

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

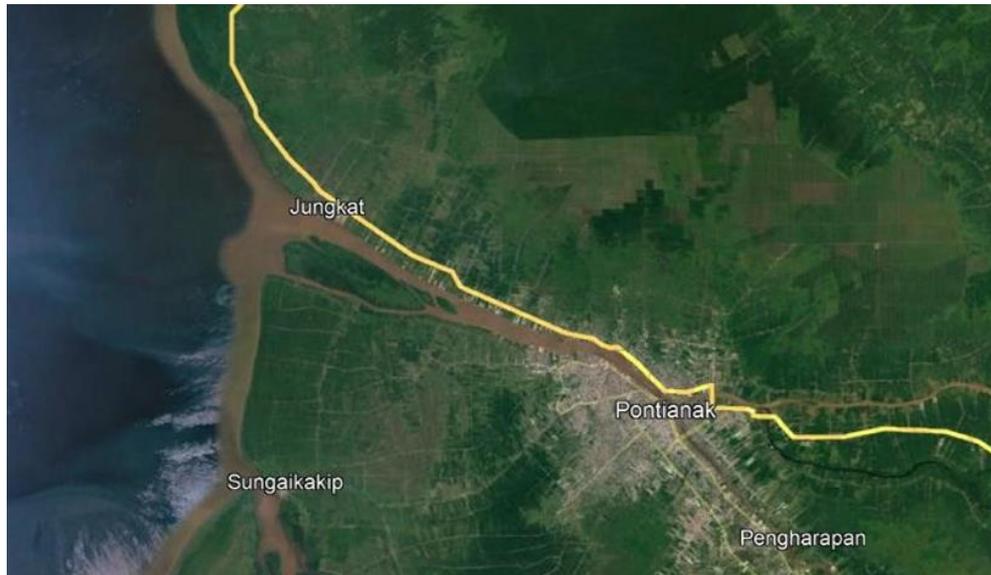
2.1 Sungai

Sungai adalah aliran air secara alami ataupun buatan di permukaan tanah yang mengalir ke laut. Menurut Soewarno (1991) Sungai merupakan torehan di permukaan bumi yang merupakan penampung dan penyalur alamiah aliran air, material yang dibawanya dari bagian hulu ke bagian hilir suatu daerah pengaliran ke tempat yang lebih rendah dan akhirnya bermuara ke laut. Sedangkan muara adalah bagian paling hilir sungai yang berhubungan dengan laut dan pada bagian mulut muara berbatasan langsung terhadap sungai dan laut (Triatmodjo, 1999).

Secara teori debit aliran muara sungai akan lebih besar dibanding dengan debit aliran hulu sungai, namun pada kenyataannya kadang terdapat muara sungai yang terlihat lebih kecil. Hal ini dikarenakan oleh banyaknya endapan sedimen yang menumpuk pada muara sungai, sehingga muara sungai tidak dapat menjalankan fungsinya dengan baik yaitu, pembuangan debit berlebih (banjir) ke arah laut. Dengan tersumbatnya pembuangan debit air pada bagian muara, akan mengakibatkan banjir pada bagian hulu sungai. Muara sungai juga berfungsi sebagai lalu lintas bagi kapal-kapal yang akan memasuki sungai menuju ke arah hulu sungai, dengan demikian kondisi muara sungai sangat diperhatikan agar lalu lintas kapal-kapal dapat berjalan dengan lancar.

Permasalahan yang ada di muara sungai sangat bergantung pada morfologi muara sungai itu sendiri. Morfologi muara sungai dapat dilihat pada faktor pola hidrodinamika dominan yang mempengaruhi muara sungai, salah satunya adalah faktor gelombang laut. Muara yang didominasi oleh gelombang laut terjadi pada sungai kecil yang bermuara di laut terbuka (Triatmodjo, 1999), pada **Gambar 2.1** dapat dilihat bahwa morfologi muara sungai Kapuas terbuka. Semakin besar energi gelombang terjadi, maka semakin banyak juga sedimen yang dapat terbawa oleh gelombang menuju muara. Sedimen pada mulut muara akan mengendap seiring melemahnya arus yang membawa partikel sedimen tersebut. Sehingga apabila hal

ini terjadi secara terus menerus maka, muara akan semakin tersumbat.



Gambar 2.1 Morfologi Muara Kapuas

Sumber: Google Earth

2.2 Sedimen

Sedimen merupakan material hasil erosi yang dibawa oleh aliran sungai dari daerah hulu kemudian mengendap di daerah hilir. Proses sedimentasi meliputi proses erosi, transportasi (angkutan), pengendapan (*deposition*), dan pemadatan (*compaction*) dari sedimentasi itu sendiri. Proses tersebut berjalan sangat kompleks, dimulai dari jatuhnya hujan yang menghasilkan energi kinetik yang merupakan permulaan dari proses erosi. Begitu tanah menjadi partikel halus, lalu menggelinding bersama aliran, sebagian akan tertinggal diatas tanah sedangkan bagian lainnya masuk ke sungai terbawa aliran menjadi angkutan sedimen. Untuk ukuran dan beratnya partikel tanah tersebut akan menentukan jumlah besarnya angkutan sedimen. Kemampuan tanah itu untuk terkikis tidak hanya tergantung pada ukuran partikel-partikelnya tetapi juga pada sifat fisik bahan organik dan organik yang terikat bersama-sama partikel tersebut. Apabila partikel tanah tersebut terkikis dari permukaan bumi atau dari dasar dan tebing sungai maka endapan yang di hasilkan akan bergerak atau berpindah secara kontinyu menurut arah aliran yang membawanya menjadi angkutan sedimen yang dapat diukur. Menurut Soewarno (1991), muatan sedimen terbagi menjadi dua, yaitu:

1. Muatan sedimen melayang

Muatan sedimen melayang (suspended load) dapat dipandang sebagai material dasar sungai (bed material) yang melayang di dalam aliran sungai dan terdiri terutama dari butiran-butiran pasir halus yang senantiasa di dukung oleh air dan hanya sedikit sekali interaksinya dengan dasar sungai karena selalu di dorong ke atas oleh turbulensi aliran. Partikel sedimen melayang bergerak melayang di dalam aliran sungai apabila aliran itu turbulen, tetapi apabila aliran sungai itu laminar maka konsentrasi sedimennya akan berkurang dari waktu ke waktu dan akhirnya mengendap, sama seperti halnya apabila keadaan aliran sungai itu tidak mengalir, seperti misalnya alirannya menggenang, akan tetapi pada umumnya aliran sungai adalah turbulen, dan oleh karena itu tenaga gravitasi partikel – partikel sedimen dapat ditahan oleh gerakan turbulensi aliran, putaran arus (eddies) membawa gerakan partikel sedimen kembali ke atas dan tidak mengendap. Muatan sedimen melayang di bagi menjadi tiga keadaan, yaitu:

- a. Apabila tenaga gravitasi sedimen lebih besar dari pada tenaga turbulensi aliran maka partikel sedimen akan mengendap dan akan terjadi pendangkalan (agradasi) pada dasar sungai.
- b. Apabila tenaga gravitasi sedimen sama dengan tenaga turbulensi aliran maka akan terjadi keadaan seimbang (equilibrium) dan partikel sedimen tersebut tetap konstan terbawa aliran sungai ke arah hilir.
- c. Apabila tenaga gravitasi sedimen lebih kecil dari pada tenaga turbulensi aliran maka dasar sungai akan terkikis dan akan terjadi penggerusan (degradasi) pada dasar sungai.

