
ทะเลสาบวอชิงตัน	0.2		Chen และ Orlob (1975)

ตารางที่ 2.11 (ต่อ)

สถานที่	K_d (วัน ⁻¹ ที่ 20°C)	วิธีกำหนดค่าสัมประสิทธิ์	อ้างอิง
แม่น้ำ Ouachita (อาร์แคนซัส)	0.15	ปรับเทียบแบบจำลอง	Hydroscience (1979)
แม่น้ำ 36 สายในอเมริกาและ ทางน้ำในห้องปฏิบัติการ	0.02	ศึกษาจากห้องปฏิบัติการ	NCASI (1982a)
เอสตูร์อ่าวซานฟรานซิสโก	0.08-4.24	ศึกษาจากภาคสนาม	Wright และ McDonnell (1979)
เอสตูร์ Potomac	0.2		Chen (1970)
	0.16, 0.21		Thomann และ Fitzpatrick (1982)

ที่มา : Martin และคณะ, 1990

รูปที่ 2.16 แสดงการเปลี่ยนแปลงสัมประสิทธิ์การย่อยสลายตามอุณหภูมิ
(Nemerow, 1974)

2) ผลผลิตของออกซิเจนโดยกระบวนการสังเคราะห์แสงและอัตราการหายใจ

การเพิ่มและลดปริมาณออกซิเจนละลายน้ำ เนื่องจากสิ่งมีชีวิตในแหล่งน้ำ ได้แก่ แพลงก์ตอนพืชและสัตว์น้ำ โดยผลจากกระบวนการ 2 แบบ คือ กระบวนการสังเคราะห์แสง และกระบวนการหายใจ

การประมาณค่าของการสังเคราะห์แสงและการหายใจของสิ่งมีชีวิตในน้ำ สามารถรวบรวมได้ 4 วิธี ดังนี้

- (1) การประมาณจากระดับคลอโรฟิลล์ เอ
- (2) การวัดระดับคาร์บอนกัมมันต์ (radioactive carbon)
- (3) การวัดปริมาณออกซิเจนละลายในขวดสว่างและขวดมืด
(light and dark bottle measurement)
- (4) การวัดการผันแปรค่าออกซิเจนละลายน้ำในรอบ 1 วัน
(diurnal variable of dissolved oxygen)

สำหรับงานศึกษานี้ พิจารณาใช้วิธีการที่ 4 คือ การวัดการผันแปรค่าออกซิเจนละลายน้ำ ในการประมาณผลผลิตของออกซิเจนสูงสุดโดยกระบวนการสังเคราะห์แสง (P_{max}) และอัตราการหายใจที่ 20°C (R_{20}) ซึ่งใช้ในแบบจำลอง

วิธีการวัดการผันแปรค่าออกซิเจนละลายน้ำ พัฒนาขึ้นโดย Di Toro (Biswas, 1997) กำหนดสูตรคำนวณผลผลิตของออกซิเจนโดยกระบวนการสังเคราะห์แสง (P) ที่อาศัยช่วงของค่าออกซิเจนละลายน้ำที่ผันแปรตามเวลา (ดังรูปที่ 2.14) ดังนี้

$$P = \frac{f K_a (1 - e^{-K_a T})}{(1 - e^{-K_a f T})(1 - e^{-K_a T(1-f)})} \Delta C \quad (2.67)$$

กำหนดให้ P = ผลผลิตของออกซิเจนโดยกระบวนการสังเคราะห์แสง
(มิลลิกรัม/ออกซิเจน/ลิตร/วัน)

f = ระยะเวลาที่มีแสง (photo period) ($0 < f < 1$)

K_a = สัมประสิทธิ์การเติมอากาศ (วัน^{-1})

T = ช่วงเวลา 1 วัน

ΔC = ช่วงการผันแปรค่าออกซิเจนละลาย (มิลลิกรัม/ลิตร)

= $(C_{max} - C_{min})$

กระบวนการสังเคราะห์แสงเกิดในเวลากลางวัน โดยแพลงก์ตอนพืชเมื่อมีแสงสว่างมากจะมีการสังเคราะห์แสงมาก จากการศึกษาของ Pescod (1969) พบว่า ค่าออกซิเจนละลายมีค่าต่ำสุดในช่วงเวลาประมาณ 5.00-6.00 น. (เช้า) และสูงสุดช่วง 17.00-18.00 น. (เย็น) ซึ่งจะใช้ในพิจารณาการผันแปรของออกซิเจนละลาย

จากสมการ (2.67) ทำการประมาณค่าต่างๆลงในสมการ จนได้สมการ Di Toro ในรูปอย่างง่าย (Thomann และ Mueller, 1987) ดังนี้

$$P \approx 2 \Delta C \quad \text{สำหรับ } K_a < 2 \quad (2.68)$$

$$P \approx 3.2 \Delta C \quad \text{สำหรับ } 2 \leq K_a \leq 10 \quad (2.69)$$

จากสมการทำการเปลี่ยนหน่วยผลผลิตของออกซิเจนโดยกระบวนการสังเคราะห์แสงให้อยู่ในรูปต่อพื้นที่ ดังนี้

$$P' = P * H \quad (2.70)$$

กำหนดให้ P' = ผลผลิตของออกซิเจนโดยกระบวนการสังเคราะห์แสง
(กรัมออกซิเจน/เมตร²/วัน)

