



บทที่ 2

การทบทวนหลักวิชาการวิศวกรรมชายฝั่งทะเล

ในบทนี้จะกล่าวถึงปรากฏการณ์ชายฝั่งทะเล ทฤษฎีคลื่น การหักเหของคลื่น การแตกตัวของคลื่น การเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่ง และขบวนการชายฝั่งทะเล

2.1 ปรากฏการณ์บริเวณชายฝั่งทะเล

ปรากฏการณ์บริเวณชายฝั่งทะเล เริ่มขึ้นตั้งแต่คลื่นในทะเลลึกที่ก่อตัวขึ้นจากอิทธิพลของลม (wind generated wave) จากนั้นก็เคลื่อนตัวตามทิศทางเดียวกับลม ในช่วงการเคลื่อนตัวของคลื่นในน้ำลึกกว่า 2 เท่าของความยาวคลื่น (deep water, $d/L > 0.5$) ลักษณะต่าง ๆ ของคลื่น เช่น ความเร็วคลื่น (wave celerity) ความยาวคลื่น (wave length) และความสูงคลื่น (wave height) เป็นต้น ไม่มีการเปลี่ยนแปลง เมื่อคลื่นเคลื่อนเข้าสู่น้ำลึกปานกลาง (intermediate deep, $0.5 > d/L > 0.04$) ความลึกของท้องทะเลเริ่มมีอิทธิพลต่อการเคลื่อนที่ของคลื่น ความเร็วคลื่นเริ่มเปลี่ยนไปเนื่องจากการเข้าสู่น้ำตื้น (shoaling effect) และแปรเปลี่ยนตามความลึกของท้องทะเล ณ จุดต่าง ๆ การเคลื่อนที่ของคลื่นเข้ามาไม่พร้อมกัน จึงเกิดลักษณะการหักเหของคลื่น (wave refraction) และในที่สุดคลื่นเหล่านั้นก็เคลื่อนเข้าสู่น้ำตื้น (shallow water, $d/L < 0.04$) ก่อนเข้าสู่ฝั่งคลื่นต่าง ๆ เหล่านี้ที่เคลื่อนเข้ามาจะเกิดการแตกตัวสลายพลังงาน ซึ่งบริเวณนี้จะปั่นป่วนทำให้เกิดการเคลื่อนไหวของตะกอนทราย คลื่นต่าง ๆ ที่เคลื่อนเข้าทำมุมกับชายฝั่งก่อนแตกตัวจะก่อให้เกิดกระแสน้ำและตะกอนตามแนวชายฝั่งพัดพาตะกอนทรายไปตามที่ต่าง ๆ ก่อให้เกิดการกัดเซาะหรือทับถมตามชายฝั่ง

ศาสตราจารย์ J.Munch-Petersen ผู้ซึ่งศึกษาชายฝั่งทะเลเดนมาร์กมาเป็นเวลา 40 ปี ได้กล่าวในเชิงเปรียบเทียบว่า "เราจะเข้าใจปรากฏการณ์การเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่งโดยมองคลื่นที่ซัดเข้ามาหาฝั่งเป็นเสมือนรถตักดิน และกระแสน้ำชายฝั่งเป็นสายพาน ลำเลียงตะกอนทราย และมุมที่คลื่นเคลื่อนเข้ามาเป็นตัวขับเคลื่อนสายพาน" [12]

2.2 ทฤษฎีคลื่น

คลื่นที่เกิดขึ้นในทะเลและมหาสมุทรมักเกิดจากการส่งผ่านพลังงานจากลม (wind) มาสู่ผิวน้ำอิสระ (free water surface) ทำให้เกิดคลื่นภายใต้แรงดึงดูดของโลก (gravity wave) ขึ้น ซึ่งเรียกว่า คลื่นลม (wind wave) คลื่นลมนี้สามารถแบ่งออกเป็น 2 ชนิด ดังนี้

- 1) Sea ได้แก่คลื่นที่เกิดขึ้นโดยแรงลมและยังคงอยู่ภายใต้อิทธิพลการกระทำของลมในบริเวณพื้นที่กำเนิด (generating area)
- 2) Swell ได้แก่ คลื่นที่เกิดขึ้นจากแรงลม และได้เคลื่อนตัวออกนอกบริเวณกำเนิดและไม่อยู่ภายใต้อิทธิพลการกระทำของลมอีกต่อไป

จากการสังเกตคลื่นที่เกิดขึ้นในทะเล จะเห็นว่า สภาพการเปลี่ยนแปลงของผิวน้ำที่สันคลื่น (wave crest) และท้องคลื่น (wave trough) คอนข้างจะยุ่งเหยิงสลับซับซ้อนและแปรเปลี่ยนตลอดเวลา ทั้งนี้เนื่องจากการไม่คงที่ของลักษณะคลื่น (irregular wave form) และทิศทางการเคลื่อนที่ (propagation) โดยเฉพาะคลื่นที่เกิดจากลม (wind wave) ขบวนการส่งผ่านพลังงานจากลมสู่ผิวน้ำมีลักษณะที่คอนข้างไม่แน่นอน มีลักษณะเป็นขบวนการแปรผัน (random process)[41] แม้กระทั่งลักษณะลม เช่น ความเร็วและทิศทางก็แปรเปลี่ยน ผันผวนตลอดเวลา ทิศทางคลื่นสามารถประมาณได้จากทิศทางเฉลี่ยของทิศทางคลื่นแต่ละลูก

สภาพของผิวน้ำ (sea surface) ในบริเวณคลื่นกำเนิด (wave generated area) ก็ยากแก่การอธิบาย เนื่องจากปฏิกริยาระหว่างกัน (interaction) ของคลื่นแต่ละคลื่น อาทิ เช่น คลื่นที่เร็วจะกลืนและผ่านคลื่นที่ช้ากว่าในทิศทางต่าง ๆ คลื่นบางที่ก็เสริมกัน (reinforce) บางที่ก็หักล้างกัน (cancel) ทำให้เกิดการปะทะของคลื่นและเกิดการปั่นป่วน (turbulence)

คลื่นเมื่อเคลื่อนที่ออกจากบริเวณกำเนิด (generating area) แล้วจะเริ่มมีลักษณะเป็นระเบียบและสม่ำเสมอมากขึ้นตามระยะทาง สันคลื่นและท้องคลื่นเริ่มจะปรากฏเด่นชัดแต่ก็ยังมีสลับซับซ้อน ดังแสดงในรูป 2-1 คลื่นสามารถเดินทางออกไปได้ไกลมาก อาจได้ถึงหลายพันกิโลเมตรจากบริเวณคลื่นกำเนิด พลังงานคลื่น (wave energy) จะลดลงไปเรื่อย ๆ เนื่องจากการสูญเสียภายใน (internally dissipated) โดยความเสียดทานของผิวน้ำและอากาศ การเสียดทานของท้องทะเล (sea bottom) ในน้ำตื้น (shallow depth) และการปั่นป่วนเนื่องจากการแตกตัวของคลื่น (wave breaking)

จากรูป 2-1 จะเห็นได้ว่า การอธิบายลักษณะของคลื่นโดยนิพจน์ทางคณิตศาสตร์เป็น

ไปโดยยาก และเป็นไปไม่ได้ที่จะใหญ่ถูกต้อง ความสลับซับซ้อนในรูปคลื่น (wave form) มีลักษณะ nonlinearity สูงมาก และเป็นสามมิติ (three dimensional) นอกจากนี้ยังมีลักษณะเป็น ขบวนการแปรผัน (random process) การอธิบายลักษณะของคลื่นทางคณิตศาสตร์ สามารถทำได้เพื่อเป็นการประมาณคร่าว ๆ (approximation) เท่านั้น เพื่อนำไปสู่หลักเกณฑ์และความพยายามในการที่จะทำความเข้าใจปรากฏการณ์ธรรมชาติที่เกิดขึ้น และนำความรู้ความเข้าใจไปใช้เป็นประโยชน์ต่อการศึกษาด้านสมุทรศาสตร์และชายฝั่งทะเล การกำหนดลักษณะของคลื่น เน้นที่การอธิบายเส้นแสดงรูปร่างของคลื่นในระนาบคิง โดยมีตัวแปรพื้นฐานดังแสดงในรูป 2-2

ทฤษฎีหลายทฤษฎีพยายามอธิบายรูปลักษณะของคลื่น ทฤษฎีเก่าแก่ (classical theories) มีอยู่ 2 ทฤษฎีคือทฤษฎีของ Airy (1845) และของ Stokes (1880) และก็ยัง คงใช้ในปัจจุบันอยู่อย่างแพร่หลาย ทั้งนี้เนื่องจากสะดวกและง่ายในการประยุกต์เป็นสาเหตุสำคัญ ทฤษฎีต่าง ๆ ในการแทนลักษณะต่าง ๆ ของคลื่น โดยอาศัยทฤษฎีจากสมการพลศาสตร์ (hydrodynamic equation) ของการเคลื่อนที่ของของเหลวที่ไม่มีกการหดตัว (incompressible fluid) ซึ่งแบ่งตามลักษณะ linearity สามารถแบ่งเป็น 2 กลุ่มใหญ่ ๆ คือ Small Amplitude Wave Theory (Linear Wave Theory) และ Finite Amplitude Wave Theory (Nonlinear Wave Theory) ซึ่งมีช่วงความเหมาะสมต่อการนำไปใช้ดังแสดงใน รูป 2-3

Airy (1850) ได้คิดค้นทฤษฎี Airy Theory หรือเรียกว่า Linear Wave Theory เพื่อใช้ในการอธิบายลักษณะคลื่นด้วย Harmonic Function เช่น sine และ cosine function ซึ่งเป็นทฤษฎีเบื้องต้นและใช้มากที่สุดในปัจจุบัน ทฤษฎีนี้ถูกต้องสำหรับการอธิบายคลื่นที่ เคลื่อนที่ในน้ำลึก (deep water) และง่ายต่อการประยุกต์ใช้ [43]

Gerstner (1802) ได้คิดค้นทฤษฎี Trochoidal Theory ทั้งนี้เพราะลักษณะของ ผิวหน้า หรือ wave profile อธิบายโดยลักษณะของ trochoidal ได้ใกล้เคียงมาก แต่ว่าการอธิบายลักษณะการเคลื่อนที่อนุภาคของน้ำ (water particle motion) ไม่ตรงกับปรากฏ การณ์ธรรมชาติที่เกิดขึ้น จึงไม่เป็นที่สนใจ [43]

