

บทที่ 3

ทฤษฎีที่ใช้ในการศึกษา

ในบทนี้จะกล่าวถึงทฤษฎีต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกับการเปลี่ยนแปลงบริเวณปากแม่น้ำ ดังแสดงในรูป 3-1 ซึ่งประกอบทฤษฎีหลักต่าง ๆ คือ สมการพื้นฐานของการไหล การเกิดคลื่น และทฤษฎีของคลื่น ทฤษฎีการเคลื่อนที่ของคลื่น ทฤษฎีการเปลี่ยนแปลงคลื่นภายในชายฝั่ง ทฤษฎีการเคลื่อนตัวของตะกอนท้องน้ำ และทฤษฎีการฟุ้งกระจายของตะกอน

3.1 สมการพื้นฐานของการไหล

ในการศึกษานี้เป็นการศึกษาถึงลักษณะการไหลของน้ำในทะเล ซึ่งต้องใช้สมการของการเคลื่อนที่ (Equation of Motion) หรือสมการโมเมนตัม (Momentum Equation) และสมการการไหลต่อเนื่อง (Continuity Equation) มาอธิบายปรากฏการณ์ดังกล่าว โดยกำหนดเงื่อนไขไว้ในสมการเพื่อใช้ในการศึกษาครั้งนี้ ดังนี้

ก. สมมติฐาน

เนื่องจากสภาพของแบบจำลองชลศาสตร์มีความลึกน้อย เมื่อเปรียบเทียบกับความกว้างของแบบจำลอง ดังนั้น จึงสามารถกำหนดสมมติฐานได้ดังนี้

1. ความเร็วของการไหลในแนวตั้งมีค่าเป็นศูนย์
2. อัตราเร่งอื่น ๆ ในแนวตั้งมีค่าน้อยมาก เมื่อเปรียบเทียบกับอัตราเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก จึงพิจารณาเฉพาะอัตราเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก
3. ความดันในแนวตั้งมีการเปลี่ยนแปลงแบบ hydrostatic
4. ผลกระทบจากแรงเฉือนจากลมจะไม่พิจารณา
5. ค่าที่วิเคราะห์จะเป็นเพียงค่าเฉลี่ยที่เพียงพอสำหรับอธิบายปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นแตกต่างกันไปตามความลึกของการไหล
6. ค่าความหนาแน่นของน้ำ สมมุติเท่ากันตลอดทั้งพื้นที่ศึกษาและค่าเสียดทานต่าง ๆ จะรวมอยู่ในรูปของความเค้นเนื่องจากแรงเฉือน (shear stress)

จากสมมติฐานดังกล่าว เมื่อคำนึงถึงผลจากการเคลื่อนที่รอบตัวเองของโลกด้วยแล้ว เราสามารถเปลี่ยนสมการ Navier - Stokes และสมการการไหลต่อเนื่อง ให้เป็นสมการพื้นฐานของการไหล 2 มิติ ในแนวราบ (Sawaragi (1995)) คือ

ข. สมการการไหลต่อเนื่อง (Continuity Equation)

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [\bar{u}(h + \bar{\eta})] + \frac{\partial}{\partial y} [\bar{v}(h + \bar{\eta})] + 0 \quad (3-1)$$

ค. สมการโมเมนตัม (Momentum Equation) 2 มิติ คือ x และ y

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}}_I + \underbrace{\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}}_{II} = \underbrace{-g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x}}_{III} - \frac{1}{\rho(h + \bar{\eta})} \left\{ \underbrace{\frac{\partial s_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y}}_{IV} + \underbrace{\bar{\tau}_{bx}}_V \right\} + \underbrace{R_x}_{VI} \quad (3-2)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} = -g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} - \frac{1}{\rho(h + \bar{\eta})} \left\{ \frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} + \bar{\tau}_{by} \right\} + R_y \quad (3-3)$$

เทอมของสัญลักษณ์ทางฟิสิกส์สำหรับสมการ (3-1) และ (3-2) คือ

- เทอม I = ความเร่ง Local (Local acceleration)
- เทอม II = ความเร่ง Convective (Convective acceleration)
- เทอม III = แรงเนื่องจากความดัน Gradient (Pressure gradient force)
- เทอม IV = แรง Radiation stress
- เทอม V = แรงเนื่องจากความเสียดทานที่องน้ำ (Bottom frictional force)
- เทอม VI = แรงเฉือน Effective (Effective shear stress)

โดยที่

$$\bar{\tau}_{bx} = \frac{1}{2} \rho f_w F_c^2 \bar{u} / (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$\bar{\tau}_{by} = \frac{1}{2} \rho f_w F_c^2 \bar{v} / (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$F_c^2 = \frac{1}{2} U_w^2 + \frac{1}{4} (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)$$

$$U_w = \frac{\pi H}{T \sinh K(h + \bar{\eta})}$$

$$R_x = \xi \left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} \right) = K_{xx} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + K_{yy} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)$$

$$R_y = \xi \left(\frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial y^2} \right) = K_{yx} \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2} + K_{yy} \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial y^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{yx} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)$$

ค่าสัมประสิทธิ์ความเสียดทานของกระแสน้ำ
(Sawaragi (1995))

$$f_w = \frac{2g}{18 \text{Log} \left(\frac{12R}{K_s} \right)}$$

ค่าสัมประสิทธิ์ความเสียดทานของคลื่น
(Sawaragi (1995))

$$f_w = \exp \left[-5.997 + \frac{5.213}{\left(\frac{U_w T}{2\pi \cdot 2.5 D_{50}} \right)^{0.194}} \right]$$

$$S_{xx} = E \frac{Cg}{C} \cos^2 \theta + \frac{E}{2} \left(2 \frac{Cg}{C} - 1 \right)$$

$$S_{yy} = E \frac{Cg}{C} \sin^2 \theta + \frac{E}{2} \left(2 \frac{Cg}{C} - 1 \right)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = E \frac{Cg}{C} \sin \theta \cos \theta$$

u, v = ความเร็วความลึกเฉลี่ยในทิศทาง x และ y ตามลำดับ

t = เวลา

g = ความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก

η = ระดับของผิวน้ำ = $h + Z_b$ (Water surface elevation)

Z_b = ระดับของท้องน้ำ (Bed elevation)

h = ความลึกของน้ำทั้งหมด (Total water depth)

ρ = ความหนาแน่นของน้ำ (Water density)

$\bar{\tau}_{bx}, \bar{\tau}_{by}$ = ความเค้นเฉือนที่ท้องน้ำเฉลี่ยเนื่องจากคลื่นและกระแสน้ำในทิศทาง x และ y ตามลำดับ

$S_{xx}, S_{xy}, S_{yx}, S_{yy}$ = Radiation stresses

E = พลังงานคลื่น (wave energy density)

Cg = group celerity

C = wave celerity

θ = wave direction

ส่วนค่าความเค้นเฉือนที่ผิวน้ำเนื่องจากลม, τ_{wx} และ τ_{wy} มีค่าน้อยมากเมื่อเปรียบเทียบกับความเค้นเฉือนเทอมอื่น ๆ ในที่นี้จะละเว้นไม่นำมาพิจารณาในแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของการศึกษา

3.2 การเกิดคลื่นและชนิดคลื่น

คลื่นในทะเลและมหาสมุทรนั้น มักจะก่อตัวขึ้นจากอิทธิพลของลม (wind generated wave) โดยการถ่ายทอดพลังงานจากลมสู่ผิวน้ำอิสระ (free water surface) ทำให้เกิด gravity wave ขึ้น ซึ่งเรียกว่า คลื่นลม (wind wave) สามารถแบ่งออกเป็น 2 ชนิด ดังนี้

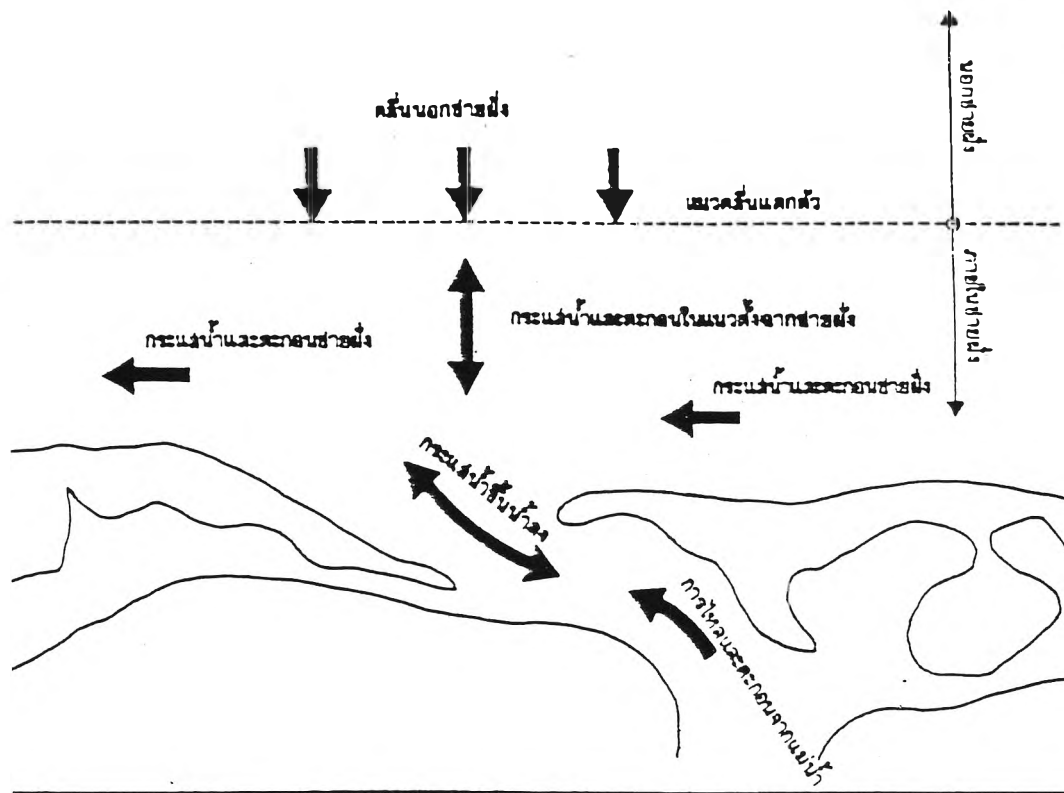
1. Sea ได้แก่ คลื่นที่เกิดขึ้นอันเนื่องมาจากแรงลมและยังคงอยู่ภายใต้การกระทำของลม ในบริเวณพื้นที่กำเนิด (generating area)