2. Muatan sedimen dasar

Partikel-partikel kasar yang bergerak sepanjang dasar sungai secara keseluruhan di sebut dengan muatan sedimen dasar (bed load). Adanya muatan sedimen dasar ditunjukkan oleh gerakan partikel partikel dasar sungai, gerakan itu dapat bergeser, menggelinding, akan tetapi tidak pernah lepas dari dasar sungai. Gerakan ini kadang-kadang dapat sampai jarak tertentu dengan ditandai bercampurnya butiran partikel tersebut ke arah hilir, keadaan ini pada umumnya

dapat dijumpai pada daerah kaki gunung api dimana material dasar sungainya terdiri dari pasir. Sungai mengalirkan air bersama sedimen yang terdapat dalam aliran air tersebut.

Di bagian hulu kandungan sedimennya tinggi, tetapi setelah sampai di bagian hilir terjadilah pengendapan. Akibat dari pengendapan yang terus menerus maka endapan akan menjadi lebih tinggi dari dataran sekitarnya, dan alur sungai berpindah mencari dataran yang elevasinya lebih rendah. Alur sungai yang stabil dapat dicapai, apabila dapat diatur kapasitas sedimen yang masuk ke dalam alur sungai seimbang dengan kapasitas yang keluar di muara sungai. Menurut ukurannya, sedimen dibedakan menjadi Batu, *Cobble*, Koral, Kerikil, Pasir, Lanau, Lempung. Untuk lebih jelasnya dapat melihat **Tabel 2.1** dibawah ini.

Tabel 2.1 Klasifikasi Ukuran Sedimen

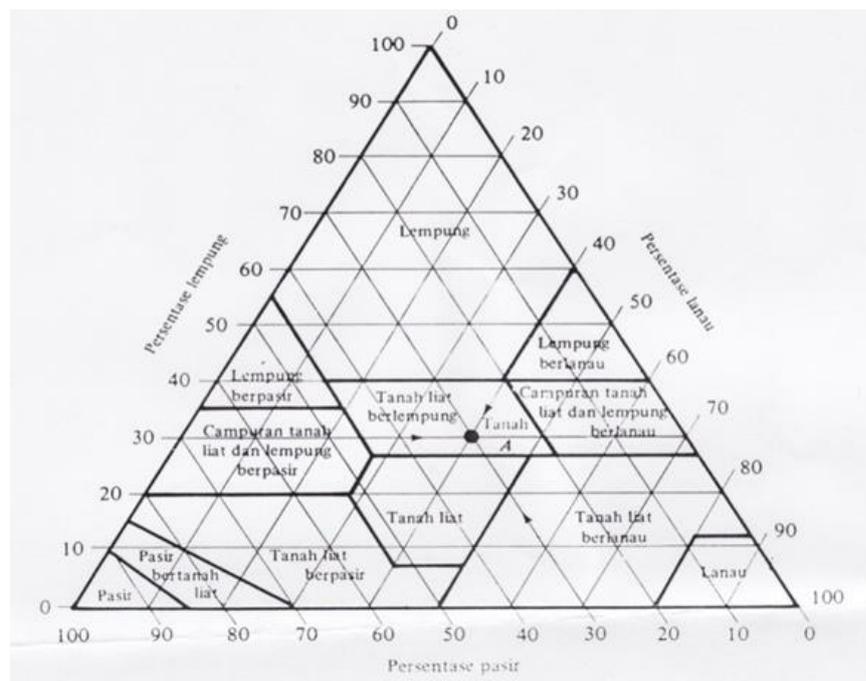
| Klasifikasi | | Diameter Partikel (mm) |
|-------------|--------------|------------------------|
| Batu | | <256 |
| Cobble | | 64 - 256 |
| Koral | Besar | 32 - 64 |
| | Sedang | 16 - 32 |
| | Kecil | 8 - 16 |
| | Sangat Kecil | 4 - 8 |
| Kerikil | | 2 - 4 |
| Pasir | Sangat Kasar | 1 - 2 |
| | Kasar | 0,5 - 1 |
| | Sedang | 0,25 - 0,5 |
| | Halus | 0,125 - 0,25 |
| | Sangat Halus | 0,063 - 0,125 |
| Lanau | Kasar | 0,031 - 0,063 |
| | Sedang | 0,015 - 0,031 |
| | Halus | 0,0075 - 0,015 |
| | Sangat Halus | 0,0037 - 0,0075 |
| Lempung | Kasar | 0,0018 - 0,0037 |
| | Sedang | 0,0009 - 0,0018 |
| | Halus | 0,0005 - 0,0009 |
| | Sangat Halus | >0,0005 |

Sumber: (Triatmodjo, 1999)

Dalam pengklasifikasian menggunakan metode USDA (*United States Department of Agriculture*), ukuran dari butiran sedimen dapat dipersentasekan menjadi 3 jenis yaitu:

1. Pasir : Butiran dengan diameter 0,05 – 2 mm
2. Lanau : Butiran dengan diameter 0,002 – 0,05 mm
3. Lempung : Butiran dengan diameter < 0,002 mm

Setelah didapat persentase masing-masing jenis ukuran butiran dapat diketahui klasifikasi sedimen dengan melihat dari grafik distribusi butiran (*Grain Size Distribution*) pada **Gambar 2.2**.



Gambar 2.2 Grafik Distribusi Butiran

Sumber: Buku Pedoman Praktikum

2.3 Teori Gelombang

Gelombang adalah perambatan yang bersumber dari gangguan pada suatu medium. Gelombang dapat dibagi menjadi dua bagian menurut arah getarnya yaitu, gelombang transversal dan gelombang longitudinal. Gelombang transversal ialah gelombang yang arah getarannya tegak lurus dengan arah perambatannya, sehingga bentuk dari gelombang ini terdapat bukit dan lembah gelombang. Contoh dari gelombang transversal yaitu, gelombang cahaya, gelombang pada tali dan gelombang pada permukaan air. Sedangkan gelombang longitudinal ialah gelombang yang arah getarannya berhimpit atau searah dengan arah rambatan

gelombang. Sehingga gelombang longitudinal tidak menunjukkan deretan bukit atau lembah, tetapi berupa rapatan dan regangan. Contoh dari gelombang longitudinal yaitu, pada gelombang pegas, gelombang ultrasonik, gelombang seismik dan lainnya.

Gelombang pada permukaan air dapat dibedakan menjadi beberapa jenis gelombang yang terbentuk akibat gaya pembangkitnya, yaitu:

- a. Gelombang angin, akibat dari tiupan angin di permukaan laut.
- b. Gelombang pasang surut, akibat gaya tarik benda-benda langit terutama matahari dan bulan terhadap matahari.
- c. Gelombang tsunami, akibat gempa bumi atau letusan gunung berapi di laut.
- d. Gelombang dari kapal, terbentuk oleh kapal-kapal yang bergerak.

Beberapa teori gelombang yang ada hanya menggambarkan bentuk gelombang sederhana dan merupakan pendekatan gelombang alam. Namun ada beberapa juga teori dengan ketelitian yang menggambarkan gelombang di alam, dibedakan menjadi gelombang amplitudo kecil dan gelombang amplitudo terbatas (*finite amplitude waves*). Gelombang amplitudo kecil dikemukakan oleh Airy pertama kali pada tahun 1845 yang dikenal dengan teori Airy, teori ini merupakan teori gelombang linier yang paling sederhana. Sedangkan gelombang amplitudo terbatas dari beberapa teori yaitu, teori Stokes, teori Gerstner, teori Mich, teori Knoidal, dan teori Tunggal (Triatmodjo, 1999).