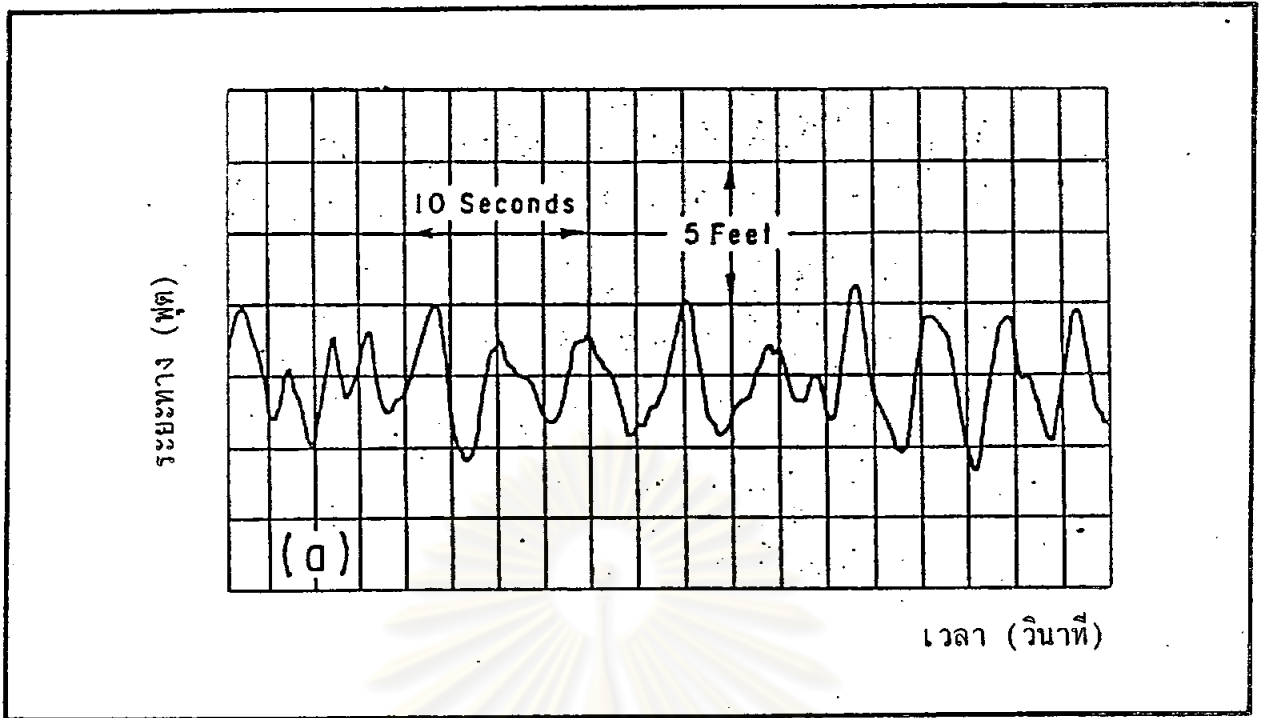
Stokes (1880) ได้คิดค้นทฤษฎี Stokian Wave Theory ซึ่งให้ผลดีกว่า Trochoidal Theory ทฤษฎีนี้ประกอบด้วยทฤษฎีย่อยๆ ไปแล้วแต่ order of approximation ที่ใช้ได้แก่ 2nd order, 3rd order และ 4th order theories (1st order theory

คือ small amplitude wave theory) [43]

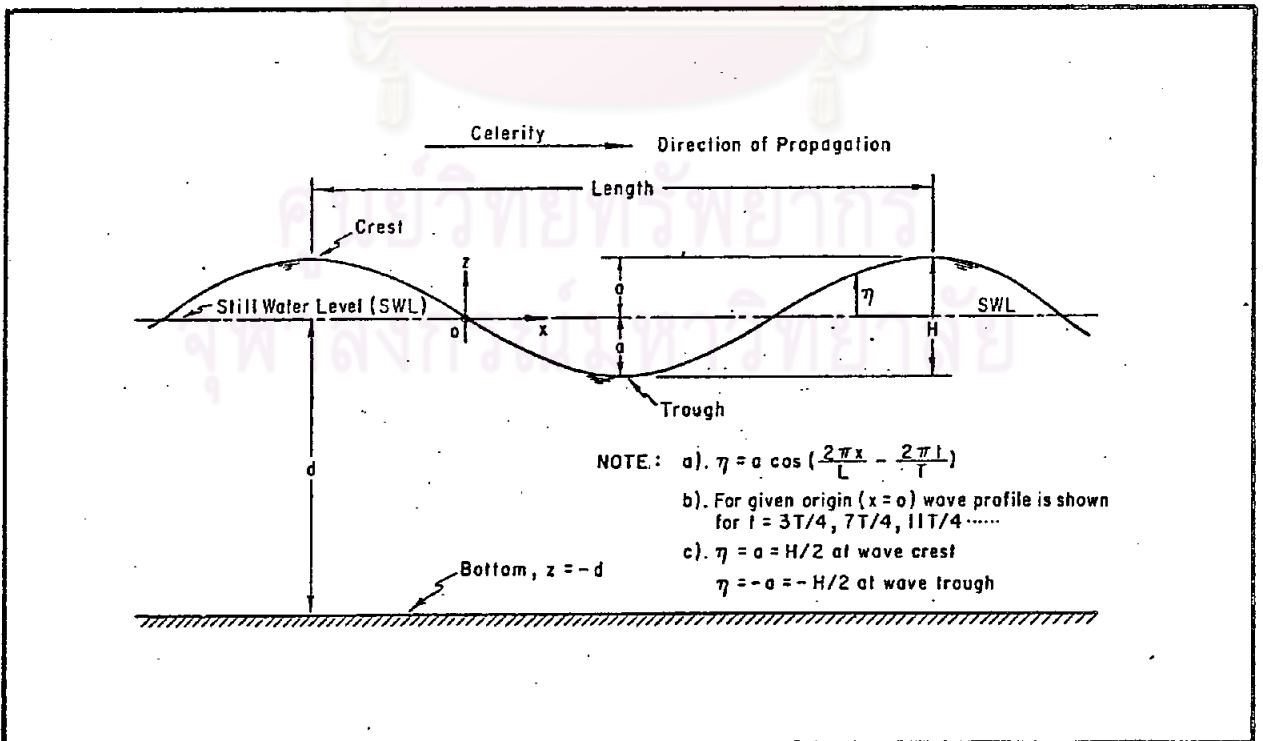
Korteweg และ De Vries (1895) ได้คิดค้นทฤษฎี Cnoidal Theory โดยการใช้ Jacobian elliptical cosine function (Cn-function) Wiegel (1960) และ Masch and Wiegel (1961) ได้เสนอผลของทฤษฎีออกมาในรูปของกราฟและตาราง เพื่อความสะดวกในการใช้ จึงทำให้ทฤษฎีนี้ทวีความสำคัญมากขึ้น ทฤษฎีนี้ถูกต้องสำหรับคลื่นที่เคลื่อนที่อยู่ในน้ำตื้น (shallow water) [43]

Russel (1838, 1845) ได้คิดค้นทฤษฎี Solitary Wave Theory เป็นคนแรก และได้ผ่านการแก้ไขโดย Boussinesq (1872), Rayleigh (1876), McCowan (1891), Keulegan and Peterson (1940), Keulegan (1948) และ Iwasa (1955) ทฤษฎีนี้ให้ความถูกต้องในการอธิบายการเคลื่อนที่ของคลื่นในน้ำตื้น (shallow water) และสะดวกในการใช้มากกว่า Cnoidal Theory เนื่องจากไม่จำเป็นต้องมีกราฟหรือตาราง [43]

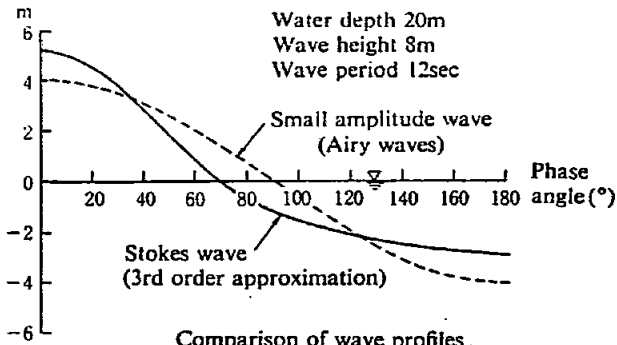
ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



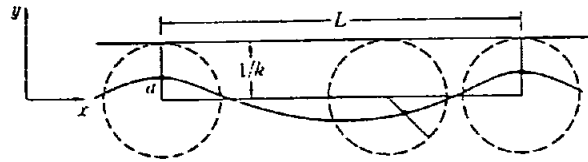
รูป 2-1 ตัวอย่างของข้อมูลคลื่น (Continuous Recording) จากการวัดที่ Chespeaks Bridge Tunnel Portal Island, USA



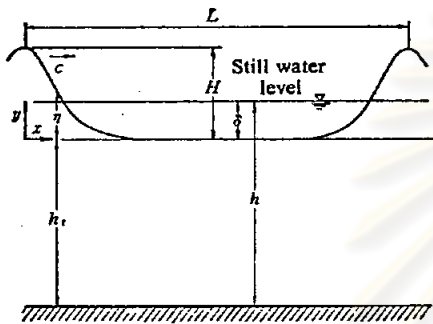
รูป 2-2 รูปร่างของคลื่นและตัวแปรพื้นฐาน



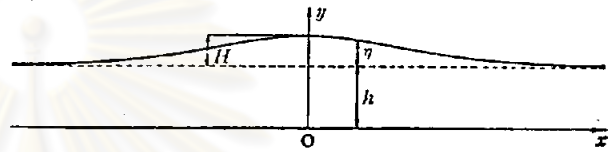
Comparison of wave profiles.
(after *Hydraulic Formulae*, JSCE, 1971).



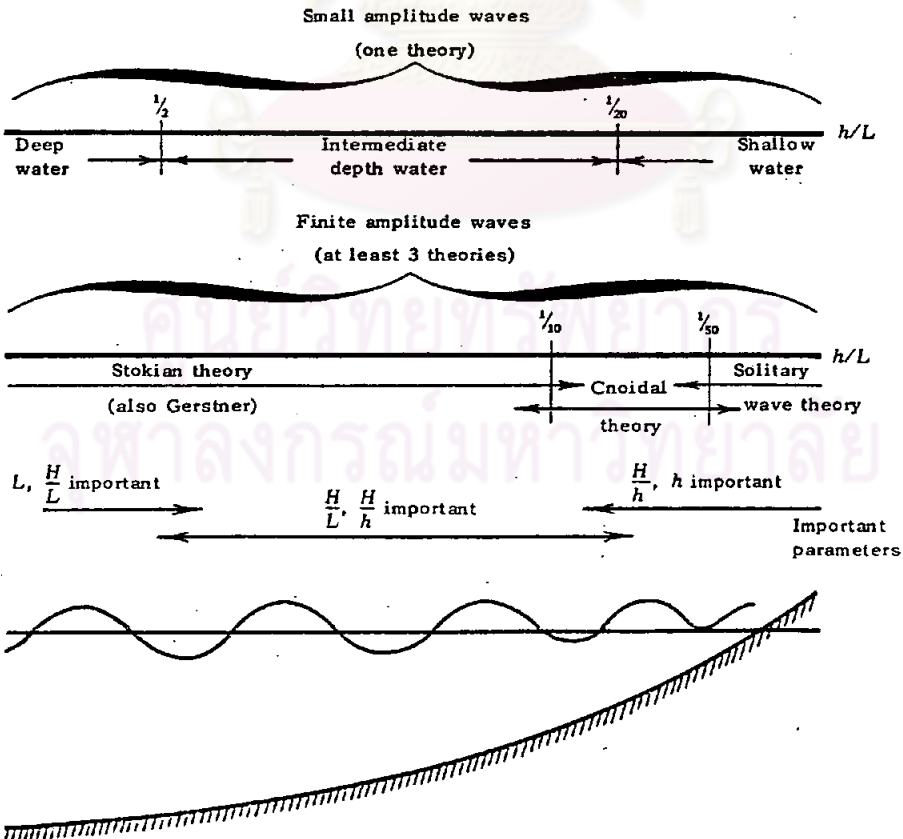
Wave profile of trochoidal waves.