2. Swell ได้แก่ คลื่นที่เกิดขึ้นอันเนื่องมาจากแรงลม แต่ได้เคลื่อนตัวออกนอกบริเวณพื้นที่กำเนิดแล้ว และไม่อยู่ภายใต้การกระทำของลมอีกต่อไป แสดงให้เห็นว่าคลื่นเริ่มจะอ่อนตัวลงตามลำดับ เมื่อเคลื่อนตัวออกจากบริเวณพื้นที่กำเนิด

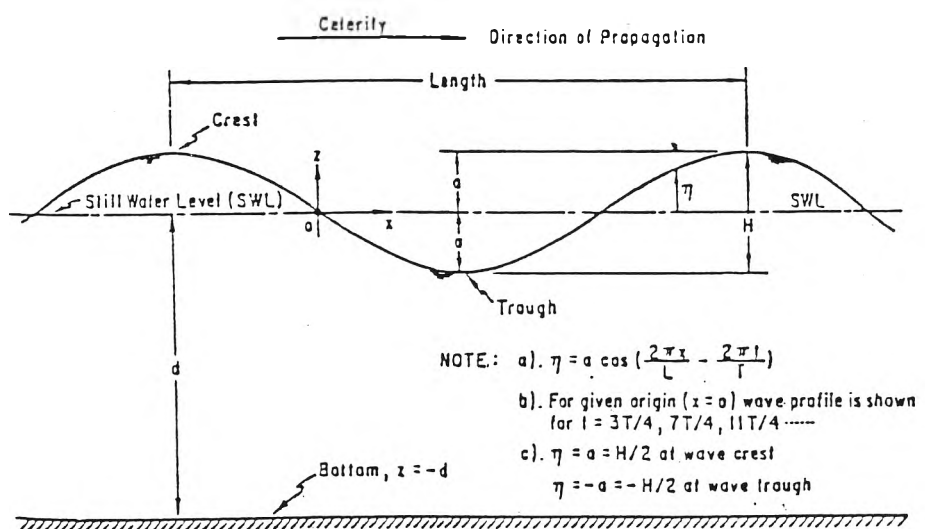
คลื่นที่เกิดขึ้นในทะเลและมหาสมุทรภายใต้การกระทำของลม จะมีสภาพสลับซับซ้อนและมีการเปลี่ยนแปลงของสันคลื่น (wave crest) และท้องคลื่น (wave trough) ตลอดเวลา ทั้งนี้เนื่องจากความไม่คงที่ของลักษณะคลื่น (irregularity of wave shape) และการแปรเปลี่ยนของทิศทางการเคลื่อนที่ (propagation) สำหรับทิศทางการเคลื่อนที่สามารถประเมินได้จากทิศทางการเคลื่อนที่เฉลี่ยของแต่ละคลื่น แต่ขนาดของคลื่นจะมีความแน่นอนสูง คลื่นที่เคลื่อนที่เร็วกว่าจะคลื่น และเคลื่อนที่ผ่านคลื่นที่เคลื่อนที่ช้ากว่าในทิศทางต่าง ๆ บางครั้งคลื่นก็เสริมกัน (reinforce) บางทีก็หักล้างกัน (cancel) และบ่อยครั้งคลื่นเคลื่อนเข้าชนซึ่งกันและกัน

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่ออกจากแหล่งกำเนิด และไม่อยู่ภายใต้การกระทำของลมแล้ว คลื่นจะเริ่มมีลักษณะเป็นระเบียบและสม่ำเสมอมากขึ้นตามระยะทาง แต่ก็ยังสลับซับซ้อน ต่อเมื่อคลื่นเคลื่อนเข้าใกล้บริเวณชายฝั่ง แต่ก็ยังอยู่ในช่วงน้ำลึก (deep water) ลักษณะต่าง ๆ ของคลื่น ได้แก่ ความสูงคลื่น ความยาวคลื่น ความเร็วคลื่น และทิศทางการเคลื่อนที่จะปรากฏเด่นชัดและค่อนข้างคงที่ แต่ในขณะที่เคลื่อนที่เข้าสู่ช่วงน้ำตื้นลักษณะต่างของคลื่นดังกล่าวจะเริ่มแปรเปลี่ยนไปตามความลึกน้ำที่คลื่นเคลื่อนที่ผ่าน ก่อนที่คลื่นจะเคลื่อนที่ไปสิ้นสุดที่ชายหาด (beach) จะเกิดการสูญเสียพลังงานไป อันเนื่องมาจากความเสียดทานของผิวน้ำและอากาศ การปั่นป่วนจากการแตกตัวของคลื่น (wave breaking) และความเสียดทานของท้องทะเล (sea bottom) ในช่วงน้ำตื้น

ลักษณะคลื่นที่เกิดขึ้นในธรรมชาตินั้นยากที่จะอธิบายด้วยนิพจน์ทางคณิตศาสตร์ เนื่องจากว่ามีลักษณะเป็น nonlinearity สูงมาก และยังมีลักษณะเป็นขบวนการผันแปร (random process) ดังนั้น การอธิบายลักษณะของคลื่นทางคณิตศาสตร์จึงทำได้เพียงประมาณเท่านั้น เพื่อนำไปสู่หลักเกณฑ์และความเข้าใจในลักษณะคลื่นที่เกิดขึ้น จึงให้นิยามลักษณะคลื่นดังแสดงในรูป 3-2

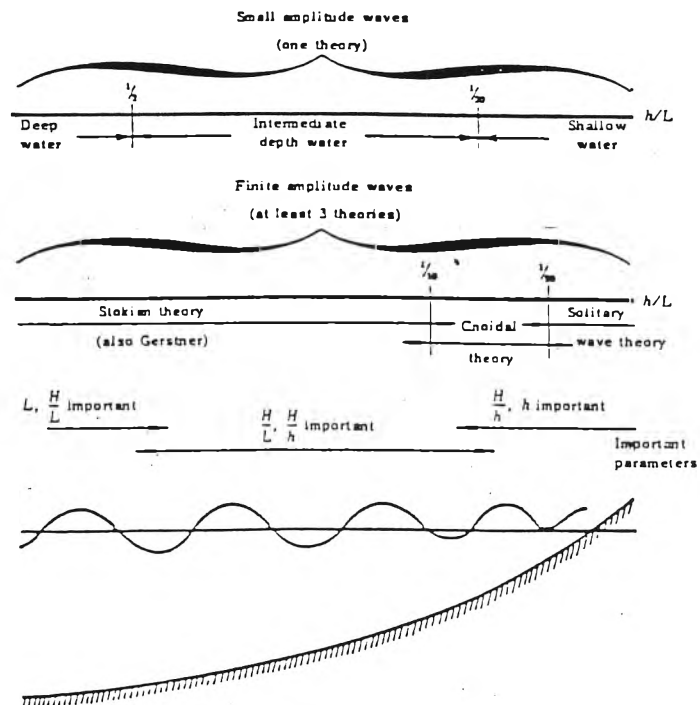
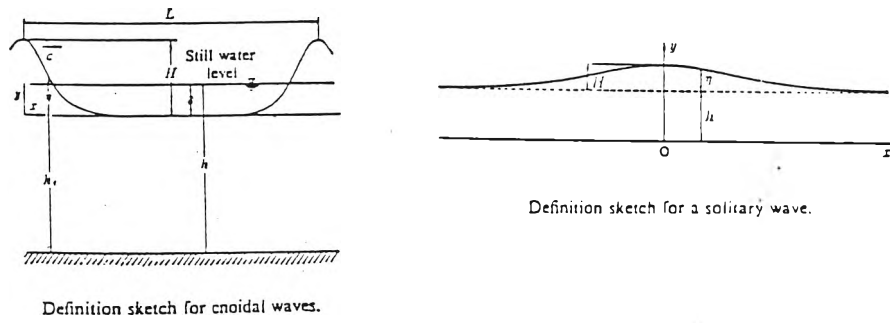
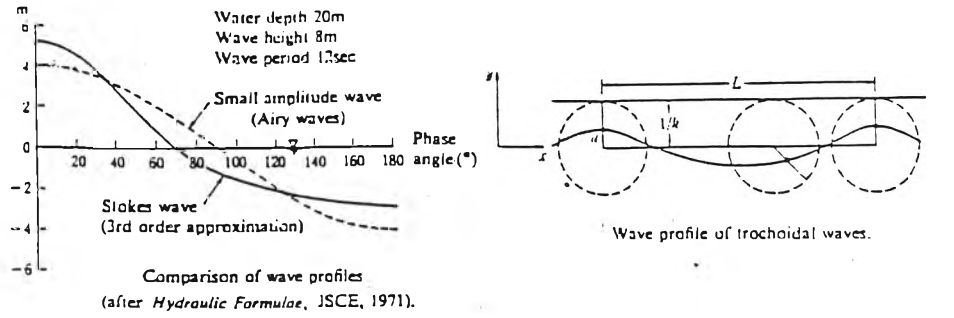