Teori gelombang amplitudo kecil diturunkan berdasarkan persamaan Laplace untuk aliran tak rotasi dengan kondisi batas di permukaan air dan dasar laut. Kondisi tersebut didapat dengan melinearkan persamaan Bernoulli untuk aliran tak mantap. Penyelesaian dengan persamaan tersebut memberikan potensi kecepatan periodik untuk aliran yang tidak rotasional. Potensi kecepatan ini kemudian digunakan untuk menurunkan persamaan dari berbagai macam karakteristik gelombang seperti fluktuasi muka air, kecepatan, dan percepatan partikel, tekanan, kecepatan rambat gelombang, dan sebagainya. Untuk persamaan teori gelombang kecil dapat diturunkan dari persamaan kontinuitas untuk aliran

tak rotasi (Persamaan Laplace) yakni:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} = 0 \quad (2.1)$$

Kondisi batas persamaan tersebut adalah:

$$v = \frac{\partial \varphi}{\partial y} = 0 \quad \text{di } y = -d \quad (2.2)$$

$$\eta = -\frac{1}{g} \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad |y = 0 \quad (2.3)$$

Persamaan tersebut diselesaikan untuk mendapatkan nilai φ . Berdasarkan nilai tersebut, sifat-sifat gelombang seperti fluktuasi muka air, kecepatan rambat gelombang, kecepatan partikel, dan sebagainya dapat diturunkan. Penyelesaian persamaan diferensial tersebut memberikan hasil, yaitu:

$$\varphi = \frac{ag}{\sigma} \frac{\cosh k(d+y)}{\cosh kd} \sin(kx - \sigma t) \quad (2.4)$$

Keterangan:

- φ : Potensial kecepatan
- a : Amplitudo gelombang (m)
- g : Percepatan gravitasi (m/det²)
- σ : Frekuensi gelombang (Hz)
- k : Angka gelombang
- d : Kedalaman laut (m)
- y : Jarak vertikal suatu titik ditinjau terhadap muka air diam (m)
- x : Jarak horisontal (m)
- t : Waktu (det)

Untuk kecepatan rambat dan panjang gelombang, komponen vertikal kecepatan partikel pada permukaan air v adalah $v = \frac{\partial \eta}{\partial t}$, dimana η diberikn oleh persamaan (2.3) sehingga:

$$v = \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{1}{g} \frac{\partial \varphi}{\partial t} \right) = -\frac{1}{g} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} \quad (2.5)$$

Karena $v = \partial\phi / \partial y$, maka persamaan tersebut dapat ditulis:

$$\frac{\partial\eta}{\partial y} = -\frac{1}{g} \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} \quad (2.6)$$

Apabila nilai ϕ dari persamaan (2.4) disubstitusikan ke dalam persamaan (2.6), maka didapat:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{ag \cosh k(d+y)}{\sigma \cosh kd} \sin(kx - \sigma t) \right] = -\frac{1}{g} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left[\frac{ag \cosh k(d+y)}{\sigma \cosh kd} \sin(kx - \sigma t) \right] \quad (2.7)$$

$$\frac{ag}{\sigma} k \left[\frac{\sinh k(d+y)}{\cosh kd} \sin(kx - \sigma t) \right] = -\frac{1}{g} \frac{ag}{\sigma} (-\sigma^2) \left[\frac{\cosh k(d+y)}{\cosh kd} \sin(kx - \sigma t) \right] \quad (2.8)$$

$$\frac{agk}{\sigma} \left[\frac{\sinh k(d+y)}{\cosh kd} \sin(kx - \sigma t) \right] = a\sigma \frac{\cosh k(d+y)}{\cosh kd} \sin(kx - \sigma t) \quad (2.9)$$

Untuk gelombang amplitudo kecil, nilai y dipermukaan adalah sama dengan di muka air diam, sehingga $y = 0$ dan persamaan diatas menjadi:

$$\sigma^2 = gk \tanh(kd) \quad (2.10)$$

Oleh karena $\sigma = kC$, maka persamaan (2.10) menjadi:

$$C^2 = \frac{g}{k} \tanh(kd) \quad (2.11)$$

Jika nilai $k = 2\pi/L$, disubstitusikan ke dalam persamaan (2.11), didapat:

$$C^2 = \frac{gL}{2\pi} \tanh(kd) \quad (2.12)$$

Persamaan (2.12) menunjukkan laju penjalaran gelombang sebagai fungsi kedalaman air (d) dan panjang gelombang (L). Jika nilai $k = \frac{\sigma}{C} = \frac{2\pi}{L}$ disubstitusikan ke dalam persamaan (2.11), maka akan didapat nilai C sebagai fungsi T dan d .

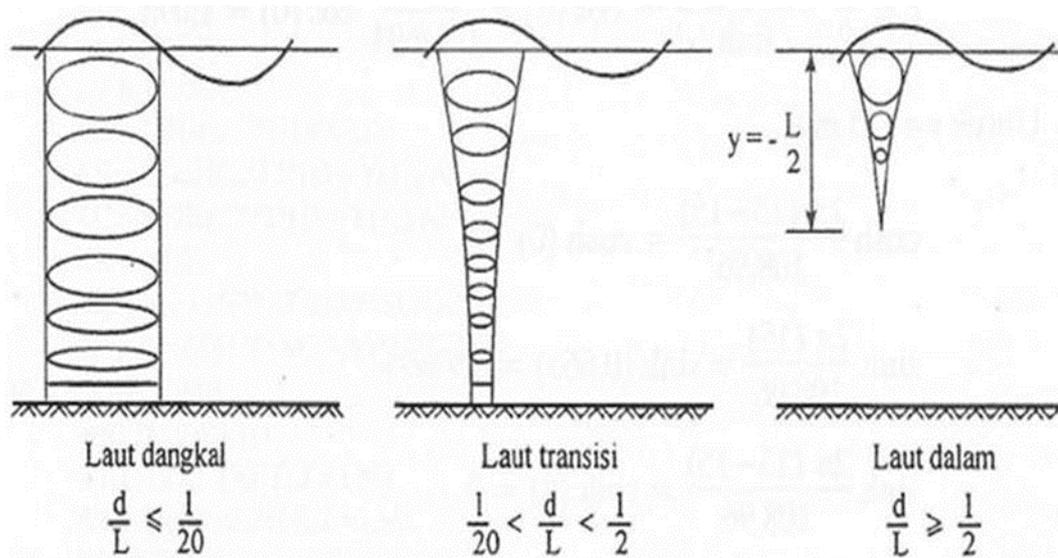
$$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{L} \quad (2.13)$$

Dengan memasukan nilai $k = 2\pi/L$ dan $C = \frac{L}{T}$ kedalam persamaan (2.12), maka akan diperoleh panjang gelombang sebagai fungsi kedalaman.

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{L} \quad (2.14)$$

Dengan persamaan (2.14), apabila kedalaman air dan periode gelombang sudah diketahui, maka dengan metode iterasi akan didapat panjang gelombang L . Cepat rambat gelombang dapat diperoleh dengan periode gelombang ($C = L/T$).