Definition sketch for cnoidal waves.



Definition sketch for a solitary wave.



รูป 2-3 ทฤษฎีของคลื่นและช่วงความเหมาะสมต่อการนำไปใช้

2.3 การหักเหของคลื่น (Wave Refraction)

ความเร็วคลื่น (wave celerity) ที่เคลื่อนที่จะแปรเปลี่ยนตามความลึกของน้ำ โดยความเร็วคลื่นจะลดลงตามความลึกของน้ำ และความยาวคลื่น (wave length) ก็ลดลงตามสัดส่วนด้วย ความผันแปรของความเร็วคลื่นที่เกิดตามแนวยอดคลื่น (wave crest) เคลื่อนที่ท่ามกับเส้นชั้นความลึก (underwater contour) เพราะว่ส่วนของคลื่นที่บริเวณน้ำลึกกว่า จะเคลื่อนที่เร็วกว่าส่วนของคลื่นที่ตื้นกว่า ความผันแปรนี้เป็นสาเหตุให้ยอดคลื่นโค้งเข้าหาเส้นชั้นความลึก ผลของการโค้งนี้เรียกว่า การหักเห ซึ่งมีความสัมพันธ์กับความลึกของน้ำและความยาวคลื่น

ในทางปฏิบัติ การหักเหของคลื่นมีส่วนสำคัญที่จำเป็นต้องศึกษาด้วยเหตุผลต่าง ๆ ดังนี้

- 1) การหักเหของคลื่นและผลของการเข้าสู่ที่ตื้น (shoaling effect) จะเป็นตัวบ่งบอกขนาดความสูงของคลื่น ณ ความลึกใด ๆ สำหรับความสูงคลื่น คาบเวลาคลื่นและทิศทางคลื่นที่เกิดขึ้นในทะเลลึก การหักเหของคลื่นมีอิทธิพลต่อความสูงคลื่น และการกระจายพลังงานคลื่นตามแนวชายฝั่ง
- 2) การเปลี่ยนแปลงทิศทางคลื่นในลักษณะที่แตกต่างกัน มีผลทำให้เกิดการรวมกัน (convergence) หรือกระจาย (divergence) ของพลังงานคลื่น ซึ่งมีผลต่อแรงที่กระทำต่อโครงสร้างโดยคลื่น
- 3) การหักเหของคลื่นมีส่วนในการเปลี่ยนแปลงลักษณะของน้ำ จากผลของการกัดเซาะและทับถมของตะกอนชายฝั่ง
- 4) ลักษณะของน้ำบริเวณใกล้ชายฝั่ง สามารถวิเคราะห์จากรูปแบบการหักเหของคลื่นที่ได้จากภาพถ่ายทางอากาศ

การหักเหของคลื่นได้เริ่มขึ้นมากกว่าพันปี การวิเคราะห์คลื่นในยุคแรก ๆ เริ่มจากชาวเกาะในมหาสมุทรแปซิฟิก (Polynesian) ซึ่งใช้ในการเดินเรือในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกทางใต้ โดยสังเกตจากการตัดกันของหน้าคลื่น ซึ่งเป็นผลเนื่องมาจากการโค้งงอของคลื่น เนื่องจากเกาะต่าง ๆ (Lewis, 1974) ชาวเกาะในมหาสมุทรแปซิฟิก ได้สร้างรูปแบบการหักเหของคลื่นโดยใช้หลักการโค้งงอ (bent twigs) [22]

การศึกษาการหักเหในยูเคโทม ได้เริ่มตั้งแต่ O'Brien, M.P., (1930, 1942, 1947) ได้นำเสนอให้ใช้กฎของสเนลล์ (Snell's Law) มาประยุกต์ใช้ในการวิเคราะห์การหักเหของคลื่นที่เกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงความลึกของท้องน้ำ ดังแสดงในรูป 2-4 [43]

Johnson, J.R., O'Brien, M.P., and Isaacs, J.D., (1948) ได้รวมกันศึกษาและจัดทำคู่มือการสร้างรูปแบบการหักเหของคลื่น (Instruction Manual to Construct Wave Refraction Diagram) โดยวิธีกราฟ [43]

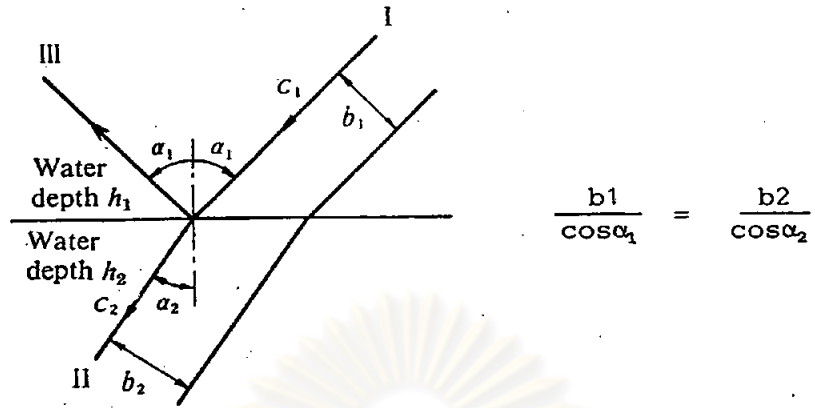
Chen (1954), Ralls (1956), Wiegel and Arnold (1957) ได้ทำการทดลองการเคลื่อนตัวของคลื่นเข้าสู่ชายฝั่งในแบบจำลอง ปรากฏผลว่าการประยุกต์กฎสเนลล์มาใช้ในการวิเคราะห์การหักเหของคลื่น ซึ่งเกิดขึ้นจากการเปลี่ยนแปลงความลึกท้องน้ำตามที่ O'Brien (1942) ได้เสนอไว้สอดคล้องกับการทดลอง [43]

Griswold, G.M., (1963), Harrisson, P.W. and Wilson, W.S., (1964) ได้ศึกษาการใช้คอมพิวเตอร์เข้ามาช่วยในการคำนวณการหักเหของคลื่น โดยอาศัยข้อมูลความลึกท้องน้ำ ทิศทางคลื่นและคาบเวลาคลื่น เพื่อนำไปสร้างแผนภาพการหักเหของคลื่น [23, 43, 46]

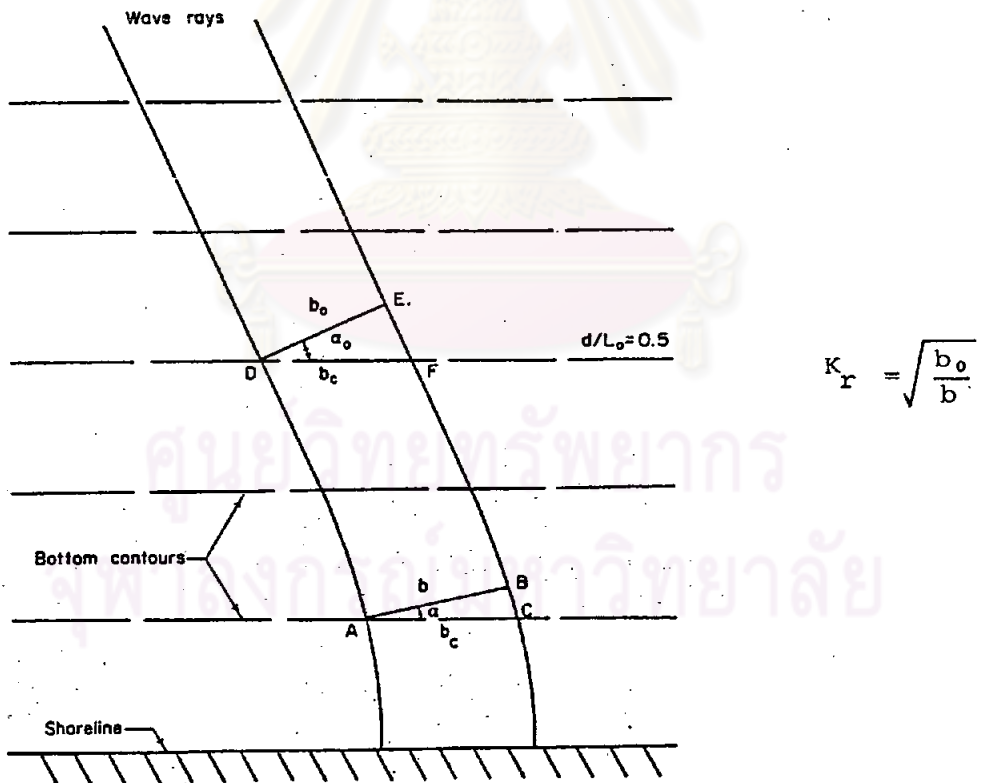
Coastal Engineering Research Center (1973) ได้เสนอวิธีการจัดสร้างแผนการหักเหของคลื่นโดยวิธีกราฟ ซึ่งอาศัย Template ดังแสดงในรูป 2-5 สำหรับวิธี Orthogonal และ วิธี R/J ภายใต้ทฤษฎีของกฎสเนลล์ และ ทฤษฎีคลื่นความสูงน้อย (Small Amplitude Wave Theory) และการเปลี่ยนแปลงความลึกท้องน้ำค่อนข้างจะสม่ำเสมอ [43]