รูป 3-1 องค์ประกอบต่างๆ บริเวณปากแม่น้ำ (โชคพิพัฒน์ (2532))



U.S. Army (1977)

รูป 3-2 รูปร่างของคลื่นและตัวแปรพื้นฐาน



รูป 3-3 ทฤษฎีของคลื่นและช่วงความเหมาะสมต่อการนำไปใช้ (โชคพิพัฒน์ (2532))

ทฤษฎีต่าง ๆ ในการแทนลักษณะต่าง ๆ ของคลื่น โดยอาศัยจากสมการพลศาสตร์ (hydrodynamic equation) ของการเคลื่อนที่ของของเหลวที่ไม่มีการหดตัว (incompressible fluid) ซึ่งแบ่งตามลักษณะ linearity สามารถแบ่งเป็น 2 กลุ่มใหญ่ ๆ คือ

1. Small Amplitude Wave Theory ทฤษฎีนี้มีชื่อเรียกอื่น ๆ เช่น Airy Theory หรือ Linear Wave Theory เป็นทฤษฎีเบื้องต้นที่สุดและใช้มากที่สุดในปัจจุบัน โดย Airy (1980) ได้คิดค้นทฤษฎี Airy Theory หรือเรียกว่า Linear Wave Theory เพื่อใช้ในการอธิบายลักษณะคลื่นด้วย Harmonic Function เช่น sine และ cosine function ซึ่งทฤษฎีนี้ถูกต้องสำหรับการอธิบายคลื่นที่เคลื่อนที่ในน้ำลึก (deep water) และง่ายต่อการประยุกต์ใช้

2. Finite Amplitude Wave Theory ทฤษฎีในกลุ่มนี้มีชื่อเรียกว่า Nonlinear Wave Theory ประกอบด้วยทฤษฎีหลายทฤษฎี ซึ่งแต่ละทฤษฎีจะมีขอบเขตความเหมาะสมของการนำไปใช้ แสดงไว้ในรูป 3-3 ทฤษฎีที่สำคัญในกลุ่มนี้ได้แก่

ทฤษฎีของ Gerstner (1802) ได้คิดค้นทฤษฎี Trochoidal Theory ทั้งนี้เพราะลักษณะของผิวน้ำ หรือ Wave Profile อธิบายในลักษณะของ trochoidal ได้ใกล้เคียงมาก แต่ในการอธิบายลักษณะการเคลื่อนที่อนุภาคของน้ำ (water particle motion) ไม่ตรงกับปรากฏการณ์ธรรมชาติที่เกิดขึ้น จึงไม่เป็นที่สนใจ

Stokes (1880) ได้คิดค้นทฤษฎี Stokian Wave Theory ซึ่งให้ผลดีกว่า Trochoidal Theory ทฤษฎีนี้ประกอบด้วยทฤษฎีย่อยต่อไปแล้วแต่ order of approximation นี้ใช้ได้แก่ 2 nd order, 3 rd order และ 4 th order theories (1st order theory คือ small amplitude wave theory)

Korteweg และ De Vries (1895) ได้คิดค้นทฤษฎีคลื่นชโนอิดอล (Cnoidal Theory) โดยการใช้ Jacobian elliptical cosine function (Cu-function) Wiegel (1960) และ Masch and Wiegel (1961) ได้เสนอผลของทฤษฎีนี้ออกมาในรูปของกราฟและตารางเพื่อความสะดวกในการใช้ จึงทำให้ทฤษฎีนี้ทวีความสำคัญมากขึ้น ทฤษฎีนี้ถูกต้องสำหรับคลื่นที่เคลื่อนที่อยู่ในน้ำตื้น (Shallow water)

Russel (1838, 1845) ได้คิดค้นทฤษฎีคลื่นโดดเดี่ยว (Solitary Wave Theory) เป็นคนแรกและได้ผ่านการแก้ไขโดย Boussinesq (1972), Rayleigh (1976) McCowan (1891), Keulegan and Peterson (1940), Keulegan (1948) และ Iwasa (1955) ทฤษฎีนี้ให้ความถูกต้องในการอธิบายการเคลื่อนที่ของคลื่นในน้ำตื้น (shallow water) และสะดวกในการใช้มากกว่า Cnoidal Theory เนื่องจากไม่จำเป็นต้องมีกราฟหรือตาราง

3.3 ทฤษฎีที่เกี่ยวกับคลื่น

สมการของคลื่นเมื่อไม่คิดแรงตึงผิวของน้ำทะเลเป็นดังนี้

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่อยู่ในช่วงน้ำลึกปานกลาง (intermediate depth , $0.04 < h/L < 0.5$)

จะมีความเร็วคลื่นและความยาวคลื่น ดังสมการข้างล่าง

$$\text{ความเร็วคลื่น } C = L / T = \left(\frac{gT}{2\pi} \right) \tanh \frac{2\pi h}{L} \quad (3-15)$$

$$\text{หรือ } C^2 = \frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi h}{L} \quad (3-16)$$

$$\text{ความยาวคลื่น } L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh \frac{2\pi h}{L} \quad (3-17)$$

เมื่อ T = คาบเวลาคลื่น (วินาที)

h = ความลึกของน้ำ (ชม)

g = ความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก (ชม ต่อวินาที²)

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่อยู่ในช่วงน้ำลึกหรือนอกชายฝั่ง (deep water , $h/L > 0.5$) จะมีความเร็วคลื่นและความยาวคลื่นน้ำลึกดังสมการข้างล่าง

$$C_o = \frac{gT}{2\pi} \quad , \quad L_o = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (3-18)$$

และเมื่อคลื่นเคลื่อนที่อยู่ในช่วงน้ำตื้น (shallow water , $h/L < 0.04$) จะมีความเร็วคลื่นน้ำตื้นดังสมการข้างล่าง

$$C = \sqrt{gh} \quad (3-19)$$

พลังงานของคลื่นต่อหน่วยพื้นที่ (Wave Energy)

$$E = \frac{\rho g H^2}{8} \quad (3-20)$$

เมื่อ H = ความสูงคลื่น

3.4 ทฤษฎีการเคลื่อนที่ของคลื่น

ขณะที่คลื่นเคลื่อนที่อยู่ภายนอกชายฝั่ง (Offshore) คุณสมบัติต่าง ๆ ของคลื่น เช่น ความเร็วของคลื่น ความยาวและความสูงของคลื่นยังคงสภาพเดิม และเมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าหาชายฝั่ง (Onshore) คุณสมบัติต่าง ๆ ดังกล่าวจะเริ่มเปลี่ยนแปลงไปตามระยะทางที่คลื่นเคลื่อนที่ผ่าน และเมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าสู่ฝั่ง ความลึกของท้องน้ำจะลดลงตามลำดับ ทำให้พลังงานคลื่นเริ่มลดลงเรื่อย ๆ ทั้งนี้เนื่องมาจากการสูญเสียพลังงาน จากความเสียดทานกับพื้นท้องทะเล และกระบวนการภายในต่าง ๆ ดังนั้น อิทธิพลของคลื่นที่เคลื่อนที่เข้าหาฝั่ง มีดังต่อไปนี้

3.4.1 การหักเหของคลื่น (Wave Refraction)

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่เข้าสู่ชายฝั่ง ความเร็วคลื่นและความยาวคลื่นจะลดลงตามความลึกของท้องน้ำ ด้วยเหตุนี้จึงทำให้แนวยอดคลื่น (wave crest) เคลื่อนที่โค้งเข้าหาเส้นชั้นความลึก (underwater contour) ผลของการเคลื่อนที่ของคลื่นเป็นแนวโค้งนี้เรียกว่า “การหักเห” ซึ่งมีความสัมพันธ์กับความลึกท้องน้ำและความยาวคลื่น

Sawaragi (1995) ได้เสนอสมการคำนวณขนาดคลื่น โดยใช้หลักการอนุรักษ์พลังงาน (Energy Conservation) ดังนี้