Berdasarkan kedalaman relatifnya, yaitu perbandingan antara kedalaman laut (d) dan panjang gelombang (L), pada **Gambar 2.3**. Maka gelombang diklasifikasikan menjadi tiga (Triatmodjo, 1999), yaitu:



Gambar 2.3 Klasifikasi Gelombang Menurut Kedalaman Relatif

Sumber: (Triatmodjo, 1999)

1. Gelombang dilaut dangkal (*shallow water*)

Gelombang laut dangkal hanya dipengaruhi oleh kedalaman sehingga mempunyai parameter panjang gelombang (L) dan cepat rambat gelombang (C).

$$L = \sqrt{gh} \quad (2.15)$$

$$C = \sqrt{gh} \quad (2.16)$$

2. Gelombang dilaut transisi (*transitional water*)

Gelombang laut transisi mempunyai parameter gelombang yang dapat dihitung dengan rumus dibawah:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh kh \quad (2.17)$$

$$C = \frac{gt}{2\pi} \tanh kh \quad (2.18)$$

3. Gelombang dilaut dalam (*deep water*)

Gelombang dilaut dalam seperti panjang gelombang dan kecepatan gelombang, dapat menggunakan rumus dibawah ini:

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (2.19)$$

Atau

$$L_0 = 1,56 T^2 \quad (2.20)$$

Untuk kecepatan gelombang dilaut dalam:

$$C_0 = \frac{gT}{2\pi} \quad (2.21)$$

Atau

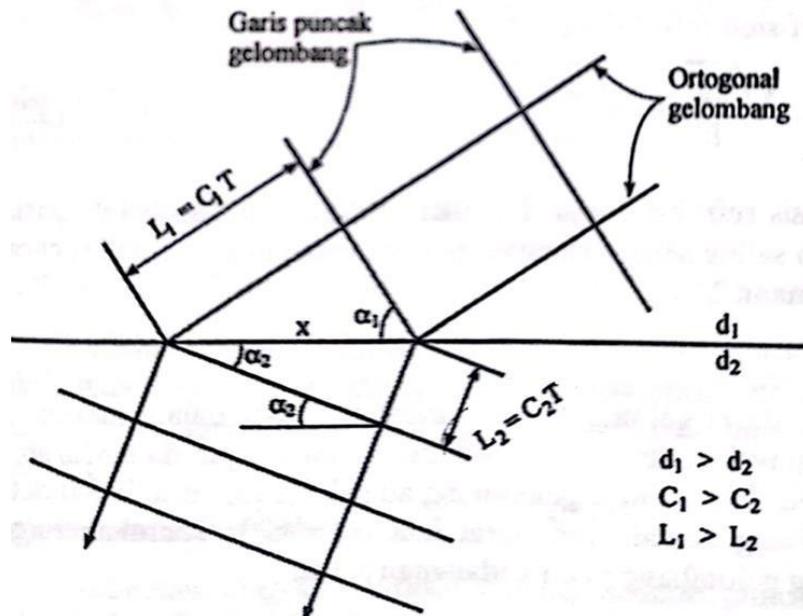
$$C_0 = 1,56 \quad (2.22)$$

Pengukuran gelombang secara langsung umumnya jarang dilakukan mengingat kesulitan, biaya yang sangat besar serta pengukuran yang dilakukan hanya dalam waktu pendek, sehingga kurang bisa mewakili gelombang yang ada di lapangan. Oleh karena itu, biasanya digunakan data sekunder, yaitu data angin yang kemudian diolah untuk mendapatkan peramalan data gelombang (Triatmodjo, 1999).

2.4 Refraksi Gelombang

Refraksi terjadi karena adanya pengaruh perubahan bentuk yang disebabkan oleh adanya pengaruh perubahan kedalaman di laut. Dimana daerah kedalaman air lebih besar dari setengah panjang gelombang, yakni di laut dalam, gelombang menjalar tanpa dipengaruhi oleh dasar laut. Tetapi di laut dangkal, dasar laut mempengaruhi gelombang. Refraksi dapat menentukan tinggi gelombang di suatu tempat berdasarkan karakteristik gelombang datang. Refraksi juga mempunyai

refraksi gelombang karena refraksi gelombang sama dengan refraksi cahaya yang melintasi dua media perantara berbeda.



Gambar 2.5 Hukum Snell Pada Refraksi Gelombang

Sumber: (Triatmodjo, 1999)

Dari **Gambar 2.5** didapatkan persamaan arah datang gelombang, yaitu:

$$\sin \alpha_2 = \left(\frac{C_2}{C_1} \right) \sin \alpha_1 \quad (2.23)$$

Dengan:

α_1 : Sudut antara garis puncak gelombang dengan kontur dasar dimana gelombang melintas.

α_2 : Sudut yang sama diukur saat garis puncak gelombang melintasi kontur dasar berikutnya.

C_1 : Kecepatan gelombang pada kedalaman di kontur pertama.

C_2 : Kecepatan gelombang pada kedalaman di kontur kedua.

Apabila ditinjau gelombang di laut dalam dan di suatu titik yang ditinjau, persamaannya menjadi:

$$\sin \alpha = \left(\frac{C}{C_0} \right) \sin \alpha_0 \quad (2.24)$$

Dengan:

α : Sudut antara garis puncak gelombang dan garis kontur dasar laut di titik yang ditinjau.

α_0 : Sudut antara garis puncak gelombang di laut dalam dan garis pantai.

Sehingga koefisien refraksi adalah:

$$K_r = \sqrt{\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}} \quad (2.25)$$

Analisis refraksi dapat dilakukan secara analitis apabila garis kontur lurus dan saling sejajar dengan menggunakan hukum Snell secara langsung pada persamaan (2.24).

2.5 Gelombang Pecah

Gelombang pecah adalah gelombang yang merambat dari laut dalam menuju laut dangkal dan mengalami perubahan bentuk dari puncak gelombang yang semakin tajam sampai akhirnya pecah pada kedalaman tertentu. Gelombang pecah ini adalah bentuk dari deformasi gelombang yang cukup ekstrim. Pada saat terjadinya gelombang pecah, akan membentuk suatu energi yang akan membangkitkan arus yang dapat mempengaruhi pergerakan sedimen. Kondisi gelombang pecah tergantung pada kemiringan dasar pantai dan kecuraman gelombang. Untuk menghitung gelombang pecah dapat dihitung dengan rumus:

$$\frac{H_b}{H_0} = \frac{1}{3,3 \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{\frac{1}{3}}} \quad (2.26)$$

Parameter $\frac{H_b}{H_0}$ disebut dengan indeks tinggi gelombang pecah. Kedalaman air dimana gelombang pecah diberikan oleh rumus sebagai berikut:

$$\frac{d_b}{H_b} = \frac{1}{b - \left(\frac{aH_b}{gT^2}\right)} \quad (2.27)$$

Dimana a dan b merupakan fungsi kemiringan pantai m dan diberikan oleh

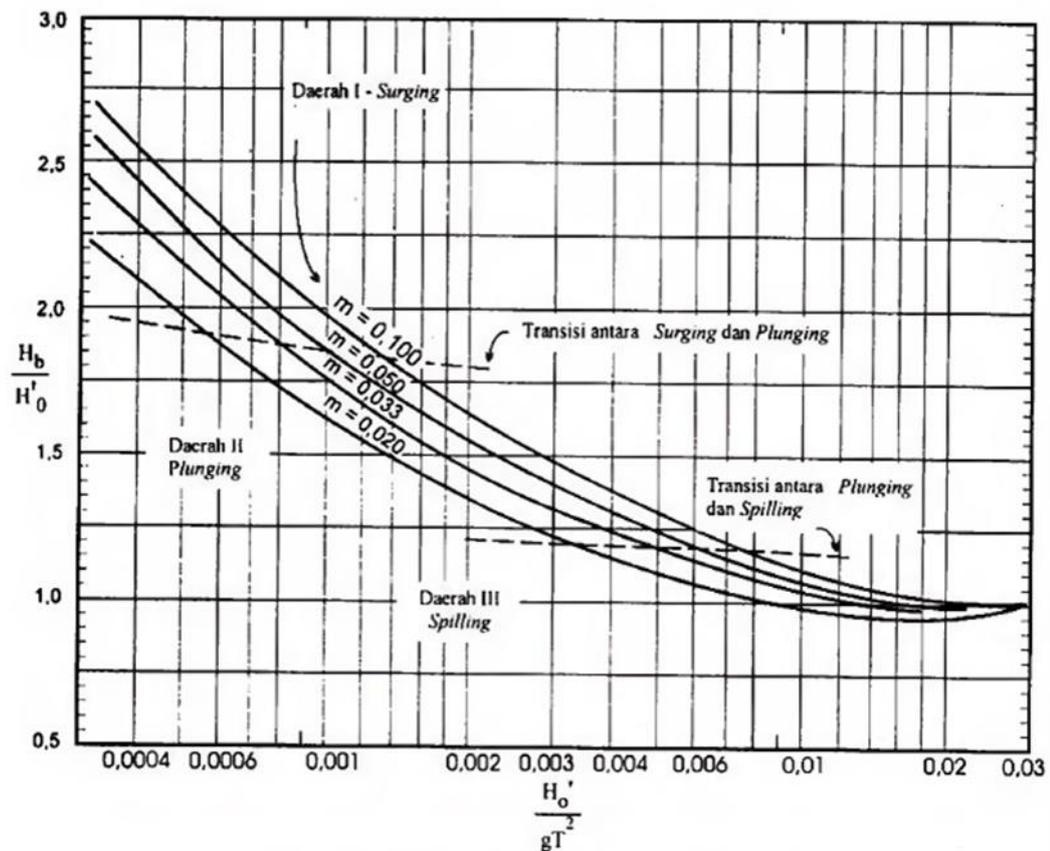
persamaan dibawah ini:

$$a = 43,75(1 - e^{-19m}) \quad (2.28)$$

$$b = \frac{1,56}{1 + e^{-19,5m}} \quad (2.29)$$

Keterangan:

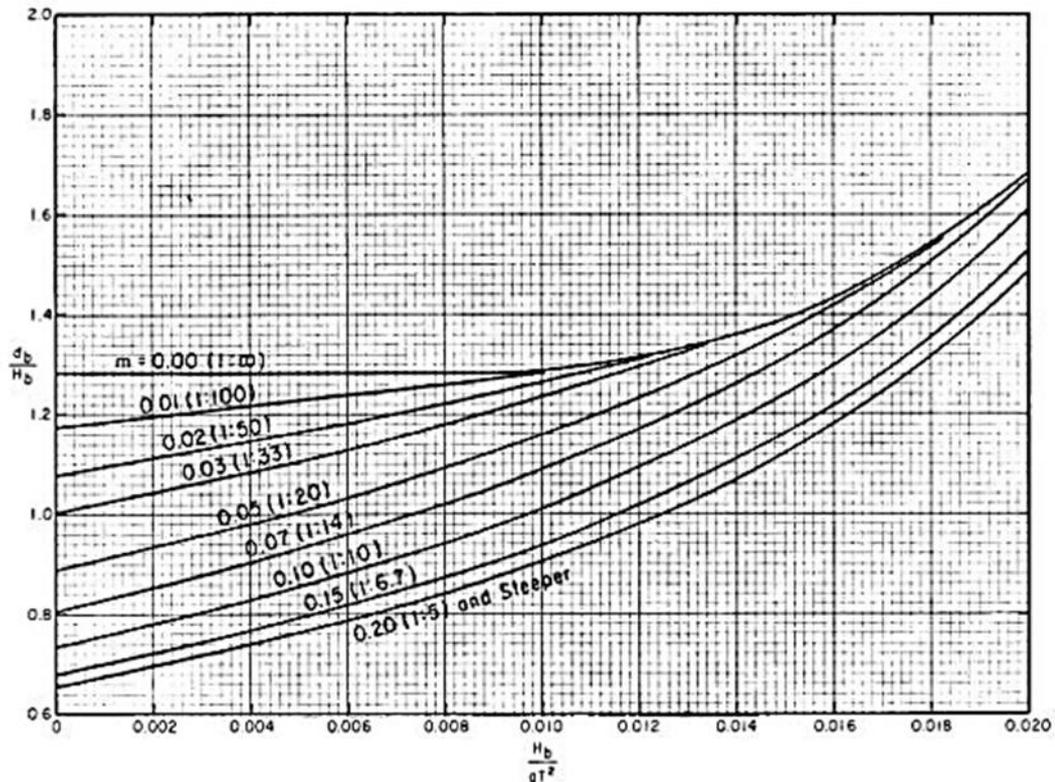
- H_b : Tinggi gelombang pecah (m)
 H'_0 : Tinggi gelombang laut dalam ekivalen (m)
 L_0 : Panjang gelombang di laut dalam (m)
 d_b : Kedalaman air pada saat gelombang pecah (m)
 m : Kemiringan dasar laut
 g : Percepatan gravitasi (m/det^2)
 T : Periode gelombang (det)



Gambar 2.6 Grafik Penentuan Tinggi Gelombang Pecah

Sumber: (Danial, 2008)

Penentuan Tinggi gelombang pecah juga dapat dihitung dengan melihat grafik hubungan antara $\frac{H'_0}{gT^2}$ dan kemiringan lereng dasar laut (m), pada **Gambar 2.6**. Sedangkan pada **Gambar 2.7** dibawah ini untuk menentukan kedalaman gelombang pecah dengan melihat hubungan antara parameter tinggi gelombang pecah , yaitu $\frac{H_b}{gT^2}$ dan kemiringan lereng dasar laut (m).



Gambar 2.7 Grafik Penentuan Kedalaman Gelombang Pecah

Sumber: (Danial, 2008)

2.6 Transpor Sedimen Terhadap Arah Gelombang

Transpor sedimen adalah perpindahan sedimen dari suatu daerah menuju daerah lainnya yang disebabkan oleh gelombang dan arus pembangkitnya. Gelombang dibangkitkan oleh angin yang berhembus di laut dalam dan akan membentuk gelombang pecah di *breaker zone*. Arah gelombang pecah akan membentuk sudut datang dengan membawa partikel-partikel sedimen di *surf zone* dan akan berhenti seiring melemahnya energi gelombang maupun arus yang

membawanya. Gelombang akan membawa partikel sedimen menuju muara sungai dari berbagai sudut datang dengan tinggi dan periode gelombang tertentu.

Transpor sedimen dapat dihitung dengan berbagai macam rumus empiris, salah satunya adalah dengan rumus CERC (*Coastal Engineering Research Centre*). Rumus CERC dipilih karena cukup sederhana dan tidak memerlukan waktu yang lama dalam mengolah datanya. Adapun penjabaran dari rumus CERC adalah sebagai berikut (Yuwono, 1982):

$$S = A \cdot P' \quad (2.30)$$

Keterangan:

S : Jumlah angkutan sedimen

A : Koefisien

P' : Komponen *energy flux* yang masuk *breaker zone* persatuan panjang

Dengan:

$$P' = P \cdot \sin \alpha_{br} \cdot \cos \alpha_{br}, \quad P = P_0 \cdot K_{RBR}^2 \quad (2.31)$$

$$P_0 = \frac{1}{16} \rho \cdot g \cdot H_0^2 \cdot n \cdot C_0 \quad (2.32)$$

Keterangan:

ρ : Rapat massa air laut (Kg/m^3)

g : Percepatan gravitasi (m/det^2)

H_0 : Tinggi gelombang signifikan. H_s (m)

n : $\frac{1}{2}$ untuk laut dalam dan 1 untuk laut dangkal

C_0 : Kecepatan gelombang (m/det)

K_{RBR} : Koefisien refraksi di sisi luar *breaker zone*

α_{br} : Sudut antara puncak gelombang dengan garis pantai di sisi luar *breaker zone*

Dari persamaan (2.31) dan (2.32), dengan menggunakan nilai $n = \frac{1}{2}$ maka, dapat disubstitusikan menjadi persamaan:

$$P' = \frac{1}{32} \rho \cdot g \cdot H_0^2 \cdot C_0 \cdot K_{RBR}^2 \cdot \sin \alpha \cdot br \cdot \cos \alpha \cdot br \quad (2.33)$$

Dari persamaan (2.30), dan (2.33) dapat disubstitusikan menjadi:

$$S = A \cdot \frac{1}{32} \rho \cdot g \cdot H_0^2 \cdot C_0 \cdot K_{RBR}^2 \cdot \sin \alpha \cdot br \cdot \cos \alpha \cdot br \quad (2.34)$$

Keterangan:

A' : Koefisien CERC, dengan nilai sebesar 0,014 untuk jumlah angkutan sedimen per detik (m^3/det) dan $0,44 \cdot 10^6$ untuk jumlah angkutan sedimen per tahun ($m^3/tahun$).