C.M. McClenan (1975) ได้จัดทำ monograph สำหรับคำนวณหาค่าสัมประสิทธิ์การหักเหของคลื่น (Refraction Coefficient) และสัมประสิทธิ์การเข้าสู่หน้าดิน (Shoaling Coefficient) สำหรับเส้นชั้นความลึกที่เป็นเส้นตรงและขนานกัน ดังแสดงในรูป 2-6 วิธีนี้เป็นวิธีที่ง่ายสะดวกและรวดเร็วในการหาความสูงคลื่น และมุมที่คลื่นเคลื่อนเข้ามาชายฝั่ง อย่างไรก็ตาม วิธีนี้มีขีดจำกัดในการใช้ เนื่องจากลักษณะท้องน้ำไม่เป็นไปตามข้อสมมติฐานเสมอไป [37]

Chu, H.L., (1975) ได้ศึกษาการหักเหของคลื่นโดยทฤษฎี Small Amplitude Wave พบว่า การหักเหของคลื่นมีแนวโน้มที่หักเหมากกว่าความเป็นจริง [14]

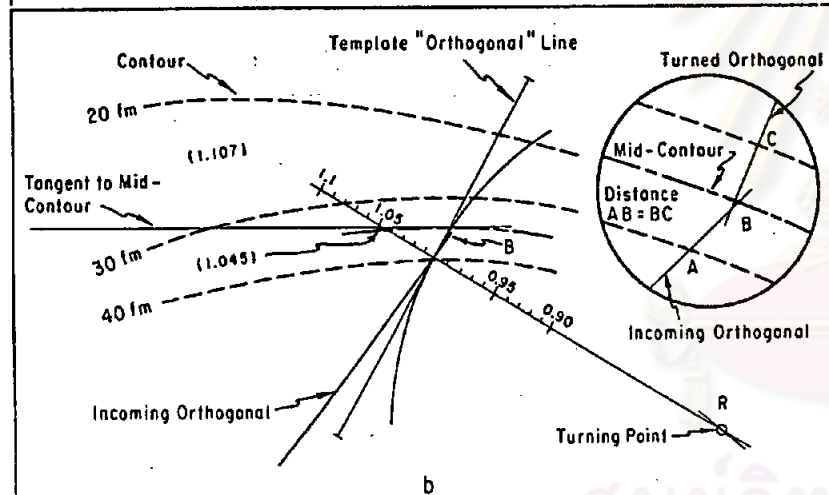
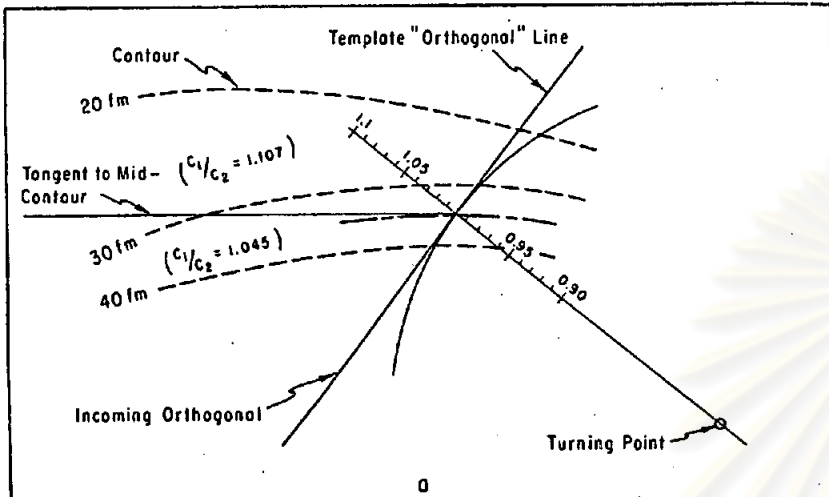


ก) นิยามการหักเหของคลื่น (Snell, อางอิง 25)



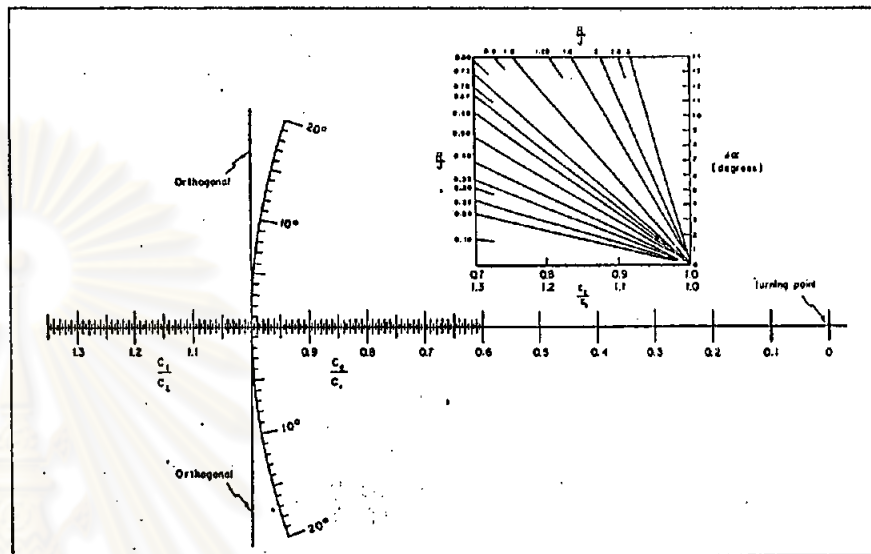
ข) การหักเหของคลื่นซึ่งความชันท้องน้ำนานกับชายฝั่ง (McClenan, 1975 อางอิง 37)

รูป 2-4 การหักเหของคลื่นตามกฎหมายของสเนลล์

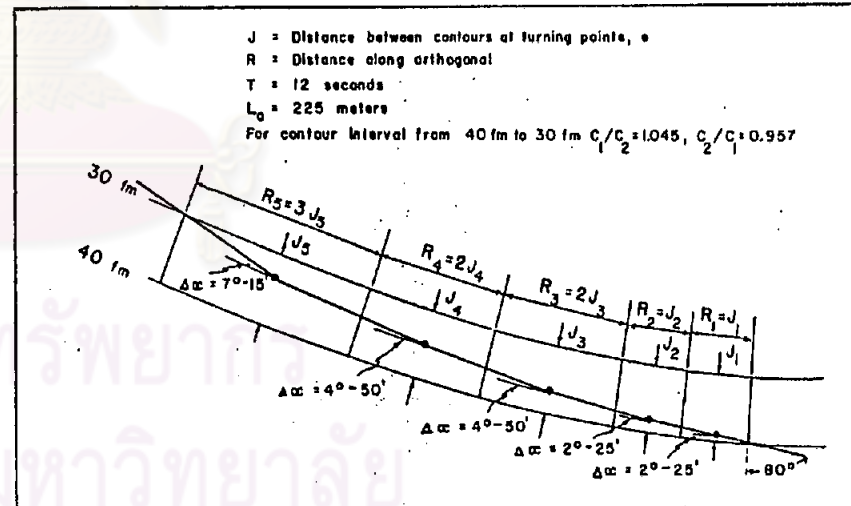


NOTE: The template has been turned about R until the value $C_1/C_2 = 1.045$ intersects the tangent to the mid-contour. The template "orthogonal" line lies in the direction of the turned orthogonal. This direction is to be laid off at some point "B" on the incoming orthogonal which is equidistant from the two contours along the incoming and outgoing orthogonals.

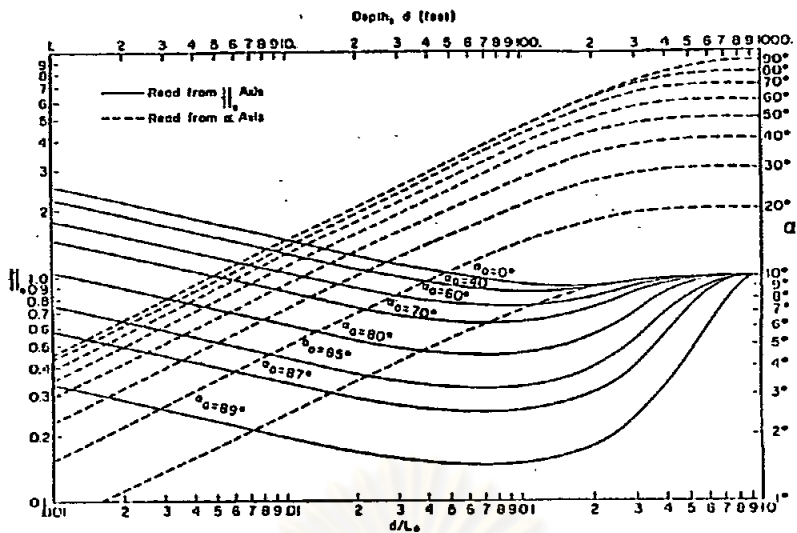
ข. การจัดทำแผนภาพการหักเหของคลื่นโดยวิธี Orthogonal



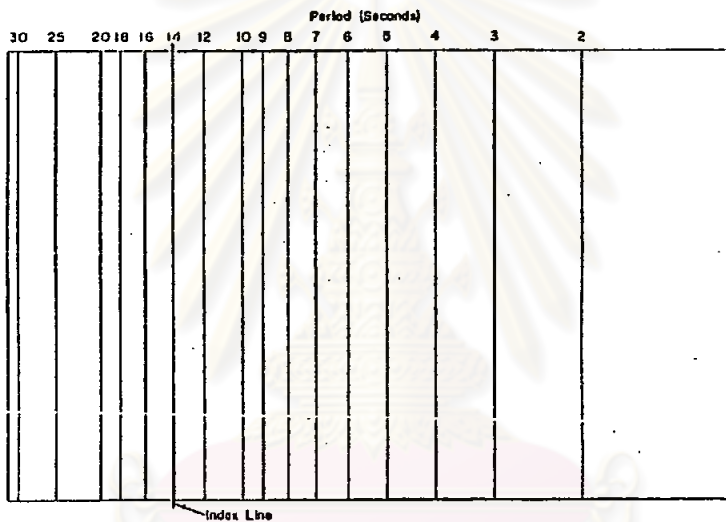
ก. แผนบรรทัดการหักเหสำหรับใช้ในวิธี Orthogonal



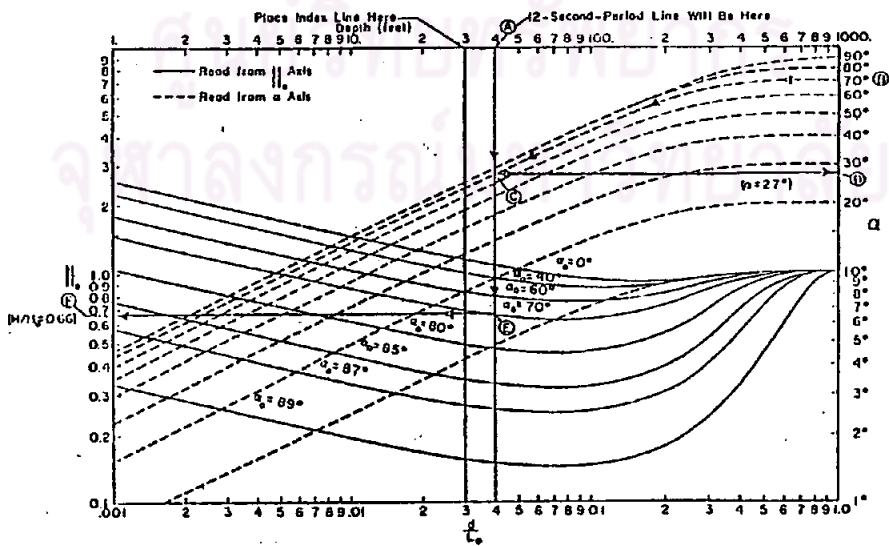
ค. การจัดทำแผนภาพการหักเหของคลื่นโดยวิธี R/J



(ก) Refraction nomogram. Dashed curves refer to the angle of wave propagation; solid curves refer to (H/H_0)



(ข) Refraction slide rule overlay (cursor).