1) สมการ Wave number Conservation

ในกรณีที่ไม่มีการกระแสน้ำ ค่า $\sigma^2 = gk \tanh kh$ (3-21)

โดยที่

σ = ความถี่เชิงมุม (the angular frequency = $2\pi / T$)

k = the wave number (= $2\pi / L$)

L = ความยาวคลื่น (wave length)

h = the still water depth

g = ความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงของโลก

ส่วนกรณีที่มีค่ากระแสน้ำ

$$= \bar{U} \cdot K + \sqrt{g k \tanh k(h + \bar{\eta})} \quad (3-22)$$

$$\text{จะได้ค่า } c = \frac{2\pi}{T} = U k \cos \theta + \sqrt{g k \tanh k(h + \bar{\eta})}$$

โดยที่

$\bar{\eta}$ = ระดับน้ำเฉลี่ย (the mean water Level)

C = ความเร็วของคลื่น (the wave celerity)

u, v = ความเร็วความลึกเฉลี่ยของคลื่นในแนวแกน X และ Y

จากสมการ (3-21) หรือ (3-22) สามารถคำนวณหา wave number (k) ด้วยวิธี Newton Raphson

2) สมการ Irrotational wave คำนวณหาทิศคลื่น

จากความสัมพันธ์ $\nabla \times \bar{k} = 0$

เมื่อ \bar{k} คือ Wave Number = $ik_x + jk_y$

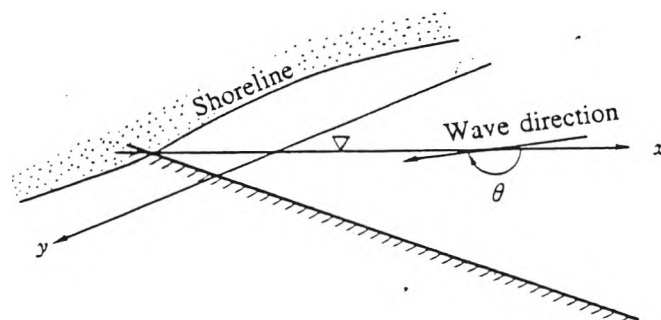
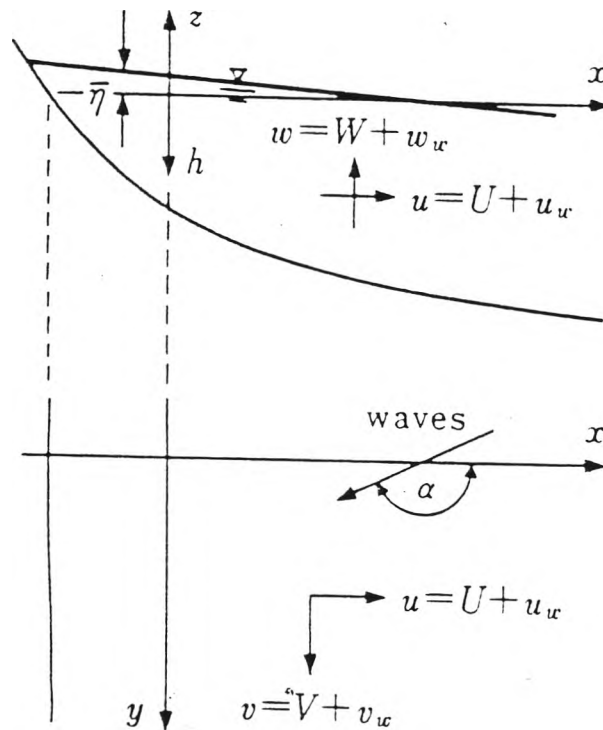
ซึ่ง k_x และ k_y คือ Wave Number ในทิศทาง x และ y ตามลำดับ ในขณะที่คลื่นเคลื่อนที่ท่ามุมกับแกน y ในทิศทางทวนเข็มนาฬิกา (รูป 3-4) และแสดงในรูปของสมการดังนี้

$$\frac{\partial k \sin \theta}{\partial x} - \frac{\partial k \cos \theta}{\partial y} = 0 \quad (3-23)$$

จะเห็นได้ว่า สมการที่ (3-23) จัดอยู่ในรูปของ finite difference และทำการแตก scheme โดยใช้ central - difference ในแกน x และ forward - difference ในแกน y ภายใต้เงื่อนไขขอบเขตของจุดเริ่มต้นใช้หลักการของ สเนลล์ (Snell's law) และรูปแบบสุดท้ายของ finite difference ของสมการที่ (3-23) Sawaragi (1995) ได้เสนอดังนี้

$$\theta_{ij} = \theta_{i+1,j} + \tan \theta_{i+1,j} \frac{(K_{i+1,j} - K_{ij})}{K_{ij}} - \frac{1}{2} \frac{(K_{i,j+1} - K_{i,j-1})}{K_{ij}} + \tan \theta_{i+1,j} \frac{1}{2} (\theta_{i+1,j+1} - \theta_{i+1,j-1}) \quad (3-24)$$

โดยที่ $\theta_{i+1,j}$ จะกำหนดไว้ที่ปลายสุดชายฝั่ง (given at offshore end) เป็นค่า boundary condition ที่ off shore



รูป 3-4 เงื่อนไขการกำหนดทิศทางของคลื่น (Sawaragi (1995))

3) การเปลี่ยนแปลงความสูงคลื่น (Wave Deformation) สามารถแสดงอยู่ในรูปสมการพลังงาน (Conservation of Energy) ดังนี้

$$\nabla \cdot (E \vec{C}_g) = 0 \quad (3-25)$$

โดยที่ $E = \frac{\rho g H^2}{8}$ (3-26)

และ $C_g = \frac{C}{2} \left[1 + \frac{2kh}{\sinh^2 kh} \right]$ (3-27)

เมื่อ E คือ ค่าพลังงานเฉลี่ย ต่อพื้นที่ผิว

C_g คือ Group Velocity

C คือ ความเร็วคลื่น

k คือ Wave Number

h คือ ความลึกของน้ำ

ρ คือ ความหนาแน่นของน้ำ

H คือ ความสูงของคลื่น

จาก สมการที่ (3-25) เมื่อเขียนในทิศทาง x และ y จะได้

$$\frac{1}{E} (\bar{U} + C_g \cos \theta) \frac{\partial E}{\partial x} + \frac{1}{E} (\bar{V} + C_g \sin \theta) \frac{\partial E}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{U} + C_g \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{V} + C_g \sin \theta) + \sigma = 0 \quad (3-28)$$

โดยที่

$$= \frac{1}{E} \left[S_{xx} \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} + S_{xy} \left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U}}{\partial y} \right) + S_{yy} \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} - D_E \right] \quad (3-29)$$

แทนค่าสมการที่ (3-26) ลงในสมการที่ (3-28) ความสูงคลื่นคือ

$$\begin{aligned} & \frac{2}{H} (\bar{U} + C_g \cos \theta) \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{2}{H} (\bar{V} + C_g \sin \theta) \frac{\partial H}{\partial y} + \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} \right) - C_g (\sin \theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \\ & + C_g \cos \theta \frac{\partial \theta}{\partial y} + \cos \theta \frac{\partial C_g}{\partial y} + \sin \theta \frac{\partial C_g}{\partial x} + \sigma = 0 \end{aligned} \quad (3-30)$$

โดยที่ $S_{xx} = (2n - 1/2) \cos^2 \theta + (n - 1/2) \sin^2 \theta$

$S_{xy} = S_{yx} = (n/2) \sin 2\theta$

$S_{yy} = (2n - 1/2) \sin^2 \theta + (n - 1/2) \cos^2 \theta$

$n = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2k(h + \bar{\eta})}{\sinh 2k(h + \bar{\eta})} \right]$

$C_g = C.n$

S_{xx}, S_{xy}, S_{yy} = Radiation Stress สามารถเขียนความสัมพันธ์ในรูปเมตริกซ์

$$\text{Tensor } S_{ij} = E \begin{vmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{yx} & S_{yy} \end{vmatrix}$$

จากสมการ (3-30) แสดงในรูปสมการ difference

$$\begin{aligned} & \left[\frac{2}{H} (\bar{U} + Cg \cos \theta) \right]_{ij} \frac{H_{i+1j} - H_{ij}}{\Delta x} + \left[\frac{2}{H} (\bar{V} + Cg \sin \theta) \right]_{ij} \frac{H_{ij+1} - H_{ij-1}}{2\Delta y} + \frac{\bar{U}_{i+1j} - \bar{U}_{ij}}{\Delta x} + \\ & \frac{\bar{V}_{ij+1} - \bar{V}_{ij-1}}{2\Delta y} - (Cg \sin \theta)_{ij} \frac{\theta_{i+1j} - \theta_{ij}}{\Delta x} + (Cg \cos \theta)_{ij} \frac{\theta_{ij+1} - \theta_{ij-1}}{2\Delta y} + \cos \theta_{ij} \frac{Cg_{i+1j} - Cg_{ij}}{\Delta x} + \\ & \sin \theta_{ij} \frac{Cg_{ij+1} - Cg_{ij-1}}{2\Delta y} + \sigma_{ij} = 0 \end{aligned}$$

(3-31)