Nilai koefisien CERC juga dapat ditentukan dengan menyesuaikan jenis gelombang (H_s atau H_{rms}) yang diperlukan dan dapat dilihat pada **Tabel 2.2** dibawah ini.

Tabel 2.2 Koefisien CERC

| No. | Penemu | Jenis Gelombang | Koefisien CERC | |
|-----|---------------------------------------|-----------------|--------------------|-----------------------|
| | | | A' (m^3/det) | A'' ($m^3/tahun$) |
| 1 | Original CERC | H_s | 0,014 | $0,44 \cdot 10^6$ |
| | | H_{rms} | 0,028 | $0,88 \cdot 10^6$ |
| 2 | SPM (1975) | H_s | 0,025 | $0,79 \cdot 10^6$ |
| 3 | Komar (1976) | H_{rms} | 0,049 | $1,55 \cdot 10^6$ |
| 4 | Svasek | H_{rms} | 0,039 | $1,23 \cdot 10^6$ |
| 5 | <i>Delft University of Technology</i> | H_{rms} | 0,039 | $1,23 \cdot 10^6$ |

Sumber: (Yuwono, 1982)

Adapun persamaan lain untuk menghitung transpor sedimen dengan rumus Meyer Peter dan muller pada persamaan (2.35) dan rumus Frijlink pada persamaan (2.36):

$$\gamma_w \frac{Q_s}{Q} \left(\frac{K_s}{K'_s} \right)^{3/2} h \cdot I = 0,047(\gamma_s - \gamma_w) dm + 0,25 \left(\frac{\gamma_w}{g} \right)^{1/2} (Tb)^{2/3} \quad (2.35)$$

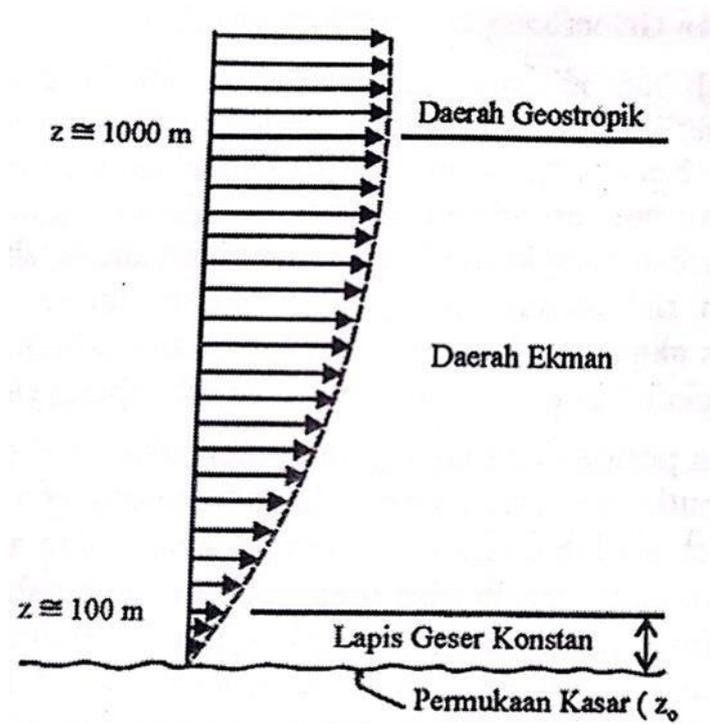
$$\frac{Tb}{d_m \sqrt{g \cdot \mu \cdot R \cdot I}} = 5e^{-0,21} \frac{\Delta d_m}{\mu \cdot R \cdot I} \quad (2.36)$$

2.7 Pembangkitan Gelombang

Gelombang terbentuk akibat energi atau gaya yang dibentuk oleh sumbernya dan angin merupakan pembangkit gelombang yang sangat besar pengaruhnya. Pembangkit gelombang oleh angin disebabkan oleh tiga faktor utama, yakni:

- Kecepatan angin
- Lama angin berhembus atau durasi angin
- Jarak seret gelombang atau fetch

Distribusi vertikal kecepatan angin dibagi menjadi tiga daerah sesuai dengan elevasi di atas permukaan angin berhembus. Pada **Gambar 2.8** dapat dilihat pada elevasi 1000 m ketas disebut daerah geostropik. Pada elevasi 100-1000 m disebut daerah Ekman dan pada elevasi 10-100 m dimana tegangan konstan, kedua daerah ini kecepatan dan arah angin berubah sesuai dengan elevasi karena adanya gesekan di permukaan laut antara temperatur udara dan air.



Gambar 2.8 Distribusi Vertikal Kecepatan Angin

Sumber: (Triatmodjo, 1999)

Pada daerah tegangan konstan, kecepatan angin dapat dihitung dengan persamaan:

$$U(y) = \frac{U^*}{0,4} \left[\ln\left(\frac{y}{y_0} - \psi_s \left(\frac{y}{L}\right)\right) \right] \quad (2.37)$$

Dengan:

- U^* : Kecepatan geser
- y : Elevasi terhadap permukaan air
- y_0 : Tinggi kekasaran permukaan
- L : Panjang campur yang tergantung pada perbedaan temperatur air dan udara
- ψ_s : Efek stabilitas kolom udara pada kecepatan angin tertentu

Apabila angin tidak diukur pada elevasi 10 m ($y=10$ m) maka, kecepatan angin dapat di konversi pada elevasi tersebut. Untuk itu dapat menggunakan pada persamaan (2.37), namun persamaan tersebut dapat disederhanakan menjadi:

$$U(10) = U(y) \left(\frac{10}{y}\right)^{1/7} \quad (2.38)$$

Angin yang berhembus diatas permukaan laut akan memindahkan energinya ke permukaan air laut, sehingga permukaan air yang semula tenang akan mulai bergerak dan timbullah riak gelombang kecil diatas permukaan laut. Apabila kecepatan angin bertambah, riak tersebut bisa berubah menjadi besar dan terbentuklah gelombang. Semakin lama dan semakin kuat angin berhembus, maka semakin besar pula gelombang yang terbentuk. Tinggi dan periode gelombang dipengaruhi oleh kecepatan angin, durasi angin berhembus, fetch dan arah angin. Pada umumnya pengukuran angin dilakukan di daratan dengan elevasi 10 m. Sedangkan di dalam rumus pembangkit gelombang, data yang digunakan adalah yang ada di atas permukaan laut. Oleh karena itu diperlukan transformasi gelombang data angin di atas daratan ke data angin di atas permukaan laut (Triatmodjo, 1999).