(ค) Use of refraction slide rule (12-second period).

2.4 การแตกตัวของคลื่น (Wave Breaking)

เมื่อคลื่นเคลื่อนเข้าสู่ชายฝั่ง ลักษณะของคลื่นจะแปรเปลี่ยนไปตามการหักเหของคลื่น เนื่องจากความลึกของน้ำที่เปลี่ยนแปลงทำให้ความเร็วคลื่น ความยาวคลื่นและความสูงคลื่นเปลี่ยนไป คลื่นจะเริ่มแตกตัวเมื่อความชันคลื่นสูงขึ้นจนไม่สามารถคงรูปลักษณะคลื่นไว้ได้ หรือเมื่อความเร็วอนุภาคของน้ำบริเวณหน้าคลื่น (wave crest) มากกว่าความเร็วคลื่น (wave celerity) บริเวณคลื่นแตกตัวพลังงานที่คลื่นพัดพามาจะถูกส่งผ่าน ซึ่งลักษณะการแตกตัวของคลื่นเป็นปรากฏการณ์ธรรมชาติทางกายภาพที่น่าสนใจ และได้มีการศึกษาในเชิงกายภาพและเชิงคณิตศาสตร์เพื่ออธิบายปรากฏการณ์มาช้านาน และการอธิบายในเชิงคณิตศาสตร์ยังไม่เป็นที่กระจ่างที่จะอธิบายความซับซ้อนของการเคลื่อนที่ของน้ำบริเวณคลื่นแตกตัว

Peregine ได้เสนอการอธิบายขบวนการแตกตัวของคลื่น โดยใช้สมการ Navier-Stokes และ Harlow, et al. (1966) ทำการวิเคราะห์การแตกตัวของคลื่นในเงื่อนไขเฉพาะ (special case) โดยวิธีการแก้ปัญหาเชิงตัวเลข (Numerical Solution) ของสมการ Navier-Stokes นอกจากนี้ยังมีบุคคลต่าง ๆ มากมายเช่น Munk (1949), Lenau (1966), Crapper (1970) และ Price (1971) เป็นต้น ได้ศึกษาและวิเคราะห์ในเชิงทฤษฎีในการทำนายตำแหน่งจุดที่คลื่นเริ่มแตกตัว [20]

การศึกษาขบวนการแตกตัวของคลื่นส่วนใหญ่ทำการศึกษาในห้องทดลอง ซึ่งมุ่งศึกษาผลของคลื่นแตกตัวที่มีต่อชายฝั่งทะเลและโครงสร้างชายฝั่ง เช่น Kenlegan (1948), Saville (1957), Hudson (1959), Kadib (1962), Ahrens (1970), และ Chesnutt (1971) จากการศึกษาในห้องทดลอง ซึ่งได้พิจารณาขบวนการแตกตัวของคลื่น โดยนักวิชาการต่าง ๆ อันได้แก่ Patrick and Wiegel (1954) และ Ippen and Kulin (1955) ทำให้ได้ความสัมพันธ์ระหว่างคลื่นและตัวแปรชายฝั่ง และรูปร่างลักษณะคลื่นที่เคลื่อนผ่านในขณะคลื่นแตกตัว Iversen (1953) และ Ippen and Kulin (1955) ทำการศึกษาความลึกของน้ำที่จุดคลื่นแตกตัว ซึ่งพบว่า เป็นฟังก์ชันของตัวแปรคลื่นและความลาดชันท้องทะเล Galvin (1969) ศึกษากระบวนการเคลื่อนตัวในแนวราบของคลื่นที่แตกตัว [20]

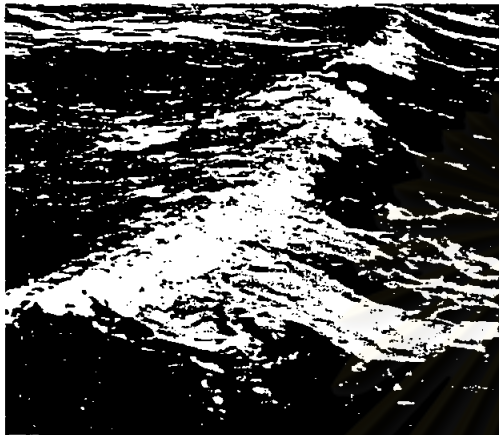
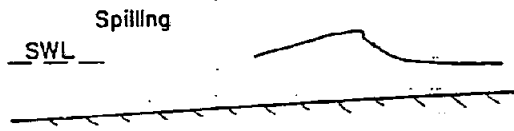
Iversen (1952, 1953), Galvin (1969) และ Goda (1970) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ของอัตราส่วนความสูงคลื่นที่แตกตัวต่อความสูงคลื่นในน้ำลึกที่ไม่มี การหักเห (H_b/H_0) และความลึกที่ตำแหน่งคลื่นแตกตัว (d_b/H_0) และพบว่าขึ้นอยู่กับความลาดชันของชายฝั่งและความชันของคลื่น [43]

Dean (1970) ได้แสดงความคลาดเคลื่อนในเชิงทฤษฎีของทฤษฎีคลื่นกำลังสูง (High Order Wave Theories) มีมากกว่าความคลาดเคลื่อนในทฤษฎีคลื่นความสูงน้อย (Linear or Small Amplitude Wave Theory) สำหรับคลื่นในน้ำตื้นใกล้ตำแหน่งคลื่นแตกตัว จึงได้ข้อสรุปว่าไม่มีทฤษฎีใดที่มีความสอดคล้องกับ kinematic free surface boundary condition ยกเว้น Solitary Wave Theory ที่เสนอโดย McCowan (1894) และ Stream Function Wave Theories ที่เสนอโดย Dean (1965) [20]

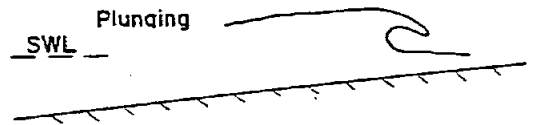
โดยทั่วไปการแตกตัวของคลื่นจะพิจารณาจากความชันคลื่น (wave steepness, H/L) เมื่อความชันคลื่นมีค่ามากกว่า 0.142 คลื่นจะไม่สามารถรักษารูปร่างได้จึงเริ่มแตกตัว นอกจากนี้ ความสูงของคลื่น และความลึกของน้ำก็มีผลต่อการแตกตัวของคลื่น ซึ่งดัชนีการแตกตัวของคลื่น (breaking index, H_b/d_b) โดยทั่วไปที่ใช้กันในทางปฏิบัตินิยมใช้ค่า 0.78

คลื่นที่แตกตัวจะมีลักษณะที่แตกต่างกันไปขึ้นกับความสูงคลื่น คาบเวลาคลื่นและความลาดชันของท้องน้ำชายฝั่ง Patrick and Wiegel (1955), Wiegel (1964) และ Dean (1968) ได้จำแนกลักษณะการแตกตัวของคลื่นออกเป็น 4 ชนิด คือ Spilling, Plunging, Collapsing และ Surging (Collapsing คือช่วงเปลี่ยนแปลงระหว่าง Plunging and Spilling) ลักษณะทางกายภาพการแตกตัวของคลื่นได้แสดงในรูป 2-7 และรูป 2-8 แสดงความสัมพันธ์ดัชนีความสูงคลื่นแตกตัว (H_b/H_0) กับความชันคลื่นในน้ำลึก (H_0/L_0) และช่วงของลักษณะการแตกตัวต่าง ๆ

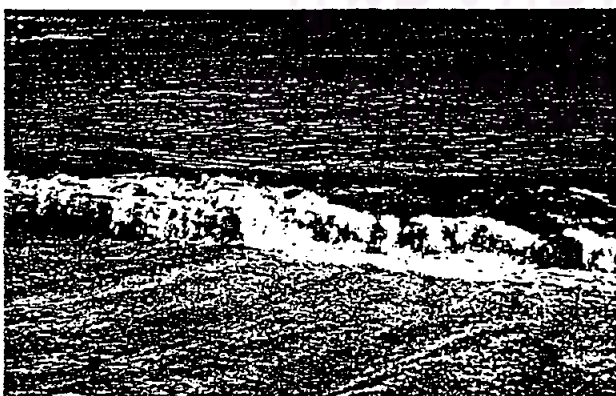
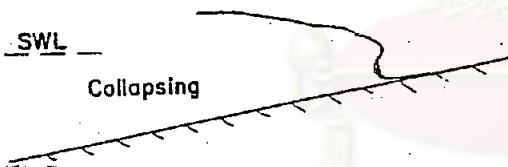