เมื่อกำหนดเงื่อนไขขอบเขตของค่าความสูงคลื่นให้ ประกอบกับทิศทางคลื่น (θ) ที่คำนวณได้จากสมการที่ (3-24) ค่าความสูงคลื่นในพื้นที่ซึ่งสามารถคำนวณได้โดยใช้สมการที่ (3-31)

3.4.2 การแตกตัวของคลื่น (Wave Breaking)

เมื่อคลื่นเคลื่อนที่จากชายฝั่งน้ำลึกเข้าสู่ชายทะเลที่ตื้นกว่า ผลของความลึกน้ำและการหักเหของคลื่น จะทำให้ความเร็วคลื่นเปลี่ยนแปลงไป ความยาวคลื่นจะลดลง ความสูงคลื่นจะเพิ่มขึ้นและความชันคลื่น (wave steepness, H/L) จะเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ จนกระทั่งคลื่นไม่สามารถคงรูปอยู่ได้ และความเร็วอนุภาคของน้ำบริเวณหน้าคลื่น (wave crest) มากกว่าความเร็วคลื่นจึงทำให้เกิดการแตกตัวของคลื่นขึ้น บริเวณที่คลื่นแตกตัวจะเกิดการปั่นป่วน (turbulence) ของท้องน้ำมาก ตะกอนขนาดเล็กจะถูกยกตัวขึ้นและถูกคลื่นพัดพาไปในสภาพแขวนลอย (suspension) ลักษณะการแตกตัวของคลื่นจะแตกต่างกันไปขึ้นอยู่กับความสูงของคลื่น ตามเวลาคลื่นและความลาดชันของท้องน้ำชายฝั่ง คลื่นแตกตัวสามารถจำแนกออกได้เป็น 4 ชนิด ตามความชันคลื่นน้ำลึกและความลาดชายฝั่ง ได้แก่ Spilling , Plunging , Collapsing และ Surging ดังแสดงในรูป 3-5 (จากGalvin (1972)) และรูป 3-6 (จาก Sawaragi (1995))แสดงการจำแนกคลื่นโดยความชันคลื่นน้ำลึกและความลาดชายฝั่ง ซึ่งศึกษาโดย Iverse (1952) และ Patric และ Wiegel (1955)

ทางทฤษฎีการแตกตัวของคลื่นบริเวณน้ำลึก จะเริ่มแตกตัวเมื่อมีความชันคลื่น (H_0/L_0) = 0.142 สำหรับการแตกตัวของคลื่นเนื่องจากความลึกท้องน้ำ และความสูงคลื่น มีค่าดัชนีการแตกตัว (breaking index, H_b/h_b) โดยทั่วไปจากทฤษฎีประมาณเท่ากับ 0.78 แต่อย่างไรก็ตาม ค่าดัชนีการแตกตัวนี้ยังขึ้นอยู่กับความลาดชายฝั่ง ชนิดของการแตกตัวอีกด้วย ชายฝั่งที่มีความลาดชันมากก็จะมีค่าดัชนีการแตกตัวสูง ชายฝั่งที่มีความลาดชันน้อยก็จะมีค่าดัชนีการแตกตัวต่ำและยังขึ้นอยู่กับชนิดของการแตกตัวของคลื่นด้วย

Iwata และ Sawaragi (1982)ได้ทำการศึกษาการแตกตัวของคลื่น ชนิด irregular wave และได้เปรียบเทียบค่าดัชนีการแตกตัวของคลื่น ดังแสดงในตาราง 3-1

ตาราง 3-1 การแตกตัวของคลื่น แบบ Irregular Wave (Iwata & Sawaragi (1982))

Beach Slope	Breaker Type	H_b/h_b	Standard deviation	Number of Wave
1/20	Spilling breaker	0.671	0.094	35
	Plunging breaker	0.914	0.129	52
1/40	Spilling breaker	0.584	0.112	83
1/60	Spilling breaker	0.538	0.080	57

Kuo และ Horikawa (1966) ก็ได้ทำการศึกษาการแตกตัวของคลื่น ที่ความลาดต้งน้ำระหว่าง 1/20 ถึง 1/80 และได้สรุปค่าดัชนีการแตกตัวบริเวณใกล้ชายฝั่งมีค่าประมาณ 0.63

ในส่วนของทฤษฎีที่ใช้ในการศึกษาการแตกตัวของคลื่น ได้มีการเสนอให้ใช้อยู่หลายทฤษฎี แต่ที่นิยมใช้กันอย่างแพร่หลาย สรุปไว้ในตาราง 3-2

Goda (1970) (จาก Horikawa (1978)) ได้ทำการศึกษาประมาณการแตกตัวของคลื่นบนชายฝั่งที่มีความลาดชันโดยได้ทำการศึกษาทั้งในภาคสนามและในห้องปฏิบัติการ และได้เสนอความสัมพันธ์ของการแตกตัวของคลื่น ดังแสดงในรูป 3-7 และ 3-8

สำหรับการศึกษาการแตกตัวของคลื่นบนชายฝั่งที่มีค่าความลาดต้งน้ำน้อย (mildly sloping bottom) นั้น Kakutani (1971) (จาก Horikawa (1988)) ได้เสนอสมการ K-dV ซึ่งเป็นสมการครอบคลุม transforming ของคลื่น Cnoidal กำลังหนึ่ง (First - order cnoidal wave) เมื่อเคลื่อนที่จากเขตนํ้าลึกเท่ากัน ต่อมา Shuto (1974) (จาก Horikawa (1988)) ได้เสนอความสูงคลื่นเปลี่ยนแปลง จากพื้นฐานสมการของ Kakutani ได้รูปแบบดังต่อไปนี้

$$\left. \begin{aligned} \frac{H}{H_0} &= \sqrt{\frac{1}{2n} \frac{1}{\tanh kh}} & \frac{gHT^2}{h^2} &\leq 30 \\ Hh^{2/7} &= \text{const.} & 30 &\leq \frac{gHT^2}{h^2} \leq 50 \\ Hh^{5/2} \left(\sqrt{\frac{gHT^2}{h^2}} - 2\sqrt{3} \right) &= \text{const.} & 50 &\leq \frac{gHT^2}{h^2} \end{aligned} \right\} \quad (3-32)$$

จากสมการ (3-32) สามารถนำเสนอออกเป็นรูปภาพได้ตามรูป 3-8

ตาราง 3-2 ทฤษฎีการแตกตัวของคลื่น (โชคพิพัฒน์ (2532))

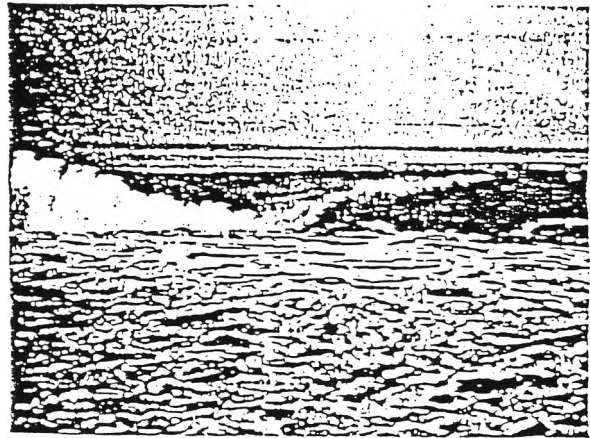
อ้างอิง	สมการ	หมายเหตุ
McCowan	$\frac{H_b}{d_b} = 0.78$	(shallow water periodic wave)
Mich	$\frac{H_b}{L_b} = 0.142 \tanh \frac{2\pi d_b}{L_b}$	
Le Mc haute	$\frac{H_b}{H'_0} = 0.76 (\tan \theta)^{1/7} (H'_0 / L_0)^{-1/4}$	
Goda	$\frac{H_b}{L_0} = A(1 - \exp[-1.5 \frac{d_b}{L_0} (1 + 15 \tan \theta^{4/3})])$	
Munk	$\frac{H_b}{H'_0} = 1/3.3 (H'_0 / L_0)^{1/3}$	
	$\frac{d_b}{H_b} = 1.28$	
Iverson, Galvin และ Goda	$\frac{d_b}{H_b} = 1 / (b - (a H_b / g T^2))$ $a = 43.75 (1 - e^{-19m})$ $b = 1.56 / (1 + e^{-19.5m})$	

หมายเหตุ

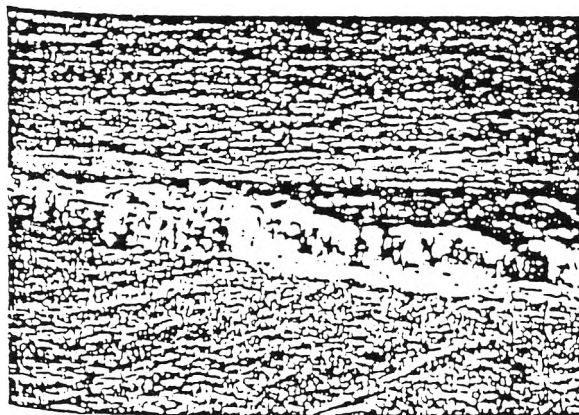
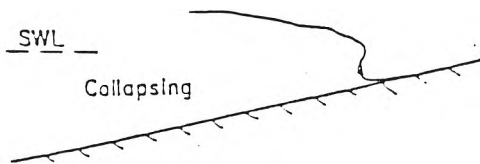
 H'_0 = ความสูงคลื่นน้ำลึกไม่มีการหักเห, ม. H_b = ความสูงคลื่นแตกตัว, ม. L_0 = ความยาวคลื่นน้ำลึก, ม. L_b = ความยาวคลื่นแตกตัว, ม. T = คาบเวลาคลื่น, วินาที d_b = ความลึกแตกตัว, ม. $\tan \theta, m$ = ความลาดชายฝั่ง A = ค่าคงที่ระหว่าง 0.12 ถึง 0.18 นิยมใช้ค่า 0.17