Apabila data angin tidak diukur dari permukaan laut melainkan diukur dari daratan maka, diperlukan transformasi dari data angin diatas daratan yang terdekat dengan lokasi studi ke data angin di atas permukaan laut. Dengan bantuan dari grafik pada **Gambar 2.9** maka, dapat menggunakan persamaan:

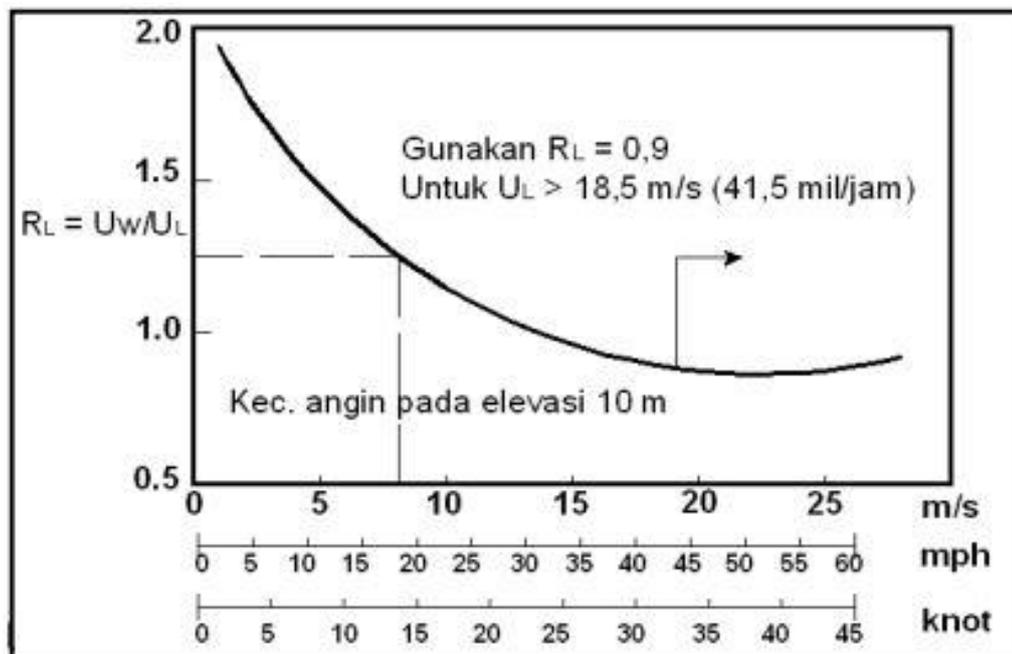
$$R_L = \frac{U_W}{U_L} \quad (2.39)$$

Keterangan:

U_W : Kecepatan angin di atas permukaan air (m/det)

U_L : Kecepatan angin di darat (m/det)

R_L : Nilai koreksi hubungan kecepatan angin di darat dan di laut



Gambar 2.9 Grafik Hubungan Antara Kecepatan Angin Di Laut dan Di Darat

Sumber: (Triatmodjo, 1999)

Rumus dan grafik pembangkitan gelombang mengandung variabel U_A , yakni faktor tegangan angin yang bisa dihitung dengan kecepatan angin. Setelah dilakukan konversi kecepatan angin, maka kecepatan angin dikonversikan pada faktor tegangan angin dengan menggunakan rumus berikut:

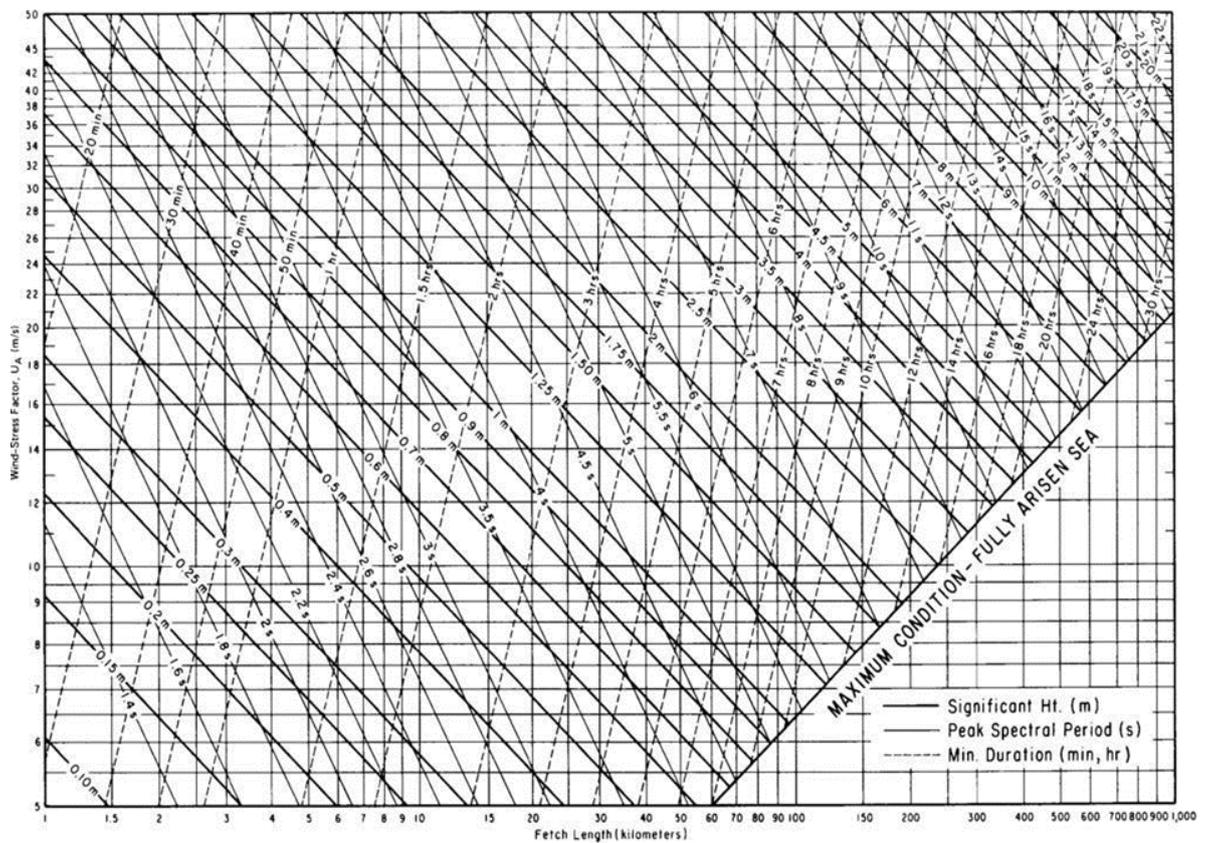
$$U_A = 0,71 U^{1,23} \quad (2.40)$$

Keterangan:

U_A : Faktor tegangan angin

U : Kecepatan angin (m/det)

Berdasarkan kecepatan angin, lama angin dan fetch berhembus, akan dilakukan peramalan gelombang dengan menggunakan grafik peramalan gelombang pada **Gambar 2.10**. Dari grafik tersebut panjang fetch (F), faktor tegangan angin (U_A) atau durasi diketahui maka tinggi dan periode gelombang signifikan dapat dihitung. Di daerah pembentukan gelombang, gelombang tidak hanya dibangkitkan dalam arah yang sama dengan arah angin tetapi juga dalam berbagai sudut terhadap arah angin. Di dalam tinjauan pembangkit gelombang di laut, fetch dibatasi oleh daratan yang mengelilingi laut.



Gambar 2.10 Grafik Peramalan Gelombang

Sumber: (Triatmodjo, 1999)

Fetch rerata efektif dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$F_{eff} = \frac{\sum X_i \cos \alpha}{\sum \cos \alpha} \quad (2.41)$$

Keterangan:

F_{eff} :Fetch rerata efektif

- X_i : Panjang segmen fetch yang diukur dari titik observasi gelombang ke ujung akhir fetch
- α : Deviasi pada kedua sisi dari arah angin, dengan menggunakan penambahan 6° sampai sudut sebesar 42° pada kedua sisi dari arah angin.