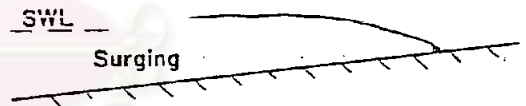
Spilling



Plunging

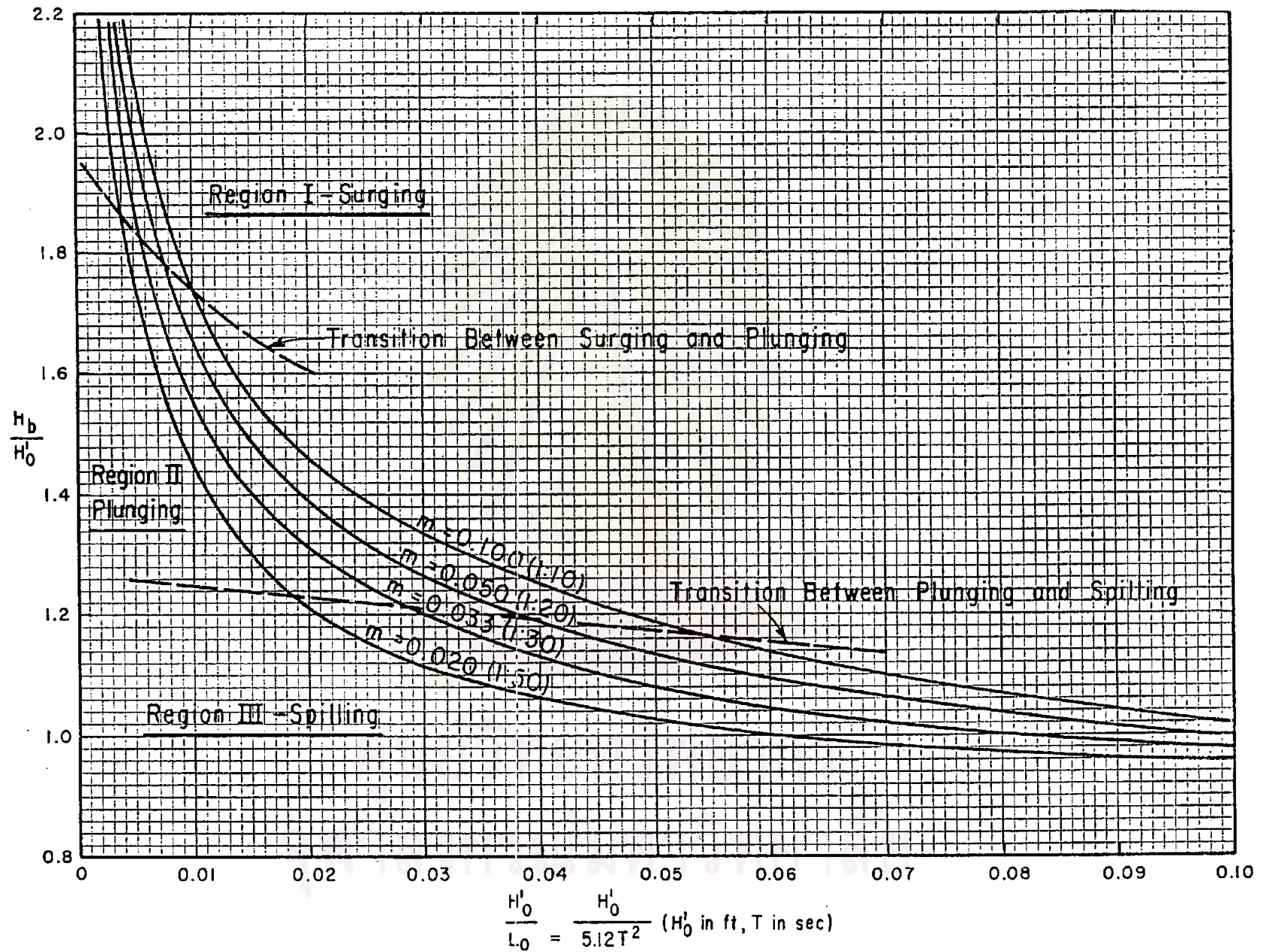


Collapsing



Surging

รูป 2-7 ลักษณะการแตกตัวของคลื่นแบบต่าง ๆ (Galvin 1972, อ้างอิง 20)



รูป 2-8 ความสัมพันธ์ความสูงคลื่นกับความชันคลื่นและชนิดการแตกตัว (Goda, 1970 อ้างอิง 43)

2.5 กระแสน้ำและตะกอนชายฝั่ง (Longshore Transport)

เป็นที่เข้าใจกันมาเป็นเวลานานแล้วว่า คลื่นที่เคลื่อนเข้ามาแตกตัวทำมุมกับชายฝั่งเป็นสาเหตุทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของกระแสน้ำและตะกอนตามชายฝั่ง ดังแสดงในรูป 2-9 และเป็นที่น่าสนใจอย่างยิ่ง สำหรับวิศวกรรมชายฝั่งที่สร้างท่าเทียบเรือ หรือเชื่อมกันคลื่นยื่นไปในทะเล ซึ่งคล้ายเขื่อนที่คอยกักการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง และก็เป็นที่น่าสนใจสำหรับนักอนุรักษ์และพัฒนาชายฝั่งทะเลที่ควรจะรู้อะไรบ้างว่าชายฝั่งนั้น ๆ จะมีการทับถมหรือกัดเซาะอย่างไร

Scripps (1947) ได้โทษขอแนะนำว่า การกระทำของคลื่นบริเวณใกล้ฝั่งน่าจะเป็นตัวแปรสำคัญในการคาดคะเนอัตราการเคลื่อนที่ของตะกอนตามชายฝั่ง [29] และ Grant (1943) เสนอว่า พฤติกรรมการปั่นป่วนของคลื่นที่แตกตัว และกระแสน้ำตามชายฝั่งเป็นตัวกำหนดอัตราการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง [29]

สาเหตุหลักในการไม่ทราบความสัมพันธ์ระหว่าง อัตราการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง และตัวแปรต่าง ๆ ของคลื่นและกระแสน้ำ ทั้งนี้เพราะขาดแคลนข้อมูลทั่วไปได้จริงในสนาม [29] การวัดอัตราการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง ได้จากประเมินปริมาณการทับถมหรือกัดเซาะบริเวณใกล้ ๆ โครงสร้างตามชายฝั่ง เช่น คันค้ำตะกอน (groin) หรือ เขื่อน (jetty) ซึ่งทำหน้าที่ขวางการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง ซึ่งการประเมินส่วนใหญ่มักจะประเมินมากกว่าความเป็นจริงที่เกิดการทับถมหรือกัดเซาะ

Watts (1953) ได้ศึกษาความสัมพันธ์ระหว่างลักษณะคลื่นประจำถิ่น (Local Wave Characteristic) และการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง ซึ่งคำนวณจากปริมาณการสูญหายจากบริเวณเชื่อมกันคลื่น (Jetty) ที่ South Lake Worth Inlet, Florida พลังงานคลื่นตามชายฝั่ง (E_T) ซึ่งคำนวณจากความสูงคลื่นนัยสำคัญ และคาบเวลาที่วัดได้จากเครื่องบันทึกคลื่น ส่วนทิศทางคลื่นได้จากการสังเกตด้วยตาเปล่า ได้ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่งและพลังงานคลื่น ดังสมการ 1 ในตาราง 2-1 และรูป 2-10 [21, 29]

Caldwell (1956) ได้หาความสัมพันธ์ระหว่างพลังงานคลื่นตามแนวชายฝั่ง กับอัตราการกัดเซาะของกองทรายที่น้ำมากองบนชายหาดที่ Anaheim Bay, California โดยพลังงานคลื่น (E_i) คำนวณจากเครื่องวัดคลื่น ซึ่งอยู่ห่างประมาณ 6 ไมล์ ส่วนทิศทางคลื่นได้จากการพยากรณ์

และการวิเคราะห์การหักเหของคลื่น ซึ่งจากข้อมูลสนามของ Watts 4 จุด และของเขาเอง 5 จุด ได้ความสัมพันธ์ดังสมการ 2 ในตาราง 2-1 และรูป 2-10 [21,29]

Moore และ Cole (1960) ได้วัดอัตราการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่งไกลแหลม Krusenstern ใน Alaska โดยสำรวจการงอกของ sand spit ในช่วงเวลา 3 ชั่วโมง ปรากฏการพอกของทรายประมาณ 585 ลบ.หลา หรือประมาณ 4680 ลบ.หลา/วัน ซึ่งค่าที่ได้สูงกว่าค่าสูงสุดที่เคยวัดได้ในการศึกษาที่แลมาแล้ว ทั้งนี้อาจสามารถอธิบายได้ว่า เป็นลักษณะเฉพาะของคลื่นในช่วงที่สำรวจ (ความสูงคลื่น 5.5 ฟุต คาบเวลากคลื่น 5.5 วินาที มุมที่คลื่นแตกตัว 25°) [29]

Krumbein (1944), Saville (1950), Shay และ Johnson (1951), Sohnson (1953) Sauvage และ Vincent (1954), Savage (1959) ได้ศึกษาการทดลองในห้องปฏิบัติการเพื่อพิจารณาอิทธิพลของพลังงานคลื่น ความชันคลื่น (H/L) และมุมที่หน้าคลื่นเคลื่อนเข้าชายฝั่ง มีผลต่ออัตราการเคลื่อนที่ตะกอนตามแนวชายฝั่ง ได้ข้อสรุปตรงกันว่า พลังงานคลื่นที่เพิ่มขึ้นมีผลให้อัตราการเคลื่อนที่ตะกอนตามแนวชายฝั่งเพิ่มขึ้นด้วย Saville (1950) ได้พบว่า อัตราการเคลื่อนที่ตะกอนตามแนวชายฝั่งจะมีค่าสูงสุด เมื่อความชันคลื่น (Ho/Lo) มีค่าประมาณ 0.025 และมีค่าลดลงเมื่อค่าความชันคลื่นมีค่ามากกว่าหรือน้อยกว่า 0.025 ส่วนการศึกษามุมที่คลื่นแตกตัว (breaker angle) ที่มีผลต่ออัตราการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่งสูงสุด ได้ข้อสรุปที่ไม่ค่อยจะสอดคล้องกัน เช่น Johnson (1953) ได้ค่า 30° Shay and Johnson (1951) ได้ค่า 43° และ Sauvage and Vincent (1954) ได้ค่า 53° [29]

Savage (1962) ได้นำข้อมูลสนามของ Watts (1953) และ Caldwell (1956) โดยเพิ่มข้อมูลการทดลองในห้องปฏิบัติการจำนวนมาก ได้ความสัมพันธ์ของพลังงานคลื่น (Ea) และการเคลื่อนที่ตะกอนตามชายฝั่ง ดังสมการ 3 ในตาราง 2-1 และความสัมพันธ์ U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center (1966) ได้นำสมการนี้ไปเปลี่ยนหน่วยและเผยแพร่ใช้ใน Technical Report No. 4 (TR4) ดังสมการ 4 ในตาราง 2-1 และรูป 2-10 [21,29]

Komar (1969) ได้ทำการศึกษาความสัมพันธ์ของคลื่น กระแสน้ำ และการเคลื่อนที่ของตะกอนตามชายฝั่ง 3 แห่ง และนำข้อมูลที่วัดได้ในสนามไปวิเคราะห์ได้ข้อสรุปว่า

$$\bar{V}_l = 2.7 u_m \sin \alpha_b \cos \alpha_b$$

$$I_l = 0.77 P_{ls}$$

- \bar{V}_l = กระแสน้ำชายฝั่งเฉลี่ย; (ม/วินาที)
 u_m = กระแสน้ำของทะเลสูงสุดบริเวณชายฝั่ง; (ม/วินาที)
 I_l = น.น. ตะกอนตามชายฝั่ง (นิวตัน/วินาที)
 P_{ls} = พลังงานคลื่นในแนวขนานชายฝั่งต่อหน่วยความยาวชายฝั่ง (นิวตัน-ม/วินาที/ม)
 α_b = มุมที่คลื่นทำกับชายฝั่ง ณ จุดคลื่นแตกตัว