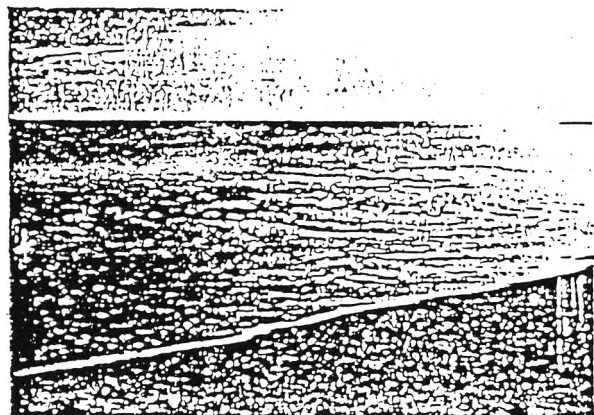
Spilling



Plunging

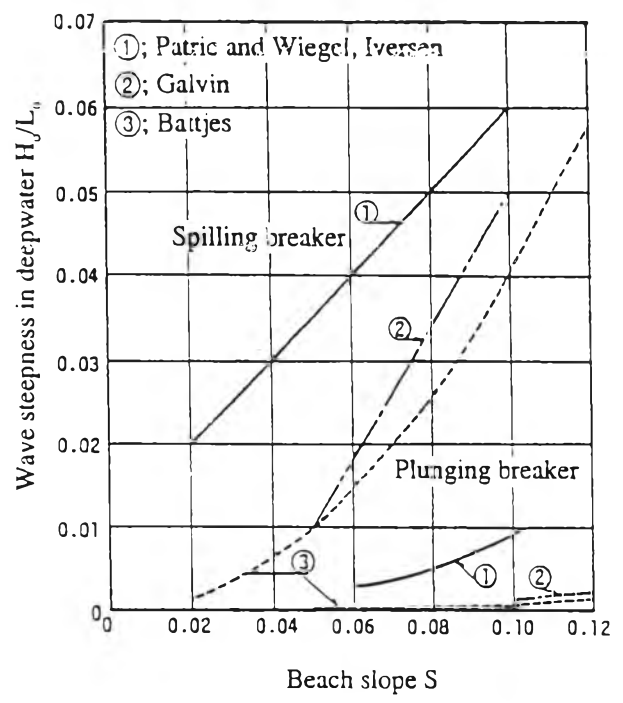


Collapsing

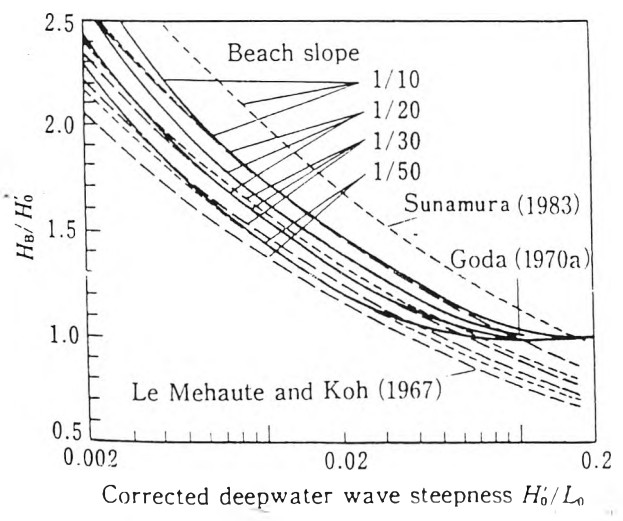


Surging

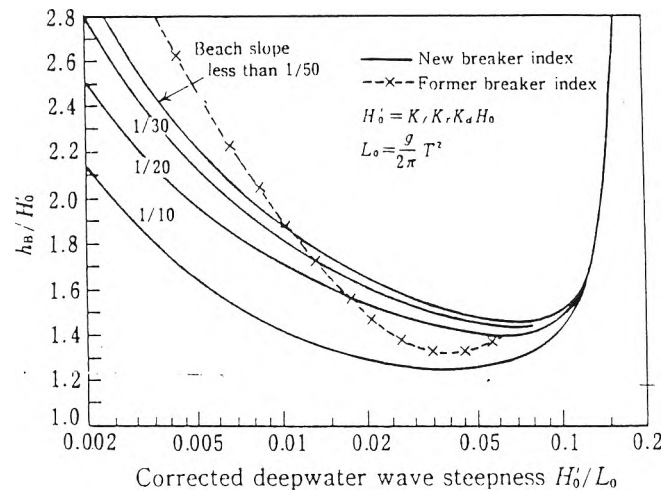
รูป 3-5 ลักษณะการแตกตัวของคลื่นแบบต่าง ๆ (Galvin (1972))



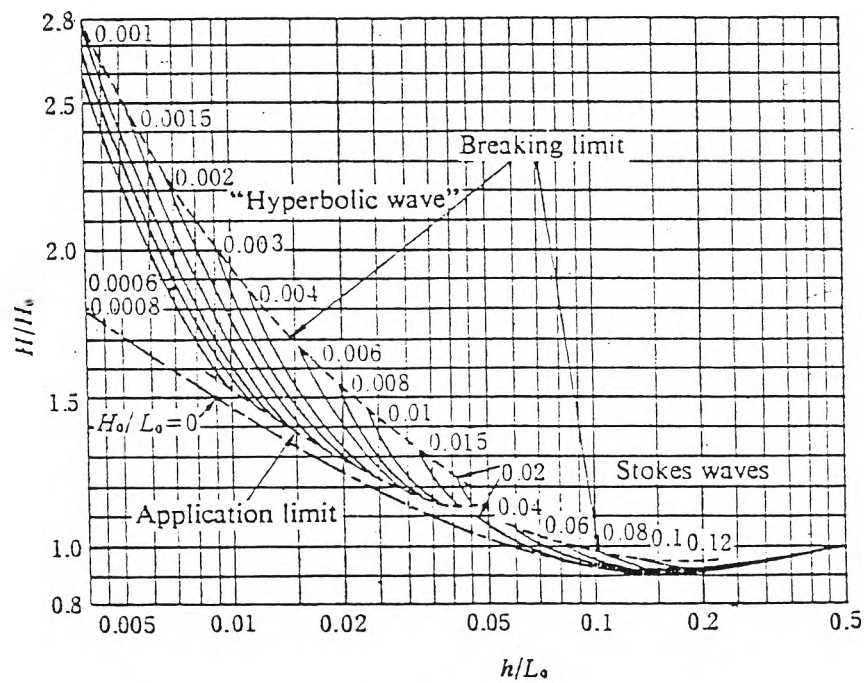
รูป 3-6 การจำแนกการแตกตัวของคลื่นแบบต่าง ๆ (Sawaragi (1995))



รูป 3-7 ความสูงคลื่นแตกตัว (Horikawa (1988))



รูป 3-8 ความลึกน้ำที่คลื่นแตกตัว (Horikawa (1988))



รูป 3-9 สัมประสิทธิ์การคืนเงินของคลื่น (Horikawa (1978))

3.4.3 การเปลี่ยนแปลงของคลื่นภายหลังการแตกตัว

(wave deformation after breaking)

คลื่นที่เกิดขึ้นภายในชายฝั่งสูญเสียพลังงาน ไปอันเนื่องจากการแตกตัวของคลื่น จึงเป็นเหตุให้มีขนาดความสูงคลื่นลดลง และความสูงคลื่นภายในชายฝั่งหลังจากแตกตัวยังมีการเปลี่ยนแปลงเนื่องจากความลาดชันของชายฝั่งและความเสียดทานของท้องน้ำ ขนาดความสูงคลื่นจะมีขนาดลดลงไปตามระยะทางที่คลื่นเคลื่อนที่เข้าหาฝั่ง จากการศึกษาของ Kuo และ Horikawa (1966) ดังแสดงในรูป 3-10 แสดงให้เห็นว่าชายฝั่งที่มีความชันมากจะมีขนาดคลื่นใหญ่กว่าชายฝั่งที่มีความลาดชันน้อย นอกจากนี้ยังได้เสนอสมการดิฟเฟอเรนเชียลที่ใช้คำนวณหาขนาดคลื่นหลังจากแตกตัวที่ชายฝั่งที่มีความลาดชันน้อย ดังนี้

$$\frac{dh}{h} = \frac{s \, d\left[\frac{H}{h}\right]}{0.01038 \left[\frac{H}{h}\right]^{7/2} \left[1 + \frac{H}{h}\right]^{-1/2} F\left[\frac{H}{h}\right] + 0.772 C_F \left[1 + \frac{H}{h}\right]^{-1/2} \left[\frac{H}{h}\right]^3 \psi\left[\frac{H}{h}\right] - 1.81 S \left[\frac{H}{h}\right]} \quad (3-33)$$