2.8 Batimetri

Batimetri berasal dari bahasa Yunani yang berarti pengukuran dan pemetaan topografi di bawah laut (Pipkin et al., 2001). Sedangkan menurut Setiyono (1996) batimetri adalah ilmu yang mempelajari pengukuran kedalaman lautan, laut atau tubuh perairan lainnya dalam bentuk peta dan studi tentang visualisasi tiga dimensi dasar perairan. Peta batimetri adalah peta yang menggambarkan perairan serta kedalaman dengan garis-garis kontur kedalaman. Dalam sebuah peta batimetri umumnya menampilkan relief lantai atau dataran dengan garis-garis kontur (*contour lines*) yang disebut kontur kedalaman (*depth contour* atau *isobaths*), dan dapat memiliki informasi tambahan berupa informasi navigasi permukaan.

Pada mulanya, teknik-teknik awal batimetri menggunakan tali berat terukur atau kabel yang diturunkan dari sisi kapal. Keterbatasan utama teknik ini adalah hanya dapat melakukan satu pengukuran secara singular dalam satu waktu sehingga dianggap tidak efisien. Teknik tersebut juga dapat menjadi subjek terhadap pergerakan kapal dan arus. Batimetri sangat diperlukan untuk pengembangan pelabuhan serta alur pelayarannya untuk memperkirakan kedalaman perairan sehingga memungkinkan kapal-kapal besar untuk menuju ke pelabuhan dan bersandar.

Pada era moderen ini, pengukuran batimetri bisa dilakukan dengan *echo sounding* (sonar), yang dipasang di sisi kapal kemudian dipancarkan oleh gelombang GPS (*Global Positioning System*). Proses pemancaran gelombang ini memerlukan waktu tempuh dari pemancaran dipermukaan perairan kemudian dipantulkan ke dasar perairan dan diterima kembali dipermukaan untuk mengkalkulasi kedalaman dari perairan yang diukur. Pengukuran batimetri sangat penting untuk dilakukan dalam penelitian yang berhubungan dengan pengembangan konstruksi di perairan dan berhubungan erat dengan navigasi

pelayaran. Pada tahap pemeruman (*Sounding*) dilakukan sesuai dengan SNI (Standar Nasional Indonesia) survei hidrografi menggunakan *singlebeam echo sounder* dengan cara (Nurdianti et al., 2016):

- a. Menyiapkan sarana dan instalasi peralatan yang akan digunakan dalam pemeruman.
- b. Melakukan percobaan pemeruman atau kalibrasi alat agar peralatan yang digunakan sesuai dengan spesifikasi.
- c. Melakukan *bar check* sebelum dan sesudah melakukan pemeruman.
- d. Pada saat air pasang dilakukan pemeruman untuk mendapatkan garis nol kedalaman.
- e. Melakukan investigasi jika terdapat daerah yang kritis, yaitu daerah yang membahayakan pelayaran, seperti adanya pendangkalan, karang dan benda asing lainnya.

2.9 Penelitian Terdahulu

Tabel 2.3 Penelitian Terdahulu

| Nama Penulis | Judul Jurnal | Metode | Hasil |
|------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Arifiyana, Sugeng Widada dan Denny Nugroho Sugianto (2015) | Pengaruh Longshore Current Terhadap Laju Sedimentasi Di Area Jetty Prophyline Dan Jetty Cargo Pt. Pertamina Ru Vi Balongan Indramayu | Metode Area Sampling (<i>Cluster Sampling</i>), Kuantitatif | Proses littoral transpor berperan dominan terhadap laju sedimentasi khususnya <i>Jetty Prophyline</i> karena sisi timur <i>prophyline</i> yang merupakan sisi yang berhadapan langsung dengan arah datang <i>longshore current</i> mengalami laju sedimentasi tertinggi. |

| | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p>Mohammad Arif Safwan, Sugeng Widada dan Petrus Subardjo (2016)</p> | <p>Pengaruh Arus Sepanjang Pantai (<i>Longshore Current</i>) Terhadap Sebaran Sedimen Dasar di Perairan Teluk Awur, Jepara</p> | <p><i>Purposive Sampling Method</i> (PSM), Kuantitatif</p> | <p>Hasil penelitian di Teluk Awur menunjukkan tinggi gelombang pecah berkisar antara 0,4 – 1,5 meter dengan kedalaman gelombang pecah berkisar antara 0,5 – 1,8 meter. Arus sepanjang pantai kecepatannya berkisar antara 0,7 – 2,0 m/s dengan arah cenderung menuju utara, karena gelombang dominan datang dari arah barat dan bentuk dari daratan Teluk Awur. Dominasi jenis sedimen di Teluk Awur berupa pasir dan gravely sand, dengan potensi angkutan sedimen berkisar 65,3 – 2.176 m³/hari atau 23.824 – 794.547 m³/tahun.</p> |
| <p>Dayinta Andayani, Agus Anugroho Dwi Suryoputro, Warsito Atmodjo, Alfi Satriadi, dan Petrus Subardjo (2020)</p> | <p>Studi Transpor Sedimen di Perairan Muara Sungai Bodri, Kabupaten Kendal</p> | <p>Studi Kasus, Kuantitatif</p> | <p>Besar arus sejajar pantai di daerah Timur muara yaitu 1,020 m/s, pada daerah depan muara terjadi arus sejajar pantai sebesar 1,243 m/s dan pada daerah Barat muara terjadi arus sejajar pantai sebesar 0,856 m/s. Transpor sedimen terjadi pada bagian Timur muara dengan arah dari Tenggara ke arah Utara sebesar 979.954,903 m³/tahun, kemudian di depan muara sungai arah berbelok ke Barat sebesar 1.131.864,393 m³/tahun, selanjutnya di Barat muara sungai</p> |

| | | | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | | berbelok dari arah Utara ke arah Barat Daya sebesar 432.014,433 m ³ /tahun. |
| Wita Melisa, Hariyadi, Sugeng Widada, Elis Indrayanti, Denny Nugroho Sugianto, Dwi Haryo Ismunarti, dan Muh Yusuf (2020) | Studi Pengaruh <i>Longshore Current</i> Terhadap Abrasi di Pantai Moro, Kabupaten Kendal, Jawa Tengah | Purposive Sampling Method (PSM), Kuantitatif | Berdasarkan hasil penelitian menunjukkan kecepatan <i>longshore current</i> pada musim barat sebesar 1,25038 m/s, pada musim peralihan 1 sebesar 0.71639 m/s, pada musim timur sebesar 1,08519 m/s, dan pada musim peralihan 2 sebesar 1,00732 m/s, yang menyebabkan abrasi dari tahun 2015-2016 seluas 7,29 ha. |
| Farid Budiman, Yudha Setyawan dan Aditya Ando Yosafat (2021) | Menganalisis Karakteristik Sedimen Dan Morfologi Muara Sungai Kapuas Guna Memperlancar Alur Pelayaran | Purposive Sampling Method (PSM), Kuantitatif | Dari hasil pengambilan data lapangan, menunjukkan bahwa batimetri di Muara Sungai Kapuas berkisar antara 2,6 m hingga 8,7 m sepanjang 5 Km menuju mulut muara dengan kontur dasar di Muara Sungai Kapuas di kategorikan Datar. Jenis sedimen dasar di Muara Sungai Kapuas didominasi oleh kategori tanah liat berlanau. |

Sumber: Artikel Ilmiah