Das (1972) ได้นำข้อมูลทั้งหมดที่ Savage (1962) รวมกับข้อมูลสนามของ Komar (1969) และ Moore and Cole (1960) ไปหาความสัมพันธ์ของพลังงานคลื่นและการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง โดยตัดข้อมูลในท้องที่คลองที่ใช้ตะกอนนำหน้าปากเบาออก ไม่นำมาคิดเปรียบเทียบ ได้ความสัมพันธ์ดังสมการ 5 ในตาราง 2-1 และรูป 2-10 [21]

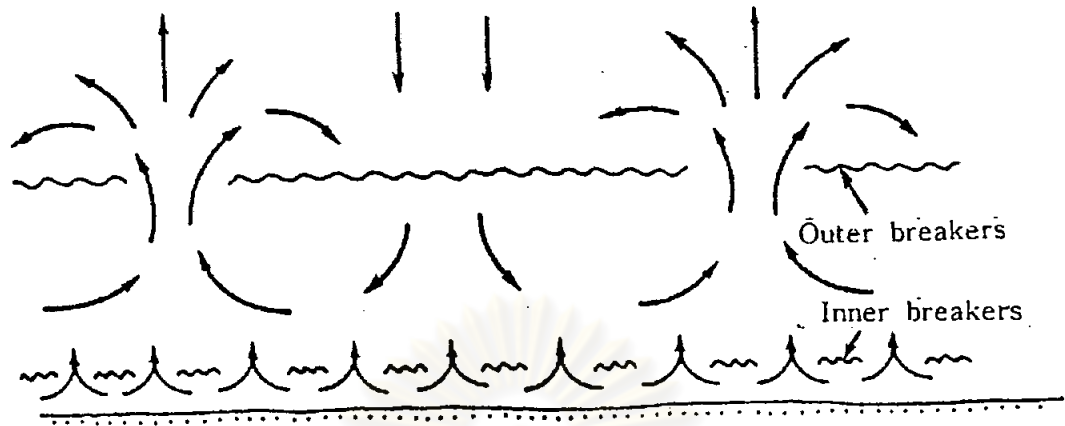
2.6 ขบวนการชายฝั่งทะเล

คลื่น และ กระแสน้ำบริเวณใกล้ฝั่ง มีอิทธิพลต่อการเคลื่อนที่ของตะกอนบริเวณชายฝั่ง (Coastal Sediment Transport) ชายฝั่งจะถูกกัดเซาะ ทับถม หรือคงสภาพเดิมขึ้นอยู่กับ การเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่ง โดยทั่วไปชายฝั่งทะเลมักจะมีการเปลี่ยนแปลง เช่นที่แสดงในรูป 2-11 การกัดเซาะและทับถมของชายฝั่งอันเป็นอันตรายต่อโครงสร้างหรือทำลายประโยชน์การใช้สอย ดังนั้นการเข้าใจขบวนการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งจึงจำเป็นสำหรับวิศวกรชายฝั่งทะเล และ ผู้ที่มีบทบาทเกี่ยวข้องกับการพัฒนาชายฝั่งทะเล ในอดีตอันยาวนาน งานด้านชายฝั่ง (coastal work) ดำเนินการโดยวิธีลองผิดลองถูก (trial and error) เนื่องจากขาดความรู้ความเข้าใจกลไกการเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่ง การศึกษาวิศวกรรมชายฝั่งทะเลได้เริ่มขึ้นอย่างจริงจัง ตั้งแต่ ค.ศ. 1950 ได้มีการศึกษาทั้งในภาคสนามและในห้องทดลอง เพื่ออธิบายการเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่ง ถึงแม้อุปกรณ์ต่าง ๆ ที่ได้มาจะมีประโยชน์ในการทำความเข้าใจขบวนการชายฝั่ง แต่ปรากฏการณ์ตามธรรมชาติค่อนข้างซับซ้อน ดังนั้นผลของคลื่นกระแสน้ำและตะกอนชายฝั่งจึงยากที่จะเข้าใจอย่างถ่องแท้สามารถเข้าใจเฉพาะในแง่ปรากฏการณ์ (qualitative sense) ดังนั้น การศึกษาวิจัยการเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่ง จึงยังคงเป็นหัวข้อสำคัญในการศึกษาวิจัยทางด้าน

วิศวกรรมชายฝั่ง

การเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่ง สามารถแบ่งเป็น 2 ชนิด คือการเคลื่อนของตะกอนในแนวตั้งฉากชายฝั่ง (onshore-offshore sediment transport) และการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง (Longshore Sediment Transport) ดังแสดงในรูป 2-12 ความสูงคลื่น และความชันของคลื่น (wave steepness) เป็นตัวแปรสำคัญของการเคลื่อนที่ของตะกอนในแนวตั้งฉากชายฝั่ง ในช่วงความสูงคลื่นมากและความชันคลื่นมาก จะมีพลังงานคลื่นมาก ซึ่งคลื่นที่ซัดเข้าปะทะชายฝั่งมีความรุนแรง ทำให้เกิดการกัดเซาะชายฝั่ง และในจังหวะคลื่นย้อนกลับจะนำเอาตะกอนทรายเคลื่อนไปสู่ทะเล ส่วนในช่วงความสูงคลื่นต่ำ ความชันของคลื่นมีค่าน้อย ไม่เพียงแต่การกัดเซาะชายฝั่งจะเกิดขึ้นน้อย คลื่นที่เคลื่อนเข้าหาฝั่งจะอ่อนกำลังลง และตะกอนที่เคลื่อนเข้ามาตามคลื่นหลังคลื่นแตกตัวจะเกิดการตกตะกอนที่batimชายฝั่ง จะเห็นได้ว่าการเคลื่อนที่ของตะกอนในแนวตั้งฉากชายฝั่งจะมีลักษณะกลับไปกลับมา ซึ่งเป็นการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งในระยะสั้น ๆ และตะกอนเหล่านี้จะไม่สูญหายไปไหน แต่ถ้าคลื่นที่เคลื่อนเข้ามาทำมุมกับชายฝั่งซึ่งก่อให้เกิดกระแสตามแนวชายฝั่ง ยังผลให้เกิดการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง ตะกอนบริเวณชายฝั่ง ณ ตำแหน่งใด ตำแหน่งหนึ่ง จะเริ่มมีการสูญหายหรือพอกพูนขึ้นตามปริมาณของการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่งที่จุดต่าง ๆ ดังแสดงในรูป 2-13 ซึ่งยังผลให้เกิดการกัดเซาะและbatimของชายฝั่งในช่วงระยะยาว ดังนั้นจึงพอสรุปได้ว่าการเคลื่อนที่ของตะกอนตามแนวชายฝั่ง (longshore sediment transport) เป็นตัวแปรสำคัญในการศึกษาการเปลี่ยนแปลงในระยะยาว

ตะกอนตามชายฝั่งก็เป็นตัวแปรหนึ่งในการเปลี่ยนแปลงชายฝั่ง ดังที่ Dal Cin (1976) ได้แสดงความสัมพันธ์ของสภาพการbatimหรือการกัดเซาะของชายฝั่งทะเล กับการกระจายของเม็ดทราย พบว่า ชายฝั่งที่เป็นตะกอนทรายละเอียดถึงละเอียดมาก (fine to very fine sand) มักจะมีการbatimชายฝั่ง ส่วนชายฝั่งที่มีการกัดเซาะมักเป็นชายฝั่งที่ประกอบด้วยตะกอนทรายที่มีขนาดปานกลาง (medium sand) เป็นส่วนมาก [40]



(a) Symmetrical cellular



(b) Asymmetrical cellular (meander)