เมื่อ $d\left[\frac{H}{h}\right]$ = derivative ของ $\left[\frac{H}{h}\right]$

$$F\left[\frac{H}{h}\right] = 1 + 3.99 \left[\frac{H}{h}\right] + 7.27 \left[\frac{H}{h}\right]^2 + 7.65 \left[\frac{H}{h}\right]^3 + 8.60 \left[\frac{H}{h}\right]^4 + 2.08 \left[\frac{H}{h}\right]^5$$

$$\psi\left[\frac{H}{h}\right] = 1 - 1.08 \left[\frac{H}{h}\right] + 1.26 \left[\frac{H}{h}\right]^2 - 0.463 \left[\frac{H}{h}\right]^3$$

Sawaragi และ Iwata (1974) (จาก Sawaragi (1995)) ได้เสนอสมการการเปลี่ยนแปลงของคลื่น 2 มิติ ในกรณีการแตกตัวเป็นประเภท turbulence ในทฤษฎีคลื่น nonlinear shallow water ดังนี้

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ m^2 (\eta + h)^2 (u/h)^2 \right\} &= 0 \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \{ u(h + \eta) \} &= 0 \end{aligned} \quad (3-34)$$

- โดยที่
- u คือ ความเร็วของอนุภาคน้ำในแนวแกน X
 - η คือ profile ของผิวน้ำ
 - h คือ ความลึกของน้ำนิ่ง (still water depth)
 - g คือ ความเร่งเนื่องจากแรงดึงดูดของโลก
 - x คือ แกนในแนวราบ
 - t คือ เวลา

เทอม $(\partial/\partial x) \{m^2(h+\eta)^2 (u/h)^2\}$ คือ เทอมการแตกตัวชนิด turbulence และ m คือค่าสัมประสิทธิ์ turbulence intensity ในรูป 3-10 แสดงตัวอย่างเปรียบเทียบระหว่างข้อมูลจากการทดลองและทฤษฎีที่ประมาณได้จากการใช้สมการที่ (3-34) ซึ่งจะเห็นว่าได้ผลที่สอดคล้องกัน และค่า M^* ในรูปที่ค่าเท่ากับ m^2 จากรูป 3-10 สมการที่ใช้ในการเปรียบเทียบเป็นสมการการแตกตัวของคลื่นน้ำตื้น (shallow water wave) ที่ได้จากการทดลอง ซึ่งศึกษาโดย Iwata และ Kiyono (1985) (จาก Sawaragi (1995)) ดังนี้

$$(H/L)_b = \left(0.218 - 0.076 \left(\frac{1 - K_R}{1 + K_R} \right) \tanh k_b h_b \right) \quad (3-35)$$

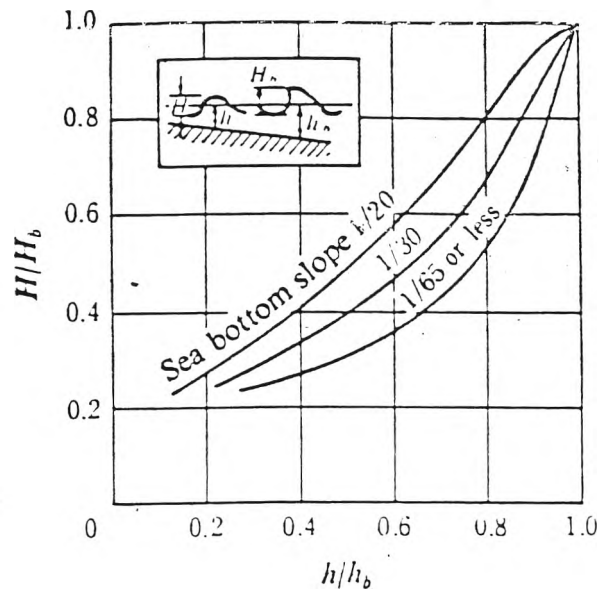
โดยที่ K_R คือค่าสัมประสิทธิ์การสะท้อนจากเครื่องกีดขวาง

ในกรณีที่ไม่มีกีดขวางสะท้อน ($K_R=0$) สมการ (3-35) จะมีค่าเท่ากับการศึกษาของ Miche (1944) (จาก Sawaragi (1995)) ดังนี้

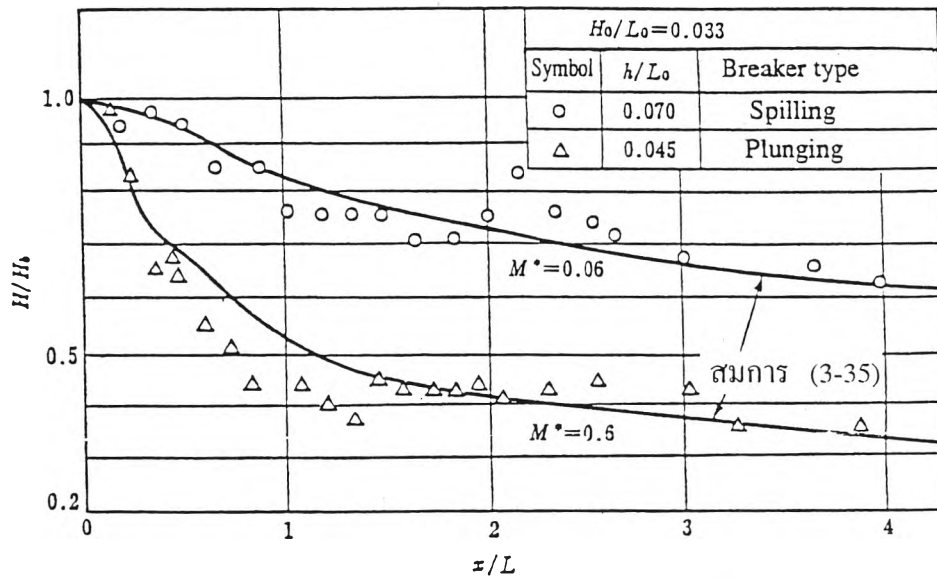
$$(H/L)_b = 0.142 \tanh 2\pi h_b / L_b \quad (3-36)$$

ในกรณีที่มีการสะท้อนอย่างสมบูรณ์ ($K_R=1$) สมการ (3-35) จะมีค่าเท่ากับการศึกษาของ Wiegel (1964) (จาก Sawaragi (1995)) ดังนี้

$$(H/L)_b = 0.218 \tanh k_b h_b \quad (3-37)$$



รูป 3-10 การเปลี่ยนแปลงความสูงคลื่นหลังจากการแตกตัวของคลื่น
(Horikawa and Kuo (1966))



รูป 3-11 การเปรียบเทียบความแตกต่างของขนาดคลื่นจากการทดลอง
กับการคำนวณตามทฤษฎี (Sawaragi (1995))

สำหรับพลังงานของคลื่นซึ่งสูญเสียไปภายหลังการแตกตัวของคลื่น (energy loss by wave breaking) นั้น จากการศึกษานี้ของ Sawaragi และ Kim (1988) (จาก Sawaragi (1995)) พบว่า

$$D_E = 0.18 F \rho^{-\frac{1}{2}} D^{-\frac{3}{2}} E^{\frac{3}{2}} \quad (3-38)$$

$$F = 5.3 - 3.3 \xi_0 - \frac{0.07}{\tan \beta} \left(\text{โดยที่ } \tan \beta > \frac{1}{60} \right) \quad (3-39)$$

= friction factor

$$\xi_0 = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_0 / L_0}} = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_0 / 156T^2}} \quad (3-40)$$

$$D = h + \bar{\eta}$$

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

ξ_0 = surf similarity parameter

โดยที่ D_E = พลังงานที่สูญเสียเนื่องจากการแตกตัวของคลื่น
ดังนั้น จากสมการ (3-38) จะเป็น

$$\begin{aligned} D_E &= 0.18 F \rho^{\frac{1}{2}} (h + \bar{\eta})^{-\frac{3}{2}} \left(\frac{1}{8} \right)^{\frac{3}{2}} \rho^{\frac{3}{2}} g^{\frac{3}{2}} H^3 \\ &= 0.008 F \rho \left(\frac{g}{D} \right)^{\frac{1}{2}} \frac{g}{D} H^3 \\ &= 0.008 F \rho \left(\frac{g}{h + \bar{\eta}} \right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{H}{h + \bar{\eta}} \right) g H^2 \end{aligned}$$

ในแบบจำลองคณิตศาสตร์ จะกำหนดเทอมหลังของค่าความสูงคลื่นหลังการแตกตัวเป็นค่าคงที่ (BR) ของการทดลองเพื่อให้แก่สมการได้ ซึ่งจะหาโดยปรับเทียบกับค่าที่วัดจริงจากแบบจำลองชลศาสตร์ หรือในสนาม

$$D_E \approx 0.008 F \rho g \left(\frac{g}{h + \bar{\eta}} \right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{H}{h + \bar{\eta}} \right) BR^2 \quad (3-41)$$

3.5 ทฤษฎีการเคลื่อนตัวของตะกอนที่ท้องน้ำ

3.5.1 การเคลื่อนตัวของตะกอนเนื่องจากคลื่นและกระแสน้ำ

Sawaragi et al (1984) เสนอ ความสัมพันธ์ของ suspended sediment เนื่องจากคลื่นและกระแสน้ำ ดังนี้

$$Q_{sw} = (1 - \gamma) C_o W_f \left(1 - \frac{U_{cw}^*}{W_f} \right) + \alpha_s \bar{C} W_f \quad (3-42)$$

$$C_o = \alpha_c \left[\frac{0.688 U_b^2}{1.13 \Delta g W_f T} \right] \quad (3-43)$$

โดย Q_{sw} = suspended sediment อันเนื่องมาจากคลื่นและกระแสน้ำ

γ = ค่าคงที่ที่จะเป็นตัวชี้ว่า sediment จะลอยอยู่หรือตกลง

$$\text{โดยที่ } \gamma = 0 \text{ เมื่อ } \frac{U_{cw}^*}{W_f} > 1$$

$$\text{และ } \gamma = 1 \text{ เมื่อ } \frac{U_{cw}^*}{W_f} < 1$$

\bar{C} = ค่าความเข้มข้นของตะกอนเฉลี่ย

C_o = ค่าความเข้มข้นของตะกอนที่ท้องน้ำ

α_c = diffusion constant

(ในการทดลองจะกำหนดค่า α_c มีค่าเท่ากับ 0.15)

W_f = ค่าความเร็วการตกตะกอน (settling velocity)

U_{cw}^* = ค่าความเร็วของแรงเค้น (รายละเอียดอยู่ในสมการ (3-50))

α_s = ค่าคงที่สำหรับปรับค่าความเข้มข้นเฉลี่ยของตะกอนตามแนวตั้ง

(ในการศึกษาครั้งนี้ สมมติให้ค่าความเข้มข้นตามแนวตั้งกระจายแบบ

เอ็กซ์โปแทนเชียล α_s มีค่าเท่ากับ 1.0)

$$\Delta = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} = 1.65$$

นอกจากนี้ Sawaragi ยังได้เสนอค่าความสัมพันธ์ของการเคลื่อนที่ของตะกอนที่ท้องน้ำ อันเนื่องมาจากคลื่นและกระแสน้ำดังนี้

$$Q_{bw} = 47 \sigma \pi d_{50}^2 (\psi - \psi_c)^{\frac{3}{2}} \frac{\bar{U}_c}{\hat{U}_w} \quad (3-44)$$

$$\hat{U}_w = \frac{\pi H}{T \sinh\left(\frac{2 \pi Z_h}{L}\right)} \quad (3-45)$$

\bar{U}_c = ความเร็วกระแสน้ำเฉลี่ย (ชม ต่อวินาที)

Z_h = ความลึกน้ำ (ชม)

$$L = \frac{g T^2}{2\pi} \quad (3-46)$$

$$\psi = \frac{U_{cw}^{*2}}{(\Delta g d_{50})} \quad (3-47)$$

$$\begin{aligned} \psi_c &= 0.20 && \text{เมื่อ } D_* \leq 1 \\ &= 0.20 D_*^{-2/3} && \text{เมื่อ } 1 < D_* \leq 20 \\ &= 0.01 D_*^{1/2} && \text{เมื่อ } 20 < D_* \leq 125 \\ &= 0.05 && \text{เมื่อ } D_* > 125 \end{aligned} \quad (3-48)$$

$$D_* = \left[\left(\frac{\rho_s}{\rho - 1} \right) \frac{g}{V^2} \right]^{1/2} d_{50} \quad (3-49)$$

โดยที่ ψ = Shield number

ψ_c = Shields parameter บริเวณตำแหน่งจุดวิกฤตของทรายเริ่มเคลื่อนที่ จากการกระทำของคลื่น

g = 9.81 (เมตรต่อวินาที²)

T = คาบความเร็วคลื่น (วินาที)

ρ_s = ความหนาแน่นของทราย = 2650 กก.ต่อลบ.ม

ρ = ความหนาแน่นของน้ำ

V = ความหนืดของน้ำ = 1.007×10^{-6} ตร.มต่อวินาที

ถ้า $\psi < \psi_c$ นั่นคือ จะไม่มี bed load transport

ค่า U_{cw}^* คือ ค่า shear velocity อันเนื่องมาจากอิทธิพลร่วมของคลื่นและกระแสน้ำ ซึ่งเป็นความเร็วที่จะทำให้ตะกอนเคลื่อนที่ได้

$$U_{cw}^* = \sqrt{\frac{\hat{\tau}}{\rho}} \quad (3-50)$$

$$\hat{\tau} = 0.5 \rho f_w \hat{U}_{bp}^2 \quad (3-51)$$

$$f_w = \exp \left\{ -5.977 + 5.213 \left(\frac{a_b}{k_s} \right)^{-0.194} \right\} \quad (3-52)$$

$$a_b = \frac{\hat{U}_{bp}}{\sigma} \quad (3-53)$$

$$\sigma = \frac{2\pi}{T} \quad (3-54)$$

- โดย $\hat{\tau}$ = แรงเฉือนที่พื้นท้องน้ำ
 f_w = ค่าสัมประสิทธิ์ความเสียดทานของคลื่น
 $k_s = 2D_{50} = \text{equivalent roughness}$
 $a_b = \text{water particle excursion ที่ท้องน้ำ}$
 $\hat{U}_{bp} = \text{amplitude of water particle velocity ที่ท้องน้ำ}$
 $\hat{U}_{bp} = U_{bx} / \cos\theta \cos\sigma t$
 $U_{bx} = \text{cross - shore velocity}$

3.5.2 การเคลื่อนตัวของตะกอนอันเนื่องจากกระแสน้ำ

Sawaragi et al (1984) เสนอความสัมพันธ์ของ suspended sediment เนื่องจากกระแสน้ำ ดังนี้

$$\Delta Q_s = \bar{C} W_f \quad (3-55)$$

\bar{C} = ค่าความเข้มข้นของตะกอนเฉลี่ย (ลบ.ชม. ต่อลบ.ชม)

W_f = ค่า settling velocity (ชม ต่อวินาที)

จากการศึกษาของ AIT (1994) ค่า settling velocity สำหรับ ทราย (sand) สามารถหาได้จากสมการดังต่อไปนี้

$$W_f = \frac{\Delta g d^2}{18 V} \quad \text{สำหรับ } 1 < d < 100 \mu\text{m} \quad (3-56)$$

$$W_f = \frac{10 V}{d} \left[\left(1 + \frac{0.01 \Delta g d^3}{V^2} \right)^{0.50} - 1 \right] \quad \text{สำหรับ } 100 < d < 1000 \mu\text{m} \quad (3-57)$$

$$W_f = 1.1 [\Delta g d]^{0.50} \quad \text{สำหรับ } d > 1000 \mu\text{m} \quad (3-58)$$

3.6 ทฤษฎีการฟุ้งกระจายของตะกอน

สมการคำนวณหาความเข้มข้นของตะกอน

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + U \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + V \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} = K_{sx} \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial x^2} + K_{sy} \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial y^2} + \Delta q_s \quad (3-59)$$

$$K_{sy} = K_{sx} = \alpha_c U_{cw}^* d \quad (3-60)$$

โดย \bar{c} = ค่าความเข้มข้นของตะกอนเฉลี่ย

K_{sx}, K_{sy} = ค่าสัมประสิทธิ์การฟุ้งกระจายของตะกอนแขวนลอย

α_c = diffusion constant

(Sarawagi (1995)) กำหนดค่า α_c มีค่าเท่ากับ 0.15)

U_{cw}^* = ค่าความเร็วของแรงเค้น (รายละเอียดอยู่ในสมการ (3-50))

d = total depth (ซม.)

สำหรับค่า Δq_s = กรณีมีทั้งคลื่น และกระแสน้ำ แล้วค่า $\Delta q_s = Q_{sw}$ จากสมการ (3-42)

กรณีมีเฉพาะกระแสน้ำ แล้วค่า $\Delta q_s = 0$

3.7 ทฤษฎีการเปลี่ยนแปลงท้องน้ำ

สมการคำนวณการเปลี่ยนแปลงท้องน้ำกับเวลาสามารถคำนวณจากการเปลี่ยนแปลงของการเคลื่อนที่ของตะกอน (ตะกอนแขวนลอยและตะกอนท้องน้ำ) ตามระยะทาง สมการที่ใช้คำนวณคือ

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1 - \lambda} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \Delta Q_s \right) \quad (3-61)$$

ในที่นี้ $\bar{q} = (q_x, q_y) = \bar{q}_b$

$\bar{q}_b = Q_{bw}$ (จากสมการ 3-44)

สำหรับค่า ΔQ_s กรณีมีทั้งคลื่น และกระแสน้ำ แล้วค่า $\Delta Q_s = -Q_{sw}$ จากสมการ (3-42)

กรณีมีเฉพาะกระแสน้ำ $\Delta Q_s = -\bar{c} w_f$ จากสมการ (3-55)