H = ความลึก (เมตร)

สำหรับค่าความลึกที่ใช้ในงานศึกษานี้ พิจารณาจากงานวิจัยของ Pescod (1969) ทำการศึกษาถึงผลผลิตของออกซิเจนโดยกระบวนการสังเคราะห์แสงในแม่น้ำเจ้าพระยาตอนล่าง พบว่า ความสามารถของแสงในการส่องผ่านแม่น้ำเจ้าพระยามีค่าลึกที่สุดที่ประมาณ 0.93 เมตรจากผิวน้ำ เมื่อมีค่าความขุ่นในระดับ 39 มิลลิกรัม/ลิตร ด้วยเหตุนี้ จึงพิจารณาใช้ค่าความลึกสำหรับคำนวณผลผลิตของออกซิเจนโดยกระบวนการสังเคราะห์แสงจากสมการข้างต้นใช้ความลึกประมาณ 1 เมตร

สมการที่ใช้ในการคำนวณผลผลิตของออกซิเจนโดยกระบวนการสังเคราะห์แสง เป็นดังนี้

$$P' = 2 \Delta C \quad (2.71)$$

สำหรับอัตราการหายใจของพืชและสัตว์ พิจารณาจากค่าที่ได้จากงานวิจัยต่างๆ โดยทำการรวบรวมได้พอสังเขป แสดงเป็นตารางที่ 2.12

ตารางที่ 2.12 แสดงผลผลิตของออกซิเจน โดยกระบวนการสังเคราะห์แสง (P) และอัตราการหายใจของพืชและสัตว์น้ำ (R)

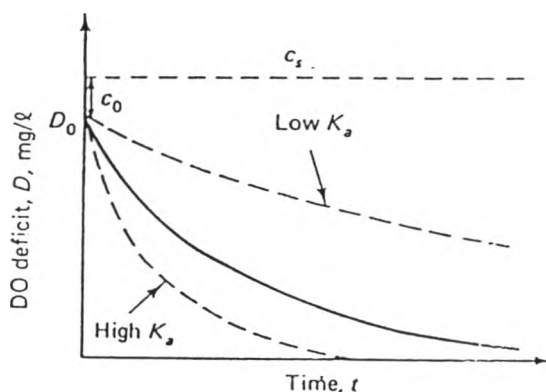
แม่น้ำ	อุณหภูมิ (°C)	P (g/m ² -day)	R (g/m ² -day)	อ้างอิง
Grand (มิชิแกน)	28	4.4-13.0	9.3-12.7 (a)	O'Connor และ Di Toro (1970)
Clinton (มิชิแกน)	21	4.2-7.3	9.3 (a)	O'Connor และ Di Toro (1970)
Flint (มิชิแกน)	28	1.3-18.0	4-20 (a)	O'Connor และ Di Toro (1970)
Truckee (เนวาด้า)	28	4.8-9.6	3.6-6.2 (a)	O'Connor และ Di Toro (1970)
Ivel (อังกฤษ)	16	9.0	4.6 (a)	O'Connor และ Di Toro (1970)
ลำน้ำในห้องปฏิบัติการ	-	3.4-4.0	2.4-2.9 (b)	Thomas และ O'Connell (1977)
Charles (แมสซาชูเซต)	19-25	0.0-12.0	0.0-36 (b)	Erdmann (1979a,b)
Bager (เวอร์จิเนีย)	-	0.45	1.9 (b)	Kelly และคณะ (1975)
S.Fork Rivanna (เวอร์จิเนีย)	-	2.1	3.4 (b)	Kelly และคณะ (1975)
Rivanna (เวอร์จิเนีย)	-	2.3	5.4 (b)	Kelly และคณะ (1975)
South (เวอร์จิเนีย)	-	2.0	5.3 (b)	Kelly และคณะ (1975)
Mechums (เวอร์จิเนีย)	-	1.3	2.6 (b)	Kelly และคณะ (1975)
Gavelse (เดนมาร์ก)	-	0.2-25.9	4.8-22.9 (b)	Simonsen และ Harremoës (1978)
ลำน้ำในห้องปฏิบัติการ	9-24	1.5-14.8	2.6-10.7 (b)	Guliver และคณะ (1982)

หมายเหตุ (a) หมายถึง การหายใจของสาหร่ายอย่างเดียว
(b) หมายถึง การหายใจของสิ่งมีชีวิตทั้งหมด

ที่มา : Biswas, 1997

3) สัมประสิทธิ์การเติมอากาศ

สัมประสิทธิ์การเติมอากาศ เป็นสัมประสิทธิ์ของการถ่ายโอนออกซิเจนจากอากาศลงสู่น้ำ โดยค่าสัมประสิทธิ์มาก แสดงว่า ความสามารถในการละลายของออกซิเจนในน้ำสูง ดังรูปที่ 2.17



รูปที่ 2.17 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างสัมประสิทธิ์การเติมอากาศและความสามารถในการละลายของออกซิเจน (Thomann และ Mueller, 1987)

(1) ปัจจัยที่ส่งผลต่อสัมประสิทธิ์การเติมอากาศ

- การผสมผสานภายในและความปั่นป่วนที่กำหนดโดยการเปลี่ยนแปลงและการผันแปรของความเร็วการไหล เนื่องจากการเติมอากาศเกิดที่ผิวหน้าน้ำและอากาศ ถ้าลำนํ้ามีการผสมกันดี มีความเร็วสูง ออกซิเจนที่ละลายสู่ผิวหน้าน้ำ จะผสมกับน้ำในส่วนอื่นทำให้ผิวหน้าน้ำไม่อึดตัวออกซิเจน จึงเกิดการละลายของออกซิเจนได้อย่างต่อเนื่อง

- อุณหภูมิ ซึ่งค่าสัมประสิทธิ์การเติมอากาศแปรผัน โดยตรงกับอุณหภูมิ แสดงเป็นสมการได้ดังนี้

$$K_a (T^{\circ}\text{C}) = K_a (20^{\circ}\text{C}) \theta^{(T-20)} \quad (2.72)$$

กำหนด

$$K_a (T^{\circ}\text{C}) = \text{สัมประสิทธิ์การเติมอากาศที่อุณหภูมิ } T^{\circ}\text{C}$$

$$K_a (20^{\circ}\text{C}) = \text{สัมประสิทธิ์การเติมอากาศที่อุณหภูมิ } 20^{\circ}\text{C}$$

- การผสมผสานโดยลม มีส่วนช่วยในการเคลื่อนที่และการผสมผสานของน้ำ โดยเฉพาะในบริเวณทะเลสาบ ปากแม่น้ำและทะเล ซึ่งได้รับอิทธิพลจากลมทะเล ทำให้ลมค่อนข้างแรง โดยถ้าลมแรง จะทำให้ค่าสัมประสิทธิ์การเติมอากาศมีค่าสูง

- ลักษณะลำน้ำ เช่น น้ำตก เขื่อน โดยการไหลของน้ำผ่านน้ำตกหรือเขื่อนหรือพื้นที่ที่เพิ่มความเร็วการไหล ทำให้มีพื้นที่สัมผัสอากาศมากขึ้นและเกิดความปั่นป่วนของน้ำมาก ค่าสัมประสิทธิ์การเติมอากาศจึงสูง

- ลักษณะผิวน้ำ เนื่องจากเกิดการเติมอากาศเกิดที่ผิวน้ำ ถ้าผิวน้ำสะอาดไม่สิ่งปกคลุม การละลายของออกซิเจนจากอากาศ จะทำได้ดี (ค่าสัมประสิทธิ์สูง) แต่ถ้าผิวน้ำมีความสกปรก เช่น คราบน้ำมัน จะทำให้การละลายออกซิเจนไม่ดี (ค่าสัมประสิทธิ์ต่ำ)

- ความลึก โดยสัมประสิทธิ์แปรผันแบบผกผันกับความลึก นั่นคือ เมื่อความลึกเพิ่มขึ้น ค่าสัมประสิทธิ์จะมีค่าต่ำ เนื่องจาก ในระดับที่ลึกมากๆ น้ำไม่มีผิวสัมผัสกับอากาศ และการผสมผสานของน้ำจากลม ความเร็วและอื่นๆ มีค่าต่ำ

(2) วิธีการประมาณค่าสัมประสิทธิ์การเติมอากาศ

การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การเติมออกซิเจนในแหล่งน้ำมีวิธีการประมาณค่า ดังนี้

(ก) จากการคำนวณจากสมการความสัมพันธ์ที่มีผู้ศึกษาไว้แล้ว

(ข) จากการทดลอง เป็นการหาค่าจากการสำรวจภาคสนาม

ในงานศึกษานี้ พิจารณาใช้การประมาณค่าจากการคำนวณโดยสมการ ซึ่งสมการการเติมอากาศได้อธิบายไว้ในข้างต้นในหัวข้อการเติมอากาศ เนื่องจากสมการเหล่านั้นเป็นที่ยอมรับและใช้กันอย่างแพร่หลาย สำหรับค่าสัมประสิทธิ์การเติมอากาศ ได้ทำการรวบรวมค่าจากงานวิจัยที่ผ่านมา พบว่า ค่าสัมประสิทธิ์การเติมอากาศ ควรมีค่าในช่วง 0.05-12.2 วัน⁻¹ (Thomann และ Mueller, 1987)