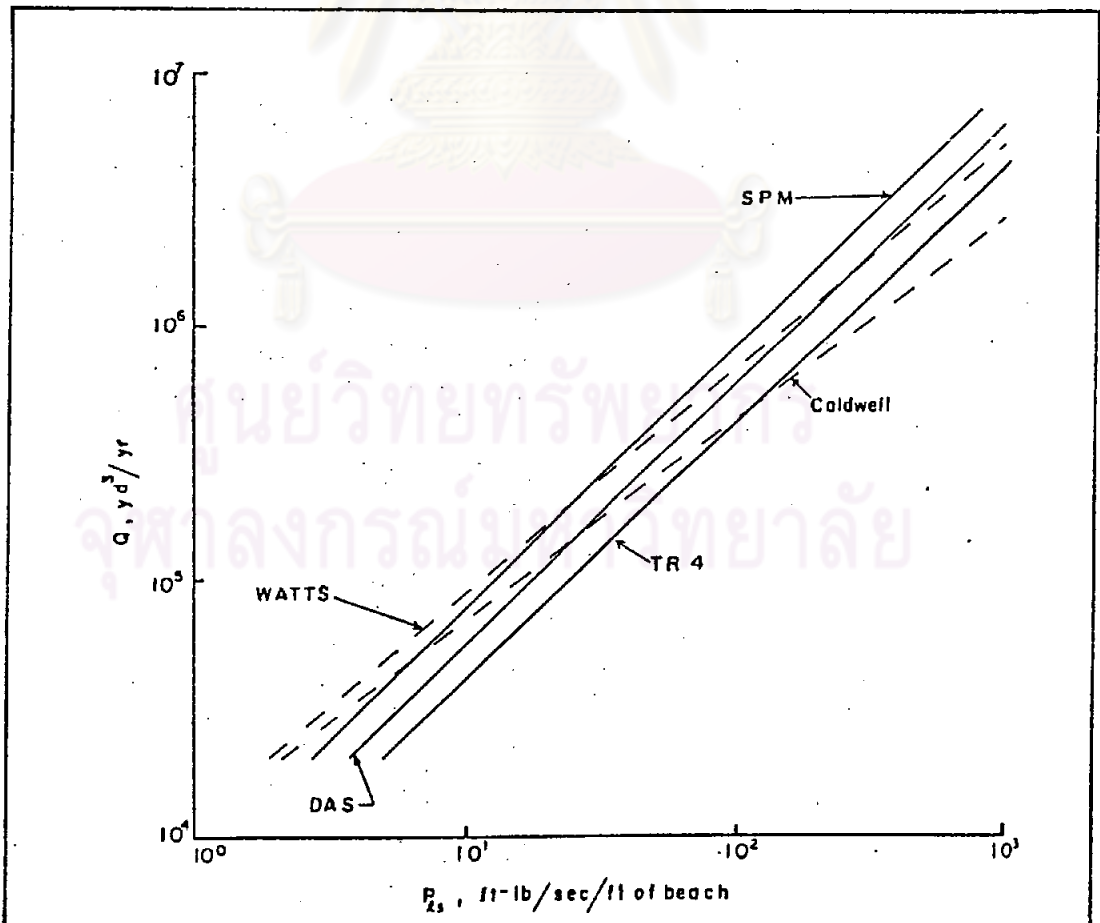


(c) Alongshore system

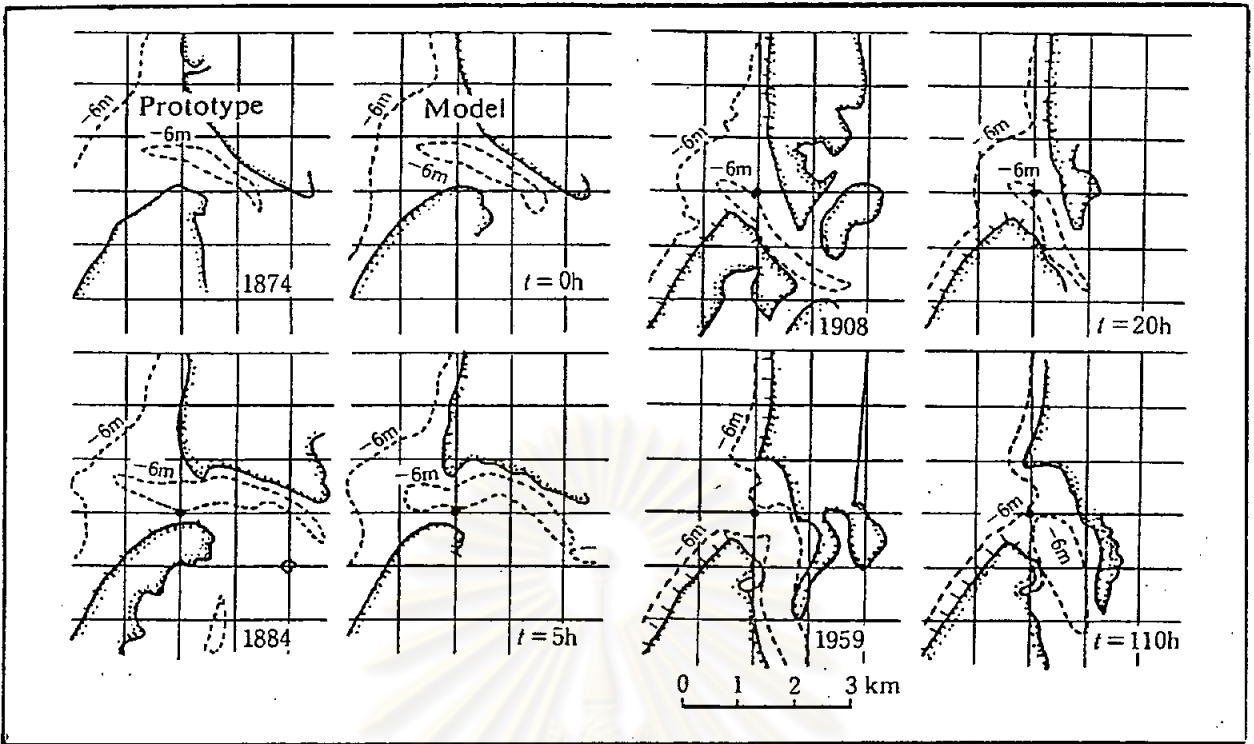
ตาราง 2-1 สมการสำหรับการหาการเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่งโดยวิธีต่าง ๆ (อ้างอิง 18)

A	B	C	D
REFERENCE	EQUATION AS GIVEN IN REFERENCE, Q equals:	UNITS USED IN COLUMN B +Transport/Wave Power+	EQUATION IN SPM UNITS* Q equals:
1. Watts (1953)	$0.011 (E_T)^{0.9}$	$\frac{yd^3}{day} \frac{ft \cdot lb}{day \cdot ft}$	$11,130 (P_{ts})^{0.9}$
2. Caldwell (1956)	$210(E_I)^{0.8}$	$\frac{yd^3}{day} \frac{10^6 \text{ ft} \cdot \text{lb}}{\text{day} \cdot \text{ft}}$	$10,810 (P_{ts})^{0.8}$
3. Savage (1962)	$1.30 E_a$	$\frac{yd^3}{day} \frac{10^4 \text{ ft} \cdot \text{lb}}{\text{day} \cdot \text{ft}}$	$4110 P_{ts}$
4. TR4 (1966)	$130 E_a$	$\frac{yd^3}{day} \frac{10^6 \text{ ft} \cdot \text{lb}}{\text{day} \cdot \text{ft}}$	$4110 P_{ts}$
5. Das (1972)	$0.000193 \times 10^{-4} E_a$	$\frac{yd^3}{day} \frac{ft \cdot lb}{day \cdot ft}$	$6090 P_{ts}$
6. SPM (1973)		$\frac{yd^3}{yr} \frac{ft \cdot lb}{sec \cdot ft}$	$7500 P_{ts}$

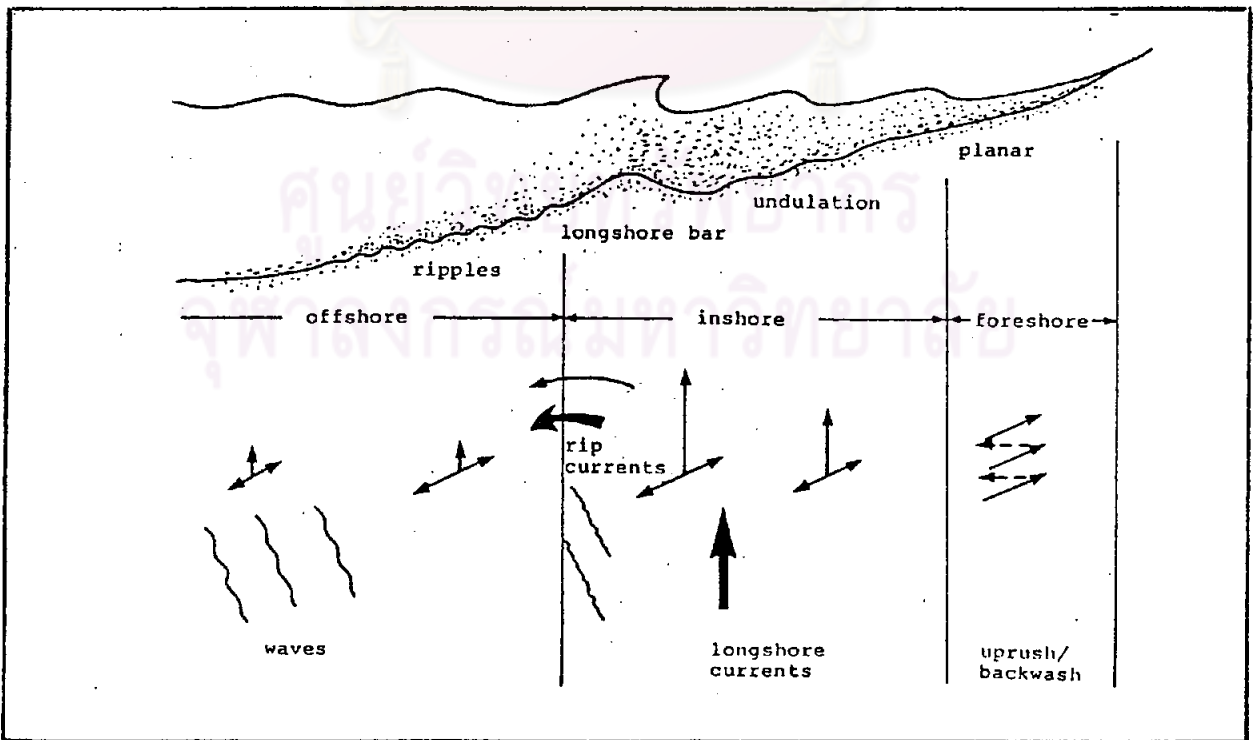
*SPM units given in Row 6, Column C.



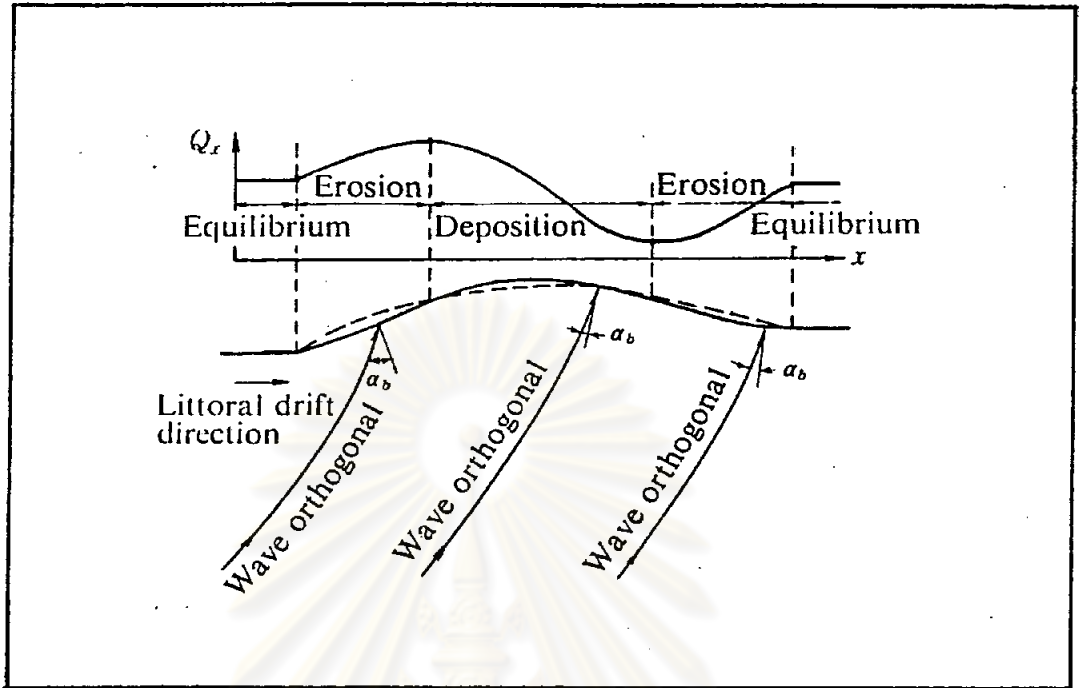
รูป 2-10 การเปรียบเทียบความสัมพันธ์การเคลื่อนที่ตะกอนและพลังงานคลื่นโดยวิธีต่าง ๆ (อ้างอิง 18)



รูป 2-11 การเปรียบเทียบการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งและความลึกของน้ำในเดนมาร์ก.
(Rainalda, 1961 อ้างอิง 25)



รูป 2-12 การเคลื่อนที่ของตะกอนชายฝั่ง (Watanabe, 1983 อ้างอิง 45)



รูป 2-13 กลไกการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งในระยะยาว (Iwagaki, 1966 อ้างอิง 25)

ศูนย์วิทยทรัพยากร
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย